Research Papers

SGU series Ca 53:2

Forskningsrapporter

Beskrivning till berggrundskartan över

Jämtlands län

Del 2: Fjälldelen

Lars Karis och Arne G.B. Strömberg

SGU

Sveriges Geologiska Undersökning

Geological Survey of Sweden

UPPSALA 1998

Research Papers

SGU series Ca 53:2

Forskningsrapporter

Beskrivning till berggrundskartan över

Jämtlands län

Del 2: Fjälldelen

Lars Karis och Arne G.B. Strömberg

UPPSALA 1998

ISSN 1103-3363
ISBN 91-7158-605-9

Referenser till denna publikation / *References to this publication*

Karis, L. & Strömberg, A., 1998: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:2*. 363 s.

Strömberg, A., 1998: Tektonik, petrografi och regional geologi i den västliga fjällberggrunden. *I* Karis, L. & Strömberg, A.: *Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen*, 185–363. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:2*. 363 s.

Fotografierna på sid. 1–184 är tagna av Lars Karis och de på sid. 185–363 av Arne Strömberg där ej annat anges.

Hällbergergets branta nordöstra begränsning utgör ett mäktigt inslag i Offerdals landskapsbild. Berggrunden i det flacka låglandet till vänster består av den undre skollberggrundens skiffrar och kalkstenar. I brantens övre del finner man den mellersta skollberggrundens förskiffrade sandstenar.

The steep northeastern wall of the Hällberget hill constitutes a prominent element in the landscape around Offerdal, central Jämtland. Shales and limestones of the Lower Allochthon dominate lower ground and the flaggy sandstones of the Finnsäter (Offerdal) Shale (Middle Allochthon) in the upper part of the hill.

© Sveriges Geologiska Undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Wikströms Tryckeri AB, Uppsala 1998

Förord

Den första berggrundskartan över Jämtlands län med beskrivning utgavs 1894. Arbetet utfördes av A. G. Högbom, som också svarade för den andra upplagan som kom ut 1920. Kartorna var småskaliga, 1894 1:500 000 och 1920 1:800 000, väsentligen beroende på bristfälligt topografiskt underlag. Sommaren 1961 påbörjade SGU därför en nykartering av berggrunden i Jämtlands län. Uppgiften bedömdes vara både tids- och kunskapskrävande på grund av länets storlek och dess komplexa berggrund och arbetet fördelades på flera geologer. Roland Gorbatschev anförtroddes urbergsdelen exklusive ett område i södra Härjedalen och ett område i anslutning till Ragunda-Mårdsjömassiven, som Per H. Lundegårdh respektive Karl Axel Kornfält bedömdes vara bäst lämpade att ansvara för. Roland Skoglund fick uppdraget att kartlägga fjällrandens tidigpaleozoiska bergarter och Arne Strömberg utsågs att kartlägga den kaledoniska fjällberggrunden.

De geologer som fått uppdraget att utföra nykarteringen startade med stor entusiasm, men arbetet visade sig vara betydligt mer omfattande och tidskrävande än planerat. Innan kartläggningen slutförts och resultaten sammanställts hade gruppen splittrats genom att Roland Gorbatschev utsetts till professor i Lund och Roland Skoglund övergått till andra arbetsuppgifter inom SGU. Roland Gorbatschev kunde dock fortsätta sammanställningsarbetet i reducerad takt, medan Lars Karis fick överta arbetet med att slutföra kartläggningen och sammanställa karta och beskrivning över den tidigpaleozoiska berggrunden. Inom den norra delen av den kaledoniska fjällberggrunden har Ebbe Zachrisson bidragit med kartbilden över de områden han ansvarade för i samband med SGUs prospekteringsverksamhet.

Berggrundskartan trycktes 1984. Den är en av de mest komplexa kartor som framställts vid SGU och arbetet har krävt ett stort engagemang från alla medverkande, såväl arbetsledare och extrageologer som kartredaktör och kartografer. Övergången från äldre till modernt kartunderlag innebar ett avsevärt merarbete. Kartans utgivning fördröjdes härigenom avsevärt.

Att det sedan skulle ta ännu längre tid innan sammanställningen av beskrivningen kunde slutföras vill SGU beklaga. Förseningen beror främst på att ansvariga geologer slutat eller fått andra arbetsuppgifter vid SGU vilket försvårat samordningen av de olika delarna till en enhetlig beskrivning men också på att resultat av nyare undersökningar krävt kompletteringar av vissa avsnitt. Att följa upprättade tidsplaner visade sig i flera fall vara omöjligt. Trots alla problem har arbetet ändå kunnat slutföras, mycket tack vare arbetsinsatser utöver det vanliga, både från författarna och den SGU-personal som varit involverad.

Kartan och beskrivningen över berggrunden i Jämtlands län är resultatet av arbetsinsatser som utförts under en lång tid. Före publiceringen har därför, som antytts ovan, både bilden av geologin som den visas på kartan och som den framställs i beskrivningen till vissa delar omprövats genom att ny kunskap tillkommit. Författarna har fått beskriva de områden de ansvarat för och i olika delar av beskrivningen kan därför, beroende på den komplexa och svårtolkade uppbyggnaden av berggrunden, olika uppfattningar om samma geologiska företeelse finnas. Detta innebär att beskrivningen i vissa fall kan förefalla inkonsekvent, något som tyvärr inte kunnat undvikas. Kartan och beskrivningen har ändå bedömts ha ett stort värde som en faktasammanställning på vilken såväl översiktliga bedömningar i berggrundsgeologiska frågor som nya och mer detaljerade undersökningar av berggrunden kan byggas.

Uppsala i december 1998

Leif Björk
Chef för undersökningsverksamhet, berggrund

Innehåll

Förord 6
Inledning 6
Kommentarer till den geologiska kartbilden 9
Stratigrafi, definitioner, faciesbegrepp 10
Litostratigrafi 10
Litostratigrafiska enheter 11
Vemdalskvartsit 11
Moskiffer 13
Kläppeskiffer 13
Töyenskiffer 15
Ordovicisk kalksten 15
Andersöskiffer 21
Föllingeformationen (turbiditer) 26
Öråskiffer 28
Kogstaskiffer 28
Kyrkåsformationen 29
Edekvartsit 33
Bergekalksten 35
Bångåsenskiffer 39
Ekebergsformationen (turbiditer) 40
Rödeformationen (icke-marina sandstenar) 41
Topostratigrafiska enheter, Underordovicium 42
Segerstadskalksten 43
Skärlövskalksten 45
Sebykalksten 45
Folkeslundakalksten 45
Furudalskalksten 45
Dalbykalksten 46
Slandromskalksten 46
Regionala beskrivningar 47
Häggingåsen 47
Glöteområdet 54
Glötesåsen 54
Dravagsvålen 56
Ránddalen 57
Tektoniska samband 58
Sandviken - Hede - Vemdalen 58
Klövsjöområdet 59
Skalänget - Gammelbodberget 61
Storhallen - Åsarna 62
Området söder om Berg 65
Hoverberget - Mo 66
Hovermo - Västnår - Älven 70

Ovikenområdet ... 70
Området Hallom - Myrviken - Billsåsen ... 72
Månsåsen - Marby - Trappnäs samt Utöarna ... 73
Kusböle - Höla - Hallen - Mörsil samt Oviksfjällens nordostsida ... 75
Hackås - Lillå - Näs - Sanne ... 77
Locknefältet ... 80
Brunfloområdet ... 84
Östersundsområdet ... 88
Ås ... 90
Krokomsområdet ... 91
Frösön ... 93
Isön, Andersön och Bynäset ... 96
Norderön och Verkön ... 97
Området på ömse sidor om Indalsälven väster om Lit ... 100
Häggenåsområdet med Högfors ... 101
Området Ringsta - Husås ... 105
Mo, Örån och Nyby ... 106
Området Korsmyrbrännan - Kilen - Vikbodkälen - Fyrås - Hammerdal ... 107
Munkflohögen ... 108
Området Norderåsen - Storbränna ... 108
Föllinge ... 109
Laxsjöområdet ... 111
Strömsundsområdet ... 112
Området Järvsand - Havsnäs - Kalkberget ... 114
Ströms Vattudal - Alanäs – Lidsjöberg ... 116
Alsen ... 118
Mattmar ... 120
Tulleråsen - Ånge ... 122
Området Kaxås – Tångeråsen - Nästsjön - Rönnöfors ... 127
Järpen - Getsjön ... 132
Området väster om Getsjön ... 133
Sällsjö - Undersåker ... 133
Stratigrafisk sammanfattning ... 134
Vend–kambrium ... 134
Underordovicium ... 142
Mellanordovicium ... 145
Östlig rampfacies ... 148
Västlig rampfacies ... 151
Den siluriska utvecklingen ... 152
Tektonisk översikt ... 155
Summary ... 164
Litteratur ... 174
Appendix ... 179

Jämtlands östliga fjällberggrund

Lars Karis

Förord

Föreliggande arbete är resultatet av dels undersökningar inom ramen för detta projekt, dels värdefulla insatser från ett flertal geologer, som under flera decennier samlat och bearbetat material från den sedimentära fanerozoiska berggrunden i Jämtland. En historisk tillbakablick på karteringsarbetet, sammanställningen och färdigställandet av länskartan över berggrunden i Jämtlands län samt på beskrivningsarbetet lämnas av Strömberg (detta arbete).

Det samarbete som utvecklades mellan A. Strömberg och författaren under de år fältarbete och sammanställning pågick har varit rikt givande och de diskussioner som följde uppkomna tolkningsproblem har förhoppningsvis fört våra lösningar närmare en rättvisande geologisk bild.

I det följande avsnittet om den östliga, i huvudsak sedimentära berggrunden har mycket värdefullt material insamlats av förre avdelningsdirektören vid SGU, Roland Skoglund, som under en stor del av karteringsskedet ledde arbetet inom det fanerozoiska berggrundssegmentet.

Vidare har de prover som samlats in under tidigare skeden, främst genom framlidna prof. P. Thorslunds och B. Asklunds samt lektor T. Tjernviks undersökningar i området, varit till utomordentlig hjälp vid tolkningsarbetet.

Manus till detta avsnitt har förbättrats genom det grundliga revideringsarbete som utförts av Torbjörn Thelander, till vilken jag härmed riktar ett varmt tack. Ett varmt tack riktar jag även till övriga kolleger som under årens lopp välvilligt diskuterat ett otal tolkningsförslag.

Den engelska sammanfattningen her har språk- och faktagranskats av Dr. Lesley Cherns, Cardiff, UK.

Inledning

Den västra delen av den jämtländska ytberggrunden domineras av sedimentära bergarter som skapats genom avsättning i främst havsmiljöer av skilda typer av nedbrytningsprodukter, sådana från sedimentbergarter eller det kristallina underlaget, produkter från vulkanutbrott eller sönderdelade eller hela fossila växter och djur. Några led eller delar därav har tillkommit genom kemisk avsättning. De lösa sediment som avsatts i havs- eller sötvattenmiljöer har genom olika processer omvandlats till bergarter. De bergartsenheter av detta slag som påträffas i Jämtland har samlats under begreppet *den jämtländska övergruppen* (Jämtland Supergroup, Gee 1975) och omfattar de sedimentära bergarter som avsatts under den tid i Skandinaviens utveckling som präglas av förhistorien och tillkomsten av den skandinaviska bergskedjan. De äldre, jotniska sandstenar och konglomerat med låg omvandlingsgrad som påträffas i Härjedalen förs alltså inte till övergruppen. Uppdelningen i underenheter presenteras i kapitlet ”Stratigrafi”. Idag påträffar vi dessa mer eller mindre tektoniskt lagrade på ett i stort sett passivt underlag av proterozoiska kristallina bergarter. Ytan stupar ca 1° mot VNV.

Uppbyggnaden av den skandinaviska bergskedjan, som räknar sitt ursprung till den kaledonska bergskedjebildningen (orogenesen), inrymmer flera faser som i tid delvis överlappar varandra. I ett inledningsskede, som inträdde för omkring 850–900 miljoner år sedan (fig. 1), bildades i området tråg och höjdområden av väldiga dimensioner med en riktning som idag är nord–sydlig. Trågen uppkom genom sträckning och förkastning av jordskorpan med språnghöjder i rörelsezonerna som kunde nå i storleksordningen 1000 meter (Kumpulainen 1980). Bildningar av detta slag påträffas såväl i relativt östliga lägen i länets sydvästra och nordöstra delar som i västligare lägen i länets centrala del. Förhållandet beskrivs mera ingående i avsnittet ”Regionala beskrivningar”. Trågen fylldes under och efter bildningsprocessen av klastiska sediment, polymikta stenbäddar och fältspatförande sandavlagringar som omvandlats till konglomerat, sandstenar, siltstenar och kvartsitiska lager. Dessa enheter täcks inom flera områden av en fragmentbergart och en tunnskiktad enhet vilka tolkas som spår efter en nedisning (Lillfjällsformationen, Kumpulainen 1980) samt en kvartsrik enhet, Vemdalskvartsit, som avslutar utfyllnaden av de stora sedimentationstrågen och deras närmaste omgivning. Kvartssandavsättningen inleddes för omkring 650 milj. år sedan och utgör den avslutande fasen av avsättning som i hög grad styrdes av den tidigare trågbildningen. Under den senare delen av den vendiska sandsten-kvartsitbildningen, när uppgrundningen var närmast fullbordad, inträdde en eller flera faser där havet drog sig tillbaka från regionen. Sandstenen–kvartsiten eroderades lokalt. En avslutande avsättning av sand, silt och ler i den kvartsitiska

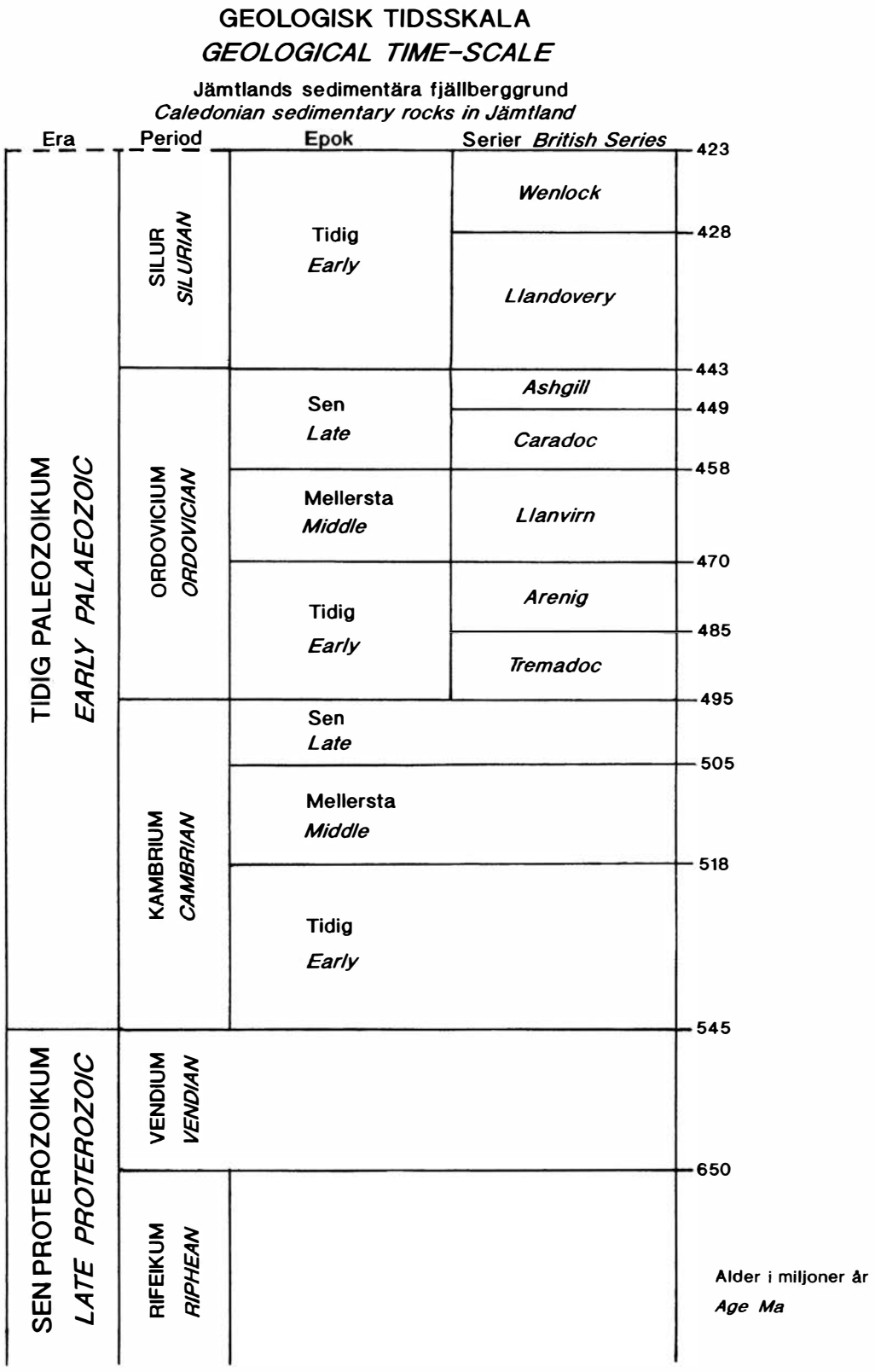


Fig. 1. Kronostratigrafisk översikt över de geologiska tidsavsnitt som diskuteras i beskrivningen till berggrundskartan över Jämtlands län.
Geochronology of features discussed in the bedrock description, Jämtland.

cykeln faller tidsmässigt inom den kambriska perioden, vilken inleddes ca 550 milj. år tillbaka och har i vissa områden kunnat följas till ett tidsavsnitt som inföll för omkring 510 milj. år sedan, alltså under tidig mellankambrisk tid (Regionala beskrivningar – Oviken).

Den beskrivna utvecklingen kan sammanfattas som en utjämning och utfyllnad av de höjdskillnader, som uppkommit genom uttänjningen och uppsprickningen av jordskorpan. Avslutningen av denna process sker under sen kambrisk tid. De sediment som bildas under mellan- och senkambrisk tid är likartade över stora delar av jorden och påträffas i nutid så geografiskt skilda områden som Skandinavien, Storbrittanien, östra Nordamerika, södra Sydamerika och Australien.

Som framgår nedan saknas delar av den senkambriska lagerföljden i Jämtland liksom i större delen av Skandinavien. Visserligen avsätts marina leror som omvandlas till svarta skiffrar också under några avsnitt av den följande perioden, ordovicium, men detta sker endast under begränsade tidsavsnitt och i västligare lägen (fig. 4). Sturkell (1992) rapporterar förekomsten av tunna mörka karbonatrika bergarter från detta tidsavsnitt även i östliga lägen, dvs. mindre än 10 km från dagens utbredningsområde för de fanerozoiska bergarterna. Det är dock påvisat, att lagerföljden där enheten påträffats, har transporterats i östlig riktning av bergskedjerörelser. Problemet belyser på ett utmärkt sätt konflikten mellan begreppen *autokton* (avsatt på plats, rotfast) och *allokton* (förd från sin ursprungsplats) i stratigrafiskt respektive tektoniskt hänseende.

Den regionalt likartade utbildning, som kännetecknar den kambriska utvecklingen ersätts under ordovicium av dess motsats med markanta förändringar i främst öst–västlig riktning, sett i dagens pollägen. I Jämtlands centrala delar förekommer ordoviciska bergarter, som i huvudsak har sina motsvarigheter i Siljansområdet, Närke, Östergötland och på Öland. Utbildningen domineras av karbonatrika bergarter som kalkstenar och slamstenar. Enheterna är tunna och bildar tillsammans en extremt kondenserad ordovicisk sekvens. Exempelvis är mäktigheten 1/100 av den, som motsvarande tidsavsnitt når i södra Nordamerika.

De tunna kalkstensenheterna ersätts mot väster av bergarter dominerade av sand och leror från områden under erosion såväl över som under havets nivå. Genom hela avsättningshistorien konkurrerar lokalt bildade karbonater och ickekarbonatisk detritus från landområden. I områden där tillförsel av sand och ler dominerar trängs avsättningen av kalkrika sediment undan och vice versa. Fyra pulser av kraftigare införsel av landdetritus kan urskiljas och ger sig tillkänna som skiffer eller sandstensinslag i den östliga, karbonatdominerade lagerföljden: Kläppeskifferns översta del, Töyenskiffern, Andersö–Kogstaenheterna och gränslagren mot det siluriska systemet. Inslagen visar att den geologiska utvecklingen under ordovicium har avsevärt större dynamik och regional uppdelning än den under kambrisk tid.

Två av de terrigent dominerade episoderna kan härledas till ökad tektonisk aktivitet i västliga områden (Pl. V).

Den silt- och sandavsättning, som uppträder vid tiden för övergången till silurisk tid, anses vara knuten till nedisningar i polarområdena, varav ett var beläget i nuvarande Nordafrika. Spår av istiden finns väl företrädda bl.a. i Marocko. Stora mängder vatten bands i inlandsisar och havets nivå sänktes globalt, vilket i relativt grunda områden resulterade i en övergång till en landperiod. Denna avbröts under tidig silur när bl.a. isavsmältningen återförde vattnet till oceanerna. Under denna fas, vid övergången mellan ordovicium och silur, bildades de sandrika Kyrkås- och Edeenheterna, som kan visas ha fått sitt material från ett västligt område. I västliga delar av Storsjöområdet påträffas en lagerutveckling i Kyrkås–Edeavsnittet som visar att de uppkomna nivåskillnaderna än en gång utjämnades och förutsättningar för avsättning av karbonatrika sediment skapades under äldre silurisk tid. Under detta avsnitt avsattes i övre Edeenheten en växellagrande kalkig och siltig sekvens, som övergår i en renare kalksten, Bergeenheten. I avsnittet ”Stratigrafi, definitioner, faciesbegrepp” visas att redan under avsättningen av kalkstenen uppträdde de första tecknen på en trågbildning. Den utvecklades i en fas av Kaledonidernas bildning, som hänger samman med en begynnande uppskjutning och pålagring av från nordväst kommande skollor. I nordligaste Skandinavien inleddes uppgrundningen och övergången till kontinentala förhållanden redan under äldre silurisk tid. Sydöst om den landmassa som uppkom genom skolluppbyggnad och lyftning av tidigare sedimentationsområden, utbildades tråg som fylldes ut av marina leror, senare siltstenar och sandstenar. I mellersta silur avslutades avsättningen i det jämtländska området före huvudfasen av den kaledoniska bergskedjebildningen genom att sandstenar avsattes över havets nivå. Man kan följa den avancerande uppgrundningen vidare söderut över Siljansområdet ner till Gotland, Skåne och Baltikum där övergången från marina till icke-marina förhållanden inträdde under tidig devon, dvs. omkring 400 milj. år tillbaka i tiden.

Under den följande perioden avsattes åter klastiska sediment som uppkom genom nedbrytning av det aktiva bergskedjeområdet. Olika beräkningar visar att omkring 3000–8000 m mäktiga bergmassor tillfördes området under bergskedjebildningen (Tullborg m.fl. 1995). Den kaledoniska bergskedjan nådde troligen sin största mäktighet under sendevonisk–tidigkarbonisk tid varefter erosionen kontinuerligt reducerade mäktigheten fram till kretaceisk tid. Möjligen påskyndades nedbrytningen genom vertikalrörelser som inträffade i jordskorpan i samband med en bergbildningsfas i norra Centraleuropa. För mindre än 100 milj. år sedan var den kaledoniska bergskedjan i huvudsak ned-

planad, med obetydliga höjdskillnader. Den skandinaviska bergskedjans nuvarande relief uppstod genom upplyftning och viss tippning av hela det stabila block som bl.a. utgör bergskedjans grund och som sträcker sig söder- och österut ner mot begränsande rörelsezoner i Sydsverige. Även inom länet kan mera lokala men omfattande nivåändringar spåras. Exempelvis uppträder en väl utvecklad underkambrisk lagerföljd i södra Härjedalen med sin bas vid omkring 625 m. En betydligt mindre väl utvecklad påträffas i Storsjöområdet på omkring 295 m höjd. Den inbördes nivåförändringen är alltså i storleksordningen 350 m. Den sydliga utbildningen av kambriska lager inleddes tidigare än den vid Storsjön, vilket visar att området i södra Härjedalen vid den tiden var lägre och täcktes av hav tidigare än de längre norrut. Följaktligen intog det sydliga området under äldre kambrium en lägre nivå än det centraljämtländska.

Summan av rörelserna i vertikal led under tiden efter kritaperioden kan uppskattas till närmare 1200 m, beräknat utifrån bergskedjans toppkonstansyta.

Det historiskgeologiska skeendet och utvecklingen av olika bergartsformationer beskrivs nedan i avsnitten ”Stratigrafisk sammanfattning” och ”Tektoniska huvuddrag i den undre fjällberggrunden”.

KOMMENTARER TILL DEN GEOLOGISKA KARTBILDEN

Fördelningen av de fanerozoiska bergarterna i autoktonen och den undre skollberggrunden är i den geologiska kartbilden baserad på observationer från omkring två tusen lokaler i länet. Grundkarteringen har utförts i olika noggrannhetsgrad och på ett skiftande kartunderlag, från generalstabens konceptkartor, som var det enda tillgängliga underlaget vid slutet av 1960-talet, till ekonomiska kartor tillgängliga över Storsjöområdet. Av de besökta observationspunkterna har omkring 15% markerats på kartan antingen som kryssstecken eller som strukturmarkeringar. Urvalet är grundat på lokalens betydelse för tolkningen av det regionala geologiska mönstret. Fördelningen av lokalerna är geografiskt ojämn. I motståndskraftigare bergarter som kalkstenar och kvartsiter eller där täckande bergarter består av sådana, är antalet blottningar jämförelsevis stort. I områden som domineras av lätt nedbrytbara bergarter som exempelvis olika skiffrar är blottningsgraden låg och inom vissa områden saknas säkra observationer av berggrunden i flera tiotal kvadratkilometer stora områden, exempelvis de vidsträckta myrområdena väster om Hammerdal. Graden av noggrannhet i den geologiska kartbilden är givetvis beroende av avståndet mellan observationerna och det gäller speciellt tolkningen av berggrundens veckningsmönster.

I beskrivningen av de bergartsled som avsatts över det kristallina underlaget används begreppet *fjällranden* i den meningen att den representerar den nuvarande erosionsgränsen för dessa lager, som präglats av och ingått i den kaledoniska orogenesen och som idag i vissa områden med kvartsitdominerad överskjuten berggrund även utgör den skandinaviska fjällkedjans utposter mot öster.

Som diskuteras i kapitlet ”Tektoniska huvuddrag” är praktiskt taget all berggrund som täcker det kristallina underlaget påverkad av de tektoniska rörelser som skapade den ursprungliga kaledoniska bergskedjan. Påverkan visar sig i bland annat veckning och överskjutning samt sammanpressning. Påverkan kan spåras ut i de östligaste utliggarna av det nu bevarade täcket av fanerozoiska bergarter där det huvudsakligen tar sig uttryck i subhorisontella förskjutningar. Mot väster möter allt tydligare spår av rörelser som uppskjutningar och veckningar. Sådana strukturer uppträder i flera storleksordningar från millimeterskala till kilometerstora uppåt- eller nedåtböjda bildningar, syn- och antiklinaler respektive syn- och antiformer. Veckstrukturer i storleksordningar under 25 m vertikal skillnad mellan högsta och lägsta punkt kan endast i undantagsfall återges i länskartans skala. Det framgår dock tydligt av kartbilden att äldre berggrundsenheter på många ställen fingrar in i fält med yngre. Det tydligaste exemplet finns på Frösön, speciellt i anslutning till öns norra strand, där även skillnader i bergarternas motståndskraft mot nedbrytande krafter förstärker bilden. Stranden från Rotudden till Droludden består av en serie uddar åtskilda av bukter eller vikar. Av kartbilden framgår att uddarna byggs upp av den motståndskraftiga kalkstenen och att bukterna domineras av mindre motståndskraftiga skiffrar. Kalkstenen uppträder i uppåtriktade veck, antiklinaler, som på den nordvästra och sydöstra sidan omges av nedåtböjda veck, synklinaler, som innehåller yngre bergartsled.

Vissa stratigrafiska enheter i den underpaleozoiska lagerföljden har en relativt ringa mäktighet, i vissa fall mindre än tio meter. Trots den obetydliga mäktigheten kan en enhet ha stor betydelse för kartbildens tydlighet och tolkning. Det tydligaste exemplet på en sådan enhet är Edekvartsiten vid gränsen mellan de ordoviciska och siluriska systemen. Kvartsiten når inom vissa områden knappt fyra meter och skulle skalriktigt inte kunna ingå i kartbilden, men på grund av sin stratigrafiska betydelse har den infogats och fått en ytmässig överrepresentation.

Ytterligare ett exempel på denna konflikt där en skifferenhet inte konsekvent tagits med i kartbilden beskrivs i ”Stratigrafisk sammanfattning” under avsnittet ”Töyenskiffer”.

STRATIGRAFI, DEFINITIONER, FACIESBEGREPP

Den geologiska kartbilden är en presentation av bergartsenheter med karaktäristiska egenskaper som var och en skiljer den från andra i omgivningen. Tyngdpunkten vid indelningen av berggrunden ligger i bergartens uppbyggnad och sammansättning, som innefattar kemiska och fysiska egenskaper samt enhetens tektoniska tillhörighet. Enheternas tidsmässiga fördelning beaktas till en lägre grad, vilket innebär att ringa eller ingen hänsyn tas till enhetens bildningstid och därmed det avsnitt i jordens historia som bergarten representerar. En sådan enhet går under benämningen *litostratigrafisk* (efter lithos = sten). Ett formationsnamn kan bestå av ett geografiskt namn samt suffixen *-formation,* -bergartsbeteckning (t.ex. *-sandsten*) eller en kombination av dessa (t.ex. *-sandstensformationen*). Enligt internationella överenskommelser kan de tre begreppen användas som synonymer. Det geografiska namnet är unikt och anger entydigt begreppets omfattning.

Indelning av berggrunden kan göras även på tidsmässiga (geokronologiska) och historisk-geologiska grunder. Ett bergartsleds ålder kan bedömas antingen genom radiometrisk eller genom relativ (komparativ) datering. Den senare metoden används framför allt i bergarter som avsatts under den del av jordens historia då skal- eller innerskelettförsedda organismer funnits på jorden. Om lämpliga betingelser fanns för att motståndskraftiga delar av djuren skulle bäddas in och bevaras i bergarten kan resterna, fossil, vara ett verktyg för en relativ datering av en enhet. En indelning av lagerföljden efter sådana kriterier och med hänsyn tagen till de skilda livsmiljöer bergarterna avspeglar benämns *biostratigrafisk.* Den biostratigrafiska indelningen fixeras tidsmässigt allt bättre med tiden genom att tidsindelningen kompletteras med bestämningar av ingående halter av vissa isotoper under radioaktivt sönderfall som möjliggör en absolut datering av lagren till den noggrannhet metoden tillåter. Med tillgång till nutida teknik kan en åldersbestämning med hjälp av vissa isotoper ge en mycket noggrann bestämning av ett lagers absoluta ålder. Den biostratigrafiska indelningen inordnas i ett *geokronologiskt* indelningssystem, som har givit den bekanta indelningen av jordens åldrar enligt fig. 1.

För mera detaljerade stratigrafiska jämförelser har begreppet *topoformation* införts av Jaanusson 1963. Begreppet tar hänsyn till och knyter samman både litostratigrafisk och biostratigrafisk information som kan läsas ur bergarten och kan sägas avspegla de paleoekologiska förhållandena.

Litostratigrafi

Som framgår av föregående kapitel är berggrundskartan baserad på en uppdelning av berggrunden i enheter som är lätta att identifiera och som förts till indelningsenheten *formation* vilken är den grundläggande enheten i det litostratigrafiska indelningssystemet. Formationerna kan vid behov delas in i *led*. De kan också grupperas samman i *grupper* eller ännu större *övergrupper.* Följande enheter, formationer, har använts i den fanerozoiska delen av den jämtländska berggrunden. Presentationen inleds med den äldsta enheten och följs av allt yngre.

Plattforms- och rampfacies

Vid beskrivningen av den jämtländska tidigpaleozoiska lagerföljden introducerade Thorslund (1940) de tektoniska begreppen autoktona och överskjutna lager att gälla även som paleogeografiska och faciella–stratigrafiska begrepp. Under de följande decennierna kom begreppet ”överskjuten” att ersättas av såväl allokton som allokton–parautokton. Den senare uppdelningen syftade till en gradering av bergarternas transportlängd vid överskjutningen. Begreppen autokton, parautokton och allokton är korrekta i tektoniska och tektonostratigrafiska sammanhang. Det har däremot visat sig svårt att utan komplikationer behandla den underpaleozoiska lagerföljden ur faciell och biostratigrafisk synpunkt med användandet av dessa begrepp och åstkilliga missförstånd har uppstått genom sammanblandning av den tektoniska med den stratigrafiska betydelsen. Därför föreslås att begreppen *autokton, parautokton och allokton används uteslutande i tektoniska sammanhang* och att *nya begrepp införs för att beskriva paleogeografiska och faciella relationer, plattforms- respektive rampfacies* (plansch V).

Avsättningen av de sediment, som så småningom skulle bilda den underpaleozoiska berggrunden i Jämtland och i övriga delar av blivande Skandinavien och angränsande områden (Baltiska skölden), bestämdes till sin karaktär av en rad faktorer som varierade i tiden. Några av de viktigaste var områdets geografiska läge på jorden, vattendjup, mängden tillgängliga nedbrytningsprodukter från kontinenter och oceanografiska faktorer som havsströmmar, yttemperaturer och temperaturgradienter. Som framgår av sammanfattningen (s. 134) kommer området att karaktäriseras av en relief-

utjämning av de post-Dalslandiska till tidigkaledoniska vertikala blockrörelserna och en sänkning av området relativt oceanernas yta. Detta ger som resultat att urbergsskölden täcks av grundhav, som endast under kortare tid under utvecklingen mellan 650 milj. år och 420 milj. år före nutid drar sig tillbaka och orsakar luckor i den stratigrafiska registreringen. Under denna tid kan tre faser urskiljas. Förutom den beskrivna utjämningen och avsättningen av lerdominerade sediment i storregional skala under de mellersta och senare delarna av kambrium, förekommer en fas under ordovicium när en markant skillnad i utbildning i öst–västlig riktning förekommer och en avslutande cykel av avsättning när sedimentationen betingas och styrs av den avancerande uppgrundningen och övergången till kontinentala förhållanden, vilket sker under den siluriska perioden.

Speciellt under ordovicisk tid uppträder en starkt differentierad faciesutbildning som orsakas av dynamiken i västligare områden genom plattektoniska rörelser som sker vid öppnandet och slutandet av en ”för-atlantocean”, *Iapetus*. Den östliga delen av det jämtländska området ansluter till utvecklingen på den Baltoskandiska plattformen, Baltica, ett stabilt kärnområde, som omfattar Skandinavien, Finland, de baltiska staterna och västligaste Ryssland. Avsättningen på plattformen domineras under ordovicium av karbonatrika bergarter, kalkstenar, slamstenar m.m. Denna typ av avsättning och utbildning kallas *plattformsfacies*. I Sverige uppträder speciellt under mellanordovicium en zonering av bergarts- och faunautbildning. Områden med likartad utveckling sammanförs i ”*confacies belts*” (Jaanusson 1973). Begreppet saknar svensk motsvarighet. För den underordoviciska utvecklingen har det faciella stråket *Storsjön–Billingenområdet* införts av Erdmann (1965) och det representerar en sedimentavsättning i grunt vatten. Mot väster blir inflytandet från de rörelsepåverkade områdena mera märkbart och från Osloområdet till Jämtlands Storsjöområde och vidare mot Malgomaj och Vojmsjön löper ett bälte av likartad ordovicisk berggrundsutbildning. Den östligare delen av detta stråk har benämnts *Oslo/Skåne–Jämtlandsstråket* (Erdmann 1965), som tillsammans med den tektoniskt betingade västligare bassängen domineras av skiffriga bergartsled i en utveckling som givits namnet *rampfacies*.

LITOSTRATIGRAFISKA ENHETER

Vemdalskvartsit

Vemdalskvartsit är i huvudsak en omvandlad sandsten, som förutom denna består av begränsade inslag av konglomerat (fig. 2) och siltsten. Enheten har sitt ursprung i områden där den äldre Långåsandstenen avsatts samt i anslutande regioner. Såväl Långåsandstenen som Vemdalskvartsiten tillkom i samband med utfyllnaden av tråg av mycket stora dimensioner som uppkom genom sträckningar i jordskorpan för omkring 800 milj. år sedan. Vemdalskvartsiten avslutar tillsammans med den associerade yngre Moformationen utfyllnaden av de stora trågen.

Namnet Vemdalsformationen är använt sedan 1800-talets senare del (Svenonius 1881, Törnebohm 1881, 1896, Wiman 1910, Hadding 1929, Asklund 1933). Formationens undre begränsning är inte tillgänglig i typområdet vid Vemdalen. Den är definierad som övergången mellan glaciogena bergarter eller kristallint underlag och konglomeratiska eller sandiga lager av ett kvartsdominerat omvandlat sediment. Den vanligast påträffade kontakten mot underlaget består av en finkornig, till kvartsit omvandlad sandsten som överlagrar en porfyr eroderad till en gropig yta. Sådana kontakter kan observeras i Ljungans lopp nedströms kraftverket vid Trångfors, vid Kläppesektionen norr om Gärdsta och vid Sunne (Asklund 1933).

Vemdalsformationens övre gräns är antingen en övergång till en siltig förskiffrad enhet, Moformationen eller gränsen mellan mörka kvartsitiska, delvis karbonatiska bankar och en pålagrande mörkt grå till svart skiffer, Kläppeformationen. I det förra fallet är övergången oskarp och utbildad som tunna kvartsitlager eller sandstenslinser i en siltrik bergart. Övergångslagren varierar i mäktighet mellan ca 1 m i Tossåsenområdet och Mårdåsberget sydväst och väst om Svenstavik till 3,5 m i Kläppesektionen (fig. 63). Den senare utbildningen är den vanligast förekommande i östliga lägen i utbredningsområdet.

Vemdalskvartsiten domineras av enheter som uppstått genom omvandling av fin- till medelkorniga sandstenar. Kvartsiten är bankad. Såväl tunnbankade enheter, med tjocklekar under 0,1 m, som mycket tjockbankade, närmast massiva led förekommer. Normalt kan den ursprungliga texturen urskiljas men lokalt har de ursprungliga korngränserna utplånats praktiskt taget helt och kvartsiten antagit ett glasigt utseende. Kvatsitens färg varierar från ljust gulvit till ljust grå, gråblå till nästan svart. Tillgängliga analyser antyder att den blå och svarta toningen är knuten till halten av kol i bergarten. Gula och bruna toner kan enligt samma data vara knutna till järn- och manganinblandning.

Vemdalskvartsiten är inte likartat utvecklad vare sig genom hela sin mäktighet eller inom de områden där den påträffas. I länets sydliga delar, från Vedungsfjället till Klövsjö, uppträder intraformationella konglomerat på flera nivåer (Hadding 1929). Mellan Vemdalen och Hede har konglomerat med bollmaterial upp till 15 cm diameter påträffats och runt gårdarna i norra Vemdalen påträffas på flera ställen konglomerat med hassel- till valnötsstora bollar av vit kvarts (fig. 2). Konglomeraten är värda att notera bland annat för att bollarna endast undantagsvis stödjer varandra i bergarten. De ligger normalt spridda i en relativt finkornig, grovsiltig mellanmassa.

Fig. 2. Kvartsitkonglomerat i Vemdalskvartsit. Valnötsstora bollar av vit kvartsit och mörkare mellanmassa bygger upp fyra meter mäktiga konglomeratbäddar. Väghäll vid Högåsen, ca 2 km nordväst om Vemdalen (17C 5j).

Intraformational conglomerate in the Vemdalen Quartzite Fm. C. 2 cm pebbles of milky white quartzite in a darker matrix are found in some four metres units of conglomerates near Vemdalen. Roadcut at Högåsen, c. 2 km NW of Vemdalen (17C 5j).

Inom formationen förekommer också led av skiffriga siltstenar. I några områden når de skiffriga siltstenarna en mäktighet av 8 m. Det har inte gått att fastställa hur uthålliga i horisontellt led de relativt tunna siltstensleden är.

Tunna, delvis kvartsitiska lager täcker det kristallina underlaget i östliga delar av den jämtländska fjällberggrunden. Vanligen har dessa bottenbildningar en mäktighet som understiger 1 m, men i Bingsta nordöst om Svenstavik har Asklund (1933) rapporterat en omkring 2 m mäktig, skiffrig och gråvackeartad kvartsitsekvens. I Brunflo (s. 84) är motsvarande avsnitt utbildat som en kalkhaltig sandsten/bottenarkos, mörkt grå, sandiga kalkstenar och mörka kvartsitbankar till en mäktighet av 20–25 cm. Liknande bottenbildningar kan återfinnas längs fjällranden från Lövviken till Klövsjö. I området söder därom ökar mäktigheten hos den undre sandiga enheten samtidigt som facies förändras mot den typ av avsättning man påträffar i södra Sveriges underkambriska bildningar (s. 48). På en viktig punkt skiljer sig den sydjämtska utbildningen, exempelvis vid Häggingåsen, från den sydsvenska genom inslaget av kvartsitiska bankar om 0,1–0,3 m tjocklek, mellanlagrade av siltigare lager. Omvandling till kvartsit av underkambriska lager är med undantag för vissa skånska enheter mycket sällsynt i Sydsverige.

Vemdalskvartsitens motsvarigheter i näraliggande områden har behandlats av Asklund (1938) som Strömskvartsit och av Gee m.fl. (1974) som Gärdsjöformationen. 1970- och 1980-talens omfattande regionala undersökningar i Jämtland och näraliggande områden visar att de tre begreppen till stora delar överlappar varandra. Gärdsjöformationen innefattar den skiffriga siltsten som i detta arbete urskiljts som den karterbara enheten Moskiffer, alltså en fristående formation. Lokalt omfattar Gärdsjöformationen också fler skiffriga siltstenar än vad som vanligen påträffas inom Jämtland. Förhållandet återspeglar variationen i avsättningsmiljön och kan sägas falla inom gränserna för den litostratigrafiska indelningens definitioner. I nordligaste Jämtland och sydvästra Västerbotten är inslagen av skiffriga siltstenar större och påträffas på flera nivåer, till skillnad från södra Jämtland, där inslagen är få och väl sammanhållna. Likheterna utbildningarna emellan är dock avsevärt större än skillnaderna och det kan därför argumenteras att det först använda namnet skall ha företräde. Fortsatta undersökningar får utvisa om kvartsitenheten skall behandlas under ett namn eller om regionala namn är motiverade.

Vemdalskvartsitens kronostratigrafiska läge

Vemdalskvartsiten är en metakron bildning, dvs. tillkommen vid något skilda tidsavsnitt inom skilda områden. Möjligheterna att åldersbestämma bildningarna med hjälp av fossil är begränsade. Vissa hållpunkter har kunnat fastläggas genom undersökningar såväl inom som utanför länets gränser. Som visats ovan finns en markant öst–västlig variation i sedi-

mentavsättningen och detta avspeglas också i enhetens uppträdande i tiden. Kvartsiten har av flera författare jämförts och jämställts med Ringsakerformationen i sydöstra Norge, vilket kan peka på en ålder som spänner över den proterozoiska perioden vend och den undre delen av den paleozoiska perioden kambrium. I centrala Jämtland har inga bevis för vendisk ålder påträffats och i länets nordligaste del och i angränsande delar av Västerbottens län har lämningar av djur påträffats i karbonatiska inslag i formationens övre del som antyder att en del, möjligen formationens halva mäktighet, där tillhör kambriums undre serie Tommotian (Kulling 1955). De undre delarna av kvartsiten kan ha avsatts under vend.

Moskiffer

Inom några begränsade områden, speciellt i södra Jämtland, påträffas en upp till 40 m mäktig formation av skiffriga, siltiga sediment, som givits namnet Moskiffer. Tillgängliga observationer visar att enheten är uthållig och påträffas i de områden där övergången från proterozoikum till paleozoikum är bevarad. Skifferns uppträdande med även lokala mäktighetsvariationer tyder på att den avsatts i flacka sänkor i de sandfyllda områden som var Vemdalskvartsitens ursprung. Det största området där Moskiffern uppträder är en nordnordvästligt riktad synform som har sin sydligaste del vid Tossåsen och som sträcker sig mot Mo väster om Svenstavik. Vid Tossåsberget och väster om Lövänget förekommer flera lokaler där kontakten/övergången mellan Vemdalskvartsiten och Moskiffern finns tillgänglig. I de flesta lokaler ökar inslaget av skiffrig siltsten inom ett omkring 1 m mäktigt led. Moskifferns undre gräns har lagts vid den undre siltstensinlagringens bas. I Moskifferns undre delar uppträder lokalt tunna linsformade kvartsitinlagringar, som i form och uppträdande markant avviker från sandiga linsformade partier i Moskifferns övre del, där linserna bundits samman med kalkstensmatrix. Dessa linser är 0,1 till 0,3 m i diameter och upp till 0,1 m tjocka. På Mårdsåsbergets nordsluttning har fragment av den mm-stora *Torellella laevigata* påträffats i några linser med kalksten som bindemedel.

Moskifferns övre gräns mot Kläppeskiffern finns tillgänglig i vägskärningar söder om Mo vid Viggemoarna, där sammanveckning upprepar övergången på minst tre lokaler.

I Moskifferns övre parti finns några decimetertjocka kvartsitbankar inlagrade och i den översta påträffas spår av erosion samt överlagrande tunn bottenbildning med små korn av pyrit och fosforit. Moskifferns övre begränsning utgörs av gränsen mellan den översta kvartsitbanken och konglomeratet.

Moskiffern påträffas förutom i typområdet mellan Tossåsberget och Mo också i områdena väster om Storsjön vid Vigge och Myrviken och vid Marby och Kläppe. Den har också påträffats mellan Orrviken och Svedje byar söder om Sunne. I området mellan Vemdalen och Klövsjö har Moskiffern påträffats inveckad i Vemdalskvartsit pålagrad av den täckande Kläppeskiffern. Det är endast i de fall de två uppträder tillsammans man med säkerhet kan avgöra att inte Moenheten förväxlas med de tunnare siltinlagringar som lokalt uppträder i Vemdalsformationen.

I länets norra del uppträder en relativt tunn, omkring 2 m mäktig motsvarighet vid Alanäs och Vedjeön och enhetens mäktighet tycks öka mot nordöst. Skiffern innefattas som ett led i Gärdsjöformationen av Gee m.fl. (1974).

Moskifferns kronostratigrafiska läge

Endast ett fåtal fynd av fossil har gjorts i Moskiffern. En jämförelse med lager som innehåller motsvarande fossil antyder att skiffern huvudsakligen är avsatt under äldre kambriums mellersta del. I länets norra delar ansluter skifferenheten antingen till mörka kambriska skiffrar eller till en oren kalksten, som ställvis innehåller underkambriska, ställvis äldre mellankambriska faunor (Asklund & Thorslund 1935, Ahlberg 1983).

Kläppeskiffer

Längs hela fjällranden och i stora delar av den tektoniskt transporterade berggrunden påträffas en formation av mörkt grå till svart kolhaltig skiffer, som getts det regionala namnet Kläppeskiffer. I den nordjämtska och västerbottniska indelningen har enheten givits namnet Fjällbrännaformationen (Gee m.fl. 1974). Andra geologer förordar användandet av det gamla begreppet alunskiffer som förled i formationsnamnet (Henningsmoen 1957, Bergström 1980). Begreppet alunskiffer är dokumenterat i Jämtland från mitten av 1700-talet (Hülphers-Abrahamsson 1775) men är sannolikt av ännu äldre datum.

Formationsnamnet Kläppeskiffer har föredragits i detta arbete med tanke på den avvikande utbildningen i västliga förekomsters undre delar med mörka, fossilförande karbonatcementerade kvartsrika bankar. Utbildningen i den övre delen av formationen är däremot mycket likartad med ett kol- och vanadinrikt parti som översta led.

Kläppeskifferns undre begränsning utgörs av kontakten mot Moskiffern och i typsektionen vid Kläppebukten (fig. 63) i Marby (700565/142137) är gränsen utbildad som ett tunnt, mindre än 5 cm tjockt sandigt, karbonatrikt skikt direkt överlagrande ett siltstensparti. I Kläppeskifferns typsektion förekommer endast svart skiffer, som i vissa partier är isoklinalt sammanveckad. Inga partier av grå skiffer har påträffats. I skiffern förekommer linser och band av mörk kalksten genom hela sekvensen. Enhetens övre begränsning har inte påträffats i Kläppesektionen men den återfinns på den närbelägna Moholmen, där den svarta skiffern över-

lagras av en mörkt grå kalksten. Övergången mellan de båda utgör övre gräns för Kläppeformationen.

Formationen har beskrivits ingående av Gee m.fl. (1979, 1981 och 1982) samt Bergström (1980), bland annat i samband med en undersökning av formationens ekonomiska potential. Kläppeskiffern består av tre underenheter som främst skiljs åt genom deras geokemiska egenskaper. I fält kan framför allt den undre delen skiljas från de två övre genom att den är mörkt grå snarare än svart och att den lokalt innehåller även mellangrå partier. Den undre delens inlagringar av kalksten uppträder dels som band eller tunna bankar, dels som mycket stora linsformade kroppar med en diameter mellan 1 och 2,5 m. I några nivåer uppträder även siltiga lager i förekomsterna längs den östra fjällranden, exempelvis vid Hoverberg och Bingsta. I den mörkgrå undre delen av Kläppeskiffern uppträder lokalt lager eller linser av siltiga, sandiga–kvartsitiska, till och med grusiga inslag. De senare har påträffats mellan Oviken och Myrviken.

I de mellersta och övre delarna av Kläppeskiffern är halten kol betydligt högre än i den underliggande. Inlagrade kalkstenar uppträder uteslutande i linsform och i östliga områden förmärks en tydlig lukt av petroleum och svavelväte när ett färskt brott i stenen uppstår. Förhållandet har gett bildningen namnet orsten (or- av ruttnande, illaluktande). Västerut har omvandling genom stora massor av överskjuten berggrund förvandlat kolväten till andra stabilare kolföreningar eller rent kol. I vissa områden med Kläppeskiffer uppgår kolhaltens genomsnittliga värden till nära 12%.

Enheten innehåller också förhöjda halter av bland annat uran och vanadin enligt nedanstående sammanställning.

Kemisk sammansättning av Kläppeskiffer från Myrviken. Prover från kärnborrningar Myrviken 78001 och Myrviken 78005.

		Myrviken		
Provnr:		78001 7799046	78005 7799666	78005 7799667
Analyslab		SGU	Ranstad	Ranstad
SiO_2	%	50,4	48,8	49,5
Al_2O_3	%	12,9	11,9	11,7
Fe_2O_3	%	8,6	4,9	4,4
TiO_2	%	0,74	0,65	0,65
MnO	%	0,03	0,09	0,10
CaO	%	1,6	3,2	4,3
MgO	%	1,09	0,96	0,96
Na_2O	%	0,1	0,08	0,11
K_2O	%	4,0	4,6	4,3
P_2O_5	%	0,20	0,21	0,22
BaO	%	0,07		
F	%	0,10		
S	%	5,7	4,4	4,0
C_{tot}	%	8,7	12,7*	12,5*
C_{org}	%	8,5	12,1*	11,6*
C_{oorg}	%	0,18	0,62	0,88
H	%	0,55	0,7	0,8
N	%	0,8	0,8	

		78001	78005	78005
Provnr:		7799046	7799666	7799667
Analyslab		SGU	Ranstad	Ranstad
Halter spårämnen				
U	ppm	120	245	225
V	ppm	800	1600	1700
Mo	ppm	283	462	440
Ni	ppm	210	445	440
Zn	ppm	90	273	494
Cu	ppm	150	138	129
Pb	ppm	200		
Cr	ppm		112	101
As	ppm		159	139
Cd	ppm		7	13
Hg	ppm		3	-

Det är noterbart att Kläppeskifferns mellersta del håller mycket höga halter av vanadin i samma del där uranhalten är relativt hög. I sydligare delar av Sverige är det främst i den övre delen av den mörka skiffern man påträffar förhöjda vanadinhalter.

Den yngsta kända delen av Kläppeformationen har påträffats på ett fåtal ställen i Jämtland, främst i Storsjöområdet. Den förekommer bland annat i Kläppesektionens fortsättning på Moholmen samt i någon borrning i Orrviken- och Myrvikenområdena (Gee m.fl. 1982). Även detta led i formationen är mörkt grå till svart och innehåller kalkstenslinser. Man kan skilja den från underliggande delar av formationen genom inslaget av mycket tunna skikt av silt och fin sand i ledets övre parti.

Kläppeskiffern begränsas uppåt av en gränsyta utbildad såväl i skiffer som i mörk kalksten och den täcks av en ljus finkornig kalksten. I gränsskiktet mellan Kläppeskifferns mörka kalklinser och den överliggande har inte några tecken på omfattande erosion påträffats, vilket annars är vanligt i övergången mellan de två formationerna.

Kläppeskifferns mäktighet varierar kraftigt inom länet. En viktig anledning till detta är den stora påverkan skiffern utsatts för vid bergskedjebildningen. Vid Häggingåsen söder om Glöte (fig. 46–47), är skifferns totala mäktighet 5,8 m inklusive en 0,6 m mäktig kalksten, vars ålder inte kunnat fastställas, men som litologiskt skiljer sig från de överlagrande ljusare tillhörande Latorpskalkstenen i den ordoviciska kalkstensenheten. Under kalkstenen finns en markant rörelsezon som sannolikt betyder att delar av skiffern skurits bort. Med hänsyn till utvecklingen i området mot sydöst vid Vassbo i nordvästra Dalarna kan man sluta sig till att sannolikt endast den äldre/undre delen av Kläppeskiffern varit och är företrädd i Glötetrakten.

Längs fjällranden i nordöstlig riktning från Skålan–Åsarna domineras Kläppeskiffern av sina undre, ljusare grå delar. Sydligare förekomster i Klövsjöområdet avviker så till vida att skifferns mellersta mörkare parti är stratigrafiskt väl representerat. Avsnittet består till en stor del av mörk kalksten i linsform, orstenslinser.

Den ursprungliga mäktigheten uppgår till mellan 10 m och 20 m, men genom tektoniska rörelser har mäktigheten i flera områden mer än fördubblats. Mäktigheter nära de ursprungliga har registrerats i borrningar vid Skålan och Stor-Hallen (se fig. 58). Längs den östliga fjällranden har Kläppeskiffern en relativt begränsad mäktighet och den ursprungliga tjockleken överstiger endast lokalt 35 m. Även relativt nära den östra begränsningen för de sedimentära bergarternas utbredning når skiffern på många ställen totalt mer än 50 m, exempelvis vid Klocksåsen och öster om Näs, vid Näckten mellan 30 m och 35 m.

Mäktigheter i samma storleksordning möter längs fjällranden vid Brunflo, Lundkälen, Brana och Häggenås vid Högfors. Längre mot nordöst har endast beräkningar av mäktigheter kunnat göras och dessa visar att mäktigheten av Kläppeskiffern mellan Strömsund och Havsnäs torde uppgå till ca 50 m i de östliga förekomsterna.

Lokalt förekommer Kläppeskiffern i mycket stora mäktigheter. Dessa lagerföljder har tillkommit dels genom sammanveckning av upp till fem repetitioner av större partier av skiffer, dels av ett flertal mindre förkastningar som orsakat begränsade uppskjutningar. Flera av repetitionerna uppträder i inverterade partier av skiffer i stora veckstrukturer. Gee m.fl. (1982) presenterade en noggrann sammanställning av geologin i Oviken–Myrvikenområdet där de största mäktigheterna påvisats och konstaterar att enbart den överkambriska delen av Kläppeskiffern totalt kan uppgå till över 180 m och att Kläppeskifferns totala mäktighet kan överstiga 200 m.

Kronostratigrafisk kommentar

Nedanstående figur (fig. 3) visar Kläppeskifferns stratigrafiska omfattning i några delområden och de biozoner som där påvisats med fossil.

Töyenskiffer

Den svarta Kläppeskiffern överlagras i många områden av en tunn kalkstensenhet, topoformationen Latorpskalkstenen, som inte urskilts i kartbilden på grund av dess begränsade mäktighet, vanligen omkring 1 m. Denna kalksten följs uppåt av en slamsten och en mörkt grå skiffer, som getts namnet Töyenskiffer efter förorten Tøyen i Oslo, där typsektionen finns. Töyenskiffern illustrerar väl de variationer i utbildning och stratigrafisk omfattning som kan vara knutna till begreppet litostratigrafisk enhet. I öster, exempelvis Åsarna, Kloxåsen och Brunflo, finner man en relativt ljust grå slamsten med talrika inlagringar av kalkstenslager eller knölig kalksten och lokalt kan mer än halva bergartsvolymen utgöras av kalksten. På andra platser, som exempelvis nära Åsarna, är kalkstenen koncentrerad till ett fåtal 10–30 cm tjocka bankar, som mellanlagras av grå slamstenar som når mer än tre meters mäktighet. Dessa partier har vanligen låg primär förskiffringsgrad. Mot väster övergår formationen till en mörkt grå, primärt förskiffrad enhet, som även är sekundärt förskiffrad. Töyenskifferns totala mäktighet varierar från ca 2,5 m i några östliga lokaler, exempelvis Brunflo, till 6,8 m vid Nipan söder om Åsarna och i centrala Storsjöbäckenet.

Kronostratigrafisk kommentar

Töyenskifferns biostratigrafiska omfattning skiljer sig avsevärt från östliga till västliga lägen, främst i enhetens undre del. Som tidigare nämnts är formationen kalkstensförande i östliga lägen. I exempelvis Åsarna och Kloxåsen omfattar den understa kalkstenen Hunnebergsledets trilobitzoner med *Megistaspis (Ekeraspis) armata* och *M. planilimbata* samt den understa delen av Billingenledets zon med *M. dalecarlicus.* I den pålagrade skiffern påträffas graptoliter ur biozonen med *Pseudophyllograptus densus.*

Motsvarande stratigrafiska intervall, biozonerna med *Tetragraptus phyllograptoides* respektive *Didymograptus balticus,* är på Bynäset och Andersön utbildad som skiffer med underordnade kalkstensinslag. Följaktligen inleddes avsättningen av skiffrar på ett tidigare stadium i västligare områden än på den egentliga plattformen.

Vissa exotiska inslag i de underordoviciska faunorna har påträffats i övergången mellan plattformsfacies och rampfacies. Vid Kårgärde, 100 m sydöst om det övergivna östra färjeläget vid Sannsundet, blottlades en sektion genom Töyenskiffern i samband med vägbreddning i början av 1970-talet. I skifferns undre del påträffades två stjärtsköldar av trilobitsläktet *Gog* sp. vilket är den östligaste fyndplatsen för släktet i Jämtland. Samma släkte har påträffats i Töyenskiffer vid Höla, söder om Hallen, på Storsjöns västsida.

Töyenskifferns fossilinnehåll domineras av graptoliter och trilobiter, som utgör bio- och kronostratigrafins viktigaste verktyg vad gäller makrofossil (Tjernvik 1956, Cooper & Lindholm 1990) samt, avseende mikrofossil, av konodonter (Löfgren 1978, Bergström, S.M. 1988).

Ordovicisk kalksten

Avsättningen av karbonatrika sediment, blivande bergarter, i de områden som kommer att ingå i den jämtländska berggrunden visar ett komplicerat mönster. Detta gäller såväl den ytmässiga som den tidsmässiga fördelningen. I områdets östligare delar överensstämmer utbildningen av kalkstenen väl med den som påträffas över stora delar av den baltoskandiska plattformen. Mot väster förändras bergarten inom relativt korta avstånd i såväl färg som bankning och i en mera regional skala ändras också enhetens stratigrafiska omfattning.

Avsättningen av det slam som bildade de ordoviciska

Kambrisk stratigrafi samt regional representation
Cambrian biostratigraphy and regional development i Jämtland

Serie	Led	Bio(trilobit)zon	Trilobitsubzon	Hägging-åsen	Asarna	Skute	Myrviken	Brunflo	Lit	Hammer-dal	Alanäs
ÖVERKAMBRIUM		*Acerocare*	*Acerocare ecorne* *Westergaardia* spp *Acerocarina* *Parabolina heres* – gruppen								
		Peltura scarabaeoides	*Parabolina megalops* *Parabolina lobata* *Peltura scarabaeoides*								
		Peltura minor	*Peltura minor & P acutidens* *Ctenopyge angusta&C flagellifera*								
		Protopeltura praecursor	*Leptoplastus neglectus*								
		Leptoplastus	*Leptoplastus stenotus* *Leptoplastus angustatus* *Leptoplastus ovatus&Eurycare latum* *Leptoplastus raphidophorus* *Leptoplastus paucisegmentatus*								
		Parabolina spinulosa	*Parabolina spinulosa* *Protopeltura aciculata & Parabolina brevispina*								
		Olenus & Agnostus obesus	*Olenus scanicus* *Olenus dentatus* *Olenus attenuatus* *Olenus wahlenbergi* *Olenus truncatus* *Olenus gibbosus*								
		Agnostus pisiformis	*Agnostus pisiformis*								
MELLAN – KAMBRIUM		*Lejopyge laevigata*									
		Solenopleura bracymetopa									
		Ptychagnostus lundgreni & P. nathorsti									
		Ptychagnostus punctuosus									
		Hypagnostus parvifrons									
		Tomagnostus fissus & Ptychagn atavus									
		Ptychagnostus gibbus									
		Eccaparadoxides oelandicus f. pinus									
		Eccaparadoxides insularis									
UNDER – KAMBRIUM		*Protolenus* / *Proampyx linnarssoni*									
		Holmia kjerulfi – gruppen									
		Schmidtiellus mickwitzi – gruppen									
		Platysolenies antiquissimus									

Fig. 3

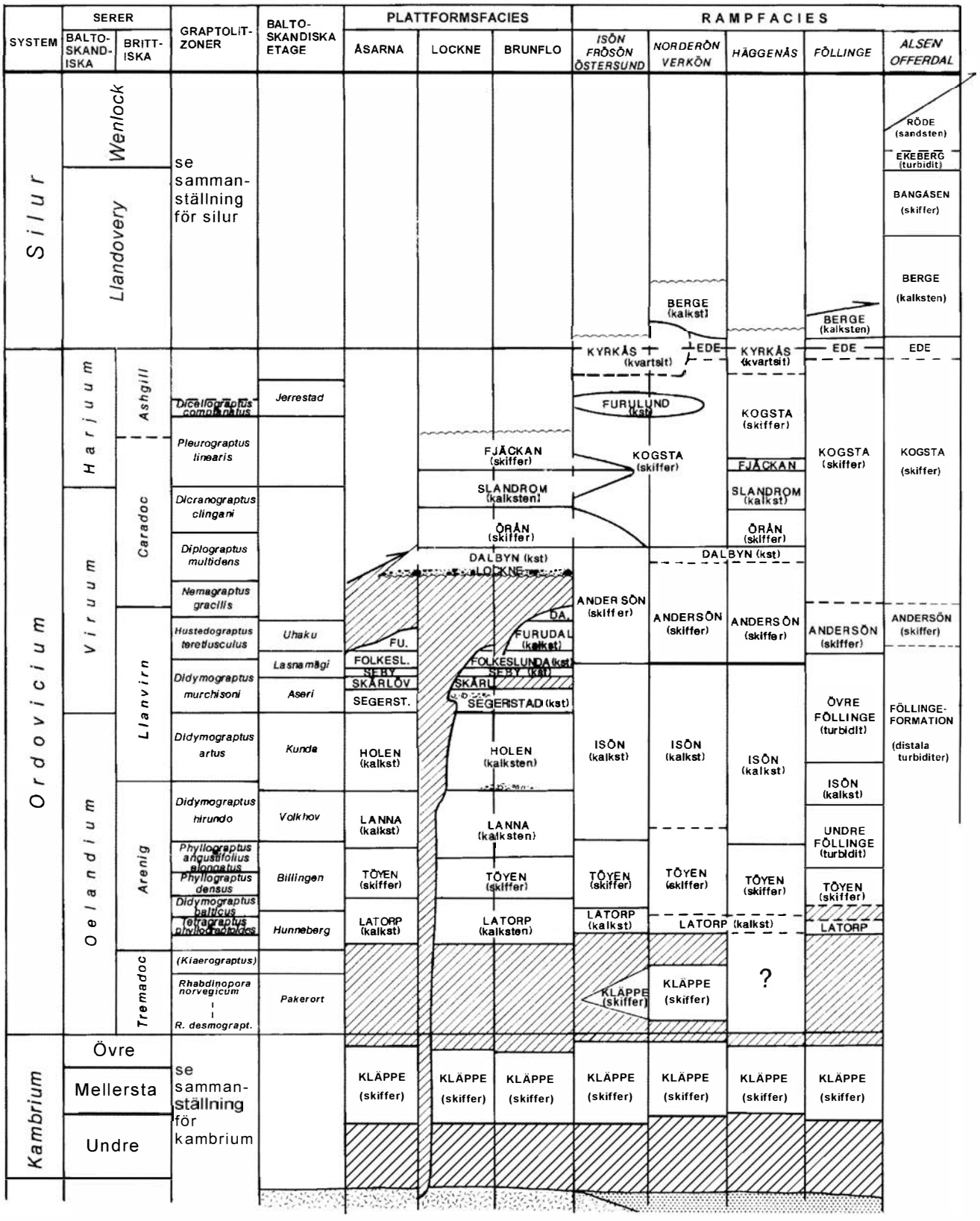

SYSTEM
SERER
BALTO-SKAND-ISKA
BRITT-ISKA
GRAPTOLIT-ZONER
BALTO-SKANDISKA ETAGE
PLATTFORMSFACIES
ÅSARNA
LOCKNE
BRUNFLO
RAMPFACIES
ISÖN FRÖSÖN ÖSTERSUND
NORDERÖN VERKÖN
HÄGGENÅS
FÖLLINGE
ALSEN OFFERDAL
Silur
Wenlock
Llandovery
se sammanställning för silur
Ordovicium
Harjuum
Viruum
Oelandium
Ashgill
Caradoc
Llanvirn
Arenig
Tremadoc
Dicellograptus complanatus
Pleurograptus linearis
Dicranograptus clingani
Diplograptus multidens
Nemagraptus gracilis
Hustedograptus teretiusculus
Didymograptus murchisoni
Didymograptus artus
Didymograptus hirundo
Phyllograptus angustifolius elongatus
Phyllograptus densus
Didymograptus balticus
Tetragraptus phyllodactyloides
(Kiaerograptus)
Rhabdinopora norvegicum
R. desmograpt.
Jerrestad
Uhaku
Lasnamägi
Aseri
Kunda
Volkhov
Billingen
Hunneberg
Pakerort
KYRKÅS (kvartsit)
EDE
FURULUND (kst)
KOGSTA (skiffer)
FJÄCKAN (skiffer)
SLANDROM (kalksten)
ÖRÅN (skiffer)
DALBYN (kst)
LOCKNE
ANDERSÖN (skiffer)
FU.
FOLKESL.
SEBY
SKÄRLÖV
SEGERST.
DA.
FURUDAL (kalkst)
FOLKESLUNDA (kst)
SEBY (kst)
SKÄRL.
SEGERSTAD (kst)
HOLEN (kalksten)
LANNA (kalksten)
TÖYEN (skiffer)
LATORP (kalksten)
ISÖN (kalkst)
TÖYEN (skiffer)
LATORP (kalkst)
KLÄPPE (skiffer)
BERGE (kalkst)
BERGE (kalksten)
ÖVRE FÖLLINGE (turbidit)
UNDRE FÖLLINGE (turbidit)
?
RÖDE (sandsten)
EKEBERG (turbidit)
BÅNGÅSEN (skiffer)
FÖLLINGE-FORMATION (distala turbiditer)
Kambrium
Övre
Mellersta
Undre
se sammanställning för kambrium
KLÄPPE (skiffer)

Fig. 4

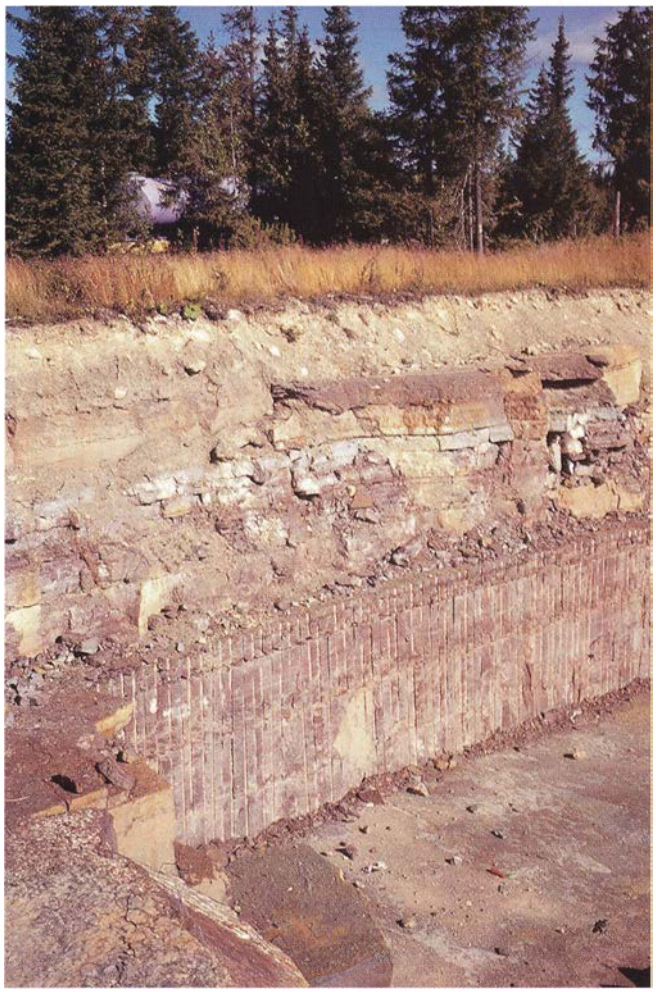


Fig. 5. Den regelbundet lagrade och flackt liggande brunröda kalkstenen i Rödbergets kalkstensbrott, Brunflo. Brottväggen är ca 8 m hög och innehåller övre delen av Holenkalkstenen och den undre delen av Segerstadskalkstenen (18F 9a).

Bedded brownish red Ordovician limestone at the Rödberget quarry, Brunflo. Vertical section c. 8 m. The Holen Limestone (Lower O.) is seen in the lower part of the section and the Segerstad Limestone (Middle O.) in the upper (18F 9a).

kalkstenarna skedde i en mycket låg takt. En ursprunglig sekvens av 50 m kalksten innefattar en tidsrymd av omkring 50 miljoner år. Med antagandet att kalkslammet förlorade omkring 50% i volym vid kompakteringen, försteningsprocessen och övriga diagenetiska processer kan en beräknad genomsnittlig avsättningshastighet av omkring 2 mm per 1000 år vara rimlig. Vissa spår av upplösning m.m. i kalkstenarna antyder att den ursprungliga mängden karbonatrika sediment varit större och därför kan en högre avsättningshastighet anses rimligare.

Den ordoviciska kalkstenens indelning i Jämtland framgår av fig. 4. En kort beskrivning av de olika topoformationerna, som baseras på bergartskaraktärer och fossilfördelning, ges i avsnittet ”Topoformationer” (s. 42). Uppdelningen i topostratigrafiska enheter i samband med beskrivning av kalkstenen motiveras av att man på så sätt ökar noggrannheten i tidshänseende och därmed också mera precist kan förklara de förändringar i faciellt hänseende som karaktäriserar den jämtländska utvecklingen.

Det är på grund av den begränsade mäktigheten hos varje topostratigrafisk enhet ogörligt att i länskartans skala utskilja dessa. I Jämtland komplicerar förändringarna i bergartssammansättning i öst–västlig riktning ytterligare möjligheten till avbildning. Därför har den ordoviciska kalkstenen, oavsett bildningstid under perioden och läge i plattforms- eller rampfacies getts en gemensam beteckning. Problemet är tydligt i området omkring Häggenås, där den ordoviciska kalkstenen fingrar ut i de mellan- och överordoviciska skiffrarna i form av den överordoviciska Slandromskalkstenen som i Örån–Häggenås-Husås uppträder mellan Öråskiffer och Kogstaenheten. I de östliga områden där Slandromskalkstenen påträffas, är skifferenheten som skiljer den från den underlagrande kalkstenen normalt för tunn för att markeras på kartan. I det första fallet kan man genom kartbilden alltså se att en övre del av kalkstenen skiljs ut från det stora kalkstensfältet men det går inte att se i vilka områden inom kalkstensfältet Slandromskalkstenen påträffas.

De mest uppenbara karaktärerna hos kalkstenen är färg, kornstorlek, mängd lerinlagring och bankning. Färg bestäms av två bergartskomponenter, järninnehåll och mängden ingående kol. Kemiska analyser visar att halten järn i olika typer av kalkstenar är relativt konstant oavsett färg. Den dominerande färgen avgörs av vilken järnförening som ingår. Den brunröda kalkstenen får sin färg i huvudsak från en järnoxid med trevärt järn, hematit, och den grå skapas av en tvåvärd oxid. Därtill kommer flera komplexa järnföreningar, bland andra karbonater, som kan ge kalkstenen en gul eller brun anstrykning. Den röda kalkstenen påträffas i huvudsak i utbredningsområdets östligaste del. Övergången till grå eller blekt brunrosa varianter sker inom en mycket begränsad zon, vanligen omkring några hundra meters bredd i öst–västlig riktning. Fördelningen av färgvariationen i kalkstenen längs fronten antyder att ändringen sker på ett ganska konstant avstånd från övergången mellan plattforms- och rampfacies; i områden med en välbevarad östlig kalkstenssekvens är delar av kalkstenen brunröd. Tidsmässiga motsvarigheter i näraliggande dalgång domineras däremot av den grå kalkstenen. Så är fallen vid Skalänget–Skålan–Gammelbodberget sydväst om Åsarna, vid Åsan–Kullstaberg och i Brunflo.

Kalkstenens mörkfärgning sammanhänger med mängden ingående kol. I de undre delarna av den ordoviciska kalkstenen är halten fritt kol eller mängden kolväten relativt låg och stenen, såväl den grå mot väster som den östliga röda, är förhållandevis ljus. I enhetens övre del, framför allt den som tillhör Dalbykalkstenens övre delar, är kolhalten högre och kalkstenen mörkare, vissa partier av enheten som provtagits och lösts upp för mikrofossilundersökning har givit en märkbar rest av kol i form av en svart hinna på lösningen.

Fig. 6. Den normalbankade underordoviciska kalkstenen i den nordvästra brottväggen i Gråbergets kalkstensbrott, Brunflo (18F 9a). Väggens storlek visas av en 2 m skala som är lutad mot brottväggen. Kalkstenens färg är grå till gråbeige. Fotot taget 1989.

Bedded Lower Ordovician limestone in its normal appearance with beds between 15 and 30 cm exposed in the Gråberget quarry, Brunflo (18F 9a). A 2 m folding rule is seen at the base of the wall. The colour of the limestone is light grey to grey with a pale reddish tint.

Volymen har uppskattats till mellan 0,5% och 1%. Vanligen är de mörkaste partierna koncentrerade till gångar i sedimentet som grävts av bottenlevande organismer vid bildningen.

Kalkstenens innehåll av ler och bergartens bankning är liksom dess färg bestämmande för bergartens karaktär. Vissa stratigrafiska enheter, exempelvis Holenkalkstenens undre hälft och ett parti i dess övre del uppvisar genomgående en relativt hög halt av ler och bergarten är utbildad som en knölig kalksten som lätt vittrar. Det undre partiet, som tillhör den grå kalkstenen, är väl tillgänglig i en vägskärning i västra delen av Brunflo samhälle och vid trafikkontrollplatsen 200 m väster därom. Den knöliga kalkstenen är inte begränsad enbart till den östliga plattformsutbildningen utan påträffas också i Isökalkstenen på Isön och Frösön. Det övre partiet ingår i den röda kalkstenen i Brunfloområdet och har påträffats bland annat i sektionen vid Lundbomsberget i Lunne by. Kalkstenen i plattformsfacies är med ovanstående undantag regelbundet bankad med en banktjocklek mellan 5 och 20 cm. Bankarna skiljs åt av partier med högre lerinslag eller anrikade lerskikt. Det fanns i den omfattande sektionen i tilloppskanalen vid Skålan (fig. 56) flera exempel på skikt som antyder att koncentrationen av ler mellan kalkstensbankarna kan ha uppkommit genom diagenetiska förändringar efter avsättningen. Längs vissa sträckor av ett skiktplan påträffades en diffus anrikning av ler med centimeterstora inlagringar av kalksten och några tiotal meter därifrån är samma skiktyta utbildad som ett tydligt markerat tunt lerskikt. Observationen kan tyda på att kalciumkarbonat vandrat ut från det knöliga lagret och därigenom skapat ett lerskikt.

Inom vissa avsnitt av kalkstenslagerföljden påträffar man väl sammanhållna partier av kalksten som har diffusa bankbegränsningar och som vid brytning tekniskt uppför sig som en enda bank. Det mäktigaste påträffade partiet är 2,4 m mäktigt och ingår i övre delen av den underordoviciska lagerföljden vid Grytan.

Den ordoviciska kalkstenens totala mäktighet varierar från område till område och mellan plattforms- och rampfacies. Som exempel på mäktigheter hos bevarade kalkstenssekvenser, med eventuell tektonisk repetition inräknad, kan nämnas Häggingåsen, Härjedalen (72 m), Skålan, Åsarna (56 m), Grytan, Brunflo (54 m), Häggenås, Högfors (54 m) Havsnäs (40 m), Borgen (>40 m), Svartbodvägen (0,6 m), Isön (45 m), Föllinge (12 m), Laxsjö (6 m) och Djupsjön (10 m).

Kalkstenens kemiska sammansättning redovisas i Shaikh et al. (1987). Nedan lämnas ett urval analyser av huvudelement i kalkstenar från olika delar av länet hämtat ur ovanstående arbete.

Markeringen * anger att värdet ligger under detekteringsgräns/metodens undre noggrannhetsgräns.

Två prover från den undre delen av den underordoviciska kalkstenen; Lannakalksten, Sanne 698625/143290.

Kemisk sammansättning i viktprocent
Providentitet

	BILK	
	85080	85081
SiO_2	7.7	9.9
Al_2O_3	2.45	2.82
TiO_2	0.13	0.20
Fe_2O_3	1.74	1.20
MnO	0.27	0.18
CaO	46.9	46.3
MgO	0.73	0.73
K_2O	0.60	0.79
Na_2O	0.07	0.04
P_2O_5	0.11	0.04
CO_2	38.0	37.8
F	0.04	0.02
S	0.02	0.01
Summa	98.76	100.03

Syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid resp. -karbonat

Provnr	Oxid	Karbonat
BILK85080	48.41	86.14
BILK85081	48.16	85.96

Holenkalksten från Häggingåsen (688450/137465, BILK 86168), Skalberget (694340/142275, BILK 85101, Lundbomsberget (699711/145339, BILK 86018) och Järvsand (710495/149895, BILK 86112).

Provnummer

	BILK			
	86168	85101	86018	86112
SiO_2	10.8	9.8	9.8	6.1
Al_2O_3	3.05	2.66	2.69	1.62
TiO_2	0.17	0.13	0.14	0.07
Fe_2O_3	1.43	1.51	1.42	1.08
MnO	0.39	0.17	0.23	0.29
CaO	45.8	47.4	46.1	49.7
MgO	0.76	0.65	0.74	0.65
K_2O	0.82	0.81	0.72	0.39
Na_2O	0.18	0.07	0.08	0.08
P_2O_5	0.08	0.06	0.06	0.08
CO_2	36.7	36.8	37.2	39.6
F	0.06	0.01	0.05	0.04
S		*	*	
*	*			
Summa	100.15	100.07	99.23	99.70

Syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid resp. -karbonat

Provnummer	Oxid	Karbonat
BILK86168	46.76	83.46
BILK85101	46.88	83.68
BILK86018	47.39	84.59
BILK86112	50.45	90.05

Segerstadskalksten från Gammalbodberget (694580/ 142180, BILK 85041), Stor-Hallen (695345/142233, BILK 85109), Rödberget (699790/145300, BILK 85034) och Lundbomsberget (699710/145320, BILK 85020)

Provnummer

	BILK			
	85041	85109	85034	85020
SiO_2	10.8	9.8	5.2	6.8
Al_2O_3	2.12	2.44	1.18	1.97
TiO_2	0.11	0.19	0.06	0.12
Fe_2O_3	1.53	1.57	2.47	1.46
MnO	0.32	0.28	0.42	0.29
CaO	47.1	45.6	50.3	49.8
MgO	0.63	0.62	0.61	0.55
K_2O	0.60	0.76	0.16	0.51
Na_2O	0.15	0.07	0.10	0.05
P_2O_5	0.04	0.05	0.04	0.03
CO_2	36.5	36.6	39.3	38.2
F	0.01	0.01	0.01	0.01
S	*	*	*	*
Summa	99.91	97.99	99.85	99.79

Syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid resp. -karbonat

Provnummer	Oxid	Karbonat
BILK85041	46.50	83.00
BILK85109	46.63	83.23
BILK85034	50.07	89.37
BILK85020	48.67	86.87

Folkeslundakalksten från Gammalbodberget (694580/ 142180, BILK 85038) och Lundbomsberget (699710/ 145320, BILK 85024).

Provnummer

	BILK	
	85038	85024
SiO_2	8.5	17.6
Al_2O_3	2.24	4.53
TiO_2	0.12	0.28
Fe_2O_3	1.24	1.97
MnO	0.30	0.33
CaO	48.5	39.2
MgO	0.66	1.17
K_2O	0.62	1.29
Na_2O	0.22	0.25
P_2O_5	0.07	0.06
CO_2	37.7	31.9
F	0.02	0.03
S	*	*
Summa	100.19	98.61

Syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid resp. -karbonat

Provnummer	Oxid	Karbonat
BILK85038	48.03	85.73
BILK85024	40.64	72.54

Furudalskalksten från Gammalbodberget (694580/142180, BILK 85036), Stor-Hallen (695345/142233, BILK 85110), Skute (698790/144145, BILK85072) och Svartberget (699920/145120, BILK 86025).

Provnummer	BILK			
	85036	85110	85072	86025
SiO_2	10.9	14.9	5.2	6.8
Al_2O_3	3.30	3.68	1.18	1.97
TiO_2	0.19	0.26	0.06	0.12
Fe_2O_3	1.34	1.56	2.47	1.46
MnO	0.46	0.24	0.42	0.29
CaO	45.9	41.8	50.3	49.8
MgO	0.74	0.97	0.61	0.55
K_2O	1.02	1.06	0.16	0.51
Na_2O	0.08	0.23	0.10	0.05
P_2O_5	0.05	0.10	0.04	0.03
CO_2	36.4	34.4	39.3	38.2
F	0.03	0.03	0.01	0.01
S	*	0.04	*	*
Summa	100.41	99.27	99.85	99.79

Syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid resp. -karbonat

Provnummer	Oxid	Karbonat
BILK85036	46.37	82.77
BILK85110	43.83	78.23
BILK85072	40.90	73.00
BILK86025	47.01	83.91

Andersöskiffer

Den ordoviciska Isökalkstenen överlagras av en mörkt grå till svart skiffer som uppträder i utpräglad rampfacies. Skiffern representerar ett avsnitt i den jämtländska utvecklingen då en viss stabilisering i en i övrigt dynamisk utveckling inträdde. Formationen är vitt spridd i Jämtlands undre skollberggrund.

Som typsektion för Andersöskiffern har valts Andersöns norra strand vid Käringnäset (19E 1g, 700756/143043). Andra viktiga sektioner i enheten finns på Andersöns nordvästspets (Hadding 1912, ursprunglig referenslokal), på Frösön vid Frisktorpen och på Norderön vid Nils-Hans husa. I västra Storsjöområdet och Föllingeområdet uppträder Andersöskiffern som ett finger i Föllingeformationen och ingår som ett led i denna.

Enheten har noggrant beskrivits av Hadding (1912, 1913).

I typområdet är Andersöskifferns undre begränsning mot Isökalkstenen bestämd till basen av den första skifferinlagringen i en 1,2 m mäktig övergång med växellagrande grå kalkstenar och skiffrar. I den basala delen av övergångslagren dominerar bankad kalksten i proportionerna 1/8. Det omvända förhållandet råder i avsnittets topp. Även inom övriga delar av skiffern uppträder kalkstenar. Den dominerande delen utgörs av kalkstenslinser men även ett avsnitt av bankad omkring 1,5 m mäktig kalksten, kallad ”biseriatakalkstenen” (efter trilobiten *Telephina biseriata*), uppträder inom enheten. Kalkstenen i skiffern är genomgående mörkt grå till svart och skiljer sig därigenom från den underlagrande, ljusare grå, Isökalkstenen. Enheten täcks inom skilda regioner av olika bergartsled. I typsektionen överlagras den av Dalbykalksten. Längre västerut finner man antingen Dalbykalksten, övre Föllingeformationen eller Öråskiffer på Andersöskiffern. I det senare fallet, som påträffats bl.a. vid Storsjöstranden nära Odensvik (700625/144180) har det inte gått att fastställa om gränsen är primär eller tektonisk, men bergartsfördelningen i näraliggande områden och på Frösön talar för att Dalbykalkstenen lokalt har skurits bort av tektoniska rörelser. Den övre begränsningen är skarp mot såväl kalkstenar i Dalbyformationen som turbiditer i Föllingeformationen.

Andersöskifferns uppbyggnad varierar från rampfacies östliga utveckling med ler och fin silt som dominerande fraktioner (fig. 9-10), över en utveckling som även innehåller skikt av grövre silt, till en västligare utveckling med inlagringar av grövre silt och bankar av gråvacka från Föllingeformationen. Den varierande utbildningen illustreras på ett utmärkt sätt på Norderöns norra strand vid Nils-Hans husa, där de tre faciesvarianterna finns representerade i en och samma sekvens, en östlig finkornig och skiffrig, en mellersta med silt- lerinslag och en västlig som även innehåller enstaka sandiga bankar (fig. 12). Den tektoniska bakgrunden till den varierande utbildningen inom ett så begränsat avsnitt av berggrunden lämnas i den tektoniska sammanfattningen. I profilens östra del är Andersöskiffern utbildad som i typsektionen på Andersön med en omkring 1 m mäktig övergångszon och en svart lerdominerad skiffer med talrika inslag av kalklinser med ca 0,3 m diameter. Skiffern är isoklinalt veckad och begränsad mot västligare bergarter av en tydligt markerad överskjutningszon med flera kalcitfyllda förkastningsplan inom ett 0,2 m tjockt parti.

Väster om överskjutningszonen följer en siltdominerad utbildning av Andersöskiffern. I flera avsnitt av den veckade skiffern uppträder ett stort antal 1–3 cm tjocka lager av silt och ler (fig. 11). Lagren har ett tydligt grovkornigare undre parti och en finkornigare skiffrig övre del. Utbildningen kallas gradationsskiktning och har tolkats som en distalfacies av en turbiditutbildning i Föllingeenheten.

I sektionen vid Nils-Hans husa finner man i vissa högre

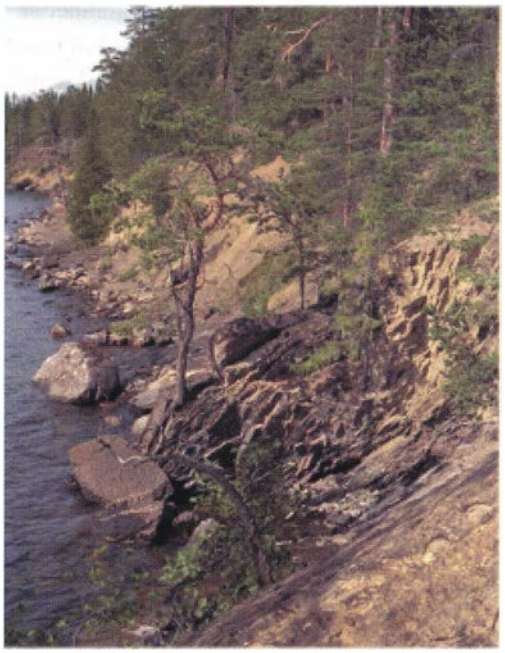


Fig. 7. Den västra branta stranden på Andersön ca. 0,5 km NV om Ståltorpet. I berggrundsskärningarna ser man övergången mellan Isökalkstenen och den norr om dominerande Andersöskiffern (19E 1g).

Exposures of Isön Limestone Formation and, northwards, transition into Andersön Shale along the SE shore of Andersön c. 0.5 km NW Ståltorpet(19E 1g).

nivåer i skiffern trågformade partier och sedimentet i dessa bildningar utgörs av korsskiktad silt.

Turbiditerna i Andersöskiffern förefaller vara knutna till samma område för materialtillförsel som motsvarigheterna i Isökalkstenen längre mot väster.

Det mellersta avsnittet av Andersöskiffern i Nils-Hans husa begränsas, liksom den östligare, uppåt av en zon med flera rörelseplan. Den följs av ytterligare en svit av skiffer, som till en dominerande del är likartat utbildad som den mellersta. Till skillnad från denna innefattar den flera 0,6 m till 0,9 m mäktiga bankar av gråvackor och skiffrar lik de sediment man påträffar inom Föllingeenhetens undre delar i Mörsiltrakten. De kraftiga, sanddominerade bankarna följs av ett övre parti mörkt grå, betydligt finkornigare och skifferrig del, som täcks av en knappt två meter mäktig, kraftigt pressad Dalbykalksten (fig. 8). Gränsen mellan den mörkgrå skiffriga delen och den överlagrade kalkstenen utgör Andersöskifferns övre gräns i området och på grund av att motsvarande parti av lagerföljden saknas på Andersön får utbildningen även utgöra syntyp för Andersöskifferns övre begränsning.

På grund av den kraftiga tektoniska påverkan Andersöskiffern utsatts för är en uppskattning av enhetens mäktighet svår att göra. Ett försök att bestämma mäktigheten genom att reducera mäktighetsökningen som orsakats av den intensiva isoklinalveckningen i Norderöprofilens mellersta parti antyder att enheten är omkring 6 m mäktig. Motsvarande bedömning vid Önsved söder om Orrviken visar på liknande

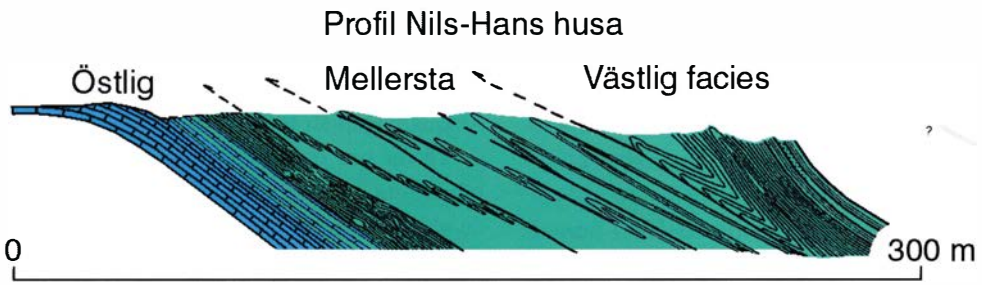


Fig. 8. Sektion som demonstrerar tolkningen av faciesförändringar inom Andersöskiffern och skifferns förhållande till över- resp. underliggande led längs Norderöns norra strand vid Nils-hans husa. Profilen sedd från norr. Detaljförklaringar återfinns i texten (19E 1f).

Geological interpretation of facies changes within the Andersön Shale at Nils-Hans husa, northern shore of Norderön (19E 1f). Section is seen from the north, and shows the recorded change from finely laminated shale to the east, to a few beds of some 0,5m of greywackes in turbidite facies occurring in silty shales to the west.

Fig. 9. Den finkorniga undre (östra) delen av Andersöskiffern vid Nils-Hans husa, Norderön. Observera de omkring 5 cm tjocka kalkstenslager som är karaktäristiska för skifferns undre del (19E 1f).

The fine-grained shaly eastern part of the Andersön Shale section at the northern shore of Norderön. Note the thin beds of c. 5 cm dark limestone beds characteristic of the shale close to the underlying Isön Limestone (19E 1f).

Fig. 10. Laminerade linser av siltig kalksten i Andersöskifferns östliga utbildning. I denna del finner man också kalkstenslinser med septarieutbildning, dvs. invändigt uppspruckna med kalcitfyllning i spricksystemen. Nils-Hans husa, Norderön.

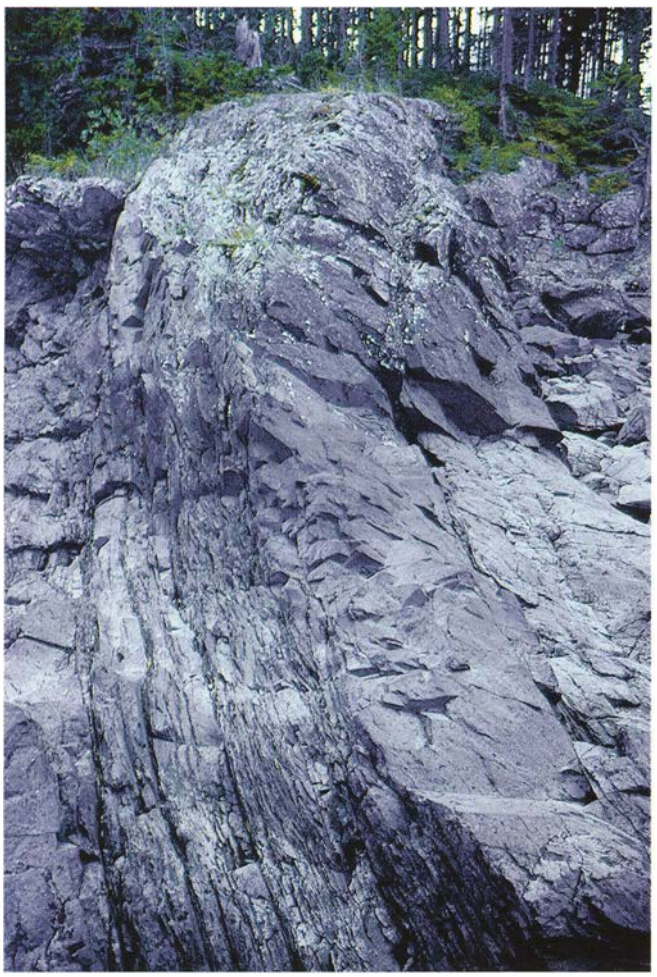
Lenses of laminated silty limestone in the eastern development. Also septaria, i.e. internally fractured lenses with calcite fillings are found in this association. At Nils-Hans husa, Norderön.

tjocklek. I den mellersta och västra delen av profilen ökar mäktigheten med mellan 2 m och 6 m och liknande värden, ca 12 m, har beräknats vid Raftan sydväst om Föllinge.

Sektioner i Andersöskiffern längs vägen sydöst om Björvallen och i näraliggande bäckskärningar omkring 11–15 km väster om Hammerdals samhälle visar att mäktighe-

Fig. 11. Bankar av distala turbiditer och laminerade linser med siltig kalksten från mellersta partiet av Nils-Hans husasektionen.

Thin beds of distal turbidites and lenses of laminated silty limestone found in the middle part of the Nils-Hans husa section.



ten där överstiger 12 m i tektoniskt reducerad mäktighet. De spridda fynd av fossil som gjorts i området från Hammerdal t.o.m. Strömsund antyder att mäktigheten är likartad inom denna del av länet.

Andersöskiffern har som led i Föllingeformationen en mäktighet mellan 3 m i Hallen och omkring 4 m vid Björnbodarna mellan Föllinge och Holmsjön. I de begränsade förekomsterna vid Ottsjön och Laxsjö nordväst om Föllinge är mäktigheten omkring 2 m.

Krono-/biostratigrafiska kommentarer

Formationen har tidigare benämnts Ogygiocarisskiffer, namngiven efter trilobitsläktet *Ogygiocaris.*

Det insamlade materialet från Andersöskiffern, från västra Storsjöområdet till Strömsund, visar att biozonen med *Hustedograptus teretiusculus* är den överlägset mest spridda och geografiskt vidast företrädda. Främst i de kalkstenslinser som finns inlagrade i dessa skiffrar finner man en relativt rik fauna med en karaktär som motsvarar biofacies vid övergången mellan ett shelfområde och sluttningen mot djupare havsområden (Cooper m.fl. 1991) Flera arter av trilobiter förekommer. Vanligast är *Triarthrus humilis* Had-

Fig. 12. Tre kraftiga bankar av gråvacka, den mäktigaste ca 0,8 m, i Nils-Hans husaprofilens västra del. De mäktigaste bankarna åtskiljs av finkornigare turbiditer.

Three thich greywacke beds found in the western part of the Nils-Hans husa section. The thicker beds are separated by finegrained turbidites.

Fig. 13. Stjärtsköld (pygidium) av trilobiten *Ogygiocaris sarsi* insamlad från block på Norderöns norra strand.
Pygidium of the trilobits species Ogygiocaris sarsi *collected from loose material at the northern shore of Norderön.*

ding. Vidare finner man *Telephina bicuspis* (Angelin), *T. intermedia* (Thorslund), *T. mobergi* (Hadding), *Ogygiocaris sarsi regina* Henningsmoen och *O. sarsi lata* Hadding (fig. 13). Mindre vanliga är *Robergia microphthalma* (Linnarsson), *Pseudomegalaspis patagiata* (Törnquist), *Nileus* sp. och *Botryoides bronni* (Sars). Vid Lövtorpen på Frösön har även fossil av musslor, ostrakoder, gastropoder och inartikulata och artikulata brakiopoder insamlats, exempelvis *Eoleperditia* sp., som tidigare inte rapporterats från Jämtland.

I den inlagrade mörka kalkstenen, som tidigare kallats biseriatakalksten, uppträder vanligen fossilen koncentrerade till vissa horisontellt och vertikalt begränsade partier. *Ogygiocaris sarsi lata, Telephina biseriata* (Asklund) *T. granulata* (Angelin) och tre arter av *Robergia* har påträffats. Från samma avsnitt har tidigare *Botryoides efflozescens* (Hadding) rapporterats. Sällsynt finner man fragment av *Nemagraptus gracilis* i siltiga partier i kalkstenen, vilket visar att större delen av kalkstenen, om inte hela, tillhör bio(graptolit)zonen med samma namn.

I samband med diskussionen av Andersöskifferns krono/biostratigrafiska omfattning är det viktigt att erinra om den stora variation i omfång formationen uppvisar i skilda regioner. Såväl i söder som i norr inom eller nära Jämtland finner man att den undre gränsen för den mörka skiffern faller inom biozonen med *Didymograptus murchissoni* [Vassbo gruva, NV Dalarna (av Asklund insamlat mtrl.), Hammerdal]. I Andersöskifferns typområde på Andersön är den undre/äldre begränsningen tidsbestämd genom dels fossilfynd i underlagrande kalkstenar som steglöst övergår i skiffer, dels genom fynd av graptolit- och skalfaunor i skiffern. Fynden av makrofossil i kalkstenen är begränsade till trilobiter och cephalopoder (huvudfotingar, tidigare ”ortoceratiter”) som inte givit en entydig ålder. Däremot har undersökningar av mikrofossil (konodonter) visat att övergångslagren mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern motsvarar plattformsfacies övre del av Folkeslundakalkstenen (S. Bergström 1971). Hadding (1913) anger att skifferns undre del, som är omkring 5 m mäktig, utbildats under tiden som karaktäriseras av graptolit/trilobitfaunan i biozonen med *Hustedograptus teretiusculus,* vilket också bekräftats i föreliggande undersökning. Även det mellersta, ca 1,5 m mäktiga kalkstensdominerade avsnittet hör till samma biozon. Den övre, mer än 10 m mäktiga delen av formationen som består av skiffrig siltsten och kalkstenslinser kan föras

Fig. 14. *Triarthrus* sp. påträffad i block på Norderöns nordöstra strand. Foto K.-E. Alnavik.
Erratic containing Triarthrus *sp. found at the northeastern shore of Norderön.*

till biozonen med *H. teretiusculus* (Ahlberg 1995) biozonerna *Nemagraptus gracilis*, *Diplograptus multidens* och *Dicranograptus clingani*. Biozontillhörighet för den övre gränsen vad avser den största vertikala utbredningen är ännu ej säkert fastställd. I föreliggande undersökning har dock lagren som tillhör den senare zonen, möjligen också översta delen av biozonen med *D. multidens,* förts till en separat skifferenhet, Öråskiffern (se nedan).

Föllingeformationen (turbititer)

Den underpaleozoiska berggrunden i den centrala och västra delen av den undre skollberggrunden domineras av en bergart som byggs upp av ett mycket stort antal bäddar. Var och en av dessa består av en undre, något grovkornigare del som utan abrupta övergångar övergår i en finkornigare övre del. Bildningen har en tydlig gradation från ett i normalfallet relativt grovt bottenskikt till de siltiga eller leriga översta, eller i sällsynta fall inverterad gradation eller jämnkornighet genom bädden. Sedimenttypen uppstår genom pulsvis tillförsel av ett osorterat material till ett sedimentationsområde och är vanligt förekommande i instabila områden eller områden med en viss gradient i bottenförhållandena. Sedimenttypen kallas turbidit. Namnet är hämtat från termen för den pulsvisa tillförseln av material i form av en slamström som rutschar utför en undervattenssluttning, eng. *turbidity current*. Bergarten kallas även för gråvacka, vilket ursprungligen är beteckningen för den grövre, fragmentrika delen av varje bädd.

Bergartens avvikande uppbyggnad uppmärksammades tidigt i undersökningen av den jämtländska berggrunden. Frödin och Högbom beskrev den långa sektionen av näraliggande blottningar mellan Holmsjö (Storholmsjö) och Föllinge och bildningen gavs namnet Föllinge–Holmsjöfacies (Frödin 1922). Genom omfattande insamlingar av fossilmaterial som beskrivits av Wiman (1897) och senare Thorslund (1935, 1940), samt nya fynd av fossil längs sträckan mellan Föllinge och Storholmsjö har bilden av enheten vidgats. Föllingeformationen består i typområdet av två delar, som skiljs åt av en kil (ett finger) av Andersöformationenen. Den undre delen byggs upp av relativt grovklastiska gråvackeinslag och den övre av gråvackeinslag som varierar i grovlek på ett oregelbundet sätt. De finkornigare partierna kan omge bankar med grovklastiska inslag med grus- och sandsammansättning.

Föllingeformationens undre gräns utgörs av den understa gråvackebanken med graderad kornstorlek som följer över Isökalkstenen. Till typsektion har valts gränslagren sydväst om Föllingesjön och längs vägen mellan Föllinge och Storholmsjö, 20E 2h, 706350/143767. Enhetens övre begränsning har valts vid övergången till en dominerande siltig skiffer, Kogstaskiffern, som den är utbildad i en vägskärning vid Lillholmsjö 706002/143102. Blottningen är i relativt dålig kondition men är den enda tillgängliga i området. Motsvarande övergångar i bättre sektioner har påträffats sydost om Skärvången, 20E 4f, och nordväst om Kougsta by, 19D 7j, 703827/139692, vilket också är typsektion för Kogstaskifferns undre gräns. Gränsen är inte skarp och entydig utan utgörs av en tre meter mäktig övergångszon. Siltiga till sandiga graderade lager förekommer även lokalt i Kogstaformationen.

Inom Föllingeformationen uppträder, som nämnts, Andersöskiffern som ett finger från dess huvudsakliga utbredningsområde. Liknande förhållanden har påträffats vid Hallen, 19E 1c, 700862/141362 och Ottsjön, 20F 4a, 707032/145380. Andersöskifferns undre och övre gränser mot den undre respektive övre Föllingeenheten finns inte tillgängliga i typsektionen.

Föllingeformationen varierar påtagligt i utbildning inom olika regioner. I det sydliga utbredningsområdet vid Oviksfjällen och Ljungans dalgång överlagrar formationen Vemdalskvartsit eller Kläppeskiffer, som uppträder i begränsade områden som erosionsrester i kvartsitfältet. De understa bankarna i Föllingeformationen är lokalt utbildade som mer än metertjocka konglomeratiska bankar med bollmaterial som når 12 cm diameter, exempelvis vid Tåsjö kraftverk i Ljungan. Gråvackebankarna är åtskilda av 10 till 20 cm skiffrig siltsten (Strömberg, fig. 12 och 13).

Sydöst om Hallen finner man att Föllingeformationens bergarter fingrar in i lägre nivåer än vad som vanligen förekommer. Omkring 1 km söder om Järsta/Marby (19E 0e) uppträder fyra 40–60 cm tjocka bankar av turbidit inlagrade i Isökalksten på en nivå motsvarande undre Holenkalksten i plattformsfacies. Väster därom, vid Svartbodarna (18E 9e) är kalkstenen, som överlagras av Föllingeformationen, reducerad till mindre än 1 m men den representerar samma tidsavsnitt som vid lokalen söder om Marby. Även vid Höla, 5 km nordväst om Marby, finner man den zon där Isökalkstenen tunnar ut och ersätts av turbiditiska lager i Föllingeformationen. Likartade grovklastiska inslag uppträder också i underlagrande skiffrar i Töyenformationen.

I Mattmartrakten dominerar sandiga gråvackor. Ett fåtal grusiga lager har observerats väster om Arvesund, mellan Ytterocke och Sällsjö samt i Semlans dalgång. I dessa områden är Föllingeformationens utbildning lik den i typområdet (fig. 15).

Inom ett område mellan Ytterån–Nälden och Långans lopp sydöst om Landösjön påträffas en betydligt finkornigare utbildning av Föllingeformationen. De bankar av gråvacka, som i Mattmar och Föllinge är 15–25 cm tjocka består i det mellanliggande området av 2–5 cm sandiga till siltiga lager. I vissa områden längs Näldens sydöstra strand möter man ställvis svårigheter att på litologisk grund avgöra om de blottade lagren tillhör Föllingeenheten eller en siltrik

Fig. 15. Vägskärning i Föllingeformationen ca 300 m väster om Semlan längs väg E14. Skärningen visar den normalbankade turbiditen med banktjocklek mellan 10 och 40 cm i en veckad sekvens (19D 4j).

Road-cut along road E14, c. 3 km east of Mörsil, demonstrating the Föllinge Turbidite Formation in its most common development with beds between 10 and 40 cm. The turbidites appear in a sequence of open folds.

graderad del av den överlagrande Kogstaskiffern.

Fördelningen av grov- respektive finkorniga gråvackepartier antyder att Föllingeformationen avsatts med materialtillförsel i huvudsak från två håll, dels från sydväst mot nordost från ett område som nu saknar en stor del av den kambriska och underordoviciska lagerföljden, dvs. det lokalt eroderade runt Börtnan/Oviksfjällsområdet, dels från nordost mot sydväst från ett område norr om Föllinge. Tolkningen förutsätter att de berörda områdena i stort intog samma inbördes läge som de gör för närvarande. Det har föreslagits att Föllingeformationen avsatts i två separata avsättningsområden och att det skiljande området skulle finnas i Trångsvikentrakten 19E 5b, 702667/140947. Tolkningen grundas troligen på en misstolkning av de bergarter som uppträder i några vägskärningar längs europavägen vid Trångsviken (fig. 101).

Föllingeformationen har en nordlig motsvarighet i Norråkerformationen (Gee m.fl. 1974). Den senare är upprättad på bergartsfördelningen omkring Tåsjöns nordvästände. Fördjupade undersökningar får visa om Norråkerformationen skall betraktas som en senare definierad motsvarighet till Föllingeformationen eller om de två skall betraktas som fristående formationer. Den mest markanta skillnaden dem emellan finner man i de undre delarna. Norråkersformationens bas ansluter mot en tunn kalkstensenhet och inleds av en skiffrig, siltrik bergart med inslag av fosforit och pyrit. Föllingeformationen överlagrar normalt en mäktigare kalksten och inleds av karaktäristiska turbiditer med grovkornigare undre del gradvis övergående i siltig/lerrik övre. I övrigt är formationerna likartade och troligen kan Norråkerformationen betraktas som en yngre synonym till Föllingeformationen.

Fig. 16. Fossil (rhabdosom) av graptoliter (kollonibildande djur) med en klar tendens till parallell orientering påträffade på en skiktyta av en finkornig del i Föllingeformationen. Skärningar i Bleckåsån (19D 6j). Foto K.-E. Alnavik.

Subparallel rhabdosomes of bicerial graptolites found on a fine-grained unit in the Föllinge Formation at Bleckåsån (19D 6j).

Kronostratigrafisk kommentar

Föllingeformationens första uppträdande i lagerföljden inträffar vid olika tider inom relativt näraliggande områden. Det mest slående exemplet finns i Storsjöområdets västra del mellan Månsåsen och Hallen och på Norderön. På Storsjöns västsida kan man i successiva tektoniska enheter följa faciesförändringen som innebär att allt större delar av lagerföljden mot nordväst har utbildats som cykliskt uppträdande gråvackor och skiffrar. Förhållandet kommenteras i de regionala beskrivningarna och i den tektoniska sammanfattningen.

Sammanfattningsvis kan man observera att avsättningen av turbiditsekvenser av klassiskt snitt med grövre fraktioner nära bottnen av banken och allt finkornigare sediment mot överytan inleds redan under mellersta Arenig i sydvästra Storsjöområdet. Den når en spridningskulmen under undre Llanvirn, motsvarande Holenkalkstenens undre delar, och avtar generellt över hela regionen vid övergången till bio(graptolit)zonen med *Diplograptus multidens* i mellersta Caradoc.

Öråskiffer

I många delområden i Jämtlands underpaleozoiska berggrund finner man en mörkt grå till svart skiffer med inlagrade mycket finkorniga kalkstenslinser i mellanordoviciums övre del. Den ansluter till skilda typer av bergarter. Vid Arvesund i Mattmar och i övre Semlaåns dalgång ansluter den till Föllingeformationen och i närheten av Östersund och Lugnvik till Kogstaskiffer. Vid Örån (fig. 89) finner man den i nära anslutning till överlagrande Slandromskalksten såväl i skifferns typsektion som 1 km uppströms denna. I den senare påträffas den mörka Dalbykalkstenen med talrika tagghudingsfossil omkring 2 m från (under) Öråskiffern. Kontakten mellan enheterna är inte tillgänglig.

De undersökningar av den ingående individrika faunan av graptoliter och trilobiter av familjen *Olenidae* som genomförts (Bulman i Thorslund 1940, Finney 1995, pers. meddel.) visar att skiffern i sin helhet tillhör biozonen med *Dicranograptus clingani*. Samtliga av Bulman och Thorslund rapporterade fossil, graptoliter och trilobiter med undantag för *Amplexograptus vasae* (Tullberg), har återfunnits i det under senare tid insamlade materialet.

Kogstaskiffer

I den ordoviciska lagerföljdens övre del uppträder en siltdominerad skiffrig enhet, som har en likartad utbildning inom hela sitt utbredningsområde och som därför är lätt identifierbar från Östersundsområdet till områdena väster om Offerdal upp mot den mellersta skollberggrundens överskjutningsplan. Enheten har sitt typområde nära Kougsta (Kogsta på äldre kartor) och byn har gett sitt namn till formationen.

Fig. 17. Finskiktad och veckad siltig övre del av Kogstaskiffer i vägskärning nordväst om Åflo (19E 8a).
Folded laminated siltstone in the upper part of the Kogsta Formation seen in road-cut NW of Åflo, Offerdal (19E 8a).

Enhetens huvudkomponent är fin silt. I dess övre del ökar inslaget av grövre silt och på grund av den kontrastverkan detta skapar finner man lokalt en rik uppsättning av sedimentstrukturer (fig. 17 och 103). Bergarten har ursrungligen varit utbildad som en siltsten med ingen eller ringa primär skiffrighet vilket har skilt den från övriga skiffriga enheter i Jämtland. Detta visas av att endast sekundär skiffrighet, som i högre eller lägre grad avviker från lagringsriktningen, har påträffats och av att fossila lämningar normalt är bevarade i relief. Den påverkan fossilen utsatts för, exempelvis distorsion, kan knytas till tektoniska händelser och vridningens riktning främst till axialplansförskiffringens.

Kogstaskiffern begränsas i sin östliga utbildning mot underlagrande bergart av kontakten mot Slandromskalkstenen. Denna kontakt finns tillgänglig vid den södra änden av Östbergs väg på Grytans skjutfält, ca 2 km sydäst om Brynje by (19F 0b, 700480/145537). I samma skärning påträffar man en svart, ca 2,5 m mäktig finkornig skiffer som utgör Kogstaskifferns undre del och som är en kil av den i östligare lägen vanligare Fjäckaskiffern.

I Östersund och vid Lugnvik vilar Kogstaskiffern direkt på Öråskiffer. Det har inte gått att fastställa om någon del av dessa har sin tidsmässiga motsvarighet i Slandromskalkstenen vid Grytan och på andra ställen, exempelvis i Örålokalen.

I typområdet vid Kougsta finns gränsen mellan Kogstaskiffern och den här underlagrande enheten, Föllingeformationen, vid en avlastningsplats för timmer. Lokalen beskrivs i den regionala översikten. Liksom vad gäller Andersöskifferns undre gräns är övergången mellan Föllingelager och

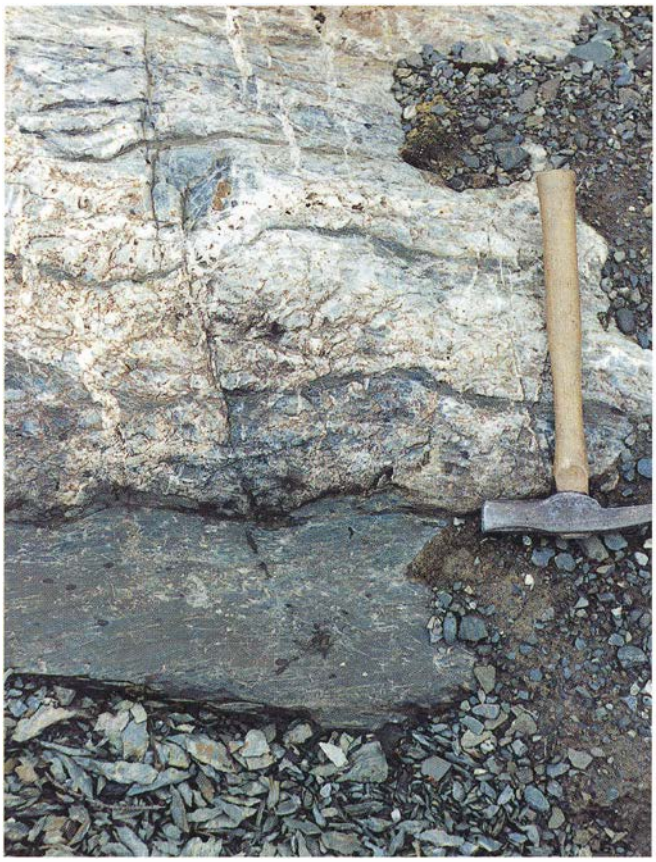


Fig. 18. Övergången mellan Kogstaskiffer och Edekvartsit. Liksom vid typsektionen vid Edefors visar denna kontakt vid Åfloån en vågform som kan tyda på en erosionsfas före avsättningen av kvartsiten. Lägg också märke till sekundärförskiffringen som genomtvärar skiffern i ca 20° vinkel, liksom markanta skillnader i uppspricknng och läkning mellan den mjukare skiffern och den styvare kvartsiten.

The Kogsta Shale-Ede Quartzite contact at Åfloån. Here, as well as at the Ede type section, the contact has an undulating appearance, possibly indicating a phase of erosion prior to the deposition of the sand, later transformed into quartzite. Also note the secondary foliation of the shale in approx. 20° angel to the bedding and the marked difference in frequency of healed fractures between the two units.

Kogstaskiffer utbildad som en omkring 3 m mäktig sekvens där man finner en allt större dominans av finkornigare lager uppåt i lagerföljden. Gränsen mellan de två enheterna har valts vid den översta gråvackebankens överyta. Kogstaskifferns övre begränsning är utbildad som en skarp gräns mot en överlagrande massiv kvartsit, Edekvartsiten, i den utbildning man finner i höjdområdet väster om Kluk. Motsvarande utbildning av Kogstaskifferns övre gräns påträffas på alla observerade lokaler i områdena mellan Mattmar och Offerdal (fig. 18). I östligare lägen övergår däremot Kogstaskiffern genom en uppåt tilltagande inblandning av grövre silt gradvis i den täckande enheten, Kyrkåskvartsit. (Jfr. vägsektionen vid Trångsviken, sid. 101.) I någon sektion, bl.a. vid Edefors i Offerdal finner man tunna grågröna inlagringar i Kogstaskifferns översta meter. I Edeforssektionen kan skikten vara svåra att urskilja på grund av att förskiffringens riktning avviker från den ursprungliga lagringen med ca 30°. Ursprunget till inlagringarna är ännu oklar, men sedimentet
visar stora likheter med de metabentoniter som påträffas i Öråskiffern/Kogstaskifferns understa del. En annan möjlighet är att inlagringarna härrör från exponerade och eroderade ryoliter, som har påträffats nära Kogsta/Edelager i västra Offerdal (fig. 27).

Kronostratigrafisk kommentar

Kogstaformationens undre begränsning har tidsmässigt kunnat fastställas i de profiler där den underlagras av Öråskiffern, exempelvis i Lugnvik nordväst om Östersund. Ytterligare två typer av utveckling i enhetens undre del har påträffats. I trakterna av Häggenås–Ringsta–Husås överlagrar Kogstaskiffern en mörk relativt tunn skiffer av osäker ålder och den överordoviciska Slandromskalksten, som i kartan ingår i den ordoviciska kalkstenen. Här är sålunda gränsen mellan Kogstaskiffern och underlagrande enhet på en högre stratigrafisk nivå än vid Lugnvik.

Helt annorlunda är övergången mellan turbiditer och Kogstaskiffern i typområdet nordväst om Kougsta by, där de sandiga-siltiga lagren gradvis ersätts av den finkornigare skiffern. Inga fossil har påträffats i övergångslagren, men troligen är såväl Slandromskalkstenen som Öråskiffern ersatta av gråvackor och skiffrar.

Kogstaskifferns övre begränsning är enligt tillgängligt material förhållandevis likåldrig i Jämtland. Skiffern överlagras antingen av Kyrkåskvartsit genom en diffus övergångszon eller av Edekvartsit, som över en skarp gräns följer på de skiffriga lagren.

I båda fallen har representanter för översta ordoviciums *Hirnantia*-fauna insamlats nära den övre begränsningen. Denna fauna representerar en association av djur som levde i tempererade till cirkumpolära områden under den avslutande fasen av den ordoviciska perioden.

Kyrkåsformationen

Kyrkåsformationen definieras som en bergartsenhet volymmässigt dominerad av grovsiltiga till sandiga, ställvis grövre kvartsiter som täcker Kogstalager. Gränsdragningen mellan Kogsta- och Kyrkåsenheterna är oprecisare än i andra övergångar av samma karaktär där en bergartstyp uppåt gradvis ersätts av en annan, exempelvis övergången mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern. Orsaken är att facies varierar markant även i sidled. Man kan finna tydliga förändringar i proportionerna mellan fin siltsten och metasandsten inom så korta avstånd som 100 m. Det vittnar om en av strömmar och våginverkan styrd avsättning i relativt grunda havsförhållanden. Övergångslagren med tunnbankade finkorniga kvartsiter och mellanlagrande siltstenar är vid Rann-

Fig. 19. Veckad och sammanskjuten Kyrkåskvartsit i Storhögens stenbrott. De ljusare partierna består av bankad metasandsten och de mörkare av skiffrig siltsten (19F 2a).

Folded and thrust Kyrkås Quartzire Formation exposed in the Storhögen quarry. Lighter beds are metasandstones, darker silty shales (19F 2a).

åsen minst 8 m mäktiga och vid Storhögen har mäktigheter över 12 m uppmätts. Kyrkåsformationens övre begränsning är ännu inte fastlagd på grund av att kontakten mot överlagrande enhet ännu inte med säkerhet fastlagts. Den kontakt som kan vara aktuell för undersökning för att fastställa karaktären hos den övre begränsningen finns på Norderön vid öns västra strand väster om Böle.

Kyrkåsenheten är ursprungligen avsatt som relativt uthålliga sandbankar med lokalt uppträdande kanaler som kan innehålla grus- och stenbäddar. Avsättningsområdet var flackt och Kyrkåsbildningarna har sannnolikt till stor del tillkommit i strandnära miljöer. Flacka tråg och kanaler, där grus- och stenbäddar ansamlats, har observerats i Rannåsen, Nifsåsen och längs vägen mot Ljusberget (fig. 20).

Kyrkåsformationen består av ett antal kvartsitiska bankar varierande i tjocklek mellan 1 cm och 1,4 m. Kvartsitbankarna kan antingen ingå i en enhet som består av flera bankar med likartad uppbyggnad eller uppträda isolerade med mellanlagrande skiffriga siltstenar. I kvartsiterna förekommer vågformade märken, rippler, på ett flertal nivåer (fig. 21). Deras riktning, dvs. ryggarnas och fårornas längdutsträckning varierar från sydväst–nordöstlig till nordväst–sydöstlig. På Brattåsen, sydväst om Gåxsjön (20F 2c, 70628/14623), förekommer stora fält med megarippler, som kan uppkomma i strandzonen genom inverkan av brytande vågor. Det stärker ytterligare intrycket av en avsättning på ringa vattendjup och möjligen även av närvaron av tidvis torrlagda områden och strandbildningar.

Lokalt påträffas också upp till 4 m mäktiga bankar av omrörda kvartsiter, som tillkommit genom relativt storskalig utglidning av okonsoliderade och halvkonsoliderade sedi-

Fig. 20. Grusig–stenig konglomeratisk bank i Kyrkåskvartsit. Väghäll längs nyanlagd transportväg till Ljusbergets kvartsitbrott (19E 3j).

Conglomeratic bed with gravel and pebbles in the Kyrkås Quartzite Fm. Exposure along the road to Ljusberget quartzite quarry (19E 3j).

Fig. 21. Tunnbankad Kyrkåskvartsit ca 2 m under banken med utglidning (fig. 22). De flesta överytor i den grövre siltstenen är vågformade på grund av fram- och återgående vattenrörelse vid avsättningen och flera stora vågytor finns synliga i Storhögens gamla kvartsitbrott (19F 2a).

Magnificent rippled surfaces on top of fairly thin beds of coarse silt can be seen in the Storhögen quartzite quarry. This bed is found c. 2 m below the bed caused by slumping seen in Fig. 22 (19F 2a).

Fig. 22. Utglidning – slumping. I skärningens övre vänstra parti syns en 2–4 m mäktig bädd av utgliden och omlagrad Kyrkåskvartsit med skiffermellanlagringar. Bildningen har tillkommit genom att avsatta, halvkonsoliderade lager av sand och silt rutschat nerför en flackt sluttande havsbotten med en gradient som troligen understeg 5°. Överytorna på de tunnskiktade partierna under den omrörda banken är formade som vågmärken, vanligen med symmetrisk form. Storhögenbrottets nordvästra vägg (19F 2a).

Slumping in the Kyrkås Quartzite Fm. Redeposited Kyrkås silty and sandy subunits are seen in the upper left part of the picture. Semi-consolidated beds slided down a submarine gentle slope and redeposited in a chaotic, 2–4 m thick bed. Thin-bedded units below show rippled normally symmetric ripples. Northwestern wall of the Storhögen quarry (19F 2a).

Fig. 23. Lerflagekonglomerat i ljus Kyrkåskvartsit. De mörka partierna består av tunna lerflak som bildats och brutits upp i isolerade uttorkade bassänger varefter de omlagrats när vattnet åter stigit över området. Block i Storhögens stenbrott (19F 2a).

Mudflake conglomerate in light Kyrkås Quartzite Fm. Mudflake conglomerate was formed by re-deposition of semi-consolidated bituminous clay deposited in small, periodically dry, troughs close to sea-level. Quarried block at Storhögen (19F 2a).

Fig. 24. Sammanveckad Kyrkåskvartsit i Ljusbergsbrottet. Till vänster om bildens centrum syns ett sammanveckat och överskjutet parti av samma led som i den bortre brottväggen (19E 3j).

Folded and thrust Kyrkås Quartzite Fm. at the Ljusberget quarry. Note the folded and thrust unit left of centre (19E 3j).

ment (fig. 22). Den samlade bilden av utglidningar m.m. visar att materialtransporten skedde från nordväst mot sydöst såväl i Storhögen som i Ljusberget.

Kyrkåslagrens totala mäktighet har i uppskattningar beräknats till mellan 20 m och 40 m och datainsamlingen för länskartan bekräftar att mäktigheten varierar inom dessa

ramar. De största mäktigheterna har påträffats vid Rannåsen–Kånkbacken norr om Östersund och vid Nifsåsen–Högberget ytterligare någon kilometer mot norr.

Kyrkåsformationen har sin huvudsakliga utbredning norr och väster om Östersund. Den har även påträffats öster och nordöst om Häggenås, runt Nyby och upp mot Gåxsjön. De västligaste observerade förekomsterna av Kyrkåskvartsit har påträffats söder om Rödöns kyrka, vid Landsom och Tängsbodarna, 2 km nordväst om Landsom och möjligen i ett blockområde omkring 3 km nordväst om Rödön.

Kronostratigrafisk kommentar

Kyrkåskvartsiten och dess inramning har nyligen behandlats av Cherns & Karis (1995), som diskuterar enhetens uppkomst och bildningstid. Thorslund i Thorslund & Jaanusson 1960 och Thorslund 1963 placerar en stor del av Kyrkåslagren, delen över en skiffrig siltsten, som förekommer på en nivå motsvarande en tredjedel av mäktigheten underifrån räknat, i det siluriska systemet. Senare undersökningar av graptolit- och brachiopodfördelning (Bassett, pers meddel) antyder att en större del av enheten faller inom ordovicium och att gränsen mot silur finns i kvartsitens översta del.

I den undre siltstenen har en fauna med trilobiter, armfotingar, hyolitider och musslor återfunnits [*Dalmanitina* (*Mucronaspis*) *mucronata*, *Brogniartella platynota*; armfoting *Leptaenopoma trifidium*] (Karis & Larsson 1982, Cherns & Karis 1995) och i den övre har fynd av graptoliter gjorts (Thorslund & Jaanusson 1960, Larsson i Gee & Kumpulainen 1980). Enligt senare bestämningar av R.B. Richards finns graptoliterna *Climacograptus angustus*, *Glyptograptus persculptus* och mera sällsynt *C. normalis* och *C. ?indivisus* företrädda i den övre siltstenen, former som är företrädda i graptolitzonen med *Glyptograptus presculptus*, det ordoviciska systemets översta. Se även avsnittet ”Edekvartsit”.

Edekvartsit

Edekvartsiten intar en stratigrafisk position som motsvarar Kyrkåskvartsitens. Edekvartsiten skiljer sig från sin motsvarighet i kyrkåsfacies genom några viktiga karaktärer, undre begränsning och förhållande till överlagrande enhet. Den överlagrar Kogstaskiffern med en skarp gräns (fig. 18). En 0,9 m till 1,5 m tjock massiv ljus kvartsit pålagrar den mörka Kogstaskiffern och gränsytan mellan bergarterna utgör Edekvartsitens undre gräns. I den massiva kvartsiten kan viss bankning normalt urskiljas, speciellt i de sektioner där inslag av mineral med avvikande färg uppträder. Kvartsitbanken följs uppåt av medel- till finskiktade (5–1 cm), vanligen även korsskiktade kvartsitiska siltstenar som växellagrar med kalcitcementerade fossilförande siltstenar eller orena kalkstenar. Mäktigheten hos detta finskiktade parti varierar mellan knappt 1 m och 6 m. Den största mäktig-

Fig. 25. Exempel på små trågbildningar i Edekvartsit vid Stavre. Observera de snedställda lagergränserna ca 1 dm under kompassen (19E 7d).

Scouring and cross-bedding in the Ede Quartzite Fm. at Stavre, Offerdal. Note the angle of the bedding-plane c. 10 cm below compass (19E 7d).

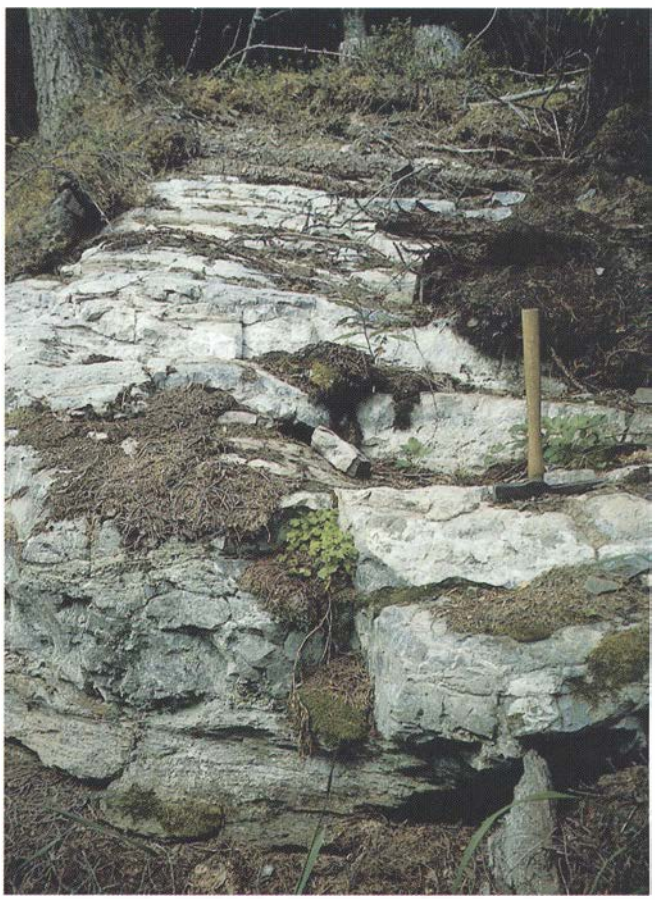


Fig. 26. Övergången mellan Kogstaskiffer, anstående vid sektionens bas, till Edekvartsit i en ovanligt mäktig massiv utbildning i en sektion sydost om Stavre (19E 7d).

The Kogsta Shale - Ede Quartzite transition (the shale visible at the base of the section) in a section SE of Stavre (19E 7d). Note the thickness of the massive quartzite facies, exceeding normal development.

Fig. 27. Sågad yta genom parti av Edekvartsit vid Nästsjön, söder om Nästbodarnas fäbodar (20E 1a). Lokalen är densamma som i fig. 113. Den mörka kvartsiten mellanlagras av tunnskiktade partier av gröntonad siltsten bestående av kvarts och fältspat uppblandad med skiktade lermineral. Foto K.-E. Alnavik.

Section through a bed of dark quartsite and greenish grey Ede Quartzite Formation. Sample collected at Nästsjön from exposure seen in Fig. 113. The dark quartzite beds are separated and partly mixed with thin greenish siltstone composed of quartz, feldspar, and clay minerals of the montmorillonite group.

heten har påträffats på Verkön.

I såväl typsektionen som på många andra lokaler övergår Edekvartsiten gradvis till en tunnbankad kalksten och Edekvartsitens övre gräns har lagts vid överytan av den översta siltiga kvartsitinlagringen i profilen.

Förhållandet mellan Edekvartsiten och den ungefär samtidigt avsatta Kyrkåskvartsiten är ännu inte helt klarlagt. Cherns & Karis (1995) har tolkat bildningarna som två facies tillkomna under samma utvecklingsfas, som är tydligt påverkad av den världsomfattande regression som en nedisning vid övergången mellan ordovicium och silur orsakade. Nedisningen hade sina centrala delar i nordvästra Afrika.

I Edekvartsitens typsektion vid Edefors i Offerdal (704005/141127), liksom i ett flertal andra observationer i Mattmar–Offerdalsområdet, har påträffats grågröna oregelbundna lager av en finkornig bergart med lokalt markanta inslag av isolerade kvartskorn i mellanmassan (fig. 27). Underordnat förekommer, som berörts, liknande skikt också i Kogstaskifferns översta meter i Edefors.

Edekvartsitens biostratigrafiska tillhörighet

I de undersökta sektionerna där såväl den undre som den övre gränsen för Edekvartsiten är tillgänglig (Edefors typsektion, Verkön och Norderön) har inte något tydligt sedimentationsavbrott kunnat påvisas, trots den markanta ändringen i bergartsuppbyggnad. I ännu lägre grad gäller detta utvecklingen i Kyrkåsformationen, där halten av grov silt och sand generellt ökar uppåt i lagerföljden till den nivå där lokalt två mycket mörka skiffriga siltstenar ligger inlagrade mellan kvartsitenheterna. Det visar att sedimentationen i området fortsatte under tider nära övergången mellan ordovicium och silur, men att en dominerande del av kvartsiterna avsattes under den ordoviciska perioden (Cherns & Karis 1995). Boucot & Johnson (1964) presenterade brachiopodfaunan omfattande sex släkten i Norderöns Edekvartsit och placerade faunan i understa silur. Senare diskussioner om exakt gränsdragning mellan ordovicium och silur (Holland & Bassett 1989) kan placera faunan i översta ordovicium.

I den tjockbankade till massiva undre kvartsiten har trilobiten *Bumastus* sp. påträffats vid Trångsviken och Mattmar. Därtill har en liten del av en bläckfisk (cephalopoda) hittats i ett block vid Mattmar. I de finskiktade karbonatrika övre partierna finns förutom armfotingar även trilobiter, minst två arter av underfam. *Proetinae* samt calymenider och lichider. Dessutom finner man musselkräftor (ostrakoder) av släktet *Beyrichia*, ?*Aparchites,* liksom tabulata koraller; *Favosites* sp. m.fl.

Bergekalksten

En grå till mörkt grå kalksten överlagrar Ede- alternativt Kyrkåskvartsiterna i Jämtland. Hadding (1927) rapporterar uppträdande av lager av kalcitcementerad sandsten med enhetlig kornstorlek, vilket sannolikt kan föras till övergångslagren mellan Edekvartsiten och Bergekalkstenen. Bergekalkstenen varierar mycket kraftigt med avseende på bankning och innehåll av ler. Som berörts i avsnittet om Edekvartsiten tilltar inslaget av karbonatrika lager kontinuerligt från den massiva bank som praktiskt taget helt består av kvarts till den nivå där det grovsiltiga inslaget av kvartskorn upphör och enligt definitionen Bergekalkstenens basala del tar vid. Den undre delen av Bergekalkstenen är vanligen utbildad som en tunnskiktad finkornig (lutitisk) kalksten med tunna lermellanlagringar. Sådan utbildning påträffas såväl i centrala Storsjöområdet, exempelvis på Verkön, som i nordvästliga lägen i Ristafallen och i Ullåsektionen väster om Åre. Den tunnbankade kalkstenen når omkring 12 m i mäktighet i Storsjöområdet. I de västliga förekomsterna är en uppskattning av mäktigheten inte meningsfull på grund av berggrundens isoklinalveckning och upprepning genom förskjutningar.

Överlagrande finner man en oregelbundet bankad till normalbankad mörkt grå kalksten. Övergången mellan den tunn- och normalbankade är, liksom den undre begränsningen, steglös och sker på Verkön inom ett avsnitt om 2,5 m. Liknande förhållanden har observerats också i Mattmar och Offerdal. Den oregelbundet lagrade delen av Bergekalkstenen är det mäktigaste ledet och når exempelvis i Trångsviken–Mattmar mer än 25 m mäktighet. I ledets understa

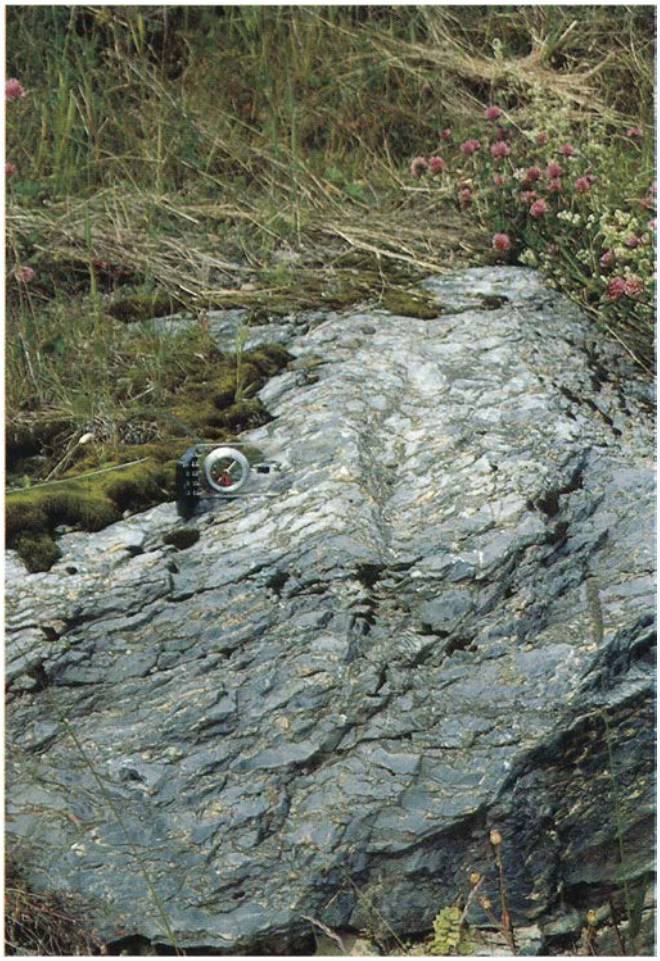


Fig. 28. Bergekalksten i normal bankning tillgänglig i skärning söder om Tulleråsen (19E 7d).

Normally bedded Berge Limestone exposed in a section south of Tulleråsen (19E 7d).

Fig. 29. Den undre, tunnbankade Bergekalkstenen i strandblottningar på Verköns sydvästsida, ca 200 m NV om kontakten mot Edekvartsit i en imbrikerad men föga veckad sekvens (19E 1e).

The character of a finely laminated Berge Limestone in the south-eastern part of an extensive exposure of the formation. The section is situated c. 200 m north-west of the Ede-Berge transition along the south-eastern shore of Verkön (19E 1e).

Fig. 30a. Bergekalksten i den växlande utbildning man finner nära övergången från Edekvartsit, i detta fall ca 2 m över kvartsiten. Skärning nordväst Hällänge gård (19E 8b).

Variation of bedding in the Berge Limestone facies commonly found close to the Ede Quartzite - Berge Limestone transition. Section NW of Hällänge farm (19E 8b).

delar påträffas lokalt ansamlingar av koloni-/skelettbildande koralldjur, som kan bygga upp isolerade revliknande kroppar med en begränsad tjocklek. Som mest har 1,8 m observerats. Koralliter med en diameter nära 1 m har påträffats bl.a. på Norderön. Mellan korallskeletten finner man fickor med en finkornig mörk kalksten, som vanligen är mycket fossilrik och innehåller skal av exempelvis trilobiter, ostrakoder (musselkräftor) och brachiopoder (armfotingar). Det förefaller som om faunan är bevarad nära sitt livsrum och att koralliterna utgjort ett visst skydd för de grupper som levt bland dem.

Fig. 30b. Detalj av lagringen i fig. 30a. Notera tendensen till upplösning av kalkstensbankarna i linsformade partier.

Detail of Fig. 30a, showing a.o. segregation of limestone beds into nodular limestone.

Fig. 31. Stenbrott vid Åse, Mattmar i oregelbundet lagrad till massiv Bergekalksten. Bortre väggens höjd ca 8 m. (19E 4c).

Irregularly bedded to massive Silurian Berge Limestone exposed in a quarry at Åse, Mattmar. Vertical section c. 8 m. (19E 4c).

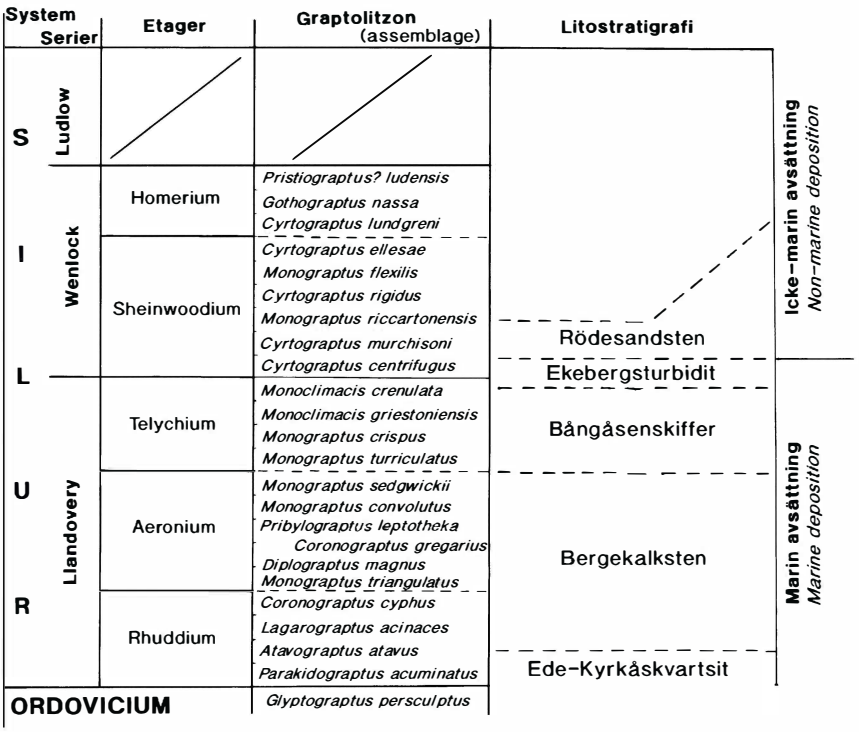


Fig. 32. Stratigrafisk sammanställning av silursystemet med hänsyn till geologiska förhållanden i Jämtland och där förekommande bergartsled.

Silurian stratigraphy with reference to the geological history in Jämtland.

Fig. 33. Korallit (*Favosites* sp.) som kontrasterande grått inslag i en brunvittrad Bergekalksten. Åflåns nedre lopp (19 E 8a).

Corallite (Favosites *sp.) seen as a grey body in a weathered brownish Berge Limestone. Lower course of Åfloån (19E 8a).*

Kalkstenens kemiska sammansättning varierar märkbart i vertikalt led. Den högsta halten av kalciumkarbonat finner man i den oregelbundet lagrade typen, exempelvis som den är utbildad i Mattmars kalkstensbrott ca 1,5 km norr om Mattmars kyrka . Tabellen nedan visar sammansättningen av två prover hämtade ur täktområdet vid Kalkbruket och vid Trångsviken (702510/141215, prov BILK86078) (702425/ 140360, prover BILK86086 och 86088).

Kemisk sammansättning i viktprocent. Proverna identifierade med provkod BILK och femställigt nummer.

Huvudelement	86086	86088	86078
SiO_2	4.6	6.2	3.6
Al_2O_3	1.14	0.48	0.33
TiO_2	0.02	0.01	0.01
Fe_2O_3	0.56	0.25	0.16
MnO	0.01	0.01	0.01
CaO	50.2	49.5	52.7
MgO	1.67	1.81	0.84
K_2O	0.30	0.14	0.10
Na_2O	0.09	0.08	0.07
P_2O_5	0.01	0.01	0.01
CO_2	40.4	40.4	41.7
F	0.03	0.04	0.02
S	0.16	0.05	0.02
Summa	99.19	98.98	99.57

Spårmetaller, ppm

Ämne	86086
Ba	9.5
Bi	*
Cd	1.0
Co	1.5
Cr	3
Cu	2.6
Mo	*
Ni	1
Pb	*
Sr	581
As	*
Zn	3.6
Hg	*
V	1

Kalkstenens syraneutraliserande förmåga uttryckt som viktprocent kalciumoxid och kalciumkarbonat

Prov	Kalciumoxid	Kalciumkarbonat
86086	51.47	91.87
86088	51.47	91.87
86078	53.13	95.51

Av resultaten framgår att kalkstenen är en av de renaste som provtagits och analyserats i den jämtländska sedimentära berggrunden.

Bergekalkstenens biostratigrafiska tillhörighet

Observationer av den övre ordoviciska och undersiluriska sekvens som finns på Verköns sydvästdel och i Edeforsprofilen (typsektion för Edekvartsit) har gett vid handen att avsättningen av sediment pågick utan markanta avbrott i Storsjöbäckenet under denna tid. I Verköprofilen är den steglösa övergången mellan Edekvartsiten och Bergekalkstenen välblottad vilket utesluter att sedimentationsavbrott av större dignitet finns i detta avsnitt.

En jämförelse med sydligare svenska områden visar att tidsavsnittet är väl representerat, speciellt i jämförelse med förhållandena på Gotland, där övergångslagren saknas. Förhållandena i Jämtland är snarare liknande de i Osloområdet.

I kommentarerna till Edekvartsitens kronostratigrafi framhölls att brachiopodfaunan m.m. snarare pekar på sen ordovicisk ålder på enheten. Noterbart är också att den fauna som ligger till grund för tidsplaceringen uppträder i formationens mellersta och övre delar, där den siltiga kvartsiten mellanlagras av karbonatrikare skikt. Därav kan man sluta sig till att Bergekalkstenens undre delar tidsmässigt faller nära gränsen mellan de två systemen. Kalkstenen innehåller en relativt rik skalfauna speciellt i de tunnskiktade undre delarna, men dessa fossil har ännu inte systematiskt bearbetats. I faunan ingår bl.a. ostrakoder, trilobiter och brachiopoder.

Bergekalkstenens övre gräns mot den täckande Bångåsenskiffern kan ungefärligt tidsbestämmas av de fynd av graptoliter som uppträder i skifferns bas tillsammans med vissa inslag av skalfauna, speciellt trilobiter. Följaktligen representerar Bergekalkstenen delar av de två undre etagen i silurperiodens undre serie, Llandovery.

Fig. 34. Tabulatkoloni *Halysites* sp. (kedjekorall) i löst material från Norderön (19E 1f). Foto K.-E. Alnavik.

Specimen of Halysites *sp. found in loose material on Norderön (19E 1f).*

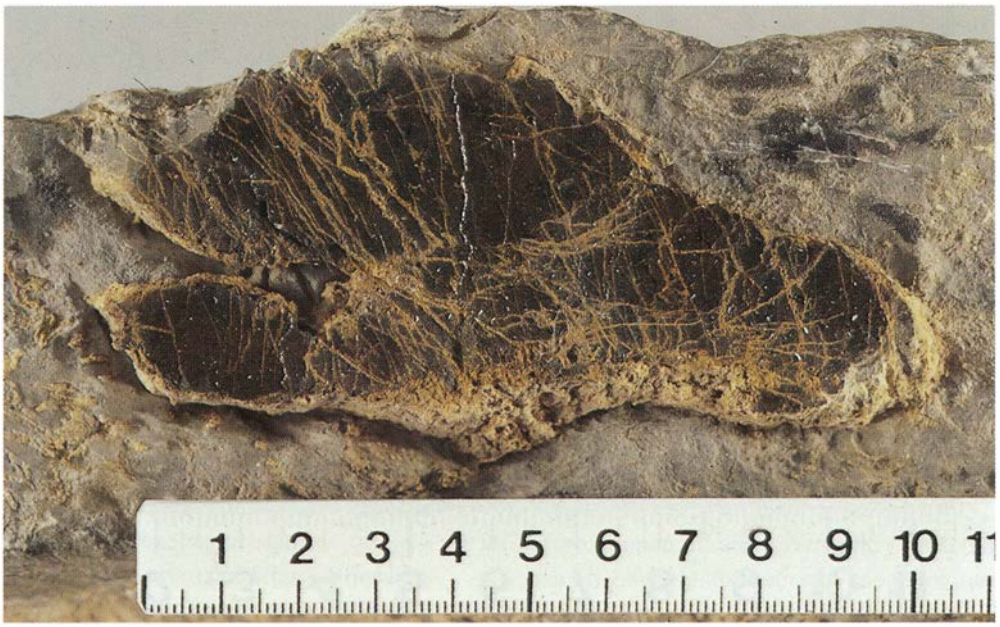


Fig. 35. Oregelbunden lins av mikrokristallin kvarts (flinta) i Bergekalksten. Löst block från Mattmar. Foto K.-E. Alnavik.
Irregular body of microcrystalline quartz in Berge Limestone. Erratic found at Mattmar.

Bångåsenskiffer

Bergekalkstenen överlagras av flera bäddar av vulkaniskt ursprung. Med tanke på att de vulkaniska inslagen i lagerföljden inleder en fas av bergartsbildning som domineras av mörka till svarta finkorniga skiffrar, Bångåsenskiffern, har de inrymts som led i denna. I typsektionen för Bergekalkstenen vid Berge (19E 7c, 703990/141455), som är en inverterad lagerföljd med de äldre partierna liggande överst, finner man en 50–80 cm mäktig tuff med fragment av fältspat, kvarts, ryolitisk bergart, apatit och vulkaniskt glas (Sundius i Thorslund 1948). I undersökningen framkom att avsättningen av vulkaniten skedde på en icke konsoliderad kalkslambotten. Bergartens kemiska sammansättning framgår av nedanstående tabell. Proverna representerar en bottendel och ett tätare, centralt parti av tuffitlagret.

	Bas av tuffit	Central tuffit
SiO_2	62.76	57.24
Al_2O_3	17.54	22.44
TiO_2	0.75	0.56
Fe_2O_3	0.41	0.36
FeO	3.44	1.76
MnO	0.03	<0.01
CaO	0.32	0.34
MgO	3.36	3.14
K_2O	4.59	6.50
H_2O<110°	0.46	1.23
H_2O>110°	3.91	4.37
Na_2O	1.75	1.41
P_2O_5	0.24	0.21
CO_2	-	<0.02
F	0.21	0.24
SO_3	0.16	0.13
Summa	99.93	99.93

I motsvarande sektioner, där övergången mellan Bergekalkstenen och överlagrande skiffer finns tillgänglig, har inte motsvarande tuffit påträffats. Den ersätts t.ex. i den näraliggande sektionen vid Ånge idrottsplats av en metabentonit som är kraftigt pressad och endast 4–10 cm i tjocklek. Se även figur 37.

De understa vulkaniska inslagen överlagras av silt- och lerrika bergarter som är kraftigt veckade och förskiffrade såväl primärt som sekundärt. I den undre ca 3 m mäktiga delen förekommer linsformade inslag av kalksten som innehåller en skalbärande fauna, främst trilobiter ur familjen *Calymenidae* samt ostrakoder. Även lager av metabentonit påträffas, främst i formationens undre hälft. På grund av att veckningen i skiffern är intensiv och veckens skänklar är praktiskt taget parallella är såväl kalkstensinslagen som lagren av metabentonit till stor hjälp vid bedömningen av lagrens ursprungliga mäktighet. I typsektionen Bångåsen (Thorslund 1948), är mäktigheten beräknad till mer än 6 m och i sektionen vid Ånge idrottsplats till mer än 9 m. Sannolikt når skiffern omkring 12 m i en fullständig profil. Bångåsenskiffern representerar ett stadium i områdets historia som innebär att den marina utvecklingen kulminerade med avsättning av finkorniga lerrika lager på relativt stora djup i en trågformad bassäng, som mot djuphavssidan begränsades av öbågar och en begynnande uppgrundning genom den inledande fasen av den stora kaledonska sammanveckningen.

Kronostratigrafisk kommentar

Förekomsten av stratigrafiskt värdefulla graptolitfaunor har varit kända från Bångåsenskiffern under de senaste hundra åren. Wiman (1893) och Thorslund (1948) redovisar insam-

Fig. 36. Kontakten mellan Bergekalkstenens översta parti och överlagrande tuffit, som utgör understa led i Bångåsenformationen. Notera de små kvartsanrikningar som framträder som bollar i kalkstenen. Sannolikt härrör kiselsyran från det vulkaniska asklagret. Löst material, typsektion för Bergekalksten (19E 8c). Foto K.-E. Alnavik.

Berge Limestone and the basal member of the overlying Bångåsen Shale, a tuffite with a maximum thickness of 0,8 m. Note the small lenses of microcrystalline quartz derivered from the overlying volcanic ash. Loose material at the Berge Limestone type section near Änge (19E 8c).

lingar från profiler genom Bångåsenskiffern i Mattmar (Kluk) och Offerdal (Bångåsen) som visar att de fyra graptolitzonerna i undre silurs översta etage finns representerade (fig. 32). Ingen systematisk genomgång av graptolit- och andra faunor i Bångåsenskiffern har slutförts efter 1948, men preliminära data av en revision ges av Larsson i Gee & Kumpulainen (1980).

Ekebergsformationen (turbiditer)

Ekebergsturbiditen är som den näst översta stratigrafiska enhet i Jämtlands underpaleozoiska berggrund, företrädd endast i Alsen–Offerdalsområdet.

Gränslagren mellan Bångåsenskiffern och de överlagrande sandiga, siltiga och lerrika bergartsleden som tillhör Ekebergsformationen har inte påträffats. Vid Bångåsenskifferns typlokal och den näraliggande motsvarigheten för Ekebergsformationen är det horisontella avståndet mellan respektive säkra skärningar ca 40 m och i Jämtängen, öster om

Fig. 37. Kontakten mellan Bergekalksten och Bångåsenskiffer öster om Änge (19E 7c). Bergekalkstenen är synlig till vänster och den mörkare Bångåsenskiffern till höger. Lägg märke till slirorna av metabentonit i skifferns understa parti.
The Berge Limestone-Bångåsen Shale transition in a section east of Änge (19E 7c). The lighter limestone is seen to the left and the darker shale to the right. Note the greenish metabentonite layers at the base of the shale.

Änge ca 5 m. De understa tillgängliga bankarna i Ekebergsformationen består av en sandig till siltig kvartsitisk bergart, som lokalt är massiv, oskiktad, på andra lokaler skiktad i mörkare och ljusare skikt med inlagringar av lerskiktskonglomerat. I typsektionen vid Ekeberg har även en tabulat korall påträffats. Den uppträder som transporterad komponent i en kvartsitisk bank, dvs. inte i den position den vuxit, (Thorslund 1935, Bassett m.fl. 1982). Den massivare, kvartsitiska delen av Ekebergsformationen är ca 10 m mäktig i Jämtängen. I den mäktighetsmässigt dominerande delen av formationen, som sannolikt är ca 50 m mäktig, består bergarten av skiktade, siltiga till leriga lager, som är 1–6 cm tjocka. Vanligen kan man urskilja en karaktäristisk kornstorleksförändring från lagrens understa grövre fraktioner till de översta finkorniga delarna, vilket är en karaktär som kännetecknar cykliska, turbiditiska, bergartsled.

Den ovan beskrivna uppbyggnaden påträffas i Offerdalsområdet, från trakterna av Änge till Ekeberg och Bångåsen. En finkornigare och vanligen mera tunnskiktad utbildning i vilken inte det kvartsitiska undre ledet har observerats är företrädd i Alsenområdet. Den kan studeras bl.a. i Rödesektionen mellan Nälden och Alsen och i Landverk, norr om Alsen. Mäktigheten hos den finkorniga Ekebergsturbiditen är svår att avgöra på grund av att den vanligen är tektoniskt avskuren, men uppskattas till omkring 40 m. De två skilda utvecklingarna av Ekebergsformationen förklaras av att den finkorniga avsatts på ett större avstånd från tillförselområdet och kan betraktas som en distal form.

Kronostratigrafisk kommentar

Genom ett fynd av en tabulat korallit i typsektionen för Ekebergsformationen och som fördes till *Favosites gothlandicus* f. *forbesi* föreslog Thorslund (1948) att formationen avsatts under äldre silurisk tid och att formationen kunde betraktas som en annan facies av Bergekalkstenen i en separat tektonostratigrafisk enhet, Ekebergsskollan. Även mellansilurisk ålder har senare föreslagits (Thorslund 1960). I samband med en ny undersökning av koralliten som utfördes av Klaamann, där den preliminärt bestämdes till *Favosites* cf. *subgothlandicus* blev en radikal omtolkning av lagrens ålder nödvändig eftersom denna art uppträder i ett begränsat avsnitt av översilur. Vid undersökningar i samband med karteringsarbetet påträffades fossilmaterial i nya skärningar vid Jämtängen och i följande specialundersökning gjordes en ny och grundligare undersökning även av koralliten. Som resultat fördes exemplaret taxonomiskt till *Favosites* sp. med viss likhet med arten *subforbesi* Sokolov 1952, vilket återförde formationen till äldre Wenlock. Därmed har man kunnat visa att Ekebergsformationen med stor sannolikhet avsattes under den senaste fasen av den äldre siluriska utvecklingen, vilket fynd av graptoliter i formationens övre del visar (Rickards i Bassett m.fl. 1982).

Rödeformationen (icke-marina sandstenar)

De översta underpaleozoiska lager som påträffats i Jämtland har förts till Rödeformationen (Bassett m.fl. 1982). Bergarten i formationen består av fin- till medelkorniga sandstenar, som uppträder i skiktade enheter upp till ca 2 m mäktighet. I typsektionen vid Röde, som sträcker sig längs vägen mellan Nälden och Alsen från p. 702868-141423 till p. 702912-141313, underlagras Rödeformationen av en distal utbildning av Ekebergsformationen. Kontakten mellan enheterna är tektonisk och stupar flackt mot nordväst. Inga led med karaktären av övergångslager mellan den underlagrande en-

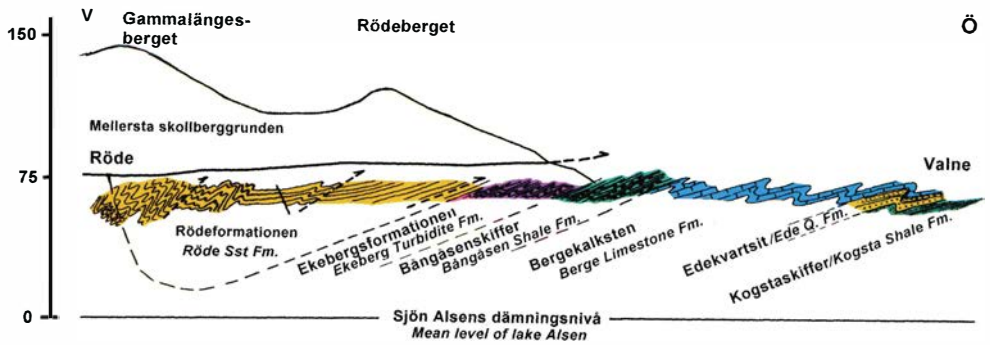


Fig. 38. Tolkad geologisk uppbyggnad av en profil från Röde i väster till Valne i öster. Tolkningen omfattar de överordoviciska och siluriska lagren och visar även de strukturella förhållandena mellan den undre och mellersta skollbergrunden. Höjdskillnaden mellan Alsensjön och Gammalängesbergets topp är 142 m (19E 5c). Från Bassett m fl. 1982.

Reconstruction of Upper Ordovician to Middle Silurian stratigraphy in a section from Röde to Valne villages. The section also shows the structural relationships between the Lower and Middle Allochthon. Length of section c. 4 km, difference in elevation between Alsensjön and Galmmalängesberget is 142 m (19E 5c). From Bassett et al., 1982.

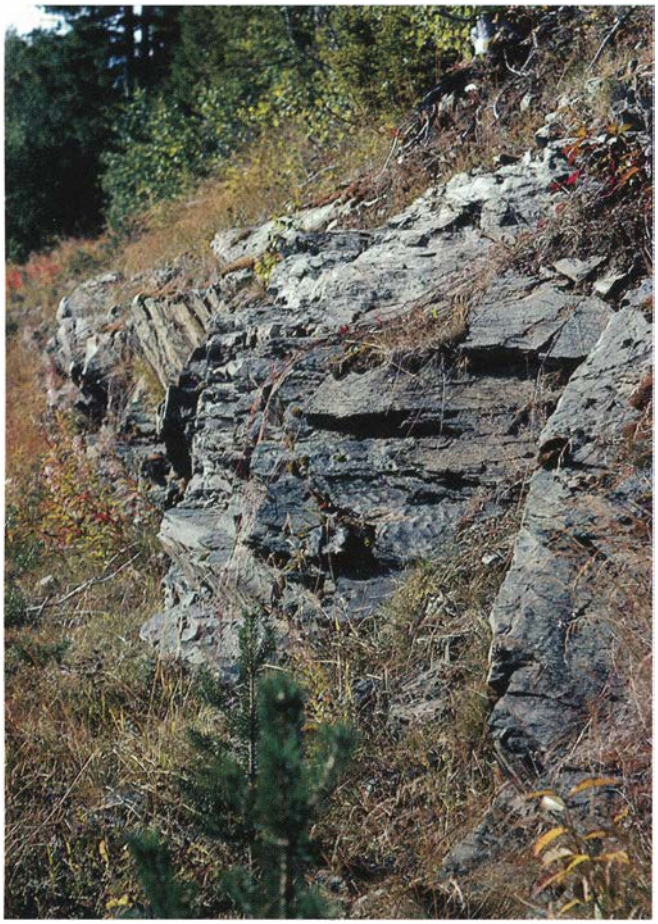


Fig. 39. Rödesandsten i Rödesektionens västra del. I bildens centrum syns en yta med vågformade märken skapade av strömmande vatten. Ytan är synlig på detta sätt endast under ett par eftermiddagstimmar (19E 5c).

A part of the Rode Sandstone in the northwestern part of the type section at Röde, Alsen. A rippled surface can be seen in the centre of the picture (19E 5c).

heten och Rödeformationen har observerats och dess uppbyggnad och sammansättning är förvånandsvärt likartad genom hela den tillgängliga mäktigheten. Det kan antyda att en del av den ursprungliga lagerföljden är bortskuren genom överskjutningen.

I de faciesanalyser som genomfördes i samband med detaljkarteringen 1979–1981 framkom att Rödeformationen byggdes upp av medel- till tjockbankade kvartsitiska sandstenar med brungrön till grågrön färg. Den ingående ursprungliga kornstorleken domineras av fin sand. På vissa nivåer ser man något finkornigare siltstenar med inslag av glimmer. Mera sällsynt uppträder trågfyllnader med mellansand till grövre sand.

Det dominerande mineralet är kvarts (> 92%) med underordnade inslag av plagioklas och kalifältspat samt glimmer. Den kvartsitiska sandstenen uppträder normalt i korsskiktade enheter, vanligen med vinkelskillnader mellan lagren understigande 15°. De undre kontakterna i sådana lager är i de flesta fall erosionsytor i tidigare avsatta bäddar.

Även tunnare, mellan 10 och 50 cm tjocka partier med parallellskiktning förekommer, speciellt i formationens undre del.

På någon nivå har assymetriska vågmärken med relativt raka krön påträffats (fig. 39).

De observerade detaljerna i Rödeformationen visar att den avsatts i ett strömmande vatten med låg vattenenergi som exempelvis i ett mynningsområde till ett flodlopp.

TOPOSTRATIGRAFISKA ENHETER

Underordovicium

I beskrivningen av speciellt de ordoviciska lagren är beroendet av avbildningsskala mycket tydlig. I länskartan är den ordoviciska kalkstenen presenterad som en sammanhållen litologisk enhet, men för att mera detaljerat förklara den ordoviciska kalkstenens variation och motsvarigheter i andra faciesområden indelas denna lagerföljd i en stratigrafisk enhet som benämns *topoformation* eller *topostratigrafisk enhet*. Begreppet baseras på såväl markanta förändringar i den fossilfauna som bäddats in i bergarten som de miljömässiga återspeglingar i själva sedimentet ett faunaskifte kan vara orsakat av (Jaanusson 1976).

I den bevarade ordoviciska lagerföljdens understa del påträffas vanligen en brokig kalksten, ***Latorpskalkstenen*,** med dominerande grå färg. Den innehåller även talrika inslag av tecken på såväl avbrott i avsättning som erosion. Kalkstenen varierar i tjocklek mellan 0,3 och 1,8 m, mäktigast i östlig plattformsutbildning. På grund av den begränsade mäktigheten är den inte urskild i kartbilden utan infogad antingen i Töyenskiffer eller i den ordoviciska kalkstenen.

I flera delområden finner man fragment av äldre bergartsled i topoformationens understa bank, exempelvis i Brunfloområdet. Stratigrafiskt faller Latorpskalkstenen inom Hunnebergsetagen och den äldre delen av Billingenetagen i den baltoskandiska indelningen (fig. 4).

Lannakalkstenen är en medel- till tjockbankad finkornig kalksten, som kan nå en mäktighet av nära 15 m, vanligen 8–10 m. Färgen är grå till blekt rödbrun och genom sin homogenitet lämpad som ornament- och byggnadssten. Lannakalkstenen har påvisats från södra delen av länet till Havsnäs, Kalkberget och Gubbhögen vid Flåsjön. Löfgren (1978) förde där enheten till Havsnäskalkstenen och den undre delen av Flåsjökalkstenen. Branten avbildas av Strömberg (fig. 7, s. 218).

Lannakalkstenen innehåller en relativt rik skalfauna och biostratigrafiskt indelas den i tre biozoner baserade på trilobiter, underifrån räknat *Megistaspis (Megistaspis) lata, M. (M) simon* och *M. (M) limbata*. I Jämtland finner man i den översta zonen en grå, delvis grovkornig kalksten (kalkarenit) med fossil som visar att den kan korreleras med den estniska–östbaltiska zonen med *Asaphus (Asaphus) lepidurus.*

Holenkalksten. Den grå arenitiska kalkstenen i Lannakalkstenens översta del fortsätter omkring 0,6 m in i överlagrande Holenkalksten, men i gränsskiktet mellan enheterna finner man ett konglomerat med bollar av kalksten som täcker en otydligt utbildad erosionsyta. Det konglomeratiska avsnittet är mellan 15 cm (Brunflo) och 25 cm (Vamsta) mäktigt. Bollmaterialet kan ställvis vara svårt att urskilja från matrix på grund av att färg och kornstorlek är lika, men de flesta observerade bollarna är vittrade och överdragna med en tunn krusta av limonit eller goetit och uppvisar dessutom talrika spår av grävande organismer, såväl borrande gastropoder som penetrativa alger.

Den undre, ca 5 m mäktiga delen av Holenkalkstenen är grå och innehåller markanta inslag av ler. Vissa partier består av en knölig kalksten eller lersten med isolerade små kalkstenslinser, främst i de undre tre metrarna av enheten. Avsnittet kan studeras i en vägskärning längs E 14 i västra delen av Brunflo samhälle.

I Holenkalkstenens övre del, som kan nå 14 m mäktighet, ersätts den knöliga utbildningen av normal- till tjockbankad grå, blekt brunröd till brunröd finkornig kalksten. Den är av god kvalitet och kan användas som byggnadssten. Avsnittet finns tillgängligt i de undre delarna av de vilande stenbrotten i Lundbomsberget, Gusta och i västligare utbildning, Fugelstabrottet vid Storsjön.

Den undre delen av Holenkalkstenen innehåller en relativt rik, välbevarad skalfauna dominerad av trilobiter och brachiopoder.

Vanliga trilobiter är *Asaphus (Asaphus) expansus* m.fl. icke reviderade arter av samma släkte, *Ptychopyge angustifrons*, flera arter av *Megistaspis (Megistaspidella*) samt flera släkten av mycket små trilobiter. Bland brachiopoderna är *Orthis callactis* vanligast.

I Holenkalkstenens övre delar är fossilen mindre vanliga. På några skiktytor kan man dock finna enstaka exemplar av upp till meterlånga skal av nautiloideer, skalbärande bläckfiskar, som under ordovicium utvecklade ett stort antal former, raka eller delvis planispirala. I enhetens översta 1,5–2 m förekommer lokalt ett flertal sköldar av trilobiten som givit namnet till biozonen *Megistaspis (Megistaspidella) gigas.*

Inom vissa områden begränsas Holenkalkstenen uppåt av dubbla diskontinuitetsytor, erosionsspår som tyder på en temporär förändring i avsättningsbetingelserna. Begränsningen utgör samtidigt den kronostratigrafiska gränsen mellan det baltiska ordoviciums undre och mellersta serier.

Segerstadkalksten

Den mellanordoviciska delen av Brunflokalkstenen avviker bergartsmässigt inte märkbart från den underlagrande. Däremot finner man ett markant faunaskifte, där *M. (M.) gigas* ersätts av *Asaphus (Neoasaphus) platyurus* (fig. 42) och associerade arter (Larsson 1973).

Den rödbruna, täta, finkorniga kalkstenen upptar omkring hälften av topoformationens mäktighet. Den övre delen utgörs av en grövre typ av kalksten med varierande färg,

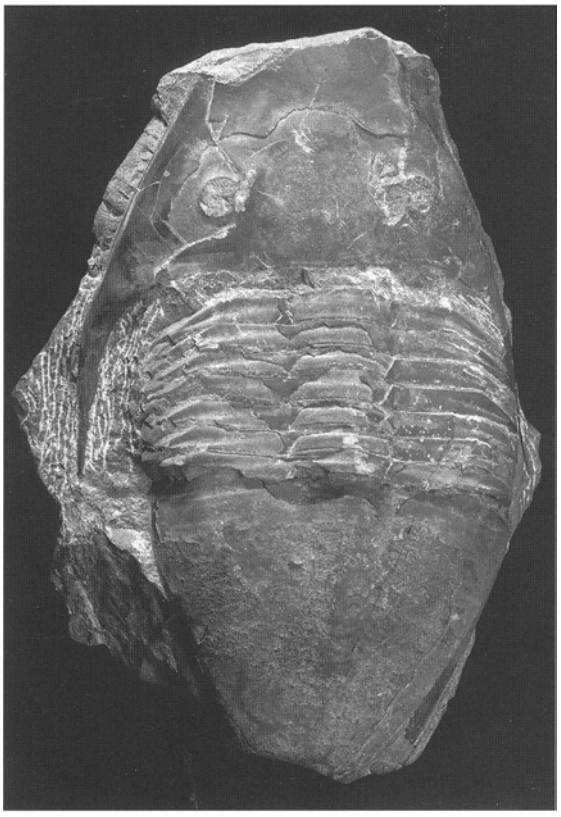


Fig. 40a. Relativt komplett skal av trilobiten *Megistaspis (Megistaspidella)* cf. *M. (M). convexa* BOHLIN från dikesgrävning vid Grytan, Brunflo. Holenkalksten, undre del. Fossilets längd 14 cm. Ex. 18499Tr1. (18E 9j). Foto K.-E. Alnavik.

Almost complete exoskeleton of Megistaspis (Megistaspidella) *cf.* M. (M.) convexa BOHLIN . *Holen Limestone, lower part. Temporary exposure at Grytan, Brunflo (18E 9j). Length of specimen 14 cm. Spec. 18499Tr1.*

Fig. 40b. Brytning av den under- och mellanordoviciska röda kalkstenen vid nordvästra Rödbergsbrottet, Brunflo (18F 9a). Partier av kalkstenen har palltjocklekar överstigande 1,5 m vilket gör den lämpad till framställning av sågade produkter.

Production of dimension stone in the Lower and Middle Ordovician limestone at western Rödberget (18F 9a). The section contains intervals of high quality stone with coherent units exceeding 1.5 m.

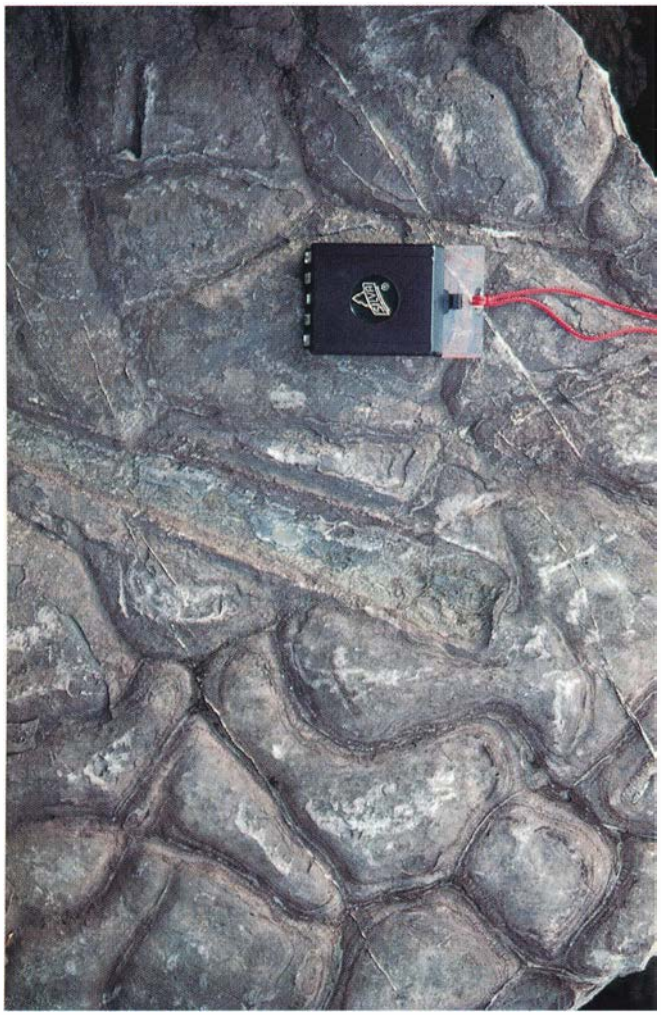


Fig. 41. Överyta av kalkstensbank i den mellanordoviciska Segerstadskalkstenen. På ytan syns stromatolitdomer och skal av bläckfisk. Block ur kalkstensbrottet i Lundbomsberget, Brunflo (18F 9a).

Bedding-plane in the Middle Ordovician Segerstad Limestone, showing stromatolite domes and cephalopod conch. Abandoned limestone quarry at Lundbomsberget, Brunflo (18F 9a).

Fig. 42. Stjärtsköld av *Asaphus (A.) platyurus* i den understa delen av den mellanordoviciska kalkstenen vid Rödberget, Brunflo (18F 9a).

Pygidium of the trilobite Asaphus (A.) platyurus *found in the lowermost part of the Middle Ordovician limestone at Rödberget, Brunflo (18F 9a).*

brunröd, mörkt och ljust grå. Den största mäktighet som observerats, 6 m, finns i Brunflo.

De två delarna representerar ”topoleden” Kårgärde- och Vikarbykalkstenarna. Framför allt i topoformationens östliga utbredning finner man ett antal diskontinuitetsytor i såväl det undre som det övre ”ledet”. Det antyder att avsättningen av avsnittet skett i faser åtskilda av minskad eller avstannad avsättning eller erosion. I de områden där dessa avbrott är

Fig. 43. Domformade stromatoliter och stromatolitmattor i Segerstadkalkstenens trilobitzon med *Asaphus platyurus.* Observera att domerna av alganrikade järnhaltiga lerpartiklar i de flesta fall innehåller ett fossilt skal som kärndel. Rödebergets östra del (18F 9a).

Mats and dome-shaped stromatolites in the Middle Ordovician Segerstad Limestone. Note that the domes of iron-rich clay particles concentrated by algae in most cases contain a core of a fossil shell. Eastern part of the Rödeberget quarry, Brunflo (18F 9a).

vanligast finner man också en association av kalksten som genom uttorkning spruckit upp i polygonmönster och en serie täckande tunnskiktade mattor av mineralkoncentrationer, som infångats av periodvis tillväxande alger i kuddar eller mattor, stromatoliter. I västligare lägen finner man även isolerade sfäriska kroppar med samma skiktuppbyggnad, onkoliter, exempelvis i Segerstadskalkstenen vid Högfors (sid. 101).

Speciellt det övre något grovkornigare partiet innehåller en individrik fauna av skalbärande fossil. En god förteckning av ingående fossil lämnas av Larsson (1973).

På de mönstrade ytorna finner man skal av bläckfiskar, som fångats in av fördjupningarna. Med tanke på att sådana skal i vissa fall driver med havsströmmar och koncentreras i strandzoner får anhopningen anses ge en god antydan om en grund avsättningsmiljö vid tillfället.

Larsson (1973) rapporterar att ett polymikt konglomerat, Kullstabergskonglomeratet finns inlagrat i den undre hälften av Segerstadskalkstenen. Konglomeratet har stora likheter med Locknebreccian (Locknekonglomeratet) och kan möjligen utgöra en infingring av detta på en relativt låg nivå i en ringa störd lagerföljd.

Skärlövskalkstenen

I södra delarna av länet, upp till Lockne, påträffar man i avsnittet över Segerstadskalkstenen en intensivt brunröd oren eller knölig kalksten som hör till Skärlövsenheten. Vid Åsarna är mäktigheten över 3 m men saknas helt i Lundbomsberget. Avsnittet är fossilfattigt och identifieras vanligen genom sitt utseende och relationerna till angränsande fossilrikare topoformationer.

Sebykalksten

Sebykalkstenen är i Jämtlands östra fjällberggrund utbildad som en omkring 2 m mäktig enhet. I den undre delen består den av kalkarenit med samma färgvariation som den äldre Segerstadskalkstenens övre delar, i den övre överväger en knölig, intensivt brunröd finkornig kalkstenstyp. Det undre partiet är brokigt med en dominerande grå färg och underordnade partier av mörkt grå och blekt brunröd relativt grovkornig kalksten. Även i Sebykalkstenen uppträder stromatoliter främst som mattor på diskontinuiteter och andra tecken på intervallavsättning. I Brunfloområdet förekommer sådan utbildning nära enhetens bas, längre mot söder såväl i det undre partiet som i ett arenitiskt parti i övre delen.

Främst de arenitiska partierna är fossilrika med förekomst av bl.a. trilobiter, musselkräftor och bläckfiskar. I Larsson (1973) ges en fullständigare sammanställning av faunainnehåll.

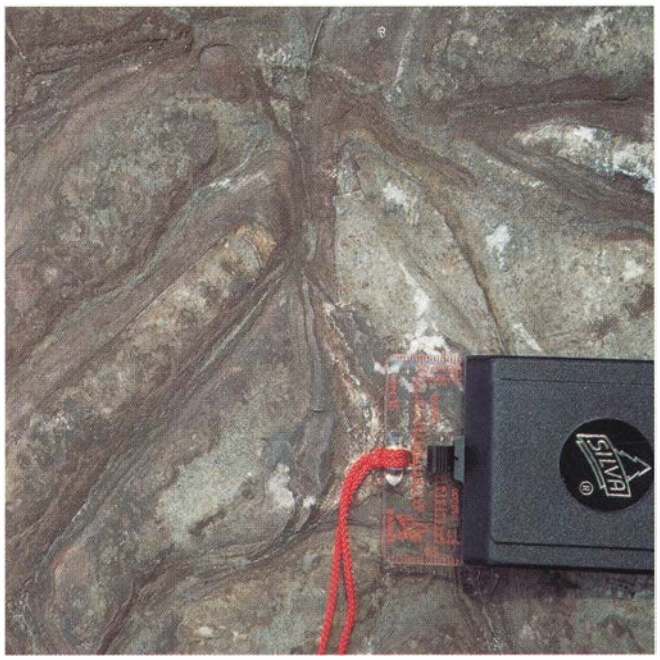


Fig. 44. Huvudsköldar av trilobitsläktet *Illaenus* i ett block av Sebykalksten från Lundbomsberget, Brunflo (18F 9a).
Cranidia of the trilobite genus Illaenus *found in loose material of Seby Limestone at Lundbomsberget, Brunflo (18F 9a).*

Folkeslundakalksten

Sebykalkstenen överlagras av en grå, huvudsakligen finkornig kalksten, som i Åsarnaområdet når en mäktighet av 4 m, men tunnar ut eller saknas i östligaste delen av Brunfloområdet. I Lunne är enheten mindre än 1 m, vid Grytan 1,7 m, där den också är mera arenitisk än på andra lokaler. Den övre gränsen för enheten är svår att fastställa utan undersökning av fossilinnehållet på grund av att bergarten fortsätter in i överlagrande enhet. Enheterna skiljs åt genom närvaro/icke närvaro av en musselkräfta, *Euprimites effusus* (Larsson 1973, Jaanusson m.fl. 1982). I den temporära skärningen vid omdragningen av väg E 14 väster om Brunflo kunde man nordöst om Grytans by se att ändringen till en kalkstenstyp med lermellanlagring som är vanlig i täckande topoformation sker ca 1 m över gränsen dem mellan.

I de arenitiska inslagen i Folkeslundakalkstenen finner man vanligen en rik och välbevarad fauna av trilobiter och musselkräftor. Till de vanligaste hör *Plectasaphus plicicostis* och *Pseudomegalaspis patagiata* samt den välvda *Illaenus chiron*.

I östra delarna av Brunflo, liksom söder om Lockne, är Folkeslundakalkstenen reducerad i mäktighet genom Locknebreccians (-konglomeratets) inverkan.

Furudalskalkstenen

Furudalskalkstenen inleds som en normalbankad, grå, lutitisk kalksten med inslag av en småknölig variant på några

nivåer. Högre upp i lagerföljden finner man bankar av relativt ljust grå kalksten som är åtskilda av 3–6 cm lerrika inslag. På grund av att kalkstenen är mycket fossilfattig har inte en säker gränsdragning mellan de två topoformationerna kunnat göras. Totalt har dock nära 10 m av Furudalskalksten påvisats i det tidigare vägbygget vid Grytan. Den övre begränsningen var inte tillgänglig, men sannolikt överstiger den totala mäktigheten den angivna storleken med ett par meter med tanke på att avståndet till påvisad täckande siltinblandade Dalbykalksten är nära 3 m mätt vinkelrät mot lagringen.

I Furudalskalkstenen har endast ett fåtal exemplar av trilobitsläktet *Nileus* samt bläckfiskskal påträffats, båda grupperna med dåligt bevarade exemplar.

Dalbykalksten

I stora delar av den östliga fjällberggrunden där man finner Dalbykalksten har den kraftiga störning som inträffade genom Locknekraterns tillkomst skapat en tudelning av facies i enheten. De understa bankarna liknar de översta i Furudalskalkstenen men ersätts mindre än 1 m över gränsen dem emellan av en bergartstyp som är siltrikare och kan beskrivas som en slamsten med band av kalkstensknölar. De två utbildningarna skiljs på vissa ställen åt av ett vittrat och bioturberat ca 10 cm grått till ljust grått finkornigt avsnitt som i sin karaktär tyder på ett sedimentationsavbrott. På andra ställen, bl.a. vid Svartberget i Brunflo, finner man ett 5–30 cm konglomerat som skiljer de två faciestyperna åt.

I anslutning till Lockneområdet förekommer en speciell, lerskifferdominerad facies med inlagrade kalkstenslinser i detta stratigrafiska avsnitt. En detaljundersökning av utbredning och fossilinnehåll krävs för att noggrannare fastställa stratigrafisk tillhörighet, men det kan inte uteslutas att den översta delen av Andersöskiffern/Öråskiffern kan ha nått in i Lockneområdets speciella miljö under denna tid.

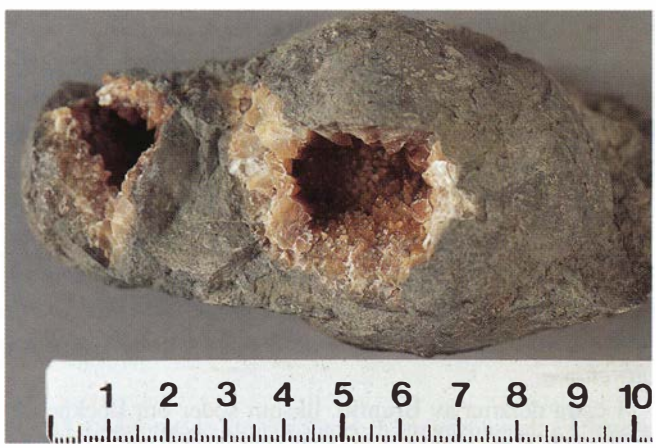


Fig. 45. Två exemplar av tagghudingen *Echinosphaerites autantium* som visar utfyllnaden av kalcit i det hålrum som dess ytterskelett skapade i kalkslammet vid avsättningen. Dalbykalksten från skärning vid skogsbilväg ca. 0,5 km nordost om Stengärde (18E 7i). Foto K.-E. Alnavik.

Echinosphaerites aurantium *with secondary infill of calcite. Dalbyn Limestone in an exposure c. 0.5 km NE Stengärde (18E 7i).*

Utbildningen av Dalbykalkstenen efter tillkomsten av Locknekonglomeratet eller Locknebreccian skiljer sig markant från den som bildats före. Bergarten är mörkt grå till lokalt nästan svart och kolhaltig och i det övre partiet övergående i en knölig kalksten liknande den i undre Dalbykalkstenen. I den mörka kalkstenen förekommer både finkorniga och kalkarenitiska (i sandfraktion) inslag. Lokalt i Lockneområdet finner man en ljusare, ren kalkstensutbildning, som mycket liknar *stromatactis*-facies i mellan och överordoviciska moundkalkstenar i Siljansområdet (Thorslund 1940) men som är mycket begränsad i mäktighet. Som mest har 3 m observerats.

Den mörka Dalbykalkstenen har brutits och bryts som byggnadssten och marknadsförs som ”Svart Jämtland”.

På några nivåer i Dalbykalkstenen finner man en rik fossilfauna dominerad av trilobiter och tagghudingar. Vanligast bland de förra är *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus, Raphiophoriddae* och *Calymenidae* samt tagghudingen *Echinosphaerites aurantium* (fig. 45), som kan uppträda i stort antal i vissa bankar.

Slandromskalksten

Den översta/yngsta av de kalkstensenheter som infogats i kartans Brunflokalksten är Slandromskalkstenen, som stratigrafiskt tillhör den översta serien i den baltiska kronostratigrafin. Den har sin typsektion i Slandromsån omkring 150 m söder om utloppet i Storsjön. Den består av en oregelbundet lagrad, mycket hård, finkornig, ljus till mörk kalksten med oregelbundna och uppbrutna bankgränser. I typsektionen är färgen grå till skillnad från förekomsterna vid Stengärde, Örån och Grytan, där en ljusare typ finns. Kalkstenen är mellan 3 och 6 m mäktig i icke-tektoniserat tillstånd. Den är mycket fossilfattig och inga sådana fynd har gjorts i denna undersökning. Tidigare har trilobiten *Tretaspis seticornis* rapporterats från enhetens övre del (Jaanusson m.fl. 1982).

REGIONALA BESKRIVNINGAR

Häggingåsen

En viktig del av kunskapen om den geologiska uppbyggnaden av den sedimentära berggrunden i området mellan Glöte och den sydvästra länsgränsen har hämtats från två borrningar som SGU utförde i berget Häggingåsen under 1960-talets första år. Den preliminära undersökningen av borrkärnorna har givit så anmärkningsvärda resultat att de ägnas speciell uppmärksamhet i beskrivningen av den regionala geologiska bilden. Borrningarna är betecknade Häggingåsen-1 och Häggingåsen-2 (tidigare även Häggingsåsvallen-X) och placerades vid 688470/137328 (H-1) respektive 688382/137410 (H-2). Den erhållna stratigrafiska uppbyggnaden visas grafiskt i figurerna 46 och 47.

Kontakten mellan det prekambriska kristallina eller sedimentära underlaget och överlagrande sediment har kunnat studeras dels i en av de två borrkärnorna (H-1), dels i en bäckskärning i norra sluttningen av Häggingåsen. Speciellt värt att notera är höjden över havet där kontakten påträffas. I såväl borrkärnan som bäckskärningen ligger den på 623,7 m ö.h. Av borrkärnesektionen framgår att det kristallina underlaget är kraftigt vittrat före avsättningen av täckande lager. Inom en övergångszon, som är nära 2 m mäktig är det svårt att fastställa om bergarten är redeponerad (lossbruten, omrörd och åter sedimenterad) eller om den intar primärt läge, det vill säga om den basala delen utgörs av en vittrings- eller sedimentbreccia. Det kan heller inte helt uteslutas att partiet med tydlig sedimentär prägel som avslutar Dalaserien är en del av en sedimentcykel tillkommen i samband med porfyrbäddarnas bildning och som i så fall är en tunn kil av den i söder påträffade Dalasandstenen. Observationer av blockmaterial vid Häggingåsen och i närheten av Glöte antyder dock att det förekommit en högre grad av omarbetning (redeposition) närmare Glöte än i områdena något längre mot sydväst. Detta faktum skulle tala för att breccian tillkommit genom en vittringsprocess som pågått fram till avsättningen av täckande lager. Den totala mäktigheten av vittringspåverkad porfyr i borrkärnan Häggingåsen-1 är 2,95 m.

Den överlagrande sandstenssekvensen är i borrkärnan 8,1 m mäktig. Litostratigrafiskt tillhör den Vemdalskvartsiten. Den skiljs från underlaget av en skarp gräns, som utgörs av en vittringskrusta på en gråbrun porfyr. I en klassisk transgressionslagerföljd är de basala delarna vanligen grovkorniga, men i Häggingåsen-1 består det understa 50 cm mäktiga partiet av påfallande finkorniga lager, skiffrig siltsten med tunna linsformade partier av kalcitcementerad sand samt upp till 5 cm mäktiga diskordantskiktade sandbäddar. De linsformade sandiga partierna innehåller det lilla tubformade fossilet *Torellella laevigata*. Det överlagrande partiet av sandstenen, som är 4,3 m mäktigt, är uppbyggt av konglomeratbäddar, diskordantskiktade grova sandstenar och siltstenar samt tunna finkorniga siltstenar. Sedimenten är i vissa partier föga konsoliderade. Detta parti bär tecken på flera sedimentationsavbrott med efterföljande omlagring av låglitifierade sandstenar, som nu ingår som bollmaterial i överlagrande bank. Genom hela detta parti av Vemdalskvartsiten har *Torellella laevigata* påträffats. Formationens övre 3,2 m mäktiga parti domineras av täta mörka kvartsiter, som förekommer i 0,1–0,3 m mäktiga bankar ursprungligen uppbyggda av fin till grov sand. I ett 0,8 m mäktigt avsnitt omkring 0,5 m under formationens övre gräns förekommer konglomerat och grova sandstenar. De senare är korsskiktade. Flera nivåer som uppvisar glidning i det okonsoliderade sedimentet *(slumping)* förekommer i Vemdalskvartsiten vid Häggingåsen speciellt i enhetens undre 2 m mäktiga parti.

Vemdalskvartsiten överlagras av Kläppeskiffer med en mäktighet av 6,45 m. Denna enhets understa del består av ett 5 cm mäktigt konglomerat uppbyggt av bollar från nedbrutna sandstenar. Konglomeratet är sammankittat av en finkornig mörk pyritförande mellanmassa. Utbildningen av Kläppeskiffern avviker i Häggingåsen-1 från den normala, dels genom att enheten saknar det vanliga inslaget av mörka linsformade kalkstenar, dels genom att flera inlagringar av diskordant skiktad siltsten uppträder i enhetens övre hälft. Enheten avslutas uppåt av en 125 cm mäktig lerig mörk kalksten.

Inga fossil som upplyser om formationens ålder har påträffats vare sig i borrkärnan eller i de fåtaliga fragment av kalkstenen som påträffats i täckande lösa avlagringar. Kläppeskifferns ålder diskuteras nedan under kapitlet ”Stratigrafiska kommentarer”, men sammanfattningsvis kan sägas att Vemdalskvartsiten och Kläppeskiffern, så som enheterna är utbildade här, tillhör den kambriska serien.

I Kläppeskifferns översta kalkiga parti finns en tydlig rörelsezon, i vilken sannolikt en stor del av överskjutningsrörelsen i lagerföljdens undre parti ägt rum.

Över Kläppeskiffern följer en 1,35 m mäktig kalksten, som tillhör topoformationen Latorpskalksten. Den avviker bergartsmässigt markant från Kläppeskifferns översta kalkiga del. Latorpskalkstenens färg är ljust grå och kalkstenen är tät, finkornig och innehåller talrika fossilfragment. Enstaka tunna inlagringar av grövre (arenitiska) kalkstenar förekommer, liksom underordnade lager av mörka skiffrar. Enheten innehåller i den övre halvan ett flertal spår av sedimentationsavbrott i form av diskontinuitetsytor. Två av dessa är associerade med breccior/konglomerat med kalkbollar. Alla ytor som uppvisar spår av sedimentationsavbrott är täckta av mikrokristallin pyrit.

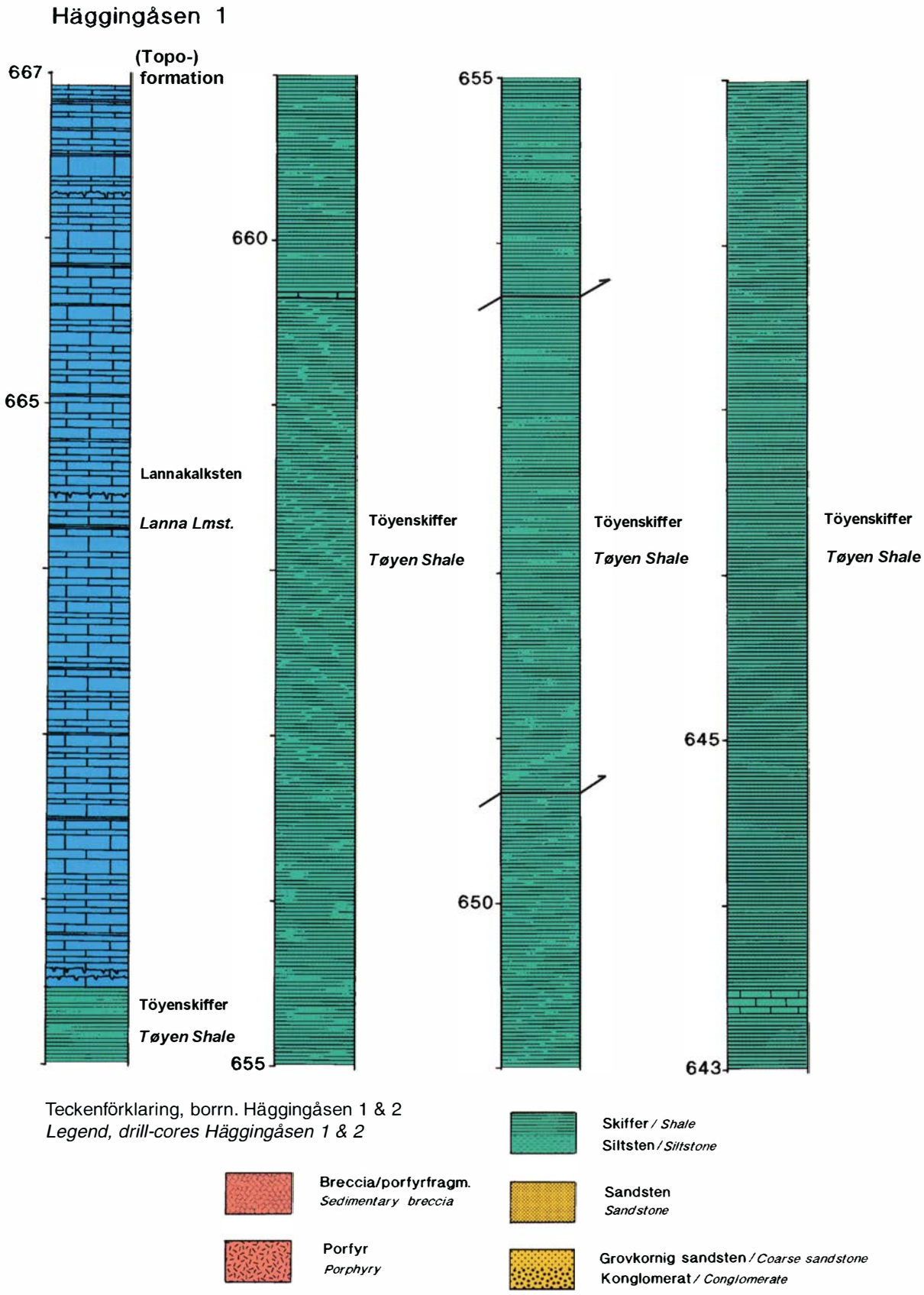


Fig. 46 och 47. Stratigrafisk omfattning av kärnborrningarna Häggingåsen-1 och Häggingåsen-2 (16D 6e).
Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician deposits recorded in two drill-cores at Häggingåsen, S Jämtland (16D 6e).

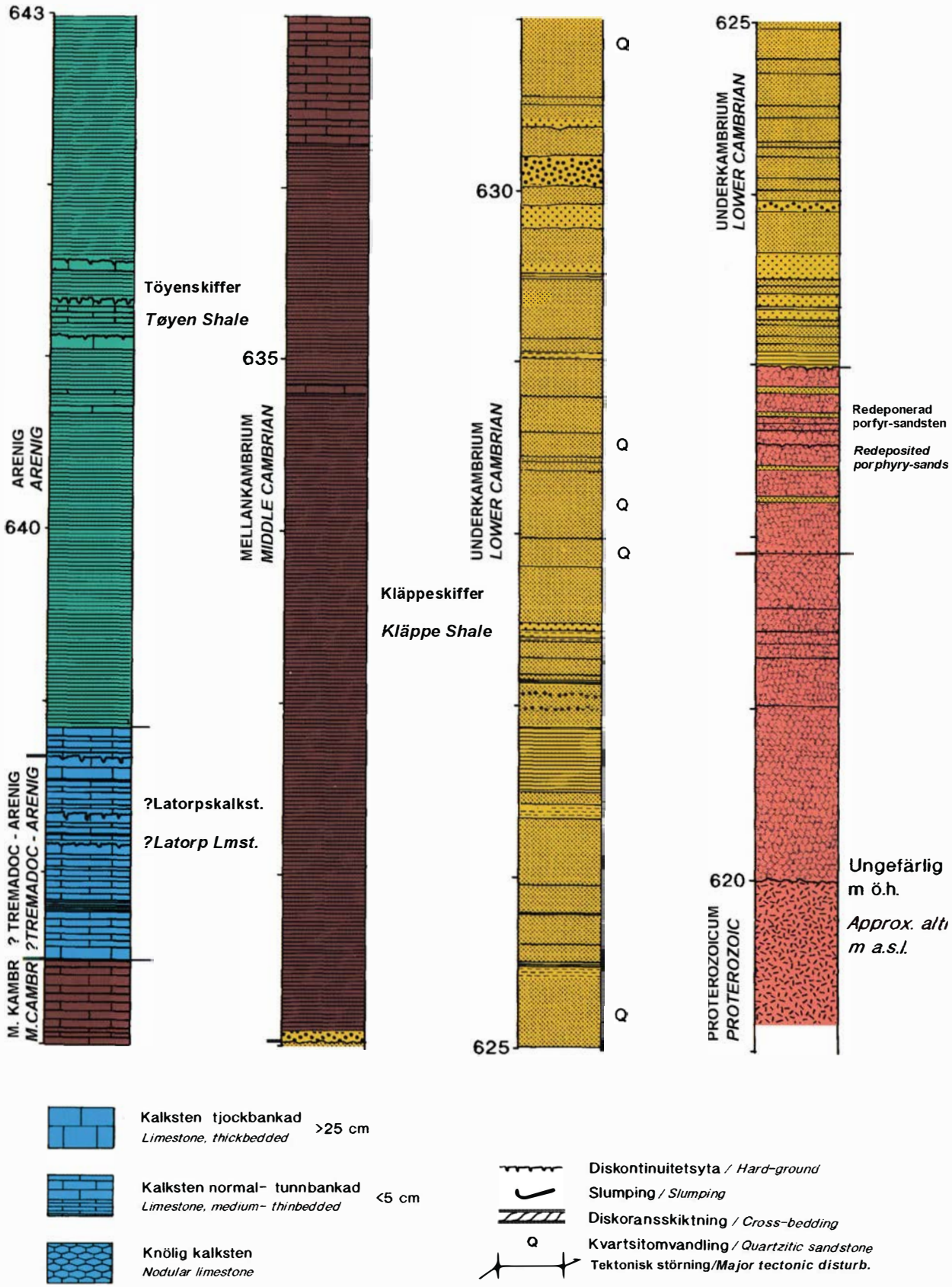

643
640
635
630
625
620
ARENIG
ARENIG
M. KAMBR
M.CAMBR
? TREMADOC - ARENIG
?TREMADOC - ARENIG
Töyenskiffer
Tøyen Shale
?Latorpskalkst.
?Latorp Lmst.
MELLANKAMBRIUM
MIDDLE CAMBRIAN
Kläppeskiffer
Kläppe Shale
UNDERKAMBRIUM
LOWER CAMBRIAN
Q
Q
Q
Q
Q
UNDERKAMBRIUM
LOWER CAMBRIAN
Redeponerad porfyr-sandsten
Redeposited porphyry-sands
Ungefärlig m ö.h.
Approx. alt m a.s.l.
PROTEROZOICUM
PROTEROZOIC
Kalksten tjockbankad >25 cm
Limestone, thickbedded
Kalksten normal- tunnbankad <5 cm
Limestone, medium- thinbedded
Knölig kalksten
Nodular limestone
Diskontinuitetsyta / Hard-ground
Slumping / Slumping
Diskoransskiktning / Cross-bedding
Q
Kvartsitomvandling / Quartzitic sandstone
Tektonisk störning/Major tectonic disturb.

Fig. 46b

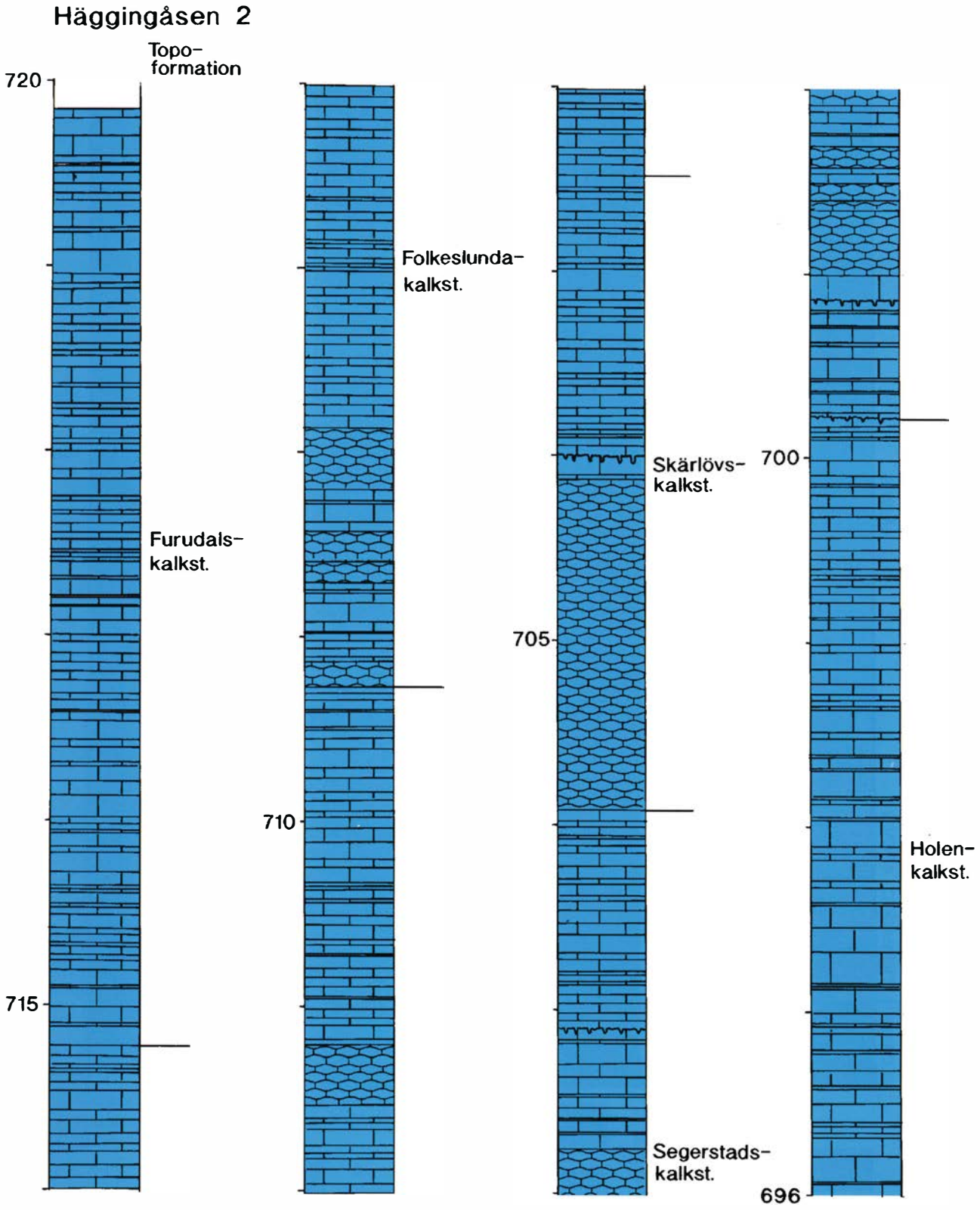

Häggingåsen 2
Topo-
formation
720
Furudals-
kalkst.
715
Folkeslunda-
kalkst.
710
Skärlövs-
kalkst.
705
Segerstads-
kalkst.
700
Holen-
kalkst.
696

Fig. 47a

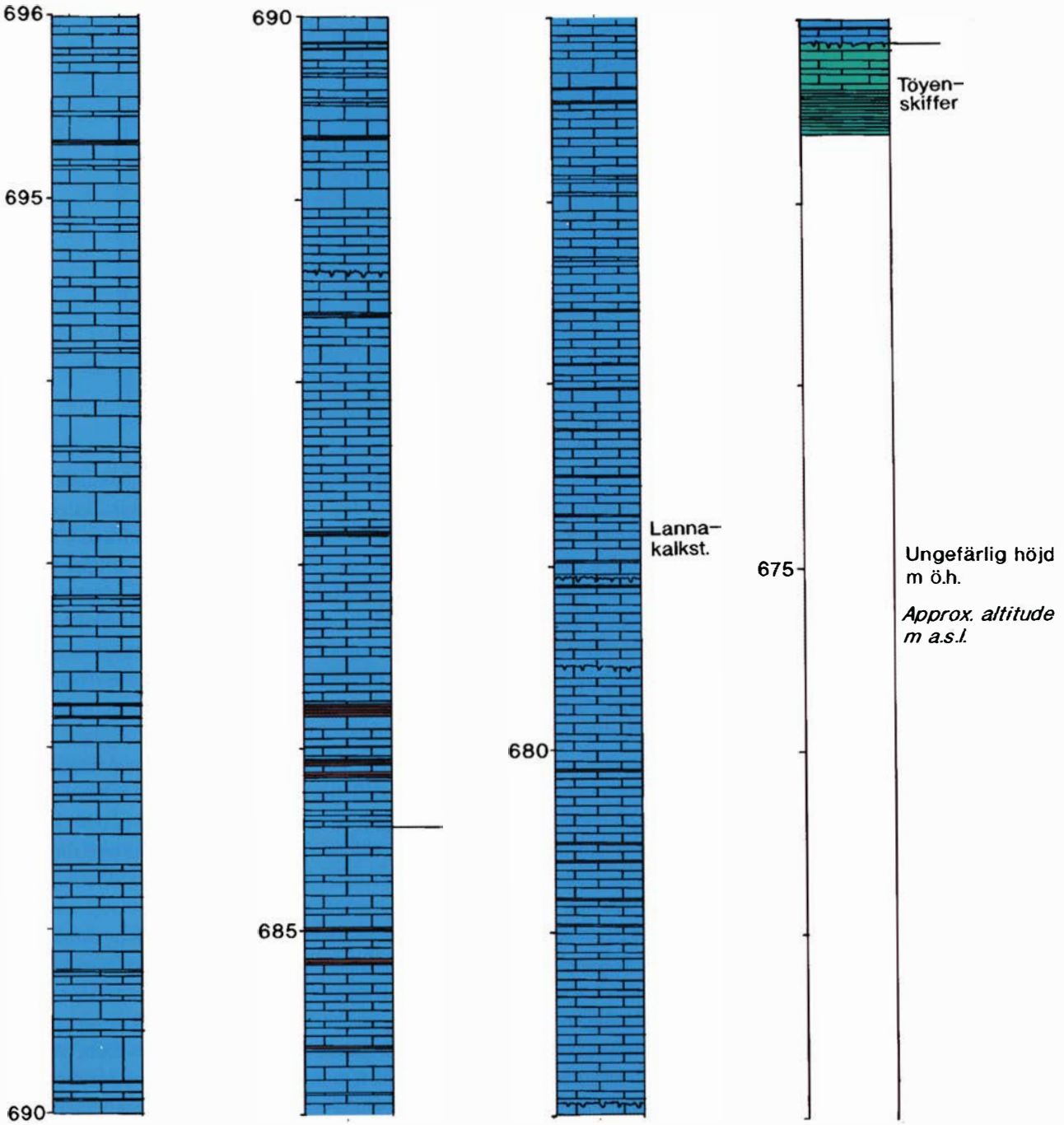

696
695
690
690
685
680
675
Lanna–
kalkst.
Töyen–
skiffer
Ungefärlig höjd
m ö.h.
Approx. altitude
m a.s.l.

Fig. 47b

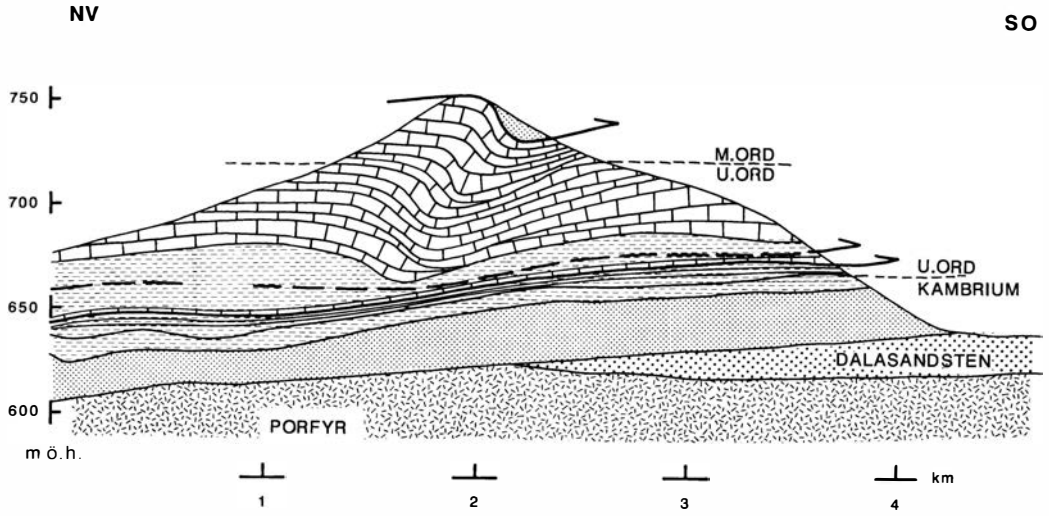


Fig. 48. Häggingåsen. Sektion NV–SO. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Häggingåsen. Section NW–SE. Geological structure (simplified).

Fossilfragmenten i kalkstenen är genom rekristallisation integrerade i sedimentet och slutsatser angående fossilens ålder är i huvudsak grundade på snittytor. Flera fragment av trilobiter och brachiopoder visar att enhetens undre del (1,2 m) tillhör Latorpkalkstenen medan enhetens översta 0,2 m, ovan en markerad diskontinuitet, förs till den överlagrande Töyenskiffern. Den 0,2 m tjocka kalkstenen är en av tre sammanhållna karbonatstensinlagringar som uppträder i en förvånande mäktig mörk skiffer, som totalt når 22,6 m. Tjockleken hos denna enhet i relation till den ”normala” utbildningen i länet och näraliggande områden är så anmärkningvärd att kärnan kontrollerats noggrant för att om möjligt spåra tektoniska zoner eller andra tecken på tektonisk upprepning av skiffern. Vidare har jämförelse gjorts med bedömda nivåer för enhetens övre och undre gräns längs Häggingåsens nordostsluttning. Därvid har framkommit att Töyenskiffern med stor sannolikhet primärt har denna mäktighet här. Töyenskiffern består underst av 0,2 m glaukonitförande ljust grå kalcilutit som överlagras av varierande ljusa och mörka skiffriga siltstenar med inslag av kalkfragment och små kalklinser. Denna del är 2,2 m mäktig och täcks i sin tur av 0,5 m ljus kalksten/siltsten och 3,6 m siltig slamsten och skiffer med tunna kalkstensinlagringar. Resterande del av Töyenskiffern, 16,3 m mäktig, består av mörka till sotsvarta siltförande skiffrar med två tunna kalkstensinlagringar i det översta partiet.

Borrkärnematerialet innehåller endast ett fåtal fragmentariska exemplar av graptoliter av släktet *Tetragraptus.* Uppgifterna från den ursprungliga borrkärnekarteringen (Brotzen 1963) om fynd av *Dictyonema* sp. (nu *Rhabdinopora* sp.) i skifferns övre parti har inte kunnat bekräftas.

Den övre delen av borrningen Häggingåsen-1 består av kalksten med en mäktighet av 5,4 m och tillhörande Lannakalkstenen samt den basala delen av Holenkalkstenen. De båda enheterna består basalt av glaukonitförande bankar, 5 respektive 12 cm tjocka. Lannaenheten är uppbyggd av 8–20 cm tjocka kalkstensbankar. Stenen är mörkt grå med ställvis svag rödbrun anstrykning. Den del av Holenkalkstenen som är bevarad i kärnan består av orena, grå kalkstenar med slam- och lerstensmellanlagringar. I Lanna- och Holenenheterna är fossilen genom rekristallisation hårt bundna till mellanmassan.

Borrningen Häggingåsen-2 placerades nära höjdens centrala parti för att fånga in en så omfattande del av lagerföljden som möjligt. Foderrörets höjd är 722,8 m ö.h. och borrningen är förd till ett djup av 47,6 m med omkring 15 m övertäckning i förhållande till H-1, vilket följaktligen når 2,1 m ner i Töyenskiffern.

Som nämnts består Häggingåsen-2 basalt av mörk skiffer som med skarp gräns överlagras av Lannakalksten. Den senare består underst av en serie kalkstensbäddar, som nästan utan undantag visar tecken på vittring och erosion. Glaukonit och pyrit förekommer på flera nivåer. 1–3 cm höga stylolitytor finns på fem nivåer. Noterbart är att de två borrkärnorna från Häggingåsen, trots att de är borrade med endast 1200 m inbördes avstånd, tydligt skiljer sig vad avser utbildningen av den basala Lannakalkstenen. Komplexet av 8 diskontinuitetsytor fördelade genom 0,52 m kalkstenssekvens i H-2 är i H-1 reducerat till tre ytor inom 0,12 m. Lannaenheten i H-2 är 5,9 m mäktig och är uppbyggd av relativt tjockbankade mörka kalcilutiter med siltrika interkalationer. Den överlagrande Holenkalkstenen är i borrningen Häggingåsen-2 18,3 m mäktig. Detta motsvarar de största mäktigheterna man har noterat för denna enhet i Sverige

Fig. 49. Flackt liggande mellanordovicisk kalksten på Häggingåsens sydvästra sluttning, omkring 10 m över borrningen Häggingåsen-2 (16D 6e).
Flat-lying Middle Ordovician limestone on the southwestern slope of Häggingåsen, S. Jämtland (16D 6e).

(Östergötland–Öland, 17,8 m) och är ca två gånger den mäktighet som finns i Siljansområdet, 120 km mot sydost. Enheten består basalt av 2,7 m lerrik kalksten uppbyggd genom oregelbundna lager och isolerade knölar av tät, grå kalcilutit i en massa av kalkig siltsten. Flera nivåer i denna knöliga del är glaukonitförande. Det siltrika avsnittet överlagras av tjockbankade mörkgrå lutiter. Banktjockleken varierar mellan 8 och 22 cm. Basalt i detta avsnitt förekommer inslag av glaukonit. Vid en nivå omkring 7 m under Holenkalkstenens topp övergår kalkstenens färg till rödbrun med underordnade mörkt grå inslag. Kalkstenen blir med färgändringen mindre tjockbankad och mera markerade lerinterkalationer uppträder. Det översta, 0,6 m mäktiga partiet av Holenkalkstenen är utbildat som en rödbrun, knölig, finkornig kalksten. Uppdelningen av den övre delen av borrkärnan Häggingåsen-2 är provisorisk på grund av att skalfossilen inte är möjliga att frilägga för identifiering och att bergartssammansättningen inte överensstämmer med de förväntade i de topostratigrafiska enheter som täcker Holenkalkstenen.

Den totala mäktigheten hos de täckande kalkstenarna är 18 m. Den del som täcker Holenkalkstenen är uppbyggd av huvudsakligen brunröda knöliga eller jämnbankade finkorniga kalkstenar. Underordnat är kalkstenens färg grå. Det dominerande röda partiet är 6 m mäktigt och avlöses uppåt av en dominerande grå till mörkt grå kalksten som innehåller hämatitfärgade strökorn. Den grå färgen är helt dominerande upp till kärnans översta 1,5 m där blekröda inslag återkommer. Detta inslag av blekt brunröd kalksten förekommer inte på denna nivå i Sverige med undantag för ekvivalenterna i Västergötland. Man bör dock hålla i minnet dels att färgändringar i den ordoviciska kalkstenslagerföljden inte är synkrona och kan därför inte användas för korrelation, dels att röda kalkstenar i flera fall visat sig sekundärt omvandlade till grå genom reduktion av hämatit.

Den mellanordoviciska kalkstenen är obruten till och med den karaktäristiska brunröda kalkarenit med hämatitströkorn, vilken uppåt begränsas av en tydlig diskontinuitetsyta. Högre upp i sekvensen förekommer flera smärre glidytor men ingen av den dignitet man förväntar sig av en omfattande repetition av en del av kalkstenslagerföljden. Den preliminära uppdelningen av den mellanordoviciska lagerföljden i borrningen Häggingåsen-2 framgår av figur 47. Den understa enheten, Segerstadkalkstenen är 2,7 m mäktig och i huvudsak uppbyggd av brunröda lutiter som i den undre delen delvis är knöliga. Två diskontinuitetsytor förekommer, 1,55 respektive 2,58 m över enhetens bas. Båda ytorna överlagras av ca 0,1 m grå till blekt röd kalkarenit med hämatittäckta fossilfragment. Ovan Segerstadsenheten följer 4,05 m av brunröd delvis knölig delvis bankad kalksten som förts till Skärlövkalkstenen. Den undre 1,8 m mäktiga delen av enheten är en finknölig, ställvis konglomeratisk finkornig kalksten som med skarp gräns överlagras av 0,12 m röd bankad arenitisk kalksten vars överyta är utbildad som diskontinuitetsyta. I såväl den bankade areniten som i den överlagrande tunna konglomeratiska kalkstenen förekommer hämatitimpregnerade strökorn, vars kärnor

sannolikt utgörs av fossila skal. Den översta 2,15 m mäktiga delen av enheten är mindre knölig än den undre. Över Skärlövsenheten följer 2,15 m av i huvudsak bankad grå kalksten, som genom hela mäktigheten för hämatitfärgade korn. Denna enhet förs till Sebykalkstenen. Den överlagrande enheten, Folkeslundakalkstenen, är utbildad som en mörk, delvis knölig delvis bankad kalksten. De knöliga partierna består av ljusare finkorniga fossilrika kalkstenar i en mörkare, siltig mellanmassa och dominerar i det undre 2,6 m mäktiga partiet. Det övre 1,5 m mäktiga är uppbyggt av bankar.

Bergarterna i den översta delen av kärnan förs till Furudalkalkstenen. Av enheten finns 6,1 m bevarad i kärnan. Kalkstenen består av 5 till 25 cm mäktiga bankar mellanlagrade av siltiga-leriga lager. Kalkstenen är genomgående finkornig. I enhetens översta parti finns knöliga inslag där de lutitiska partierna har en svagt brunröd färg.

Den underpaleozoiska berggrunden vid Häggingåsen är sammanveckad och förskjuten österut. Vid studium av kärnmaterialet har kunnat konstateras att den mest markerade rörelsezonen finns i anslutning till kalkstenen i Kläppeskifferns översta del. Det är sannolikt en tillfällighet att kärnan penetrerar ett sådant avsnitt eftersom glidzonerna vanligen följer bergarter med lägre kompetens och på en kort sträcka i rörelsens riktning stiger genom bergartsled med högre kompetens. Bergets högsta parti är uppbyggt av en synform av mjukt veckade sedimentbergarter, som i strukturens centrum stratigrafiskt säkerställt når Furudalkalkstenens mellersta del. I detta parti har också överskjuten Vemdalskvartsit påträffats. Kvartsiten har ringa omfattning i såväl horisontell utbredning som i mäktighet. Blottningsgraden är låg vid och i närheten av kvartsiten men av de gjorda observationerna att döma följer kvartsiten till en viss del veckningsmönstret i den underliggande kalkstenen.

Naturliga blottningar av kalkstenen vid Häggingåsen förekommer på bergets nordöstra sida. Smärre blottningar av sandsten finns i den bäck som avvattnar bergets norra del (68855/13741). Kalksten finns tillgänglig dels i bergbranten öster om Häggingåsvallen (68847/13745) och i sydost till och med bergets högsta parti. Den påträffas även i anslutning till gångvägen mellan Häggingåsvallen och Skaftvallen (68829/13742). I den förra delen är Lanna- och Holenkalksten blottad. Lagren är veckade i öppna veck med axelriktning N75°Ö och axlarna stupar ca 10° mot sydväst. Uppbyggnaden av kalkstenen är i naturliga blottningar mycket lik den utbildning av motsvarande lager man finner längre mot nordost, bland annat i Brunflotrakten. Likaså är sammansättningen av fossilfaunan likartad med ett notabelt undantag. I Häggingåsens Holenkalksten har i löst material påträffats linsformade anhopningar av skal från *Panderia ramosa* BRUTON.

Lagren i den synform som bygger upp det centrala och högsta partiet av Häggingåsen stupar svagt mot sydsydost och de yngsta partierna av den mellanordoviciska lagerföljden påträffas vid 68838/13746. Närvaron av de enheter som redovisas av Larsson (1973) från blottningarna i höjdområdet har konfirmerats, dels av borrkärnegenomgången, dels av senare karteringsarbete.

Glöteområdet

Området som behandlas i detta avsnitt sträcker sig från Häggingfjället och Sömlingshågna i sydväst till Glötesvålen och Dravagsvålen i nordost. Inom området finns flera väl avgränsade höjder, som stiger 100–200 m över omgivande flackare landskap. Väl synliga för resande mot Lofsdalen är Glötesåsen, Glöteseggen, Svartåsen och Dyckesberget. Längre mot sydväst, som ett trappsteg mot Häggingfjället, höjer sig Häggingåsen. Nordost om Glöte reser sig Noliåsen och Finnvedsåsen.

Berggrunden inom området domineras av dels rotfasta proterozoiska porfyrer och Dalasandstenar med konglomerat, dels överskjutna kvartsiter. Mellan dessa förekommer lokalt underpaleozoiska bergarter. De är sannolikt rester av en tidigare sammanhängande kil av sandstenar, skiffrar och kalkstenar, som sträcker sig över området mellan Dravagsvålen och Häggingfjället. I de blottningar av kontakten mellan Vemdalskvartsiten och urbergsunderlaget som finns mellan Djursvålen och Lofssjön upp mot Lofsdalen och längs Dravagsvålens södra begränsning har inga spår av yngre sedimentbergarter observerats. I de uppstickande höjdernas högre branta partier finns berggrunden oftast relativt väl blottad. Glötesåsen utgör ett undantag och endast på nordvästsluttningen av detta berg har underpaleozoisk berggrund kunnat observeras. Genom att blottningarna i huvudsak finns i höga lägen på höjderna, är det praktiskt taget alltid den ordoviciska kalkstenen med överskjuten kvartsit som kan observeras i fast klyft.

Det kristallina underlaget eller Dalasandstenen överlagras av ett tunt konglomerat med en överlagrande sandstensenhet, som mycket liknar den utbildning av motsvarande tidsavsnitt man påträffar i bland annat Närke och Västergötland.

Glötesåsen

Den mellan Häggingåsen och Glöte belägna Glötesåsen (16D 7f) är uppbyggd på i stort sett samma sätt som Häggingåsen. I Glötesåsen är dock den överskjuten Vemdalskvartsiten betydligt mäktigare och når här nära 150 m mäktighet. Tillgången på naturliga blottningar av den relativt mjuka underpaleozoiska lagerföljden är också väsentligt mindre. Inga blottningar av de undre, kambriska delarna av lagerföljden har påträffats. Däremot förekommer ett antal små blottningar av under- och sannolikt också mellanordo-

Fig. 50. Svartåsen–Dyckesberget nordväst om Glöte. Vy mot sydväst. Bergen består av erosionsrester av underpaleozoiska lager skyddade av en minimal hätta av Vemdalskvartsit (16D 8f).
Svartåsen–Dyckesberget, NW of Glöte, two isolated hills of Lower Palaeozoic sedimentary rocks, partly protected by small caps of thrust Vemdalen Quartzite (16D 8f).

vicisk kalksten i bergbranten såväl nordost som nordväst om Mellanåsvallen. Nordost om fäboden har röd kalcilutit påträffats (688626/137875). Denna kalksten tillhör antingen översta delen av Holenkalkstenen eller den undre mellanordoviciska lagerpacken.

Mot nordväst finns fyra smärre blottningar i Lanna- och undre–mellersta Holenkalkstenen (68867/13779). Kontakten mellan de ordoviciska kalkstenarna och den överskjutna Vemdalskvartsiten intar ungefärligen samma höjd som motsvarigheten på Häggingåsen, 725–750 m ö.h. De tillgängli-

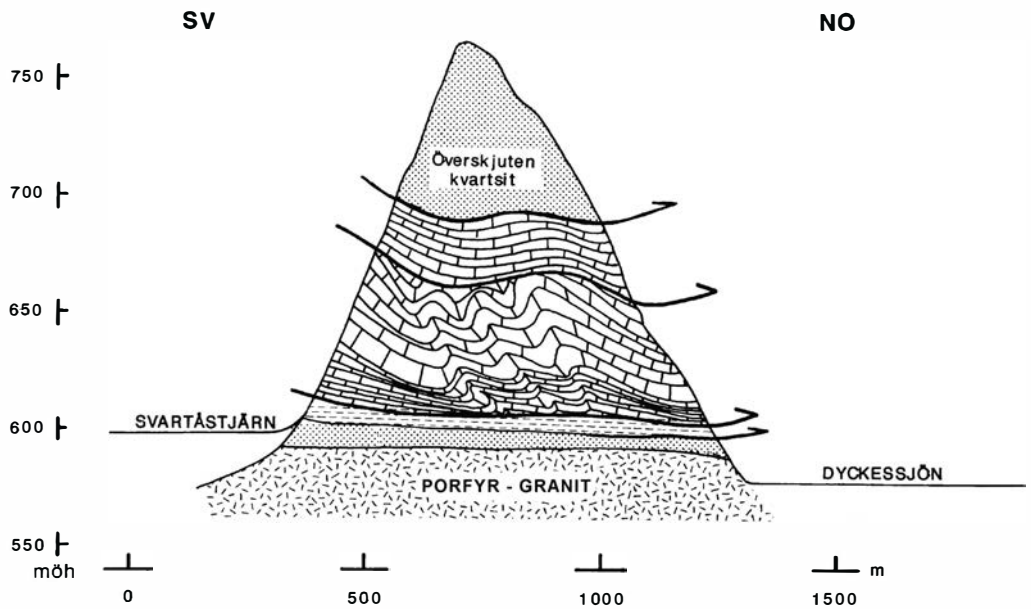


Fig. 51. Dyckesberget, sektion SV–NO. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Dyckesberget, section SW–NE. Geological structure (simplified).

ga blottningarna är för begränsade för att tillåta säkra detaljobservationer av berggrundens strukturella uppbyggnad.

Glötesåsen avviker i ett avseende från det gängse mönstret vad gäller fördelning av underpaleozoiska bergarter i öst–västlig riktning, liksom det därtill knutna sambandet mellan de korttransporterade kalkstenarna och den överskjutna kvartsiten. Vanligen finns skiffer-kalkstenspacken som en mot väster uttunnande kil mellan det autoktona urberget och skollorna men i fallet Glötesåsen har de största mäktigheterna kalksten påträffats i förekomstens västra–sydvästra parti.

De övriga omnämnda förekomsterna av underpaleozoisk berggrund ligger samlade norr och nordost om Glöte by. Genom sin form, väl avgränsad höjd med branta sidor, utgör de ett blickfång i trakten.

Den geologiska uppbyggnaden är likartad i de fem höjderna. I Glöteseggen, Svartåsen och Dyckesberget har erosionen lämnat endast en smal bård av basal Vemdalskvartsit närmast höjderna.

Dravagsvålen

Området mellan Glöte och Linsell domineras av de stora kvartsitmassiven Dravagsvålen–Glötesvålen–Dörrsvålen och Tvillingvålen. De två förra är skilda från de senare genom en dalgång, som löper i nordväst–sydostlig riktning. De högre partierna i detta område är uppbyggda av Vemdalskvartsit. Formationen är uppbyggd av dels massiva ljusa finkorniga kvartsitbankar, dels partier av växellagrande konglomeratiska och finkorniga bäddar. Den största uppmätta mäktigheten av växellagrande kvartsit, som uppträder utan tektoniskt avbrott är 32 m. Sekvensen är uppmätt vid Olåsen, i områdets östligaste del. Underordnat och av så ringa utbredning att förekomsterna inte markerats i kartbilden uppträder Moskiffer, speciellt i Glötesvålens östra parti i sluttningen ner mot Västvallen (699390/138720 samt i Linans biflöden öster därom).

Vemdalskvartsiten är kraftigt veckad och imbrikerad. Veckstrukturerna är riktade N45°O–N55°O och axlarna stupar kraftigt mot nordväst.

Kontakten mellan den överskjutna kvartsiten och dess underlag har kunnat observeras vid ett flertal lokaler fördelade över hela området. I den västligaste utbildningen av denna kontakt påträffas en kil av underpaleozoiska sedimentbergarter mellan urberget och kvartsiten. Vid övriga lokaler där kontakten finns blottad eller bergarterna från de olika enheterna kunnat observeras nära varandra ligger den överskjutna kvartsiten direkt på det kristallina underlaget. Mellan dessa enheter påträffas en mylonit av urbergs- och kvartsitmaterial. Mylonitens mäktighet är vid alla observationspunkter påfallande liten och uppnår knappt 1 m.

Kontakten mellan porfyrisk granit och överskjuten kvartsit har observerats på ett antal lokaler inom området; två ställen i Dravagsvålens sydsluttning (689010/138715, 68902/13894), i Svartbäcken öster om Sätervålen (689640/139312), i Lill-Linans ravin (699575/139175), i ravinen

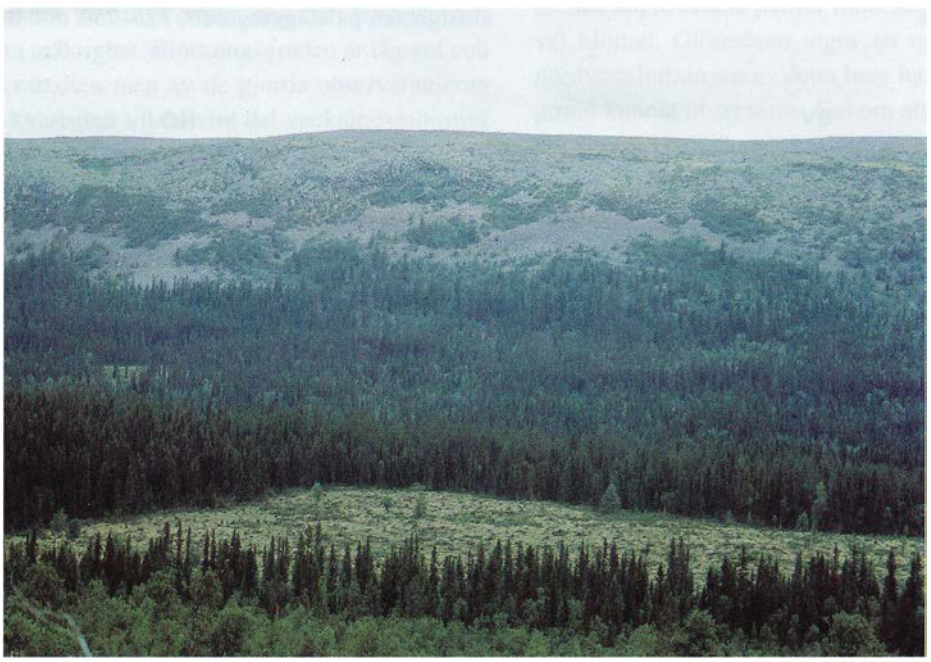


Fig. 52. Den mäktiga branten vid Dravagsvålen, väster om Linsel. Bergbranten byggs upp av den undre skollberggrundens Vemdalskvartsit vilande på rotfast granit, som man påträffar i det flacka partiet med myr vid brantens fot (16D 8h).

A steep wall of allochthonous Vemdalen Quartzite rising from the flat autochthonous basement of red Dala granites seen at Dravagsvålen, between Linsel and Glöte villages, southern Jämtland (16D 8h).

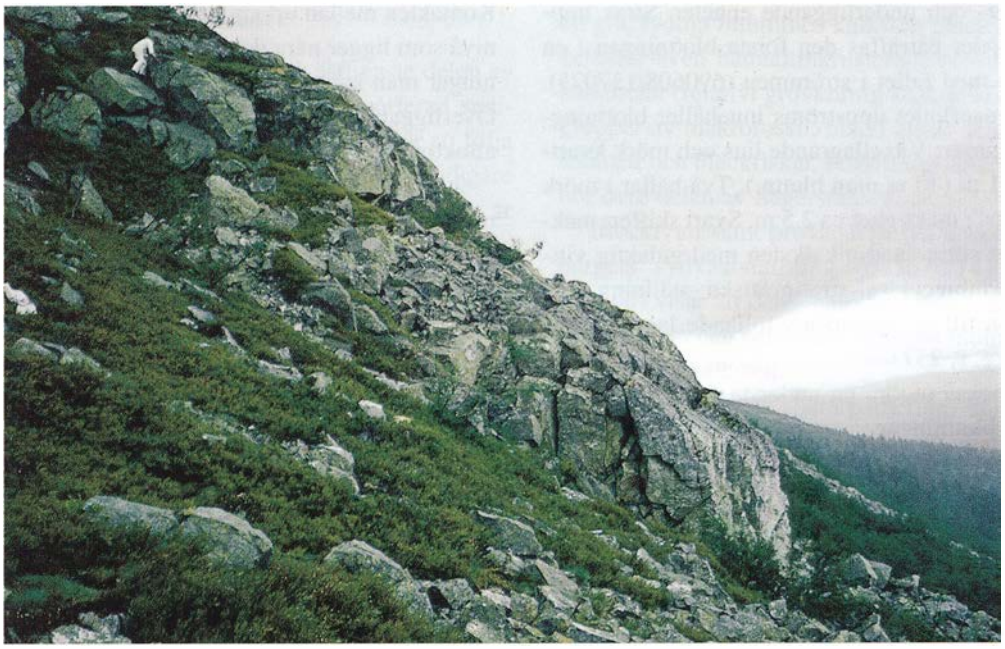


Fig. 53. Detalj av kvartsitbranten vid Dravagsvålen. I branten kan man urskilja den varierande stupningen hos den tjockbankade kvartsiten vilket visar att den, trots sitt massiva utseende, är kraftigt sammanverkad och förskiffrad längs verkplan. Personen i bildens övre vänstra hörn, prof. Kent Larsson, anger bildskala (16D 8h).

A detail of Fig. 52, demonstrating the folds and cleavage of the Vemdalen Quartzite with its generally massive appearance. The person in the upper left corner of the picture indicates propotions (16D 8h).

norr om Olåsen (689855/139415) och i Björbäcken nordväst om Östvallen (689600/138680). Vidare har konstaterats att kvartsit anstår i passet vid Dörrsån till en höjd av 530 m ö.h. Kontakten vid Olåsen och i Svartbäcken ligger på 725 respektive 712 m ö.h., Björnbäcken på 636 m ö.h. samt kontakterna vid Dravagsvålen påträffas på omkring 700 m höjd.

Rånddalen

Nordväst om Glöte förekommer kambrisk och ordovicisk berggrund av plattformstyp. Den finns företrädd såväl i fast klyft som genom talrika block. I anslutning till Tjärnbäcken och på Bölbergets östsluttning (16D 9e) liksom vid Lill-Bölbergets nordsida (17D 1e) har block av Lanna- och Holenkalksten påträffats. Storlek hos och koncentration av blocken vid Bölberget talar för att fast klyft anstår väster om Bölbergets by och vid Lill-Bölberget, även om det inte kan uteslutas att dessa bergarter av den senaste nedisningen transporterats i nordvästlig riktning från förekomsterna vid Glöte. Förekomst av kalksten på Mossavålens sydsluttning har rapporterats av bland andra Svenonius (1881). Denna förekomst har inte återfunnits under de rekognoceringar som utförts för länskartan.

I Rånddalen, 16 km nordnordväst om Glöte, har kalksten påträffats vid tidigare karteringsarbeten. Högbom (1889) fastslår att: ”Här i Råndaelfven anstår ortocerkalken dels NO om byn i sluttningen, dels ungefär 1 km vester om Lill Råndans i Råndaelfvens fåra, der temligen rik på ortocerer och flackt fallande åt vest.” Förekomsten vid Rånddalens by har inte kunnat bekräftas annat än som en riklig förekomst av kalkstensblock. Däremot finns i Stor-Råndens strömfåra (17D 1d, 69068/13690) blottningar av en grå, bankad kalksten, som innehåller talrika exemplar av *Sphaeronites* sp. Däremot har inga skal av bläckfiskar påträffats vid undersökningar under senare tid. Möjligen har snitten genom tagghudingarna bedömts vara ”ortocerer”.

Blottningen är ytmässigt begränsad och utgörs av ett tiotal bankar i ett forshuvud. Lagren stupar omkring 20° och dess strykning är N50°V. Fossilinnehållet antyder att den här blottade kalkstenen tillhör Holenkalkstenen. Nära Stor-Råndens sammanflöde med Lill-Rånden (17D 1e, 69060/13703 och omkring 500 m nedströms) (se Strömberg, fig. 11, s. 230) finns blottningar i mörka fältspatförande breccior, mörka kvartsiter, svarta skiffrar och ljusa siltiga-sandiga kalkstenar. Dessa bergarter inramas av överskjutna graniter, Långåsandsten och Vemdalskvartsit. Sammanflödet befinner sig på en nivå av 508 m ö.h. vilket sannolikt också är den nivå man kan finna kontakten mellan den mörka breccian och överlagrande kvartsit. I de lägst liggande blottningarna (690582/137702) anstår en sedimentbreccia uppbyggd av ljusa strökorn av fältspat och kvarts i en mörk, sannolikt bituminös, mellanmassa. I blottningen finns ingen antydan om

relationer till över- och underliggande enheter. Strax uppströms sammanflödet påträffas den första blottningen i en rad, som avslutas med fallet i strömmen (690608/137025). Räknat från sammanflödet uppströms innehåller blottningarna följande bergarter: Växellagrande ljus och mörk kvartsit; mäktighet ca 1 m (40 m utan blottn.). Två hällar i mörk kvartsit, ”blåkvarts”; mäktighet ca 2,5 m. Svart skiffer; mäktighet 3,5 m, samt siltig-sandig kalksten med gulaktig vittringshud. Sedimentbreccians stratigrafiska ställning och tektoniska relation till de uppströms följande lagren redovisas av Strömberg, s. 257.

Breccian kan också utgöra en understa del av Vemdalskvartsiten, som i blottningar visar sig domineras av mörka bankade kvartsiter liknande de som påträffats i borrningen Häggingåsen-1. Den överliggande svarta skiffern tillhör stratigrafiskt Kläppeskiffern. Enheten är kraftigt pressad och uppträder ställvis som finpulvriserat kol. I denna pressade skiffermassa uppträder linser av mörk kalksten. Även linserna är kraftigt pressade. Linsernas kalkrikaste inre parti har en sedimentbreccias textur medan de yttre partierna ger intryck av att vara tillkomna sekundärt. I ett fall har en sådan kalkstenslins lämnat antydan om fossilinnehåll, ett fragmentariskt pygidium och en del av huvudskölden till en trilobit sannolikt tillhörande familjen *Olenidae*, vilket antyder att åtminstone en del av Kläppeskiffern vid Rånden tillhör överkambrium. Det kan i detta sammanhang erinras om att skiffrar med motsvarande ålder påträffats i Vassboområdet i den nordvästra delen av Kopparbergs län och omkring 60 km sydväst om Råndalen, där zonerna med *Peltura minor* och *Peltura scarabaeoides* har påvisats i borrningar (Karis, opubl). Ovan en markerad tektonisk gräns följer den orena kalkstenen som tillhör Hede-enheten. Denna kalksten bygger upp fallhuvudet i strömfåran och kan följas vidare uppströms i blottningar 300 m respektive 400 m från fallet.

Tektoniska samband

Lagerföljden i Råndalen är en av de snart klassiska sekvenser, som debatterades livligt under 1800-talets senare hälft. Fördelningen av bergartsenheterna var förbryllande under tiden före Törnebohms introduktion av överskjutningar i fjällkedjan. Den förhärskande uppfattningen byggde på tolkningen att dalgången vid Råndalen är ett prekambriskt erosionsfenomen som skär igenom Långå- och Hedeenheterna ner till urberget. I denna dalgång skulle enligt dessa tolkningar de ordoviciska kalkstenarna vara avsatta. Den bild av bergartsenheternas fördelning som den här redovisade undersökningen givit tillåter åtminstone två möjliga tolkningar av de tektoniska sambanden.

1.- Det finns ett direkt samband mellan det kristallina underlaget, den mörka vittringsbreccian, överlagrande kvartsiter – mörka skiffrar och den uppströms liggande kalkstenen. Kontakten mellan urberg och täckande sediment finns på en nivå som ligger nära den förväntade (s. 48) enligt de beräkningar man kan göra med Häggingåsen som utgångspunkt. Överliggande graniter, Hedekalk och Långåsandsten är alloktona (se Strömberg, fig. 40, s. 257).

2.- Den mörka breccian och kvartsit–skiffersekvensen respektive Holenkalkstenen tillhör två separata tektoniska enheter och har inga direkta stratigrafiska samband.

Sandviken – Hede – Vemdalen

Berggrunden i områdena närmast nordost om Dörrsvålen och Sånfjället domineras av graniter och överskjutna Vemdalskvartsiter, som förekommer i isolerade utliggare och mera sammanhängande täcken. På ett ställe har kalksten påträffats. Inom ett begränsat område på bergssluttningen öster om Ljusnan och i höjd med gårdarna Sandviken förekommer en starkt pressad bankad kalksten, som innehåller bland annat fossila skal av bläckfiskar vilka visar kalkstenens ordoviciska ålder. Kalksten till en mäktighet av 13,8 m finns blottad i lokalen. Den tektoniskt reducerade mäktigheten beräknas till omkring 6 m. Lagrens strykning varierar mellan N–S och N40°Ö och med lagerstupning 20° mot väster eller nordväst. Platsen kallas Kalkberget och förekomsten har tidigare utnyttjats lokalt som råvara till jordbrukskalk. Kalkstenen intar ett läge mellan graniten, som finns blottad på en nivå cirka 4 m längre ner i sluttningen och kvartsiten, som ansluter ovan en tektonisk kontakt. Det begränsade avståndet mellan kalksten och granit utesluter en fullständigare underpaleozoisk lagerföljd. Förekomsten bör betraktas som ett parti kalksten som förts med Vemdalskvartsiten vid dess överskjutning. Den tektoniska kontakten ovan kalkstenen kan alltså betraktas som underordnad den som finns mellan kalkstenen och underliggande granit. Förekomsten ligger omkring 530 m ö.h.

I tidigare beskrivningar av berggrunden i Hede–Vemdalenområdet har en förekomst av ordovicisk kalksten markerats i Vikbergets sydsluttning (Högbom, 1889). Förekomsten skulle inta samma tektonostratigrafiska läge som den vid Kalkberget. Inom ramen för föreliggande undersökning har Vikbergslokalen inte återfunnits.

Vemdalskvartsiten uppvisar stor variation i sin uppbyggnad inom området. Den finkorniga, tjockbankade typen dominerar, men lokalt, som vid Stor-Galberget och på höjden ovan Sandviken förekommer upp till 2 m mäktiga bankar av konglomerat med valnötsstora bollar (fig. 2) av vit och mörkt blå kvarts och kvartsit. Bollar upp till 15 cm storlek har påträffats. Underordnade inslag av Moskiffer förekommer öster om Kalkberget.

Kontakten mellan Vemdalskvartsit och det kristallina underlaget når i detta område sitt högsta läge, på Morsberget (17D 1j) omkring 670 m ö.h.

Klövsjöområdet

Vid Klövsjö by (17D 7d) möter den sydvästligaste delen av en större, sammanhängande kil av korttransporterad sedimentberggrund som praktiskt taget utan avbrott går att följa till trakterna av Svenstavik. Här i Klövsjö, liksom i tidigare beskrivna områden, har plattformssedimenten varit eller är täckta av överskjutna Vemdalskvartsiter som bygger upp de branta höjderna på ömse sidor Klövsjödalen. Utbredningen av sedimentberggrunden överensstämmer väl med utbredningen av den odlade marken i byn, med tillägg av foten av Staberget mot Klövsjödalen och kilen längs Väster-Kvarnbäcken samt strandzonen längs Klövsjön till Olavallen. Det är värt att notera att inga förekomster av kalksten eller skiffer har påträffats sydväst om Klövsjön mellan stranden och den överskjutna kvartsiten. Förhållandet kommenteras vidare under kapitlet "Kvartsit, urberg och skiffrar i skollan mellan Klövsjö och Svenstavik", Strömberg, s. 230).

Berggrunden i Klövsjö by är relativt väl blottad om än varje blottning oftast är liten. I detta avseende avviker de understa delarna av sedimentlagerföljden, som har låg blottningsgrad och finns dokumenterad endast genom borrkärnor och grävningar samt fynd av ett stort antal kalkstenskonkretioner (orstenar), som härstammar från Kläppeskiffern och som påträffats i åkermarken nedanför kyrkan. De fossil som finns i orstensmaterialet representerar de överkambriska zonerna *Agnostus pisiformis, Olenus & Agnostus obesus (O. gibbosus, O. truncatus, O. transversus, O. wahlenbergi), Parabolina spinulosa, Leptoplastus, Peltura minor* och *P. scarabaeoides*. Vidare har ett fåtal exemplar av *Lejopyge laevigata* påträffats. Sannolikt tillhör dessa den översta delen av den mellankambriska sekvensen.

De övre partierna av Kläppeskiffern och yngre, ordoviciska lager är blottade främst i det branta partiet mellan väg 316 och området nedanför kyrkan. I vägskärningen 550 m sydsydost om kyrkan (693580/141706) anstår översta partiet av Kläppeskiffern, Latorpkalkstenen, en kraftigt pressad Töyenskiffer samt de undre delarna av Lannakalkstenen. Den senare finns blottad även i en bäckskärning omkring 350 m mot öster (693576/141747). Den stratigrafiskt mest omfattande blottningen fanns temporärt tillgänglig vid en grävning omkring 100 m västsydväst om Klövsjö kyrka (693623/141673). Här uppmättes sommaren 1969 en 40 m lång profil som omfattade de topostratigrafiska enheterna Töyenskiffer, Lanna- och Holenkalksten. Sektionen löpte i öst–västlig riktning. Profilen domineras av kalkstensenheterna och endast dess västligaste parti utgörs av Töyenskiffer. Kalkstenen intar i kontakten mot Töyenskiffern antiklinalt läge med axelplanet riktat N50°O. Skiffern är längs ett markerat förskjutningsplan uppskjuten på gråbrun Holenkalksten. 400 m nordnordost om (693674/141690) (Larsson 1974, s. 50) och vid vägen 400 m, 500 m och 600 m nordost om Klövsjö kyrka (693655/141715-693680/141713) har en grå, tydligt bituminös kalksten påträffats. Kalkstenen innehåller även hämatitinkrusterade fossil. Sedimentet är en kalkarenit (relativt grovkornig kalksten) och innehåller flera grupper av makrofossil, bland annat skal av trilobiter, armfotingar och bläckfiskar. Fossilinnehållet visar att lagren tillhör övre delen av Segerstadsenheten.

Blockfynd samt prover från två små blottningar på Blybergets sydvästsluttning (693672/141731 och 693738/141660) visar att den sannolikt yngsta delen av den ordoviciska kalkstenen som finns bevarad inom Klövsjö by tillhör Folkeslundakalksten.

I Fåglingsbergets södra parti finns den nordvästliga fortsättningen av fältet med sedimentbergarter i Klövsjö by. I Väst-Kvarnbäcken har kalksten av äldre ordovicisk och mellanordovicisk ålder påträffats. I temporära blottningar i samband med byggnation av skogsbilväg fanns Furudalkalksten blottad vid 693886/141662. Kalkstenen överlagras här av kvartsit, blottad i samma skärning. En liknande diskontinuerlig sektion påträffades 300 m söder om gården Postes och längs den näraliggande vägen upp till Bergvallen. Kalkstenen i blottningarna söder om Postes tillhör den underordoviciska delen av sekvensen och är orienterad N45°V/15°NO. Blottningarna av kalksten fortsätter längs vägen mot Bergvallen och 10 m över ovanstående blottning påträffas brunröd, finkornig, delvis knölig kalksten, som tillhör övre delen av Holenkalkstenen och Segerstadkalkstenen. I de övre partierna av den senare förekommer impregnationer och inkrusteringar av hämatit på fossilen och på vissa skiktytor. Några ytor med stromatoliter med samma mineralanrikning har observerats i block, som med stor sannolikhet kommer från Segerstadskalkstenen. Den rödbruna kalkstenen förefaller ha ringa mäktighet. I fast klyft har den uppmätts till 2,8 m. Partiet överlagras av en i huvudsak grå kalksten, som kan följas ända upp till fäboden. Den grå kalkstenen får i sina övre partier allt större inslag av kalkareniter. Fossilfynd i lager omkring 1 m under de yngsta som påträffats här visar att lagren tillhör Folkeslundakalkstenen. Den uppskattade höjden för kontakten mellan kalksten och kvartsit är vid Bergvallen 502 m, vilket väl motsvarar den förväntade med hänsyn tagen till höjden av samma kontakt i Klövsjö by.

I samband med prospekteringsarbete utfördes 1978 tre borrningar i Klövsjöområdet. Borrningarna utfördes vid Öster-Kvarnbäcken (Klövsjö 78001, 693591/141761), 2 300 m nordnordväst om Klövsjö kyrka vid avtagsvägen till Bergvallen (Klövsjö 78002, 693834/141582) och 400 m nordost om kyrkan (Klövsjö 78003, 693665/141712). Härvid framkom att den sedimentära berggrunden överlagrar en vittrad granit/granodiorit, som påverkats av vittring till ett djup av 1–2 m. Täckande sediment utgörs av mörka, pyritförande arkoser och sandstenar. Mäktigheten hos dessa varierar i kärnorna mellan 5 cm (78002) och 1,4 m (78003).

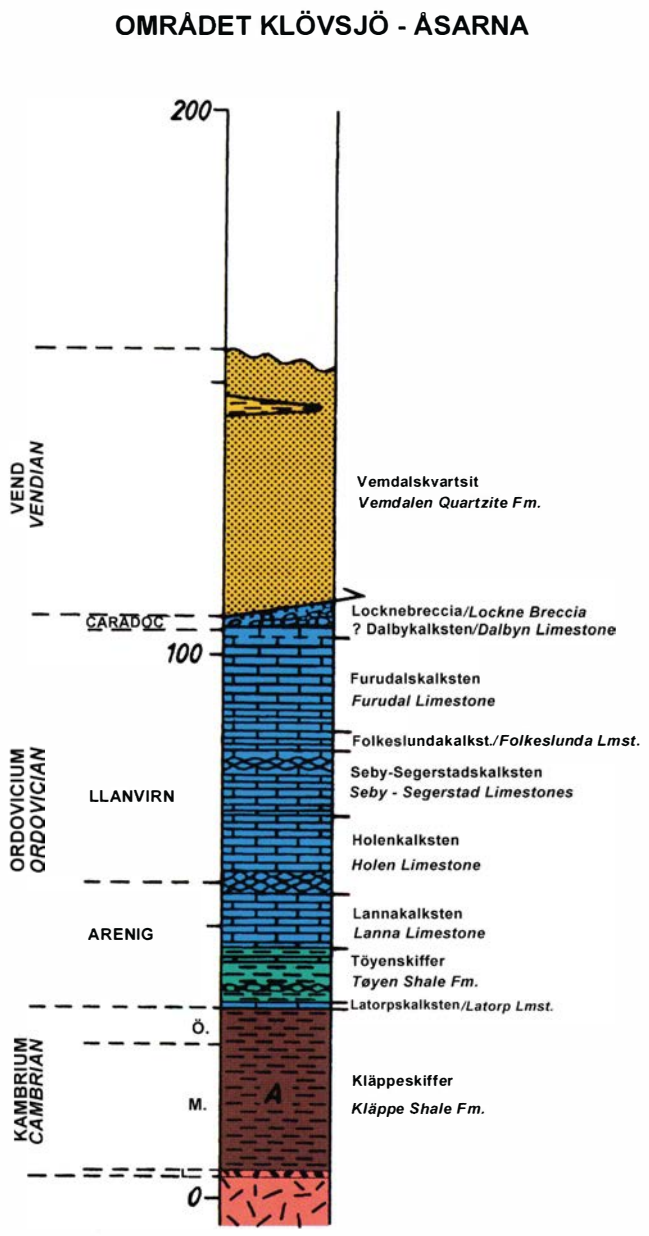


Fig. 54. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från Klövsjöområdet (17E 6–7 d–e). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Klövsjö area (17E 6–7 d–e). For legend, see Fig. 65.

Kontakterna urberg/sediment påträffas på nivåerna 468 m (78001), 443 m (78002) och 445 (78003) m ö.h.

Ovan basalbildningarna följer Kläppeskiffer, mörka–svarta skiffriga siltiga eller finkornigare lager. I dessa finns inlagringar av svarta bituminösa kalkstenslinser, som på vissa nivåer anhopas till mer eller mindre sammanhängande bankar. Kläppeskiffern är i de tre kärnorna, liksom i fältobservationerna, tydligt påverkad av tektoniska rörelser. I kärnorna 78001 och 78003 är skifferns mäktighet fördubblad, dvs. nära 20 m, medan man i 78002 finner en något mindre påverkad, 8 m mäktig skiffer, i vilken fossilfynd visar att enheten inte är märkbart repeterad. Den undersökning, som utförts i samband med prospekteringen (Bergström i Gee et al. 1982), visar att Kläppeskifferns biostratigrafiska omfattning i borrkärnorna överensstämmer med den som rekonstruerats med hjälp av blockfynd. Den uppskattade mäktigheten av zonen med *Parabolina spinulosa* med *Orusia lenticularis*, omkring 4 m, har bekräftats i blottningen sydväst om kyrkan.

Karteringen av den ordoviciska delen av de tre borrningarna i Klövsjö har givit ett något svårtolkat resultat. Detta avsnitt är i 78001 29,4 m, i 78002 12,8 m och i 78003 53,0 m. Genomgående kan Latorpkalkstenen och Töyenskiffern urskiljas i de tre kärnorna. Mäktigheten hos den första är i 78001 1.2 m, i 78002 1,4 m och i 78003 endast 0,6 m och motsvarande mått för Töyenskiffern är i 78001 7,8 m och i 78002 8,6 m. Enhetens stratigrafiska (primära) mäktighet i 78003 är osäker på grund av flerfaldig upprepning genom uppskjutning. Den uppskattade oreducerade mäktigheten i 78003 är minst 15,3 m, sannolikt 9 m större. Mäktigheten av den ordoviciska kalkstenen i borrningarna är i 78001 22,0 m, 78002 3,1 m och i 78003 37,0 m. I borrningen 78003 är kalkstenen sannolikt upprepad genom uppskjutning. Kalkstenen i de genomborrade delarna är genomgående grå och finkornig. Vissa avsnitt i 78001 och 78003 innehåller talrika silt- och lerskikt eller är utbildade som finknöliga kalkstenar. I kärnan 78003, avsnittet mellan 21 m och 23,5 m, är kalkstenen kraftigt förskiffrad och brantstående, vilket antyder att flera glidplan sannolikt drar igenom denna del.

De topografiska variationerna i urbergsunderlaget inom ett geografiskt begränsat område återspeglas i fördelningen av de basala bildningarna som de registreras i borrningarna. Tidigare undersökningar har visat (Frödin 1920) att urbergsunderlaget med pålagrade yngre bergarter i stort stupar knappt 1° mot nordväst. Inom denna generella ram förekommer avsevärda variationer. I Klövsjötrakten visas detta genom de markanta skillnaderna mellan utbildningen i kärnorna 78002 och 78003 både vad gäller mäktighet och utbildningen av de basala lagren (se ovan). Det är vidare sannolikt att den tidsmässiga motsvarigheten till de basala skiffrarna i 78002 inte finns vid övergången mellan sandsten

och skiffer i 78003 utan kan återfinnas ett stycke upp i skiffern, vilket förklaras av att rörelser i vattenmassa håller högre partier fria från finkorniga sedimentpartiklar till dess en tillräckligt jämn botten byggts upp (*non-deposition*, 'icke-avsättning'). I den rekonstruktion av Klövsjö-traktens geologiska uppbyggnad som gjorts av Gee et al. (1982) har urbergsytans höjdavvikelse från den förväntade förklarats med en förkastning i riktning NNO–SSV längs den markerade dalgången i Väster-Kvarnbäckens lopp mot Äldåmagasinet. Språnghöjden beräknas vara omkring 8 m, med det västligare blocket höjt relativt det östra. Det kan dock inte uteslutas att avvikelsen sammanhänger med variationer i urbergsytans topografi.

Sammanförandet av fältobservationer och borrdata till en entydig geologisk tolkning vad gäller fördelningen av kalkstenen vid Klövsjö vållar vissa problem. Inte i någon av borrningarna har den karaktäristiska brunröda kalkstenen från Holenkalkstenens övre och Segerstadskalkstenens undre delar påträffats, trots att borrningen 78003 är placerad mindre än 50 m från en blottning av lager yngre än den brunröda. Förklaringen finns sannolikt i den kraftiga rörelsezonen på cirka 20 m djup i kärnan. Längs dessa rörelseplan har äldre kalkstenar från de underordoviciska enheterna Lanna- och Holenkalkstenarna skjutits upp på likåldriga. Det finns inga säkra indikationer på mellanordoviciska lager sydost om borrningen Klövsjö 78003. Det är dock sannolikt att lager med denna ålder finns bevarade i den dal där väg 316 mot Åsarna dragits fram.

Mellan Klövsjö och Åsarna byggs de högre partierna i landskapet upp av överskjutna kvartsiter, Vemdalskvartsit, och de porfyriska ryoliter som lokalt utgör kvartsiternas primära underlag. Kvartsiterna varierar i kornstorlek från grova konglomerat till tjockbankade finkorniga gråblå till ljust gula kvartsiter. Lokalt präglas berggrunden av den överlagrande Moskiffern, exempelvis längs väg 316 omkring 2 km nordost om Klövsjö kyrka, där skiffern uppträder brantstående och sammanveckad i en synklinal.

Skalänget – Gammelbodberget

Mellan Klövsjö och Harströms nära Oppbodarna, vid väg 316, har inga blottningar av kalksten eller skiffer påträffats. Med utgångspunkt från urbergslägena i de tre borrningarna i Klövsjö, urbergsytans beräknade gradient och nivån för de påträffade kvartsitblottningarna vid Staberget kan man sluta sig till att resterna av sedimentbergarter mellan urberget och de överskjutna lagren måste vara obetydliga. Sannolikt anstår här endast Kläppeskiffern eller delar av den. Där vägen mellan Klövsjö och Åsarna skurits genom berget Getryggen har en profil blottlagts genom ordovicisk kalksten. I profilen har de topostratigrafiska enheterna Holen, Segerstad Skärlöv, Seby (Larsson 1973) och undre Folkeslunda påvisats. Se även fig. 6, s. 217 i Strömbergs del av beskrivningen. Folkeslundakalkstenen har påträffats dels 25 m nordväst om sektionens centrum där förhållandet till de blottade lagren är osäker, dels sydost om vägen omkring 2 m ovan Skärlövkalkstenen. Kalkstenen i vägskärningen är huvudsakligen brunröd med inslag av roströda hämatitinkrusteringar runt fossil men även grå, sannolikt sekundärt avfärgade partier finns. Blottningarna vid Harströms ligger på en höjd av 532 till 535 m ö.h. Öster om Oppbodarna återfinns granit vid vägen mot Kvarnsjö på en höjd av 475 m och att döma av den lokala topografin kan urberg utan täckande sediment finnas på nivåer 5–7 m högre. Detta ger ett utrymme om vertikalt ca 50 m för de kambriska och ordoviciska bergarterna upp till mellanordoviciums bas. Denna mäktighet motsvarar väl de korrigerade mäktigheterna som registrerats i Klövsjö (78001 och 78003) liksom vid Skålan (se nedan).

Omfattande blottningar av ordovicisk kalksten finns längs Skalbergets östsida från Oppbodarna till berget Nipan vid Äldåmagasinet. Kalkstenen är blottad under bergets högsta parti, som är uppbyggt av överskjuten Vemdalskvartsit. Kontakten mellan kalksten och kvartsit varierar i höjd mellan 565 m ö.h. vid Bösen (södra Skalberget) till 535 m ö.h. vid Nipan. I det erosionssnitt vi observerar idag är kalkstenen kraftigt veckad och störd omkring 1500 m norr om

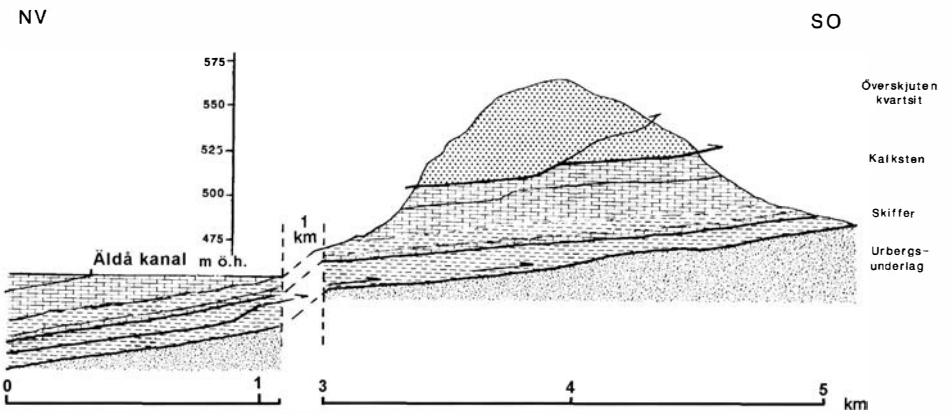


Fig. 55a. Gammalbodberget. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Gammalbodberget. Geological structure (simplified).

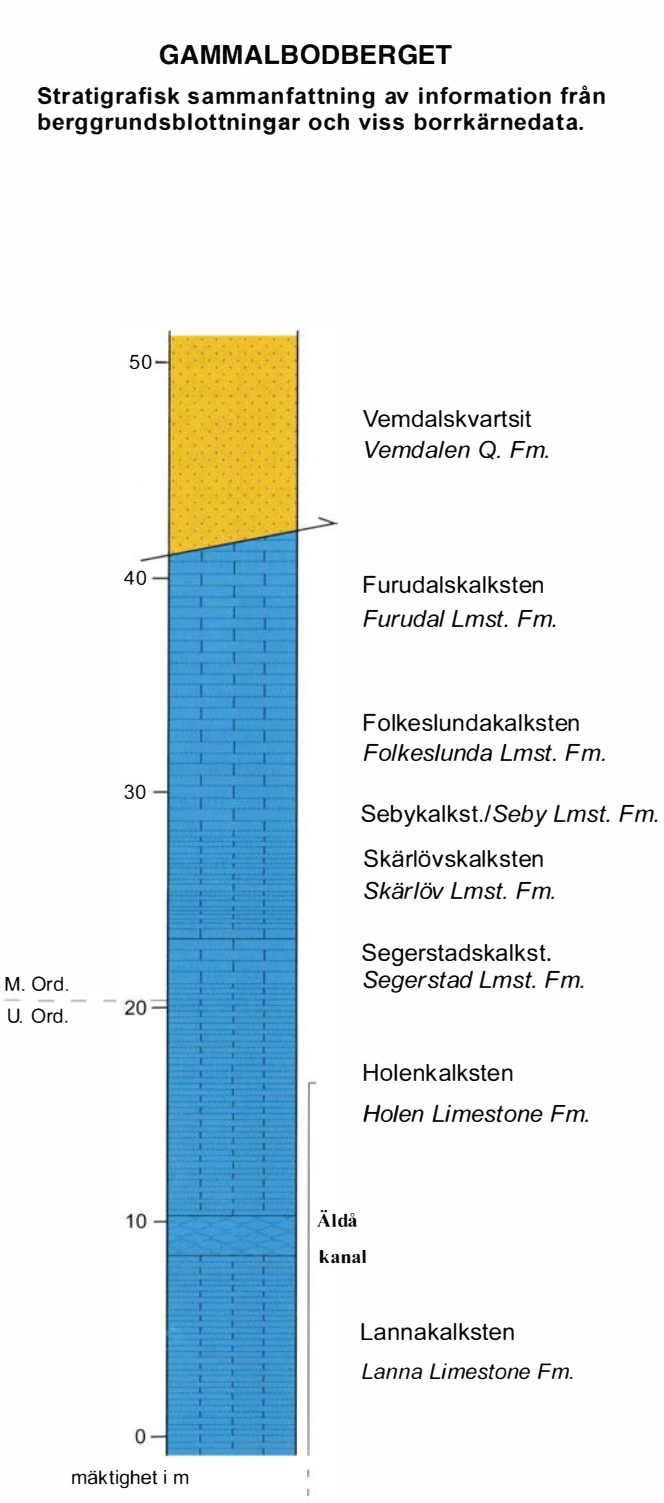


Fig. 55b. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området Skålan–Gammalbodberget (17E NV–18E SV). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Skålan–Gammalbodberget area (17E NW–18E SW). For legend, see Fig. 65.

Fig. 56. Skärning genom den underordoviciska kalkstenslagerföljden som uppkom vid byggandet av Skålans kraftverk i Ljungan. Profilen sedd mot sydost. Lägg märke till lagrens stupning mot nordväst (17E 9d).

Section through the Lower Ordovician limestone sequence at Skålan, south of Åsarna. The canal was constructed as a part of a hydro-electric plant. The section is seen towards south-east, opposite the direction of the dip (17E 9d).

Fig. 57. Samma kanal som i fig. 56 men sedd mot nordväst. Förutom den ringa nordvästliga lagerstupningen syns i bildens centrum en mjuk veckning med axelriktning N20°V (17E 9d).

The same section as in Fig. 56 but seen towards the northwest. The slight northwestern dip of the rocks has an overprint of folding perpendicular to the Scandes, N 20°W (17E 9d).

Oppbodarna i Bösens östbrant och i ett område 400 m väster om Skalänget. Här är kalkstenen lokalt förflyttad minst 15 m i vertikal riktning. I partierna mellan dessa störningar påträffas kalkstenen med en flack stupning, <15° mot nordväst. I bergets östsida har de topostratigrafiska enheterna Lanna, Holen, Segerstad (undre del), Seby och Folkeslunda påvisats. Sannolikt förekommer här även övre delen av Segerstad och Skärlöv i ungefär samma utbildning som i det näraliggande Gammalbodberget.

Inga blottningar av kambriska lager har påträffats vid Skalänget. Däremot finns några blottningar i den underlig-

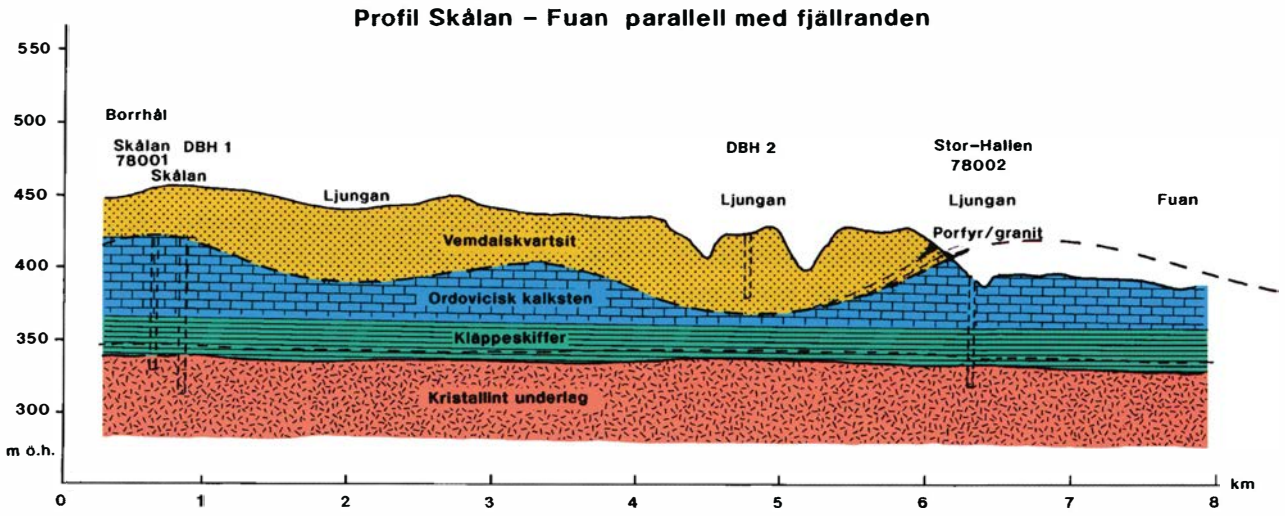


Fig. 58. Schematisk profil mellan byn Skålan och Fuans utlopp i Ljungan. Profilen löper parallellt med fjällranden och visar höjdvariationen hos överskjutningsplanet mellan kort-och långtransporterad undre skollberggrund.

Simplified section between Skålan village and the Fuan tributary. The section runs parallel to the erosion front of the Phanerozoic and demonstrates the variation in height of the internal Lower Allochthon thrust-plane separating the fossiliferous sequence from the older thrust Vemdalen Quartzite Fm.

gande kristallina berggrunden vid gården 1,5 km söder om Äldåkvarn (694320/142338). Blottningarna ligger 444 m ö.h. Inga spår av pålagrade sediment har påträffats på urbergshällarna.

Berggrundens inverkan på topografi och jordmån är utmärkt illustrerad vid Skålberget. Områdena mellan bergbranten i väster och det markerade haket i urbergsmorfologin öster om Blästerflon och Nymyren bär en mörk, lerrik jord, som till stor del utgörs av nedbruten Kläppeskiffer. Genom urbergsytans stupning av omkring 1°, den låga genomsläppligheten i jordarten och hindret i väster har stora sankmarker bildats i den skålformade struktur som uppstått.

Den kvartsit, som vilar på de ordoviciska kalkstenarna är enligt gjorda observationer genomgående finkornig blågrå eller ljust gul. Den är kraftigt imbrikerad och i den totala mäktigheten om ca 125 m ingår 5 eller 6 repetitioner.

Storhallen – Åsarna

Ytberggrunden mellan Stor-Hallen och sjöarna Hålen och Grannen är uppbyggd enligt samma mönster som vid Skålan, urberg täckt av dels korttransporterade sedimentbergarter, dels långtransporterad kvartsit med underordnade inslag av urberg.

Det kristallina underlaget täcks av en relativt tunn sekvens av bottenbildningar och Kläppeskiffer. Den största kända mäktigheten hos enheten är 12,3 m och har registrerats vid borrningen Stor-Hallen 78002. Enheten är till den helt dominerande delen utbildad under mellankambrisk tid. Denna del är utbildad som en grå till gråsvart siltsten med en måttlig förskiffring. Endast cirka 2,5 m av enheten tillhör yngre kambrium, som består av mörka skiffriga siltstenar med kalklinser. Endast de basala delarna av överkambrium har påvisats med fossil, zonerna med *Olenus & Agnostus obesus* och *Parabolina spinulosa*.

Den överlagrade sekvensen varierar kraftigt i mäktighet i nordväst–sydostlig riktning. Vid Skålanprofilens nordostände anstår nära 50 m av ordoviciska lager. De består underifrån räknat av 0,9 m av Latorpkalksten täckt av nära 10 m Töyenskiffer täckt av grå kalksten. Kalkstenens mäktighet är dubblerad genom tektonisk upprepning. Stratigrafiskt har enheterna Lannakalksten och Holenkalksten påvisats. Det är värt att notera att Holenkalkstenen i sina undre partier lokalt innehåller ansamlingar av tagghudingen *Sphaeronites pomum*.

Kalkstenens mäktighet tilltar från blottningarna vid Skålanprofilen till Stor-Hallens by. I byns sydöstra del har kalkstenens mäktighet beräknats till 83 m. Mäktigheten hos de olika ingående topostratigrafiska enheterna fördelas ungefärligen enligt följande:

Locknekonglomerat – Loftarsten 0,5–2,5 m.
Dalbykalksten 0–3,5 m.
Furudalskalksten 10,5 m.
Folkeslundakalksten 4 m.
Segerstads – Skärlövs – Sebykalkstenar 12 m (med repetition 19 m).
Holenkalksten 15,5 m (med repetition 27 m).
Lannakalksten 11,5 m (med repetition 18 m).
Töyenskiffer 5,3 m.
Latorpskalksten 1,2 m.
Kambriska konglomerat, slamstenar och Kläppeskiffrar 9,3 m. (Överkambrium 1.6 m).

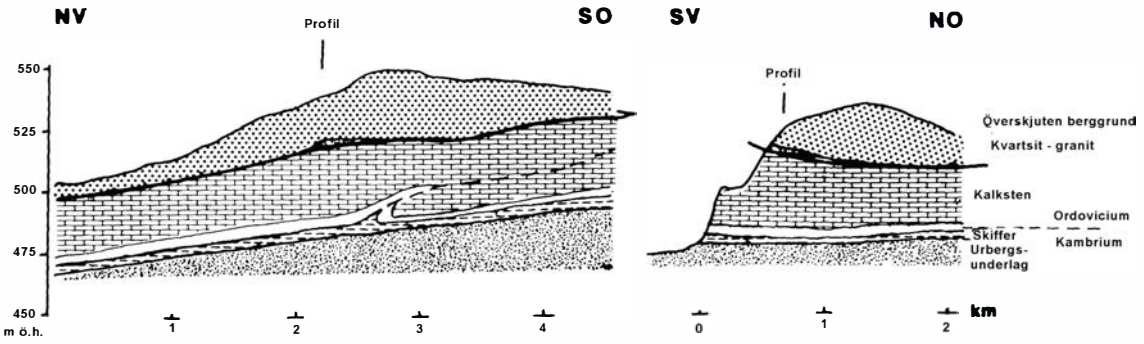


Fig. 59. Storhallen. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Storhallen. Geological structure (simplified).

De fyra understa mäktighetsuppgifterna är hämtade från borrningen Stor-Hallen 78001 och från bäcksektionen sydväst om bygdegården, övriga från blottningar nordost om vägen.

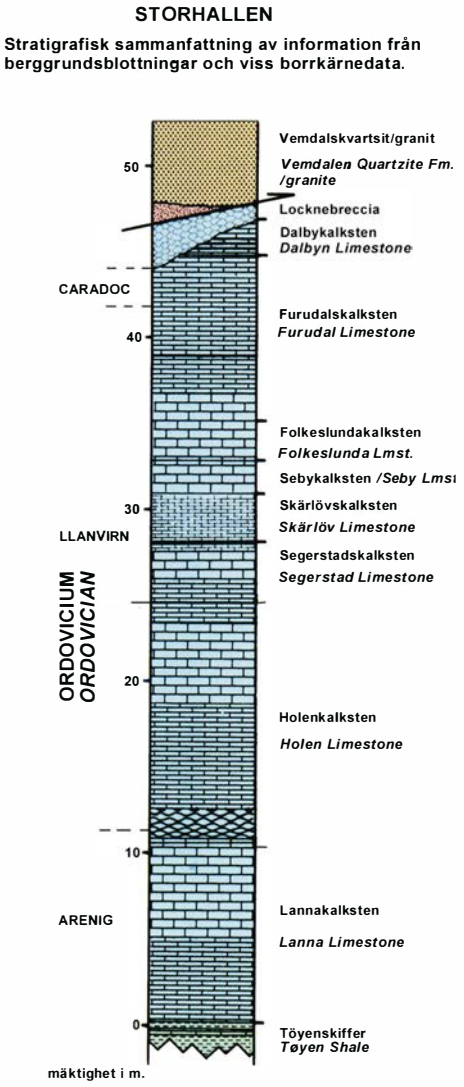


Fig. 60. Stratigrafisk omfattning. (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Stratigraphy of the Lower Allochthon in the Storhallen area.

Lagerföljden av skiffrar och kalkstenar är i höjdpartierna täckt av överskjutna bergarter. Vemdalskvartsit dominerar, men i området finns markanta inslag av såväl graniter som porfyrer i de överskjutna partiernas basala delar. Den mest kända och väldokumenterade förekomsten av medtransporterat urbergsunderlag är blottat längs stigen/vägen mellan Stor-Hallen och Storsved vid p. 695350/142250, där man i dälden nordvästra sluttning påträffar den delvis mylonitiserade granit, som beskrivits av Thorslund (1943). Det dominerande urbergsinslaget utgörs av porfyrer, som förutom i sektionen nedom Trångforsen också påträffas i Hamrarna, nordväst om Storhallen och Åsberget ovan gården Mattis-Pers.

Överskjutningsplanet mellan kort- och långtransporterade bergarter uppträder höjdmässigt på ett oregelbundet sätt (fig. 58). På den 1.5 km långa sträckan mellan överskjutningskontakten vid Aspåns utlopp respektive vid Sommarberget har planets höjd förändrats med cirka 45 m, vilket är tre gånger så mycket som motsvarar den vinkel överskjutningaplanet vanligen intar. Vid p. 695350/142250 påträffas kontakten på en höjd av cirka 470 m ö.h. vilket motsvarar den beräknade stigningsvinkeln i området närmast mot nordväst.

I sydostlig riktning från Stor-Hallen varierar överskjutningsplanets höjd på ett oväntat sätt. Under Åsberget och vidare mot Gullhögen påträffas kontakten på samma eller lägre nivåer än vid Nord-Hallen. Längs stigen upp mot Gullhögen är exempelvis höjden ca 440 m ö.h., för att vid Österåsen åter ha stigit till ca 470 m ö.h. Detta höjdläge ligger nära det som kan extrapoleras utifrån den vanligen påträffade lutningen hos överskjutningen. Det avvikande i överskjutningsmönstret är uppenbarligen den mäktiga packe av skiffer och kalksten som påträffas i Stor-Hallens by, under vilken man kan beräkna ett överskott på mer än 40 m av sedimentbergarter. Överskottet täcks inte till fullo av de beräknade repetitionerna.

Den mäktiga skiffer- och kalkstenssekvensen påträffas

också i nordostsluttningen av höjdområdet nordväst om Åsarna. I Kvarnbäckens med biflöden övre lopp påträffas begränsade blottningar av kalksten som tillhör de topostratigrafiska enheterna Holen (underordovicium), Segerstad, Skärlöv, Seby, Folkeslunda, Furudal och Dalbyn (mellanordovicium). Sannolikt anstår även på denna sida av höjdområdet totalt cirka 105 m sedimentbergarter mellan det kristallina underlaget och överskjutningsplanet.

Mot nordväst minskar sedimentpackens mäktighet markant. Vid kontakten mellan kalksten och Moskiffer/Vemdalskvartsit ca 1 km nordväst om Storsveds gård saknas den mellanordoviciska delen och Moskiffern vilar på kalksten ur mellersta Holenkalkstenen, vilket är på en obetydligt högre nivå än vid Skålanprofilens nordöstra ände. Sannolikt har mäktigheten hos den anstående kalkstenen minskat med mellan 40 m och 50 m från Kvarnbäcken till lokalen nordväst om Storsved.

Längs väg 81 påträffas på flera ställen blottningar i en rödaktig Rätangranit som bland annat använts för framställning av byggnadssten. Den mest omfattande brytningen tycks ha ägt rum i norra delen av Ollsta (69498/14265). Blottningar av granit upphör vid övergången till en terrass inom Österåsens och Västeråsens byar. Kontakten mellan urbergsunderlag och sedimentbergarter påträffas här inom intervallet 430 m till 472 m ö.h.

Blottningar av berggrunden ovan urberget, speciellt av de relativt mjuka skiffrarna och kalkstenarna, saknas praktiskt taget helt inom området. Vemdalskvartsit har påträffats i Kullen ovan hembygdsgården på en höjd av 515 m. Att döma av bergets form och bergartsfördelningen i den branta sluttningen mot nordväst anstår här ytterligare minst 20 m Vemdalskvartsit, vilket maximalt tillåter en 25 till 30 m mäktig sekvens av kvarvarande skiffrar och kalkstenar. Sannolikt är denna mäktighet betydligt mindre.

De överskjutna bergarterna domineras av kvartsiter i de sydöstligare partierna av området. Mot nordväst täcks de massiva kvartsiterna av Moskiffer, en mörkt grön siltsten med inlagrade 15–30 cm stora linser av kalcit- och kiselcementerad sand. Nordväst om Åsarna påträffas denna enhet i ett nedveckat parti på Åsbergets nordostsluttning och längs skogsvägen mellan Stor-Hallen och Grossmyrbodarna vid p. 69547/14227. De här påträffade förekomsterna av Moskiffern tycks vara en utlöpare från skogsområdena nordväst om Tossåsen där enheten har en betydligt större utbredning (se s. 70.)

Området söder om Berg

Området omfattar höjderna mellan Hålen–Rörösjön–Storsjön i väster och Näckten i öster. Det begränsas mot söder av utliggarna Gårdberget och Kläppberget.

Regionen söder om Berg har ur geologisk synpunkt en enhetlig uppbyggnad. Urbergsunderlaget finns blottat runt förekomsterna av täckande sedimentbergarter, vilka alltså uppträder som isolerade fält eller utliggare. På flera ställen har kontakten mellan det kristallina underlaget och täckande kort- eller långtransporterade bergarter observerats. I flera temporära blottningar längs Gårdbergets västsida fanns kontakten mellan Rätangranit och överskjuten Vemdalskvartsit eller urberg blottad under 1970-talets första hälft. Inga tecken finns som tyder på att skiffrar skulle finnas anstående här. Den överskjutna kvartsiten är vanligtvis kraftigt knådad nära kontakten med underlaget, speciellt i kontakt med urberget. Enligt gjorda observationer vid Gårdberget är utbildning av gnuggbergart en femtedel av vad man exempelvis finner längs Glötesvalens östsida. Trots att inga direkta observationer av kontakten mellan den fasta och den transporterade berggrunden gjorts mellan Gårdberget och Östberg vågar man påstå att mellanliggande skiffrar saknas längs denna sträcka. Däremot visar blottningar som uppstod i samband med byggnationen av riksväg 81 att skiffer anstår vid Nytorp och i vägskärningar 300 till 600 m väster därom. Vid de tre observationspunkterna (18E 3g: 696520/143205, 696515/143201 och 696517/143195) täcker en 5–10 mm tjock krusta av pyrit och svart kambrisk skiffer den väl avjämnade urbergsytan. När täckande jord och skiffer avlägsnades blottades urbergsformer, som till utseendet starkt påminner om skärgårdsklippor. Kontakten ligger idag 360 m över havets nivå. I anslutning till blottningarna vid Skanderåsen/Nytorp finns inga täckande kvartsiter.

Flera blottningar av mörka kambriska skiffrar (Kläppeskiffer) förekommer vid vägen genom Skucku och Bingsta byar. Den nordligaste, med undantag av blottningarna vid väg 81, finns längs en privat väg som leder till gården Grubban. Sydost om denna förekommer skifferblottningar såväl vid branten 696460/143310 som vid 696415/143385. Vidare finns blottningar vid Österskuckubäcken och vid Bingstaknäppen under det övergivna kvartsitbrottet. Vid de senare lokalerna kan man notera att kontakten mellan det kristallina underlaget och Kläppeskiffern ligger på en höjd av 399 respektive 410 m ö.h. Se även fig. 5, s. 216 i Strömbergs del av beskrivningen.

Sydost om Bingstaknäppen har fast anstående Kläppeskiffer konstaterats vid området för kvartsitbrytning vid Storkallhögen, ca 8,5 km västnordväst om Gillhovs kyrka. I blottningarna och vid provborrning har kontakten mellan skiffrar och granit påträffats på en höjd av 520 m ö.h. Den största noterade mäktighetssiffran för Kläppeskiffern i Storkallhögen är 7,2 m. Skiffern är ställvis kraftigt pressad. Kläppeskiffern består i Bingstaområdet av tre färgmässigt skilda delar. Underst anstår en relativt tunn (< 2 m) svart del, som täcks av omkring 3,5 m grå lersten med ringa skiffrighet. Denna enhet täcks i sin tur av som mest 10.5 m svarta skiffrar. Mäktighetssiffran för den övre enheten är inte helt

reducerad till stratigrafiska mäktigheter utan innefattar vissa smärre repeterade skifferpartier. I den tektoniskt påverkade grå till svarta skiffern förekommer inlagringar av kalksten, dels som tunna bankar dels som linser. Kalkstenen är i ringa grad påverkad av rörelserna och de rester av kambriska djur som finns inneslutna i stenen är i de flesta fall utmärkt bevarade. I den bevarade skifferlagerföljden har fossil påträffats från zonerna med *Eccaparadoxides insularis* och *E. oelandicus f. pinus* samt lokalt från zonerna med *Ptychagnostus gibbus* och *Tomagnostus fissus*.

Områdets överskjutna berggrund består till en dominerande del av Vemdalskvartsit. I vissa områden påträffas sammanhållna kroppar eller uppbrutna skivor av porfyr. Den största kroppen anstår i basen av den överskjutna enheten i Gårdbergets sydvästsida (695390/143190). Porfyrkroppens mäktighet har uppmätts till 9 m. Betydligt tunnare, som mest 2 m mäktiga plattor av samma bergart har påträffats vid Österskucku. Blottningarna ligger i anslutning till den gamla byvägen vid punkt 696380/143390 och vid 696355/143402. Berggrunden är här uppbyggd av ett mindre än 8 m mäktigt parti av porfyr med pålagrad Vemdalskvartsit. Detta parti har imbrikerats och ligger taktegelformat i den lilla höjden i Österskucku. På grund av att packens begränsning mot den täckande enheten i alla observerade fall är tektonisk kan inga slutsatser dras om kvartsitens ursprungliga mäktighet. Kvartsitens största totala mäktighet överstiger på vissa ställen 50 m som vid Gårdberget och i Edsåsberget.

Förekomsten av Kläppeskiffer vid Storkallhögen och Lillkallhögen tillhör de rester av korttransporterad berggrund, som ligger längst bort ifrån bergskedjans tänkta kärnområde.

Hoverberget—Mo

Hoverberget utgör såväl ett märkligt naturmonument som ett iögonfallande inslag i landskapet. Bergets geologiska uppbyggnad hänger intimt samman med de geologiska förhållandena väster och nordväst därom och hela området behandlas här tillsammans.

Hoverberget (plansch I–III, ss. 67–69), liksom bergen vid Skucku och Bingsta, utgör en utliggare av såväl rotfast som transporterad sedimentär berggrund på ett urbergsunderlag. Ljusa graniter av Revsund-typ med basiska inslag finns blottade norr, öster och söder om berget. Däremot saknas direkta observationer av det kristallina underlaget väster om berget. Genom att bedöma den subkambriska ytans höjdläge inom det aktuella området kan man med relativt stor säkerhet påstå att de överlagrande sedimentbergarterna i berget inte hänger samman med motsvarigheterna västerut.

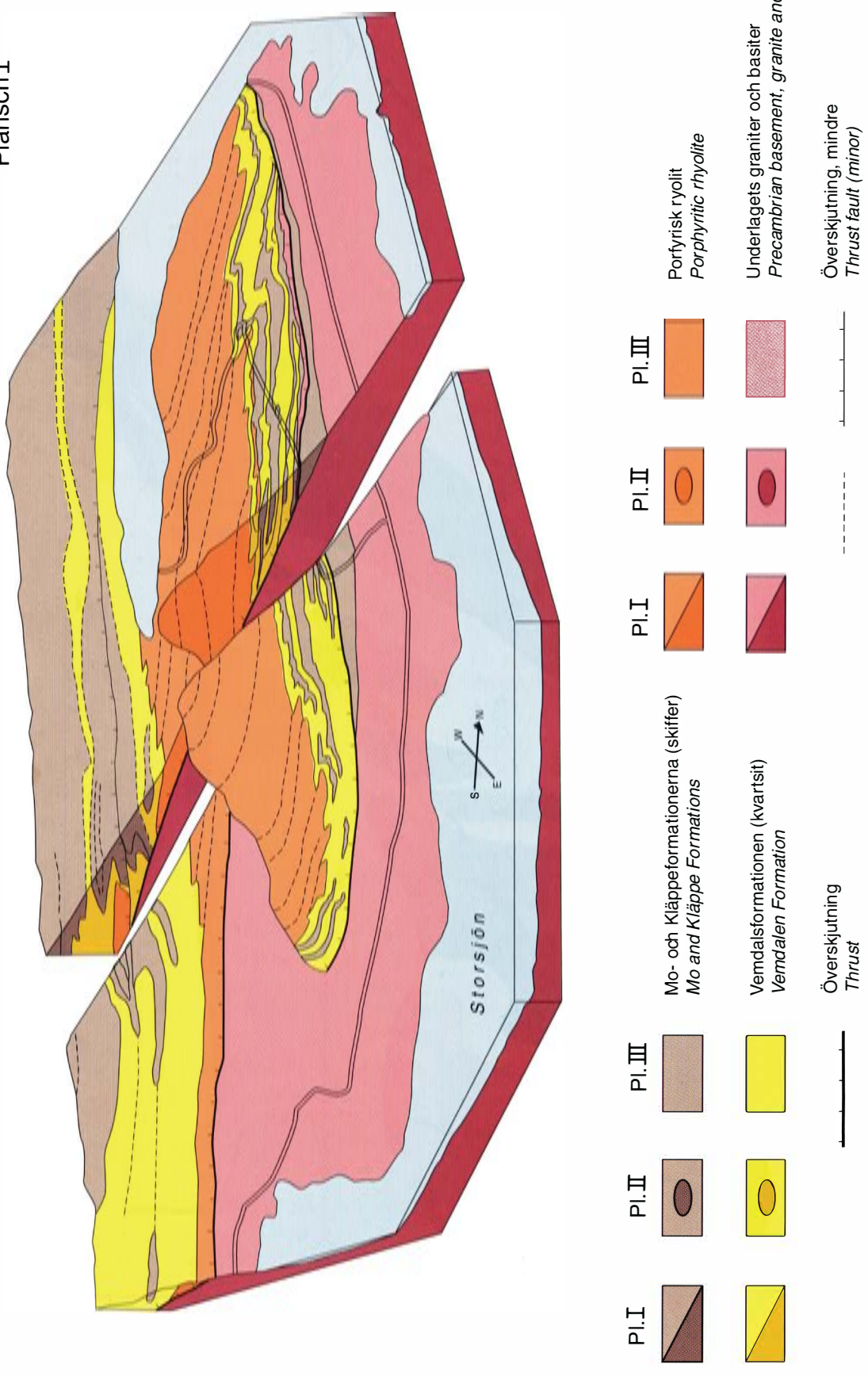
Mellan det kristallina underlaget och den stora, långtransporterade massan finns en kil av kambriska sedimentbergarter. Det understa partiet är uppbyggt av vittringsmaterial, grus och sand, som cementerats av kalciumkarbonat. Enheten är vid bergets nordspets omkring 1 m mäktig och i norra Vattviken, längs vägen som leder till bergets topp, 0,3 m. I norr har endast en tunn täckande skiffer påvisats mellan bottenbildningen och överskjutningsplanet. Den senare lokalen innehåller 5,2 m Kläppeskiffer av mellankambrisk ålder. Endast den understa etagen av mellankambrium är här påvisad med fossil. Vid bergets sydliga ände finns inga tecken på att sedimentbergarter bevarats mellan urberget och den överskjuten huvudmassan i berget. Mäktiga kvartära bildningar hindrar observationer av kontakten mellan rotfast och icke rotfast berggrund vid Hoverbergets fot väster om Berg.

Hoverberget är till en dominerande del uppbyggd av överskjutna porfyrer. I sitt ursprungsläge längre mot nordväst har porfyrerna och angränsande graniter av Revsundstyp varit täckta dels av sand, som omvandlats till ljusa eller mörkt blåsvarta kvartsiter av Vemdalstyp, dels av yngre silt- och lersediment, som bildat Mo- och Kläppeskiffer. Skivor av såväl urbergets bergarter som de pålagrade har vid bergskedjebildningen veckats samman i berget. Urbergsinslaget i den understa skivan utgörs av granit, i överliggande av porfyr. De fem understa överskjutna paketen innehåller kvartsiter och svarta skiffrar, medan ett okänt antal i bergets högsta parti uppbyggs enbart av porfyrer. Skifferinslaget i Hoverbergets skollberggrund utgör kärnan i varje sammanveckad underenhet. Skiffern i det mellersta sammanveckade partiet har daterats genom fynd av fossil i några av de kalkstenslinser som påträffats där. Såväl den mellankambriska etagen med *Paradoxides paradoxissimus* som den överkambriska zonen med *Olenus* och *Agnostus obesus* (subz. m. *O. wahlenbergi*) har påvisats.

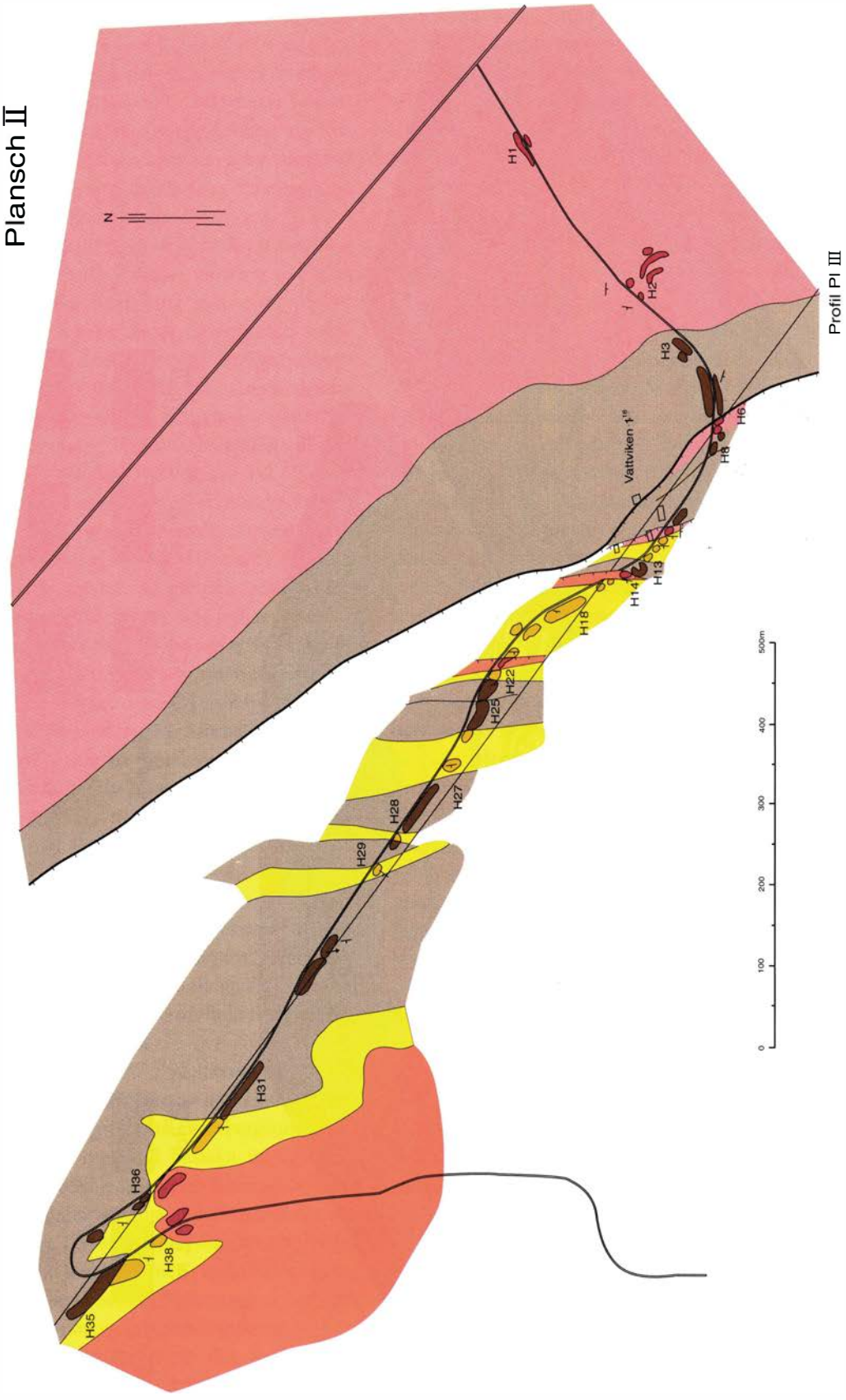
Av de fem understa skivorna innehåller tre såväl en rättvänd undre som en inverterad övre del. Denna uppbyggnad gäller även de täckande packarna av porfyr. Tack vare att porfyrerna innehåller bäddar med graderad lagring, kan man genom bevarade avsättningsstrukturer konstatera att även dessa partier uppträder kraftigt sammanveckade. Mellan varje tektonisk enhet i berget finns markanta glidplan, som genom sin struktur bildar svaghetszoner i berggrunden. På grund av att dessa plan i bergets övre och västra partier är brantställda och att den senaste årmiljonens erosion tagit bort en del av bergets stöd i väster förefaller en viss tillbakaglidning av de undre delarna av berget och därmed sammanhängande grottbildning kunnat ske där.

De östligaste påträffade blottningarna av berggrunden mellan Hoverberg och Mo finns i anslutning till väg 321 vid 696870/142810 och ett femtiotal meter norrut. Där anstår Vemdalskvartsit, som är ljust grågul med underordnade inslag av mörka partier. Den blottade mäktigheten är knappa tre meter. Inga inslag av porfyr eller andra kristallina bergarter har påträffats i anslutning till Vemdalsenheten här eller

Plansch I

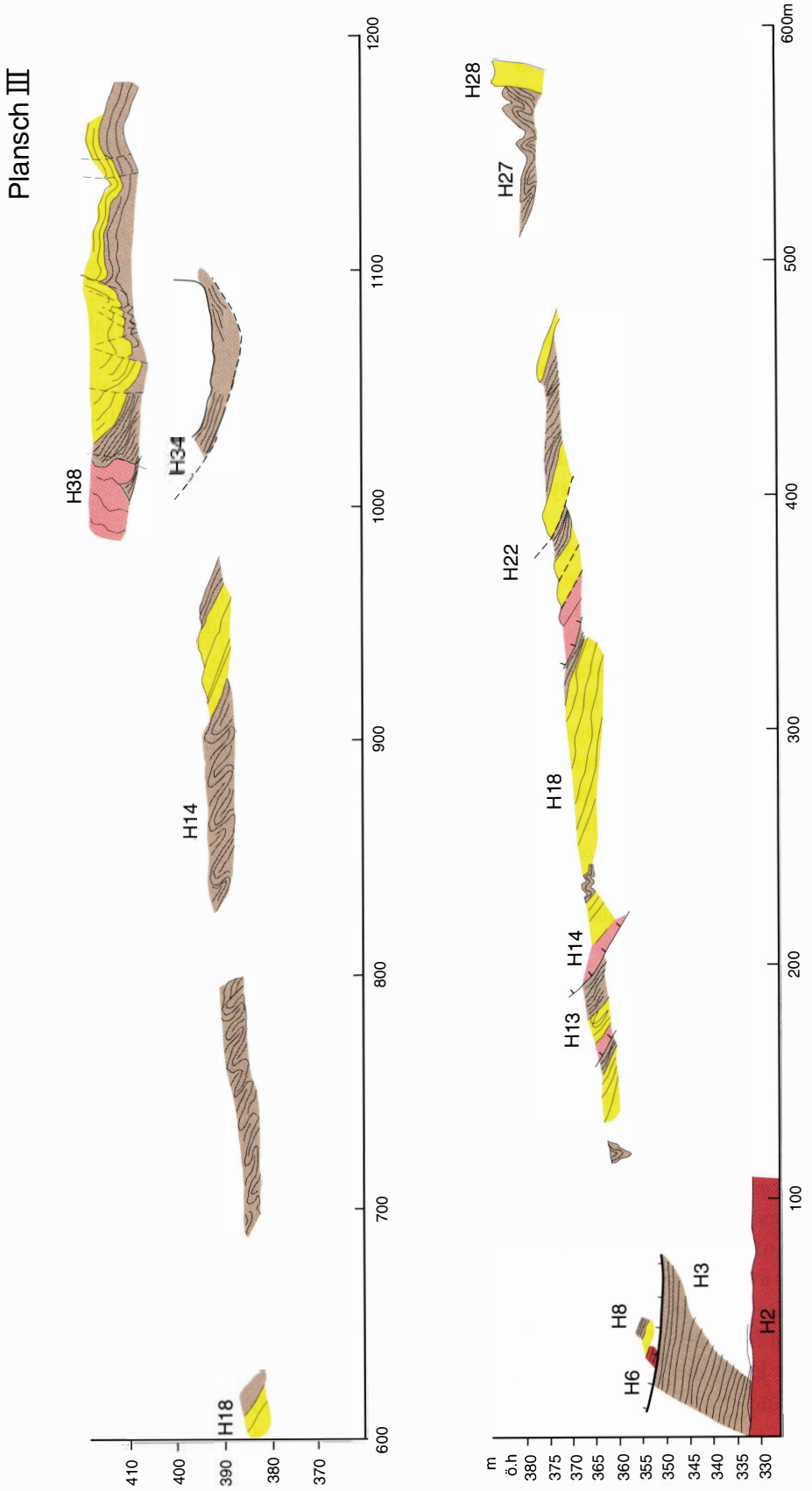

Storsjön
N
W
E
S
Pl. I
Pl. II
Pl. III
Mo- och Kläppeformationerna (skiffer)
Mo and Kläppe Formations
Vemdalsformationen (kvartsit)
Vemdalen Formation
Överskjutning
Thrust
Porfyrisk ryolit
Porphyritic rhyolite
Underlagets graniter och basiter
Precambrian basement, granite and gabbro
Överskjutning, mindre
Thrust fault (minor)

Plansch II



Profil Pl III

Plansch III


H38
H34
H14
H18
410
400
390
380
370
600
700
800
900
1000
1100
1200
H28
H27
H22
H18
H14
H13
H8
H6
H3
H2
m ö.h
380
375
370
365
360
355
350
345
340
335
330
100
200
300
400
500
600m

nära Mo- och Kläppeskiffrarna vid Vigge. Rimligen har Hoverbergets porfyrer överlagrats av tunna kvartsiter samt skiffrar, vilka genom sin ringa motståndskraft mot nötning och borttransport skapat vissa förutsättningar för den skarpa relief berget idag har. Norr om kvartsitblottningen vid vägen, i Östervigge och Vigge byar, har ett tiotal större och mindre blottningar av berggrunden påträffats. De visar att berggrunden byggs upp av Mo- och Kläppeskiffer. Den senare påträffas i isoklinalt veckade enheter med begränsad geografisk utbredning som exempelvis vid 69708/14277. I en grävning påträffades här Kläppeskiffer representerande zonerna med *Olenus* och *Agnostus obesus* samt *Parabolina spinulosa.*

Moskiffern dominerar områdets ytberggrund. Lättillgängliga blottningar finns vid 696970/142773 och vid 697055/142755.

Den blottade berggrunden mellan byarna Vigge och Mo består av Moskiffer. Blottningsgraden är låg och tolkningen därför osäker, men inga drag i landskapets topografi antyder närvaron av hårdare bergarter.

I Mo möter Kläppeskiffer i anslutning till Moskiffern. Ett flertal blottningar i den svarta skiffern finns i anslutning till schaktningar och vägar, exempelvis vid 697150/142502, 697200/142502 och 697157/142575. Såväl den undre och mellersta delen av mellankambrium som en stor del av den överkambriska delen av lagerföljden har fastlagts med hjälp av fossil. Det är speciellt värt att notera utbildningen av zonen med *Parabolina spinulosa & Orusia lenticularis,* som här representeras enbart genom den senare i en ljust grå kalksten samt att lager motsvarande underzonen med *Ctenopyge linnarssoni* i zonen med *Peltura scarabaeoides* påträffats vid 697200/ 142502.

I södra delen av byn Mo finns flera vägblottningar genom gränslagren Moskiffer/ Kläppeskiffer och trots att blottningarnas kvalitet ändras från år till år får dessa skärningar betraktas som typsektion för den aktuella gränsen.

Moskiffer med inslag av kalksandstenslager eller -linser finns blottad även i Högåns och Lillåns brinkar i byns nordvästra del. I några av de påträffade kalksandstenslinserna finns rester av svarta, rörformade fossil. De tillhör sannolikt den underkambriska formen *Torellella laevigata.*

Norr om Mo, i Hovermoåns lopp och i anslutande blottningar, anstår Vemdalskvartsit med underordnade skifferinslag. Kvartsiten utgör underlaget till de yngre lagren mot söder. Endast grova uppskattningar av enheternas mäktigheter har kunnat göras. Vemdalskvartsiten når i Hovermoåns lopp mer än 25 m, Moskiffern mer än 30 m och Kläppeskiffern omkring 20 m. Dessa siffror har lokalt mer än fördubblats genom veckning och uppskjutning.

Hovermo – Västnår – Älven

Berggrundens uppbyggnad inom det triangelformade området mellan Hovermoåns utlopp, Västnåråns och byarna Öster- och Väster-Älven utgör en fortsättning på den i trakterna av Mo. Området domineras av överskjutna enheter som i huvudsak uppbyggs av Vemdalskvartsit, men lokalt påträffas här även ordoviciska lager. Genom områdets norra del passerar den postulerade svaghetszon, som löper genom Mörsil och Berg och vidare mot sydost. Den ger sig tillkänna i berggrundens sammansättning genom att yngre bergartsled blir rikligare företrädda mot nordost och norr.

Den sekvens av Vemdalskvartsit, som påträffas i Hovermoåns nedre lopp och som bygger upp fallhuvudena vid Hovermo, vilar på Kläppeskiffer från en lägre tektonisk enhet. Denna skiffer är ställvis relativt ringa störd och fossilinnehållet är väl bevarat i några av de påträffade kalkstenslinserna. De yngsta påträffade lagren tillhör den överkambriska zonen med *Eurycare & Leptoplastus.*

Vemdalskvartsiten vid Hovermo kan följas utan mera omfattande luckor till nordostsluttningen av höjden vid Kövra by. Kvartsiten är i de östliga partierna ljust gul till grågul och massiv med få inslag av skiffriga enheter. Förekomsten av den överlagrande Moskiffern ökar mot väster. På flera platser, exempelvis i Kövra by vid 69790/14252, påträffas inveckade enheter av kambrisk Kläppeskiffer och ordovicisk Isökalksten. Enheternas mäktigheter är ringa och de uppvisar tecken på kraftig tektonisk påverkan. Den största påträffade mäktigheten är för de båda enheterna tillsammans omkring 20 m.

Ovikenområdet

Området omfattar Myssjöhalvön, Svensåsen, Oviken och Åbbåsen i södra Storsjöregionen. Berggrundens uppbyggnad domineras här av de mörka till koliga Kläppeskiffrarna, som man möter i flera olika utbildningar. Förutom Kläppeskiffern som enligt data från påträffade skärningar och ett stort antal borrningar enbart är av kambrisk ålder, finner man ordoviciska kalkstenar och skiffrar i områdets centrala del. En förklaring till den stora variationen i främst den kambriska utbildningen finner man i den tektoniska uppbyggnaden som visar att ett flertal element med geografiskt skilda ursprung har staplats på varandra i en komplicerad skollbyggnad.

På den sydligaste udden av Myssjöhalvön finns en relativt litet störd lagerföljd av mörkt grå till svart Kläppeskiffer, som i såväl uppträdande som stratigrafisk omfattning väl överensstämmer med den undre profilen i vägen till toppstugan på Hoverberget, dvs. omkring fem meter av den undre mellankambriska skiffern från trilobitzonen med *Eccaparadoxides pinus.* Skiffern ligger relativt flackt stupande omkring 15° mot NNV. Vid lågvatten går skiffern att

följa ett femtiotal meter mot norr räknat från strandskärningen och en ökning av skifferns tektoniska påverkan kan tydligt observeras längs denna sträcka. Norr om den korttransporterade Kläppeskiffern påträffar man två tektoniska plattor med en uppbyggnad som vid Hoverberget. Den undre består av en porfyr med pålagrad Vemdalskvartsit, Kläppeskiffer och underordnad tunn ordovicisk kalksten, den därpå följande av Vemdalskvartsit och Kläppeskiffer. Den senare tektoniska enheten kan följas i en serie strandskärningar till området nordväst om Myssjö kapell.

På Funäsudden på halvöns östsida uppträder i strandzonen efter vissa is- och vattenförhållande en omfattande profil i överkambrisk Kläppeskiffer. Profilen har provtagits och beskrivits bl.a. av Westergård (1922), som där fann en rik trilobitfauna i undre och mellersta överkambrium. Vissa perioder täcks profilen helt av strandklapper. Utbildningen vid Funäs är mycket lik den man finner i Kläppeskifferns östliga utbredningsområde, med en relativt tunn överkambrisk del rik på fossilförande kalkstenslinser.

Kläppeskiffern kan vid lågvatten spåras mot väster på sjöns botten. Ett mindre än 100 m brett icke blottat parti skiljer fram till en liten udde, som byggs upp av mellankambrisk Kläppeskiffer i en typ av utbildning som är klart skild från den på södra delen av halvön. I skiffern uppträder upp till 0,6 m mäktiga bankar eller stora linser av kalcitcementerad mörkt grå metasiltsten med kvartsitiskt utseende. Lagren innehåller fragment av trilobiter, främst huvuddelar av släktet *Paradoxides*, vilket visar att lagren är något yngre än de på Myssjöhalvöns södra udde.

Mot norr påträffar man även ordoviciska kalkstenar i något av de tektoniskt sammanveckade partier som bygger upp halvön. Det sydligaste, icke sammanhållna partiet av kalksten finner man söder om Sölvbacken.

De tektoniska packar som ingår i berggrunden har i huvudsak en nord–sydlig strykning, vilket förefaller vara knutet till den NNV–SSO-trend man finner på Storsjöarmens östsida vid Orrviken och Hara. Mot Ovikens gamla kyrka tilltar Kläppeskifferns mäktighet avsevärt på grund av tektonisk upprepning och mäktigheter omkring 200 m har registrerats i borrningar (Gee m.fl. 1982). Kläppeskiffer finns tillgänglig på flera ställen väster om Ovikens kyrka. I samband med omdragningen av vägen mellan Myrviken och bron över Sannsundet uppstod ett antal profiler i skiffern liksom i samband med travbanans byggnad i början av 1970-talet. På den senare lokalen påträffades några linsformade partier i den svarta skiffern som till det yttre hade kalkstenslinsens (orstenens) form men som byggdes upp av mjölkvita kvartskorn i storlek från grovsand till småsten. Sedimentet var nästan okonsoliderat. Denna typ av bildning har inte påträffats i andra tillgängliga Kläppeskiffrar.

Även i ytnära lager kan de storstrukturella dragen i berggrunden urskiljas i bergartsfördelningen. Väster om Ovikens kyrka framträder ett tydligt hak i landskapet. Det är betingat av övergången mellan en täckande ordovicisk kalksten och underliggande Kläppeskiffrar som tillsammans uppträder i en brant veckstruktur med östligt stupande skänkel (fig. 61). Mot veckstrukturens centrum vid Ovikens nya kyrka finner man en kärna av Andersöskiffer, som sammanveckad inte överstiger 8 m mäktighet. Synformen är orienterad nära nord–syd. Mot öster är antalet blottningar i berggrunden begränsat, men några små i Kläppeskiffer vid vägen till Dillne antyder att berggrunden där är uppåtveckad.

Nord–sydmönstret i den tektoniska uppbyggnaden är tydlig även norr om Oviken mot Åbbåsen och Vattjom. Även här finner man markanta ändringar i berggrundens sammansättning i öst–västlig riktning inom mycket korta avstånd. Ett flertal plattor av Vemdalskvartsit, Kläppeskiffer och ordovicisk kalksten uppträder sammanpressade mellan Borgen och Åbbåsen.

Kläppeskifferns stratigrafiska omfattning är mest omfattande vid Funäs, där man finner partier från mellersta mellankambrium till mellersta överkambrium. I överkambrium har zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus & A. obesus, Parabolina spinulosa, Leptoplastus (& Eurycare), Protopel-*

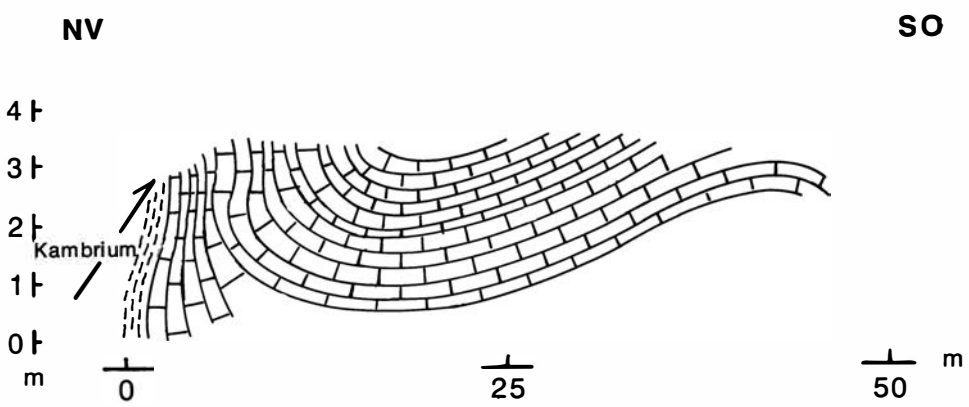


Fig. 61 Oviken. Sektion V–O. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Oviken. Section W–E. Geological structure (simplified).

tura praecursor och *Peltura minor* påträffats. I övriga undersökta sektioner i områdets Kläppeskiffer dominerar de mellankambriska lagren helt. Fossilförande överkambrium påträffades vid vägbygget i västra sluttningen väster om Ovikens kyrka samt vid Ovikens travbana.

I den övre delen av västra sluttningen vid Oviken finns övergången mellan den kambriska Kläppeskiffern och den ordoviciska kalkstenen. Övergången är påverkad tektoniskt. Övergångslagren består av en tät, mörkt grå till svart, siltig kalksten med inslag av pyrit. Utbildningen har inte observerats i andra områden. Vissa fynd av fossilfragment antyder att lagren kan motsvara nivån med Ceratopyge-kalksten i understa ordovicium, men bergarten är annorlunda utbildad än eventuella motsvarigheter mot nordväst vid Iffelnäs–Låsböle. Berggrundens uppbyggnad i övre delen av sluttningen vid Oviken framgår av figur 61.

Området Hallom – Myrviken – Billsåsen

Området sträcker sig från Storsjön/Myrviken i öster till begränsningen mot Mörsil–Berg-zonen i väster och till Billsåsen och Myrviken i norr. Berggrunden är här uppbyggd av flera paket av överskjutna bergarter, vilka stratigrafiskt omfattar avsnittet Vemdalskvartsit till Isökalksten. På flera lokaler längs Myrvikens västra strand påträffas fossilförande och föga störd Kläppeskiffer. Den mest omfattande finns i anslutning till Västnåråns utlopp. De yngsta fossildaterade lagren tillhör zonen med *Peltura minor*. Kläppeskiffern i denna tektoniska enhet kan följas söderut till dalen söder om Halloms by.

Den korttransporterade Kläppeskiffern täcks av Vemdalskvartsiter, Mo- och Kläppeskiffrar och ordoviciska kalkstenar och skiffrar, vilka ingår i en sammanhållen tektonisk enhet möjlig att följa västerut till byn Älven. Kvartsiten varierar kraftigt i mäktighet. Inom begränsade områden som vid Hallom och vid Västnår uppgår den stratigrafiska mäktigheten till mer än 30 m medan motsvarande mäktigheter vid Hanabacken, Myrviken och Namn är mindre än 10 m. Ännu mera uttalat är detta förhållande vid Kinderåsen och Fjösåsen. Där uppgår motsvarande mäktigheter till minst 50 m. Kvartsiten är dessutom sammanveckad och repeterad. Den största absoluta kvartsitmäktigheten som dokumenterats i området överstiger 150 m (Gee et al. 1981). Det framgår vidare (op. cit.) att kvartsitens mäktighet avtar i ostlig riktning, vilket delvis bekräftas av fältobservationer.

Vemdalskvartsiten i Myrvikentrakten är till övervägande del finkornig och ljus till mörkt blå. Vid Myrviken har en mörk konglomeratisk varietet påträffats vid 698835/142568. Bildningen är som mest 0,5 m mäktig och utgör det översta partiet i kvartsitenheten. Den överlagras av Moskiffer, som i sin basala del här innehåller tunna lager av kvartsit. Den största noterade mäktigheten hos Moskiffern inom området är 12 m som påträffats vid en grävning i anslutning till och väster om väg 321 i Myrvikens centrum.

Den svarta Kläppeskiffern utgör ett markant inslag i områdets berggrund. Över och i anslutning till den tidigare berörda överskjutningen är enheten vanligen kraftigt veckad och pressad. I flera blottningar, speciellt i anslutning till kompetentare enheter saknar enheten praktiskt taget helt skifferstruktur, medan man lokalt, som vid Gisselfors, finner enheten relativt intakt och med välbevarat fossilinnehåll. Fossilbelägg för de undre delarna av mellankambrium saknas men detta stratigrafiska avsnitt representeras med stor sannolikhet av en mörk, siltig skiffer med inlagringar av mörka kvartsitbankar. Liknande lager har fossildaterats på Myssjöhalvön och vid Funäs (s. 71) samt i borrningar i området (Bergström i Gee et al. 1981). Fossil tillhörande mellersta och övre mellankambrium har påträffats på flera lokaler, bland annat vid Häggen, Gisselfors och Klockarbacken. Vid Gisselfors har de mellankambriska zonerna med *Ptychagnostus gibbus, Tomagnostus fissus & Ptychagnostus atavus, Ptychagnostus lundgreni, Solenopleura brachymetopa* samt *Lejopyge laevigata* påvisats. Sektionerna i anslutning till strömfåran är således en av de mest välrepresente-

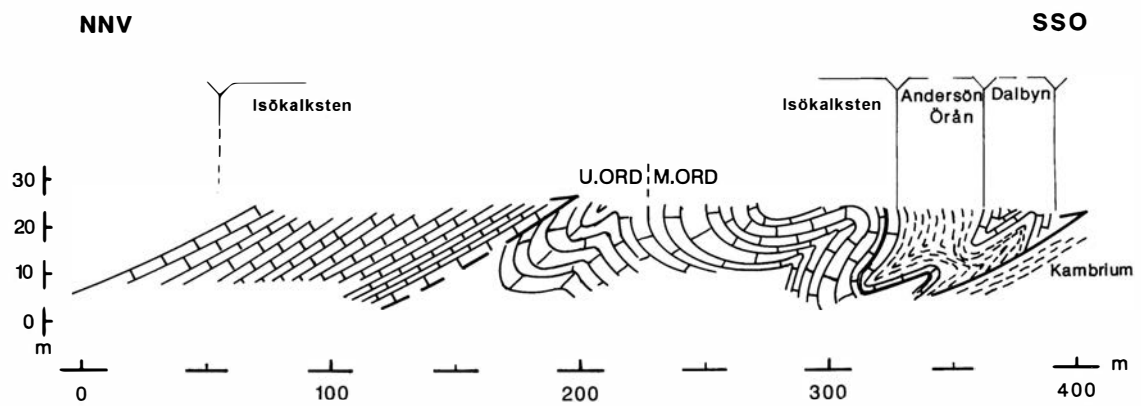


Fig. 62. Borgen. Sektion NO–SV. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Borgen. Geological structure (simplified).

rade vad gäller mellamkambriska fossilzoner. Även de överkambriska lagren innehåller rikligt med kalkstenslinser, som vanligen innehåller välbevarade fossil. Flera blottningar, från vägskärningarna vid norra delen av Halloms by (698265/142545) till blottningarna vid Gisselåsen, Gisselfors, Hällne och Namn har överkambriska lager fossilbelagts.

Månsåsen – Marby – Trappnäs samt Utöarna

Den ytnära berggrunden i området Månsåsen–Marby–Trappnäs och på Utöarna, liksom i det söder om liggande, domineras av ordoviciska kalkstenar tillhörande Isöenheten. I kalkstenarna påträffas underordnade inslag av bergartstyper, som är vanligare västerut. Området, tillsammans med det väster om liggande Kusböle–Höla–Hallen–Mattmar, innefattar övergången mellan plattforms- och rampfacies.

De äldsta påträffade bergartsenheterna inom området utgörs av Östbergsporfyrer. Porfyren finns tektoniskt medbringad i sekvensen av Vemdalskvartsiter, Moskiffrar och Kläppeskiffrar, som påträffas norr om Marby. Enheterna ingår i överskjutna skollpartier, som löper i nordnordväst–sydsydostlig riktning. Lagren i enheterna stupar dock relativt brant, omkring 45° mot nordväst.

Tunna kilar av urbergsmaterialet utgör det understa ledet i två angränsande tektoniska enheter vid punkt 700575/142136. Den uppmätta mäktigheten hos porfyren understiger 2 m. Överlagrande Vemdalskvartsit varierar i mäktighet från omkring 3 m i ovan berörda tektoniska plattor med porfyrer till mer än 30 m i den centrala delen av höjden vid Kläppe. Variationerna i mäktighet har sannolikt sina orsaker i såväl de lokala ström- och höjdförhållandena vid avsättningen av sedimenten som de tektoniska rörelserna i samband med bergskedjans bildning. Svackor i urbergsunderlaget har tagit emot betydligt större mäktigheter av sand än upphöjda partier. Rörelserna har nära nog fördubblat kvartsitens ursprungliga mäktighet i det högsta partiet vid Kläppe.

Vemdalskvartsiten vid Kläppe är litostratigrafiskt sett komplext uppbyggd. Den dominerande utbildningen, ljust gul till grågul, tät kvartsit påträffas längs Storsjöns strand från Marby till Moholmen. Mycket underordnade partier av skiffrig siltsten uppträder ställvis längs hela det blottade avsnittet. Siltstenen tilltar dock i mäktighet mot Kläppe och vid flera strandblottningar runt Kläppeviken når den skiffriga siltstenen en mäktighet av nära 4 m. Enheten intar enligt fossilfynd samma kronostratigrafiska nivå som Moskiffern. Uppbyggnaden av detta stratigrafiska avsnitt avviker dock i ett viktigt hänseende från den man finner i Moskifferns typområde. I skiffern vid Kläppeviken fingrar ett parti av den massiva Vemdalskvartsiten in (fig. 63). Denna övre kvartsit är mindre än 1 m mäktig i den stora sektionen vid Kläppe,

Fig. 63. Övre delen av Vemdalskvartsiten och övergången till Moformationen framgrävd i Kläppesektionen norr om Gärsta. I sektionen påträffas inte det konglomerat som anslår på udden ca 150 m mot öster (Asklund 1933) (19E 1e).

The transition from the Vemdalen Quartzite Fm. to the Mo Siltstone Fm. in an artificial exposure at Kläppe, north of Gärsta. In this section, the lower Cambrian Conglomerate, recorded some hundred metres to the east (Asklund 1933) is not present (19E 1e).

Fig. 64. Fosforitkonglomerat lagrat på Vemdalskvartsit i ett löst block påträffat nära Slandrom. Konglomeratet representerar den dominerande underkambriska transgressionen, medan kvartsiten, även den av möjlig kambrisk ålder, tillhör en regressionslagerföljd. Foto K.-E. Alnavik.

Conglomerate with phosphorite nodules as the transgressed sediment on an eroded Vemdalen Quartsite Fm. Both are probably of Early Cambrian age, the conglomerate representing the main transgressive phase of Early Cambrian. Sample from an erratic boulder collected at Slandrom.

men tilltar i mäktighet lateralt. Dess översta parti är påverkat av vittring och täcks i vissa blottningar av ett konglomerat med kvartsit- och siltstensbollar i en mörk, siltig-kalkig matrix. Enheten ersätts lokalt av en bollfattig motsvarighet. Bildningen har beskrivits av Asklund (1933). Ett antal fynd av fragmenterade små rörformade fossil, samt rapporterade fynd av trilobitfragment i såväl konglomeratets matrix som i en karbonatrik typ av bollar i konglomeratet antyder att lagren blev utbildade under tidigkambrisk tid. Konglomeratet överlagras av en gröngrå skiffrig siltsten, som dock saknar inslag av de för Moskiffern typiska sandiga till grusiga små linsformade kropparna. I den skiffriga siltstenen har inga fossil påträffats. Siltstenens undre begränsning är enligt de gjorda observationerna praktiskt taget ostörd av rörelser medan den övre begränsningen mot Kläppeskiffern i strandskärningen, där den lätt kan observeras, är tydligt tektonisk. Blottningar i den ljust gula till grå Vemdalskvartsiten påträffas även längs Storsjöstranden från Kläppe till sågverksplatsen i Järsta. Kvartsiten är liksom vid Kläppe åtföljd av tunnare eller mäktigare partier av gröngrå skiffrig siltsten.

Den överlagrande Kläppeskiffern har, trots tektonisk reduktion av dess mäktighet, en tjocklek som överstiger 15 m. Det är framför allt den undre delen av skiffern som påverkats av rörelserna och endast den övre delen av den mellankambriska delen finns påvisad med daterbara fossil. I strandsektionen vid Kläppe har zonerna med *Solenopleura (Jincella) brachymetopa, Lejopyge laevigata,* (mellankambrium) samt *Olenus & Agnostus obesus, Eurycare & Leptoplastus* och *Peltura minor* påträffats. Vidare har den överkambriska zonen med *Parabolina spinulosa & Orusia lenticularis* påvisats i en borrning vid Västanede (SGU, Marby 79001) och i vägskärningar i Svedje. På Moholmen har den basala ordoviciska (Tremadoc) svarta skiffern med kalkstenslinser innehållande fossilen *Peltocare norvegicum* påträffats. Det är ännu ej fastställt huruvida mellanliggande etablerade trilobitzoner saknas inom området eller om de på grund av låg blottningsgrad och brist på kalkstenslinser i avsnittet ännu återstår att upptäcka. Den kambriska skiffern har också påträffats i ett smalt stråk från Kläppevägkorset i Järsta (700380/142275) till sluttningen sydväst om Brunnslägden.

I den ordoviciska lagerföljdens understa del dominerar skiffrar; tremadociska Kläppeskiffrar till Töyenskiffer i Arenig med mellanliggande Ceratopyge- och Latorpskalksten. Dessa delar finns blottade endast på två lokaler i området, vid den branta vägkröken i Järsta (700370/142275) och i sektionen på Moholmens nordöstra sida. Töyenskiffern finns också blottad vid södra änden på den ostligaste av Utöarna. Mäktigheten hos de olika bergartsleden uppgår ungefärligen till 2 m (ordovicisk Kläppeskiffer), 0,7 m (Latorpskalksten) och 5 m (Töyenskiffer).

Berggrunden i ett mer än 1 km brett område från trakterna väster om Månsåsen över Svedje och till Marby–Järsta består av ordoviciska kalkstenar med underordnade inslag av terrigena sedimentbergarter. Stratigrafiskt omfattar kalkstenen avsnittet övre underordovicium och undre mellanordovicium. Kalkstenen når en största känd mäktighet av 43 m, som registrerats i borrningen SGU Marby 79002 (142369/700085), men den normalt påträffade mäktigheten understiger 30 m. Sannolikt har rörelserna i samband med bergskedjebildningen märkbart förändrat kalkstenens tjocklek i de fall den når mäktigheter över cirka 20 m, antingen genom att partier skurits bort eller att kalksten lagts till packen på ett sådant sätt att endast noggranna undersökningar kan påvisa upprepningen.

Kalkstenens större motståndskraft i förhållande till de

mjukare skiffrarna har skapat flera markanta drag i landskapet. Exempelvis bygger Isökalkstenen upp den höjdrygg, som löper från Berggårdsbodarna mot norr till trakterna omedelbart väster om Marby kyrka och vidare mot nordnordväst till Kläppeflon och som återkommer vid Trappnäs. Även på Utöarna anstår kalksten av äldre ordovicisk och mellanordovicisk ålder. Mäktigheten hos enheten uppgår i de flesta tillgängliga blottningarna till något mer än 20 m.

I samband med byggnationen av det nya partiet av väg 321 mellan Månsåsen och Järsta blottlades stora partier av berggrunden. Berggrundsskärningarna lämnade vädefulla upplysningar om hittills ej kända faciesvariationer i undre delen av den mellanordoviciska sekvensen. I en skärning i nordligaste Svedje by (700200/142363) påträffades två nivåer av turbiditer (grövre gråvackor och finkorniga skiffrar) skilda åt av 90–100 cm kalksten. Den undre turbiditsekvensen är i lokalen omkring 1,3 m mäktig och den övre understiger 1 m. De båda inslagen av gråvackor och skiffrar täcks av närmare 4 m kalksten. Den underlagrande kalkstenen innehåller fossil (trilobiter och cephalopoder), som i Brunflotrakten påträffas i Holenkalkstenen. Inga fossil har påträffats i turbiditsekvensen eller i den åtskiljande kalkstenspacken. Relationerna till de lager där fossil påträffats visar att turbiditsekvensen bör motsvara övre Holenkalkstenen i underordovicium eller möjligen den mellanordoviciska Segerstadsenheten i den östligare utbildningen.

I den yngsta påträffade delen av lagerföljden i Svedje- och Marbytrakterna förekommer bland annat trilobiter och ostrakoder, som visar att lagren tillkom under ett tidsavsnitt motsvarande Folkeslundakalkstenens utbildning i öster. På Utöarna överlagras den mellanordoviciska kalkstenen av Andersöskiffer, som på den mellersta av öarna når en mäktighet av 4,5 m. I de tillgängliga blottningarna innehåller skiffern inga kalkstensbankar utan endast kalkstenslinser, som i enhetens undre parti innehåller faunor motsvarande Övre Didymograptusskifferns i Skåne. (Hadding 1913). Inga inslag av siltiga, cykliskt uppträdande distala turbiditer av den typ som förekommer på Norderön har påträffats i skifferblottningarna på Utöarna.

Kusböle – Höla – Hallen – Mörsil samt Oviksfjällens nordostsida

Berggrunden i detta stora område vid och närmast öster om Oviksfjällen består till en helt dominerande del av turbiditer tillhörande undre och övre Föllingeformationerna. Fältets östra begränsning, som löper mellan Kusböle (18E 7c) och Höla (19E 1d), utgörs av övergången mellan Isökalkstenen och Föllingeenheten. Den västra begränsningen mot Oviksfjällen är en i kartbilden flikig pålagringskontakt, där porfyrer och Vemdalskvartsiter täcks av Kläppeskiffrar och Föllingeturbiditer. I norr begränsas området av Storsjön och Indalsälven.

Som framgår av figuren med sammanställningen av de litostratigrafiska enheterna (s. 11) ersätts plattformens karbonatrika sediment mot väster av allt mer dominerande inslag av kisel- och aluminiumrika tidsmässiga motsvarigheter. De senare består antingen genomgående av finkorniga avlagringar (skiffrar) eller av cykliskt upprepade växlingar mellan bäddar av grövre och finare sediment (gråvackor och skiffrar). Fältet mellan Kusböle och Höla utgör ett mycket viktigt delområde vad gäller tolkningen av förhållandet mellan plattforms- och rampfacies.

Detta fält innefattar även Marbyregionen och öarna nordost därom. Såväl skillnader/likheter som sambanden mellan den östliga och den västliga faciesutbildningen framgår tydligt av Isökalkstenens utbildning och utbredning dels längs Svartbodvägen (18E 9d) nordvästut från Möckelåsen (18E 9e) och Kläppe, dels, som ovan berörts, i området mellan Trappnäs och Höla.

Berggrunden uppträder i veckade och uppskjutna enheter. Varje enhet har en bredd av omkring 5 km i öst–västlig riktning, beräknat mellan områden där de basala delarna av lagerföljden uppträder, exempelvis från Järsta–Marby till Höla eller från Månsåsen till Möckelåsen. Områdena innehåller en kärna av Vemdalskvartsit eller Kläppeskiffer och utgör strukturella kulminationer med en brant östsida och en betydligt flackare västsida. Inga mera storskaliga överskjutningar har kunnat observeras i anslutning till dessa uppböjda partier.

Kontakten mellan det kristallina underlaget och de pålagrade sedimenten finns blottad i ett flertal tektoniska plattor längs Oviksfjällens nordostsida. Några av de mest kompletta och tillgängliga finns i Gräftåns dalgång, såväl i ravinen norr om bron över Gräftån, upp- och nedströms punkt 699380/140687, som vid Fjällsågen omkring 3,5 km nordnordost därom. De två sekvenserna tillhör två skilda men angränsande tektoniska enheter, som upprepar lagerföljden. I båda uppbyggs lagerföljden av en undre porfyr i såväl en roströd som en grågrön variant. Den överlagras av en lokalt relativt tunn Vemdalskvartsit som uppåt följs av Mo- och Kläppeskiffrarna.

Såväl porfyr som pålagrade bergarter är brantställda. Lagrens strykningsriktning sammanfaller i stort med Gräftåns lopp ned mot Fjällsågen och riktningen har bestämts av de relativt lätteroderade skiffrarna. Omkring 1 km väster därom växlar dock flodfåran i en skarp krök över till ett väst–östligt lopp som tvärar över lägre liggande tektoniska enheter. Passagen genom de mjukare partierna markeras i loppet genom avböjningar mot norr.

Sedimentbergarterna i Oviksfjällens östsluttning är kraftigt pressade genom överskjutningsrörelser. Inga fossilfynd har gjorts i Moskiffern. I Kläppeskifferns kalkstenslinser har fossil av såväl mellamkambrisk som yngre kambrisk ålder påträffats. Fossilfynden har gjorts dels i ravinen norr om

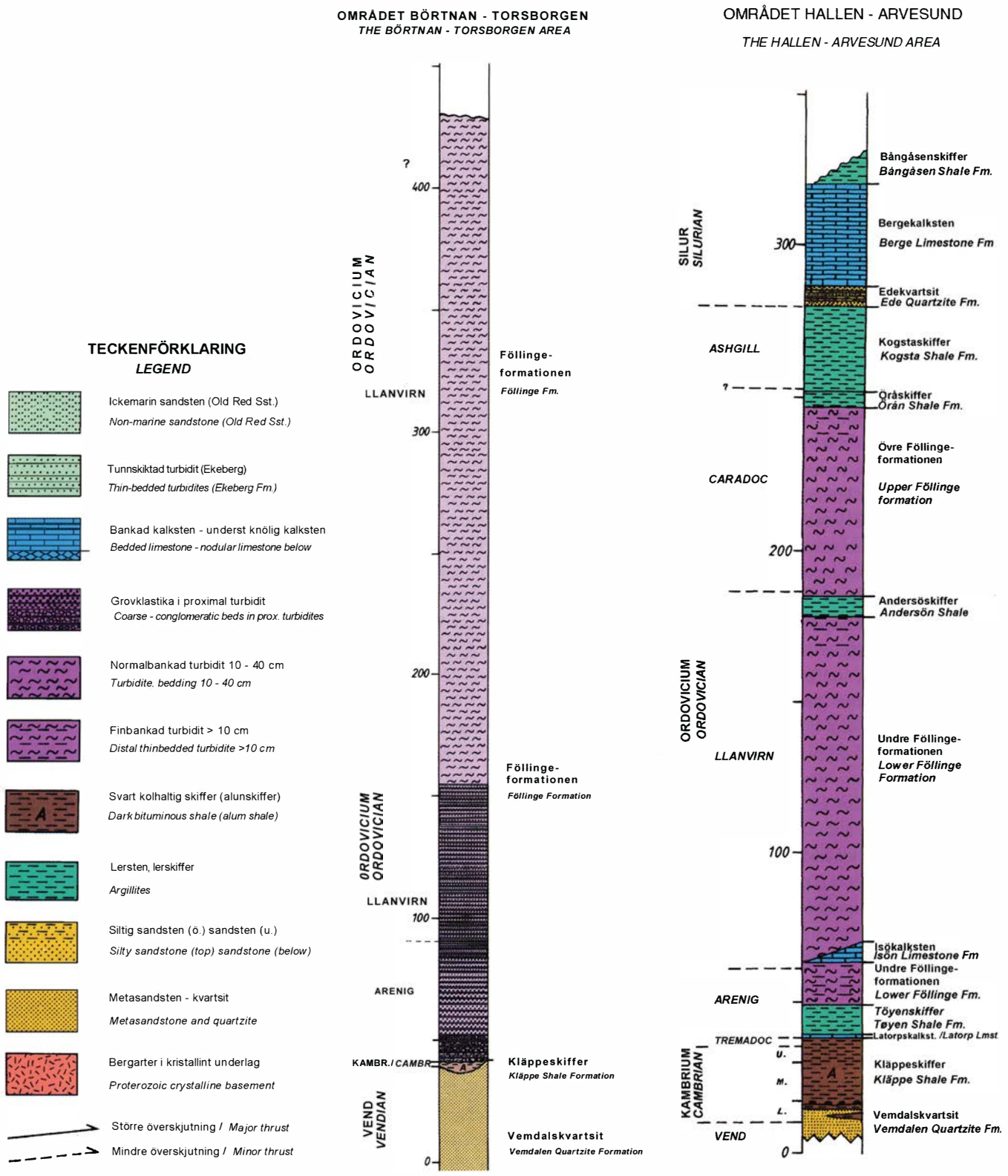


Fig. 65. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området vid Börtnan – Torsborg (18D SO) och Hallen-området (19E SV), samt teckenförklaring till sammanfattande profiler i det föregående och följande.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Börtnan – Torsborg area (18D SO) and Hallen area (19E SW). Legend for all similar stratigraphic summaries.

bron över Gräftån, dels omedelbart väster om Fjällsågen (endast mellankambrium) samt i ravinerna Djupdalen och Bastudalen på Österfjällets nordsluttning. I materialet från Gräftån finns zonerna med *Ptychagnostus gibbus*, *Hypagnostus parvifrons* (mellankambrium) och *Olenus & Agnostus obesus* (överkambrium) representerade. Även högre överkambriska enheter innehållande släktet *Peltura* förekommer, men fossilens bevaringstillstånd i detta avsnitt tillåter inte en noggrannare bestämning. På de övriga lokalerna i området där de mörka skiffrarna påträffats har inga bestämbara fossil hittats.

Kläppeskiffern överlagras här genomgående av Föllingeturbiditer. Kontakten mellan dessa enheter är i alla tillgängliga blottningar utbildad som en glidzon, vilket sammanhänger med den markanta skillnaden i kornstorlek (och kompetens) mellan den sandiga gråvackedominerade turbiditen och den mycket finkorniga skiffern. Detta har medfört att en rörelsezon utbildats mellan enheterna. Vid Fjällsågen och i Gräftåns dalgång söder därom är dock kontakten mellan enheterna störd endast i ringa omfattning.

Den ordoviciska sekvensen på Oviksfjällen har en mäktighet som understiger 100 m. Mäktigheten har i huvudsak reducerats genom en sen- och postpaleozoisk erosion av Föllingeenhetens övre delar. Vissa tecken tyder dock på att en erosionsfas infallit också under äldre ordovicisk tid, vilket lokalt ger sig tillkänna som en stratigrafisk lucka av varierande omfattning vid övergången mellan Kläppeskiffer och Föllingeenheten.

Kalksten, som är den dominerande faciestypen inom den ordoviciska lagerföljden i östligare lägen, påträffas i stråket Kusböle–Höla–Iffelnäs–Hammarnäs. I detta stråk har blottningar i kambriska Kläppeskiffrar och basala ordoviciska enheter påträffats endast vid Höla (700570/141695) och i en grävning för skogsbilväg omkring 75 m sydost om föregående punkt. Vidare har enheten påvisats i starkt vittrat tillstånd vid Möckelåsen, där dock inga fossil påträffats.

Kläppeskiffern vid Höla når stratigrafiskt upp till mellersta delen av zonen med *Peltura scarabaeoides* (subz. m. *Ctenopyge linnarssoni*) samt, ovan en omfattande stratigrafisk lucka, den ordoviciska zonen med *Platypeltoides incipiens*. Denna överlagras i sin tur av zonen med *Ceratopyge forficula* och *Euloma ornatum*. Dessa fossil har påträffats i en mörkt grå kalksten som överlagrar Kläppeskiffern. Detta är den enda lokal i Jämtland där denna association påträffats. Enheterna i Tremadoc är tunna. Zonen med *P. incipiens* varierar i mäktighet mellan 0,2 och 0,5 m och den yngre är omkring 0,3 m. Kalksten uppträder även i yngre partier av den ordoviciska lagerföljden. Den i tidigare avsnitt beskrivna Isökalkstenen vid Trappnäs har sina västligare motsvarigheter vid Iffelnäs, dels i vägen nära gården Iffelnäs (700606/141878), dels vid näset vid Västerbränna (700662/141674). I det förra fallet har kalkstenen en mäktighet av omkring 3 m medan den på näset är reducerad till mindre än 1 m. Kalkstenens ålder överensstämmer väl med den som konstaterats för motsvarigheten vid Svartbodvägen. Fossilinnehållet i kalkstenen och i de över- och underlagrande skiffrarna visar att kalkstenen motsvarar undre delen av Holenkalkstenen i plattformsfacies. Det är värt att notera att de kalkstenen näraliggande skiffrarna innehåller rester av skalbärande fossil som trilobiter, brachiopoder och cephalopoder associerade med en graptolitfauna.

Vid Möckelåsen uppträder Isökalkstenen i ett flertal blottningar. Kalkstenens mäktighet av nära 8 m är beräknad på observationer gjorda längs den västra vägen vid Välje upp till gårdarna vid Kläppe. Kalkstenen överlagras av en mindre än 1 m mäktig mörkgrå skiffer och relativt finkorniga Föllingeturbiditer. Lagren stupar här generellt mellan 20° och 35° mot nordväst och är i vissa partier repeterade genom smärre uppskjutningar. Kalksten av motsvarande ålder påträffas också i det västra vägdiket omkring 200 m nordväst om stickvägen till Väljesbodarna samt i två mindre skärningar längs stickvägen. Kalkstenens mäktighet är här 0,8 m respektive 1,0 m och under- och överlagras av finkorniga turbiditer. I skärningarna vid Svartbodvägen (699803/141750) har fossil, främst trilobiter, påträffats. Fynden visar att kalkstenen motsvarar understa delen av Holenenheten så som den är utbildad i östligare lägen.

I områdets västligare delar domineras berggrunden av Föllingeturbiditer. Bergarten är uppbyggd av fragment från tidigare avsatta sediment, som genom instabilitet rutschat utför en sluttning på havsbottnen. Denna process har upprepats ett stort antal gånger och skapat en cykliskt uppbyggd bergart av grövre till finare korn. Bergarten har tillkommit under upprepade korta pulser av sedimenttillförsel. Den avsevärda tidsrymd som enheten omfattar, representeras till en dominerande del av gränsytorna mellan de vid en tidpunkt senast avsatta finkorniga lagren och den påföljande grovkorniga delen av nästa sedimentpuls.

Hackås – Lillå – Näs – Sanne

Inga förekomster av underpaleozoisk berggrund har påträffats på Storsjöns östsida mellan Skanderåsen och Vikbäcken/Östnår. Kontakten mellan det kristallina underlaget och den underpaleozoiska berggrunden löper under Storsjöns yta mellan Storön och Matnäset norr om Hoverberg till kontakterna vid Billstaåns mynning och vägskärningarna längs väg 81 väster om Vågdrolet. Sannolikt har den nuvarande bergartsfördelningen uppstått under relativt sen tid bland annat på grund av den kraftiga påverkan från postglaciala dräneringsförlopp som området utsatts för. Området norr och nordost om Hackås är i dess relation till och tillsammans med Locknefältet ett av de områden som lämnat de viktigaste upplysningarna vad avser tolkningen av den östra

Fig. 66 a och b. Kläppeskiffer som ifyllnad i erosionsgropar preparerade ur det kristallina underlagets Revsundsgranit. Strandblottningar nära Billstaåns mynning, Hackås. I groparna kan ställvis pyrit förekomma mellan granit och skiffer till maximalt 15 mm mäktighet (18E 5g).

Infillings of Kläppe Shale in eroded pits of the pre-Cambrain surface of Revsund Granite. Exposure at the mouth of Billstaån near Hackås. In a few cases, a thin layer of pyrite, not exceeding 15 mm, was found separating the shale from the underlying granite (18E 5g).

Fig. 67. Översikt över hällområdet vid Billstaåns mynning. Figurerna 66 a och 66 b är begränsade utsnitt av ytan.

View of the exposed granite at the Billstaån mouth with patches of Kläppe Shale seen in Figs. 66 a and 66 b.

fjällberggrundens uppbyggnad. Detta gäller främst förhållandena mellan underlag och avlagrade sediment under kambrisk och ordovicisk tid och vittnesmålen de lämnar om dåtida avsättningsmiljöer. Den nederoderade och slipade urbergsytan, som utgör de underpaleozoiska lagrens underlag, finns blottad vid Billstaåns mynning i Storsjön (697895/143417) och i anslutning till väg 81 vid 697688/143482 samt vid några smärre temporära blottningar nära den senare. Urbergsytans former under de kambriska sedimenten uppvisar stora likheter med dem som vi idag i allmänhet ser

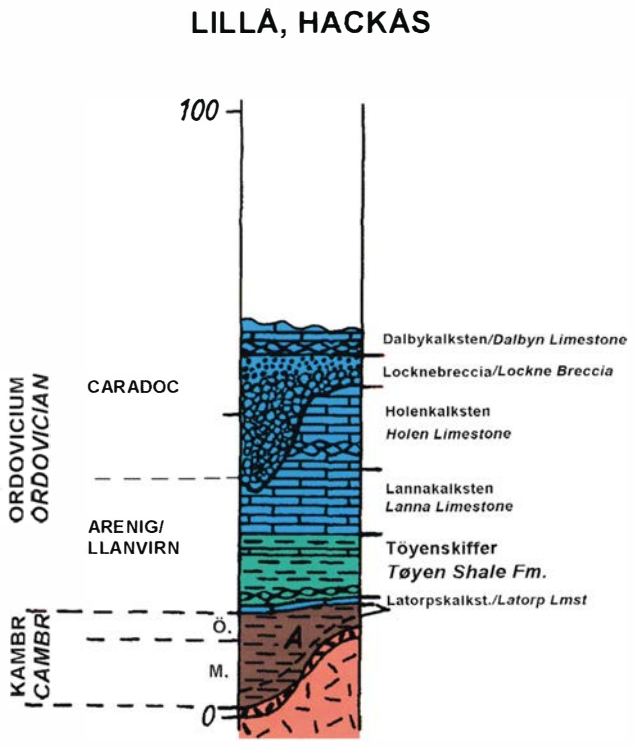


Fig. 68. Stratigrafisk profil i den underpaleozoiska lagerföljden vid Lillå, Hackås (18E 5h, 697892/143652), med tillgänglig kontakt mellan lagrad underordovicisk kalksten och Locknekonglomerat/-breccia. För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphy at the Lillå section near Hackås, where the contact between bedded Lower Ordovician limestone and the Lockne Conglomerate (L. Breccia) is exposed. (18E 5h, 697892/143652). For legend, see Fig. 65.

i landskapet och som skapats vid den senaste nedisningen. Mot väster påträffas i senprekambriska lager några bergartstyper, som tyder på glaciogent ursprung och det kan inte uteslutas att de former man påträffar under de kambriska sedimenten delvis har skapats genom påverkan av glaciärer.

Vid Lillå och sjön Målingen är pålagringsförhållandena mellan underlag och sediment kraftigt varierande. Tack vare ett flertal artificiella blottningar tillkomna under sen tid har det gått att få en god kontroll på dessa relationer. Normalt består den understa delen av sedimentpacken av lager motsvarande dem vid Billstaåns mynning, alltså en avjämnad granityta under en tunn arkos eller mörk skiffer. Den mörka skiffern av mellankambrisk och yngre kambrisk ålder tunnar ut lokalt mot öster och nordost och på vissa lokaler saknas de kambriska lagren helt i den starkt krympta lagerpacken. Sådana förhållanden påträffas bland annat vid södra Furunäs (697950/143690 och 697923/143695) samt i östra Lillå (697863/143724). På dessa lokaler har mellanordoviciska lager påträffats direkt på urbergsunderlaget. I övriga lägen mot väster där denna sekvens är tillgänglig påträffas en mer eller mindre tektoniskt påverkad skiffer ur en kambrisk lagerföljd. De mest kompletta profilerna genom kambrium finns vid Billstaåns nedre lopp, norr om Ävjan vid Lillå och i vägslänten vid Furunäs öster om Näcksta. Förekomsten av Kläppeskiffer vid Näs uppmärksammades tidigt. Vid sin resa 1685 noterade Hierne; ”... vid Nääs Kyrka och vid sjön Necten äro bergen allesammans fulla med Alunmalm. Berget har hetat tillförne Oljoberget ...”

Mäktigheten hos den undre delen av mellankambrium omfattande etagen med *Eccaparadoxides oelandicus* har uppmätts till mellan 7,5 m och 14,5 m. I en borrning, Näkten 78001, uppnår denna del omkring 20 m och även vid Våle (Näkten 78002) har motsvarande mäktighet registrerats. Det är inte klarlagt huruvida dessa mäktigheter delvis har tektoniska orsaker men sannolikt är en del av den kambriska sekvensen repeterad i kärnorna med tanke på att mäktigheterna av motsvarande lager i östliga ostörda lägen inte överstiger 12 m. De övre etagen av mellankambrium är representerade genom en skiffer med en mäktighet som understiger två meter. I områdets norra del, vid Våle, har en lös kalkstenslins innehållande *Hypagnostus parvifrons* ur det mellankambriska etagen med *Paradoxides paradoxissimus* påträffats. Vidare har zonen med *Solenopleura brachymetopa* ur etagen med *P. forchhammeri* påvisats med fossil. Den överlagrande zonen innehåller *Agnostus pisiformis* och tillhör således överkambrium. Skifferns överkambriska del innehåller talrika kalkstenslinser fördelade relativt jämt genom profilerna. På en nivå, inom zonerna med *Olenus* och undre delen av *Parabolina spinulosa*, är dock linserna tätt liggande och kan lokalt vara förenade till en sammanhängande bank. Kalkstenslinserna i skiffern är i allmänhet mycket fossilrika och stora mängder välbevarade fossil påträffas såväl längs Billstaån som vid Furunäs.

Den överkambriska delens översta parti innehåller fossil ur zonen med *Peltura minor*. De största registrerade mäktigheterna för hela den kambriska lagerföljden är 35 m. Även områdets ordoviciska lagerföljd, som domineras av karbonatrika bergarter, uppvisar utbildningar från mycket varierande avsättningsförhållanden. Variationen hänger samman med såväl regionala skillnader i den ursprungliga avsättningen som med erosion efter tillkomsten. De äldsta delarna omfattande lagren till och med Töyenskiffern är i stort likartat utbildade över hela området. Sekvensen vid vägkorsningen i Sanne (698469/143325) avviker dock i ett viktigt hänseende genom att den övre, ordoviciska delen av Kläppeenheten finns representerad genom knappt 1 m skiffer innehållande *Rhabdinopora* sp. Endast i de östligaste blottningarna upptäcker man den senare erosionsfasens kraftiga påverkan, som blir allt tydligare i lagerföljdens yngre partier. De yngsta kalkstenslagren som påvisats inom området anstår i en synklinal mellan Sanne och Kårgärde och förs stratigrafiskt till den mellanordoviciska Segerstadskalkstenen.

Locknefältet

Locknefältet faller inom kartbladet 18E NO och begränsas mot sydväst av Näckten till Ragnhildsnäset och Lerån (18E 6i). Den sydostliga begränsningen utgörs av erosionsbranten i de mjuka sedimenten och kontakten mot urberget från Lerån förbi Mon, Blekmyrsved, Klocksåsen, Berget, trakterna öster om Loke, Locknesjön, Lockne samt vidare mot nordväst mot Brunfloviken.

Områdets geologiska uppbyggnad är mycket komplex och geologernas intresse har under mer än ett decennium varit riktat mot de ovanliga bergartsassociationerna. Såväl lagrens stratigrafi som tektoniska uppbyggnad har tolkats på högst varierande sätt och flera modeller har presenterats. Wiman (1897, 1899), Högbom (1909, 1920), Frödin (1920), Asklund (1935), Thorslund 1940), Lindström et al. (1983), Simon (1987), Lindström et al. (1991) och Lindström (1994, 1998) har bidragit med modeller av områdets uppbyggnad och tillkomstsätt. Speciellt Thorslunds och Asklunds arbeten, som till en stor del grundats på observationer gjorda i Locknefältet, har bildat standard för behandlingen av såväl den bio-/kronostratigrafiska som den tektonostratigrafiska uppfattningen av stora delar av fjällkedjan. I det följande framhålls att de geologiska förhållandena i området är speciella och att generella slutsatser knappast går att dra utifrån Locknefältets geologi. De skilda tolkningarna belyses nedan i samband med de geologiska kommentarerna.

Stratigrafisk uppbyggnad

Den sedimentära berggrundens underlag utgörs i området av graniter eller förgnejsade graniter och vulkaniter, vilka lokalt är genomsatta av tunna diabaser. Underlaget stupar obetydligt mot nordväst. Ytan är mjukt avrundad och varierar i relativ höjd i de tillgängliga blottningarna ± 0,3 m. Kontakten i öster ligger på en nivå av omkring 345 m ö.h. På urberget har en tunn arkos lagrats. Arkosen är normalt tunnare än 0,5 m och är cementerad med mörkt grå till svart kalciumkarbonat. På en lokal vid bäcken 25 m nordost om vägkorset i byn Mon har fragment av små tublika fossil påträffats. Fragmenten tillhör sannolikt *Torellella lævigata* vilket tyder på att de understa lagren i området avsattes under äldre kambrisk tid. Arkosen avjämnar urbergsunderlagets ojämnheter och den relativt jämna överytan täcks av en omkring 20–30 m mäktig sekvens av mörka till svarta skiffrar tillhörande Kläppeskiffern. Skiffern domineras stratigrafiskt av mellankambriska enheter. I Mon överlagras arkosen av lager från äldre mellankambrium och den mellersta delen av etagen är endast omkring 0,5 m mäktig inklusive de konglomeratiska lager som lokalt förekommer mellan mellersta och övre kambrium. Den överkambriska delen är i skärningen vid gården Mon omkring 3,5 m mäktig och domineras av zonen med *Parabolina spinulosa & Orusia lenticularis*. Även zonerna med *Agnostus pisiformis* och *Olenus* har påvisats med fossil.

I sektionen vid Mon kan man på ett utmärkt sätt observera graden av tektonisk påverkan på skiffern. Små- och storskalig veckning, sekundär förskiffring, repetitioner m.m. tilltar markant uppåt i lagerföljden och vid kontakten mot den överlagrande kalkstenen förekommer nedveckningar av storleksordningen 4 m av kalksten in i det mjukare underlaget. Vid Mon intar veckaxlar och uppskjutningar riktningen N30°O–N40°O. Observerade veckaxlar stupar obetydligt mot sydväst.

Förhållandena vid Klocksåsen (18E 6i) skiljer sig i flera avseenden från dem vid Mon och i de få tillgängliga kambriska partierna öster om gården Blekmyrsved. Kontakten mellan urbergsunderlaget och de överlagrande kambriska lagren ligger enligt beräkningar på en nivå av 340–350 m ö.h. Den totala mäktigheten av kambriska lager vid Klocksåsen är omkring 50 m. Denna mäktighet är påvisad dels genom summering i Gravbäcksravinen och dels genom en vattenborrning, som utförts i en grävd brunn vid gården nära triangelpunkten i Klocksåsen. I den senare påvisades nästan 40 m inklusive den tidigare grävda mäktigheten. Skiffern är kraftigt sammanveckad och flera repetitioner kan beläggas biostratigrafiskt, framför allt i ravinen längs Gravbäcken nordöst om Klocksåsen. Den dominerande axelriktningen i lagrens veckning är N35°V, alltså nära nog vinkelrät mot riktningen vid Mon.

Kläppeskiffern omfattar stratigrafiskt de mellankambriska avsnitten *Eccaparadoxides oelandicus f. pinus* (15–20 m), *Paradoxides paradoxissimus*/z. m *Hypagnostus parvifrons* (endast block), *Paradoxides forchhammeri*/z. m *Solenopleura brachymetopa*, samt i överkambrium zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus* & *Agnostus obesus, Parabolina spinulosa* & *Orusia lenticularis, Protopeltura praecursor* samt *Peltura minor*. Den överkambriska delen har en sammanlagd mäktighet som understiger 10 m. Den översta delen av zonen med *Agnostus pisiformis,* zonen med *Olenus* & *A. obesus* samt understa delen av zonen med *Parabolina spinulosa* är lokalt utbildad som en sammanhängande bank av mörkt grå eller svart bituminös kalksten med ett markant inslag av grovkristallin kalcit. Denna typ av utbildning finns bland annat i avsnitt av vägprofilen sydväst om Klocksåsens by. På andra lokaler, exempelvis i Gravbäcksravinens övre del, är kalkstenen i samma avsnitt uppdelad i tätt liggande linsformade kroppar.

Kläppeskiffern överlagras i Klocksåsen av ordoviciska kalkstenar och skiffrar tillhörande avsnitten Latorpskalksten, Töyenskiffer och Lannakalksten samt ett konglomerat, som diskordant pålagrar enheter från urberget till mellanordoviciska kalkstenar. Vid Klocksåsen framgår med tydlighet den komplexa uppbyggnad som berggrunden har lokalt. Förutom den regelmässiga lagerföljden som beskrivs ovan,

kan man observera pålagringar av Locknekonglomerat/breccia på Revsundsgranit (30 m norr om gården Klocksåsen, (698484/ 144431)), och diabas i samma tektonostratigrafiska läge 100 m sydöst om gården. De tre förekomsterna av kristallin berggrund uppträder i onormala lägen. Vidare finner man Lannakalksten i mellersta delen av vägskärningen väster om och Holenkalksten i dalgången norr om gården. De berggrundsblottningar som är av speciell betydelse för den geologiska tolkningen kommenteras i det följande.

Förutom de blottningar av urberg, som på goda grunder kan anses inta autoktont läge och som påträffas sydöst om låglandet framför skifferbranten, påträffas också tektoniskt påverkade graniter på höjdryggen vid Klocksåsen. Förutom den ovan nämnda norr om huset påträffas ytterligare två skivor av grå granit, som ansluter till Töyenskiffer i gårdsplanens norra kant och omedelbart nordost om ladugården. I höjden 30 m längre mot nordost påträffas diabas av Åsbytyp i samma position. Skivor av samma mäktighet finns också omkring 200 m norr om gården i den slutna dalgångens nordöstra kant och i mäktigare sjok i höjdpartiet mellan gården och sjön Mörekullan. Den ovan berörda observationen 30 m norr om gården är speciellt värd att notera. Lagerföljden av granit med pålagrad Locknekonglomerat och Loftarsten till en sammanlagd mäktighet av cirka 2 m är inverterad. Sekvensen visar att konglomeratet och kalksandstenen avsatts direkt på urberget och att lagren av mellanordovicisk ålder varit förstenade innan de ryckts loss från sitt underlag och med överskjutningar förts till sitt nuvarande läge. Även på övriga högt belägna urbergsförekomster påträffas små fickor av arkos och mörka skiffrar, som båda sannolikt är av kambrisk ålder. Det kan därför anses kartlagt att de granit- och diabasförekomster, som påträffas i höjdlägen runt Klocksåsen är överskjutna och ursprungligen utgjort underlag till de sediment(bergarter), som de idag vilar på.

Under det senaste decenniet har Simon (1984) och Lindström et al. (1983) förklarat urbergsförekomsterna som olistoliter (kroppar av främmande berggrund) tillförda berggrunden genom utrutschningar av material från tektoniskt betingade bergsbranter, som uppkommit i områdets närhet. Förekomsterna har också knutits till astroblemet vid Lockne. Med tanke på att bildningen av Locknekonglomeratet och dess ekvivalenter är knutna till samma momentana händelse är det mindre troligt att urbergsflottarna med pålagrade och förstenade konglomerat och postkonglomeratiska arkoser har ingått i ett omvälvande händelseförlopp, som inträffar under ett kort händelsförlopp. Samma argument gäller även för liknande bergartsassociationer vid Storsved–Lappgrubban (Thorslund 1940) och höjdområdet vid gårdarna Berget, där vittrade graniter, arkoser och täckande dislokerade grå och brunröda Holenkalkstenar och yngre lager förekommer.

Berggrunden i höjdområdet mellan Sinnberg–Mon och dalgången mot Klocksåsen avviker i tektonostratigrafiskt hänseende markant från den i det egentliga Locknefältet. Den byggs upp av en stratigrafi, vars motsvarighet finns i Stengärde och Bjärme omkring 7 km mot nordnordväst. Den kambriska Kläppeskiffern är på grund av den ringa blottningsgraden ofullständigt dokumenterad, men det är klarlagt genom fossilfynd att de mellersta delarna av mellankambrium och överkambrium är mera omfattande representerade i Sinnberg och Fåkertrakten än vid förekomsterna vid Klocksåsen. Den ordoviciska lagerföljden är i Sinnberg–Mon uppbyggd av en omkring 1,5 m mäktig Latorpskalksten, som täcks av en mörk, nära 6 m mäktig Töyenskiffer som finns tillgänglig bland annat vid gården Günthers (698345/144121). Vid Mon är Töyenskiffern mer i överensstämmelse med den vid Klocksåsen, dvs. grå och knappt 4 m mäktig. Skiffern täcks av ordovicisk kalksten. I Mon och vid Klocksåsen är den relativt tunn. Erosion under den senaste istiden har nött bort lager yngre än de äldre ordoviciska (Lannakalksten) vid Mon och i utliggaren söder därom. Vid Klocksåsen är den ringa mäktigheten orsakad av den omfattande ordoviciska erosion som på vissa ställen lämnat delar av Lannakalkstenen, möjligen understa Holenkalkstenen eller äldre lager, kvar under konglomeratet. Det täcks av arkosisk Loftarsten och yngre ordoviciska rena eller leriga kalkstenar samt skiffrar.

Motsvarande tidsavsnitt, yngre än tiden för Töyenskifferns avsättning, är i Stenberg–Blekmyrsvedsfältets nordligaste del utbildad som en nära 100 m mäktig kalksten, vars olika delar kan observeras i smärre blottningar i skogsområdet från Günthers till myrområdet 500 m öster om Blekmyrsved. Kalkstenen är genomgående grå med regelbunden banktjocklek mellan 10 och 20 cm. På två nivåer bryts mönstret, dels av en knölig kalksten i underordoviciums övre del, dels av hämatitinkrusteringar av fossil i undre mellanordovicium. Det senare är påvisat endast genom blockfynd 500 m öster om Gäle. I sin övre del innehåller sekvensen vid Blekmyrsved den lerrika Dalbykalkstenen och den rena Slandromskalkstenen. Avståndet mellan tillgängliga delar av de två enheterna är omkring 6 m vilket med hänsyn tagen till lagrens stupning motsvarar nära 3 m av lagerföljden. Det är möjligt att den icke tillgängliga delen omfattar intervallet med Öråskiffern. Slandromskalkstenen täcks av Fjäcka- och Kogstaskiffer med en sammanlagd mäktighet av nära 15 m. Dessa lager stupar omkring 60° mot nordväst och med de yngsta lagren mot öster i inverterat läge. Sekvensen ingår alltså i en överskjuten enhet med den understa, östliga delen i form av ett brustet veck med inverterad brant skänkel. Den överskjutna berggrundens underlag utgörs av mellankambrisk skiffer, som tidigare fanns tillgänglig i en provgrop i branten 500 m öster om gården Blekmyrsved.

I trakterna nordväst om Klocksåsen påträffas en stratigrafi som i uppbyggnad motsvarar den i Brunflotrakten. I Åsan,

Gravbäcksravinens övre del och i branterna vid Kullstaberg finns lager blottade, som representerar övre Kläppeskiffern, Latorpkalkstenen, den gröngrå slamstensartade Töyenskiffern, Lanna-, Holen- och Segerstadskalkstenarna samt flera konglomerathorisonter, i basala Holen, i Segerstad (Kullstabergskonglomeratet, Larsson 1974) och Locknekonglomeratet. Det senare har en mycket stor areell utbredning i området mellan Kullstaberg och Skute och förekommer bland annat i de nedlagda stenbrotten öster om vägen mellan Skute och Åsan. Omkring 700 m norr om den senare gården finns blottningar av konglomeratfyllda fossila karstbildningar med karaktäristiska inkrusteringar av komplexa karbonater på de upp till tre meter höga vittringsväggarna (Simon 1987).

Vid Grubban (Lappgrubban) finns omfattande blottningar av berggrunden, dels efter järnvägen och i anslutning till den korsande vägen, dels i terrängen 200–500 m öster om gården. Längs järnvägen mellan Grubban och Tandsbyn och i höjden öster om gården anstår en tektoniskt påverkad granit med pålagrade ordoviciska sediment bestående av mellanordoviciska kalkstenar och konglomerat/Loftarsten, lokalt täckt av övre mellanordoviciska leriga grå till rena mörkgrå kalkstenar. Grundat på en sammanställning av observationer gjorda i skärningarna dels under 1930-talet (Thorslund 1940), dels efter breddningen av järnvägsbanken, kan man sluta sig till, att de pålagrande bergarterna är avsatta med tydlig onlap, dvs. yngre, täckande lager når längre in över underlaget till följd av ett ökat vattendjup och att urberget före avsättningen av den mellanordoviciska sekvensen antingen undgått pålagring av kambriska och ordoviciska sediment eller att redan avsatta eroderats bort. Några av de urbergskullar Thorslund (op. cit.) markerat som rotfasta har visat sig vara dislokerade och ligga över antingen pressat urberg eller yngre sedimentär berggrund. Den blottning av kambriska skiffrar som av Thorslund markerats i anslutning till Ynntjärnsbäcken har inte kunnat verifieras.

Utbildningen vid Grubban av det yngre mellanordoviciska tidsavsnittet är nära nog identisk med den vid Målingen, där dock den rena, mörkgrå Dalbykalkstenen saknas. Det är också väsentligt att notera att lokalerna vid Grubban är belägna mellan 390 och 400 m ö.h. till skillnad från de likartade vid Målingen, vilka finns inom intervallet 325–332 m ö.h. Betydelsen av denna skillnad vid tolkningen av områdets tektonik diskuteras nedan (s. 161).

Berggrundens uppbyggnad mellan Tandsbyn och Fåker är mycket komplex och endast de väsentligaste dragen berörs här. Uppbyggnaden karaktäriseras främst av den omfattande variation av bergarter, som kan noteras i nordost–sydvästlig riktning, dvs. parallellt med bergskedjan. Mönstret kan illustreras av berggrundsavsnittet mellan Grönviken och Skute.

Berggrunden i dalgången vid Grönviken och områdena närmast väster därom byggs upp av mellankambrisk och överkambrisk Kläppeskiffer, som i de få sektioner där den blottlagts är kraftigt sammanveckad och omvandlad. Kläppeskiffern täcks i höjdområdet mot nordost av ordovicisk kalksten och skiffer, som har veckats såväl parallellt med som vinkelrät mot bergskedjans riktning samt imbrikerats längs plan parallella med veckens axialplan, stupande mot nordväst. Detta relativt normala mönster bryts omkring 1 km nordöst om Grönviken. I Karsån, vid skjutbanorna väster om Skute, i Älderbäcken och i Skutetjärnens nordvästra del påträffas kraftigt pressad Kläppeskiffer. Den domineranade deformationen har nordväst–sydöstlig riktning och enheten är isoklinalt veckad. I sektionerna har flera repetitioner påvisats genom växelvis uppträdande av mellan- och överkambriska lager. Kläppeskiffer med liknande uppträdande har påträffats på ytterligare tre ställen, väster om korsningen mellan järnvägen och vägen vid Skute (698800/144225, i kontakt med Dalbykalksten), öster om Rasten (698880/144275, med Dalbykalksten mot väster) och i branten mellan inägan och myren 800 m nordväst om Rasten (698945/144200, med Dalbykalksten mot väster). Även i skärningarna vid Rasten och vid inägan är skiffern starkt pressad och veckad med axelriktning i nordväst–sydost.

Den ordoviciska sekvensen som täcker de pressade Kläppeskiffrarna varierar i hög grad i sammansättning. Ytterligare tecken på närvaron av den erosionsfas som kommenterades i samband med Grubbanlokalen kan observeras i kalkstenslagren inom området. Bland annat vid de välkända järnvägsskärningarna nära Ynntjärnens sydände förekommer mäktiga konglomeratiska lager, Locknebreccian, med ingående bollmateria/block som når en största diameter av 4 m. Konglomeratets största mäktighet i sektionen överstiger 6 m. På angränsande lokaler, exempelvis 1 km öster om Rasten vid väg 81 (Tand; Larsson 1974) och söder om Skutestjärnen, är konglomeratets mäktighet betydligt mindre och överstiger bara lokalt 2 m. Såväl vid Ynntjärn som vid vägskärningen öster om Rasten observerades erosionsfenomen, som visar att konglomeratet fyller kanaler nedskurna i den ordoviciska kalkstenen. Kanaler i Kläppeskiffer har ännu inte påträffats.

Efter konglomeratets avsättning fanns ett stort antal bergarter blottade i berggrundsytan. Den efterföljande transgressionen avsatte arkosiska kalcitcementerade lager, Loftarstenen. De har karaktäriserats som turbiditer (Simon 1984). Loftarstenen täcks av Dalbyenhetens leriga kalkstenar. Den mörka, relativt rena bankade Dalbykalkstenen har i flera fall avsatts i anslutning till blottat urberg, men dess underlag vid lokalerna i det gamla brytningsområdet väster om Ynntjärnens nordände är inte känd. I Tandsbyområdet finner man den ljusare moundkalkstenen, som lokalt överlagrar den mörka Dalbykalkstenen.

De geologiska förhållandena vid Tandsbyn och områdena

Fig. 69. Bergart bestående av återfyllnadsmaterial till kraterbildningen vid Lockne. Materialet domineras av kalksten, men även några flak av skiffer är synliga på bilden. Väghäll söder om Loke (18F 7a). Foto K.-E. Alnavik.

Conglomeratic rock composed mainly of Ordovician Limestone with subordinate fragments of shale. Supposed crater infill at the Lockne astrobleme found S of Loke (18F 7a).

öster därom är lika komplicerade och observationerna lika mångtydiga som förhållandena i västligare delar av fältet. Ytberggrunden nära Tandsbyns station domineras av Öråskiffer och Kogstaskiffer. Fjäckaskiffer har påträffats i löst material. Det kan inte uteslutas att den skiffer som tidigare ansetts vara av kambrisk ålder och som påträffats 500 m västsydväst om Tandsbyns station tillhör Öråskiffern eller Fjäckaskiffern. I riktning mot Grubban finns två skärningar i den lerrika Dalbyenheten. Det stratigrafiska förhållandet mellan Dalbykalkstenen och skiffrarna vid stationen kan inte säkert fastställas, men förefaller vara en sammanhållen stratigrafisk sekvens. Mot öster, i höjdområdena sydväst om Loke och Berge, finner man i vägskärningar den leriga Dalbykalkstenen, som i högre partier ersätts av en breccierad granit. Även i vägskärningar söder om Lokbäckens utflöde i Locknesjön finner man likåldriga lager men i en betydligt lerrikare, skiffrig utbildning med mörk färg. En preliminär undersökning av fossilfynd antyder att lagren motsvarar övre delen av Andersöskiffern. Mindre än 50 m söder om skifferlokalen påträffar man graniter och associerade breccior.

Tolkningen av berggrundens uppbyggnad vid byarna Tramsta, Bleke, Loke och anslutande områden längre österut är osäker på grund av en relativt låg blottningsgrad. Området domineras av mellanordoviciska kalkstenar, huvudsakligen Dalbykalksten, som intar en topografiskt låg nivå. Kalkstenen uppträder i de flesta gjorda observationerna i flackt läge. Stupningen öster om Tandsbyn är 10° till 30° mot norr eller nordost, på Tramstanäset och Hammaren flackt mot sydväst och sydost om Loke mera oregelbunden. I vägsektionen Bergböle (18F 6a, 698455/145115) stupar lagren 40° mot nordnordväst. Med stor sannolikhet intar den senare kalkstenen ett icke ursprungligt läge.

Lagerföljdens överyta intar vid Bleka samma nivå som kontakten mellan urberget och den sedimentära lagerföljden i motsvarande lägen vid Mon, Klocksåsen och Brunflo. Under förutsättning att det regionala mönstret för urbergets lutning gäller även för Lockneområdet har området sänkts omkring 30 m i förhållande till det förväntade läget. Det är sannolikare att sänkningen kan förklaras av den omvälvning som berörs nedan.

Lockneområdets geologiska historia har under det senaste decenniet berörts och diskuterats av bland andra Wiman (1900), Hadding (1929), Thorslund (1940), Lindström, m.fl. (1983), Simon (1987), Wickman (1988), Lindström m.fl. (1996) och Sturkell & Ormö (1997). Till den tidigare tolkningen om en i huvudsak förkastningbetingad tillkomst av de mycket lokala grovklastiska bildningarna lade Wickman (1988) förklaringen att strukturen betingades av en himlakropps nedslag. Wickmans förklaring har sedan dess utvecklats genom omfattande studier av området av en geologgrupp från Stockholms universitet under prof. M. Lindströms ledning. För en sammanfattning av bildningen vid Locknesjön, se Lindström (1997). Det är framför allt två iakttagelser som omtolkningarna grundas på. Genom ett omfattande kärnborrprogram har bildningens form och in-

nehåll kunnat fastställas. Sydväst om Loke har stora flak av mellanordovicisk kalksten påträffats i inverterat läge och tolkats som lossbrutna och omlagrade i samband med en tänkt inrutschning av material vid breccians (Locknekonglomeratets) bildning efter nedslaget.

De omfattande urbergsblottningarna längs Locknesjöns strand sydväst om Tramsta och Loke (Hällnäset), lokalt i Tandhöjden samt urberget 400 m norr om Lockne kyrka och i bottnen av täktområdet i Nordanbergsberget täcks av en breccia av fältspater och kvartsfragment i sten- och grusfraktionen som cementeras av en mörk, lerig och bituminös matrix. Bergarten liknar den som påträffats som bottenbildning i Granbystrukturen i Östergötland, vilken visats vara ett astroblem. Dessa faktorer, kompletterade med resultat av mineralogiska undersökningar av bland annat ingående kvarts har föranlett att förklara bildningarna runt Locknesjöns nordvästra del vid Lockne som resultatet av ett meteoritnedslag.

I den tektoniska sammanfattningen diskuteras denna förklaring och ställs i relation till en förklaring grundad på regionala variationer vid avsättningen av den underpaleozoiska lagerföljden samt på postsedimentär tektonisk påverkan genom sänkning av blocket vid Locknesjön genom förkastning (s. 158) samt överskjutningarnas påverkan på området. I detta sammanhang utgör Nordanbergsberget och Klocksåsenområdet nyckellokaler i diskussionen.

Brunfloområdet

Området begränsas mot sydväst av Brunfloviken och dalgången mot Locknesjöns nordände, mot nordväst en linje Ope–Opesjön–Brynje, mot nordost av dalgången från Ismunden över Nästsjön och vidare mot nordväst. Brunfloområdets sydöstra begränsning utgörs av övergången från den underpaleozoiska sedimentära berggrunden till det kristallina prekambriska underlaget.

Brunfloområdet är den geologiskt mest bekanta regionen tack vare förekomsten av stora täkter i kalksten och även i övrigt en jämförelsevis god blottningsgrad. Det geografiska läget centralt i Jämtland har också bidragit till att området under lång tid besökts för naturstudier och att det under mer än 200 år har rapporterats om geologiska iakttagelser härifrån.

Blottningsgraden i de undre delarna av lagerföljden är låg. Kontakten mellan den underlagrande Revsundsgraniten och de kambriska lagren fanns i början av 1960-talet blottad i samband med byggandet av avloppsreningsverket vid 699695/145008. De basala lagren visade sig bestå av 5–20 cm arkos med talrika fragment av fältspater från graniten i en mörk sandig mellanmassa. Bottenbildningen täcks av en mörk oren kalksten med ett markant inslag av ljusa sandkorn av kvarts. Gränsen mellan de två är relativt skarp men av det bevarade materialet går det inte att avgöra om ytan representerar ett avbrott i avsättningen. Den mörka kalksandstenen är upp till 80 cm mäktig. I den övre delen finns inslag av mörk ?okonsoliderad lera och sliror av mörk lerskiffer. Övergångslagren till den täckande mörka/svarta lerskiffern är omkring 0,2 m tjock. I de knappt två meter av lagerföljden som fanns blottade vid grävningarna, syntes inga tydliga spår av tektoniska rörelser.

Längs delar av Gustabäckens nedre lopp, den bäck som passerar järnvägen 250 m nordväst om järnvägsstationen, fanns tidigare blottningar där flera skikthuvuden av den svarta Kläppeskiffern fanns tillgängliga, såväl på den nordöstra som den sydvästra sidan av europavägen. Under 1960-talet utgjorde denna sektion tillsammans med blottningarna vid det nu rivna hotell Gästis den bästa profilen genom enheten.

För närvarande är de kambriska Kläppeskiffrarna blottade dels i en vägskärning norr om Brunflo järnvägsstation, dels i ett dräneringsdike väster om fotbollsplanen i samhällets östligaste del. I båda skärningarna är skiffern veckad och pressad, i vissa delar till den grad att endast kalkstenslinserna visar skiktens riktning. Lagrens dominerande orientering är N15°Ö/15°V med en förskiffring och veckaxelorientering som vanligen är 10°–15° brantare. Den begränsade blottningsgraden gör att en säker bedömning av Kläppeskifferns stratigrafiska omfattning och tektoniska uppträdande inte kan göras. Fossilfynd i sektionerna längs Gustabäcken och i de blottningar vid 699676/145073 som nu släntats av visar att denna del avsatts under mellankambrisk tid. Mäktighetsmässigt domineras här Kläppeskiffern av mellankambrium och liknande förhållanden finner man i sektionen vid fotbollsplanen (69962/14514). Det bör dock observeras att skiffern genom lagrens allmänna lutning mot väster här ligger nära sju meter högre än vid Gustabäcken. Varken i vägsektionen eller vid fotbollsplanen har någon markant förkastningsyta med upprepning av lagren påträffats. Trots detta är det troligt att delar av den mellankambriska sekvensen är repeterad.

De mellankambriska blottningarna vid Gustabäcken har genom arbeten av bl.a. Thorslund (1949) fått betydelse som referenssektion för en biostratigrafisk zon, *Paradoxides jemtlandicus,* som i sin utbredning förefaller vara begränsad till Jämtland och som ännu inte tidsmässigt kunnat jämställas med den svenska/internationella lager- och tidsindelningen (Bergström 1985).

Den överkambriska skiffern är begränsad till såväl stratigrafisk omfattning som mäktighet. I vägsektionen norr om järnvägsstationen och tidigare även vid gamla Gästis har de överkambriska lagren en mäktighet av knappt tre meter och omfattar zonerna med *Olenus* och *Agnostus obesus* och ställvis även *Parabolina spinulosa*, delvis som en övre del av en kalkstenslins, dels som bollar i ett konglomerat av

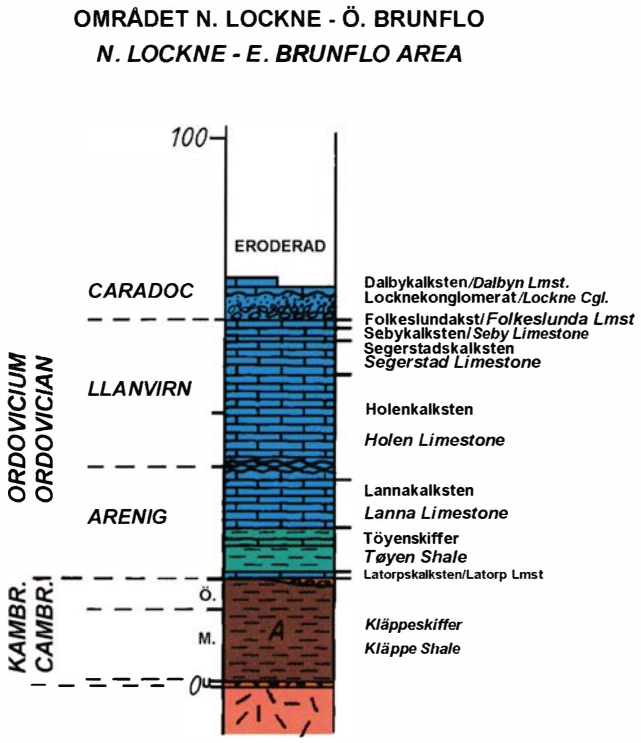


Fig. 70. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från Brunfloområdet (18F NO – 19F SV – 19E SO). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Brunflo area (18F NE – 19F SW – 19E SE). For legend, see Fig. 65.

mörka kalkstenar med fossil även från zonen med *Olenus*. Konglomeratet underlagrar de ordoviciska kalkstenarna/slamstenarna och kan sannolikt också innehålla bollmaterial från andra överkambriska avsnitt (fig. 71).

Den kambriska skiffern är i sina undre delar delvis mörkt grå. Detta avsnitt förefaller innehålla lägre halter av kol, som är den svärtande komponenten, än de övre delarna av formationen, den del som i stort sett faller inom överkambrium. Även halterna av radioaktiva komponenter, främst uran, är högre i den överkambriska delen. Skiffern i vägsektionen innehåller som mest 50 ppm U, vilket är ungefär en sjättedel av vad de uranrikaste svenska skiffrarna innehåller.

Kläppeskiffern överlagras av ordoviciska kalkstenar, slamstenar och lerstenar/skiffrar. I Brunfloområdet, liksom i andra östligare delar av de lagrade bergarternas utbredningsområde, präglas övergången mellan de kambriska och ordoviciska avsnitten av en mycket komprimerad lagerföljd med många tecken på ett flertal växlingar mellan avsättning av sediment till erosion och förnyad avsättning. En sådan bildning är det överkambriska konglomeratet (fig. 71). Andra tecken på avbrott som ”hardground”-ytor och kalkstenskonglomerat förekommer i den grå karbonatrika ordoviciska delens undre del. Enheten är mellan 0,9 och 1,4 m mäktig i de två skärningar där den observerats och tillhör Latorpskalkstenen i den svensk-baltiska indelningen av ordovicium.

Den undre kalkstenen täcks av en enhet, Töyenskiffern, som domineras av ler- och slamsten med en låg grad av ursprunglig, diagenetisk skiffrighet. Enheten är däremot sekundärt förskiffrad genom en axialplansförskiffring som i orientering överensstämmer med den i Kläppeskiffern. Töyenskiffern innehåller i sina undre och övre delar inslag av kalksten antingen som sammanhållna lager eller skikt av kalkstensknölar. Enheten har grå eller grågrön färg. För närvarande finns inga blottningar i enheten. Den var tillfälligt blottad i samband med omläggningen av vägen från gamla Gästis till det nya bostadsområdet i Brunflo (699679/145079) och i en skärpning öster om Lisbetodlingen (699835/145365). Ett fåtal graptoliter av släktet *Phyllograptus* har påträffats i blottningarna vid vägomläggningen. Över Töyenskiffern följer en relativt tjockbankad, i huvudsak grå finkornig kalksten, Lannakalkstenen, med blekt brunröda inslag. Den är mellan 2,5 och 5,5 m mäktig. Den framträder genom sin relativa hårdhet som terrasser i landskapet, exempelvis i undre delen av branten från Bodal, sydväst om Lunne by och vidare ner mot Brunflo samhälle. På motsvarande sätt utgör enheten foten av höjdpartiet man passerar från Gärde till det flacka område, som börjar 1,5 km nordost om byn. Enheten är bäst tillgänglig vid de gamla skärpningarna vid Lisbetodlingen där de understa 1,5 m av lagren utgörs av Lannakalksten. Kalkstenen innehåller en fossilfauna, som domineras av leddjur (trilobiter), armfotingar och bläckfiskar bland stora fossil och av armfotingar, konodonter och ostrakoder bland de med en storlek under 2 mm. Bland andra förekommer arten och underarter av trilobiten *Megistaspis (M. limbata* m.fl.) Artens namn var tidigare namngivare åt den stratigrafiska enheten, limbatakalkstenen.

I övergången till den överlagrande stratigrafiska enheten i kalkstenslagerföljden uppträder ett kalkstenskonglomerat med ett bollmaterial av en ljust grå kalksten, som uppträder som väl rundade bollar med upp till fem cm diameter. Bollarna är ställvis överdragna med tunna skikt av komplexa bruna, gulbruna eller rödbruna järnkarbonater. Flera uppvisar håligheter av den typ som uppstår genom gastropod- eller algpåverkan. Konglomeratet påminner i flera avseenden om det distala Locknekonglomerat som förekommer bl.a. vid Målingen, men är troligen av annat ursprung och ett basalt led i Holenkalkstenens avsättning. Konglomeratet tolkas som resultatet av ett av flera avbrott i sedimentationen och till detta knuten nednötning av redan avsatta lager.

Holenkalkstenen har en stor ytmässig utbredning och kan studeras i flera naturliga skärningar och stenbrott i Brunflotrakten. Den undre delen utgörs av en grå, till stora delar

Fig. 71. Löst block med flera bergartsled som representerar övergången mellan de kambriska och ordoviciska perioderna. Underst syns en kalkstenskonkretion uppbyggd av flera avsättningsfaser åtskilda av erosion. Detta parti är av kambrisk ålder. På den mera regelbundet avlagrade kambriska delen följer minst tre faser av avsättning och erosion som troligen omfattar hela tidsavsnittet från mellersta senkambrisk tid till sen tremadocisk tid i ordovicium. Observera de många skikt av mineral som återstod efter erosionsfaser. Brunflo, vid väg ca 0,5 km väster Lunne. (18F 9a). Stenens höjd 18 cm.

Erratic boulder, illustrating the complex stratigraphy at the Cambrian – Ordovician transition. At least three generations of Cambrian depositional phases is discernable in the lens-shaped body below, and another three cycles can be seen in the polymict conglomeratic upper part below the thin limestone bed. Specimen collected c. 0,5 km W Lunne village, Brunflo (18F 9a).

lerig till knölig kalksten. Mäktigheten av detta grå parti är omkring 4 m. Det är tillgängligt längs vägen i Hälle by, i den omfattande skärningen på europavägens nordöstra sida där man lämnar Brunflo samhälle västerut och i de gamla stenbrotten vid Lisbetodlingen 69985/14532. Enheten är rikt fossilförande, såväl i den undre, tjockbankade halvmetertjocka delen, som i den resterande knöliga-tunnbankade. Fossilfaunan domineras av leddjur, tagghudingar och armfotingar och i vissa lager påträffas bläckfiskskal och snäckor. De vanligast påträffade släktena av trilobiter är *Asaphus (Asaphus)* och *Ptychopyge*.

Den övre delen av Holenkalkstenen är en medel- till tjockbankad kalksten som i färg varierar från rent grå i de undre och västliga delarna till brunröd i den övre östliga delen. Dessa partier är mycket väl tillgängliga i flera stenbrott i trakten; Lundbomsberget, där hela detta avsnitt är tillgängligt, Gustabrottet, där ett snitt genom de översta 5 m röda kalkstenarna finns, Vamsta där den röda färgen ställvis ersätts med gröngrå inslag och i Gråberget och Grytan (gamla stenindustrin, 69997/14490 och stranden väster Optand) där också 3–5 m grå eller blekt röd motsvarighet genomskurits. Det är värt att notera att åldern hos dessa sektioner överensstämmer trots att kalkstenens färg varierar från klart brunröd i de östliga profilerna till ljust grå i de västliga.

Även i Holenkalkstenens övre del förekommer tecken på ”hardground”-utbildning (Larsson 1974). Bl.a. i profilen i Lundbomsberget finns två ytor som är hämatitimpregnerade och som kan följas inom hela brottet och i motsvarande snitt i Rödberget.

Holenkalkstenens övre begränsning utgör också gränsen mellan den under- och den mellanordoviciska lagerföljden.

Fig. 72. Kontakten mellan den bankade kalkstenen (Furudalskalksten) och Locknebreccian i utbrutet block i Svartbergets kalkstensbrott. Den lagrade kalkstenen fortsätter till höger (18F 9a).

Bedded Furudal Limestone cut by the Locke Breccia exposed in a dimension stone at the Svartberget quarry, Brunflo (18F 9a). The bedded limestone continues to the right.

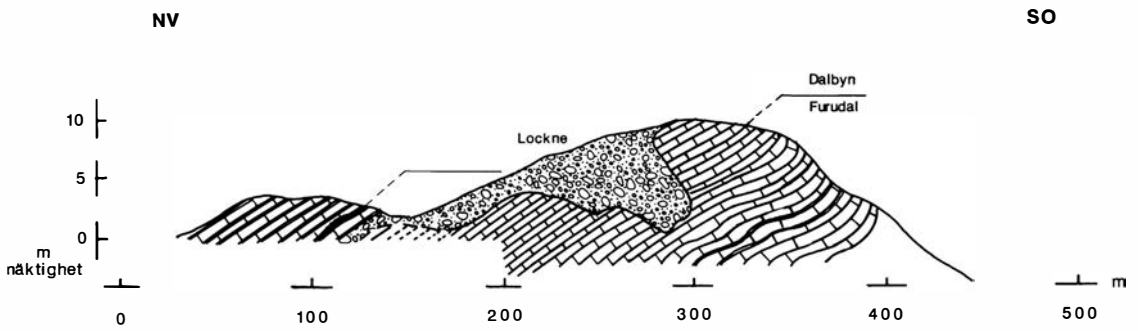


Fig. 73. Optand. Sektion NV–SO. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Optand. Section NW–SE. Geological structure (simplified).

Den öst–västliga förändring av lagren som Holenkalkstenen uppvisar blir mera uttalad i den överlagrande Segerstadsenheten. Såväl Segerstad- som de yngre Seby- och Skärlövenheterna är i Brunfloområdets östligare del (Lundbomsberget) utbildade som algmatteförande grovkorniga kalkstenar med färg varierande från brunrött till spräckligt grått, rött och svart. I denna knappt tre meter mäktiga del som kallas Lunnekalksten uppträder enheter med mycket hög koncentration av fossil, speciellt av bläckfiskskal men även av trilobiter. Denna lagerföljd har beskrivits i detalj av Larsson (1974). Knappt 1 km i östlig riktning, i Rödberget, har den dominerande delen av algmattekalkstenen ersatts av en normalt lagrad brunröd kalksten, men i detta stenbrott liksom i angränsande så långt västerut som i Grytan (70000/14498) kan man följa det komplex av algmattor, som representerar Segerstadkalkstenens undre del. Däremot har både under- och överliggande ersatts av brunröda i öster respektive gråa kalkstenar i väster.

I de överlagrande mellanordoviciska lagren är den geologiska bilden svårtolkad på grund av att vissa delar av lagerföljden är dåligt blottad i hela området. I Lundbomsberget överlagras Skärlövenheten av Folkeslundakalkstenen, en ljust grå, delvis arenitisk kalksten med relativt rik fauna. Kalkstenen är i sektionen tunn, mellan 0,8 m och 1 m, och den täcks av det urbergsförande Locknekonglomeratet (Larsson, op. cit.). I västligare områden, exempelvis vid Grytan, förekommer en mäktigare Folkeslundakalksten och en överlagrande enhet, Furudalskalkstenen. Vid östra Optand når dessa enheter en uppskattad sammanlagd mäktighet av mer än 9 m, grundat på icke sammanhängande blottningar. I den vägskärning som tillkom i samband med byggnationen av europavägens nya sträckning uppstod en instruktiv sektion genom Furudalskalkstenen och de täckande lagren. I sektionens östra parti i sluttningen ner mot Grytans by påträffades Skärlövsmotsvarigheten som en grå till rödgrå finkornig kalksten, Folkeslundakalkstenen, med en mäktighet av något över 2 m och en ofullständigt blottad Furudalskalksten. I denna sektion förefaller den senare täckas av en bankad Dalbykalksten, som påträffas i fältet cirka 15 m norr om vägsträckningen. Helt andra förhållanden råder i den västligare sektionen nära Ope flygfälts nya tillfart från sydväst. Den bankade Furudalskalkstenen är inom ett 4 till 10 m brett stråk genomskuren av Locknekonglomerat, som tvärar igenom kalkstenen från skärningens topp till dikesnivån. Höjdskillnaden är nära 5 m och nivåskillnaden vinkelrät mot kalkstenens bankning, som är orienterad N25°Ö/25°SO, överstiger 7 m. Locknekonglomeratet täcks i sektionens västra del av normalt bankad Dalbykalksten med tunna inlagringar av fin siltsten. Cirka 1,5 m av den övre Dalbyenheten finns tillgänglig i sektionen. Lagrens uppbyggnad i skärningen framgår av figur 73.

I Optands by (700098/144860) och på Grytans skjutfält i flera blottningar nära Grytans läger och på skjutfältet mellan lägret och Småbodarna påträffas mellanordovicisk kalksten, som är genomgående grå. I Optand är kalkstenen veckad till brant stående läge i veck med axelriktning N15°V och stupning cirka 20° mot SO. På skjutfältet är däremot kalkstenen orienterad i den normala riktningen N15°O och med västlig stupning varierande mellan 15° och 50°. Mellan höjdområdet söder om Småbodarna och skjutfältets norra och östra begränsningar saknas berggrundsblottningar. Vid vägkorset vid den nyanlagda Östbergs väg har en sektion, viktig för tolkningen av områdets berggrund, blottlagts i samband med schaktningarna. I den sydöstra delen, på sydostsidan av den gamla vägen, påträffades de övre bankarna av Dalbykalkstenen. Den följdes mot nordväst av den yngre mörka Öråskiffern, som i sin tur täcktes av 2,5–3 m av Slandromskalksten följd av 1,2 m av siltig, mörkt grå Kogstaskiffer, 0,8 m svart Fjäckaskiffer och en sekvens av minst 30 m Kogstaskiffer, som i sin västra, övre del innehåller siltiga bankar. Denna facies är karaktäristisk för Kogstaskifferns övre delar 0–4 m under Kyrkåskvartsiten. Figur 74 visar den stratigrafiska uppbyggnaden. Av sektionen framgår att det i området finns ett direkt stratigrafiskt samband mellan kalkstenar av plattformstyp och den skifferfacies, som till delar räknats till västligare utbildning-

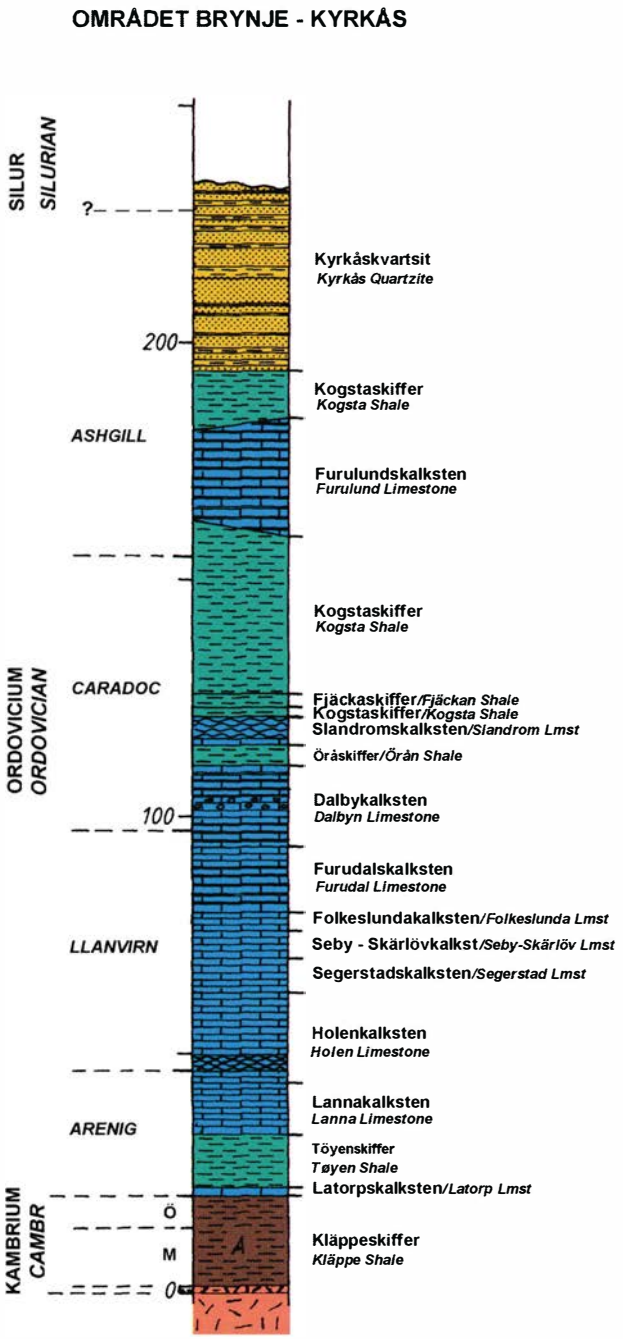


Fig. 74. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området Brynje–Kyrkås (19E SO – 19F SV). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Brynje – Kyrkås areas (19E SE – 19F SW). For legend, see Fig. 65.

ar i rampfacies.

Det kan i detta ljus också vara motiverat att värdera den viktiga observationen av Tremadoc i ”autokton” alunskifferfacies som den beskrivs av Sturkell (1990). Det är enbart att försvåra förståelsen av den geologiska utvecklingen när såväl bio- och litostratigrafiska som tektonostratigrafiska enheter ges samma beteckningar.

Blottningar i de mellanordoviciska kalkstensenheterna Skärlöv, Folkeslunda och Dalbyn påträffas i flera sektioner vid Torvalla.

Östersundsområdet

Östersundsområdet omfattar själva centralorten och sträcker sig i sydost till gränsen mot Brunfloområdet vid Ope och följer Storsjöstranden till Lugnvik och vidare via Östersem längs dalen förbi Rannåstjärnen och Erikslund till Lillsjön och Ope.

Områdets berggrund domineras av mörka skiffrar. I praktiskt taget varje djupare schaktning i den tätbebyggda delen av området påträffas den svarta skiffern med inslag av kalkstenslager och -linser. Dessa skiffrar tillhör fyra skilda stratigrafiska enheter, Andersöskiffer, Fjäckaskiffer, Kogstaskiffer och Öråskiffer. Orsaken till denna till synes komplicerade uppdelning hänger samman med områdets läge i den region där övergången från plattforms- till rampfacies är tydligast utbildad. I de lägre liggande områdena längs Storsjöns strand påträffas avlagringar, som domineras av kalkstenar karaktäristiska för plattformsavsättningen. Den mest omfattande sektionen i den ordoviciska kalkstenen finns längs järnvägen vid Torvalla (700495/144505). Profilen är väl dokumenterad av Thorslund (1940, s. 18–19). I profilen finns, räknat från öster, mellanordovicisk Segerstads-, Seby- och Folkeslundakalksten blottad. På grund av att sektionen i detta avsnitt endast delvis är tillgänglig och att kalkstenen är kraftigt dislokerad genom förkastningar stupande 25°–35° mot nordväst är det inte möjligt att avgöra graden av fullständighet jämfört exempelvis med Brunflotraktens lagerföljd. På den bankade kalkstenen och med vinkeldiskordans vilar Locknekonglomerat och Loftarsten, som i sin tur är täckt av den yngre Dalbykalkstenen, som ställvis är rikt fossilförande. De vanligaste fossilen är tagghudingar, *Echinosphaerites aurantium* (Gyllenthal) och sköldar av trilobiten *Neoasaphus ludibundus* (Törnqvist). Samma fossilrika kalksten finns blottad också i en låg vägskärning längs huvudvägen vid avtagsvägen till Torvalla (700496/144460).

I strandblottningar nordväst om Odensalabäcken påträffas blottningar av Andersöskiffer och Kogstaskiffer. Enheterna är kraftigt veckade i en serie nästan isoklinala veck men axelriktningar mellan N5°O och N20°O. Andersöskiffern dominerar i de sydöstligaste blottningarna. I nordvästlig riktning ökar inslaget av inveckad Kogstaskiffer.

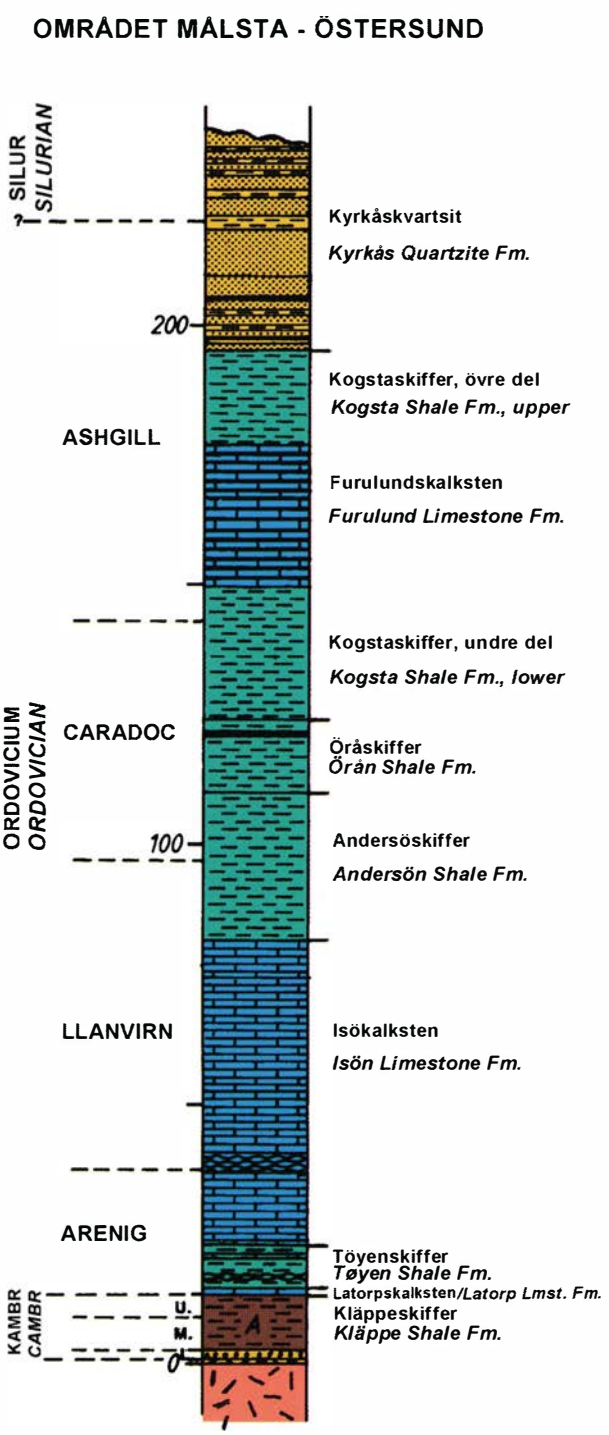


Fig. 75. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från områdena på ömse sidor Storsjön vid Målsta respektive Östersund (19E SO). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequences on both sides of Storsjön at Målsta and Östersund (19E SE). For legend, see Fig. 65.

Båda skifferenheterna innehåller en relativt stor del kalklinser och -lager, som i vissa nivåer är fossilförande. Vanligast påträffas exemplar av de för Andersöskiffern karaktäristiska trilobiterna *Triarthrus linnarssoni* (Thorslund) och *Porterfieldia humilis* (Hadding) samt till släkte bestämbara *Ogygiocaris* sp. I sektionens Kogstaskiffer är fossil sällsynta och endast ett fåtal fragment av trilobiter har påträffats.

Omfattande blottningar i Andersöskiffer uppstod i samband med schaktningar i Odensala samhälle (70055/14435) och i insamlade kalksenslinser påträffades motsvarande fossil.

I områdets nordöstra del har endast ett fåtal skärpningar i berggrunden påträffats, de flesta i samband med schaktningarna för den nya sträckningen av europavägen. Exempelvis förekommer nordost om Torvalla (700610/144700) genomgrävda partier av Kogstaskiffer i viaduktens väggar.

I de färska snitten genom skiffern påträffades två inlagringar av en ljust gröngrå något flagig lera, som endast delvis förskiffrats och kloritiserats. Det understa lagret varierar i tjocklek mellan 2 cm och 15 cm längs viaduktens sträckning. Det övre är tunnare och påträffas endast som tunna metervida linser eller som ett skikt tunnare än 0,5 cm.

Lager av liknande utseende och belägna inom samma stratigrafiska avsnitt har påträffats också vid järnvägsskärningen vid Lugnvik. Röntgendiffraktionsanalyser visar att lagren med stor sannolikhet är omvandlade vulkaniska askor, metabentoniter, som lokalt påverkats i samband med bergskedjebildningen och nu innehåller vissa omvandlingsmineral.

Västerut från viadukten i Torvalla påträffades små skärpningar av Kogstaskiffer. I skärningen genom höjdryggen väster om Överbäcken (70068/14454) anstår även Furulundskalkstenen i en mäktighet som når nära 12 m. Inga fossil har påträffats i den relativt tunnbankade, mycket finkorniga kalkstenen.

All observerad berggrund inom den centrala staden tillhör Kogstaenheten. Den har observerats vid Prästgatan och Köpmangatan där också kalkstenslinser med mer än 1 m diameter påträffats. I stadens norra utkant norr om Sollidens sjukhus finns förutom Kogstaskiffern också Andersöskiffern och Öråskiffern tillgänglig i en sektion av sammanveckad berggrund längs en parkväg mot skidstadion och nordväst därom, i Lugnvik dominerar Kogstaskiffern med den underlagrande Öråskiffern. Dessa enheter är utmärkt blottade i järnvägsskärningen i anslutning till oljeterminalen i Lugnvik (70107/14416). I den mer än 50 m långa skärningen kan den tidigare omnämnda metabentoniten följas i stråk på båda sidor av järnvägen. Under det mäktigaste lagret av metabentonit ligger en ställvis rikt fossilförande skifferenhet inom Öråskiffern. Faunan domineras av graptoliter, armfotingar, musslor, musselkräftor och trilobiter. Materialet bearbetas för närvarande av flera specialister.

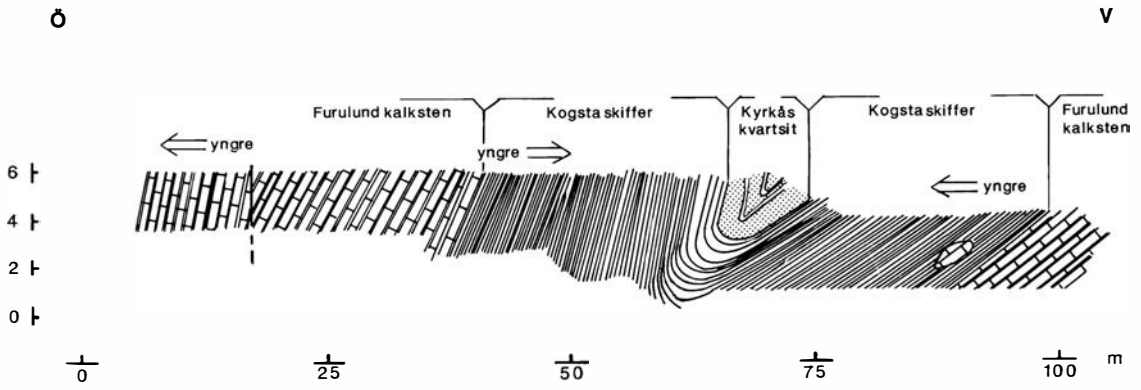


Fig. 76. Furulund. Sektion V–Ö. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Furulund. Section W–E. Geological structure (simplified).

Berggrunden under Lugnviks samhälle avviker från den i sin omgivning genom att det i samhällets sydöstra del löper en markant förkastningszon, som lyfter Isökalkstenen till ytligt läge. Det kan endast indirekt visas att även områdets nordöstra begränsning är förkastningsbetingad genom att berggrunden på en kort sträcka från en schaktning i samhällets östra del (70109/140414) till en brunnsgrävning vid 701124/144134, dvs. inom 200 m, ändras från Isökalkstenen till Kogstaskiffern. Även i Lugnviks västra del dominerar Kogstaenheten och Furulundsenheten, som i samband med vägbyggnationen var utmärkt blottlagd dels i schaktningarna för västra trafikplatsen i samhället, dels i sluttningen väster om Semsån.

Ås

Området Ås begränsas mot sydväst av Storsjöstranden och mot sydost av Semsån, som avvattnar Tysjöarna. Dessa utgör den nordostliga begränsningen. I nordväst har begränsningen mot Krokomsområdet lagts vid Sandnäset.

Det har i beskrivningen av Östersundsområdet framskymtat att Isökalksten påträffats i höjdområdet vid kommungränsen, alltså direkt nordväst om Kogstaskiffern vid Lugnvik. I samband med schaktningarna för den nuvarande sträckningen av europavägen skar man igenom en sammanveckad kalksten, som enligt påträffade fossil tidsmässigt omfattade yngre delen av äldsta ordovicium och den äldsta delen av mellanordovicium. Kalkstenen uppträder i relativt öppna veck med en vinkelskillnad mellan brant och flack skänkel av omkring 20°. Flera markanta störningar av förkastningskaraktär och uppskjutningar parallellt med axialplansförskiffringen har observerats och de uppkomna sprickorna är normalt läkta av vit, kristallin kalcit. Lagrens orientering är N28°O med nordvästlig stupning mellan 25° och 45°. Axialplansförskiffringen har samma horisontella orientering och stupar cirka 30° mot nordväst. Kalkstenens orientering avspeglas i den lokala topografin. De mest markanta antiklinalerna i ´kalkstenen framträder som åsar som löper i sydväst–nordostlig riktning. Åsarna framträder tydligt i den topografiska kartbilden. Isökalkstenen kan följas mot sydväst över höjdområdet ner mot de övre gårdarna i Byn. Sydväst därom, liksom nordväst om kalkstensblottningarna längs vägen, saknas anslutande säkra blottningar i den överlagrande enheten. Det är endast några tunna skifferinlagringar i de västligaste vägskärningarna som antyder att man väster om kalkstenen kan förvänta sig anstående Andersöskiffer. Förhållandet är likartat vid Byn, där några skärpningar visar att Andersöskiffer troligen anstår bland annat vid nedfarten till vägen längs stranden. Vid schaktningarna för europavägen påträffades ett fåtal låga skärningar i Andersöskiffer och Isökalksten bland annat omedelbart sydväst om stora avfarten till Ås och vid avtagsvägen till Torsta lantbruksskola längs vägen Backen–Torsta. Det är framför allt den något hårdare Isökalkstenen som framträdde i de framskrapade partierna. Den lokala topografin har viss betydelse för bergartsfördelningen, vilket bland annat visas av fördelningen mellan Isökalksten, Andersöskiffer och Kogstaskiffer i Åsområdet. I de lägsta partierna längs Storsjöns strand, exempelvis vid Birka folkhögskola, påträffas ett uppveckat parti (antiklinal) av berggrunden där Isökalkstenen finns tillgänglig. Kalkstenen uppträder i en rygg som sträcker sig från udden sydväst om folkhögskolan och över järnvägen vid den nybyggda viadukten. Kalkstenen täcks mot sydost, nordost och nordväst av Andersöskiffer. Detta illustreras på ett utmärkt sätt i berggrundsskärningarna längs järnvägen nordväst om viadukten fram till den gamla hållplatsen vid Birka. Man kan här observera att det uppböjda partiet av berggrunden består av en serie veck och små uppskjutningar, som bygger upp den stora strukturen.

I de övre delarna av höjdpartiet av Rösta, Torsta, Täng och Ösa har endast Andersöskiffer och Kogstaskiffer obser-

verats. Något längre mot söder, i en vägskärning vid vägen som löper parallellt med järnvägen (701315/143885) uppträder en relativt mäktig Furulundskalksten, som når en tjocklek av mer än 6 m. Borrningar för en energibrunn cirka 300 m norr om blottningen antyder att Andersöskiffern och Kogstaskiffern med sin underavdelning Furulundskalkstenen genom sammanveckning och repetition når en mäktighet av över 100 m. Kalkstensantiklinalen med kontakten mot täckande skiffrar som man observerar vid Birka är belägen omkring 3 km mot nordväst, vilket visar att det föreligger en avsevärd nedböjning av lagerpacken i synformen som finns mellan kalkstensstråken vid Birka respektive Byn –Tysjöarna.

I Åsområdets västra del dominerar lager som tillkommit under mellanordovicisk och yngre ordovicisk tid. De uppodlade områdena mellan Sem och Ösa–Landsom domineras av relativt mjuka, sammanveckade skiffrar ur Andersö- och Kogstaenheterna. På tre ställen har den överlagrande Kyrkåskvartsiten påträffats. Den största förekomsten ligger mellan Ösa och Landsom och bygger upp den rygg som europavägen skär igenom sydväst om Landsomshöjden. Sannolikt har partiet vid vägen (701800/143670) ett samband med kvartsiten som bygger upp Landsomshöjden och tillsammans utgör de en synklinal som löper i riktning N40°O och stupar cirka 10° mot sydväst. Den sydvästligare, betydligt mindre förekomsten på höjden vid Ösa kan ha utgjort en fortsättning på samma veck men är dislokerad och upplyft och endast en del av den ursprungliga mäktigheten tycks återstå. Ytterligare en förekomst bestående av ett fåtal finkorniga kvartsitbankar har observerats vid Tängsbodarna i samband med byggnationen av en skogsbilväg. Däremot saknar kullarna vid Gullhögen inslag av kvartsit. I de schaktningar som gjorts på höjden har endast de övre partierna av Kogstaskiffern påträffats. I en normalsekvens finns dessa siltiga partier av Kogstaenheten mellan 0 och 5 m under Kyrkåskvartsiten, vilket pekar på att kvartsit bör ha funnits på höjden före de senaste nedisningarna.

Smärre förkastningar uppträder i anslutning till de mera kompetenta kvartsitiska enheterna vid Landsom. Direkt nordväst om kvartsiten vid europavägen ansluter en kraftigt sammanveckad Andersöskiffer, som stratigrafiskt tillhör den understa avdelningen överlagrande Isökalkstenen. Bland andra har *Triarthrus linnarssoni* påträffats i skifferns kalklinser. Denna skiffer har observerats uppförkastad på Kyrkåslager vid en liten höjdrygg i anslutning till vägen (701838/143647).

Krokomsområdet

Till Krokomsområdet räknas några skilda geografiska områden som förenas genom sin sammanhållna geologiska uppbyggnad. Det utgörs av området mellan Storsjön och Indalsälven nordväst om Åsområdet och Kattstrupeforsen, området nordost och norr därom till och med Aspåshöjden samt området nordväst om Indalsälvens utlopp till Nälden och Näldsjön.

Berggrundens uppbyggnad i Krokomsområdet styrs av en dominerande struktur, som genom en kraftig uppböjning och förkastning delar upp berggrunden i två synformer sydost respektive nordväst om en linje Hissmofors–Dvärsätt. Lagren inom varje synform är kraftigt sammanveckade, vanligen isoklinalt, vilket är vanligt i lagerföljder som domineras av skiffriga bergarter.

I områdets östliga del domineras lagren av Andersöskiffern, som i blottningarna nedströms fångdammen vid Kattstrupens kraftverk dominerar över Isökalkstenen. Kalkstenen uppträder här i sammanveckade antiklinaler med förkastningar i veckaxelplanen, vilket omöjliggör en uppskattning av den ursprungliga mäktigheten hos Isökalkstenen. Det kan vara motiverat att påminna om förhållandena vid Granboforsen och sträckan ett par kilometer uppströms denna, där förhållandena mellan de båda enheterna är den omvända och där Isökalkstenen dominerar. De ändrade proportionerna beror på att berggrunden generellt sänkts mot väster ca 10 m per km och att Kattstrupeforsen topografiskt befinner sig på en högre nivå.

Övergången mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern finns tillgänglig i flera lokaler vid Kattstrupeforsen och området sydväst därom och man kan genom fossilinnehållet visa att den tidsmässigt motsvarar den som undersökts i skifferns typsektion. I skiffern uppträder såväl kalkstenslinser i storlekar från 5 till 50 cm diameter som kalkstensband och bankar. Lagren i området är vanligtvis isoklinalveckade med en veckaxelriktning N28°O/ horisontellt till svag sydvästlig stupning och axialplanen stupar omkring 40° mot nordväst. Det är värt att notera att såväl Isökalkstenen som Andersöskiffern ger intrycket av att vara mindre kraftigt pressade eller påverkade i trakterna av Kattstrupen än vad som är fallet vid Granbo, exempelvis vid stenbrottet söder om byn (fig. 77).

I de tillgängliga skärningarna runt Kattstrupen har inte övergången mot de överlagrande Kogsta/Öråenheterna påvisats.

Trots det begränsade antalet blottningar vid Aspåsnäset kan man konstatera att berggrunden är uppbyggd enligt samma mönster som vid Kattstrupeforsen med en dominans av Andersöskiffer. Yngre skiffrar har inte påvisats i fast klyft men förekommer relativt rikligt som löst material.

I området längs älvsträckan mellan Kattstrupeforsen och Hissmofors har inga berggrundsblottningar påträffats. De närmast liggande påträffas nedströms dammen vid Hissmofors kraftverk, där sammanveckad Andersöskiffer, Kogstaskiffer och Öråskiffer påträffats. Skiffrarna är sammanveckade i syn- och antiklinaler, som lokalt är kraftigt samman-

Fig. 77. Kalkstensbrottet 1 km sydväst om Granbo. I brottet anstår Isökalksten och Andersöskiffer med kraftig tektonisk påverkan. Andersöskiffern synlig som en mörk inlagring i brottets bortre vänstra del (19E 4i).

Quarry in the Isön Limestone and Andersön Shale Formations c. 1 km SW the Granbo village. The dark Andersön Shale is seen in the far left corner of the quarry (19E 4i).

pressade med subparallella skänklar. Däremellan påträffas öppnare veck. I de tillgängliga skärningarna på ömse sidor om forsen kan konstateras att lagerföljden generellt stiger mot öster vilket betyder att områdets yngsta lager kan påträffas omedelbart väster om kraftverksdammen. I samband med byggnationen av dräneringstunneln mellan Dvärsätt och Hissmofors kunde viktiga observationer göras speciellt i avsnittet mellan påslaget (702450/143350) och Dvärsätt. Vid tunneldrivningen påträffades endast Kogstaskiffer, som längs hela den tillgängliga sträckan till 1450 m sydsydväst om påslaget står mycket brant med strykningsriktning N 8° till 10°O. Stupningen varierar mellan 75° och 90° västlig stupning med vissa partier överstjälpta. Inga veckaxelplan kunde observeras.

Tunnelns riktning och lagrens strykning/orientering är således nära överensstämmande och observationerna i tunneln gav intryck av att endast ett fåtal meter av sekvensen hade kunnat iakttas i den nära 1,5 km långa skärningen. Lagrens orientering visar att man vid tunnelns sträckning befinner sig i den branta västliga skänkeln av en troligen tvådelad synform som sträcker sig till uppskjutningarna mellan Ösa och Landsom och vidare till kulminationen vid Ås. På nordvästsidan av den brantstående strukturen, som tyvärr är begränsat tillgänglig i Dvärsättsvikens väststrand, påträffas Isökalksten och Andersöskiffer. Blottningar av Isökalksten finns bland annat vid stranden nedom gården Säter och vidare 500 m mot söder samt i flera blottningar vid Kroksgård och väster om Utgård på älvutloppets västsida. Kontakten mellan kalkstenen och den mot sydost anslutande Kogstaskiffern har inte observerats, men det är rimligt att anta att de äldre kalkstenarna har skjutits upp i den antiklinala struktur som utgör den brantställda Kogstaskifferns nordvästsida.

På grund av att blottningar saknas mellan Krokom och Aspås har det inte gått att klarlägga relationerna mellan Krokomskulminationen och kalkstensfältet vid Aspås. Sydöst om Aspås påträffas dock på flera ställen skiffrar som är yngre än kalkstenen i Aspåshöjden och det är rimligt att anta att de båda kalkstensstråken hör samman tektonostratigrafiskt, detta trots att Isökalkstenen vid Aspås har en väsentligt större ytmässig utbredning än vid Krokom. Man ser på ett flertal ställen i motsvarande lägen relativt de överskjutna bergarternas front att det förekommer zoner med några km bredd i nordost–sydvästlig riktning där man finner bredare fält av äldre bergarter än i närliggande områden. Förhållandet kan förklaras av att tvärveckningar uppträder och de är orienterade ungefär vinkelrät mot den kaledoniska huvudriktningen, i nordväst–sydost. Genom de sammanlagda effekterna av de båda veckningsriktningarna uppkommer kulminationer som den vid Aspås. Sannolikt finns en motsvarighet också söderut vid Rödön.

Isökalkstenen är den äldsta av de bergarter som påträffats i området mellan Krokom, Näldsjön och Ytterån och den är begränsad till områdets sydöstra del. Överlagrande bergarter domineras av skiffriga sediment. De fossil som påträffats i

dessa lager visar att endast begränsade avsnitt av den förväntade lagerföljden saknas. Kalkstenen vid Kroksgård är avsatt nära övergången mellan äldre och mellersta ordovicium, som visas genom fynd av *Proterovaginoceras belemnitiforme* (HOLM) och en del av en långsträckt stjärtsköld av släktet *Megistaspis (Megistaspidella).* Vid Nälden och Ytterån påträffas Kogstaskiffer och överlagrande kvartsiter. En stor del av den senordoviciska utvecklingen finns representerad i blottningar mellan Krokom och Nälden, dels längs den mindre vägen mellan Västerkälen över Nybo till Smedsåsen, dels i blottningar längs den parallellt löpande järnvägslinjen. Det anmärkningsvärda med de insamlade uppgifterna är att man inte på något ställe påträffar grovmoiga eller sandiga gråvackor ur turbiditiska lager. Däremot förekommer diagonalskiktade (strömskiktade), mellan 1 och 3 cm tjocka lager av silt och växellagrande med skiffriga finkornigare tunna enheter. Detta kan tyda på att lagerföljden som är blottad mellan Krokom och Nälden till stor del byggs upp av distala turbiditer (cykliskt avsatta sediment som avsatts långt från sedimentets ursprungsområde). Konsekvenserna av en sådan tolkning framgår av den stratigrafiska sammanfattningen (s. 150).

I området sydost om Nälden och Näskott till Backen och Backviken finns endast ett fåtal säkra blottningar och de visar att området domineras av den finkorniga typen av gråvackor och skiffrar. I områdets sydvästligaste del har blottningar i Andersöskiffer och Kogstaskiffer påträffats som strandblottningar vid den östligaste udden öster om Mjäla by.

Frösön

Frösöns berggrund tilldrar sig ett speciellt intresse tack vare öns särpräglade topografi. De branta bergsflyggen, som fångar blicken på avsevärda avstånd, betingas av den berggrund de är uppbyggda av. Det mäktiga Östberget dominerar landskapsbilden. Det framgår också tydligt att berget vilar på ett flackland ner mot Storsjön. Det kan följas längs den östra fronten och södra stranden förbi Frösö sjukhus. Däremot stupar bergets norra ände ner till stranden och de bergarter som bygger upp Östberget fortsätter ner till vattnet. Östbergets hårdare berggrund avviker alltså markant från den mjukare, mera lätteroderade, omgivande berggrunden.

Östberget byggs upp av en serie plattor, som består av porfyr, kvartsit och svart skiffer. Den dominerande enheten är porfyr. I Östberget har det varit möjligt att urskilja fyra repeterade enheter med ovanstående sammansättning (fig. 78–79). Den understa och mest lättillgängliga påträffas i vägskärningen norr om Frösö sjukhus. Här består berggrunden i den branta östra fronten av, underifrån räknat, Kyrkåskvartsit tillhörig den undre enheten, en mindre än 1 m mäktig kraftigt pressad Kläppeskiffer, en tunn Vemdalskvartsit och en minst 40 m mäktig Östbergsporfyr. Den enda bergartskontakt som kan uppfattas som ursprunglig är den mellan porfyr och kvartsit, övriga är tektoniska. Lagrens inbördes ordning visar att de inverterats i detta parti. Både i Östbergets östbrant och i blottningar som tillkommit vid arbeten i berget har relativt tunna, kraftigt pressade partier av svart skiffer och ställvis uppträdande kvartsit blivit tillgängliga. Två sådana stråk har observerats i bergets norra parti. Avståndet mellan skifferkilarna är 35–40 m beräknat vinkelrätt mot lagrens plan. I Östbergets porfyr kan man på vissa ställen, liksom i Hoverbergets, observera en tilltagande kornstorlek på ingående fältspatströkorn i antingen övre eller undre delen av väl avgränsade bankar i bergarten. Vissa tecken på erosion av bankarnas överytor antyder att bergarten byggs upp av en serie askbäddar från vulkanutbrott.

Såväl Östbergsporfyrens underlag som överlagrande bergarter består av fanerozoiska lagrade bergarter. Längs stranden vid Frösö sjukhus påträffas en svit av kalkstenar, skiffrar och kvartsiter, som avsatts under ordovicisk tid. De äldsta enheterna tillhör Folkeslunda- och Furudalskalkstenarna och har observerats i smärre blottningar sydost om sjukhuset. Yngre enheter möter i västlig riktning, Dalbykalksten, Locknekonglomerat, Loftarsten, Örå- och Kogstaskiffer och den ytmässigt helt dominerande Kyrkåskvartsiten, som kan följas från bäckskärningar söder om Öneberget till trakterna av Vallsundets färjeläge.

Även väster om Östbergets porfyrmassiv möter en lagerföljd som delvis tillkommit under samma tidsavsnitt. Vid Hjälmtorpen har Kläppeskiffern tidigare påträffats (Thorslund dagboksanteckn.), men observationen har inte kunnat bekräftas under senare år. De äldsta påträffade lagren tillhör Latorpskalkstenen, som normalt överlagrar Kläppeskiffern. Enheten, liksom den överlagrande Töyenskiffern stupar brant mot nordväst med orienteringen N28°O/65°NV.

Frösöns strand mellan Hjälmtorpen och Rödösundet utgör en utmärkt illustration till berggrundens uppbyggnad i Storsjöområdet. I ett stort antal strandblottningar kan man observera de skilda stratigrafiska enheter som bygger upp berget inom stora områden. Väster om Hjälmtorpens skifferblottningar möter Isökalkstenen, som i blottningarna fram till Rotudden kan beräknas ha en total mäktighet av nära 25 m. Stratigrafiskt omfattar enheten lager som motsvarar Lannakalkstenen till och med understa delen av Folkeslundakalkstenen i östligare facies (Bergström 1971). Det är noterbart att man vid en bergartsjämförelse mellan Isöenheten och den östligare uppträdande plattformsfacies endast kan känna igen ett parti; Holenkalkstenens undre del i plattformsutbildning har sin tydliga motsvarighet i de flesta av de upprepningar som finns på norra Frösöstranden. Isökalkstenen överlagras av Andersöskiffern. Övergången

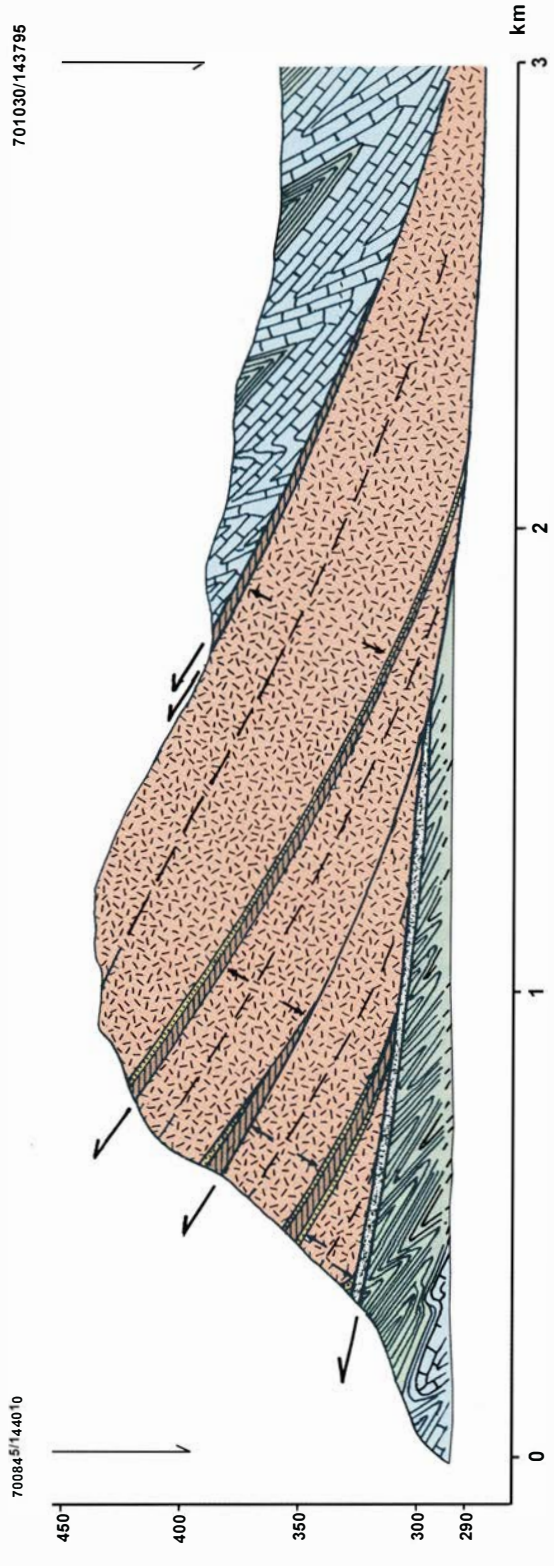


Fig. 78. Profil genom sydöstra delen av Frösön från Öneberget till Ändsjön. Profilens läge framgår av fig. 80 (19E 1h–i). Tolkningen visar förhållandena mellan olika delskollor i den undre skollberggrunden.

Section in the southeastern part of Frösön (19E 1h–i) with orientation shown in Fig. 80. The section demonstrates relations between subunits of the Lower Allochthon in relation to the massive porphyry/quartzite-shale stack in Östberget-Öneberget.

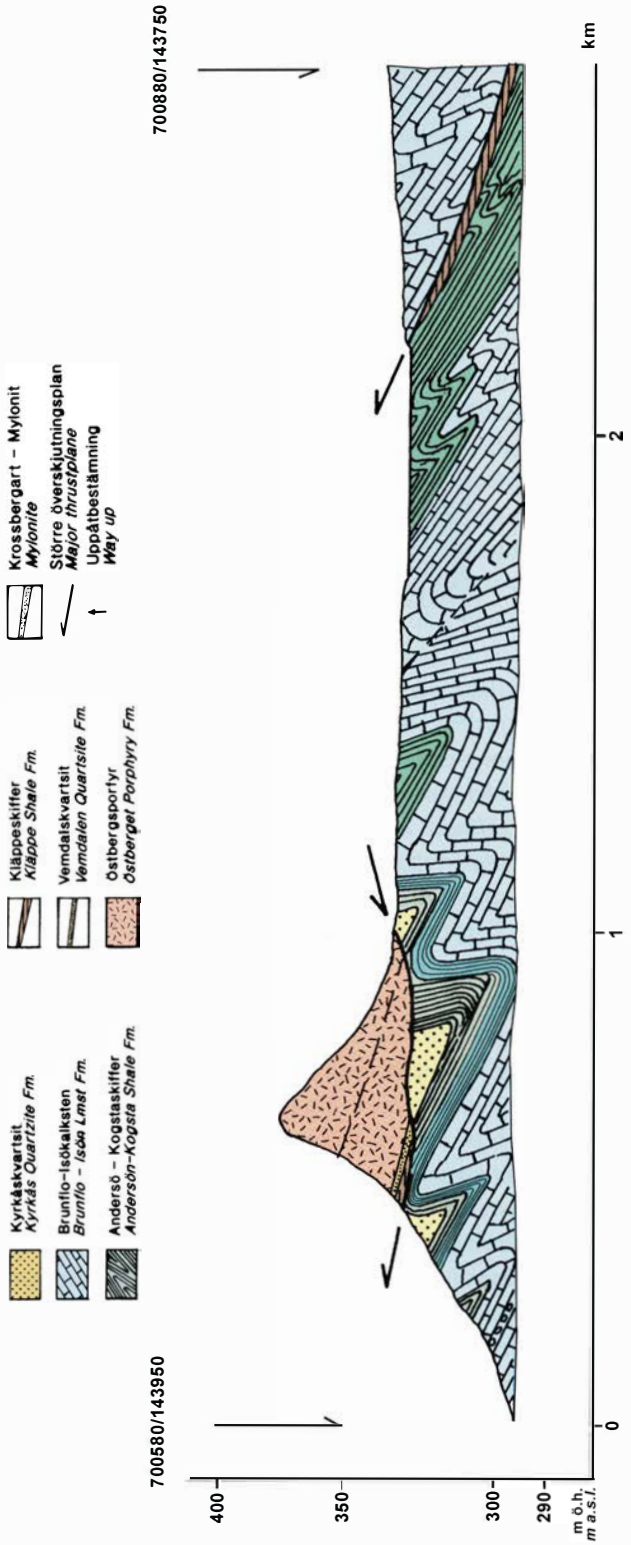


Fig. 79. Som fig. 78 men skärande Östbergets högsta del över Frösö centrum till Tanne (fig. 80).

As Fig. 78 but located c. 2 km towards north-east (Fig. 80), from commercial Frösön to Tanne.

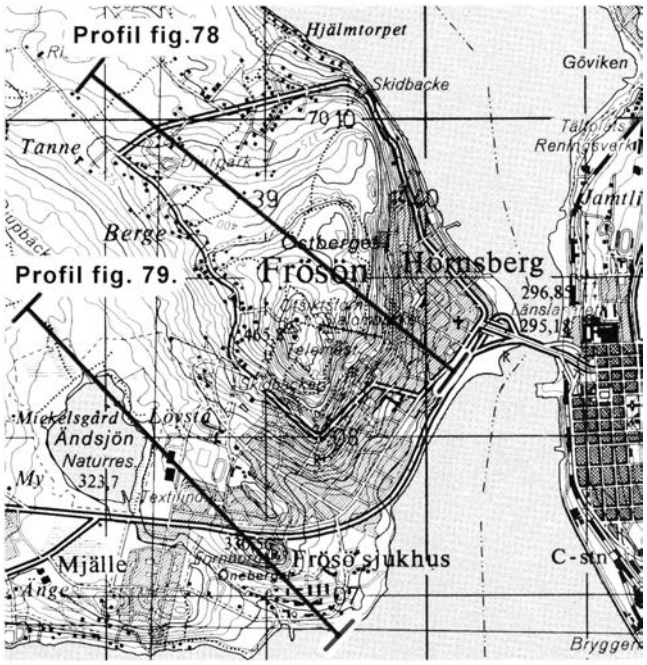


Fig. 80. Utsnitt ur topografisk karta över Östersund-Frösön med läge för de geologiska profilerna i figurerna 78 och 79.

Portion of topographic map Östersund SE showing location of geological sections in Figs. 78 and 79.

mellan de två enheterna består av en 0,8–2 m mäktig zon med ett ökat inslag av skiffermellanlagringar mellan allt tunnare kalkstensskikt.

Proportionerna mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern förskjuts påtagligt från de östligare till de västligare förekomsterna. Det orsakas dels av att Isökalkstenens mäktighet i blottningarna vid Rödesundet reduceras till cirka hälften av den vid Hjälmtorpen, dels av att lutningen mot nordväst av sedimentär berggrund och kristallint underlag sänker hela den sammanveckade sekvensens nivå mot nordväst. På grund av detta kommer allt yngre lager att infogas i ytberggrunden i västlig riktning och i samma mån kommer äldre att reduceras nära markytan.

Det framgår tydligt av den geologiska kartbilden att bergartens motståndskraft har stor betydelse för landskapets form. Alla uddar på Frösöns nordsida är betingade av uppstigande delar av lagerföljden, som består av sammanveckad kalksten orienterad i N30°O och med varierande västlig stupning mellan 15° och 70°, vilket innebär att kalkstenen är måttligt sammanveckad, speciellt i jämförelse med omgivande bergarter. De ryggformade antiklinalerna i kalksten kan följas i strykningsriktningen mot sydväst och det är relativt säkert att förutsäga berggrundens sammansättning under moränen utifrån ett fördelningsmönster där kalkstenen bygger upp ryggarna och de mjukare skiffrarna intar mellanliggande svackor. Mönstret gäller även för området vid flygplatsens sydöstra del. Omfattande skärningar i Isö-

Fig. 81. Ett ca 30 cm tjockt lager av Locknebreccia och 10 cm av Loftarsten inlagrad i bankad Dalbykalksten. Skärning på Frösöns sydsida vid Frösö sjukhus (19E 1h).

A sequence of c. 30 cm of Lockne Breccia, 10–15 cm of bedded Dalbyn Limestone, 10 cm of Loftarstone and nodular Dalbyn Limestone exposed south of the Frösön Hospital (19E 1h).

kalkstenen uppstod i samband med dragningen av Rödövägen på flygplatsens östra sida, bland annat vid 70087/14362 och 70092/14362, där man påträffar en veckad kalksten med huvudorientering N10°O och stupande mellan 30° och 65° mot NV. Fossilfynd visar att lagren tillhör övre underordovicium och undre mellanordovicium. Mot nordväst följer Andersöskiffer, som är relativt väl blottad i schaktningen sydväst om den breddade raka vägdelen (70102/14352). I skärningen uppträder skiffern kraftigt sammanveckad i isoklinala veck. Lagringen hos skiffern kan utläsas ur de ingående kalkstenslinsernas och de finbankade kalkstensenheternas läge.

Den finbankade kalkstenen är ett led som ingår i Andersöskiffern. Den har tidigare benämnts *biseriata*-kalkstenen. Namnet är hämtat från trilobiten *Telephina biseriata* (ASKLUND, 1936). Förutom i skärningarna vid flygfältets nordöstra begränsning påträffar man enheten i de västligare blottningarna genom Andersöskiffern på Frösön mellan Mostauddens östsida över Västerfärjesundet till Lövtorpen. Den mest lättillgängliga finns omkring 300 m sydost om färjeläget (701255/143325).

På Frösöns nordvästra del uppträder såväl Öråskiffer som Kogstaskiffer i nedveckade partier av berggrunden. Enheterna är genomgående dåligt blottade och har i huvudsak påträffats i samband med schaktningar inom flygflottiljens område. Den mest omfattande skärningen uppstod i samband med dikesgrävning i nordost–sydvästlig riktning i lägerområdets centrala del.

Frösön byggs tektonostratigrafiskt upp av två internt väl sammanhållna enheter. Den undre som man påträffar längs öns östra och sydöstra strand är till stora delar knuten till plattformsutbildningen. Den avslutas uppåt av Kyrkåskvartsit, som täcks av den övre tektoniska enheten genom den uppförkastade motståndskraftiga Östbergsporfyren och de överlagrande fossilförande lagren. Vid Östberget och sträckan förbi Frösö sjukhus till Vallsundet är gränsdragningen mellan de två enheterna lätt att följa genom den kontrasterande sammansättningen med äldre lager täckande yngre. Följer man däremot berggrundens uppbyggnad längs öns norra och västra sida är de stratigrafiska och faciella sambanden i kronostratigrafisk ordning till och med Kogstaskiffern och dess övergång till Kyrkåskvartsit vid Vallsundet och det nedan beskrivna Bynäset. Bergartsfördelningen kan sannolikt förklaras av att förkastningsplanet, som begränsar Östbergspartiet med dess täcke från sitt underlag, skurit diskordant genom den ursprungliga lagerföljden. Möjligt är också att det nordligare partiet av den täckande enheten förflyttats en längre sträcka än det sydliga och därigenom drivits upp till en något högre nivå.

Isön, Andersön och Bynäset

De två öarna Isön och Andersön samt Bynäset har en likartad uppbyggnad av berggrunden, vilket gör det lämpligt att behandla områdena som en helhet. Ett genomgående drag som tydligt framgår av kartbilden och som även kan observeras i angränsande områden mot söder är den tydliga nordsydtrenden i de geologiska strukturerna. Det skiljer området från exempelvis Frösön och Norderön, där strukturernas huvudriktning är NNO–SSV.

Stratigrafiskt omfattar berggrunden lager från kambrisk och ordovicisk tid. Vid 1930-talets mitt fanns det blottningar i Kläppeskiffer med överkambriska fossil väster om Sunne kyrka (Asklund 1933). Kilen med den svarta pressade skiffern kunde vid en extrem lågvattensituation följas från udden väster om kyrkan till södra stranden av Isön där något mer än 1,5 m av skiffern fanns tillgänglig. Stråket löper i N–S och stupar omkring 70° mot väster. Skifferns övre begränsning är kraftigt störd av rörelser. Mot väster följer en likaledes pressad Töyenskiffer med reducerad mäktighet samt Isökalksten, som ytmässigt dominerar Isön. Isökalkstenen kan följas i ett stråk längs Isöns västra strand och uppträder i en brant antiklinal med de tunna skiffrarna i kärnan och med den yngre Andersöskiffern anstående på öns östra sida i en sammanveckad sekvens.

Den sammanveckade Isökalkstenen längs öns västsida har förutom en huvudveckning i riktning N–S med stupning 70° mot V, också en tydlig axialplansförskiffring som är orienterad N10°–15°O/35°V och som ställvis är så tätt ansatt att kalkstenen ger ett intryck av en finbankad Bergekalksten (fig.125). Speciellt gäller detta avsnittet med ett fossilinnehåll som visar att det motsvarar Holenkalkstenens undre hälft, dvs. äldre Llanvirn. Avsnittet är väl blottat 150 m söder om färjeläget mot Norderön.

Även Andersöskiffern på öns östra sida är kraftigt veckad i sammanpressade, isoklinala veck. Skiffern innehåller talrika kalkstenslinser, som har en diameter av 20–40 cm och som i stort avspeglar skifferns lagringsriktning. Många av linserna är rikt fossilförande. Bland andra har trilobiterna *Triarthrus linnarssoni, Porterfieldia humilis* och *Ogygiocaris* sp. påträffats i skilda linser. Det är värt att notera att de flesta fossilförande linserna innehåller endast en typ av fossil eller att en art klart dominerar antalet påträffade exemplar. Den västra sidan och det centrala partiet av Andersön inklusive öns nordsida har en bergbyggnad som är en fortsättning på Isöns. Visserligen saknas goda blottningar längs Andersöns västra strand söder om Båthusudden, men av det stora antalet block som ställvis fortfarande grupperas i sammanhängande strukturella mönster kan man dra slutsatsen att blocken relativt väl speglar den lokala berggrunden av Isökalksten. Den nordöstliga delen av Andersön är uppbyggd som en asymmetrisk synform med den kraftigast uppresta skänkeln på strukturens östra sida. Stratigrafin

består, från väster räknat, av Andersöskiffer och Isökalksten som rests samman i ett brant stående veck med yngre lager mot väster, följt av veckkärnan med Andersöskiffer och en omvändning till äldre lager mot öster. Där finner man inveckade partier av Andersöskiffer och vid Käringnäset, i skifferenhetens typlokal, uppträder ett dominerande inslag av skiffer (Hadding 1912). Den nedåtböjda strukturens djupaste del finns här vid Käringnäset. Mot öster möter allt äldre lager fram till strandblottningarna 700730/143090, där Töyenskiffer, Latorpskalksten och Kläppeskiffer (Tjernvik 1956, s. 171–174) anstår. Dessa lager utgör den understa delen av den överskjutna enhet som förflyttats upp mot den östligare liggande yngre Kyrkåskvartsiten.

Kontakten mellan den västligare uppförkastade skifferkalkstensenheten och den östligare Kyrkåskvartsiten kan spåras i terrängen från strandblottningen med Töyenskiffer söderut över ön till viken väster om Ståltorpet. Blottningsgraden är för närvarande låg och begränsningen urskiljs på indirekta grunder genom topografi och blockfördelning. Väster om Ståltorpet fanns tidigare några skärpningar i Kläppeskiffer och Isökalkstenen kan observeras längs den väg som leder till Trefotsudden.

Bynäsets uppbyggnad är i stora drag lik Andersöns och eventuellt är de båda områdena direkt knutna till varandra i en sammanhängande tektonisk enhet. Längs näsets sydvästra strand är berggrunden väl blottad i omfattande sektioner, som domineras av Isökalksten och Andersöskiffer. Lagrens orientering varierar mellan N–S och N15°O stryknning och med brant västlig stupning mellan 25° och 75°. I profilens sydligaste del förekommer även branta östliga stupningar, som sannolikt hänger samman med att området ligger öster om en kulmination i lagrens sammanveckning. Orienteringen i förhållande till väststrandens riktning gör att endast cirka 15 m av sekvensen är blottad längs hela strandsträckan. På näsets nordväst- och nordsida kan man i spridda blottningar konstatera att underliggande lager, de undre delarna av Isökalkstenen och Töyenskiffern anstår. De bästa blottningarna finns på Bynäsets nordspets, där man på uddens nordvästsida och på höjden söder därom har Isökalkstenen anstående i en sammanveckad profil och på den östra sidan Töyenskiffern, möjligen med inknådade partier av Kläppeskiffer. Det är troligt att den uppböjda strukturen (antiklinalen) som kunde spåras på södra Bynäset har sin fortsättning i den nordliga udden.

Bynäsets centrala del byggs i sin helhet upp av ställvis tillgänglig Kogstaskiffer och Kyrkåskvartsit. Kvartsiten, som är väl blottad på Bynäsets högsta parti och ut mot den södra udden, har en lagerorientering med en västlig komponent N10°–N 25°V och med nordostlig stupning. Lagren är ställvis sammanveckade och dislokerade internt i enheten. Veckaxlarnas riktning är vanligen N15°V och med en nordlig stupning. Olyckligtvis finns inga observationer i området mellan strandbrinkarna och höjdområdet av kvartsit, vilket gör tolkningen av kontaktförhållandena svår. Med tanke på att det på näsets östra sida kan visas att Kogstaskiffern fortsätter mot nordost och troligen hänger samman med förekomsterna vid Frösölägret är det tänkbart att den oblottade delen i väster omfattar avsnittet med de relativt mjuka övre delarna av Andersöskiffern, Öråskiffern och Kogstaskiffern, vilket för kvartsiten i rätt stratigrafisk position i förhållande till väststrandens bergarter. Det är däremot tydligt att kvartsiten är dislokerad i förhållande till den underliggande berggrunden.

Utifrån den information som de observerade blottningarna lämnat är det inte möjligt att direkt jämställa bergbyggnaden på Andersön med den på Bynäset. På Andersön kan man lätt visa att en västlig enhet, som underst består av Kläppeskiffer, har förkastats upp på den östligare Kyrkåsenheten. Motsvarande struktur kan inte påvisas på Bynäset, där de äldsta lagren påträffas topografiskt under och geografiskt norr om sviten med Kyrkåslager.

Norderön och Verkön

Berggrunden på såväl Norderön som Verkön domineras av den siluriska Bergekalkstenen, som upptar större delen av öarna. Det nordliga partiet består av äldre lager, till en något större del på Verkön än på Norderön.

Stratigrafiskt omfattar berggrunden enheter från den kambriska Kläppeskiffern till den siluriska Bergekalkstenen. Kläppeskiffern, som påträffas vid Ålsta by på Norderön och i strandblottningar på Verköns nordvästdel och i mellersta delen av öststranden, är kraftigt störd. Även ingående kalkstenslinser är sönderpressade och senare läkta av vit kristallin kalcit. Endast ett fåtal kambriska fossil har påträffats, dels vid en schaktning vid Ålsta, dels i Verköns nordvästsektion. I den senare påträffas såväl mellan- som överkambriska trilobiter, *Eccaparadoxides cf. E. pinus* från etagen med *Eccaparadoxides oelandicus, Olenus* sp. och *Parabolina spinulosa* från den undre delen av den överkambriska etagen. Vid Ålsta förekommer linser som innehåller *Olenus truncatus.*

På Norderön har inga blottningar i lager som stratigrafiskt faller mellan Kläppeskiffern och den mellersta delen av Isökalkstenen påträffats. Dessa avsnitt borde uppträda mellan Ålsta och stranden norr om byn, där en omfattande strandblottning i Isökalksten finns. Den sydöstra begränsningen finns vid udden 70074/14273 och den kan, med korta avbrott, följas till blottningarna vid Nils-Hans husa (70077/14263). Denna sektion genom Storsjöbäckenets ordoviciska rampfacies är den mest upplysande av de idag tillgängliga (fig. 8). Lagerföljden omfattar enheterna Isö-

kalksten och Andersöskiffer. I den östliga delen av sektionen anstår Isökalkstenen. Den är mjukt veckad i strukturer med axelriktning N10°O–N30°O och med en flack stupning mot nordväst. Kalkstenen är relativt fossilrik speciellt vad avser cephalopoder och representanter från såväl undersom mellanordovicium (Aseri-etagen) har påträffats (fig. 121). Den cephalopodrika kalkstenen överlagras av övergångslager av växellagrande 5 till 12 cm tjocka bankar av mörk kalksten och 1 till 5 cm mäktiga svarta skifferinlagringar. Proportionerna mellan kalksten och skiffer förskjuts uppåt i lagerföljden mot allt större inslag av skiffrar, vilka omkring 2 m över den renare, bankade kalkstenen helt ersatt den kalksten som uppträder i uthålliga lager. Däremot förekommer linser av kalksten inlagrade i skiffern. Övergångslagren har inte entydigt kunnat dateras på Norderön men den liknande sekvensen på Frösön och Andersön har stratigrafiskt visats motsvara Seby- och/eller Folkeslundakalkstenen i plattformsfacies.

Den skiffersekvens, som täcker Isökalkstenen, uppträder i Norderöns norra strand i tre skilda utbildningar. De tre utbildningarna påträffas i tre kraftigt veckade tektoniska enheter som separeras genom markanta glidzoner i skiffern. Lagren stryker mellan N10°O och N30°O och stupar omkring 30° mot väster (fig. 8).

Skillnaden i bergartssammansättning består framför allt i mängden av grövre fraktioner, silt och sand, som finns inlagrad i den lerrika huvudmassan och i den form de grövre inlagringarna uppträder, dvs. antingen som bankar eller som linsformade element. Även mängden inlagrad kalksten skiljer enheterna åt. I den östligaste utbildningen, som följer på Isökalkstenen och övergångslagren, har Andersöskifferns mäktighet beräknats till omkring 5,5 m, som i strandblottningen minst tredubblats genom den omfattande isoklinalveckningen. Genom hela den östligaste enheten uppträder kalkstenslinser, vanligtvis med rikt fossilinnehåll av graptoliter, trilobiter, gastropoder, ostrakoder m.fl. fossilgrupper. Många kalkstenslinser är septarier, det vill säga de innehåller vanligtvis en mörkt grå finkornig kalksten, som spräckts upp till ett stjärnformat mönster genom utfyllnad av kristallin kalcit tillförd linserna i form av lösningar efter den ursprungliga försteningen. Ett fåtal linser i den östligaste utbildningen innehåller en tunnskiktad fin siltsten med kalcitmatrix. Siltstensskikten skär utan märkbar avböjning genom linsen, vilket tyder på att någon volymförändring inte inträffat efter försteningen. Utbildningen tyder snarare på att linserna uppkommit genom upplösning av tidigare sammanhållna kalkstensbankar i skiffern. I den östligaste delen av sektionen har inte dessa kalkstensbankar påträffats, vilket sannnolikt beror på att enheten skurits ut tektoniskt i veckens centrala delar. Bergartens utbildning i övrigt överensstämmer väl med den i sektionerna på Frösöns nordsida där kalkstenen normalt är representerad.

I Norderösektionens mellersta parti är Andersöskiffern välrepresenterad och i skärningarna kan man utskilja tre repetitioner med likartad bergartsutbildning. Genomsnittligt har Andersöskiffern i mellanpartiet ett större inslag av silt än i det östliga. Vissa delar består av korsskiktad fin siltsten i 1–3 cm tunna skikt med skiffriga mellanlagringar. Uppbyggnaden av skikten som cykliska bildningar med korsskiktning och andra sedimentstrukturer antyder en tillkomst i pulser (turbiditer). Linserna med karbonatcementerad siltsten, som uppträder i det östliga partiet, förekommer även i sektionens mellanparti. Mäktigheten hos de siltiga enheterna tilltar generellt mot väster, såväl i de skiffriga partierna som i de bankar eller linser, som är karbonarcementerade. Denna utbildning sträcker sig västerut till grottorna vid Nils-Hans husa.

I uddarna med grottbildningarna finns övergången mellan den mellersta och den västra utbildningen av Andersöskiffern. Den mellersta avslutas uppåt av ett kalkstensparti, som är 2,6 m mäktig och innehåller två bankar av mörkt grå till svart kalksten mellanlagrad av en tunn skifferinlagring. Kalkstenarnas fossilinnehåll är likartat och det kan inte uteslutas att bankarna förts samman till sitt nuvarande läge genom veckning i ett isoklinalt veck med ett axialplan, som inte kan urskiljas i de tillgängliga blottningarna.

Väster om Nils-Hans husa uppträder en sekvens av svart skiffer, tjocka bankar av gråvackeuppbyggd sandsten och kalksten. Lagerpacken är skild från Andersöskifferns mellersta utbildning av ett förskjutningsyta, som påträffas omedelbart väster om kalkstensenheten. Partierna med skiffrar är tunna och når i avsnittet som överlagrar gråvackebankarna en mäktighet av något över tre meter, men den låga blottningsgraden mot väster omöjliggör en noggrann bedömning. Den tektoniserade skiffern under gråvackebankarna är mindre än en meter mäktig. Bankarna av gråvackeuppbyggd sandsten når som mest 0,8 m tjocklek och totalt är den sammanveckade enheten nära 4 m. Den ursprungliga mäktigheten hos enheten kan uppskattas till 2,5 m.

Endast begränsade blottningar av mellanordovicisk kalksten påträffas omedelbart väster om Andersöskiffern. Kalkstenen är kraftigt tektoniskt påverkad. Några bankar innehåller många exemplar av *Echinosphaertes aurantium* (fig. 82), vilket tyder på att kalkstenen motsvarar plattformsfacies Dalbykalksten eller övre Furudalskalksten.

Väster om blottningarna vid Nils-Hans Husa saknas upplysningar om berggrunden längs en sträcka av nära 200 m. Blottningar av Isökalksten påträffas på flera delar av Norderöns nordvästra udde och enhetens mäktighet kan beräknas till omkring 20 m. Lagrens strykning är N20°O–N40°O och stupningen mot sydost. Kalkstenen kan följas 200 m längs Långnäsets sydvästra strand och fossilfynd i de översta tillgängliga kalkstenslagren visar att de tillhör Isökalkstenens översta del. Mot söder saknas blottningar på en

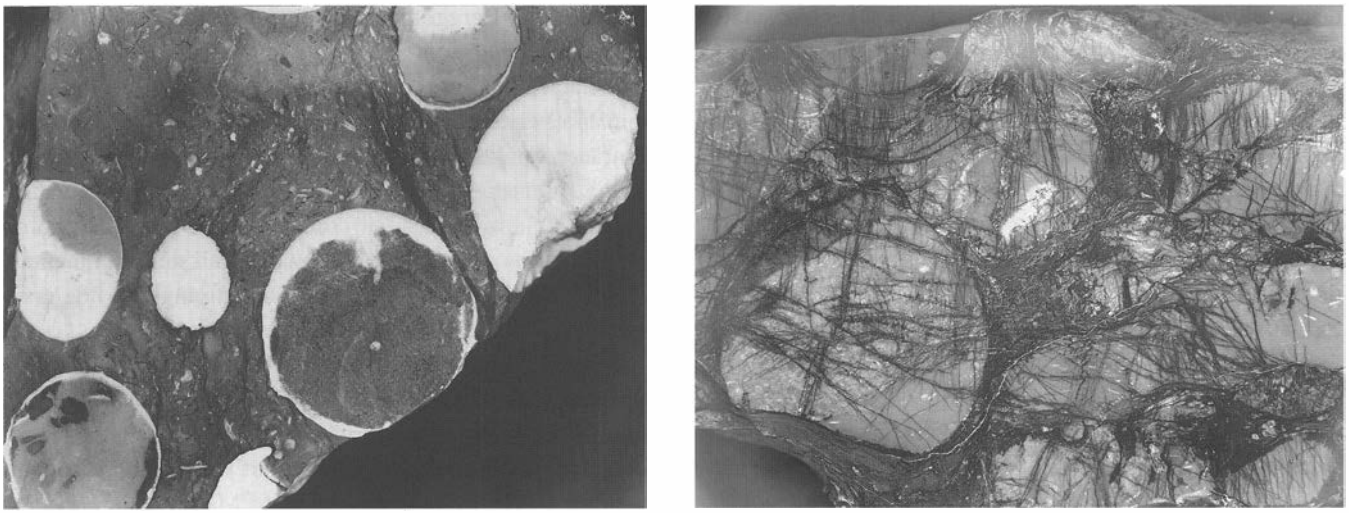


Fig. 82 a och b. Sågade och polerade ytor av Dalbykalksten hämtade från två tektoniskt skilda miljöer. I båda kalkstenarna domineras intrycket av de runda ytorna, som är snitt genom *Echinosphaerites aurantium.* Snittet till vänster, hämtat från vägskärning vid Grytan, visar tektoniskt praktiskt taget opåverkade fossil, till skillnad från det högra, hämtat från Nils-Hans husa, som är skjuvat och förskiffrat genom tektonisk påverkan (19E 0j resp. 19E 1f). Foto K.-E. Alnavik.

Two polished surfaces of upper Dalbyn Limestone collected from two different tectonic environments. To the left, sections through practically undisturbed Echinosphaerites aurantium, *to the right, specimens from a folded and thrust sequence at Nils-Hans husa, Norderön (19E 0j, 19E 1f, respectively).*

sträcka av nära 200 m. Vid lågvatten påträffas Örå- och Kogstaskiffer i en revelliknande bildning 30–50 m från den normala strandlinjen längs en 100 m lång sträcka av Långnäsuddens sydvästsida. I sektionens sydöstliga del uppträder också kvartsitbankar med mäktigheter mellan 0,2 och 1 m. Kvartsitbankarna tillhör Kyrkåsenheten. De sammanhängande blottningarna avslutas mot sydöst av en omböjning av lagren till en nordöstlig strykning och Kyrkåskvartsiten är blottad i strandblottningar 200 m längre österut vid Bölegårdarnas båtplats där kvartsiten stryker N70°O och stupar mellan 15° och 25° mot sydost. Kvartsiten täcks i sydöstlig riktning av Bergekalksten, som påträffas i ett stort antal blottningar på Norderöns södra hälft, där den är knuten till Edekvartsit. De mest omfattande blottningarna finns i strandområdena väster om Böle, vid Tivarsgård och söder om färjeläget vid Västanede, där såväl Edekvartsiten som övergången mellan kvartsiten och Bergekalkstenen är tillgängliga (Boucot & Johnson 1964). Även längs öns sydliga del finns övergången blottad. Lagren har i öns sydliga del en strykning nära N30°O och en stupning mellan 25° och 60° mot nordväst.

Utbildningen av Bergekalkstenen vid stranden väster om Böle avviker från den man vanligen påträffar. I strandhällarna förekommer upp till en meter tjocka bankar, som huvudsakligen byggs upp av korallkolonier från grupperna *Tabulata* och *Rugoza* (tetrakoraller). Koralliterna, dvs. den kropp som byggs upp av korallkolonin, har en storlek i horisontell led mellan 0,1 och 1 m och en vertikal utbredning upp till 0,3 m. I bankarna är halten mellanmassa mellan kolonierna vanligen obetydlig, men ställvis uppträder fickor med en mörk finkornig kalksten, som är rik på fossil av djurgrupper som varit rörliga, främst trilobiter och musselkräftor (ostrakoder).

Den totala mäktigheten hos den korallitrika kalkstenen har i borrningar vid Bölestranden konstaterats vara mindre än 2,5 m och den underlagras av en tunnbankad enhet av okänd mäktighet.

Berggrunden på Verkön är uppbyggd på ett likartat sätt som den på Norderön. Den nordligaste delen av Verkön består av kambriska och ordoviciska skiffrar och ordoviciska kalkstenar. Detta skiljer den från den södra, som domineras av yngre ordoviciska skiffrar och kvartsiter samt siluriska kvartsiter och kalkstenar. Gränsen mellan de båda delarna löper över öns norra del från stranden omkring 100 m norr om Verköns brygga till västsstranden omkring 500 m söder om öns nordspets. Den utgörs av ett rörelseplan med relativt brant stupning mot nordväst, vilket snarare ger intrycket av ett axialplan i ett brustet veck än en storskalig överskjutning, som normalt intar ett flackt läge. De kambriska lagren anstår närmast förskjutningsplanet och skiffern följs västerut av Latorps- och Töyenenheterna samt Isökalkstenen, vilka uppträder isoklinalveckade eller tätt veckade med axelriktningar omkring N30°O. Sekvensen innehåller allt yngre enheter mot nordväst och vid Utöarna uppträder inveckade partier av Andersöskiffer.

Söder om uppskjutningen påträffas mellan- och överordoviciska enheter samt de siluriska som tidigare nämnts. På Verköns sydvästsida påträffas närmast förskjutningsplanet skiffrar och kvartsitbankar som tillhör Föllingeenheten. Utbildningen motsvarar den som förekommer i begränsad omfattning på Norderöns nordsida vid Nils-Hans Husa. På Verkön är den sammanlagda mäktigheten minst 40 m men

den ringa blottningsgraden tillåter inte en säker bedömning av veckningsgrad, ursprunglig mäktighet och stratigrafisk tillhörighet. Väster om blottningarna med Föllingelager uppträder ett flertal block av starkt pressad, fossilförande Dalbykalksten. Om kalkstenen, i likhet med de på Norderön, ursprungligen härrör från lagren över turbiditerna, faller denna sekvens inom mellanordovicium. Inga berggrundsblottningar har påträffats mellan skärningarna med turbiditer och stranden väster om Kaptensbostället, där Bergekalksten anstår.

Det är värt att notera att motsvarande berggrund på öns nordöstra sida byggs upp av Kyrkåslager och Bergekalksten, vilket överensstämmer med förhållandena på Norderöns västsida, men som samtidigt skiljer den från övriga stratigrafiska övergångar mellan ordoviciska och siluriska lager på de båda öarna. På Verkön, liksom på Norderön, är avståndet mellan Kyrkåskvartsiten och Bergekalkstenen relativt litet. På Norderön kan kvartsiten följas till en nivå mindre än 3 m under Bergekalkstenens mätt vinkelrätt mot lagrens orientering. Distansen på Verkön är något större, men inga tecken tyder på att andra enheter skulle förekomma mellan de båda. Motsvarigheterna till ordovicium/silurövergången med praktiskt taget likartad utbildning som vid Västanede, alltså Ede/Berge, förekommer på Verköns sydvästra och södra sida.

Det finns inga direkta bevis för att de geografiska förhållandena mellan de två typerna av övergångslager idag är desamma som vid avsättningstillfället. Det bör dock noteras att den korallitrika kalkstenen på såväl Norderön som Verkön geografiskt sammanfaller med utbredningen av Kyrkåskvartsiten och det är tänkbart att den ansvällning av sandrika lager som skett vid avsättningen av Kyrkåsformationen skapat en undervattenshöjd, som genom ett förändrat strömningsmönster och därmed förbättrad vattencirkulation givit en lämplig miljö för lokalt ökad koralltillväxt. Inga tecken i den korallitrika bildningen tyder på att den utsatts för vågpåverkan och utgjort någon form av vågbarriär, som skulle ge bildningen karaktären av revbildning.

Relationerna mellan den yngre sekvensen av överordoviciska/siluriska lager och den äldre med kambriska till mellanordoviciska lager är mångtydig såväl på Norderön som Verkön. Även ställda i relation till andra näraliggande områden kan alternativa tolkningar lämnas. De tektoniska sambanden kommenteras i kapitlet ”Tektoniska huvuddrag”.

Området på ömse sidor om Indalsälven väster om Lit

Området omfattar bergen på ömse sidor Indalsälven nedströms Litsnäset–Granbo och innefattar trakterna av Granbo, Åskott, Halåsen, Hölje och Hökbäck på älvens södra sida samt Litsnäset, Klöstabodarna, Klösta, Lit och Brevåg på den norra. Berggrunden i området domineras av ordoviciska kalkstenar som inom området är utbildade i plattformsfacies i de östra och centrala delarna av området men som mot väster är utbildad som Isökalksten i rampfacies. Området karaktäriseras vidare av ett tektoniskt mönster av relativt brantstående imbrikationer, som är betydligt vanligare företrädd i de kvartsitrika områdena i södra och norra delarna av länet än i det skiffer- och kalkstensdominerade centrala jämtländska bäckenet. Mönstret präglar i hög grad områdets topografi, vilket diskuteras nedan.

Berggrunden i området omfattar lager från de understa bevarade kambriska lagren som endast påvisats i block men som torde anstå vid gårdarna Skickja, 6 km öster om Lit. Bergarten är en mörk arkosisk bergart som i vissa partier är cementerad med kalciumkarbonat. Mäktigheten är inte känd.

Den något yngre Kläppeskiffern är normalt dåligt blottad på grund av dess låga motståndskraft mot erosion och inga blottningar av skiffern har påträffats i området närmast öster om Lit. Dess närvaron antyds dock genom fynd av talrika kalkstenslinser och skifferfragment i moränen.

Kläppeskiffern finns tillgänglig i ett stort antal skärningar längs Indalsälvens norra och södra stränder mellan Lit och Litsnäset. Skiffern uppträder generellt som avskurna överstjälpta antiklinaler med den äldsta delen av skiffern bevarad främst i veckens västra skänklar.

Kläppeskiffern omfattar stratigrafiskt såväl mellan- som överkambriska lager. I de bäst blottade förekomsterna (702275/144987 och 702250/144660) har fossil från zonerna med *Eccaparadoxides pinus* från det understa ledet och *Tomagnostus fissus & Ptychagnostus atavus* samt *Hypagnostus parvifrons* från den mellersta etagen i mellankambrium påträffats. Från den övre har *Lejopyge lævigata* påträffats. I skifferns överkambriska del är zonerna med *Olenus & Agnostus obesus, Parabolina spinulosa* och *Peltura minor* påvisade.

På älvens norra strand är Kläppeskiffern mera svårtillgänglig och inga stratigrafiska enheter utöver de som finns på den södra sidan har upptäckts.

I de täckande ordoviciska lagren finns två basala enheter som inom området påvisats endast genom blockfynd. Den tunna Latorpskalkstenen som endast undantagsvis överstiger 1,5 m i mäktighet i länet, har här påträffats som block, dels vid Bygget öster om Lit, dels vid Lits kyrka (fig. 83). Det har däremot inte gått att påvisa varken den eller den täckande Töyenskiffern i de kraftigt tektoniserade antiklinalerna på älvens sydsida.

Höjden Halåsberget och motsvarigheten på älvens norra sida och väster om Hårkan domineras av ordovicisk kalksten. Den har en ursprunglig mäktighet beräknad till mellan 90 och 100 m. Genom ett stort antal upprepningar av kalkstenen och de underlagrande skiffrarna anstår i bergens övre

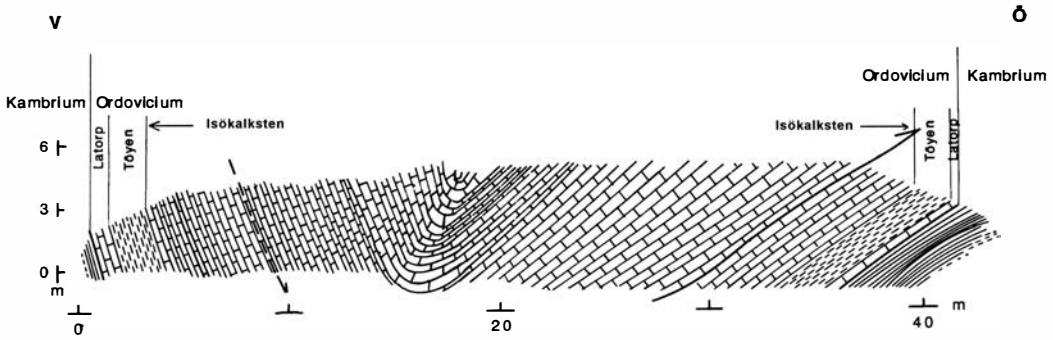


Fig. 83. Lit. Sektion V–Ö. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 94).
Lit. Section W–E. Geological structure (simplified).

delar en packe kalkstenar som uppgår till minst 2 km mätt vinkelrätt mot lagring och uppskjutning .

Kalkstenens uppbyggnad är anmärkningsvärd. Geografiskt ligger Halåsberget på ett relativt stort avstånd från nuvarande östgräns för täcket av sedimentbergarter. I jämförelse med Brunfloområdet borde man här förvänta sig en kalkstenssekvens som domineras av den grå typen och där kalkstenens karaktär närmar sig Isökalkstenens. Oväntat möter flera östliga enheter lik de som förekommer i östra Brunfloområdet i de skärningar som uppkommit i samband med byggandet av skogsbilvägar på bergets nordsluttning. Bland annat finns vid 702220/144780 en sektion genom de delvis röda eller rödgrå gränslagren mellan de under- och mellanordoviciska enheterna. I sektionen ser man såväl den övre delen av Holenkalkstenen med dess karaktäristiska trilobitfauna, som de undre delarna av den mellanordoviciska delen med Segerstadskalkstenen och dess fauna av trilobiter *Asaphus (Neoasaphus) platyurus* m.fl. och karaktäristiska bläckfiskskal. I detta parti förekommer också finskiktade lager och bollar av kalksten som tolkas som alginkrusteringar.

Kalkstenens västliga fortsättning i områdena Åskott, Granbo, Litsnäset och motsvarande områden på älvens nordsida kontrasterar mot förekomsterna i östra och centrala Halåsberget genom att kalkstenen är genomgående grå och motsvarar Isökalkstenens utbildning. Flera stratigrafiskt skilda delar av Isökalkstenen har påvisats i blottningar i Halåsbergets västligaste parti vid Litsnäset och i järnvägsskärningarna i Granbohöjdens nordsida. På Gällsåsbergets västsida finns goda blottningar i Isökalkstenen vid både Klöstafallen och Sladderforsen i Långan. Det kan konstateras att kalkstenen når ungefär samma nivå som i typsektionen för Andersöskiffern, dvs. mellersta mellanordovicium. I flera sektioner i området, skogsvägen mellan Önsjön och Åskott, Önsjöbäcken söder om sammanflödet med Åskottån, stigen mellan Åskott och Ladumyren och höjden ca 1 km väster om Granbo, finns skärningar genom stora delar av Andersöskiffern och i några fall Öråskiffern med underlagrande Isökalksten och täckande Dalbykalksten, i flera fall med ett rikt innehåll av tagghudingen *Echinosphaerites aurantium*. Den senare kalkstenen har påträffats också i anslutning till T-vägkorset vid 701900/144143.

Häggenåsområdet med Högfors

Häggenåsområdets geologiska uppbyggnad är mycket komplex och innehåller lagerföljder med stark plattformsprägel, som kontrasterar mot betydligt kraftigare tektoniskt påverkade övergångslager till rampfacies. Området omfattar trakterna runt Hårkans lopp några km nedströms och uppströms Högforsen, området öster om Högfors mot Örån och de bebyggda området som omfattar Huse, Grötom, Häggesta och Österåsen samt Kyrkbodberget.

Förutom naturliga blottningar och temporära skärningar har viktig information erhållits genom två borrningar betecknade Häggenås 77001 och 7002. Häggenås 77001 är borrad 130 m västsydväst om Högfors herrgård (702924/145412) och nr 77002 150 m norr om Majorsbodarna nära vägkorset vid Ringstavägen (702812/145223). Den senare visade sig vara placerad i ett område med ett 37 m mäktigt moräntäcke och bröts innan borrningen nådde det kristallina underlaget. Häggenås 77001, som sattes i anslutning till det omfattande hällområdet nedströms dammen vid Högforsen, drevs till ett djup av 140 m varav de övre 129 m innehöll sedimentär berggrund. Borrprofilen Häggenås 77001 framgår av fig. 84.

I sektionen genom den ordoviciska kalkstenen nedströms dammen påträffades före utbyggnaden lager motsvarande Segerstads-, Skärlöv–Seby-, Folkeslunda-, Furudals- och Dalbyenheterna. Den senare finns tillgänglig i de översta 1,5 m av sektionen närmast lugnvattnet (702924/145393). Högforssektionen i Segerstadsdelen framgår av fig. 84.

Borrsektionen ansluter som nämnts till den blottlagda delen av kalkstenen. Borrkärnan har översiktligt karterats i den ordoviciska delen och det framgår att den underordoviciska delen har en mäktighet av 22 m. I denna del av kärnan har

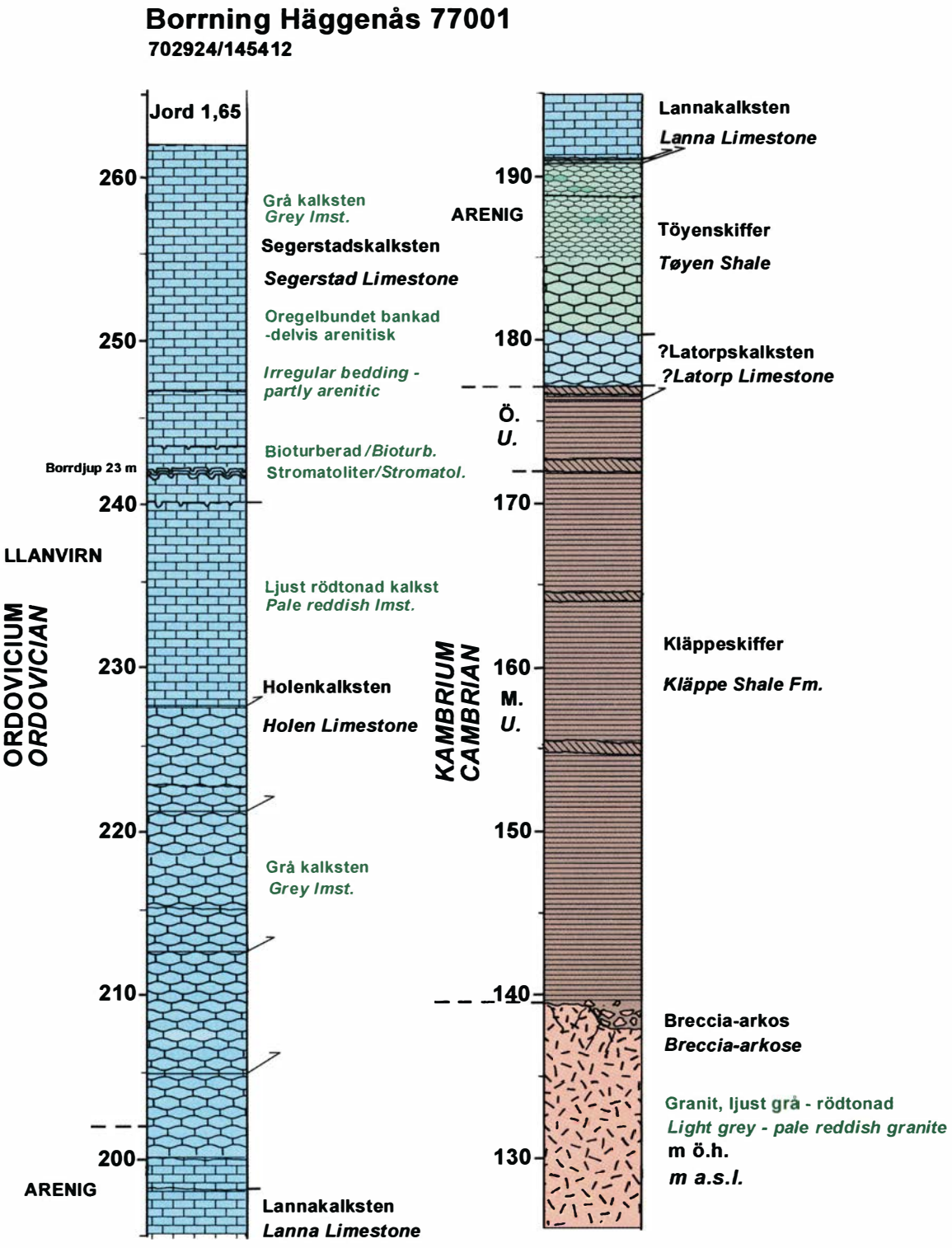


Fig. 84. Borrningen Häggenås 77001. Stratigrafisk indelning.
Drill-core Häggenås 77001. Chrono- and topostratigraphic subdivision.

Fig. 85. Den flackt liggande mellanordoviciska kalkstenen i Hårkan nedströms Högforsen. Bilden är tagen 1976 före utbyggnaden av karftverket. Bankarna med onkoliter som omnämns i texten var belägna ca. 0,5 m över ”golvet” i bildens vänstra kant (19F 5a).

Exposures of flat-lying Middle Ordovician limestone along river Hårkan at Högfors. Photo from 1976, before the construction of a dam for a hydro-electric power plant. Oncholites were found in beds c. 0,5 m above basal bedding-plane to the left (19F 5a).

inga tydliga krosszoner eller andra tecken på förkastningar upptäckts. Mäktigheten är oväntat stor och den mellanordoviciska delen vid Högfors är nära 22 m. Den övre delen är en grå bankad kalksten med banktjocklek omkring 15 cm, vilken på ett djup av 23 m övergår i en blekt gråröd variant, som på några nivåer innehåller onkoliter och algdomer med tunna inkrusteringar av hämatit (fig. 86–87). Även skal av bläckfiskar och trilobiter är i några nivåer inkrusterade av samma mineral. I avsnittet 22 till 24 m har snitt av stjärtsköldar av en stor trilobit som troligen tillhör arten *Asaphus platyurus* hittats.

Kalkstenen i borrintervallet 25 m till 31 m är utbildad som en delvis rödtonad kalksten med en bankning som den överlagrande. Enheten, samt den underliggande ner till 76 m, som är en delvis finknölig kalksten, tillhör sannolikt motsvarigheten till Holenkalkstenen, eventuellt också Lannakalkstenen i plattformsutvecklingen. Fynd av fossil är mycket begränsade och jämförelsen är grundad på litologiska karaktärer. Mäktigheten är cirka 1,7 gång större i Högfors än hos motsvarande lager i öster.

Under detta stratigrafiska intervall förekommer en markant krosszon, som dels genom sin utbildning, dels genom bergartsfördelningen kan bedömas vara ett förkastningsplan, vilket orsakat att omkring l0 m av det understa partiet av kalkstenen upprepas över planet. Avsnittet som repeteras omfattar Lannakalksten, Töyenskiffer och Latorpskalksten, som underlagras av en bank av en mörk konglomeratisk kalksten med fosforitinslag. Den senare banken utgör övergångslager mellan ordovicium och kambrium och hör till en större del till det kambriska systemet. Den kambriska delen är i borrningen 40 m mäktig. I avsnittet närmast under ordovicium uppträder en svart skiffer med talrika inslag av bitumenrika kalkstenslinser. Avsnittet är nära 4 m mäktigt och innehåller fossil från de överkambriska biozonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus & A. obesus* och *Parabolina spinulosa.* De underlagrande 46 m består i huvudsak av mörkt grå delvis siltiga skiffrar, som i den understa metern av de sedimentära bergarterna övergår i mörka, sandiga-grusiga arkosiska lager som liknar transgressionsbildningarna vid Brunflo. Den undre mörkgrå skifferdelen är avsatt under äldre kambrium och i den övre 4 m mäktiga delen har fossil från etagen med *Paradoxides paradoxissimus* (Bergström 1981) påträffats.

En stor blottning av Kläppeskiffer finns nedströms i Hårkan. Blottningen dominerar speciellt den östra stranden vid Blåbergen. Den är skild från den omfattande blottningen av ordovicisk kalksten vid Högforsen av ett jordtäckt område. Skärningarna vid Blåbergen (fig. 88) omfattar skiffer från mellankambrium och överkambrium. Den mellankambriska delen dominerar i mäktighet och upptar omkring 2/3 av mäktigheten. I mellankambriums undre del har fossil från zonerna med ?*Eccaparadoxides insularis* och *Eccaparadoxides pinus* påträffats. Över dessa följer mellersta mellankambriums zoner med *Ptychagnostus gibbus* och *Hypa-*

Fig. 86. Borrningen Högfors-1, Häggenås, avsnitt 23.30–23.40. Avsnittet visar spår av ett flertal regressioner och transgressioner med bildning av algmattor och -domer, som också skapat paraply-effekt, dvs. algdomen har byggts upp utan kärna och därmed skapas utrymme för en sekundär ifyllnad av kristallin kalcit. Avsnittet ej säkert daterat, men tycks vara yngre än Segerstads-kalkstenens undre del (19F 5a).

Algal domes and mats seen in the drill-core Högfors-1, level 23.30–23.40 below surface. The algal growth created a void, later filled with crystalline calcite, which contrasts to the usual growth of domes around cores of stranded shells. Exact stratigraphic level unknown, but most likely younger than the lower part of Segerstad Limestone (19F 5a).

Fig. 87. Detalj och något ändrad påsikt av fig. 86.

The same portion as in Fig. 86 but magnified and in a slightly different aspect.

gnostus parvifrons samt övre mellankambriums zoner med *Solenopleura brachymetopa* och *Lejopyge laevigata*, de senare i delvis konglomeratisk utbildning.

Främst i Kläppeskifferns understa del i den östra sektionen, zonen med *E. pinus,* uppträder mycket stora kalkstenslinser med diametrar upp till 2,5 m och en mäktighet av nära 0,7 m.

Kläppeskifferns överkambriska del är sämre belagd med fossil. Dock har zonerna med *Olenus & Agnostus obesus, Parabolina spinulosa* och *Peltura minor* påträffats. Den överkambriska delen är liksom i borrningen begränsad till en mindre än 10 m mäktig packe av svarta, delvis koliga skiffrar.

Den omfattande förekomsten av Kläppeskiffer vid Blåbergen nedströms Högforsen har en något oklar tektonisk ställning. Det är uppenbart att skiffern förkastats mot öster upp på den ordoviciska kalkstenen vid Högforsen. I tidigare tolkning har skifferförekomsten tolkats som en basal del och front till en sammanhållen tektonisk enhet som kan följas avsevärda sträckor mot såväl söder som norr (Thorslund 1940). Tolkningar av förekomsterna i anslutning till Indalsälven och jämförelser mellan kalkstensförekomsterna i Halåsen, Lit och Högforsen tyder på att rörelsemängden i den begränsande förkastningen är relativt ringa, eftersom såväl den kambriska som den ordoviciska utvecklingen på respektive sidor om förkastningen inte på ett avgörande sätt avviker från de ändringar av lagrens utbildning man finner inom respektive tektoniska paket i sydost–nordvästlig riktning. Med tanke på det relativt korta avstånd från de paleozoiska lagrens erosionsfront till Kläppeskiffrarnas utbildning till och med zonen med *Peltura minor* i såväl Brunflo-området som vid Indalsälven kan man dra slutsatsen att skifferanhopningen vid Blåbergen är ett resultat av en isoklinal kulmination av den typ som finns speciellt på Indals-

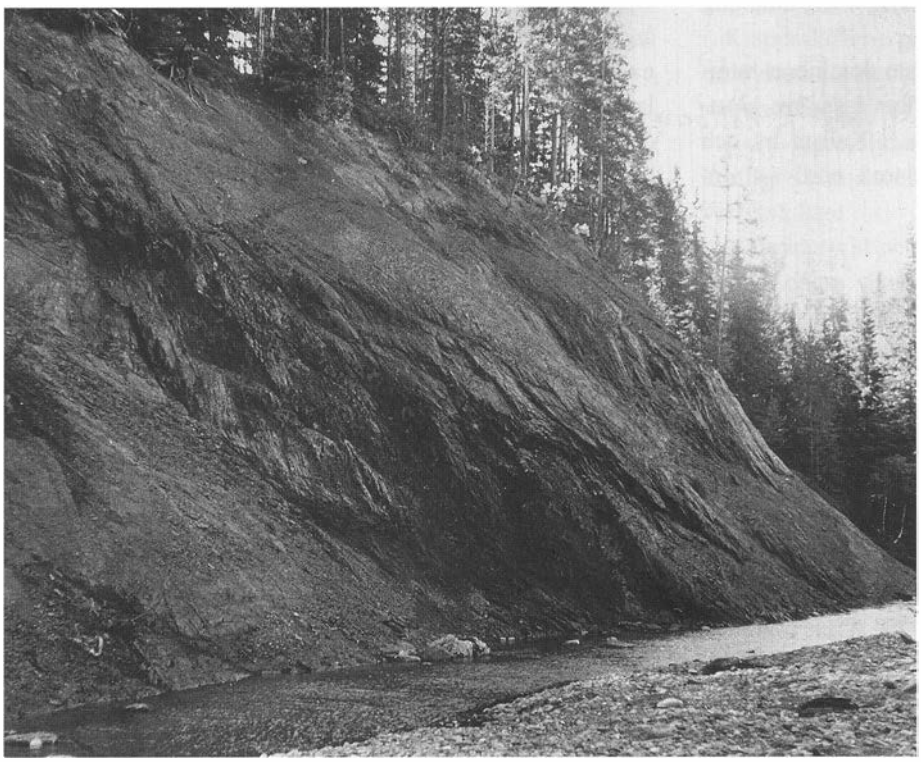


Fig. 88. Den höga naturliga skärningen Blåbergen vid Hårkan, nedströms kraftverket vid Högforsen. I branten är mellankambrisk Kläppeskiffer tillgänglig i snitt nära parallellt med förskiffringsriktningen (19F 5a). Foto Rolf Hallberg.

A riverbank exposure of Middle Cambrian Kläppe Shale at Blåbergen, downstream Högforsen hydro-electric power plant, Hårkan. The shale is exposed almost parallel to cleavage (19F 5a). Photo Rolf Hallberg.

älvens södra strand söder om Lits kyrka och att det är osäkert om Blåbergsförekomsten kan knytas samman med ett sammanhängande stråk av skiffer till Lits samhälle. Det kan också erinras om resultatet av en andra borrning inom alunskifferprojektet norr om Majorsbodarna där man under 34 m morän träffar på Kläppeskiffer, som utgjort ett lätteroderat stråk och styrt områdets dränering åtminstone under de senaste interglacialperioderna. Skiffern anstår här nära kalkstensblottningarna som kan följas från området 100 m väster om Majorsbodarna och längs bergssidan mot nordväst förbi Myckeltjärnshögarna.

Den ordoviciska kalkstenen finns blottad på ett stort antal ställen vid Häggenås samhälle, Huse, Grötom, Häggesta och Österåsen. Utbildningen är som Isökalksten och endast vid älvstranden vid Huse och i vägskärningen vid huvudvägen 700 m SO kyrkan har daterbara nivåer påträffats. I båda fallen har relativt stora stjärtsköldar av trilobitsläktet *Megistaspis* påträffats, vilket visar att enheten innehåller underordoviciska partier. Mot väster, vid Kyrkbodbergets nordöstra del uppträder även mellanordoviciska lager med skiffriga inslag, som inte kunnat närmare dateras, men som torde tillhöra Andersöskiffern.

Området Ringsta – Husås

I Gällsåsbergets norra del vid Myckeltjärnen anstår en väl blottad sektion genom Isökalkstenens mellersta och övre del. Den stratigrafiska fortsättningen uppåt i lagerföljden är tillgänglig i ett flertal blottningar i Ringsta–Husåsområdet, som omfattar området väster om Hårkan från norra Gällsåsberget över Ringsta Husås till Kallsta. Det är främst i Husås och i norra sluttningen av Ringstahöjden berggrundsinformation finns tillgänglig i goda blottningar. I vägskärningar vid 70337/14475 och 70342/14474 anstår Andersöskiffer, en omkring 50 cm tjock kalkstensenhet som kan motsvara Dalbykalkstenen, Öråskiffer, Slandromkalksten och Kogstaskiffer. De mjuka skifferenheterna under Slandromkalkstenen är inveckade i varandra och kan delas upp främst genom fossilinnehåll men även på grund av att Andersöskiffern har ett markant inslag av upp till 10 cm tjocka uthålliga kalkstensband. Kalkstenen är inte så sammanhållen som vid Mosta och är enligt sitt fossilinnehåll, främst graptoliter, något yngre än denna. Såväl Öråsom Andersöskiffern är generellt rika på fossil, främst trilobiter och graptoliter. Faunans sammansättning i den yngre skiffern överensstämmer väl med den i Öråsektionen. På vissa nivåer i Andersöskiffern påträffas markanta inslag av gastropoder (snäckor) och cephalopoder (bläckfiskar), vilket faciellt knyter skiffern

nära motsvarande skiffer vid Lövtorpen på Frösön.

I norra delen av Husås by förekommer flera vägskärningar i Andersö- och Öråskiffrarna. Dessa är veckade i samma mönster som vid Ringstabranten och veckaxlarna har orienteringen N15°O–N20°O horisontell till sydvästlig stupning 18°.

Norr och väster om Husås och i Kallsta domineras berggrunden av Andersöskiffer, som påträffats i smärre blottningar vid Mångbodarna längs Hårkan, i Kallsta by och längs en skogsbilväg mot Ol-Jonsbodarna nordväst om Kallsta.

Mo, Örån och Nyby

I raden av östliga förekomster av underpaleozoiska bergarter finns några områden på ömse sidor om Indalsälven där lagerföljden är väl representerad inom ett relativt begränsat område. Mellan Svanamyren och Mo på älvens södra sida och Källåsen och Nyby på den norra finns en relativt komplett sekvens av kambriska och ordoviciska lager representerade.

I det flacka området runt Brana och Svanamyren finns områdets östligaste bevarade förekomster av skiffer och kalksten. I samband med alunskifferprojektet (Gee 1979) har två borrningar utförts, en vid Brana (701168/146108) och en vid Svanamyren (701347/146269). I båda är den undre delen av den kambriska bottenbildningen och Kläppeskiffern samt den ordoviciska kalkstenen genomborrade. Den kambriska delens mäktighet når i Svanamyren 34 m men når bara 28 m i Brana trots att den biostratigrafiska genomgången visar på en mera fullständig lagerföljd i den senare. Det är sannolikt att skillnaderna även i dessa östliga lägen hänger samman med tektoniska upprepningar av vissa delar av sekvensen. De ordoviciska delarna är 8 m respektive 13 m mäktiga och innefattar Latorps-, Töyen- och Lannaenheterna.

Mellan Svanamyren och Åsen saknas säker kontroll av bergartsfördelningen. Fynd av mellanordovicisk kalksten i ett läge som antyder att materialet är ett löst block har gjorts längs vägen mot Sjörbodarna. Vid Åsen och Palleråsen–Böle finns ett flertal blottningar i Kogstaskiffer och Kyrkåskvartsit. Enheterna uppträder på samma sätt som vid Kyrkås, alltså i en sammanveckad sekvens med kvartsiten förekommande i nedböjda partier av berggrunden. Även vid Mo uppträder samma del av lagerföljden men kvartsiten har en mindre utbredning än vid Palleråsen och området domineras av en delvis siltrik övre Kogstaenhet.

På Indalsälvens norra sida försvåras tolkningen av berggrundens uppbyggnad genom att vissa kritiska avsnitt inte finns exponerade. I branten söder om Handogsbodarna har den ordoviciska kalkstenen påträffats. Bergarten är inte säkert bestämd till ålder men tillhör sannolikt den undre delen av Furudalsenheten. Däremot är blottningsgraden i höjdområdena vid Nyby, Långkälen och Storhögen högre och visar en omfattande utbredning av Kyrkåskvartsit och den underlagrande Kogstaskiffern. I de observationer som gjorts är veckningsgraden av de två enheterna lägre än den vid Kyrkås. Synklinalerna är relativt öppna, vinkeln mellan skänklarna är nära 90°. Veckens/strukturernas riktning varierar mellan N12°V och N20°O och axelstupningen mellan 10°SV och 15°NV. Öster om kvartsitförekomsterna har endast en blottning i mellanordovicisk kalksten påträffats. Thorslund (1949) anger observationer av Kläppeskiffer och Örå- eller Kogstaskiffer med litet inbördes avstånd, men dessa observationer har inte kunnat verifieras. Det kan trots detta konstateras att tolkningen med två markanta förkastningsplan i sekvensen mellan det kristallina underlaget i öster och Kyrkåskvartsiterna i höjderna är rimlig.

Väster om Storhögen/Stormyrbodarna sjunker landet ner mot Öråns dalgång. Berggrunden domineras här av överordoviciska lager, främst Kogstaskiffer. Blottningsgraden är dock låg och det kan förväntas att den sekvens som beskrivs nedan från Öråsektionerna finns repeterad i området.

Sektionerna vid Örån (fig. 89), som med vissa avbrott når från Björhuslokarna nedströms till Magnus-Pålskojan, omfattar delen av den ordoviciska lagerföljden från mellersta mellanordovicium till och med övre överordovicium. De äldsta lagren uppträder i blottningarnas övre del och med yngre lager nedströms. Strukturellt kan regionen tolkas som en komplex synform med den centrala delen mellan Storhögen och Stormyrbodarna. Öråsektionen tillhör strukturens relativt branta västskänkel.

I övre delen av den strömsträcka där blottningar påträffats (703125/146303) och därifrån ca 100 m nedströms till det område där yngre stratigrafiska enheter återfinns, förekommer små blottningar i Furudalskalksten och Dalbykalksten, som även återkommer vid 703075/146285. I Dalbykalkstenen påträffas ställvis rikligt med tagghudingen *Echinosphaerites aurantium.* Kalkstenen är kraftigt veckad och i den östliga delen av blottningen står lagren vertikalt. Veckaxeln har orienteringen N15°O med 10° stupning mot söder.

Blottningar saknas mellan förekomsten av Dalbykalksten och bron vid Storhögenvägen, där såväl Öråskiffer som Slandromkalksten anstår. Bergarternas fördelning från bron och omkring 200 m nedströms framgår av figur 89, som är modifierad efter Thorslund (1940). Sekvensen består av sammanveckade och förkastade partier, som skiljs åt av branta dislokationer löpande i riktning NNV–SSO. Rörelsemängden i varje plan uppgår som mest till 4 m.

I sektionens nedre del finns en skärning genom Öråskiffer, Slandromkalksten och Fjäckaskiffer. Sektionen har utsetts till typsektion för Öråenheten. Enhetens definition finns redovisad i den stratigrafiska sammanfattningen, men

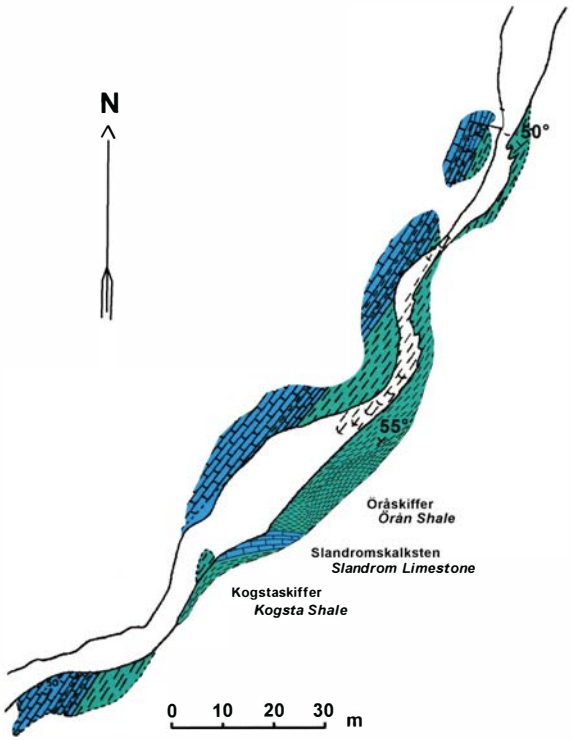


Fig. 89. Bergartsfördelning vid typlokalen för Öråskiffern, nedströms bron över Örån ca 2 km SO Labbgård (19F 5–6c). Delvis efter Thorslund 1940.

Simplified map of the bedrock distribution at the reference section for the Örån Shale Formation. The map area reaches c. 200 m downstream Örån from the bridge crossing along the road to Storhögen, c. 2 km SE Labbgård (19F 5–6c) Partly from Thorslund 1940.

det är motiverat att lämna några främst strukturgeologiska kommentarer till lokalen. Lagren är orienterade N27°–35°O och med stupning 40°–50° mot nordväst. Bergarternas regionala fördelning med Öråskiffern uppträdande längs strömfåran och den yngre Slandromkalkstenen på ömse sidor, visar att lagren har veckats isoklinalt med skiffern i veckets kärndel och Slandromkalkstenen uppträdande såväl sydost som nordväst om. Vecket har i den följande processen klippts av de ovan beskrivna dislokationerna. Öster och söder om den sydvästligaste delen av huvudsektionen i Örån (703000/146237) påträffas en tunn, mindre än 1 m mäktig Fjäckaskiffer, Kogstaskiffer och inveckade partier av Kyrkåskvartsit, som anstår cirka 400 m nordost om Magnus-Pålskojan.

Området Korsmyrbrännan – Kilen – Vikbodkälen – Fyrås – Hammerdal

I detta område innefattas den östra bården av de underpaleozoiska sedimentbergarterna, som bygger upp ett topografiskt markerat höjdområde väster om det myrtäckta flacklandet i öster. I flacklandet finner man rester av den nederoderade yta som utgjorde underlaget till de underpaleozoiska sedimenten avsatta för omkring 550 miljoner år sedan. De byggs upp av kambriska arkoser och skiffrar och ordoviciska kalkstenar, vilka alla i högre eller lägre grad har påverkats av tektoniska rörelser. I områdets sydliga del vid Storhögen, Korsmyrbränna och Kilen har inga säkra blottningar i Kläppeskiffern påträffats. Även blottningsgraden i den ordoviciska kalkstenen är låg och endast en handfull observationer har gjorts i veckade kalkstenar från den underordoviciska lagerföljden. Vid exempelvis Storhögen finns en kraftigt sammanveckad lagerföljd, som i vissa partier intar vertikalt läge.

Området vid och omedelbart söder om Vikbodkälen har lämnat några viktiga bidrag till tolkningen av den faciella fördelningen av främst den ordoviciska kalkstenen. I vägskärningar som uppstod i samband med brytning av skogsbilvägar söder om höjdområdet (703718/147640) påträffades kalkstenskonkretioner främst från mellankambriums mellersta del. Den äldsta påträffade innehåller fossil från zonen med *Ptychagnostus gibbus,* vilka påträffades i såväl den mörkt grå skiffern som i konkretioner. Zonen med *Hypagnostus parvifrons* tycks vara väl representerad antingen på grund av att avsnittet är rikt på kalkstenslinser eller att det har en ovanligt stor mäktighet. Det framskrapade materialet tillåter inte en bedömning av enheternas mäktigheter.

Såväl Vikbodkälen som Fyråsplatån och Håxåshöjden är höjdområden som byggs upp av i huvudsak underordoviciska bergarter. I samtliga förekomster har konstaterats att plattformsfacies dominerar den ordoviciska delen. I Fyrås och i Håxåshöjdens sydvästsluttning har Latorpskalkstenen, Töyenskiffern och Lannakalkstenen påvisats och i vägskärningen i sluttningen vid Böle finns även Holen- och Segerstadsekvivalenter anstående. Det är dock uppenbart att lagren på dessa nivåer mera ansluter till Isökalkstenens utveckling än till plattformsfacies.

Graden av veckning varierar markant inom området. I Fyråshöjden är veckningen av kalkstenen måttlig att döma av tillgängliga blottningar till skillnad från Haxåshöjden, där kalkstenen är kraftigt veckad, i några avsnitt isoklinalt, vilket på ett utmärkt sätt visas i höjdens sydvästbrant.

Den mycket begränsade blottningsgraden vid Hammerdals samhälle gör gränsdragningen mellan bergartsenheter osäker. I samhället har endast en temporär skärning i Kläppeskiffer observerats och denna kompletteras av ytterligare en, funnen längs vägen mot Björvallen omkring 200 m sydväst om bron över Fyrån. I båda dessa har den mellankambriska delen påvisats i fast klyft, och i den senare påträffades även löst material från zonen med *Olenus & Agnostus obesus.* Närmast belägna blottning har påträffats i Lannakalksten i höjdområdet öster om Öjtjärnen (705170/147315).

Varken i Vikbodkälen, Fyrås eller Håxås har lager yngre än äldsta mellanordovicium påträffats, vilket är djupare i

lagerföljden än den förväntade övergången mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern. Det är därför en öppen fråga om de förekomster man möter vid Fyrån och Storbäcken väster om Nilsgårdsbodarna och vid Svedjebodarna representerar den ursprungligt östligaste utbredningen av skiffern. Med tanke på utvecklingen i områden norr om Hammerdal (Fagerdal, Hallviken och Strömsund) är det dock troligt att Andersöskiffern tidigare täckt traktens kalkstensförekomster. Förekomsterna i Fyrån behandlas vidare nedan i beskrivningen av området Munkflohögen.

Munkflohögen

I området Munkflohögen innefattas ett stort område från Trekilen och Högkammen i söder till Sikås, Gåxsjön och Klumpen i norr och med en västlig begränsning vid Knutbränna. Hela detta stora område har en mycket likartad berggrundsgeologisk uppbyggnad. Ytmässigt dominerar mellan och överordoviciska skiffrar, Andersö- och Kogstaenheterna, som till sin sammansättning och utbildning är av samma karaktär som i angränsande områden. Däremot har inte Öråenheten påvisats. I några isolerade erosionsrester påträffas även Kyrkåskvartsit.

En triangel av sådana kvartsitförekomster påträffas väster om Lorås i Hökamkälen, Fyringskälen och Trekilen. Den största uppskattade primära mäktigheten hos kvartsiten är 10 m i Trekilen. Lagren är upprepade genom veckning och förkastning i samtliga tre förekomster och veckaxlarna är orienterade N 20°–30°O med flack nordlig stupning, horisontellt till 10°N.

De tre förekomsterna av östlig kvartsit är omgivna av stora arealer skifferdominerad berggrund. Den understa, Andersöskiffern, är bäst tillgänglig i skärningar längs Fyrån och i sluttningarna söder om Ollebacken på södra sidan om järnvägslinjen. Vid åkröken 1 km sydväst om Svedjebodarna (705305/146845) finns de för närvarande bästa blottningarna av skiffern med dess delvis fossilrika kalkstenslinser. Andra skärningar har påträffats vid 705075/146413 och 705240/146296.

I områdets västra del dominerar Kogstaskiffer, som vid Ollebacken, söder om Sikåskälen, Knutbränna–Höljebohön, Klumpen och Brattåsen är täckt av Kyrkåskvartsiten. Det finns flera höjdområden som sannolikt har sin nuvarande form tack vare att de för en geologiskt sett kort tid sedan var täckta av samma kvartsitnivå. Exempel på sådana är bland andra Munkflohögen och Raftsjöhöjden. Även Kogstaskifferns utbildning vid Munkflohögen tyder på att Kyrkåskvartsiten ursprungligen legat relativt nära. I skiffern förekommer markanta inslag av medelfin silt, som inte har antagit den mörka färgen. Den uppträder dessutom vanligen som *slumping*, *flame-structures* m.fl. former som uppstår vid synsedimentära rörelser.

Den ytmässigt största förekomsten av Kyrkåskvartsit i området finns i höjdområdena mellan Raftsjöhöjden och Sikåskälen. Förekomsten består av tre inbördes förkastade plattor av sammanveckad Kyrkåskvartsit och Kogstaskiffer. Lagren stryker N25°–35°O och stupar i huvudsak mot nordväst omkring 45°. Veckaxlarnas stupning är obetydlig.

Kvartsitförekomsterna vid Knutbränna och Klumpen liknar till stora delar dem vid Sikåskälen–Ollebacken. Vid Klumpen är kvartsiten brantare ställd än i övriga förekomster, lagringen i västskänkeln intar ställvis en nordvästlig stupning av 65°.

Förekomsten av kvartsit vid Brattåsen, 3 km väster om Gåxsjö samhälle, avviker från alla andra undersökta Kyrkåsbildningar. Bergarten avviker inte i sammansättning från den vanligaste finkorniga sandstenens, men i bildningen förekommer sedimentstrukturer som gör lokalen unik. På åsens sydvästra sida finner man undulerande ytor med subparallellt ordnade ryggar, vars riktning inte överensstämmer med veckaxelriktningarna. Avståndet mellan ryggarna uppgår som mest till 4 m. Vissa lagringsytor är täckta av vågmärken (oscillationsripples) med ca 10 cm våglängd. På ett ställe kan man observera att ryggarna konvergerar och bildar en avslutning på ett långsträckt tråg som är riktat NNV –SSO. Formen motsvarar *megaripples* som bildas i strandzoner där tillgången på sand är god och där vågfronternas riktning avviker något från strandens och den strandnära sandtransporten bygger upp ryggar med några meters mellanrum.

Lagerföljden vid Brattåsen innehåller ytterligare en avvikelse från den förväntade utbildningen. I sluttningen i åsens norra parti påträffas Kogstaskiffer, en tunn enhet av gråvackor och skiffrar och därunder den normalutbildade Andersöskiffern. Avsnittet är väl blottat i en schaktning. I övergångarna vid den övre respektive nedre kontakten mot gråvacke/skifferenheten har inga markanta rörelsezoner kunnat upptäckas. Gränserna är snarare utbildade som övergångszoner utan skarpa sedimentskift. Bildningen har tolkats som en östlig tunga av den övre enheten i Föllingeformationen som här skiljer Andersöskiffern från Kogstaenheten. Öråskiffern har inte observerats i denna blottning.

Området Norderåsen – Storbränna

Området omfattar landet öster om Hårkan mellan Norderåsen och Storbränna med en östlig begränsning vid Nästån och Granbo ca 7 km nordost om Häggenås.

Berggrunden domineras inom området av mellan- och överordoviciska lager som omfattar underifrån räknat de litostratigrafiska avsnitten Öråskiffer, Slandromkalk, Fjäckaskiffer/Kogstaskiffer och Kyrkåskvartsit. Den senare, som är avsevärt motståndskraftigare än de underliggande, bygger upp höjdområdet vid Norderåsen tillsammans med invecka-

de partier av Kogstaskiffer. Det tektoniska mönstret liknar till stora delar det som uppträder i Kyrkåsområdet. Det har dock i Norderåsen tillkommit ytterligare en komponent i rörelsemönstret som inte observerats så välutvecklad längre söderut; markerade förkastningar, som separerar minst tre veckade partier av lagerpacken och som har fört upp en västligare tektonisk enhet på den som följer öster därom.

Kvartsiten i Norderåsen har en utbildning som mycket liknar den vid Rannåsen. Enheten består av två avdelningar av massivare kvartsiter, som åtskiljs av en mörk skifferenhet. I de undre och övre kvartsitavdelningarna förekommer skiffrig siltsten som inlagringar med en tjocklek från någon mm till 40 cm.

Lagrens orientering avspeglas väl i den lokala topografin. Den dominerande strykningsriktningen är N20°O och med en nordvästlig stupning mellan 15° och 50°.

Förutom i höjdområdet vid byn påträffas Kyrkåskvartsiten också i Höjden och Kälen som ligger 3–4 km nordväst respektive norr om byn. Blottningsgraden i de senare är lägre än vid Norderåsens nordostdel, men av de tillgängliga blottningarna att döma kan stora delar av Kyrkåsenhetens övre del saknas även i de nedveckade partierna. Även i kvartsitplattan i anslutning till järnvägen nordväst om byn förefaller det övre partiet saknas och sekvensen avslutas av den mörka inlagringen i formationens mellersta del.

Den underlagrande sekvensen av mellan- och överordoviciska lager är dåligt blottad i området. Vid åkervägen (703645/145250) har dock såväl Slandromkalken som en överlagrande svart skiffer påträffats. Den svarta skiffern är det undre partiet av Kogstaskiffern i samma utbildning som man finner den i Öråsektionen. I övrigt är den geologiska bilden byggd på fördelningen av block i jordlagren och på jämförelser med det betydligt bättre blottade området vid Husås på motsatt sida Hårkan.

Föllinge

I avsnittet Föllinge beskrivs berggrunden i ett relativt stort område med likartad geologisk utbildning. Området sträcker sig i sydöst–nordvästlig riktning från Sandvikssjöns östra del till Skärvången och gränsen mot den mellersta skollberggrunden och i sydväst–nordostlig riktning från Lillholmsjö/Gysen till Lövsjön, Laxsjö och Hotagssjöns dalgång. Området karaktäriseras av den bergartsenhet som fått sitt namn efter centralorten, Föllingeturbiditen eller -gråvackan. Den uppträder här väster om en berggrundskulmination med Kläppeskiffer och Isökalksten. I området påträffas även Andersöskiffern och mot väster, de yngre enheterna Edekvartsit, Bergekalksten och Bångåsenskiffer.

Nordväst om de i huvudsak överordoviciska enheterna som dominerar området runt Munkflohögen anstår äldre berggrund från mellersta och undre ordovicium, undantagsvis kambrium. Fördelningen av bergarterna antyder att lagren i regional skala uppträder i komplexa antiformer med mellanliggande nedböjda områden. I någon mån kompliceras tolkningen av att det inom området också uppträder omfattande faciella förändringar. Det är främst delar av Andersöskiffern och Kogstaskiffern, som i västlig riktning alltmer ersätts av de cykliskt bildade bergarterna i Föllingeenheten. Den östligaste komplexa kulminationen påträffas vid Sandvikssjöns östra ände, där Föllingebergarter, som enligt fossilfynd ligger nära gränsen mot Isökalkstenen, förekommer öster om de välbeskrivna blottningarna av Andersöskiffer i Raftan (Thorslund & Asklund 1935). Där uppträder Andersöskiffer i två former, dels den siltiga skiffriga, dels den grövre med inslag av distala turbiditer växellagrande med kalkstensinslag. Den finkorniga påträffas närmast Isökalkstenen. Sekvensen påminner till viss del om motsvarigheterna på Norderön och man kan sluta sig till att sekvensen vid Raftan omfattar två tektoniska repetitioner. I skifferns kalkstensinslag har följande fossil påträffats: *Ogygiocaris* sp., *Triarthrus cf. T. linnarssoni, Didymograptus* sp. och *Dicellograptus* sp.

Andersöskiffern uppträder dels som tunna inveckade partier i Föllingeenheten, dels som sammanhållna områden i synformer som den nordväst om Raftälven. Längre mot väster, mellan Föllinge och Holmsjö, uppträder Andersöskiffern som en god och lätt identifierbar ledhorisont i den mäktiga sviten av gråvackor och skiffrar i Föllingeenheten.

Flera litologiskt markerade antiformer uppträder mot nordväst från Sandviken räknat. En påträffas vid Andviken på Sandviksjöns västra sida, andra i flera sammanhängande strukturer som finns från Sandviksjöns nordvästra ände och förbi Föllingesjön och Lidsjön i nordväst. Vidare finns en uppveckad sekvens av Isökalksten på Lövsjöns västra sida från Nordvalla över Storön. Denna förekomst är speciell ur faunistisk synpunkt och kommenteras vidare nedan.

Inte bara den ordoviciska kalkstenen utan också den kambriska Kläppeskiffern uppträder i Föllingeområdet. Skiffern är lättast observerbar i schaktningen som gjorts ca 300 m väster om stora korsvägen i Föllinge vid 706306/144060. I skiffern har några kalkstenslinser påträffats och två av dessa innehöll fossil från zonen med *Olenus & Agnostus obesus* respektive *Peltura minor.*

Såväl uppträdandet av Isökalkstenen och Kläppeskiffern i en rad uppveckningar med utsträckning i N40°O ordnade i ett stråk i nordväst–sydost som den regionala fördelningen av yngre bergarter tyder på att det i stråket över Föllingesjön och Sandvikssjön finns en tvärveckning/kulmination med en motsvarighet mot nordost i stråket Gåxsjö–Laxsjö–Tuvattnet.

Isökalkstenen finns tillgänglig i flera blottningar i närheten av Föllinge samhälle. De mest omfattande finns vid Ockerndammen och i strandblottningar väster om dammen

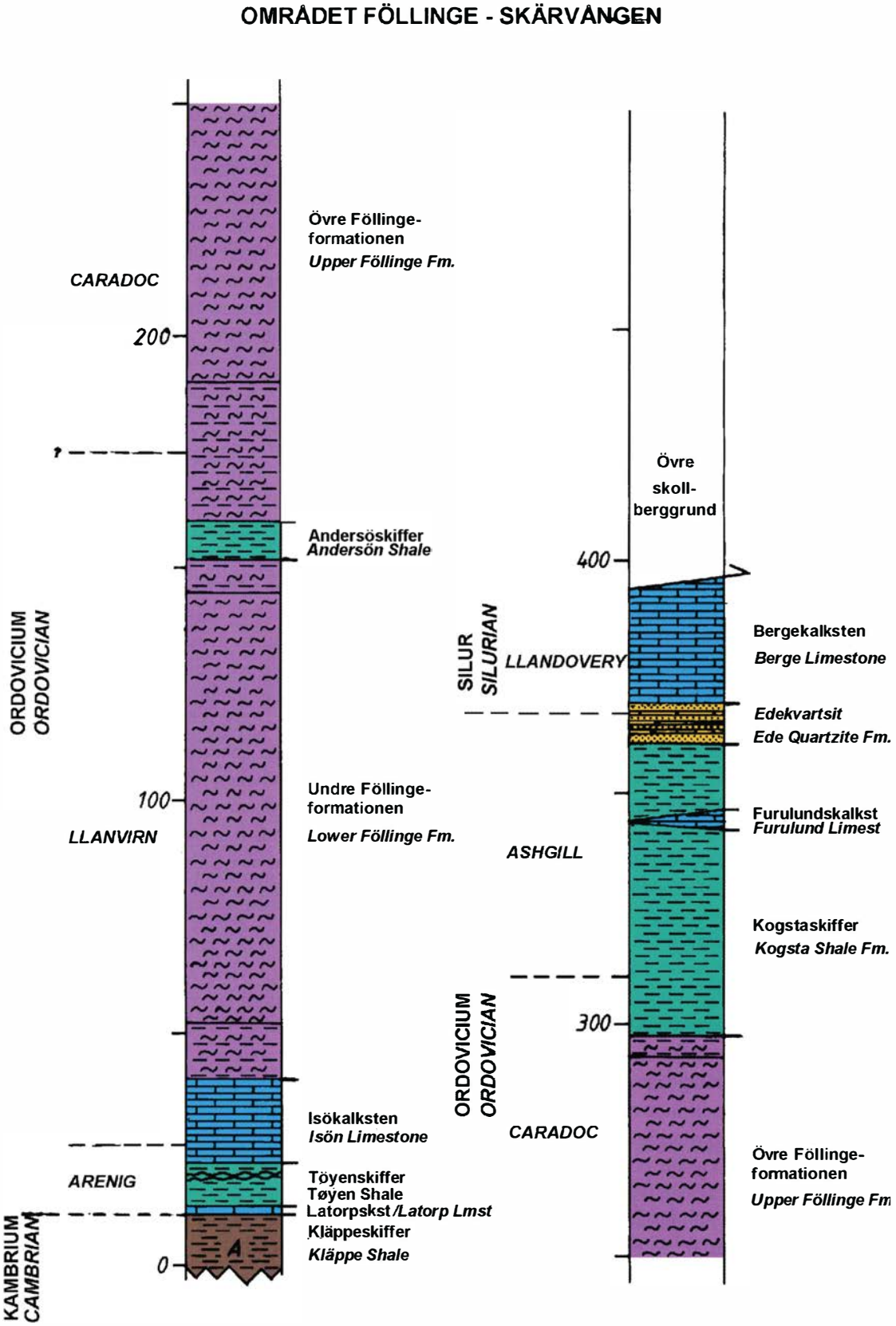


Fig. 90. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området Föllinge–Skärvången (20E 1–3 f–i)). För teckenförklaring, se fig. 65.
Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the areas at Föllinge and Skärvången west of Flåsjön, northern Jämtland (20E 1–3 f–i). For legend, see Fig. 65.

på vägens norra sida. En rad vägblottningar finns också vid kyrkan och gamla vägen till Tornäs. Omgivande Föllingeenhet finns tillgänglig i skogsbilvägen väster om Tornäs där bankarna är orienterade N70°O/60°N och framför allt i den skärning som utgör Föllingeformationens typsektion. Den inleds vid gården Slätten belägen nära Föllingesjöns nordvästände och löper längs den gamla vägens sträckning till Lillholmsjö. I sektionens östra del vid Föllingesjön finns flera blottningar i Isökalkstenen, som genom fossilfynd av Wiman (1897) och Thorslund (Thorslund & Asklund 1935), samt i denna undersökning visar att den övre delen av Isökalkstenen är utbildad under Llanvirn-tid, vilket i plattformsfacies motsvaras av en del av Holenkalkstenens undre hälft. De tidigare beskrivna fossilfynden härrör sig i huvudsak till trilobiter och graptoliter och dessa fynd kan kompletteras med fynd av *Sphaeronites pomum*, som uppträder talrikt i två lager och som har påträffats 1,2 m under de första gråvackebankarna i Föllingeformationen i vägsektionen vid 706355/143860, vid vägskärningen omkring 300 m nordost om gårdarna vid Nordvalla och i bäckskärningarna i Holmån ca 25 m nedströms bron.

Övergången till Föllingeformationen beskrivs mera detaljerat i den litostratigrafiska sammanfattningen.

Föllingeformationen består i sektionen mellan Föllingesjöns nordvästände till Lillholmsjö och Storholmsjö av en undre enhet som enligt en uppskattning uppgår till minst 250 m gråvackor och skiffrar. Lagren i den undre delen är orienterade N75°O/35°–50°N. Formationen kan med vissa avbrott följas fram till Björnpussbodarna, där Andersöskiffern grävts fram vid och något söder om vägen. Samma lager återfinns också vid en skogsbilväg som går mot sydost omkring 400 m väster om Andtjärnen vid 706148/143406. Andersöskiffern har inte påvisats i fast klyft längs vägen mellan Föllinge och Skärvången. Lösa kalkstenslinser har dock påträffats längs vägen i höjd med Sångbodarna vilket tyder på att skifferenheten kan finnas inom ett icke blottat avsnitt av sträckningen. Blottningsgraden är annars mycket god längs vägsträckningen, vilket ger besökande goda tillfällen att studera bergartens uppbyggnad.

På Andersöskifferns sydvästra, västra och nordvästra sida vidtar ett övre led av Föllingeformationen. Den kan följas mot väster till Åkerån, Storholmsjö och Skärvången, där gråvackebankarna allt mera ersätts av skiffrar och inom ett avsnitt av 4 m av sekvensen övergår i Kogstaskiffer med en delvis grovt siltig skiffer. Den övre delen av Föllingeformationen kan studeras i flera vägskärningar vid och i närheten av Kälabodarna, söder om Lillholmsjö, vid vägbron över Åkerån, vid Storholmsjö och i blottningar mellan Vägskälet och Skärvången.

På grund av en mera komplicerad och svårtolkad tektonisk bild i det västliga utbredningsområdet jämfört med den mellan Föllinge och Björnpussbodarna är uppskattningen av Föllingeformationens mäktighet mellan Andersöskiffern och Kogstaskiffern osäkrare än den som gäller den undre delen. Mäktigheten hos det övre partiet av formationen har beräknats till omkring 300 m.

Den överlagrande Kogstaskiffern har inte samma mäktighet i den västliga övergångszonen som den man möter exempelvis runt Munkflohögen. Det har inte varit möjligt att med fossil visa mera exakt hur stor del av Kogstaenheten som i väster är ersatt av gråvackor och skiffrar, men mäktigheterna i de västra områdena beräknas ha minskat till något mindre än hälften jämfört med de mäktigaste, vilket skulle betyda en mäktighet mellan 25 och 30 m.

Den undre skollberggrunden avslutas mot väster av en svit siluriska enheter, Edekvartsit, Bergekalksten och Bångåsenskiffer. Edekvartsiten finns tillgänglig i flera blottningar i Skärvången längs Hotagenvägen och den har en total mäktighet mellan 2,5 m och 3,5 m. Den bästa blottningen finns beskriven av Thorslund (1968), som infogar den jämtländska utvecklingen i övergången mellan ordovicium och silur i den skandinaviska, speciellt den gotländska.

Bergekalkstenen, som är omkring 20 m mäktig i Skärvångenområdet, finns väl representerad i blottningar vid Skärvångssjön, Gysen och Åkerån. Enheten är fossilrik i minst två avsnitt, båda relativt tunnbankade och med lerstensmellanlagringar. Faunan består av tabulater, ett fåtal rugoza koraller, armfotingar (brachiopoder), ostrakoder, ett fåtal trilobiter samt mossdjur (bryozoer). I de övre delarna av Bergekalkstenen i skärningarna vid Åkerån har grågröna inslag av icke-karbonatiska lager tolkats som motsvarigheter till de bentoniter, vilka är vanligt förekommande i samma avsnitt i Offerdalsområdet.

På ett fåtal lokaler, främst i den södra delen, har inveckade partier och mera sammanhållna områden med Bångåsenskiffer påträffats. Blottningarna finns mellan Landön och Lillholmsjö och har påträffats bland annat längs en skogsbilväg 2 km västsydväst om bron över Åkerån.

Laxsjöområdet

I Laxsjöområdet innefattas områdena på Ottsjöns sydvästa sida till byarna Forsåsen och Skavbränna, Ottsjöns nordostsida till Flykälen och området nordost om Hotagensjön till Storåbränna. Den geologiska uppbyggnaden liknar till stora delar den som finns i Föllingeområdet. Äldre bergarter som Isökalksten, Kläppeskiffer och Vemdalskvartsit uppträder i kulminationer som skär igenom det stora fältet av under- och mellanordoviciska Föllingelager.

På Ottsjöns sydvästra sida påträffas ett stort område som domineras av Isökalkstenen med lokalt uppträdande inveckade partier av Andersöskiffer, som skiljs från Isökalkstenen av en gråvackedominerad enhet, med betydligt mindre mäk-

tighet än väster om Föllinge. Det kan lokalt förklaras av att en del av Föllingeenheten är tektoniskt reducerad vid Isökalkstenens övre gräns. Mot öster uppträder nämligen Föllingeformationen i mäktigheter som motsvarar den väster om Föllinge. På Ottsjöns nordöstra sida är samma bergartsassociation blottad i flera skärningar och den nära rumsliga knytningen mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern är än tydligare utvecklad. Olyckligtvis har inte övergången mellan Isö- och Andersöenheterna påträffats i någon blottning, men uppskattningar gjorda utifrån tillgängliga observationer tyder på att turbiditsekvensen mellan de båda är mindre än 5 m mäktig. I skärningarna längs skogsbilvägen nordost om Ottsjö mot Laxsjö saknas de grovklastiska inslagen mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern. Inga tydliga förkastningsplan eller andra tecken på tektoniska rörelser mellan de båda har påträffats här, och den mest uppenbara förklaringen är att utvecklingen av övre underordovicium och undre mellanordovicium lokalt motsvarar den man vanligtvis möter i de östligaste förekomsterna. Vissa fossilfynd i Isökalkstenen vid Ottsjö kan tyda på att så är fallet. Stora stjärtsköldar av trilobitsläktet *Megistaspis* i bankar som ligger mer än 4 m under kalksten/skiffergränsen kan tyda på att den understa delen av mellanordovicium är utbildad i kalkstensfacies. Faunan i Andersöskiffern tillhör, enligt alla påträffade fossilförande kalkstenslinser, associationen med *Telephina biseriata.* Det visar att övergången till Andersöskiffer inte inträffar tidigare här än i typområdet i Storsjön. I kalkstenslinser har, förutom zonfossilet, påträffats *Telephina* sp., *Robergia* sp., *?Ampyx.* sp., små planispirala cephalopoder (*Tarphycerida*), *Didymograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp. och *Dicellograptus* sp.

Den relativt tunna utbildningen av det undre ledet av Föllingeformationen under Andersöskiffern påträffas också vid Yxskaftkälen. Det kontrasterar markant mot förhållandena runt Laxsjön och i nordvästligare och nordostligare förekomster där Andersöskiffern tycks saknas helt. Däremot kan man visa att det undre Föllingeledet ökar i mäktighet väster om Ottsjön, vilket är motsatt den utbildning man finner vid Laxsjö.

De ingående bergartsenheterna har en relativt enhetlig orientering i hela området. Lagren och veckstrukturerna har en strykning nära N30°O. Stupningen är normalt mellan 30° och 60° mot väster. Veckaxlarnas orientering styrs av den kulmination i nordväst–sydostlig riktning som lyfter Isökalkstenen, Kläppeskiffern och Vemdalskvartsiten till ytläge. Några av de stora förkastningsstrukturerna i anslutning till kvartsit-skifferuppträdandet vid Laxsjö har tolkats som brustna veck, det vill säga förkastningar längs axialplanen i kvartsitkärnorna med en inverterad lagerföljd under/framför förkastningen som följd.

I nordvästkulminationens fortsättning vid Tuvattnet påträffas uppskjutna Vemdalskvartsiter och Kläppeskiffrar som uppträder på ett sätt som liknar Laxsjöförekomsterna. Vid Tuvattnet har dock inte Isökalkstenen kunnat påvisas utan Föllingegråvackan tycks överlagra Kläppeskiffern. Det kan heller inte uteslutas att kalkstenen har reducerats i tjocklek eller skurits ut helt i övergången mellan Kläppe- och Föllingeformationerna. I den stratigrafiska sammanfattningen diskuteras denna fråga ytterligare.

Strömsundsområdet

Centralorten Strömsund ligger vid övergången mellan den kristallina berggrunden i öster och den sedimentära i väster. De sedimentära lagrens utveckling vid Strömsunds samhälle är likartad med den man finner i övergångszonen från Arås/Fagerdal i söder över Hallviken och Tullingsås till Lidkullen och Österkälen i norr, vilket är anledningen till att detta långsträckta område hålls samman.

Närvaron av Andersöskiffer i de östliga utliggarna av den underpaleozoiska lagerföljden ger området en speciell geologisk prägel.

Informationen om den kambriska utvecklingen i området kan hämtas endast från de sydligaste och de nordligaste delarna. Blottningar beskrivna i Hammerdalsavsnittet visar att mellankambrium och överkambrium finns representerade. Beräkningar gjorda utifrån de västligaste urbergsblottningarna och kontakten mot ordovicium visar att minst 50 m av Kläppeskiffer finns bevarad. Med stor sannolikhet är skiffern sammanveckad och repeterad. I områdets norra del finns två goda skärningar i Kläppeskiffern, schaktet till grusfickan vid Strömsunds slalombacke (fig. 92) (708255/148938) och skärningen vid Djupdalen nordväst om gården Österkälen (7090/1497). I den förra finner man översta delen av zonen med *Eccaparadoxides pinus,* ett mer är 1,7 m mäktigt avsnitt med paradoxidesledets zon med *Hypagnostus parvifrons* samt över ett markerat förkastningsplan, omkring 2,5 m svart Kläppeskiffer där endast fossil från zonen med *Olenus & Agnostus obesus* påträffats. Den övre svarta skifferenheten är kraftigt pressad och sannolikt tektoniskt reducerad i såväl den undre som den övre delen.

Kläppeskiffern har också påvisats i framskrapat material i närheten av gården Liden cirka 6 km ostnordost om Strömsund och i östra sluttningen av Lidkullen. Inga fossilfynd har gjorts i dessa skärningar. Av bergartens färg och allmänna utseende kan man dock sluta sig till att Kläppeskiffern vid Liden i huvudsak är av mellankambrisk ålder medan den vid Lidkullen är överkambrisk.

I Djupdalen anstår en av de mest omfattande skärningarna genom Kläppeskiffern som påträffats i länet. I ravinen har fossil från zonerna med *Eccaparadoxides pinus, Hypagnostus parvifrons, Solenopleura brachymetopa, Lejopyge laevigata, Agnostus pisiformis, Olenus & Agnostus obesus,*

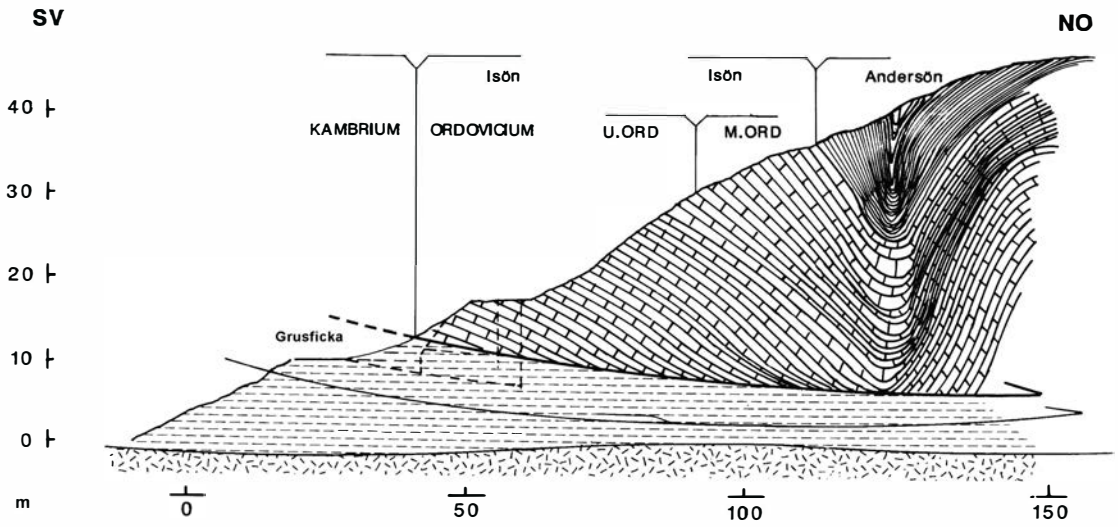


Fig. 91. Strömsund. Sektion SV–NO. Geologisk uppbyggnad (förenklad). (Från SGU Rapporter och meddelanden nr 54.)
Strömsund. Section SW–NE. Geological structure (simplified).

Fig. 92. Den framsprängda lagerföljden vid grusficka i Strömsund. Underst anstår Kläppeskiffer som når från zonen med *Hypagnostus parvifrons* till zonen med *Olenus & Agnostus obesus.* Skiffern överlagras av ordovicisk Isökalksten (20F 6h).
Exposure of Cambrian Kläppe Shale and Ordovician Isön Limestone close to Strömsund (20F 6h). The lowest recorded biozone in the shale is the Middle Cambrian zone of Hypagnostus parvifrons *and the uppermost, the Upper Cambrian zone of* Olenus & Agnostus obesus.

Parabilona spinulosa och *Leptoplastus & Eurycare* påträffats. Skiffern är i vissa partier relativt väl bevarad och i andra kraftigt pressad. Sekvensen innehåller minst fyra relativt tydliga repetitioner som är dislokerade efter förkastningszonerna i skiffern. Lagren är enligt de ingående kalkstenslinserna orienterad i N28°O/20°–55° mot NV.

Den bäst tillgängliga bergartsenheten i området och den som ytmässigt dominerar klart är Isökalkstenen. Omfattande blottningar i enheten finns vid Öjån och vägskärningarna vid riksvägen söder om Husshägnen (70577/14779), i nordostbranten norr om Hallvikens by (70697/14844) i Sannaflakskälen (70717/14790), i slalombacken i Strömsund

(70826/14895) och i ett flertal blottningar längs vägen mellan Risse och Gärde på höjden nordost om Strömsunds samhälle. Ytterligare skärningar i Isökalkstenen påträffas i det vida kalkstensfältet väster om Strömsund, såväl vid Bredkälen som på Södra Ön.

Kalkstenen uppträder normalt i relativt öppna veck med axelriktning N20°O, som vid skärningarna vid Öjån norr om Hammerdal, N10°O vid norra Hallviken och N25°O vid Strömsundshöjden, där axelstupningen är ca 10° mot söder. Isökalkstenen är fossilfattig och endast ett fåtal nivåer i kalkstenen har kunnat dateras med fossil. I samband med schaktningen av grusfickan vid Strömsund vid 1960-talets slut fanns ställvis närmast Kläppeskiffern en tunn kalkstensenhet i vilken bland annat trilobiter och små armfotingar (brachiopoder) påträffades. Fossilen tillhör arter som är kända från Latorpskalkstenen i undre ordovicium. Kalkstenen täcks av en lerrik enhet som i vissa avsnitt är utbildad som knölig kalksten och som sannolikt motsvarar Töyenskiffern. De båda enheterna är lokalt kraftigt utvalsade och vanligen täcks Kläppeskiffern direkt av Lannakalkstenens motsvarighet i rampfacies, det vill säga en relativt tjockbankad kalkstensenhet.

Som framhölls i inledningen av detta avsnitt påträffas Andersöskiffer i Strömsundsområdet i betydligt östligare lägen i förhållande till den nuvarande fronten av sedimenttäcket än i något annat område i Jämtland. Andersöskiffern påträffas dels vid Fagerdal–Gisselås, dels i områdets norra del i höjden i Strömsunds nordöstra del vid Grelsgård, Gärde och Berget, samt vid Lidkullen 7 km nordost om samhället. Skiffern uppträder kraftigt sammanveckad, i vissa partier isoklinalt, med axelriktningar som i den underliggande kalkstenen. I skärningarna vid vägen i Gärde kan man med hjälp av kalkstenslinsernas orientering följa veckningen längs en ca 50 m lång sträcka. I detta avsnitt har endast lager som tillhör skifferns undre del observerats. I anslutning till skärningen på vägens nordvästra sida har dock linser som innehåller fossil från Andersöskifferns övre delar i zonen med *Nemagraptus gracilis* hittats. Det är därför relativt säkert att hela eller åtminstone en dominerande del av skifferenheten finns bevarad i området. Flera av de anträffade konkretionerna har visat sig innehålla mycket välbevarade delar av *Triarthrus linnarssoni*.

I sydostlig riktning från Gärde innehåller berggrunden allt större inslag av Isökalksten och den östligaste påträffade Andersöförekomsten finns i en vägskärning i övre delen av Risse by (708262/148990).

Området Järvsand – Havsnäs – Kalkberget

Längs Flåsjöns väststrand från Järvsand upp mot Västvik uppträder en sekvens av underpaleozoiska bergarter, som utgör den nordligaste förekomsten av plattformsfacies i Jämtland. Informationen om denna bård av bergarter som löper under överskjutningsplanet för den mellersta skollberggrunden är hämtad från två områden, kalkstensbranten vid Järvsand och norr därom och det branta östflygget i Havsnäs Kalkberg.

De korttransporterade eller rotfasta kambriska lagren har inte påträffats blottade i Järvsandsområdet. Först i Järilåns lopp i höjd med utägan Prästbordet (20F, 9j) påträffas Vemdalskvartsit med pålagrad Kläppeskiffer. I skifferns kalkstenslinser har *Paradoxides paradoxissimus, Hypagnostus parvifrons, Phalacroma* sp. och *Peronopsis fallax* påträffats. Speciellt *H. parvifrons* är vanligt förekommande i materialet, vilket antyder att mellersta mellankambrium dominerar i flera av de små sektionerna.

Enligt observationer gjorda under 1930-talet anstår Kläppeskiffer av mellankambrisk ålder i Järvsands by (Asklund & Thorslund 1935). De understa bergartsenheter man möter i bergssluttningen är delvis kraftigt lerhaltiga knöliga kalkstenar, som ingår i Holenenheten. De knöliga kalkstenarna överlagras av rosatonade grå och renare rödbruna kalkstenar, som bygger upp berggrunden i sluttningens brantaste parti. Dessa enheter bär flera kännetecken från plattformsfacies i Brunfloområdet och kan jämställas med

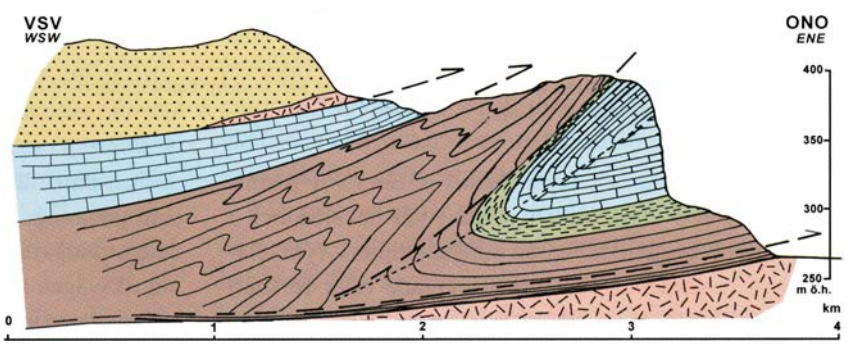


Fig. 93. Schematisk profil i öst–västlig riktning genom Kvällsknäppen–Kalkberget, söder om Alanäs (21F 1–2j, 21G 1–2a). Profilen visar den sammanpressade undre skollberggrunden i syn–antiform framför (öster om) den överskjutna proterozoiska.

Simplified geological section showing the structures and composition from the hill Kvällsknäppen to Kalkberget, south of Alanäs (21F 1–2j, 21G 1–2j).

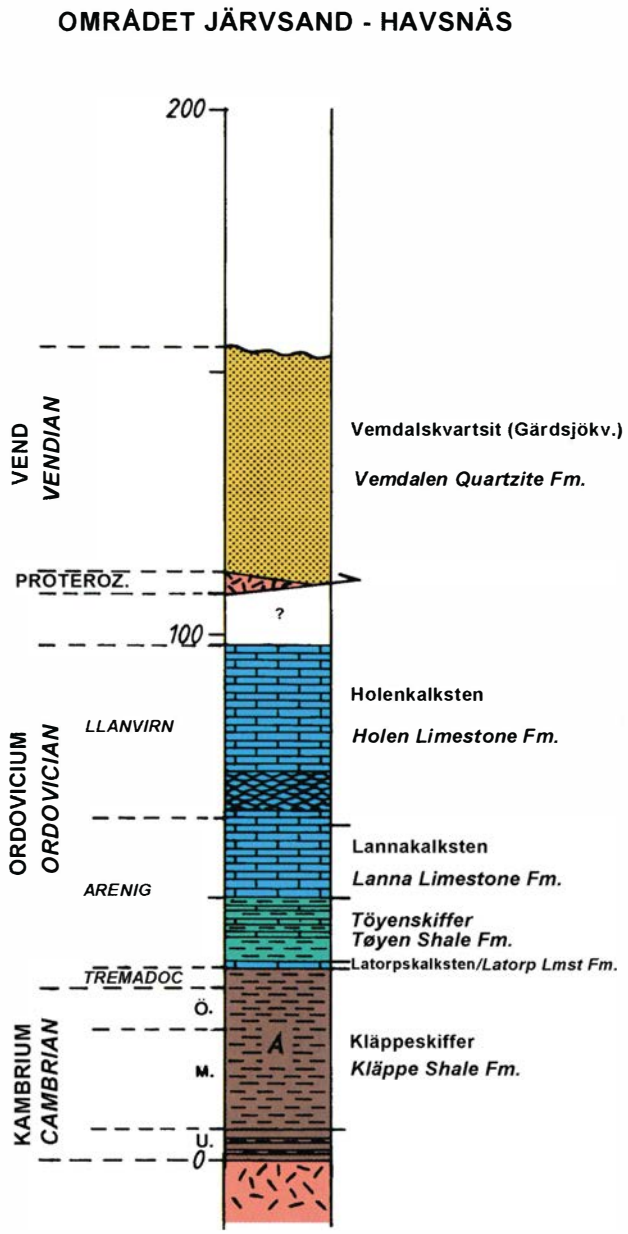


Fig. 94. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området Järvsand–Havsnäs (20F NO – 21F 0j, 1j – 21G 0a,1a). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the areas at Järvsand and Havsnäs, west of Flåsjön, northern Jämtland (20F NO –21F 0j,1j –21G 0a,1a). For legend, see Fig. 65.

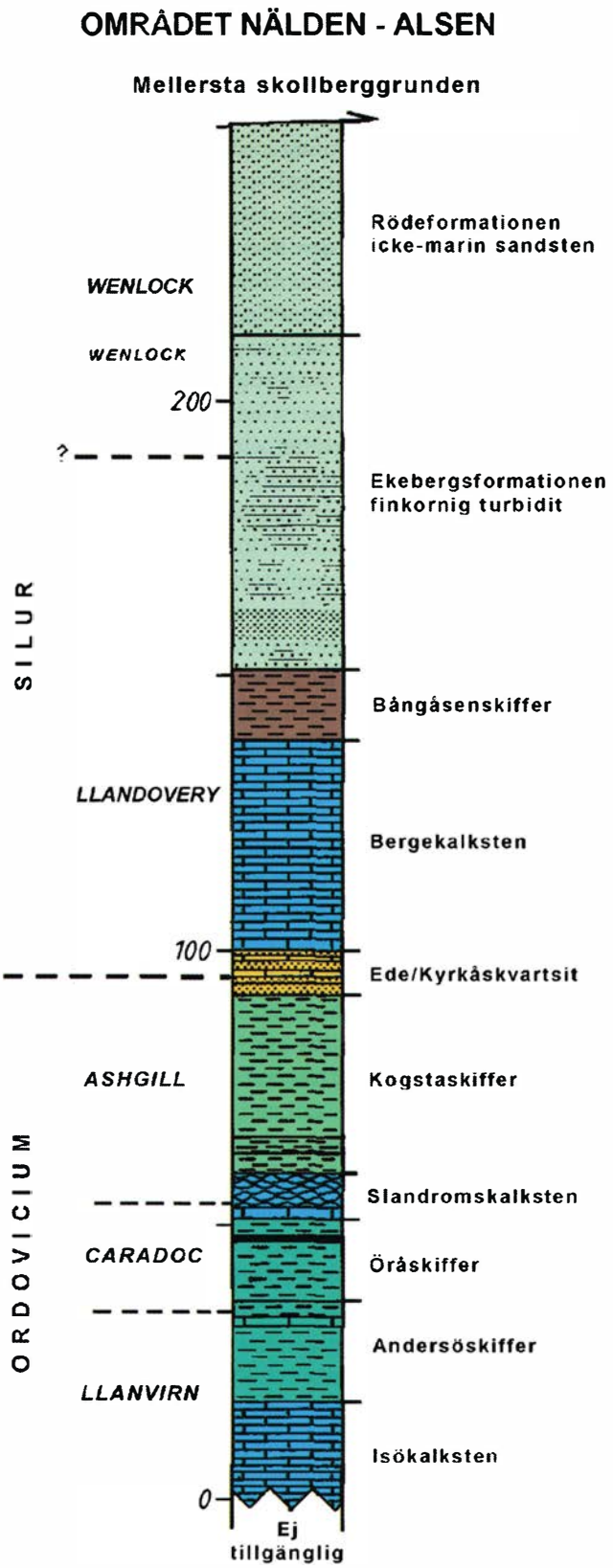


Fig. 95. Stratigrafisk sammanfattning av tillgänglig berggrundsinformation från området Nälden–Alsen (19E NV). För teckenförklaring, se fig. 65.

Stratigraphic summary of geological information from the Phanerozoic sequence in the Nälden - Alsen areas (19E NW). For legend, see Fig. 65.

Holenkalkstenen i den utveckling man möter i exempelvis Lundbomsberget.

Den övre delen av kalkstenen som finns under förkastningsplanet närmast de överskjutna Vemdalskvartsiterna finns inte tillgängliga i blottningar och det saknas blottningar av nära 5 m av den övre kalkstenen. Det är möjligt att även mellanordovicisk kalksten anstår närmast under rörelseplanet med tanke på att den översta röda kalkstenen representerar den översta delen av Holenkalkstenen. Det torde i så fall vara enheter som liknar Segerstadskalkstenen. Det är anmärkningsvärt att kalkstenens utbildning kan skifta så kraftigt från förekomsterna vid Strömsund till dem vid Järvsand. I Strömsund finner man en utbildning av Isökalksten med överlagrande Andersöskiffer, vilket vid Järvsand ersatts av en facies som liknar de mest utpräglade plattformstyperna, trots att det relativa läget i sedimentbergarternas utbredning förefaller vara detsamma. Förhållandet kan möjligen förklaras av att lagerpacken vid Strömsund har skjutits över väsentligt mycket längre än dem vid Järvsand. Alternativt kan det ursprungligen ha funnits faciesstyrande nivåskillnad i avsättnigsområdet under äldre och mellersta ordovicium, vilket skärpt tendensen till skillnad i orientering av faciszoner och skollfronter. Ytterligare en möjlighet är en kombination av de båda.

Mot norr, i Kalkberget, finns en omfattande skärning i den ordoviciska kalkstenen, som bygger upp den dominerande delen av det östliga flygget ner mot Flåsjön.

Vid bergets fot har tidigare svarta skiffrar av ordovicisk ålder i Kläppeskifferfacies påträffats (Tjernvik, dagboksanteckn.), tillhörande den tremadociska *Dictyonema (*e.g. *Rhabdinopora)*-skiffern i den biostratigrafiska indelningen. Skiffern överlagras av bankade kalkstenar, en delvis skiffrig slamstensdominerad enhet tillhörande Töyenskiffern samt en bankad och en knölig kalksten, Kalkbergetkalkstenen (Löfgren 1978), som delades upp i två led. Denna enhet är definierad i Kalkbergssektionens sydliga del. Den undre bankade kalkstenen som är omkring 16 m mäktig, kan jämställas med Lannakalkstenen och den knöliga övre har sin motsvarighet i Holenkalkstenen. I det högsta partiet norr om Kalkbergets raststuga kan man i bergbranten observera en omböjning och sammanveckning av kalkstenen i den övre delen av den finknöliga enheten och längre mot norr i bergssluttningen återkommer lägre enheter i omböjningen. Veckaxeln kan inte nås för direkt mätning vilket gör bedömningen av axelorienteringen något osäker. Den anges till N10°O/12°N. Kalkstenens undre delar kan också observeras i skogsområdet väster om branten. I promenadstigen till raststugan fanns 1974 en blottning i den ordoviciska delen av Kläppeskiffern och äldre delar av samma skiffer anstår i ett flertal blottningar bland annat i Kvarnån, som rinner mot söder parallellt med bergbranten och cirka 1 km väster om denna. I Kvarnån har Kläppeskiffrar av flera åldrar påträffats, från nordliga blottningar med *Eccaparadoxides oelandicus* till gamla kvarnplatsen, där linser med *Peronopsis fallax* och *Hypagnostus* sp. påträffats. Möjligen når lagren här den understa delen av etagen med *Paradoxides forchhammeri.*

Bergarternas fördelning i Kalkbergsområdet tolkas som ett överstjälpt veck i kalkstenen, vilket mot söder eroderats så att endast den undre skänkeln återstår. Den föreslagna tolkningen framgår av figur 93. Vissa observationer av block av ordovicisk kalksten väster om Kvarnån vid Petrustorpet (71065/14995) har tolkats som att den ordoviciska kalkstenen anstår åtminstone under vissa delar av de överskjutna urbergspartierna och Vemdalskvartsiten.

Ströms Vattudal – Alanäs – Lidsjöberg

Vid Havsnäs Kalkberg liksom vid Järvsandsberget täcks alltså de korttransporterade lagren i den undre skollberggrunden av framskjutna partier med såväl urberg som pålagrade sedimentbergarter, som inleder en svit av tektoniska skivor med en sinsemellan likartad uppbyggnad. Denna del av den jämtländska berggrunden, som sträcker sig från Henningskälen och Öjarn i sydväst till (gamla) länsgränsen i nordost och med en begränsning i nordväst av överskjutningsplanen mot den mellersta skollberggrunden, har en uppbyggnad som med fördel förklaras i ett sammanhang trots att mycket stora områden innefattas.

Som framgår av den geologiska kartbilden domineras en omkring 25 km bred zon nordväst om Strömsund till Flåsjön och Alanäs-trakten av den mot sydost överskjutna Vemdalskvartsiten. Den överlagras av Kläppeskiffern, Isökalkstenen och Föllingeformationen. I de östliga förekomsterna, där kvartsiten i flera fall är åtföljd av partier av det kristallina underlaget, påträffas samma enheter i ungefärligen samma proportioner som de man finner i Kalkberget. En sådan association finns öster om Ursvattnet och ytterligare en vid Vedjeön i Ströms Vattudal. På båda stränderna påträffas skärningar genom delar av kvartsiten, Kläppeskiffern, Isökalkstenen och i ett begränsat område ett inveckat parti av Föllingeformationen. Kläppeskifferns biostratigrafiska omfattning har detaljstuderats av Tjernvik och Thorslund under 1950-talet och resultaten finns redovisade i dagboksanteckningar (Thorslund & Tjernvik 1956, dagboksanteckningar). Här sammanfattas resultaten av dessa undersökningar och de insamlingar som gjorts 1972 för detta arbete:

1. - De tillgängliga lagrens äldsta del utgörs av Vemdalskvartsit som överlagras av ett tunt karbonathaltigt konglomerat med underordnade inslag av fosforit. Konglomeratet täcks av en tunn grågrön till mörk skiffrig siltsten med tunna kvartsitinslag. Bergarten skiljer sig tydligt från den täckande Kläppeskiffern och kan motsvara Moskiffern eller enhet X i Gärdsjöformationen (Kumpulainen 1982).

2. - En lagerföljd av kraftigt sammanveckad Kläppeskiffer, som ställvis är pressad till ett svart pulver (710780/147882–710792/147878). Kalkstenslinserna är fortfarande relativt intakta och bestämbara fossil påträffas i flertalet av dessa. Endast ett fåtal är dock påträffade i fast klyft, de flesta linserna har påträffats som löst material i strandkanten. Följande fossil har påträffats i sektionen:

Paradoxides paradoxissimus, Hypagnostus parvifrons, Ptychagnostus hybridus, Goniagnostus nathorsti, Ptychagnostus cf. Pt. lundgreni, Hypagnostus sp., *Pt. punctuosus affinis, Paradoxides forchhammeri, Solenopleura brachymetopa*

Vid 710845/147838 påträffades flera lösa kalkstenslinser med följande fossilinnehåll:

Paradoxides forchhammeri, Solenopleura brachymetopa, Anomocare? sp., *Phalacroma glandiforme, Ph. marginatum, Lejopyge laevigata, Peronopsis fallax* subsp., *P. quadrata, Hypagnostus nepos, Doryagnostus* sp., *Diplagnostus planicauda.*

3. - Kläppeskiffern täcks av ordovicisk kalksten och Andersöskiffer samt Föllengeformationen. I några blottningar på Vedjeön har några dåligt bevarade graptoliter påträffats i inveckade partier av Föllingeformationen, som uppträder i flera smala stråk i nordost–sydvästlig riktning. Fynden antyder att enheten tillhör den övre delen av underordovicium eller undre mellanordovicium.

Den mest instruktiva skärningen för att demonstrera den tektoniska uppbyggnaden finns vid norra delen av stranden vid Flaknäset.

Även längre västerut längs dalgången påträffas inveckade Kläppeskiffrar som kunnat åldersbestämmas med hjälp av fossil. Exempelvis finns vid Stensnäset, nordväst om Nexåsen, förekomster av skiffer med kalkstenslinser, som innehåller fossil från de överkambriska zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus* och *Agnostus obesus* samt *Parabolina spinulosa.*

Kläppeskiffern täcks av kalksten och skiffer, vilka i några lokaler har identifierats som motsvarigheterna till Latorpskalkstenen, Töyenskiffern och Isökalkstenen. Speciellt på vattnets nordöstra sida finns goda blottningar av Töyenskiffer och de undre delarna av Isökalksten vid Envågen (71081/14813). Omkring 100 m sydöst om lokalen påträffas begränsade blottningar av Föllingeenheten. De yngre bergarterna i Vedjeöstråket uppträder i en komplext uppbyggd synform med en brant stående västlig begränsning. I strukturen har dock endast förkastningar med begränsade rörelsebelopp påträffats, vilket skiljer den från de flesta andra strukturer i området. Synformen kan följas mot nordost praktiskt taget ner till Flåsjöns strand, där Kläppeskiffern tycks vara tektoniskt bortskuren.

I Rittjelsbergets nordsluttning, söder om Alanäs kyrka, finns flera bäckraviner som löper i nordlig riktning, till exempel Harrbäcken. Många av dessa är betingade av inveckade stråk av Kläppeskiffer i Vemdals/Gärdsjökvartsiten. I många av dessa har ett flertal fossilfynd gjorts. De visar att en stor del av den mellankambriska sekvensen finns representerad i området, bland annat zonerna med *Ptychagnostus gibbus, Hypagnostus parvifrons, Pt. lundgreni & Goniagnostus nathorsti* samt *Solenopleura brachymetopa.*

Området nordväst om Alanäs i Flåsjöns dalgång har en berggrundsgeologisk uppbyggnad som omfattar övergången från plattforms- till utpräglad rampfacies. Flera skollor av Vemdalskvartsit med pålagrad Kläppeskiffer uppträder i höjdområdena som sträcker sig mot nordväst till Lomtjärnen. Längre mot nordväst förekommer kvartsit/svartskifferassociationen på större djup. Den ytnära berggrunden byggs upp av en relativt tunn mörkgrå skiffer, sannolikt Töyenskiffer, mellan 15 m och 20 m Isökalksten samt, väster om Högbynäs, Föllingeformationens gråvackor och skiffrar. Synformen, som markeras av Föllingeenhetens geografiska fördelning i området, sträcker sig fram till trakterna av Lidsjöberg, där den brantstående västra skänkeln av synformen påträffas.

Det är anmärkningsvärt att Isökalkstenen vid Högbynäs, främst den som påträffats vid 712315/148818, innehåller blekröda inslag i den översta delen av det underordoviciska partiet, vilket vanligen endast förekommer i plattformsfacies.

På Flåsjöns nordostsida finns en uppbyggnad som något avviker från den vid Högbynäs. Vid Siljeåsen är lagerföljden väl tillgänglig i Fallåns nedersta lopp. Här anstår ett tiotal meter Kläppeskiffer med pålagrad tunn ordovicisk kalksten, Latorpskalkstenen och en dåligt blottlagd Töyenskiffer. Uppströms Fallån möter endast Föllingeformationen. Isökalkstenen har således inte kunnat påvisats här, trots att lokalerna är belägna så nära varandra som 3 km, dessutom i den kaledoniska huvudriktningen. Möjligen tillhör Siljeåsens berggrund en västligare utbildning som har sin motsvarighet sydväst om Flåsjön i områden väster om Högbynäs. Den markanta förändringen av facies kan inte förväntas inträffa inom en och samma avsättningsmiljö.

I Lidsjöbergsynformens västra del uppträder Vemdalskvartsiten och Kläppeskiffern med pålagrade Töyenskiffrar och Föllingeformation. Blottningar finner man främst i de motståndskraftiga kvartsiterna och gråvackorna. I gränslagren mellan Vemdalskvartsiten och den mörka Kläppeskiffern finns ett karbonatrikt led med underkambriska fossil utbildat (Ahlberg 1983). Ledet påträffas nära Jämtland i Sörsjösektionen (Fjällsjö k:n mellan Lidsjöberg och Norråker). Det har en mycket begränsad mäktighet. Totalt är det omkring 1 m mäktig, varav det fossilförande är mellan 0,2 och 0,35 m. De påträffade fossilen, trilobiterna *Calodiscus lobatus* och *Ellipsocephalus granulosus* visar att avsnittet tillhör

den underkambriska zonen med *Holmia kjerulfi*-gruppen.

Det är sannolikt att utbildningen är företrädd även på jämtländsk sida i trakterna av Lidsjöberg. Däremot intar övergången mellan kvartsit och skiffer ett läge högre upp i stratigrafin i Norråkerområdet (Thorslund *i* Asklund & Thorslund 1935)

Alsen

Området Alsen innefattar den underpaleozoiska berggrund som finns under den isolerade förekomsten av den mellersta skollberggrunden som benämns Alsenutliggaren. Det sträcker sig mellan Alsensjön och Näldsjön från Valne i sydost till Kluk och Nordbyn i nordväst.

I området har bergartsenheter från mellersta ordovicium till mellersta silur påträffats. De uppträder i sex definierade synformer med mellanliggande uppböjningar eller förkastningar. Lagren skärs av genom en markant tektonisk diskordans i den mellersta skollberggrundens förkastningsplan med associerade myloniter.

I områdets sydöstliga del finns den troligen mest välbevarade yngre sekvensen i Jämtland. Bergarterna uppträder i en assymetrisk synklinal med en brant nordvästlig och en flack sydostlig begränsning. Strukturens form framgår av figur 38. I skålen av berg ingår de vid Valne välexponerade Kogstalagren som grävts fram längs vägen mot Änge (70292/14162). Söder därom vid Alsenvägen påträffas Edekvartsiten vid 70288/14160 och 100–200 m väster därom anstår Bergekalkstenen, som även påträffats 500 m väster därom i ett läge som kan tyda på att materialet är löst. Från gårdarna Lugnet till Röde finns en omfattande skärning genom Bångåsenskiffer och de överlagrande Ekebergsturbiditerna och en sandig enhet, Rödesandstenen, som avsatts i en icke-marin miljö och tolkats som resultatet av en pågående kontinentuppbyggnad, ”*Old Red Continent*”, som inleddes i norra Skandinavien i undre silur och pågick in i devon i södra Sverige. Ekebergslagren uppträder i en finkornig facies vilket tolkats som att lagren vid Röde avsatts långt från källan för materialet, en distal turbidit. Genom fossilfynd i nya sektioner genom Ekebergsformationen har dess ålder kunnat fastställas till undre Wenlock, alltså mellersta silur. Sektionen vid Röde och dess geologi är beskriven av Bassett m.fl. (1982).

Väster om Rödesynformen påträffas äldre lager fram till trakterna av Glösa, där lagren åter böjs om och stupar mot nordväst in i nästa synform, Åbergssynformen. De äldre lagren kan observeras bland annat i Glösabäcken under den mellersta skollberggrundens mylonit, där lager från mellersta Kogstaenheten anstår.

Berggrunden i den höjdrygg som finns norr om Alsens samhälle består av tre av synformerna i Alsentrakten. I Alsen påträffas skärningar i Bergekalksten på flera ställen

Fig. 96. Flackt stupande Kogstaskiffer i dikesskärning vid Valne, ca. 200 m norr om korsvägen mellan Alsen- och Offerdalsvägarna (19E 5d).
Temporary exposures of Kogsta Shale at the road from Valne to Offerdal, c. 200 m north of Alsen road junction (19E 5d).

Fig. 97. Veck i Rödesandsten med axialriktning N60°O och ett mot sydost stupande axialplan. Väghäll vid Rödeberget (19E 5c). Foto Arne Strömberg.
Fold in the Röde Sandstone Formation with axial plane dipping towards SE. Road section at Rödeberget (19E 5c).

Fig. 98. Rödeberget (t.v.) och Gammalängesberget sedda från västsydväst vid Moholm. De skogklädda högre partierna består till övervägande dela av mellersta skollberggrundens Offerdalsskolla och den uppodlade marken ner mot Alsensjön av den undre skollberggrundens mindre omvandlade mjukare sedimentbergarter (19E 5c).

The Rödeberget and Gammalängesberget hills seen from WSW. The rocks in the forested higher ground are mainly the Middle Allochthon Offerdal Nappe and in farmlands below the Lower Allochthon formations of less resistant rocks are found (19E 5c).

bland annat längs vägen mot Landverk. Högre upp längs samma väg finns en tunn, sannolikt tektoniskt reducerad Bångåsenskiffer, ett flertal blottningar i Ekebergsformationen med några inslag av grov silt som i typområdet och en täckande grövre Rödesandsten. Förekomsten vid Landsom är den enda påträffade i *Old Red*-facies utanför typsektionen. I de två västligare synformerna vid Tann respektive Rönnåsen utgör Ekeberg respektive Bångåsen de yngsta påträffade lagren.

Väster om Alsen, från Berget och Raskhus till Flakaberg, Kluk och Nordbyn förekommer en landskapstyp som mera utpräglat än på annat håll inom den underpaleozoiska berggrunden visar sambandet mellan berggrund och landformer. Landskapet består av skogsklädda höjdpartier som vanligen är arrangerade i stråk. På höjdernas syd- eller sydostsluttning finns i många fall en bosättning. I mellanliggande partier förekommer sankmarker eller vattensystem.

Kullarna byggs upp av associationen Kogstaskiffer, Edekvartsit och Bergekalksten och i dalstråken uppträder såväl Föllingeformationen som Kogstalager. De motståndskraftiga kalkstenarna och kvartsiterna uppträder som synklinaler i kullarnas toppar och det är alltså de uppåtveckade partierna som nu genom erosionen bildar de mellanliggande dalstråken.

På nordostsidan om utliggaren av den mellersta skollberggrunden kan de strukturdrag som urskiljs på bergets

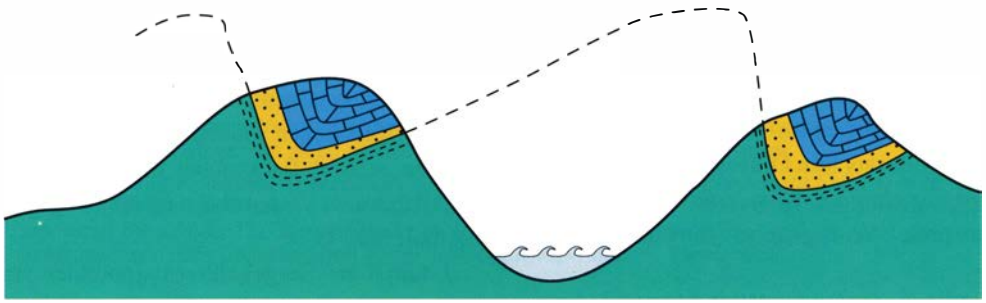


Fig. 99. Schematisk profil som visar den vanligaste uppbyggnaden av landskapet med talrika kullar omkring byn Kluk, Alsen (19E 6a). Höjdernas kärnor utgörs av motståndskraftig kalksten/kvartsit och i dalarna finner man mjukare skiffrar.

Generalized section showing the distribution of rocks and structural relations in a hilly landscape in and around Kluk, Alsen (19E 6a). Higher portions are composed of limestone and quartzite, more resistant than the underlying shales found in lower ground.

sydvästra sida också spåras. Antiformen vid Glösa har sin fortsättning i det område med Föllingelager, som påträffats nära Näldsjöns strand norr om Rödebodarna. Åbergssynformen är troligen fortsättningen på stråken av Bergekalksten vid Lungret och Könsta. Längre mot nordväst längs Hällberget är tolkningarna mera spekulativa beroende på den låga blottningsgraden.

Mattmar

Området Mattmar omfattar Arvesundshalvön och områdena norr om Kvittsleviken, Kvittslesträmmen–Ockesjön till Mattmars stationssamhälle, norrut förbi Valsjön och Högåsen till Alsensjön och vidare till Ytterån och begränsningen mot Storsjön.

Berggrunden i området byggs upp av fem stratigrafiska enheter, Föllingeformationen, Kogstaskiffern med Öråskiffern som ingående led, Edekvartsiten, Bergekalkstenen och Bångåsenskiffern. Den äldsta, Föllingeformationen, anstår som ytberggrund i en bård längs områdets sydvästra begränsning. Sannolikt är formationen nära nog fullständigt bevarad på Hammarnäset, sydost om Arvesund. Vid Hammarnäs på Ängesvikens norra sida påträffas flera block av Isökalksten i den utbildning man finner den på Trappnäs och det kan antas att kalkstenen finns anstående under jordtäcket. I övrigt dominerar gråvackor och skiffrar hela Hammarnäsudden till Arvesund och Högsta, där Föllingeenheten täcks av Kogstalager. Det är anmärkningsvärt att de kraftigt veckade enheterna normalt är orienterade nära nog vinkelrätt mot den för fjällrandsbildningarna normala veckaxelriktningen i en nordnordostlig strykning. På båda sidor om Kvittsleviken är den dominerande axelriktningen N20°–30°V och med en nordvästlig stupning omkring 10°. Den dominerande riktningen återspeglas bland annat i strandkonturer i sjösystemen och utsträckningen av uddar och öar. I Föllingeenheten uppträder på några ställen markanta inveckade partier av Kogstaskiffern och en sådan dubbelsynklinal finns norr om det nya brofästet på Arvesundslandet. De inveckade skiffrarna är genomskurna i västra skänkeln av den västra synklinalen längs vägen ut mot Vågslägden (701810/140905). I Kogstaskifferns bas ingår, liksom vid Lugnvik vid Östersund, en mörk skiffer som innehåller en rik graptolitfauna som motsvarar Öråskifferns, alltså från graptolitzonen med *Dicranograptus clingani.* Flera av de graptolitarter som rapporterats från Öråsektionen har påträffats här, *Dicranograptus clingani, Climacograptus bicornis, Orthograptus truncatus, Neurograptus fibratus, N.* sp., *Corynoides* m.fl.

Kogstaskiffern är genomgående dåligt blottad i Arvesundsområdet. De bästa skärningarna som påträffats är temporära exponeringar i samband med grävningsarbeten vid Vågslägdens fotbollsplan, där den översta delen av formationen fanns tillgänglig under en tektoniskt delvis utskuren Edekvartsit samt Bergekalkstenen. Kogstaskiffern är rik på inlagringar av relativt grov siltsten som visar att avsättningen skett i en instabil miljö med talrika spår av glidningar i sedimenten med roterade fronter i de utglidna sjoken. Liknande lageruppbyggnad påträffas vid Trångsviken (se nedan).

De relativt motståndskraftiga enheterna Edekvartsit och Bergekalksten bygger upp den dominerande delen av höjdområdena från Vågslägden och Kvittsle i söder till Alsensjön i norr. Som berörts är Edekvartsiten lokalt reducerad i mäktighet eller tektoniskt bortskuren i de sydliga utliggarna. Bergekalkstenen är utbildad som en finskiktad kalksten med lermellanlagringar. Denna facies förekommer vanligen i Bergekalkstenens undre del. De enskilda kalkstenslagren varierar i tjocklek mellan 1 och 6 cm. Bergekalkstenen är genomgående mycket rik på fossilfragment och är i vissa partier en biosparit. De ingående komponenterna kommer till en dominerande del från gruppen tagghudingar, vars ytterskelett byggs upp av radiärsymmetriska kristaller. Kalkkristallerna, som vanligen är mellan 1 och 3 mm i de små stjälkfragmenten kan i vissa partier ge bergarten samma utseende som en kraftigt omkristalliserad kalksten. Makrofaunan innehåller trilobiter, armfotingar (brachiopoder), mossdjur (bryozoer), musselkräftor (ostrakoder) m.m. Såväl fältet med Bergekalksten söder om Drevetjärnen som det söder om Stor-Drafsjön byggs upp av den finskiktade typen.

Motsvarande enheter vid Mattmar mellan höjderna vid kyrkan och Mattmars station och framför allt området norr om kyrkan upp mot järnvägen vid det gamla kalkbruket består av en till övervägande delen tjockbankad till ställvis strukturlös kalksten. I de gamla stenbrotten kan man observera att brachiopoden *Borealis borealis* uppträder talrikt i linsformade koncentrationer men betydligt mindre spritt utanför dessa. Tabulater påträffas lokalt i vissa horisonter, dvs. i förekomster begränsade såväl i vertikal som horisontell led. Endast de undre delarna av enheten som man kan observera i sluttningarna vid Gräfte och vid Utby uppvisar en medel- till finbankad facies av Bergekalksten. I sluttningarna finns också goda blottningar av Edekvartsiten och övergångslagren till Bergekalksten. Partiet är väl blottat och tillgängligt vid den grusficka som är insprängd i den lilla utliggaren av kalksten vid Bränna, 1,5 km norr om Mattmars station. Kalkstenen runt Mattmar uppträder till större delen som en relativt flack enhet och man observerar vanligen stupningar mot västnordväst på omkring 15°. Strykningen är normalt N20°O.

I fälten av Bergekalksten uppträder smärre inveckade stråk av Bångåsenskiffer. Ett sådant finns omkring 500 m sydost om Valsjön i ett stråk som skär järnvägslinjen och som där är väl blottat. Liknande strukturer förekommer även nordost om sjön.

Fig. 100. Koralliter (?*Favosites*) i ett vertikalt snitt i Bergekalksten. Den tydligast synliga kolonin finns till vänster om kompassen (= 10 cm). Väghäll vid Edefors, Offerdal (19E 8c).

Tabulate corals (?Favosites) in a vertical section of the Berge Limestone at Edefors, Offerdal. Largest corallite to the left of compas (=10 cm) (19E 8c).

Fig. 101. Vägskärning på norra sidan av E14 vid Koludden, Trångsviken (19E 5b). I skärningen sys till vänster (väster) en siltrik Kogstaskiffer som med tektonisk kontakt genom förkastning gränsar till Bergekalksten till höger (öster). Bergekalkstenen stupar ca. 50° mot SSO men ser genom den kraftiga axialplansförskiffringen att ha en nordnordvästlig stupning. Foto L. Tjernström.

Road section at Koludden, Trångsviken, along road E14 (19E 5b). A silty Kogsta Shale is seen to the left (west) in the sectionand a lighter grey Berge Limestone to the right (east). The formations are separated by a fault. The Berge Limestone is dipping c. 50° towards SSE, and the most prominent structure, the axial plane cleavage, c. 35° towards NNW. Photo L. Tjernström.

Den bäst dokumenterade förekomsten och den som fortfarande är traktens bästa för studiet av skiffern finns vid byn Kluk omkring 4 km öster om Mattmars kyrka. I sluttningen öster om byn har skiffern tidigare brutits och skiffern är nu blottlagd till en höjd av 4 m. Genom lagrens lutning omkring 30° mot nordväst kommer skärningen att omfatta totalt mer än 8 m skiffer. Lagerföljden i brottet och skiffrarnas fossilinnehåll har beskrivits av Thorslund (1948). Fossilma-

terialet är för närvarande under revision.

I byarna Offne och Tossberg belägna öster om Kluk påträffas uppveckade partier av Kogsta- och Edeenheterna. Antiklinalen vid Offne kan följas även på nordostsidan av Trångsviken, där den åtskiljer två stora fält av silurisk kvartsit och kalksten. Stratigrafin kan studeras speciellt väl i det östligare av de två fälten, som omfattar Åse/Karlssved till Storlungret längs järnvägen och de stora före detta kalkstenstäkterna vid Åse. Man kan här se att kalkstensfältet ingår i ett nedböjt avsnitt av berggrunden med den nordvästra begränsningen brantare ställd än den sydöstra och liksom vid Offne inramas kalkstenen av Kogstaskiffern och Edekvartsiten.

Det är noterbart att i löst material från Edekvartsitens massiva undre del vid Storlungret har påträffats två stjärtsköldar som troligen tillhör trilobitsläktet *Bumastus.*

Den västliga av de två stora kalkstensfälten skärs lokalt av vid Trångsviken. I en omfattande vägskärning genom berggrundstungan som skapat Koludden (70267/14095) anstår Kogstaskiffer och Bergekalksten. Gränsen mellan enheterna utgörs av en förkastning som har en begränsad språnghöjd, sannolikt mindre än 25 m. Riktningen är nära nord–syd och stupningen 65° mot öster. Genom sammanpressning har den västligt liggande Kogstaskiffern pressats ner under en sekundärförskiffrad Bergekalksten som stupar omkring 40° mot öster men som är förskiffrad längs plan som är orienterade 25° mot väster, vilket ger kalkstenen ett främmande utseende. Uppbyggnaden framgår av sektionen i figur 101. Utbildningen i sektionen har getts ett flertal tolkningar, bland annat att det skulle utgöra gränsområdet mellan två bassänger vid avsättningen av Föllingeformationen.

Mellan Storsjön/Trångsviken och Alsensjön består berggrunden av samma enheter som dem man möter i Mattmartrakten. Bosättningarna på höjderna, Mo, Rönningsberg, Ede, liksom Åslägden, Åssved och Högåsen är alla anlagda på Bergekalkstenen med i vissa fall inveckade Bångåsenskiffrar. I mellanliggande skogsområden finner man vanligen Kogstaskiffern och lokalt uppveckade Föllingebergarter.

Tulleråsen – Änge

I området Tulleråsen–Änge innefattas den yngre sedimentära lagerföljden som finns bevarad under den mellersta skollberggrunden i Offerdalsskollan från Långan i nordost förbi Bredbyn, Västerulvås, Tulleråsen, Rise, Stavre, Änge till Offerdal. I sydväst utgörs begränsningen av Näldsjön och mot sydost inkluderas en zon av Föllingeformationen i övergången mot Krokomsområdet.

Randområdet i anslutning till den mellersta skollberggrunden vid Offerdalsskollan domineras av samma grupp av bergarter som förekommer i anslutning till Alsenutliggaren. Det är dessutom påtagligt hur lika strukturellt de två områdena är uppbyggda.

De äldsta berggrundspartierna i området har förts till Föllingeformationen men är utbildad som en finkornig, distal turbidit, det vill säga lager om 1–3 cm tjocklek bestående av siltsten med allt finare fraktioner i den övre delen. Den växellagrar med finare siltsten som är förskiffrad. I Ängeområdet har enheten påträffats endast i skärningar nära Lövviken i samband med att den södra vägen mellan Lövviken och Stavre byggdes. Den överlagrande Kogstaskiffern är bättre blottad och då framför allt dess övre delar. De bästa skärningarna har påträffats i byn Stavres östligaste del och området 500 väster därom samt i övergången mot Föllingeenheten längs Lövviksvägen 1,5 km sydost om Stavre. Kogstaskiffern är i sina övre delar siltrik i vissa partier och innehåller flera typer av sedimentstrukturer som tyder på en ökad instabilitet i avsättningsområdet ju närmare Edekvartsiten man når, vilket motsvarar den utveckling man ser bland annat i Trångsvikenskärningen. Ytterligare två viktiga skärningar i Kogstaskiffern har påträffats inom området. Öster om Änge, längs de första 200 m av vägen mot Västerstavre, finns goda skärningar i Kogsta- och Edeenheterna. I den förra har fragmentariska fossil ur den överordoviciska *Hirnantia*-faunan påträffats. Faunan är bättre representerad i typsektionen för Edekvartsiten. Den är belägen 1 km sydost om Offerdals kyrka och den undre delen av bergbranten utgörs av Kogstaskiffer. I skifferns övre ca 4 m mäktiga del påträffas en rik fauna av skalbärande organismer, trilobiter ur grupperna *Calymenida, Trinucleina, Proetida, Odontopleurida* och *Cheirurina,* och armfotingar i den karaktäristiska *Hirnantia*-faunan med representanter för *Orthida* och *Strophomenida.*

I Edesektionen kan också observeras att Kogstaskiffern i sin övre del innehåller minst fyra tunna inlagringar av ett gröntonat siltigt sediment som markant avviker från den omgivande skiffern. Inlagringarna är ett hjälpmedel vid orienteringen av bergarten i förhållande till den täckande kvartsiten. Det har från tid till annan framförts att skiffern skulle skiljas från kvartsiten av en vinkeldiskordans. Denna tolkning är dock baserad på riktningen hos sekundär- (axialplans-) förskiffringen och inte på den ursprungliga lagringen i skiffern, som är konkordant med kvartsiten. Det kan däremot visas att en viss erosion av skiffern ägt rum före sandens avsättning eftersom kvartsitens underyta ställvis ligger nära de gröna banden, på andra ställen avsevärt längre ifrån.

I typsektionen för Edekvartsiten anstår en fullständig men sönderstyckad skärning genom enheten. Som berörts ovan består Edeformationens undre del av en massiv kvartsit med en mäktighet som varierar mellan 0,9 m och 1,4 m. Kvartsiten har i vissa partier bevarat sin klastiska textur och man kan även i fältobservationer se att enheten ursprungli-

Fig. 102. Högkläppberget, utliggaren av Offerdalsskolla nordost om Änge by, Offerdal. Offerdalskonglomeratet anstår såväl i höjden varifrån bilden tagits som i Högkläppberget i bildens mitt. I bakgrunden syns Alsenutliggaren av Offerdals- och Särvskolla, i den uppodlade dalgången finns den undre skollberggrundens mera lättvittrade formationer (19E 8c).

Hill at Högkläppen, NE Änge, Offerdal. The basal conglomerate of the Offerdal Nappe, Middle Allochthon is found in the Högkläppen hill in the central part of the picture as well as at the location of the photographer. In the background the Alsen Outlier of Middle Allochthon , and softer formations of the Lower Allochthon in the valley below. (19E 8c).

Fig. 103. Block från den översta delen av Kogstaskiffern påträffat vid Trångsviken (19E 5b). Bergarten består av växellagrande finare och grövre silt, som avsatts på relativt ringa vattendjup. Vid den ursprungliga avsättningen bildades vågformade ytor genom vattenrörelser och vid konsolideringen ett flertal sedimentstrukturer genom kompaktion och porvattenavgång; flamlika strukturer, ihoprullade lager mm. Foto K.-E. Alnavik.

Erratic of the Kogsta Shale Formation, uppermost part, found at Trångsviken (19E 5b). The rock was originally an interbedded fine to coarse silty mud, deposited in agitated water above wave-base, indicated by irregular ripples, cross-bedding, convolute bedding and other sedimentary structures related to compaction and loss of pore-water.

Fig. 104. Små kroppar av mikrokristallin kvarts, sannolikt sekundärt anrikad, i Edekvartsit. Skärning vid Åflo, Offerdal (19E 9a).
Lumps of secondary microcrystalline quartz in Ede Quartzite Fm. Exposure at Åflo, Offerdal (19E 9a).

Fig. 105. Karbonatförande lager i Edekvartsit synliga i vittrad häll nära Stavre, Offerdal.
Carbonaceous beds exposed in weathered surface of Ede Quartzite Fm at Stavre, Offerdal.

gen varit ett antal bankar av kvartsdominerad mellansand. De ingående bankarna är åtskilda av gröntonade partier av lerblandad kvartsit. Skiktens ursprung diskuteras under avsnittet Tångeråsen (s. 127).

Den massiva kvartsiten överlagras av en svit växellagrande diskordantskiktade siltstenar och tunna kalkstensinlagringar som tillsammans bygger upp en mellan 3,5 och 4 m mäktig övre Edekvartsit. Gränsen mot den täckande Bergekalkstenen har lagts vid överytan av den översta siltstenen. Den skiktade delen är mycket fossilrik och innehåller en rikt sammansatt fauna av bland annat tabulata och rugoza koraller (tetrakoraller), mossdjur (bryozoa), mussel-

Fig. 106. Fossilrik Bergekalksten i normalfacies med talrika tabulatkollonier, armfotingar (brachiopoder), tagghudingar mm. Vägskärning öster om Offerdals kyrka (19E 8c).

Fossiliferous normally bedded Berge Limestone with tabulate corals, brachiopods, echinoderms, a.o. Exposure at the road east of Offerdal church (19E 8c).

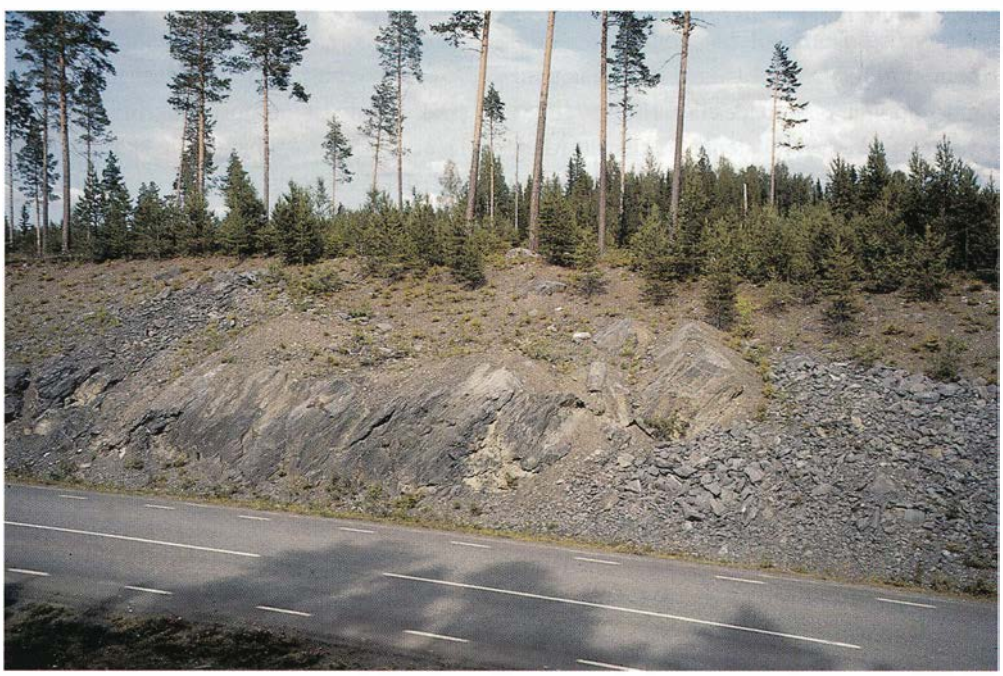


Fig. 107. Vägskärning mellan Tulleråsen och Ånge. Bergekalksten (ljust grå) och Bångåsenskiffer (mörkare grå) uppträder här i tektoniskt skapad växellagring (19E 7d).

Road section between Tulleråsen and Ånge with Berge Limestone (light grey) abd Bångåsen Shale (darker grey) in tectonic repetition (19E 7d).

kräftor (ostrakoda), trilobiter, tagghudingar och armfotingar.

Övriga blottningar av Edekvartsiten i området är inkompletta och den övre tunnskiktade delen är antingen tektoniskt bortskuren eller täckt. Det kan dock konstateras att de tunna inlagringarna av gröntonad fin silt som uppträder i den massiva kvartsiten, påträffas i alla besökta blottningar i Edekvartsiten.

Bergekalkstenen är väl företrädd i Ångeområdet. Kalk-

Fig. 108. Utsikt från Hällberget i östlig riktning. I fonden silhuetten av Offerdalsskollans brant (mellersta skollberggrunden), i bildens centrum Offerdals kyrka vilande på den undre skollberggrunden. I förgrunden syns den tjockbankade sandstenen i Hällbergets Offerdalsskolla (19E 7c–d).

View from Hällberget towards the east. The escarpment in the background represents the front of the Middle Allochthon Offerdal Nappe. The church in Offerdal is seen in the centre of the Lower Allochthon fertile lower areas. The thich-bedded sandstone in the foreground is a part of the Offerdal Nappe (19E 7c–d).

stenens uppträdande uppmärksammades av Hiärne 1685; "... i vägen allerstädes mycket svarta stenar, som svart Marmor, ... och grufveligt mycken kalksten" samt av Hülphers 1775. Han noterar att i de kalkstensstycken som brutits vid Offerdals prästgård "... fans liknelse til Snäcke-skal". Troligen observerade han de stora skalen av brachiopoden *Pentamerus* sp.

Enheten har en beräknad mäktighet av maximalt 45 m. De största sammanhängande fälten av kalksten finns från Stavre över Tulleråsen till Västerulvås och i ett andra anknutet stråk av nedveckade bergarter (synform), från Västerstavre över Rise till Bredbyn och Långan. Imponerande snitt av enheten finns vid vägen mot Krokom 2 km söder om Tulleråsen. I skärningen är nära 10 m av kalkstenen tillgänglig. Även vid Rise, vid Åsen norr om Tulleråsen och mellan Bredbyn och Långan är Bergekalkstenen väl tillgänglig. I de observerade delarna är enheten relativt tjockbankad utom i begränsade avsnitt av kalkstenen vid Långan. Kalkstenen är ställvis mycket fossilrik och innehåller tabulater, bryozoer, trilobiter, brachiopoder och ostrakoder. Speciellt i den tunnskiktade delen av kalkstenen vid Långan påträffas mycket fossilrika skiktytor.

I flera stråk från östra Tulleråsen mot Änge uppträder Bångåsenskiffern i inveckade partier i kalkstenen. De mest markanta påträffas vid Tulleråsens by omkring 500 m sydväst om vägkorset och strax väster om vägkorset samt i ett stråk i sydväst–nordost omkring 1 km väster om Rise by. Den mest väldokumenterade skärningen är en frampreparerad del av berggrunden i den nordöstra delen av Änge idrottsplats och sektionen vid Berge, som har valts ut som typsektion för (den övre begränsningen av) Bergekalkstenen. Den helt dominerande delen av sektionen består av Bångåsenskiffer, som tillsammans med Bergekalkstenen intar en inverterad lagerställning och som utgör en del av den branta västskänkeln av synformen vid Jämtängen (se nedan). I Bergesektionen liksom vid Änges idrottsplats inleds skiffersekvensen med ett kraftigt lager av vulkaniskt ursprung. I Berge är lagret utbildat som en 0,6 m mäktig tuffit till skillnad mot vid idrottsplatsen där motsvarande nivå består av en kraftigt omvandlad vulkanisk aska (fig. 36).

Förutom blottningarna vid Berge och Änge idrottsplats finns goda skärningar genom Bångåsenskiffern i skifferns typsektion belägen 2,5 km norr om Offerdals kyrka, 50 m nordväst om korsvägen vid Ekeberg (704327/141048). I denna skärning är skiffern isoklinalt sammanveckad och lagerpacken är genomdragen av en dominerande axialplansförskiffring med stor vinkelskillnad mot lagringsplanen, vilket gör att det normalt rika fossilinnehållet är svårfunnet.

Inom några begränsade områden i anslutning till Offerdalsöverskjutningen påträffas nedveckade områden som innehåller lager avsatta efter Bångåsenskiffern. Det första området där dessa lager observerades och beskrevs finns vid

Ekeberg norr om Offerdals kyrka och enheten har namngivits efter byn. Thorslund (1948) beskriver en svit av cykliska sediment med inslag av ”mud-flake conglomerate” det vill säga inslag av sönderbrutna delvis förstenade lerrika sediment som blandats in i mellanmassan av siltsten. I ett av dessa konglomerat påträffades en tabulat korallit som genom en senare undersökning (Bassett et al. 1982) förts till en grupp av släktet *Favosites* som i Baltoskandien är känd från övre Llandovery och undre Wenlock, alltså nära gränsen mellan den understa och mellersta delen av silursystemet. I samband med omdragningen av vägen öster om Ånge samhälle uppkom en omfattande skärning genom Ekebergslagren vid Jämtängen. Lokalen har fått ge namn till den synform som sträcker sig från den brantställda skänkeln vid Ånge/Berge till utplaningen av den flacka vid gårdarna Flatmon. Strukturens djupaste del innehåller alltså Ekebergslager som i sin översta blottade del vid 703950/141515 innehåller graptoliter och små cephalopoder. De förra har bestämts tillhöra former som existerat under det tidsavsnitt som angivits för koralliten vid Ekeberg (Rickards *i* Bassett m.fl. 1982).

Ekebergsformationen har också påträffats nordväst om Ekeberg bland annat vid Söderåsen. Utbildningen avviker i vissa avseenden från den vid Jämtängen. Exempelvis har inga ”mud-flake conglomerate” påträffats trots att enheten är väl blottad öster om Bångåsen och Söderåsen.

Området Kaxås – Tångeråsen – Nästsjön – Rönnöfors

Nordväst om Hällsjön möter en komplext uppbyggd berggrund med stor variation i såväl stratigrafisk uppbyggnad som tektonisk historia. Stratigrafiskt omfattar berggrunden enheter från proterozoicum till undre silur. Lagerföljden är tektoniskt uppdelad i förhållandevis tunna enheter. Den har styckats upp antingen genom veckning med förkastningar längs axialplan eller genom imbrikation av internt småveckade men i större skala plana sammanhållna enheter. Bergarter med låg kompetens som skiffrar och gråvacke/skifferenheter är kraftigt veckade i flera generationer från decimeterskala över femmetersveck till syn- och antiformer i storleksordningen hundratals meter. Kompetentare enheter som kvartsiter kan forma plattor som kan följas flera hundra meter utan större avvikelser från strykningsriktningen.

I området mellan Offerdals kyrka och Kaxåshöjdens sydöstra del finns ett område som inom sin skålform innehåller Kogstaskiffer, Edekvartsit, Bergekalksten, Bångåsenskiffer och Ekebergslager. Synformen, som givits namnet Hällsjösynformen, har sitt djupaste parti öster om Hällänge. Ekebergsenheten i den centrala delen av synformen är blottad i flera vägskärningar längs Rönnöforsvägen omkring 1,5 km öster om Hällänge gård. Synformens östra skänkel är flack och stupar omkring 15° mot nordväst, vilket visas av de förekomster av Bergekalksten som anstår vid avtagsvägen mot Bångåsen (70417/14104). Den västra skänkeln är brantare och uppstyckad av förkastningar vilket man kan se i blottningarna längs vägen till Hällänge gård och längs Hällsjöns strand öster om gården. Här anstår sekvensen från övre Kogstaskiffern till och med Bångåsenskiffern.

Även på Hällängeuddens nordvästsida påträffas Edekvartsit, Kogsta- och Föllingelager som anstår i Kaxåshöjdens sydöstra sluttning. Enheten finns blottad i skärningar längs vägen ända till krönet där vägen planar ut ovan Grangården. I de odlade områdena på Kaxåshöns sydvästsida är blottningsgraden låg. Däremot påträffas flera små hällar i den skogsklädda branten mot nordost. På flera ställen nordost om Kaxbacken förekommer Kogsta-, Ede- och Bergeenheterna i skollor med omkring 35° nordvästlig stupning. I de få blottningar som påträffats sydöst om porfyr/kvartsitskollan i Kaxbacken (70440/14061) har endast Kogstalager påträffats praktiskt taget in mot porfyren. I anslutning till denna är skiffern kraftigt påverkad och svart till färgen. Scintillometermätningar visar att denna skiffer inte lämnar en förhöjd nivå av gammastrålning som Kläppeskiffern vanligen gör, utan ansluter till den nivå som är normal för en icke-aktiv bergart som Kogstaskiffer eller Bergekalkstenen. Den omkring 50 m mäktiga plattan av porfyr och kvartsit som skär vägen vid Kaxbacken kan följas i sydvästsluttningen genom hagmarken och ett mindre skogsparti ner mot byns centrum. En association av porfyr (Östbergsporfyr) och ljust gulvit eller gråblå Vemdalskvartsit (fig. 111) påträffas vanligen som basalbildning i den sedimentära fanerozoiska lagerföljden. Sannolikt gäller detta förhållande också Kaxåshön, men vissa onormala relationer mellan bergartsled behöver klarläggas innan ett säkert svar kan ges.

Asklund (1960) anger att Isökalksten påträffats tillsammans med den uppskjutna skivan av porfyr och kvartsit, vilket inte gått att bekräfta i denna undersökning. Mot nordost försvinner enheterna i strykningsriktningen för att återkomma omkring 100 m mot nordväst vid de norra gårdarna i Kaxbacken. Porfyren är här mäktig och når en bredd i landskapet av mer än 100 m. Bergarten bygger upp det högsta partiet i Kaxbacken. I höjdryggens sidor omedelbart nordväst om porfyr/kvartsitplattorna anstår vid vägen en välblottad Edekvartsit och på motsatt sida vid den gamla körvägen mot Söderåsen påträffas Kogstaskiffer, Edekvartsit och Bergekalksten. Denna svårförklarade bergartsfördelning har motsvarigheter också nordost om Nordbyn i Kluk, i Åflohöjden och vid Nästsjön. Möjliga förklaringar till bildningarna diskuteras nedan.

De enheter som urskilts på Kaxåshön påträffas också i Kaxås nordöstra del. Enheterna står i kontrast till de bergarter man påträffar i dalgången mot sydväst, där Bergekalkstenen har en stor utbredning och finns blottad bland annat vid nya landsvägsbron på Klukvägen och i åkröken vid fri-

Fig. 109. Kaxåxhön sedd från Hällberget. Skogsridån somkan följas från Kaxås samhälle vid höjdens fot till Kaxåshöns krön är betingad av den uppskjutna porfyr/kvartsitskivan (19E 8a-b).

The Kaxåshön hill of open fields in the central part of the picture seen from the south from Hällberget. The narrow border of forested area running from the base of the hill at the village to the top of the ridge is growing on a thrust porphyry/quartzite unit. (19E 8a-b).

Fig. 110. Massiv Bergekalksten, delvis sammanveckad, i vägskärning i södra Kaxås by (19E 8a).

Massive Berge Limestone, locally folded, in a road section, southern Kaxås (19E 8a).

luftsområdet nära Åfloåns utflöde i Hällsjön. Den markanta ändringen av bergartsfördelningen mellan nordöstra och sydvästra Kaxås gör det troligt att en måttlig förkastning finns i dalgången med en nordväst–sydostlig riktning.

Åflohöjden väster om Kaxås är till en del en parallell till Kaxåshön. Uppbyggnaden är dock betydligt enklare att förklara på grund av att abrupta stratigrafiska språng saknas, dock med ett undantag. I Åflohöjdens västra parti påträffas en porfyr/kvartsitplatta med samma orientering men med ett något mindre omfång än den i Kaxåshön. I Åflohöjden be-

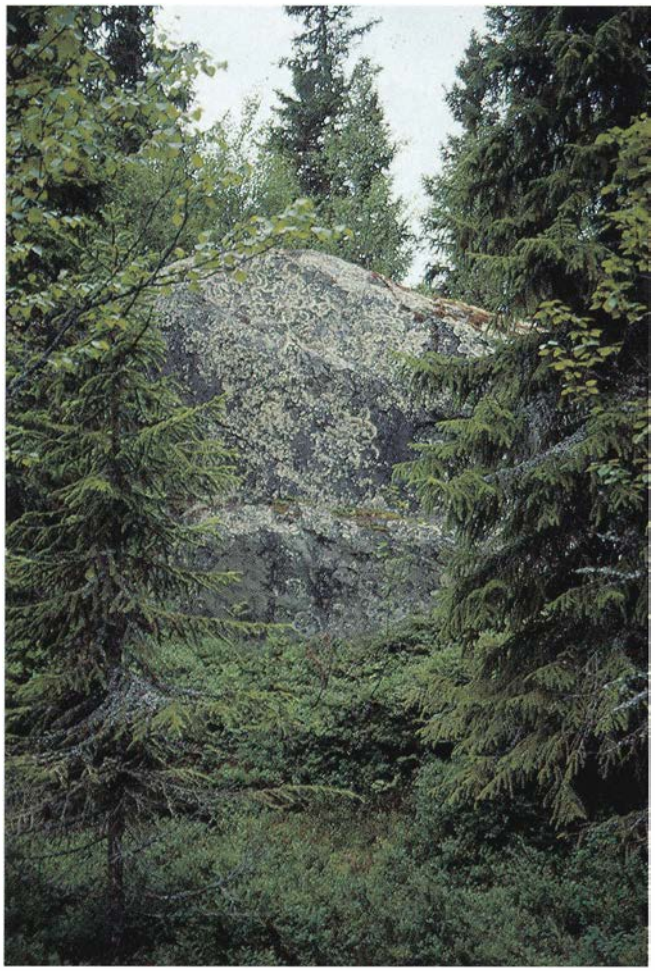


Fig. 111. Parti av den massiva Vemdalskvartsiten på Kaxåshön (19E 8b).

Knob of massive Vemdalen Quartzite in the Kaxåshön occurence (19E 8b).

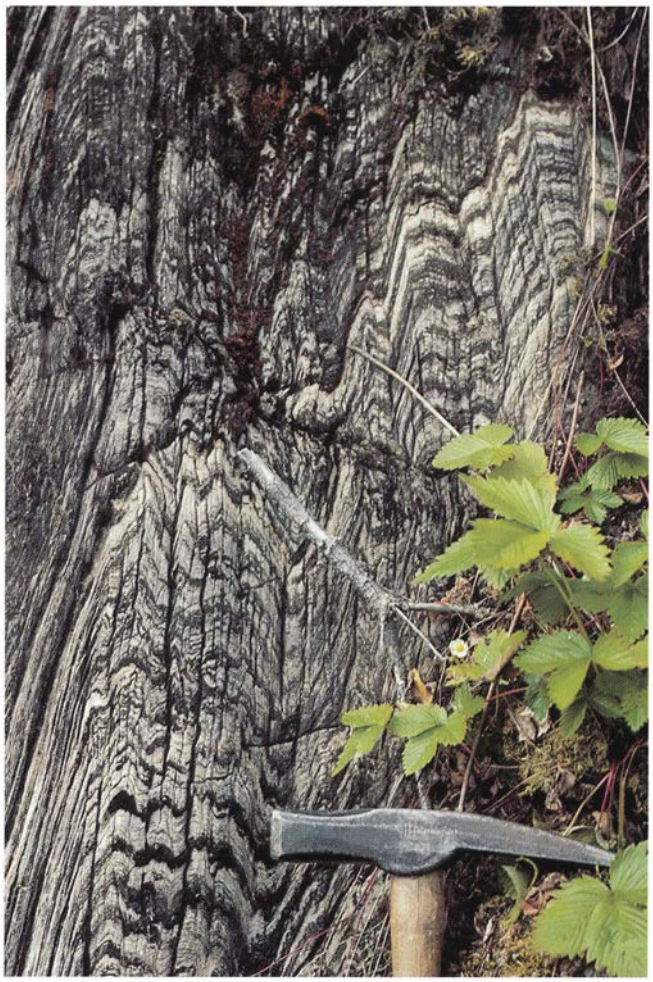


Fig. 112. Stengrafik. Veckad silurisk Bergekalksten i Kaxåshöns nordostbrant (19E 8b).

Graphic effects i folded Silurian Berge Limestone in the northeastern cliff at Kaxåshön (19E 8b).

står berggrunden av sammanveckade partier av Kogstaskiffer, Edekvartsit och Bergekalksten. I höjdens sydöstra del möter Kogstaskiffer, som på höjden täcks av en serie synklinaler med Bergekalksten. På höjden har även ett stråk med inveckad Bångåsenskiffer påträffats.

Stråket med porfyr och kvartsit löper från vägen vid höjdens sydvästra sida och det påträffas praktiskt taget i kontakt med och öster om skärningar i Bergekalksten och Edekvartsit, som anstår vid vägen cirka 600 m sydväst om gården Backen. Stråket kan följas längs sluttningen till krönet 200 m västsydväst om Backen.

Likheterna i utbildning, orientering och rumslig fördelning väcker misstanken att det finns ett nära samband mellan porfyrplattorna i de två höjdområdena och med liknande bildningar vid Nordbyn. Oavsett betydelsen av den nära rumsliga knytningen mot nordväst till överordoviciska bergarter kan troligen porfyr/kvartsituppträdandet förklaras med upprepade uppskjutningar under den mellersta skollberggrunden (*duplex*).

I området norr och nordväst om Kaxås påträffas en berggrund som inte markant avviker från det övriga Offerdalsområdets. Nordväst om Åflo på Stuppulsberget och längs sjön Storvågen påträffas en sekvens av sammanveckade Föllingelager, Kogstaskiffer, Bergekalksten och Bångåsenskiffer. De två första förekommer i omfattande skärningar på Stuppulsbergets sydvästsida och de yngre finns tillgängliga mellan Lill- och Storvågen och i stora, nära vertikalt stående isoklinala veck längs Storvågens sydvästra strand där Bångåsenskiffern ligger inklämd mellan den brantstående Bergekalkstenen.

Bergbyggnaden vid Önet och Önhön avviker i ett viktigt avseende från den gängse inom området. De ingående enheterna är desamma som i omgivningen men den basala siluriska Edekvartsiten är i de båda höjderna betydligt mäktigare än i någon annan förekomst, med undantag för den likåldriga östligare Kyrkåskvartsiten. I hagmarken nordost om Önet påträffas tre upprepningar av en delvis massiv, delvis bankad kvartsit som ursprungligen varit en medelgrov kvarts-

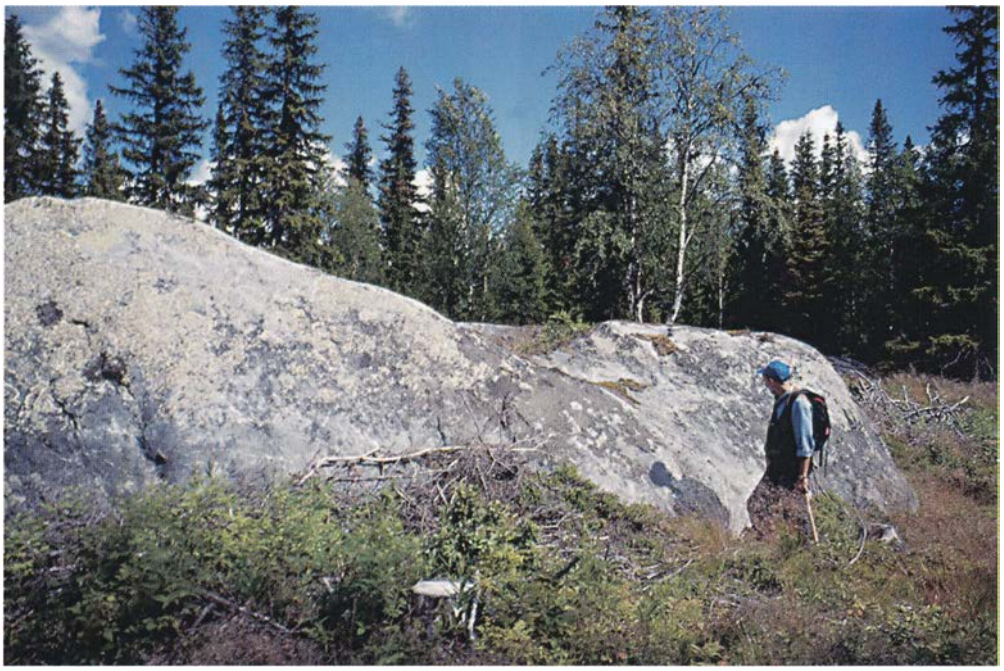


Fig. 113. Massiv kvartsit (Edekvartsit) i hällområde söder om Nästsjöns fäbodar, Offerdal (20E 1a).
Massive quartzite (Ede Quartzite Fm.) in exposure S of hamlet at Nästsjön, Offerdal (20E 1a).

Fig. 114. Den sydligaste delen av den berggrundsskärning genom Offerdalskonglomerat som uppstod vid omdragning av väg vid Rönnön (20E 2a).
View of the southern part of the new road section at Rönnön with good exposures of the Rönnöfors Conglomerate (20E 2a).

sandsten. Mäktigheten är beräknad till 6 m, vilket är fyra gånger mer än vid typsektionen för Edekvartsiten. Utbildningen med den bankade övre kvartsiten påminner i flera avseenden om Kyrkåsenhetens utseende och sammansättning i avsnittet över den svarta siltsten som skiljer den övre från den undre Kyrkåskvartsiten i Rannåsenbrottet.

Närheten till Offerdalsskollans överskjutning gör sig allt mera märkbar i nordlig riktning upp mot Rönnöfors. Såväl skiffrar som kalkstenar är avsevärt mera tryckpåverkade i närheten av Oxböle, Kävåsen och Valla än vad som är fallet vid exempelvis Kaxås. Även facies i Bergekalkstenen förändras mot norr och i förekomsterna vid Stocke, Kävåsen

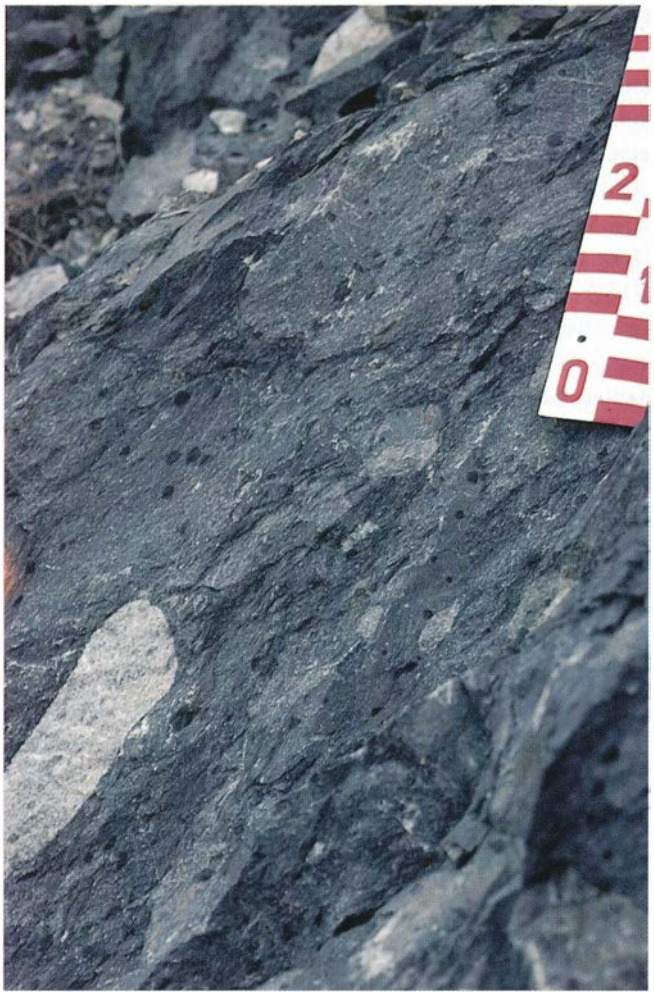


Fig. 115. Bollar av granit, porfyr och kvartsit i Rönnöforskonglomerat. Bollar av porfyr kan svårligen urskiljas på grund av att färg och textur i mellanmassan är nära nog identisk med bollarna. Graniten är vanligen ljust grå och kvartsiten mörkare grå. Vägskärning vid Rönnön fotograferad vid tiden för vägomläggningen (20E 2a).

The Rönnöfors Conglomerate with stones of granite (light grey), quartzite (darker grey) and porphyry with colour and texture very similar to matrix. Road-section at Rönnön as seen during road construction (20E 2a)

och Valla påträffas endast den tunnskiktade kalkstenstypen, vilket är ännu mera uttalat vid Nästsjöns södra del där skikten av kalksten varierar mellan 0,5 och 2 cm.

Berggrunden vid Nästsjöns norra ände har en uppbyggnad som avviker från den normalt förekommande. 150 m söder om Nästsjöbodarna möter man en fossilförande Kogstaskiffer (brachiopoder, tagghudingsfragment) under nära 3,5 m av kvartsit med 5–10 cm mäktiga inlagringar av en grågrön fragmentrik bergart (fig. 27). Fragmenten utgörs till en övervägande del av kvarts men även fältspatkorn har påträffats (fig. 27). Mellanmassan är siltig och gröntonad och överensstämmer i färg med den bergart som påträffas omkring 200 m längre norrut, där porfyr av samma typ som den vid Kaxås, Åflo och Nordbyn anstår på båda sidor om utloppsviken. Det förefaller finnas ett nära samband mellan å

Fig. 116. Rönnöforskonglomerat som det framträder på vittrad yta. Överytan på blottningen i fig. 114.

Rönnöfors Conglomerate seen in a weathered surface on top of section in Fig. 114.

ena sidan porfyren och å den andra inlagringarna i kvartsiten vid Nästsjön, i de grågröna inslag som påträffas i Kogstaskifferns topp och i Edekvartsiten exempelvis vid Änge. Det bör också observeras att det finns en direkt sedimentär kontakt mellan den fossilförande Kogstaskiffern och kvartsiten vilket talar för att kvartsiten tillhör Edeformationen.

Ytterligare en förekomst av kristallin berggrund, men i detta fall en ljust grå granit har påträffats i myrområdet vid 705880/140300. Den omges av grå och svarta Kogstaskiffrar, som är orienterade i N25°O/35°NV. Även i det närbelägna Kalkberget har endast den grå skiffern påträffats.

Vid Rönnöfors samhälle förekommer omfattande skärningar genom en grovklastisk enhet, Rönnöforskonglomeratet, vars stratigrafiska ställning diskuteras. Konglomeratet uppträder i flera nord–sydgående brant sammanveckade stråk. Det är knutet till en mörk kvartsit som har påträffats i varje veck. Kvartsitens läge i förhållande till konglomeratet är osäker. I vägsektionens övre del förefaller kvartsiten utgöra konglomeratets underlag, i den nedre det motsatta förhållandet. Med tanke på att lagringsförhållandena är enklare att tolka och bättre exponerade i delen ner mot kyrkan kan det anses sannolikare att kvartsiten täcker konglomeratet. Det är däremot klarlagt att konglomeratet och kvartsiten förenas genom en sedimentär kontakt. Konglomeratet/kvartsitens ålder är ännu ej med säkerhet fastställd. Zenzén (1930) ansåg att konglomerat/skifferenheten hade ett stratigrafiskt samband med de anslutande mörka skiffrarna i sydväst och därför skulle motsvara övergångslagren mellan ordovicium och silur. Thorslund (1960) förde fram samma åsikt. Cherns & Karis (1995) visar att den underlagrande skiffern tillhör Kogstaformationen, vilket skulle kunna tala för en ordovicisk ålder även för konglomeratet, som då motsvarar Kyrkås–Edekvartsiterna. I samband med byggnationen av den nya vägsträckningen genom Rönnöns by (fig. 114) skapades goda skärningar, inte bara i konglomeratiska delar, utan ock-

så i den mörka skiffern, som anstår vid avtagsvägen till byn. I skiffern påträffades ett mycket deformerat yttre avtryck av en finribbad armfoting, som möjligen tillhör gruppen *Strophomenida*. Fragmentet liknar ett av de fossil som påträffats vid Nästsjöförekomsten.

Rönnöforskonglomeratet med hithörande sidobergarter har också getts en senprekambrisk/kambrisk ålder och det anses att enheterna ingår i transgressionslagerföljden i den jämtländska sekvensen. Om denna tolkning är korrekt får man förutsätta att en markant tektonisk gräns finns mellan de grovklastiska enheterna och skiffern i sydväst.

Förekomsten förstärker tolkningen att konglomeratet kan knytas till den fas av den geologiska utvecklingen som kännetecknas av en världsomfattande regression med ett ökat landinflytande.

Järpen – Getsjön

Mellan Indalsälvens dalgång från Mattmar till Järpen och trakterna av Gärdesjön, Getsjön och Djupsjön omkring 25 km nordost därom, finns ett område som har en mycket enhetlig berggrundsuppbyggnad. Praktiskt taget alla påträffade hällar och skärningar visar här Föllingeformationens utveckling från den underordoviciska delen i söder till övergången mot Kogstaskiffern, som påträffas på några ställen bland annat vid Kogstaenhetens typområde nordväst om byn Kougsta.

Som framgår av beskrivningen i det stratigrafiska avsnittet består Föllingeformationen av ett mycket stort antal enheter som var och en normalt består av en undre grusig, sandig eller siltig grövre del som uppåt övergår i en finkornigare bergart som förskiffrats. Enheten uppkommer genom en plötslig förnyad avsättning av ett redan halvförstenat sediment, som på grund av en störning eller gravitativ obalans lossnar från sitt underlag och rutschar utför en mer eller mindre sluttande havsbotten. Variationen hos lagren är beroende av materialtillgång och avstånd till ursprungsområdet. Dessa faktorer avspeglas på ett utmärkt sätt i flera omfattande sektioner inom området, där man kan konstatera att ändringar är tydliga såväl vertikalt, där skillnader i tid inom ett begränsat område avspeglas, som horisontellt, där den regionala variationen och tillgången till material är tydlig.

I det stora fältet av gråvackor och skiffrar finns tre stråk som lämnat de bästa upplysningarna om Föllingeformationen och dess inramning. I sydväst är enheten tillgänglig i ett flertal blottningar från trakterna mellan Mattmar och Mörsil (stora vägsektioner, fig. 15), nordväst om Mörsil längs vägen vid kyrkan och väster därom, vid Strand och Ällvågsviken och vid Järpens skans. Det andra stråket följer i stort Semlans dalgång från Semlan till gränsen mellan Åre och Krokoms kommuner vid Svarthögen och Öster-Torrfinnvallen. Det nordostligaste ansluter till Bleckåsåns dalgång och innefattar även områdena nordväst om Kougsta.

Längs Mattmar–Järpenstråket har stratigrafin några hållpunkter som är till hjälp vid tolkningen av områdets stortektoniska uppbyggnad. Väster om Mattmars station påträffar man Kogstaskiffern längs en kilometerlång sträcka varefter den mot väster ersätts av Föllingefacies, som är väl tillgänglig speciellt söder om europavägen mellan Semlaån och Ocke by. Lagren är här sammanveckade och orienterade i N15°V. Veckaxlarna stupar svagt mot nordväst, men även sydostlig stupning, 30°SO, förekommer. Avsnittet man ser norr om Ocke är också genomskuret längs europavägen mellan Semlan och Mörsil. I skärningarna vid 702425/139620 har ett fåtal graptoliter, *Pseudoclimacograptus* sp. och ett fragment av *?Didymograptus* påträffats som tyder på att bergarten här har tillkommit under sen tidigordovicisk eller tidig mellanordovicisk tid.

Veckmönstret i Föllingeenheten visas på ett utmärkt sätt i vägsektionerna vid Mörsil. Lagerorienteringar mellan N20°V och N45°V har registrerats och veckens västra skänklar stupar mellan 60° och 85° mot NO.

Vid det östra vägkorset i Mörsil har graptoliter påträffats, visserligen i löst material, men liggande på ett sådant sätt i anslutning till en skärning att man vågar anta att det har lokalt ursprung. Ett av exemplaren är en relativt väbevarad, delvis pyritiserad proximal del av *Pseudophyllograptus* sp. samt ett grenfragment av sannolikt en *Didymograptus* vilket skulle tyda på att lagren vid östra Mörsil är äldre än de i vägskärningarna vid Semlan.

I de västliga förekomsterna vid Mörsil har inga fossil påträffats. Från Järpen och Järpens skans har Thorslund i Asklund (1960) rapporterat fynd av *Climacograptus* och *Diplograptus* vilket skulle föra detta avsnitt till mellersta ordovicium och ungefärligen motsvara lagren vid Semlan.

Ytterligare profiler i Föllingeformationen där fossil påträffats finns längs Semlans lopp. Närmast uppströms gårdarna Semlan finns Föllingeformationen tillgänglig. Vad som med hjälp av graptolitfynd kan bedömas vara samma stratigrafiska nivå påträffas dels vid vägen längs åns nordöstsida vid Slomskälen, dels vid ån sydväst om Byvallen. I de mellanlagrande skiffrarna i turbiditerna har bland annat exemplar av släktena *Pseudoclimacograptus, Glyptograptus* och *?Diplograptus* påträffats. De två förra antyder att avsnittet hör till delen nära gränsen mellan under- och mellanordovicium.

Lagren i sektionsdelen nära Semlan är orienterade nära nord–syd och i vissa partier i de västliga synformskänklarna i brant till vertikalt läge.

Omfattande hällområden i Föllingeenheten påträffas även vid Kluksbodarna, Larsbodarna och Övsjöberget liksom längs Skåhällbäcken. I området väster om Skåhällsbodarna, nära kommungränsen (703980/138425), påträffas två kraftiga vinkeldiskordanser genom turbiditsekvensen. De

två bildningarna, som är omkring fem meter vida i sin övre blottade del, har kanalform och kan observeras till nära fem meters djup. ”Kanalerna” är skilda åt av omkring 20 m normalt bankade lager och de har huvudriktningen N55°V. De är till en del fyllda av en sandsten, som i vissa partier är kvartsitisk. På den nordligare kanalens norra sida finns en skifferenhet, möjligen Kogstaskiffer, med utsträckt linsform, som tydligen är primär och inte tillkommen genom boudinage. Motsvarande bildningar har inte påträffats på något annat håll i Jämtland.

Den närmast liggande förklaringen till de två kanalformade diskordanserna är att de slamströmmar, som fört ut materialet till de cykliskt avsatta sedimenten, lokalt har koncentrerats i ett begränsat område där den skurit ner i underlaget. Det är värt att notera att kanalbildningarna är nedskurna i den del av lagerföljden man finner överlagrad av Kogstaskiffer, vilken anstår bland annat vid Storvallen 600 m mot nordväst.

I det nordostliga stråket som går från Bleckåsen–Kougsta mot Getsjön ingår övergången mellan Kogstaskiffern och Föllingeformationen. Den finns väl blottad i en timmerlastplats vid 70375/13978. Övergången, som alltså är Kogstaskifferns undre gräns, har lagts vid den översta sandiga banken i Föllingeenheten. Gråvackebankar och svart/mörkt grå skiffer finns i växellagring i en 2,5 m mäktig övergång mellan mera renodlade delar av respektive formation och kan räknas som övergångslager i översta Föllingeformationen. Förutom i västra Kougsta kan berggrunden i området studeras i Bleckåsåns lopp väster om Bleckåsen (fig. 16).

I det stora område med Föllingelager som finns nordväst om Bleckåsen och Kougsta påträffas en enhetligt utbildad formation med normalt bankad turbidit. Det bör dock anmärkas att veckaxelriktningar och andra tektoniska strukturer är mera östligt riktade än de man observerar i Mattmar–Mörsil –Järpen.

Området väster om Getsjön

Det stora fältet av Föllingebergarter och Kogstaskiffer norr om Järpen bryts nordväst om Getsjön av urbergsfält med associerade kvartsiter, skiffrar och kalkstenar. Mellan Djupsjön och Grässjön finns ett stort fält av porfyrer av Östbergstyp som täcks av Vemdalskvartsit. Kvartsitens färg varierar från mörkt blå till grå och ljust gul. Den är relativt välbevarad och täcks av mörka skiffrar med kalkstensinslag. Skiffrarna och kalkstenarna i den är kraftigt tektoniskt påverkade och rekristalliserade. Associationen av påträffade bergartsled antyder att Kläppeskiffern är företrädd här. I skiffern finner man metertjocka kalkstensband i den del som avsatts under mellersta kambrium och kalkstenslinser i den övre delen.

Norr om landsvägsbron vid Tvärån (705590/138585) finns en omfattande sektion i den pressade skiffern. Det är inte möjligt att noggrannare ange en mäktighet för enheten men den kan uppskattas till mer än 50 m.

Nedströms bron i selet påträffas övergången till Töyenskiffern och omkring 100 m nedströms finns omfattande skärningar i en omkristalliserad Isökalksten. På några nivåer kan fortfarande den ursprungliga bankningen skönjas. Kalkstenens mäktighet kan uppskattas till omkring 25 m. Den täcks i sin tur av Föllingeformationen, Kogstaskiffern och de siluriska enheterna. Flera omfattande skärningar i dessa enheter till och med Bångåsenskiffer finns i anslutning till Nästån, Nästsjöarna och Oxögtjärnen. Som exempel kan nämnas en skärning genom översta Kogstaskiffern, Edekvartsiten och den basala Bergekalkstenen vid vägen väster om Nästtjärnen (705419/137676) samt en omfattande Bergeförekomst vid Nästtjärnens nordände (705550/137750) (fig. 130). Omkring 1 km mot nordväst möter Seveskollan med myloniter över en tydligt markerad tektonisk kontakt. Vid Sulsjön täcker samma skolla kraftigt sammanveckad Kogstaskiffer, Edekvartsit och mot söder Bergekalksten.

Sällsjö – Undersåker

På Indalsälvens sydvästsida, från Sällsjö till Ristafallen vid Undersåker, finns en berggrund som i vissa viktiga strukturella avseenden avviker från angränsande områden. I området är enheter från Föllingeformationen till och med Ekebergslager bevarade. Det finns på flera ställen goda blottningar som utmärkt visar berggrundens uppbyggnad. Vid Sällsjö och området väster och norr därom finner man Föllingeformationen väl tillgänglig och längre mot norr vid Gisterån påträffas Kogstaskiffer, Edekvartsit och Bergekalksten i omfattande blottningar i närheten av Frisktorpet (70209/13904). Bergekalkstenen täcks av skiffrar (Bångåsenskiffer) och en gråvacke/skifferenhet (Ekebergsformationen). De bygger tillsammans upp bergsområdet Skalberget sydväst om Frisktorpet ända upp till kontakten med den mellersta skollberggrunden, som anstår till en mäktighet av cirka 30 m i Topphön. Utseendet på de två enheterna överensstämmer väl med det hos Bångåsen- och Ekebergslagren under samma överskjutning i Offerdalsområdet och sannolikt tillhör berggrunden i Skalberget dessa två formationer.

Sydväst om Topphön i låglandet vid Långtjärnen påträffas Föllingeformationen i en uppböjd struktur, som har sin fortsättning mot nordväst mot området mellan Järpen och Undersåker. Den ovan beskrivna överordovicisk–undersiluriska lagerföljden vid Frisktorpet–Skalberget är bevarad i en skålformad nedsänkning på antiformens nordöstra sida. Även på dess sydvästra sida påträffas Kogsta-, Ede- och Bergeenheterna i ett område som sträcker sig runt älven från

Undersåkers kyrka till Ristafallen och Hålland. Över Bergekalkstenen följer den mellersta skollberggrundens överskjutningsplan med myloniter.

I sydvästliga delen av Mörsil–Järpenområdet är veckstrukturer med övriga strukturelement riktade i nordväst–sydostlig riktning, vilket skiljer området markant från motsvarigheterna i övriga delar av länet där den dominerande strukturriktningen är nordnordostlig.

Samma uppsättning bergartsenheter finns också företrädd vid Norsjön, omkring 4 km nordväst om Undersåkers kyrka och även här täcks de underpaleozoiska lagren av samma förkastningsplan, vilket på ett utmärkt sätt avspeglas i den lokala topografin. Sjön är i stort formad som ett T. Den vidare, sydostliga armens form och riktning styrs av nordväst–sydoststrukturerna i den undre berggrunden till skillnad från armen i väster, som är riktad i nordost–sydväst och som betingas av överskjutningens front.

STRATIGRAFISK SAMMANFATTNING

Vend–kambrium

Den stratigrafiska sammanfattningen är bl. a. avsedd att belysa de skillnader man finner i öst–västlig riktning mellan samtidigt avsatta bergartsled. Bestämningar av åldrar görs dels genom undersökning av radioaktiva isotopers sönderfall, dels genom relativ åldersbestämning med hjälp av fossil (biostratigrafi). De senare avspeglar avsättningsmiljö, biofacies, respektive tidsmässiga förändringar i djur- och växtsamhällenas sammansättning.

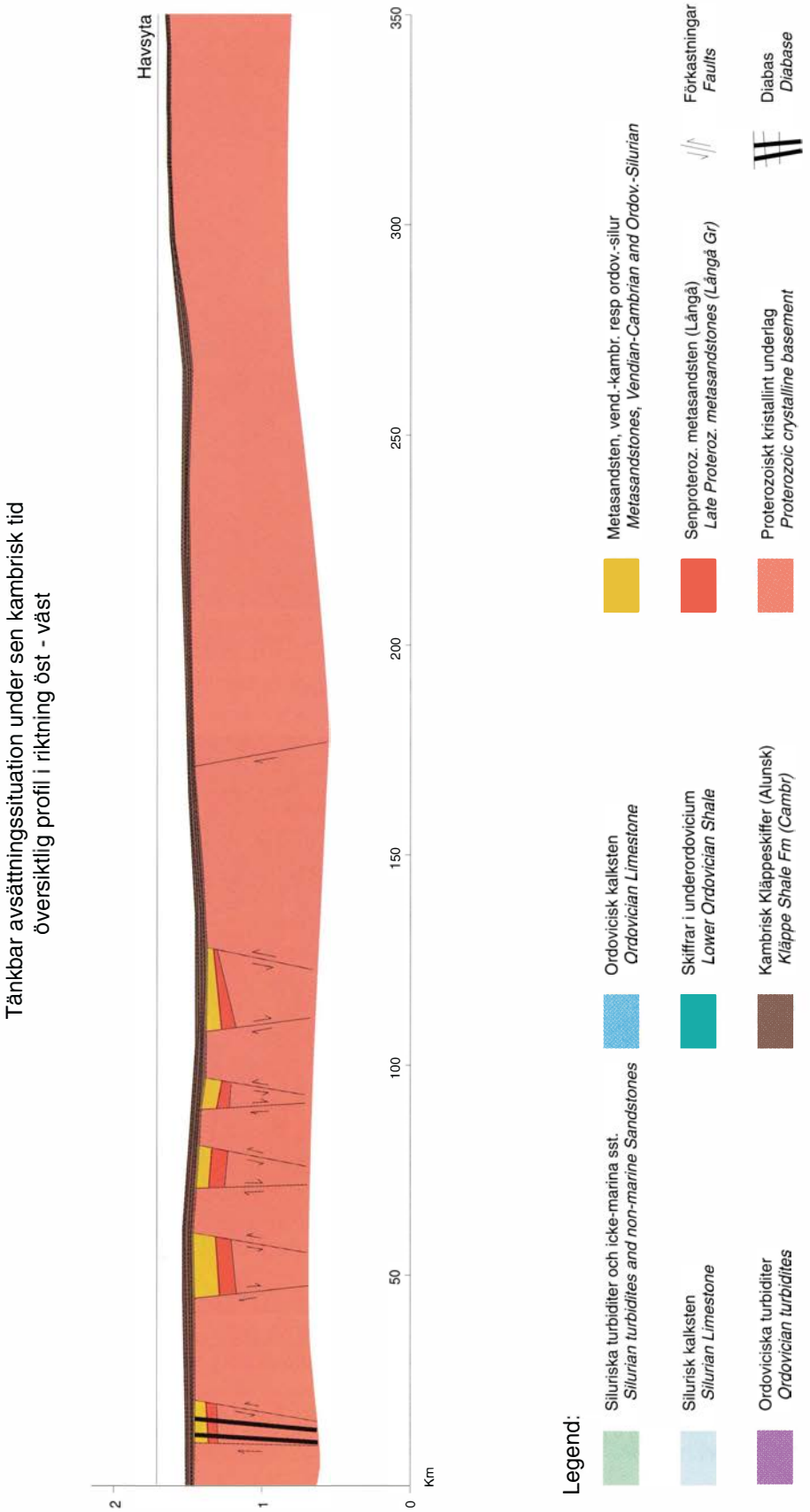
I inledningen och de regionala beskrivningarna framgår att uppbyggnaden av den jämtländska sedimentära lagerföljden innefattar fyra tidsskilda faser, som innebär stora inbördes skillnader i sedimentsammansättning. Under den första fasen sker en kraftig skärpning av regionens relief genom tensionsrörelser och skapande av mycket stora sedimentationstråg, som under en tidsrymd av omkring 200 miljoner år fylldes av nedbrytningsprodukter från omgivningen, vilket resulterade i en utjämning av såväl relief som faciesvariation. Denna fas omfattar de geologiska tidsavsnitten vend och kambrium.

De tråg som skapades av blockrörelser i vend avviker från den nuvarande kaledoniska huvudriktningen. Vinkelskillnaden är omkring 20°, de vendiska trågen nära den nuvarande nord–sydriktningen och skollornas huvudsakliga utsträckning N20°O. Detta strukturdrag präglar avsättningen av sediment även under ordovicisk tid men kan inte påvisas i de siluriska avsättningarna.

Det är speciellt i fördelningen av Långåenheten och Vemdalskvartsit som skillnaderna mellan tråg och upphöjda block gör sig gällande i Jämtland. I detta kapitel skall endast Vemdalskvartsitens uppträdande kommenteras. De underliggande Långåenheterna och deras avsättningsförhållanden beskrivs av Strömberg, s. 211.

Vemdalskvartsiten har sina största mäktigheter i Härjedalen och Alanästrakten. Det har inte varit möjligt att mäta den ursprungliga mäktigheten av kvartsiten men enligt beräkningar torde den där uppgå till mellan 80 m och 100 m, enligt Gee m.fl. (1974) 300 m i områden mot norr i Tåsjöområdet. I det mellanliggande Storsjöområdet är Vemdalskvartsitens mäktighet betydligt mindre. I överraskande många förekomster uppträder den tillsammans med sitt kristallina underlag, huvudsakligen porfyr, och överlagrande Kläppeskiffer, vilket visar att man kan ha hela den ursprungliga mäktigheten tillgänglig. Lokalerna i Hoverberg, Marby/ Kläppe, Sunne och Östberget är exempel på detta. Kvartsitens mäktighet är i Storsjöområdet, vid Östberget omkring 2 m, Sunne 14 m beräknat utifrån blottningar under Storsjöns yta, Kläppe 17 m och Hoverberget omkring 7 m. Den regionala fördelningen antyder att det centrala området i länet runt Storsjön befann sig i ett läge där ingen eller ringa avsättning kunde ske under vendisk tid. I slutet av vend övergick partierna närmast trågen från erosions- till avsättningsmiljö. I tidig kambrisk tid, under den mest omfattande delen av transgressionen över den baltoskandiska plattformen (Baltica), avsätts arkosiska mörka basala bildningar över hela det nu tillgängliga området av sedimentbergarter i Jämtland. I västra Storsjöområdet består bildningarna från denna tid av ljust gulvita till mörkt blågrå, relativt tunna kvartsiter med pålagrade siltstenar, Moformationen, som att döma av fossilfynd vid Järsta–Marby är avsatt under tidig kambrisk tid.

I övergången mellan de vendiska och kambriska perioderna inträder en tid av avstannande eller upphörande sedimentavsättning. Såväl inom de sydvästra och nordöstra regionerna som i den centrala delen av länet finner man mer eller mindre omfattande stratigrafiska luckor i detta avsnitt (fig. 4). I länets nordöstra del där dessa formationer är företrädda är denna lagerföljd beskriven av Gee m.fl. (1974), Larsson (1976) och Ahlberg (1985). Långåformationens motsvarighet, Risbäcksgruppen, överlagras av en fragmentbergart som bildats i samband med nedisning i området och Vemdalskvartsitens motsvarighet, Gärdsjöformationen, som lokalt beräknas nå en mäktighet av 300 m. I kvartsitenhetens övre del påträffas två nivåer, som innehåller rester av växter och djur. Nära länsgränsen i nordost vid Sörsjön finns två sektioner genom den aktuella lagerföljden, den ena vid Sörsjöns östra strand och den andra i Fånåns lopp (Asklund & Thorslund 1935, Larsson 1976, Ahlberg 1984). Inom den regionala karteringen har det inte gått att belägga att den mäktigaste karbonatcementerade, relativt ljust grå siltstenen med onkoliter (Larsson 1976) är densamma som den tunna, mörkare orena kalkstenen med trilobiterna *Calodiscus lobatus, Ellipsocephalus? granulosus* och ett icke identifierat släkte av trilobit tillhörande ordningen *Ptychopariida* (Ahlberg 1984, 1986) i Fånåns lopp nedströms Sörsjön (Asklund & Thorslund 1935). Fynd av kalkcementerade,



Plansch IV. Palinsplastisk tolkning i diagramatisk form av kambriska avsättningsförhållanden i den del av Baltica som kom att ingå i den östra fjällberggrunden samt teckenförklaring till planscherna IV–VI.

Palinsplastic section of supposed Cambrian depositional environments in part of Baltica, covering the geology that later formed the eastern part of the present Caledonian bedrock. Legend for Pl. IV –VI.

Fig. 117. Tippskäret, sydväst om Sunne kyrka, sett från nordost. Hela skäret byggs upp av ryolit (19E 0f).

Islet SW of Sunne church, Tippskäret, composed of rhyolite (19E 0f).

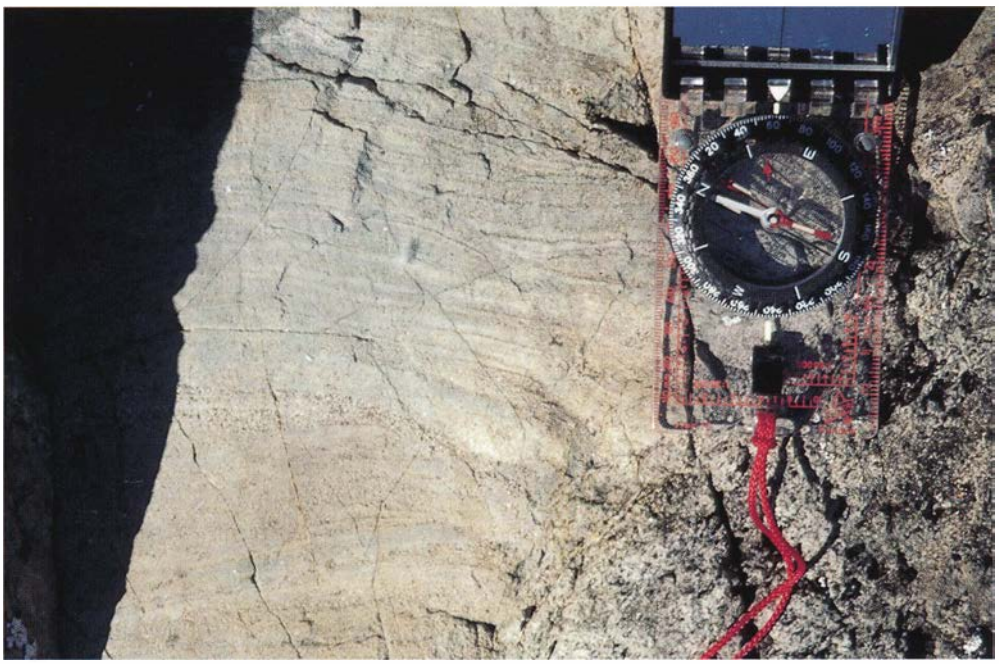


Fig. 118. Genom vittring synlig bandad tuff – ryolit till vänster och samma bergart som till synes massiv porfyrisk ryolit till höger, under kompassen. Tippskärets nordvästsida, sydväst om Sunne kyrka (19E 0f).

Thin-bedded pyroclastic rock, visible on weathered surface to the left and the same rock seen as a massive porphyric rhyolite on a fresh surface to the right in an exposure on the NW side of Tippskäret, SW of Sunne church (19E 0f).

relativt ljusgrå siltstenar omkring 4 m under den mörkare kalkstenen antyder att huvudavsnittet av kalksandsten med onkoliter är något äldre än kalkstenen där trilobitfynden gjorts.

Biostratigrafiska bevis för övergången mellan de vendiska kvartsiterna och de pålagrande skiffriga siltstenarna och mörka kalkstenarna saknas mellan nordöstra delen av länet och Storsjöområdets västra del. I området vid Marby i Järsta

finns två sektioner som motsvarar övergången vid Fånån. Asklund 1933 visar i en detaljerad kartering att Vemdalskvartsiten (Marbykvartsit) genomgått en denudationsfas före avsättningen av minst tre generationer av transgressiva sedimentbergarter i form av sandstenar, konglomerat och mörka karbonatcementerade sandstenar. I den senare har fossil av underkambrisk ålder påträffats (Thorslund 1933), bl.a. *Torellella laevigata,* ett litet rörformat skal. Fynden har inte kunnat verifieras i senare insamlat material i de karbonatcementerade sandstenar som påträffats på ljust grågul Vemdalskvartsit. De få cirkelformade snitt som påträffades i den grusiga till steniga bildningen har visat sig vara mörka inkrusteringar på kvartskorn.

Övergången mellan de kvartssandstensrika lagren och de täckande silt- till lerrika täckande enheterna har fått sin komplexa uppbyggnad genom de många tidsmässigt korta faserna med avsättning avbrutna av erosionsfaser. Även inom så begränsade områden som Kläppe kan man observera en avsevärd skillnad i det aktuella stratigrafiska avsnittet. Vid udden 700575/142170 påträffas endast övergången med kvartsit och konglomerat, till skillnad från sektionen vid 700565/142135, där flera lager av kvartsitisk sandsten och siltsten bygger upp samma avsnitt.

Den siltsten, Moformationen, som avslutar uppgrundningen av de senprekambriska sedimentationsbassängerna har sin huvudsakliga utbredning i nord–sydorienterade stråk med tydlig knytning till delområden där relativt stora kvartsitmäktigheter förekommer. Det föreligger alltså tydliga tecken på att den skiffriga siltstenen är knuten till avsättningsbassängernas centrala delar. Någon generellt tilltagande mäktighet mot väster har inte konstaterats. Exempelvis har Vemdalskvartsiten i anslutning till Mullfjällsantiformen (se Strömberg, detta arbete) och den vid Sunne ungefär samma mäktighet.

Mot öster, vid randen av det nuvarande utbredningsområdet för de lagrade bergarterna, saknas den bankade, delvis massiva metasandstensfacies. Den är lokalt ersatt med grusiga till sandiga karbonatcementerade bottenbildningar av ringa mäktighet. Vanligen uppgår mäktigheten till omkring 1 m. Den största rapporterade är närmare 3 m, påträffad i början av 1930-talet vid Bingsta norr om Svenstavik (Asklund 1933). Lokalen har inte kunnat återfinnas och ombeskrivas sedan dess. I kontrast till denna utveckling står en bäcklokal omkring 1 km väster om Bingsta, där de sandiga till grusiga bottenbildningarna saknas helt och där Kläppeskiffer direkt pålagrar urbergsunderlaget. Liksom i de underkambriska lagrens bas saknas en stor del av underkambriums övre del i Jämtland. I alla lokaler där det stratigrafiska avsnittet finns tillgängligt överlagras den regressiva delen av underkambrium av en tunn transgressionsbildning med sand- eller grusfraktion som huvudkomponent och med karbonatdominerad mellanmassa. Enheten är typiskt utbildad i Brunflo (s. 84). Den undre delen tillhörande underkambrium (se ovan) täcks av fem bankar av mörk, bituminös kalksten som är av mellankambrisk ålder. De fem bankarna är åtskilda av oregelbundna erosionsytor, som vittnar om att avsättning och nedbrytning balanserat varandra under en avsevärd tidsrymd. I bottenbildningens övre del ökar inslagen av mörk skiffer. Gränsen till Kläppeskiffern har lagts vid den undre erosionsytan i bottenbildningen.

En markant avvikande utbildning av de bergarter som i Jämtland överlagrar prekambriska enheter finns i södra Glöteområdet. I borrningen Häggingåsen-1 och i några smärre blottningar i en bäck, som rinner parallellt med stickvägen till fäboden, finns en finskiktad till bankad enhet tillgänglig (s. 48). Sand- och siltstenen vid Häggingåsen avviker från såväl Vassboformationen (Wallin 1982) som utvecklingen i centrala och norra Jämtland. Utbildningen anknyter snarare till den sydsvenska i Närke och Västergötland.

De tillgängliga biostratigrafiska uppgifterna visar att endast en liten del av den underkambriska lagerföljden finns representerad i fjällranden. Såväl de fåtaliga fynden av trilobitdelar som andra fossilfynd anger att endast den mellersta delen av underkambrium finns bevarad i södra och centrala Jämtland. I den norra delen av länet och i angränsande regioner norr därom är förhållandena likartade, med lokala förekomster av fossilförande kalksandsten och mörka kalkstenar, som avsatts antingen under mellersta delen av äldre kambrium, troligen zonen med *Holmia kjerulfi*-gruppen (Ahlberg 1984), eller i mellankambriums äldsta del (Thorslund 1935).

Den relativt tunna lagerföljd som påträffas mellan den tjockbankade Vemdalskvartsiten och fossilförande lager representerar en avsevärd tidsrymd, sen vend och del av tidig kambrium. En stor del av tidsspannet faller följaktligen i de stratigrafiska luckor man påträffar inom avsnittet.

Genom noggranna genomgångar av Ahlberg (1985), Bergström (1980), Bergström & Gee (1985), Ahlberg & Bergström (1978) har kunskapen om underkambriska faunors fördelning och korrelation avsevärt förbättrats. Det är tydligt att den relativt stora variationen i avsättningsmiljö under denna tid har orsakat markanta skillnader i utbredning hos faunor, vilket försvårat tidsjämförelser mellan olika regioner.

Skillnaden i detta avseende är stor vid jämförelse med den överlagrande Kläppeskiffern. De stora likheterna i dess avsättningsbetingelser och utbildning betyder också stora likheter i faunasammansättningen i såväl regional som interkontinental skala (Westergård 1922, 1946, Thorslund 1949).

Under äldre mellankambrium inleds en lång fas med en relativt enhetlig avsättning, som pågår till tidig ordovicisk tid. Den biostratigrafiska indelningen av enheten framgår av figur 3.

Bildningarna dominerades helt av lerrika sediment, som avsattes i en lugn miljö med stabila förhållanden. Den allmänna uppfattningen är att havsområdena bland annat i Skandinavien dominerades av grundhavsavsättning, där bottnarna utvecklade en giftig miljö med bland annat svavelväteproduktion och bildandet av pyrit. Faunans sammansättning är anpassad efter detta och spår av bottenlevande organismer saknas praktiskt taget helt. Undantag finns i några överkambriska nivåer. Två av dessa är knutna till erosionsfaser i zonen med *Olenus* och *Agnostus obesus* och en i zonen med *Parabolina spinulosa* där bottenlevande djur av gruppen armfotingar, *Orusia lenticularis,* förekommer i en ljus kalksten i linsform (Bergström 1980). Denna utbildning finns spridd på flera områden i Jämtland, bland annat Brunflo, västra Lit och Månsåsen väster om Storsjön. I områden mellan dessa har inte denna karaktäristiska utbildning påträffats trots välblottade lagerföljder, exempelvis Lundkälen mellan Brunflo och Lit. Avsättningsförhållandena har ingående beskrivits av Martinsson (1974) och Bergström (1980). I den centrala delen av Jämtland, från Svenstavik till Lit, domineras den undre delen av den svarta skiffern av lager som tillhör zonen med *Eccaparadoxides oelandicus* f. *pinus.* Enheten är omkring 10 m mäktig vid Hoverbergets nordöstsida, och 4 m mäktigare vid Bingsta. Enligt Bergström (1980) kan enhetens mäktighet uppgå till 50 m på Myssjöhalvön och vid Myrviken. Det bör dock observeras att delar av enheten är utbildade som kvartsitbankar och siltiga partier, bl.a. vid Trasnäsudden vid Funäs och i Myrvikens by. Bergström (1980) anger en tänkbar största mäktighet för hela den mellankambriska skiffern i området väster om Myrviken till minst 180 m, där den är utbildad som massiv siltsten. Det är tänkbart att en del av enheten skall föras till den underlagrande Moformationen. Däremot kan fossilfynd i siltiga karbonatcementerade bankar i Myrviken och Trasnäsudden styrka att en stor del av enheten faller inom zonen med *E. oelandicus* f. *pinus.*

Thorslund (1949) rapporterar fynd av bl.a. *Kootenia westergaardi* från zonen med *E. oelandicus* f. *pinus* från en lokal i östra Skute.

Det av Westergård rapporterade fyndet av *Condylopyge regia* i block från Brunflotrakten har inte kunnat bekräftas i det material som sprängdes upp i samband med byggandet av reningsverket vid Brunfloviken. Fossilet representerar zonen med *Eccaparadoxides insularis*, en enhet äldre än *E. oelandicus* f. *pinus.*

Lokalt påträffas en tydligt ljusare underenhet i zonen med *Eccaparadoxides oelandicus* f. *pinus* exempelvis vid Bingstahöjden (18E 2h). De basala 2–3 m av skiffern är mörkt grå till svart. De täckande 1,5–3 m av enheten är utbildade som en grå siltsten, som i vissa partier uppvisar en låg eller obefintlig primär förskiffring och snarare bryts upp efter axialplansytor. Den överlagrande delen av skiffern är utbildad som svart, ställvis siltig skiffer. Den mellankambriska skifferns totala mäktighet i Bingsta är omkring 12 m. På grund av den kraftiga pressningen av skiffern närmast den överskjutna Vemdalskvartsiten är den totala stratigrafiska omfattningen okänd.

Den mellersta delen av mellankambrium, etagen med *Paradoxides paradoxissimus,* har en betydligt mindre vertikal utbredning än den underliggande. Etagens undre del, zonen med *Ptychagnostus gibbus* har påträffats på ett flertal lokaler och i lösa block från Klövsjö by i söder till Siljeåsen i norr. Lager av denna ålder är således välrepresenterad i Jämtland och följer i sin utbredning i stort sett den för *E. oelandicus* f. *pinus.* Från Vedjeön rapporterar Westergård (1950) *Ctenocephalus exulans,* ett karaktärsfossil i den skånska kalkstensfacies som faller inom biozonen med *P. gibbus.* I Brunflo har *Paradoxides jemtlandicus* påträffats.

Mindre väl representerad är den mellersta och övre delen av etagen. Den zon som är närmast yngre än *P. gibbus*, karaktäriserad av *Tomagnostus fissus* och *Ptychagnostus atavus,* har påvisats endast i länets norra del och har tydligen tyngdpunkten för sin utbredning i Kyrktåsjöområdet utanför länsgränsen men påträffas i löst material dels 1 km väster om Alanäs kyrka, dels vid Vedjeön. Följande zon, med *Hypagnostus parvifrons,* har rapporterats från Bjärme (Thorslund 1940). Den har vidare påträffats i vägskärningar längs riksvägen i Fåker, vid Rasten, ca 5 km nordväst om Näs kyrka. Dessa fynd tycks härröra från ett delområde för zonens utbredning. Ytterligare två delområden har påträffats i länet. I Lit och i flera av de uppveckade partierna av Kläppeskiffer har kalkstenslinser med *Hypagnostus parvifrons* som enda fossil påträffats. Även linser med associationen med *P. paradoxissimus – H. parvifrons* har påträffats mellan Lit och Nyby. Den mest omfattande förekomsten, omkring 2 m mäktig, finns i vägskärningar i en skogsbilväg längs Halåsbergts nordsida. Vid Vikbodkälen söder om Fyrås/Hammerdal har kalkstenslinser med *H. parvifrons* påträffats på flera ställen i samband med markröjning för skogsbilväg. Även i Strömsundsområdet har lagren påträffats, bland annat vid Vägverkets grusficka ca 1 km öster om Strömsunds kyrka och i löst material vid Hallviken (20F 3g) och Vedjeön (21F 1f).

Enligt tillgänglig fossildokumentation saknas de yngsta lagren i etagen med *P. paradoxissimus*, zonen med *Ptychagnostus punctuosus,* i hela södra och centrala delen av länet, men har påträffats i tre lokaler i Ströms Vattudal: Vedjeön, Hillsand (Westergård 1922) och Näxåsen.

Den mellankambriska seriens övre etage med *Paradoxides forchhammeri* är, liksom det underliggande, ojämnt fördelad i länet. Den understa zonen med *Ptychagnostus lundgreni* och *Ptychagnostus nathorsti* har påvisats endast i norra delen av länet, i den västra av de två vägsektionerna vid

Fig. 119. Huvudsköld av *Paradoxides* sp. Lägg märke till den sekundära uppsprickningen och kalcitfyllnaden av fossilet och den lilla kalkstenslinsen. Löst material samlat på Verkön (19E 1e). Foto K.-E. Alnavik.

Cranidium of Paradoxides *sp. Note the secondary expansion and calcite infill of the small limestone lens and its fossil content. Erratic collected on Verkön (19E 1e).*

Alanäs och i strandblottningarna vid Vedjeön. Liksom vad gäller för zonen med *Pt. atavus – T. fissus* har zonen *Pt. lundgreni – Pt. nathorsti* sin huvudutbredning i regionen i Tåsjöområdet.

Den bäst representerade delen av etagen är zonen med *Solenopleura brachymetopa.* Bergström (1980) rapporterar att enheten har påträffats i ett flertal kärnborrningar i centrala delen av länet från Tossåsen till Lit och Häggenås. Lokalt är zonen utbildad som ett konglomerat bevarat i linsformade karbonatrika partier eller som en cykel i en kalksten med flera konglomerathorisonter (se nedan). I blottningar har den påträffats vid Klövsjö, i löst material SV om kyrkan, och i Tossåsen, 30–50 cm mäktigt lager i två kalkstensnivåer, Skålandammen i samband med utbyggnaden av kraftverket, Brunflo i dikessektionen vid östra fotbollsplanen och i block norr därom, i flera repetitioner längs Halåsbergets nordsida väster om Lit och i flera lokaler i Ströms Vattudal. Det är värt att notera att zonen med *Solenopleura brachymetopa* i Brunfloområdet är utbildad såväl i form av ett konglomerat (konglomeratet med *Oligomys exporrectus*) som mörk skiffer och kalkstenskonkretioner. Westergård (1953) rapporterade fynd av trilobiten *Agraulos difformis* vid sidan av *Solenopleura brachymetopa* i Brunfloområdets lagerföljd. Zonens mäktighet är liten, i en temporär sektion i anslutning till slalombacken på Halåsberget väster om Lit har en tjocklek av ca 1 m uppmätts.

Forchhammerietagens översta zon med *Lejopyge lævigata* har påträffats på ett flertal lokaler såväl i den östra randen som i överskjutna enheter i Storsjöbäckenet och i Ströms Vattudal. Enheten är tunn och mäktigheten överstiger troligen inte 1 m. Exempelvis är enheten som ingår i en kalkstensbank i Tossåsen endast 1 dm mäktig. Bergström (1980) rapporterar att zonen påträffats vid Skålan och Näk-

Fig. 120. *Solenopleura brachymetopa,* fossilets huvudsköld och de flesta mellankroppslederna påträffat i löst material på Norderöns nordöstra strand (19E 1f). Foto K.-E. Alnavik.

Solenopleura brachymetopa, *cranidium and some thoracic segments found in erratic on the northeastern part of Norderön (19E 1f).*

ten med en mäktighet av ca 0,3 m vid Skålan. Vid ravinen Gravbäcken nordväst om Klocksåsen är enheten av samma mäktighet. Faunan från zonen med *Lejopyge lævigata* och element från den överlagrande överkambriska zonen med *Agnostus pisiformis* förekommer här tillsammans i ett tunt avsnitt. Mäktighet hos och utbredning av zonen med *L. lævigata* norr om Brunflo är relativt dåligt dokumenterad och fynd av det zontypiska fossilen saknas mot norr till Ströms Vattudal och Alanäs. Endast löst material från zonen har påträffats där.

Den överkambriska lagerföljdens indelning i biozoner framgår av figur 3.

Den understa zonen med *Agnostus pisiformis* har en regionalt varierande utbildning. På vissa lokaler uppträder zonfossilen i en tunn, lokalt konglomeratisk utbildning, som ingår i en sammanhållen kalkstensbank. På andra platser finner man dessa i separata linser i ett band med en mäktighet av 1,2 m som exempelvis vid Klocksåsen. I Jämtland, liksom i flera andra regioner i Sverige, är övergången mellan den mellankambriska och den överkambriska lagerföljden utbildad som ett komplext kalkstensled. Ett flertal främst överkambriska zoner kan saknas helt eller vara representerade i sidledes skiftande utbildning, som konglomerat, kalkstensbank eller separata linsformade kroppar. Speciellt i Brunfloområdet, Grytans skjutfält, Lundkälen och Brana är zonerna med *Agnostus pisiformis*, *Olenus & A. obesus* och i varje fall en del av zonen med *Parabolina spinulosa,* troligen också *Peltura minor,* på ett oregelbundet sätt ingående i konglomeratbildningar, vilket visas bl.a. i en borrning vid Branamyren (Bergström 1980) (jfr även fig. 71). Däremot är zonen med *Parabolina spinulosa* väl utbildad vid Lundkälen, vilket visas av förekomsten av zonen i det grävda diket från 700500/146041 till branten 700540/146067. Sektionen omfattar omkring 1,5 m av skifferns mäktighet.

En liknande förändring i sidled kan observeras vid Klocksåsen. I vägskärningen söder om gården Klocksåsen är avsnittet utbildat som en kalkstensbank med sammanfogade linsformade element. I banken är zonerna med *A. pisiformis* och *Olenus & A. obesus* påvisade med fossil och sannolikt är ytterligare en yngre zon infogad i den övre delen, som är fossilfattig. Som jämförelse kan det ovanstående exemplet från Gravbäcken anföras, där avsnittet är utbildat som skiffer med separata kalkstenslinser.

Mot väster och i områden söder och norr om Storsjöområdet är den undre delen av överkambrium generellt mera välutbildad. I Klövsjö saknas tyvärr goda sektioner genom Kläppeskiffern, trots att enheten under senare tid dokumenterats genom flera borrningar. Westergård (1922) anför att området troligen innehåller den mest omfattande överkambriska sektionen som då var dokumenterad. Endast zonen med *Parabolina spinulosa* har påvisats i fast klyft men genom fynd av kalkstenslinser i åkrarnas stenrösen har en betydligt större stratigrafisk omfattning påvisats. Westergårds lista nedan med fossil från löst material kan verifieras med ett fåtal undantag.

1. - Den understa zonen med *Agnostus pisiformis* med det karaktäristiska zonfossilet i massuppträdande. Vidare förekommer här *Acrocephalites stenometopus.*

2. - Zonen med *Olenus & Agnostus obesus* företrädd av *O. truncatus, O. gibbosus* och *O. transversus*, *Agnostus obesus, A. reticulatus* och *Polyphyma* sp.

3. - Zonen med *Parabolina spinulosa* & *Orusia lenticularis.* Två typer av kalkstenslinser har påträffats, en ljust grå typ med brachiopoden *Orusia lenticularis* som enda art och en mörkare som antingen har *Parabolina spinulosa* och sällsynt *P. mobergi* som inslag eller där trilobiter och brachiopoder uppträder tillsammans. Westergård rapporterade också fynd av *Protopeltura aciculata* och *Agnostus obesus.*

4. - Zonen med *Leptoplastus* (och *Eurycare*). Westergård urskilde en undre och en övre del av zonen. I den undre påträffades *Leptoplastus minor* tillsammans med element från den underliggande enheten. I den övre, som uppenbarligen är den dominerande uppträder *Leptoplastus ovatus, Eurycare latum* och ytterligare två arter av släktet *Eurycare.* Vidare påträffas *Protopeltura intermedia.*

5. - Zonen med *Protopeltura præcursor* är representerad av zonfossilet. Avsnittet är företrätt av kalkstenslinser som till stor del rekristalliserats och som därför är fattiga på fossil. Flera arter av trilobiter ur gruppen olenider har påträffats i linserna men bevaringstillståndet har inte tillåtit säker identifiering. I Westergårds sammanställning ingår också representanter för zonerna med *Peltura minor* och *Peltura scarabæoides* samt en enhet som placeras som yngre än *P. scarabæoides*, zonen med *Parabolina jemtlandica,* vars stratigrafiska inplacering ännu inte verifierats. I senare undersökningar har inga säkra fynd av fossil från zoner yngre än den med *Peltura minor* gjorts.

I data som framkommit vid borrnigar i Klövsjö framgår att övergången mellan mellan- och överkambrium är utbildad som en sammanhållen kalkstensbank. Sannolikt var avsättningshastigheten extremt låg över stora delar av Skandinavien vid detta tidsavsnitt och endast tunna sliror av lerrika sediment inlagrades i den karbonatdominerade delen, vilket kan förklara att man i lösa block påträffar delar av ”orstensbanken” som separata linsformade element. I sammanfattningen av undersökningarna (Gee m.fl. 1982) framgår också att den överkambriska delen av Kläppeskiffern är exceptionellt rik på kalkstenslinser och enheten har påträffats i två sektioner där proportionerna mellan skiffer och kalkstenslinser är omkring 3/2.

Liknande utbildningar med en mäktighetsmässigt kraftigt

reducerad överkambrisk del av Kläppeskiffern finns vid Skålan och i Tossåsen, där de yngsta påvisade delarna tillhör zonen med *Leptoplastus* respektive *Peltura minor,* som påträffats i ett kalkstenslager genomsatt av flera diskontinuitetsytor (se nedan).

I den östra randen av fjällberggrunden mellan Svenstavik och Brunflo och vidare längs randen till Strömsund är överkambrium normalt utbildat på ett likartat sätt. Den bästa profilen genom avsnittet finns i en vägskärning vid Klocksåsen, omkring 50 m söder om gården. I profilen är zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus & A. obesus*, *Parabolina spinulosa* och *Peltura minor* påvisade med fossil. Zonen med *Leptoplastus* kan eventuellt falla inom ett avsnitt av profilen där kalkstenslinser saknas. Liksom vid Tossåsen ingår *A. pisiformis* och *Olenus & A. obesus* i ett massivare parti av mörk kalksten. *Peltura minor* påträffades i en kalkstenslins som eroderats och utbildat en ojämn överyta som senare täckts av ordoviciska sediment. Bildningen kallas diskontinuitetsyta.

En stratigrafiskt mer omfattande Kläppeskiffer finns utbildad i västligare områden. Det är framför allt i Oviken–Myrvikenområdet och vidare mot Marby–Kläppe som Kläppeskiffern har sin största utbredning i ytnära berggrund. Genom tillgängligheten kom också en stor del av resurserna i alunskifferprojektet (Gee 1979) att koncentreras till Myrvikenområdet. I undersökningen av ett stort antal skärningar i området från Hoverberget till Marby–Kläppe har fossil från alla zoner i överkambrium till och med mellersta delen av zonen med *Peltura scarabæoides* påträffats. De bästa sektionerna finns på östra Funäsudden, i byn Mo i flera smärre vägskärningar, vid Gisselfors (18E 6e) och vid Kläppe i Marby. Bland borrkärnornas fossilinnehåll har de flesta överkambriska zoner påvisats och undersökningarna av dessa bekräftar observationerna i skärningarna. I Funäs har följande sektion sammanställts:

Mörkt kalkstensband med *Agnostus pisiformis* och i dess övre del *Olenus & Agnostus obesus.* I den senare nivån förekommer *Olenus gibbosus* och *O. truncatus* samt *A. obesus*, i vissa skikt mycket talrikt förekommande. Avsnittet är ca 0,5 m mäktigt.

Mörk skiffer med kalkstenslinser som innehåller *Parabolina spinulosa* och *Protopeltura pusilla* (*P. aciculata pusilla* Westergård 1922) och i en lös konkretion även *Orusia lenticularis* tillsammans med *P. spinulosa* och *P. mobergi* (pygidium med små taggar). Zonen med *P. spinulosa* är omkring 1,5 m mäktig, möjligen förtjockad genom förkastning.

En omkring 3 m mäktig skiffer, som innehåller linser med flera arter av släktena *Leptoplastus* och *Eurycare.* Några linser innehåller enbart *Leptoplastus minor*, andra även *Protopeltura intermedia* och *Eurycare latum.* I en nivå innehåller linserna *Eurycare angustatum.*

I löst material vid Funäs har zonen med *Protopeltura præcursor* påvisats och i några linser över *Leptoplastus*-nivån förekommer *P. præcursor* tillsammans med *Peltura minor* och *Ctenopyge flagellifera.*

Vid Gisselfors har förutom de ovan upptagna även *Peltura scarabæoides* påträffats tillsammans med *Ctenopyge linnarssoni,* vilket är den yngsta underzon som påvisats i länet.

Kläppeskiffern har en begränsad tillgänglighet i blottningar norr om Indalsälven. Förutom de blottningar som omnämnts i samband med genomgången av den mellankambriska delen finns skärningar i Hårkan omkring 1 km nedströms Högfors. I de omfattande skärningarna, Blåbergen, med isoklinalt sammanveckad, i huvudsak mellankambrisk skiffer, är skifferns totala mäktighet omkring 100 m. Skärningarna är anmärkningsvärt fattiga på kalkstensband och -linser som vanligen är förutsättningen för fynd av fossil. Överkambriska lager har påvisats endast i SGUs borrning Häggenås (Högfors) 77001 (zonerna med *Olenus & Agnostus obesus* och *Parabolina spinulosa*) och i lösa kalkstenslinser vid den västra älvstranden.

Överkambrium har också påvisats med fossil i västra Hammerdal och i grusfickan i Föllinge samhälle, i båda lokalerna genom *Olenus truncatus.*

Den överkambriska delen av Kläppeskiffern är relativt väl utbildad i norra delen av fjällranden och i skärningar längs Ströms-Vattudal.

I Vedjeön och i motsvarande skärningar på sjöns nordöstra sida uppträder skiffern i överskjutna, kraftigt sammanveckade berggrundspartier. Det har inte varit möjligt att rekonstruera en sammmanhängande sektion genom Kläppeskiffern i området och de nedan angivna fynden av stratigrafiskt viktiga fossil är till en dominerande del grundad på fynd i lösa kalkstenslinser. I linserna har de tre underzonerna i *Olenus & A. obesus* påträffats*; O. gibbosus, O. truncatus* och *O. wahlenbergi*, de senare även uppträdande tillsammans. Från zonen med *Leptoplastus* härrör linser med *Eurycare latum* och *Leptoplastus angustatum.* I kraftigt pressade linser med två till tre gånger större diameter än de 30 till 40 cm stora i *Olenus*- och *Leptoplastus*-zonerna har *Peltura* sp. påträffats. Bevaringstillståndet tillåter inte säkrare angivelse av stratigrafisk tillhörighet.

Sammanfattningsvis karaktäriseras Kläppeskiffern av egenskaper som tillskrivs sediment avsatta under lugna förhållanden som skapar en stagnant miljö i bottennära lägen. Undantagsvis uppträder siltinlagringar i vissa områden och i vissa partier av sedimentpacken. Siltfraktionen är normalt koncentrerad till vissa tunna skikt i den undre mellankambriska delen av enheten, exempelvis vid Bingsta och i Blåbergen vid Högfors. Avsättningen av mörk skiffer avbröts enligt tillgänglig fossildokumentation under den senare delen av sen kambrisk tid men återkom för en kort tid under det första skedet av ordovicium. Avbrottet, vare sig det är

orsakat av erosion eller av att lagren inte avsatts, börjar i öster från zonen med *Olenus & Agnostus obesus* till zonen med *Peltura minor* och i västliga lägen vid den mellersta delen av zonen med *Peltura scarabæoides.*

Underordovicium

Den lugna sedimentation som kännetecknar den kambriska perioden och den tidigaste ordoviciska utvecklingen ersätts under ordovicium av betydligt mer dynamiska avsättningsförhållanden.

Ordovicium inleds, som berörts, av en fas med avsättning av mörka skiffrar ingående i Kläppeskifferns övre del, varefter stora omvälvningar i anslutning till den Baltoskandiska plattformen skapar en markant regional uppdelning av miljöområden som styr avsättningsbetingelser och biologisk miljö.

Som sista skede i Kläppeskifferns avsättning tillkommer ett avsnitt med mycket bituminösa kalkstenslinser. Man finner detta inom begränsade områden, framför allt inom centrala Storsjöområdet och i regionen i anslutning till länets nordliga del. Den mest lättillgängliga blottningen finns på Moholmen i anslutning till Kläppeskifferns typområde. I fältundersökningar under 1950-talet påträffade Thorslund och Tjernvik (dagboksanteckn) fragment av *Rhabdinopora* sp. och trilobiten *Boeckaspis mobergi* som i norsk stratigrafi (Henningsmoen 1957) förs till den övre delen av den ordoviciska serien Tremadoc och dess zon med *Platypeltoides incipiens.* Den underliggande svarta skifferns tillhörighet är inte fastställd på Moholmen men troligen tillhör den mellersta delen av zonen med *Rhabdinopora flabelliformis.* I borrningen SGU Myrviken 79003 har motsvarande lager påträffats och avsnittet når en mäktighet av mellan 3 och 4 m. Sturkell (1991) har påvisat närvaron av översta delen av Tremadoc nordväst om Brunflo i ett omkring 10 cm tjockt lager av mörk kalksten. Längre mot väster, exempelvis vid Iffelnäs och Höla, ca 5 km nordväst om Marby, förekommer en grå kalksten med bland annat *Ceratopyge forficula*, som visar närvaron av Tremadocseriens översta del. I vägskärningen vid Höla är kalkstenen 0,6 m mäktig och vid Iffelnäs 0,4 m.

I östligare områden i fjällranden har, med ovanstående undantag nordost om Brunflo, lager från Tremadoc inte påvisats. Det finns alltså en omfattande stratigrafisk lucka i östliga lägen, vanligen mellan den överkambriska zonen med *Peltura minor* och den underordoviciska kalkstenen som benämns Latorpskalkstenen tillhörig Arenigserien. Skillnader i lageruppbyggnad och avsättningsmiljö inträder alltså redan i det ordoviciska systemets äldsta del.

Under en tidig del av serien Arenig i tidig ordovicisk tid har en tydlig regional uppdelning av den geologiska utvecklingen skett. I det följande sammanfattas den ordoviciska utvecklingen utifrån tre skilda faciella områden, förhållandena på plattformen, den övre rampens (plattformsrandens) miljö och avsättningen i området väster om rampen (planscherna IV–V).

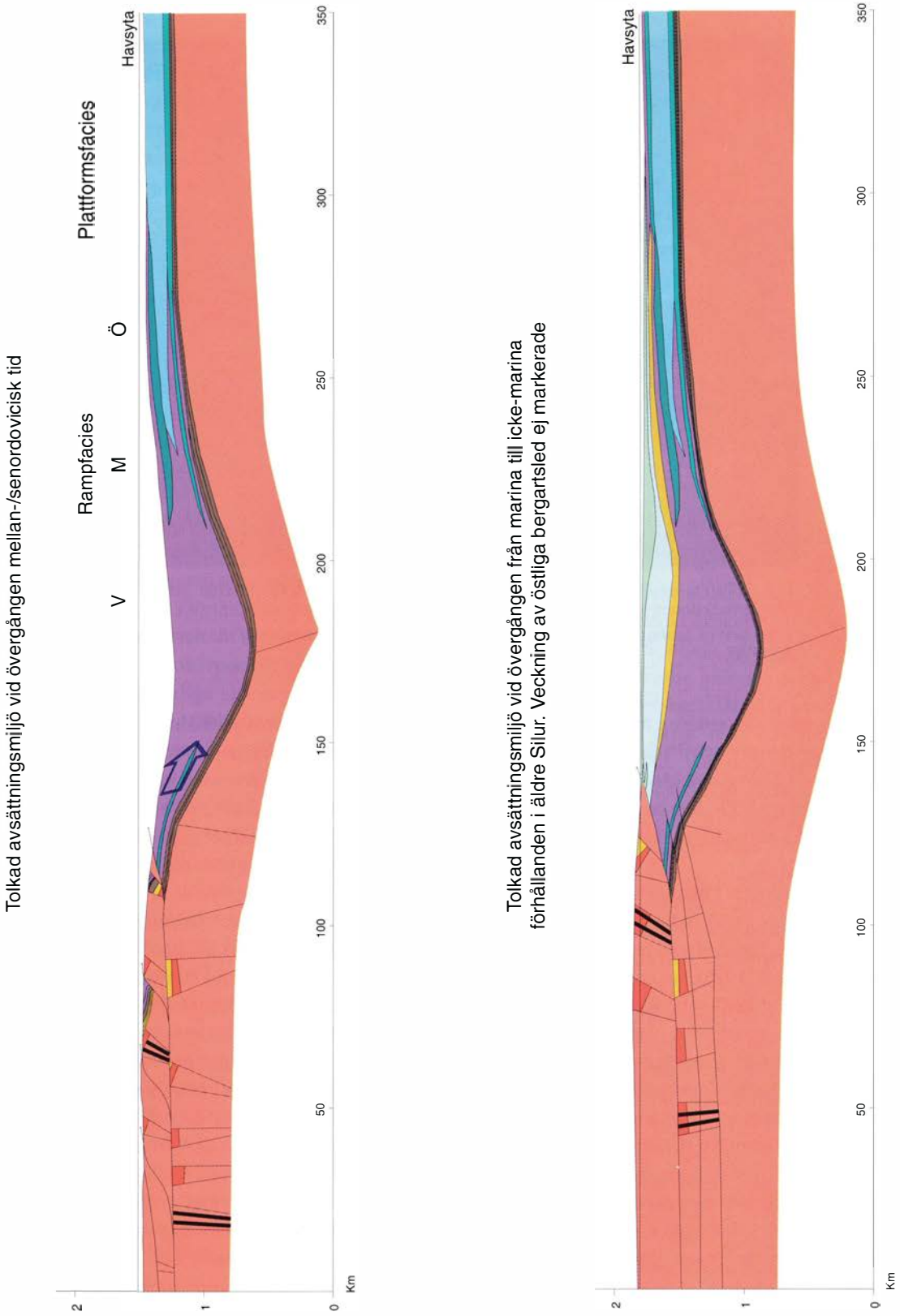
Avsättningen på plattformen, plattformsfacies, domineras under ordovicisk tid av karbonatrika sediment. Den kambriska Kläppeskiffren täcks i alla icke tektoniserade övergångar av en kalkstensenhet, Latorpskalkstenen, som är mellan 0,8 och 2,2 m mäktig. Den är uppbyggd av bankar av en finkornig kalksten med banktjocklek mellan 2 cm och 15 cm. På flera nivåer, speciellt i den undre delen, är bankarna åtskilda av diskontinuitetsytor, som vittnar om en situation där det varit nära balans mellan avsättning och erosion. Kalkstenen är relativt oren och innehåller omkring 20% lerkomponent och på flera nivåer mineralanrikningar av glaukonit, fosforit och pyrit i form av klotformade aggregat upp till 5 cm storlek. Tunna lerrika lager uppträder lokalt. Enheten är tydligt avgränsad nedåt men övergår i den övre delen till en lerrik bergart med kalkstensknölar. Biostratigrafiskt omfattar Latorpskalkstenen zonerna med *Megistaspis armata* och *M. planilimbata*. Från den senare rapporterar Tjernvik (1956) fynd av bl.a. *Megalaspides (Lannacus) nericiensis*, *Promegalaspides (Borogothus) stenorhachis, Niobella bohlini* och *Cyclopyge gallica* samt *Geragnostus wimani.*

Latorpskalkstenen övergår uppåt i Töyenskiffer. Enheten varierar regionalt kraftigt i sammansättning och mäktighet. Något regelmässigt mönster i skifferns utbildning har inte gått att urskilja. Exempelvis finner man i öster variationer från en knölig kalksten (Målingen, Klocksåsen) med underordnade lerrika skikt till en lersten eller lerskiffer (Nipan, Åsarna, Åsan, Brunflo). Dessa förekomster befinner sig på samma avstånd från den nuvarande erosionsgränsen för den paleozoiska berggrunden. I Nipan och Tossåsen och i Brunflotrakten är den gröngrå Töyenskiffern mellan 4 och 6 m mäktig och dominerad av ler till skillnad från Målingen –Klocksåsen där enheten är avsevärt rikare på karbonater. Ändringar sidledes sker inom relativt korta avstånd. Töyenskiffer av den lerrika typen påträffas vid Åsan och Kullstaberg belägna omkring 3 km väster om Klocksåsen.

Säkra observationer av Töyenskiffer i plattformsfacies saknas mellan Brunflo och Kalkberget i Havsnäs vid Flåsjön. Skiffern är med stor säkerhet representerad även i området öster om Lit vilket relativt rika förekomster av enheten i moränen visar.

Töyenskiffern visar ett tidsmässigt varierande uppträdande. I Kalkberget vid Havsnäs tillhör de understa delarna av skiffern zonen med *Tetragraptus phyllograptoides,* vid Nipan söder om Åsarna och vid Åsan den yngre zonen med *Didymograptus balticus*. I ett antal andra skärningar inleds enheten i zonen med *Pseudophyllograptus densus.*

Även enhetens övre gräns varierar i relativ ålder. Vid Havsnäs Kalkberg (Löfgren 1978) sker övergången till



Plansch V. Tolkning av den tidigordoviciska avsättningssituationen och uppdelning av faciessegment genom tektonisk påverkan i samma avsnitt som i pl. IV, med markering av den faciella uppdelningen. Teckenförklaring i pl. IV.

Facies diversity developed by Early Ordovician (Finmarkian) tectonic activities and the separation of depositional environments into facies segments in the same region as in Pl. IV. For legend, see Pl IV.

Plansch VI. Tolkning av förutsättningarna för den siluriska sedimentavsättningen efter den radikala faciesutjämningen i sen ordovicisk tid i samma avsnitt som i pl. IV. Teckenförklaring i pl. IV.

Restored section of the Early Silurian depositional environments in the same region as Pl. IV. The situation prevailed after the marked adjustment of facies in late Ordovician. . For legend, see Pl IV.

Fig. 121. Yta av Isökalksten med många skal av fossila bläckfiskar. Den östligaste delen av norra Norderösektionen (19E 1f).

Exposure of cephalopod-rich Isön Limestone in the eastern portion of the northern Norderön section (19E 1f).

kalkslamavsättning nära gränsen mellan zonerna med *Pseudophyllograptus densus* och *Pseudophyllograptus angustifolius elongatus*. I Storsjöområdets södra del innefattar skiffern också zonen med *Ph. angustifolius elongatus* och den övre gränsen faller nära övergången till zonen med *Didymograptus hirundo*.

Kilen av Töyenskiffer i plattformsfacies har sina motsvarigheter i stora delar av Skandinavien och tycks återspegla en genomgripande förändring i avsättningsmiljön. Under senare tid (Sturt m.fl. 1978) har en tidig fas av bergskedjerelaterade rörelser identifierats och kallas Finnmarksfasen i den kaledoniska utvecklingen. Den kan ha inletts redan under sen kambrisk tid i norra Skandinavien. I Jämtland kan eventuellt den geografiskt omfattande regressionen man ser spåren av i övre delen av överkambrium ha sin orsak i rörelser i nordväst. Tidsmässigt faller också utbildningen av den vittutbredda Töyenskiffern inom samma tidsintervall som Finnmarksfasen och den ökade tillgången på lermaterial kan ha sin orsak i de ökade nivåskillnader i väster som bergsrörelserna skapar. Fasen kommenteras vidare under avsnittet rampfacies.

I plattformsutvecklingen överlagras Töyenskiffern av en mäktig packe av kalkstenar, vars utveckling till stora delar anknyter till motsvarigheter i Siljansområdet, Närke, Öster- och Västergötland. I länskartan är hela kalkstenssekvensen presenterad som ordovicisk kalksten. För att förstå variationer i avsättningen och stratigrafiska samband krävs att enheten delas upp i igenkännbara underenheter. Uppdelningen sker i topostratigrafiska enheter (Jaanusson, 1965), vilka är en kombination av bio- och litostratigrafiska faktorer.

Kalkstenssekvensen inleds med en medel- (5–20 cm) till tjockbankad (>20 cm) enhet, Lannakalkstenen. Den har ingen tydlig undre gräns mot Töyenskiffern. I skifferns översta del uppträder bankar av kalksten av samma typ och med samma färg som den i Lannaenheten.

Lannakalkstenens mäktighet varierar från omkring 5 m i Klövsjö, ca 10 m i Skålansektionen, knappt 7 m i Tossåsen, mellan 8 och 13 m i Brunfloområdet, minst 7 m vid Brana, 9,5 m i Häggingåsen-1 (Högfors) och minst 5 m väster om Hammerdal. I Kalkberget, Havsnäs identifierade Löfgren (1978) stratigrafiska motsvarigheter till Lannakalkstenen i Havsnäskalkstenen och den undre delen av Flåsjökalkstenen. Faciellt liknar de två senare den undre delen av Isökalkstenen.

I Lannakalkstenen har zonerna med *Megistaspis (Megistaspis) lata* och *Megistaspis (M.) limbata limbata* påvisats med fossil. Enheten är generellt relativt fossilfattig men i länets södra och centrala del förekommer två rikare nivåer, framför allt vad avser trilobiter, i enhetens övre 1,5 m.

Tydliga spår av regression och erosion påträffas vanligen i övergången mellan Lannakalkstenen och den överlagrande Holenkalkstenen. I flera sektioner i Brunflo, sydöst om Järsta, längs europavägen i västra delen av samhället och i skärningarna vid Lisbetodlingen nordöst om Brunflohöjden är övre delen av Lannaenheten eroderad (se s. 86).

Holenkalkstenen innefattar litologiskt tre underenheter.

I basen uppträder ett 0,6–1 m tjockbankat parti vars understa del på många platser är konglomeratisk. Den överlagras av ett parti av lerrik knölig kalksten till slamsten, som är en stratigrafiskt viktig horisont för stratigrafisk orientering inte bara i plattformsfacies utan också i den västligare uppträdande Isökalkstenen och Flåsjö–Järvsandskalkstenarna (Löfgren 1978).

Holenkalkstenens övre del är en medel- till tjockbankad kalksten som i områdets östra del övergår från grå till blekt rödgrå till brunröd högre upp i enheten. Den brunröda, övre delen av Holenkalkstenen är väl blottad i Gustabrottets undre hälft och i motsvarigheten vid Lundbomsberget. Enheten förändrar radikalt utseende på ett relativt kort avstånd i öst–västlig riktning. Övre Holenkalkstenen övergår redan vid nordöstra delen av Vamsta bys ägor i en blekare röd nyans än i de östliga förekomsterna och inslaget av såväl grå som grågrön kalksten är markant i stenbrottet vid Vamsta. Vid Gråberget har enheten övergått till en tjockbankad grå kalksten med en blekt rosa anstrykning. Kalkstenens radikala förändring i färg är ännu tydligare vid en jämförelse med den stratigrafiska motsvarigheten i Grytan, där enheten är utbildad som en ljust grå kalksten.

Holenkalkstenen är relativt fossilrik, speciellt i den undre delen. I praktiskt taget alla tillgängliga skärningar genom den knöliga kalkstenen påträffas en trilobitfauna med *Asaphus (Asaphus) expansus, Ptychopyge angustifrons, Pliomerops* sp., i de understa bankarna *Megistaspis excavato-zonata* m.fl. mera sällsynta arter med utbredning även i underliggande enhet. Det kan anmärkas att stora former av *Megistaspis* inte påträffas i den knöliga kalkstenen utan börjar uppträda först i de överlagrande bankade enheterna. Förutom makrofaunan av trilobiter uppträder en rik mikrofauna av ostrakoder och trilobiter samt en relativt rik obeskriven fauna av små armfotingar (brakiopoder).

Holenkalkstenens mellersta parti är betydligt fossilfattigare. Faunan domineras av bläckfiskar (cephalopoder) och armfotingar (brachiopoder). I vissa partier av bergarten ingår också fragment av tagghudingar (echinodermater). I Holenkalkstenens övre del påträffas på vissa nivåer skal av *Megistasps (Megistaspidella) gigas*, som i Lundbomsberget och i Gusta kan tjäna som stratigrafisk orientering. Det är främst stjärtsköldar man kan observera i ett rikare lager nära 1 m under enhetens övre gräns och mera sparsamt upp mot gränslagren. Även bläckfiskskal förekommer relativt vanligt i det övre partiet.

Holenkalkstenen har identifierats från Häggingåsen i söder till Fyrås och Järvsand–Kalkberget i Havsnäs i norr. Ur topostratigrafisk synpunkt är det ingen svårighet att identifiera enheten i Kalkberget-sektionen, även om mäktigheten är större än den längre söderut.

Med Holenkalkstenen avslutas den underordoviciska delen av lagerföljden i plattformsfacies.

Mellanordovicium

Avsättningen av kalkslam som omvandlas till en brunröd kalksten fortsätter in i den mellanordoviciska epoken. Vid gränsen mellan Holenkalkstenen och den överlagrande mellanordoviciska Segerstadskalkstenen sker ingen faciell förändring, utan den finkorniga kalkstenen fortsätter omkring 1 m in i Segerstadsavsnittet. Endast faunasammansättningen visar var skiftet mellan de båda sker. I vissa sektioner uppträder en dubbel diskontinuitetsyta i gränsen och Larsson (1973) har valt att lägga gränsen vid dessa ytor. Faunistiskt ersätts den äldre trilobitassociationen med en som domineras av *Asaphus (Neoasaphus) platyurus*, som i bland annat Lundbomsberget, Rödberget, Gråberget och Grytan i Brunflotrakten, Häggingåsen vid Glöte och Oppbodarna mellan Klövsjö och Åsarna samt vid Högfors uppträder i stort antal i ett fåtal skikt nära Segerstadsenhetens bas.

Segerstadskalkstenen byggs upp av två underenheter, som skiljer sig åt genom att den undre är utbildad som en klart brunröd, i några nivåer relativt grovkristallin kalksten som åtminstone delvis är rekristalliserad. I vissa lager i den undre enheten påträffas bläckfiskskal i högre koncentrationer än i omgivande delar. Speciellt vanliga är *Angelinoceras latum* och *Proterovaginoceras belemnitiforme*, den senare lätt att identifiera genom en karaktäristisk proximaldel.

De två underenheterna skiljs åt av en dubbel, eventuellt tredubbel diskontinuitetsyta, där den yngsta eroderat så djupt att de äldre generationerna är skönjbara i groparnas sidor. Den övre enheten är en varierande gråfläckig till röd kalksandkalksten som lokalt innehåller finskiktade, laminerade partier tolkade som spår av algmattor i olika former, mattor, kuddar, fossiltäckare och som bollar av alger, onkoliter, som förekommer i Segerstadkalksten bland annat vid Halåsberget och Högfors. I några av ytorna täckta av spåren efter algmattor kan man urskilja polygonmönstret efter uppspruckna skikt av kalkslam, vilka bildats vid periodvisa uttorkningar av ytorna. De uppkomna torksprickorna i kalkslammet har vid efterföljande översvämning fångat in skal av döda djur och orienterat skalen med dess längdaxlar parallellt med sprickorna. Detta gäller främst de utsträckta skalen av bläckfiskar (cephalopoder).

Algkalkstenen är speciellt välutbildad vid Lundbomsberget. Markant förändring av facies i sidled sker inom korta avstånd. Avståndet mellan Lundbomsberget och Rödberget öster om Brunflo är omkring 1 km, men även på detta avstånd har algkalkstenen ändrats radikalt och endast ett parti om 35 cm i vid gränsen mot den övre Segerstadsenheten har algutbildning. Ytterligare 3 km mot väster, vid Grytan, återstår endast 10 cm av algdominerad kalksten i zonen med *Asaphus (Neoasaphus) platyurus.*

I Segerstadskalkstenens övre del förekommer lokalt en inlagring av ett konglomerat, Kullstabergskonglomeratet, som liksom ytorna med torksprickor kan ha sin orsak i tem-

Fig. 122. Hällyta i Dalbykalkstenens understa parti i Vamsta, Brunflo. Till vänster om kompassen syns ett genomskuret bläckfiskskal. De oregelbundna mörka mönstren på kalkstensytan är spår av grävande organismer som levde i kalkslammet före försteningen. Övergivet stenbrott (18F 9a, 699930/145215).

Bedding-plane in the lower part of the Dalbyn Limestone at Vamsta, Brunflo. A cephalopod conch is seen to the left of compass. The irregular dark pattern is bioturbation. Old quarry NE of Vamsta (18F 9a, 699930/145215).

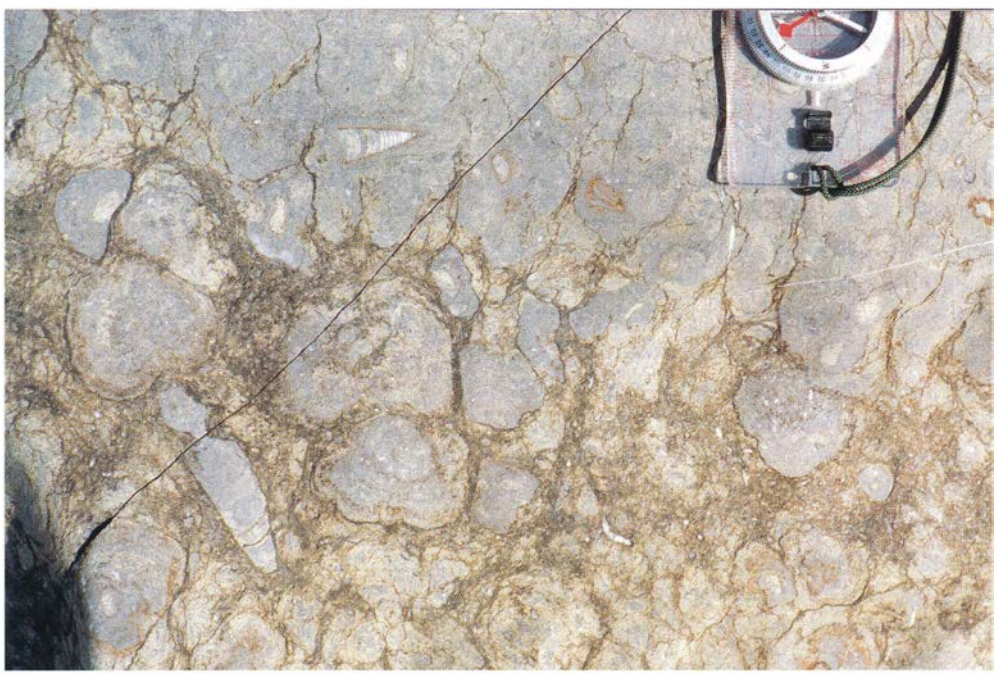


Fig. 123. Isökalksten på Storsjöns strand i Optand. De oregelbundet rundade kropparna är domer av stromatoliter utan hematitinfärgning. I övrigt finner man skal av bläckfiskar och trilobiter som visar att kalkstenen har mellanordovicisk ålder (19E 0j).

Isön Limestone with stromatolite domes, cephalopods and trilobite remains dating the bed to Middle Ordovician. Exposure at Storsjön, below Optand village (19E 0j).

porära nivåförändringar eller vara knutet till omvälvningarna i samband med Locknekraterns bildning. Konglomeratet är sammansatt på ett likartat sätt som det yngre, Locknekonglomeratet.

En noggrann genomgång av såväl makro- som mikrofauna gjordes av Larsson (1973) som ger fullständigare faunalistor för Segerstadskalkstenen och de yngre Skärlöv, Seby och Folkeslundakalkstenarna. Se även avsnittet ”Topostratigrafiska enheter”. I korthet kan faunans innehåll anges som tillhöriga grupperna hyolitider, bläckfiskar (cephalopoder) och snäckor (gastropoder) bland blötdjur, trilobiter och musselkräftor (ostrakoder) bland leddjur.

Den överlagrande Skärlövsenheten domineras av knölig brunröd kalksten med tunna bankar av finkornig kalksten. Enheten är ojämt fördelad över länets fjällrand. Mellan Klövsjö och Åsarna, vid Oppbodarna och bergen nordöst om Skålandammen är enheten mellan 2 och 3 m mäktig, vid Kullstaberg ca 1 m men den saknas i Lundbomsberget i Brunflo. Vissa fossilfynd visar att enheten kan vara representerad i Rödberget, 1 km norr om Lundbomsberget.

Även de två yngre enheterna över Skärlövsenheten är ojämnt fördelade längs fjällranden. Seby- och Folkeslundakalkstenarna är väl utbildade i Skålanområdet och uppnår i sektionen på Gammelbodberget 2 m respektive 3,8 m. Motsvarigheterna i Lundbomsberget är 2,2 resp. 1 m. I den mellanliggande profilen vid Kullstaberg är Sebykalkstenen 1 m och Folkeslundaformationen saknas helt (Larsson 1973).

Sebykalkstenen är utbildad som en grå och rödfläckig kalksandkalksten med ett markant inslag av nedbrutna skal i sandfraktionen (biosparit). Kontrasten mot den underliggande Skärlövsformationen är tydlig i Klövsjö–Åsarnaområdet, men i Lundbomsberget där enheten saknas och Segerstads- och Sebykalkstenarna ligger i kontakt med varandra kan enheterna i praktiken skiljas åt endast genom de fossila faunornas sammansättning. Även utbildningen med alginkrusteringar fortsätter i Sebyenheten.

I Sebykalkstenens fauna av stora fossil förekommer bland andra *Pseudobasilicus? brachyrachis* och *Pseudasaphus tecticaudatus* samt *Illaenus chiron*, som i vissa fickor uppträder mycket talrikt.

I Sebykalkstenens övre del blir den grå färgen allt mer dominerande även i de östligaste förekomsterna. Den grå färgen är allenarådande i Folkeslundakalkstenen. Enheten innehåller såväl karbonatrika partier med halter av kalciumkarbonat över 90%, som lerhaltiga partier.

Liksom i Sebykalksten kan man lokalt träffa på horisontellt begränsade partier av den renare relativt grovkristallina kalkstenen där fossilskal anrikats och i några enstaka fall utbildat en bergart som ger intryck av ett konglomerat av skal, en coquina.

I Jämtland har den algpräglade faciestypen sin mest utpräglade utbildning i Brunflotrakten och speciellt i Lundbomsberget. Bildningen visar enligt flera undersökningar (Jaanusson 1961, Larsson 1973) att Brunflotrakten under stora delar av mellanordovicium befunnit sig i ett grundhavsområde, som tidvis lyfts över havsytan. I Locknefältet kan det i vissa fall uppstå svårigheter att knyta en erosiv fas till en bestämd exposition (Simon 1987, s. 43–45). Betydligt större vattendjup för avsättningen av den ordoviciska kalkstenen har föreslagits för såväl avsättningsförhållanden som vattendjup vid Locknekraterns tillkomst (Lindström 1996).

I vissa områden, exempelvis vid Lundbomsberget i Brunflo, täcks en eroderad Folkeslundakalksten av Locknebreccia. På lokaler i omgivningarna mot väster påträffas de mellanordoviciska enheterna Furudals- och Dalbykalkstenarna exempelvis i höjdområdet norr om Brunflo och i området vid Grytan, bl.a. i de vägskärningar som uppkommit längs europavägen mellan Grytans by och Ope flygplats. Furudalskalkstenen påträffas också i Åsarnaområdet, vid Gammelbodberget och i ravinen nordöst om Åsarna kyrka.

Furudalskalkstenens största mäktighet har uppmätts i Grytansektionen, där enheten är 8,2 m mäktig. I Gammelbodberget rapporterar Larsson (1973) en mäktighet av ca 2 m. Lokalt är delar av Furudalskalkstenen bortskuren av en enhet som av Lindström (1998) knutits till astroblemet i Lockne, Locknebreccian.

I Svartberget nordöst om Brunflo har Furudalskalkstenens mäktighet inte kunnat avgöras, men överstiger 4,5 m. Även i denna lokal påträffas Locknekonglomeratet, men endast som ett 5–40 cm lager av konglomerat med kalkstensbollar Gränsen mellan Furudalskalkstenen och täckande Dalbykalksten har inte säkert gått att fastställa i Svartberget, men tycks falla i en bankad enhet i anslutning till konglomerathorisonten.

I centrala Jämtland uppträder Locknekonglomeratet/breccian i ett flertal profiler och som redan berörts, i ett stort antal utbildningsformer. Konglomeratet har inte återfunnits i fast klyft i Klövsjö och Oppbodarna, men block av kalkbollkonglomeratet har påträffats i stenrösen i Klövsjö och i sluttningen under Skalberget. I Stor-Hallen överlagras Furudals- och Dalbykalkstenen av ett tunt konglomerat, som inte överstiger 1 m i mäktighet och som uppåt följs av överskjutna kvartsiter eller delvis mylonitiska graniter (Bergström 1971). Vid Lillå, öster om Hackås, och vid sjön Målingen (fig. 68) uppträder konglomeratet antingen på djupt eroderad Lannakalksten, Töyenskiffer eller Kläppeskiffer. De två skifferenheterna är flackt liggande och påverkade i samma grad som liknande lager vid Lillå och Målingen. På några platser i alloktona lägen (Thorslund 1940) ansluter konglomeratet till det lossryckta urbergsunderlaget med pålagrad breccia och överlagras av sandig till grusig Loftarsten (Simon 1987). Locknekonglomeratet uppträder alltså pålagrat ett högst varierande underlag. Genom-

gående täcks det dock av en och samma stratigrafiska enhet, Dalbykalkstenen. Locknenhetens komplicerade uppträdande kommenteras mer ingående i den litostratigrafiska beskrivningen.

I området söder och sydväst om Tandsbyn förekommer en speciell utbildning av Dalbykalkstenen som av Thorslund (1940) och Thorslund & Jaanusson (1960) beskrivs som "*similar to the reef limestone of the Siljan district*". Det har ännu inte klart visats om den speciella, rena kalkstenen är av "*mound*"-typ, dvs. till stor del byggs upp av oorganiskt avsatt stromatactis-kalkslam.

Plattformsfacies övre del består av lager från övre mellanordovicium och understa överordovicium. I Grytans skjutfält och i sektionen i Slandromsån finner man en profil som omfattar

- den övre delen av Dalbykalkstenen samt
- en mörk skiffer, Öråskiffern,
- en bankad kalkstensenhet som är 0,7 m mäktig, troligen motsvarande Moldåenheten i Siljansområdet och
- den delvis knöliga, delvis oregelbundet lagrade, mycket finkorniga kalkstenen som benämnts efter lokalen, Slandromskalkstenen.

I den relativt nya sektionen i nordöstra delen av Grytans skjutfält, vid anslutningen till Östbergs väg, har även de täckande lagren, Kogstaskiffer med underenheten Fjäckaskiffer blivit tillgängliga. Sektionen är viktig ur stratigrafisk synpunkt genom att den knyter samman den stratigrafiska uppbyggnad som kallats jämtländsk autokton med en tidigare parautokton–allokton utveckling. De tillgängliga lagren i Slandrom ger inga entydiga upplysningar om likheterna med Grytansektionen. Vid en jämförelse mellan Kogstaskifferns undre mörka del och den övre skiffern, Fjäckaskiffern, i Slandromsektionen förefaller den senare vara finkornigare och mörkare än motsvarigheten i Grytan.

Östlig rampfacies

Förändringen i nordväst–sydöstlig riktning av bergarternas och ingående faunors utbildning och sammansättning sker inte i tydliga steg. Märkbara förändringar har inträtt 15–20 km väster om gränsen för de yngre sedimentära bergarterna. På vissa stratigrafiska nivåer är förändringar tydliga, i andra avsnitt är de obetydliga.

Den kambriska utvecklingen är, som belysts tidigare, likartat utbildad över stora regioner och obetydliga förändringar kan urskiljas mellan områden på 10–15 km avstånd i öst–västlig riktning. I den ordoviciska delen av lagerföljden är skillnaderna större. Förändringarna belyses bäst vid en jämförelse mellan en relativt komplett östlig ordovicisk sektion med så få sedimentavbrott som möjligt, exempelvis borrningen Häggenås-1 vid Högfors och utvecklingen väster om Grytan i Storsjöområdet, där kalkstenar fortfarande dominerar sekvensen. Den tydligaste förändringen är den tidigare berörda förskjutningen av kalkstenens färg mot allt mer dominerande grå inslag mot väster. Man ser vidare en förändring vad avser tjocklek och tjockleksvariation hos kalkbankarna i hela den underordoviciska och större delen av den mellanordoviciska utvecklingen. I västlig utbildning (Isökalksten) är kalkbankarnas variation betydligt mindre än mot öster i plattformsfacies. I Isökalksten finner man normalt bankar av 10 cm till 25 cm tjocklek, i östliga lägen variation mellan 5 och >100 cm.

Övergången mellan kalksten, som kan identifieras på topostratigrafisk nivå, och den västligare uppträdande Isökalkstenen sker i östlig rampfacies. Mönstret är tydligast i den underordoviciska delen. I området nordväst om Torvalla och i Odensala ersätts successivt den del av lagerföljden som i Brunfloområdet består av den speciella algkalkstenen av skifferlager och sammanhållna skifferenheter inom Andersöskiffern. Förändringen har använts som kriterium för den tektonostratigrafiska uppdelningen mellan autokton och allokton stratigrafi. På grund av att berggrunden endast i begränsad omfattning är blottad har förhållandena mellan de två faciestyperna inte säkert kunnat fastställas. I den klassiska järnvägsskärningen i Torvalla finns Folkeslunda- och en begränsad del av Furudalskalkstenarna under Locknekonglomeratet och täckande Dalbykalksten. I en temporär grävning 30 m sydöst om kalkstenarna kom skifferfragment från Andersöskiffer fram, med det har inte gått att fastställa om de kommer från fast klyft eller ur moränen. De närmast liggande säkra skärningarna av skifferenheten finns vid Storsjön nära Odensalabäckens utlopp, omkring 1 km mot nordväst. Det är anmärkningsvärt att Dalbykalksten i relativt ostört skick uppträder vid Torvallaavfarten 150 m sydöst om bäcken och alltså i samma relativa öst–västposition som skiffern vid sjön, men belägen 25 m högre.

Det är alltså möjligt att Andesöskiffern fingrar in i kalkstenssekvensen i Torvallaområdet på en nivå motsvarande undre Folkeslundakalkstenen.

Över Dalbykalkstenen följer Öråskiffern som uppträder bland annat vid Storsjöstranden vid Odensala. Strandskärningarna innehåller partier som mera liknar den siltigare Kogstaskiffern och den intraformationellt uppträdande Furulundskalkstenen än den mörka lerdominerade Öråskiffern.

En motsvarande stratigrafi förekommer i området söder om Vallsundet, representerat av borrningen Måläng-1, som står som typsektion för detta geografiska avsnitt (fig. 75).

I området Marby–Hallen, Utöarna, Verkön, Frösön, Kyrkås, Granbo och Häggenås, sker en omfattande ändring av den ordoviciska lagerföljdens utbildning, inte enbart i sydöst– nordvästlig riktning utan också mellan delområden inom samma geografiska bälte.

I Storsjöområdets sydvästra del uppträder en upp till 6 m mäktig Töyenskiffer (Utöarna, Månsåsen) som mot väster längs Svartbodsvägen, väster om Månsåsen delvis ersätts av upp till 3 cm tjocka siltiga lager växellagrande med skiffrar som i en distal turbidit. Vid Höla innehåller enheten en ännu större proportion av siltlager. Även den överlagrande enheten, Isökalkstenen, förändras radikalt i området. Vid Borgens by norr om Myrviken finns en relativt komplett sektion genom en stor del av den underordoviciska och mellanordoviciska kalkstenen. I sektionen uppträder lerinslag endast på ett fåtal nivåer upp till Öråskiffern (fig. 62). Möjligen är den nivå av Andersöskiffer som påträffats i vägskärningar vid Ovikens gamla kyrka tektoniskt utskuren vid Borgen. Den kan också saknas primärt. Mot väster minskar Isökalkstenens mäktighet märkbart. Vid Borgen torde kalkstenen vara minst 40 m mäktig. Vid Möckelåsen återstår omkring hälften av denna mäktighet och vid Väljesbodarna och i blottningar i närheten är mäktigheten reducerad till mindre än 1 m. Kalkstenen ersätts av gråvackor och skiffrar i såväl dess undre som övre del. Balansen mellan gråvackor/skiffrar i turbiditfacies och Isökalkstenen illustrerades också i samband med omdragningen av väg 321 från Månsåsen till Gärdsta. I inägan mellan Svedje och avtagsvägen till färjeläget (700160/142375) påträffades i Isökalkstenen tre relativt mäktiga och en tunnare cykel av gråvackor och skiffrar, vilka med sedimentär undre och övre kontakt fingrar in i den i övrigt normalt bankade kalkstenen. Inga onormala drag kunde spåras i sekvensen i övrigt. Kalkstenen som överlagrar fingret av turbiditer innehåller ett flertal skal av cephalopoder och av dessa kan man sluta sig till att lagren motsvarar Holenkalkstenens övre del eller Segerstadskalksten i plattformsutbildningen. Det kan i sammanhanget nämnas att det finger av kalksten som når längst västerut motsvarar den undre delen av Holenkalkstenen. De turbiditer som påträffas vid Svedje motsvarar alltså några av de förhållandevis grovklastiska bankar som förekommer ett stycke upp i Föllingeformationen.

Motsvarande övergång finns tillgänglig väster om Höla. Över den tidigare berörda kalkstenen med *Ceratopyge* följer en omkring 6 m mäktig Töyenskiffer. I skiffern har såväl graptoliter som trilobiter påträffats. Bland annat förekommer *Gog* sp. även i Töyenskiffern omedelbart väster om Höla liksom fragment av *Didymograptus* sp. Motsvarigheten på Andersön omfattar graptolitzonerna med *Tetragraptus phyllograptoides* och *Didymograptus balticus* i en lika mäktig enhet (Tjernvik 1956, Bergström 1980). Enligt dagboksanteckningar (Thorslund 1955) skall Töyenskiffern nå en mäktighet av omkring 10 m på Bynäset. Uppgiften har inte kunnat bekräftas. Det har inte gått att fastlägga om Latorpskalkstenen finns med i de kalkstensbankar som underlagrar skiffern. I vägsektionen mellan Höla och Hölåsen och vid Iffelnäs kan det visas att Föllingeformationen överlagrar Töyenskiffern, som når zonen med *Pseudophyllograptus angustifolius elongatus*. Övergången mellan enheterna är inte skarp. I den övre delen av skiffern finns en ca 1 m mäktig övergång med uppåt tilltagande inslag av gråvackebankar i sandfraktion.

På Verkön och Norderön är utvecklingen av samma stratigrafiska avsnitt tydligt avvikande från den på sjöns västsida. På Norderöns nordsida, från Ålsta till Långnäs och Lerviken, kan en relativt komplett lagerföljd ställas samman, från Kläppeskifferns övre del och genom hela ordovicium. Den stratigrafiska uppbyggnaden finns redovisad i den regionala översikten. Isökalkstenen når stratigrafiskt mellanordovicium och nivåer motsvarande graptolitzonen med *Didymograptus murchisoni*. På en nivå som motsvarar Folkeslundakalkstenens övre del sker en övergång från karbonatdominerade sediment med tunna lerskikt till den lerdominerade Andersöskiffern. Skiffern är rik på fossil, speciellt i de inlagrade kalkstenslinserna och faunan domineras av trilobiter, snäckor (gastropoder), musslor (lamellibranchiater), bläckfiskar (cephalopoder) och musselkräftor (ostrakoder). I såväl skiffern som i linserna påträffas graptoliter. I Andersöskifferns undre del som faller inom biozonen med *Hustedograptus teretiusculus* uppträder följande fossil talrikt:

Ogygiocaris sarsi regina, O. sarsi lata, Pseudomegalaspis patagiata, Botryoides bronni, flera arter av *Robergia*, bl.a. *R. micropthalma, Telephina bicuspis, Triarthrus freyi* och *T. humilis*. I skärningar vid Lövtorpen har tillsammans med *Triarthrus humilis* också påträffats ostrakoden *Eoleperditia* sp., som utgör ett exotiskt inslag i faunan och har sin huvudsakliga utbredning i mittkontinentfacies i Nordamerika. Andersöskifferns graptolitfaunor saknar en modern revidering. Bland de släkten som påträffats kan nämnas *Pseudoclimacograptus, Climacograptus* och *Diplograptus*.

I Norderösektionen har tre utbildningar av Andersöskiffern påvisats, en östlig med ringa inslag av silt, en mellersta med graderade siltlager och en västlig som på en nivå innefattar mäktiga gråvackeinlagringar med upp till 80 cm mäktighet och som mellanlagras av finkornigare partier. Inslaget av gråvackelager är alltså mycket begränsat och uppträder betydligt senare i stratigrafin än i motsvarigheterna väster om sjön. De stora skillnaderna kan sannolikt inte i sin helhet förklaras av skillnader i nordväst–sydöstlig riktning utan har snarare uppstått genom sammanskjutning av en faciell övergångszon, som före veckning/överskjutning haft en utsträckning över flera km i nordväst–sydöst.

Ursprunget till de stora sedimentmängder som finns i Föllingeformationen har diskuterats i flera arbeten. Den mest omfattade tanken är att sedimentationsbassängen matats från väster (Asklund 1960), men observationer i Ovikenkulminationen och i fälten med Föllingeformationen norr om Järpen, tyder på att det kan finnas flera tillförsel-

områden och tillförsel från andra riktningar. I det följande visas att en avsevärd del av turbiditmaterialet kan ha sitt ursprung i områden som genom tektoniska rörelser exponerats för erosion. Det är vidare troligt att tidsmässiga skillnader i Föllingeformationens uppträdande inom olika områden beror på i tiden varierande aktivitet inom skilda tillförselområden.

Lagerföljden på Ovikenblocket och i Börtnanområdet avviker märkbart från motsvarigheterna i Storsjöbassängen genom att stratigrafin delas upp i två enheter skilda åt av en omfattande stratigrafisk lucka, exempelvis vid Flåsjön. Kläppeskiffer uppträder i isolerade förekomster på Vemdalskvartsit och skiffern överlagras av grovklastiska Föllingelager med konglomeratiska bottencykler. Kläppeskifferns uppträdande tyder på att den utgör erosionsrester av en mera omfattande lagerföljd. Bottenlagren vid dammbyggnaden i Flåsjön har inte kunnat dateras på biostratigrafisk väg. Den närmast belägna fossildaterade lokalen med lager i Föllingeformationen har påträffats vid Torsborgen, där lagren tillhör övre underordovicium eller undre mellanordovicium, vilket fynd av *Glossograptus* sp. visar. Det går alltså inte att på biostratigrafiska kriterier med säkerhet visa att den stratigrafiska lucka som finns mellan Vemdalskvartsiten respektive Kläppeskiffern och Föllingegråvackan har sin orsak i och tidsmässigt motsvarar Finnmarksfasen, som har sin mest dynamiska period under Arenig i äldre ordovicium.

Förhållandena mellan turbiditer och kalkstenar–skiffrar i västra Storsjöområdet visar att enheter med motsvarande relativa tektonostratigrafiska lägen har väsentligt skilda utvecklingar. Detta gäller speciellt under äldre ordovicisk tid och som tidigare visats gäller det också under senvendisk tid när övre delen av Vemdalskvartsiten avsattes. De sydvästliga områdena har genom vertikalrörelser (förkastningar) periodvis utsatts för erosion. Det lösa material som då skapades kom att tillföras lägre liggande områden i form av sedimentpulser. De skapade gråvacke–skiffercykler, som i några områden nådde ända in över kalkslamsdominerade regioner. Det lokala ursprunget kan i viss mån förklara den stora förändring i utbildning av Andersöenheten på Norderön, som speciellt i sin övre del varierar från grusig-sandig gråvacka till tunna siltinlagringar i tidsmässigt motsvarande enheter inom tre tektoniska enheter som vid avsättningen kan ha befunnit sig på några km inbördes avstånd.

I östlig rampfacies uppträder några av plattformens kalkstensenheter, bl.a. Dalbykalkstenen som påträffats omkring 8 m över de massiva gråvackebankarna i Andersöskiffern. Dalbykalkstenen har observerats dels på Norderön, dels på Verköns västra sida i anslutning till en förkastning mot en gråvacke–skiffersekvens, som sannolikt är Föllingeenhetens övergång till Kogstaformationen. Däremot har inte Slandromskalkstenen påträffats i västra Storsjöområdet. Över Dalbykalkstenen följer Kogstaformationen, som är tillgänglig på Verköns västsida och vid lågvatten också i strandzonen på Norderöns västsida nordväst om Böle. Kogstaskiffern är isoklinalt sammanveckad. Den överlagras av Kyrkåslager som når en mäktighet av omkring 10 m, och avslutar den ordoviciska sekvensen i området.

Mot nordöst i östlig rampfacies finner man att de under- och mellanordoviciska avsnitten har en mera enhetlig utbildning än de i sydvästra Storsjöområdet. Från östra delen av Norderön till de omfattande sektionerna vid kraftverken i Indalsälven från Litsnäset till Hissmofors och vidare till Häggenås domineras den underordoviciska lagerföljden av Isökalkstenen. På några platser väster om Lit har också Töyenskiffern påvisats men förkastningar har skurit bort enheten i de flesta av de påträffade undre kontakterna. Isökalkstenens mäktighet varierar mellan omkring 60 m i Granbo och i höjderna mellan Lit och Häggenås och 10 m som man finner i vissa sektioner i närheten av Östersund och vid Birka. Isökalkstenen övergår i Andersöskiffer i en 1 m mäktig övergång, som påträffas exempelvis i ett flertal repetitioner vid Kattstrupeforsens fångdamm. Kontakten är liknande även på Andersön och vid Birka. Andersöskiffern är där enhetligt utbildad och siltinslag uppträder endast sällsynt i västra delen av Östersund och vid Birka. På vissa lokaler följs Andersöskiffern av Öråskiffer, som bergartsmässigt skiljer sig från Andersöskiffern främst genom ett mindre inslag av kalklinser och genom millimetertunna till 1 dm tjocka lager av metabentonit. Över Öråskiffern följer den tydligt siltigare Kogstaskiffern, även den med inslag av kalkstensbankar och partier med kalkstenslinser. I Östersundstrakten och området västerut mot Ås finns en 2–15 m mäktig kalkstensenhet, Furulundskalkstenen, som har en begränsad regional utbredning och som uppträder inom Kogstaenheten. Den ordoviciska lagerföljden avslutas uppåt av Kyrkåskvartsiten som enligt nyligen genomförda undersökningar till en dominerande del faller inom systemet.

Motsvarande lagerföljd mot norr får representeras av utvecklingen mellan Häggenås och Föllinge. Den understa ordoviciska lagerföljden har inte påträffats i östlig rampfacies vid Häggenås. Däremot finns Isökalkstenen väl företrädd vid och i höjderna norr om samhället. Stratigrafiskt omfattar kalkstenen de avsnitt som i öster motsvaras av Lanna- och Holenkalkstenarna och de mellanordoviciska Segerstads- och Skärlövkalkstenarna. Fossil från yngre delar av Isökalkstenen har inte påträffats i området. Isökalkstenen täcks av Andersöskiffer, som endast påvisats i en mindre än 1 m mäktig skärning längs vägen nordost om bron över Örån vid Grelsgård. Sannolikt kan man vid grävning längs ån uppströms bron påträffa samma skiffer, eftersom Isökalkstenens övre del finns tillgänglig omkring 50 m norr om bron och Dalbykalksten med talrika *Echinosphaerites aurantium* omkring 200 m längre mot norr längs ån och Andersöskiffern stratigrafiskt faller mellan de två kalkstenarna. Den mest

välblottade delen av lagerföljden vid Örån omfattar Öråskifferns typsektion och den täckande Slandromskalkstenen. Öråskiffern är isoklinalt sammanveckad och förkastad och är totalt mer än 20 m mäktig men den stratigrafiska mäktigheten är avsevärt mindre, troligen mellan 5 och 7 m. Skiffern följs uppåt av Slandromskalksten. Mellan de två uppträder en 0,3–0,6 m mäktig kalksten med annan uppbyggnad än Slandromsenheten. Den tunna kalkstenens stratigrafiska tillhörighet har inte kunnat klarläggas.

Motsvarigheter till sekvensen vid Örån har påträffats bland annat vid Husås, som visar att associationen med Andersö- och Öråskiffrar och Slandromskalksten förekommer förhållandevis långt västerut.

I trakterna väster om Hammerdal och vid Fagerdal påträffas tidsmässiga förskjutningar i skiffrarnas avsättning. I några sektioner där övergången mellan Isökalkstenen och Andersöskiffern påträffats visar fossilfynd att övergången från kalkslam- till leravsättning sker tidigare än i Storsjöområdet. Övergången faller inom zonen med *Didymograptus murchisoni.*

I länets norra del, från Strömsund och norrut, är tolkningen av faciesområden osäker på grund av att erosionen till stor del fört bort lager yngre än Isökalkstenen och det är först i västligare områden man möter lager som täcker kalkstenen. I Strömsund och på höjden norr om samhället påträffar man dock en lagerföljd som motsvarar östlig rampfacies med Isökalksten och Andersöskiffer som dominerande ordoviciska inslag.

Västlig rampfacies

I ett brett bälte i sydväst–nordöstlig riktning mellan Börtnan –Glen och Hallen–Mörsil förbi Krokom–Offerdal och Föllinge–Skärvången till Flåsjön, domineras berggrunden av mäktiga ordoviciska gråvackor och skiffrar som tillhör Föllingeformationen. Det har i det föregående visats att enheten i vissa områden har sina äldsta delar avsatta under tidig ordovicisk tid. I andra regioner uppträder sandiga till grusiga lager först under mellanordovicisk tid. Det framgår också av den regionala sammanställningen att Föllingeformationen är tydligt zonerad även i sydväst–nordöstlig riktning. De mest grovkorniga gråvackeinslagen uppträder i sydväst och nordöst. I det mellanliggande området innehåller den under- och mellanordoviciska turbiditen gråvackeenheter som domineras av silt.

Fossilfynd är relativt sällsynta i Föllingeformationen främst på grund av den sekundära förskiffringen som avviker från lagringsplanen. I Semlans dalgång finns lokalt vissa partier där vinkelskillnaden mellan lagring och förskiffring är liten. Följande fossil har påträffats i sådana blottningar längs en omkring 1 km lång sträcka av åns lopp uppströms gamla riksvägen: *Phyllograptus* sp., *Didymograptus* sp., *Didymograptus* cf. *D. ramosus*, *Glyptograptus* sp., *Didymograptus murchisoni, Didymograptus* cf. *D. murchisoni.* De senare har påträffats även väster om Mattmar i löst material i anslutning till den omfattande skärningen i Föllingeformationen vid väg E 14. Föllingeformationen har till en del kunnat dateras också vid Mörsil (underordovicium) och Järpen (mellanordovicium, Thorslund 1960), samt vid Bleckåsen (u.–m. ordovicium).

I övrigt har Föllingeformationens åldersförhållanden tolkats med hjälp av indirekta metoder genom relationer till omgivande bergarter. I öster ansluter formationen till Töyenskiffer eller Isökalksten och i formationen påträffas lokalt en kil av Andersöskiffer. Västerut ansluter Kogstaskiffer antingen som sammanhållna områden eller som inveckade skifferpartier i fält av Föllingelager, som nordöst om Järpen. Gränsdragningen i det centrala Storsjöområdet är betydligt svårare på grund av den ringa skillnaden i facies. Förhållanden liknande dem vid Hallen–Järpen råder vid Föllinge, där den sammanveckade Föllingesekvensen kan följas från Isökalkstenen i trakterna av Föllinge samhälle till Kogstaskiffern vid Skärvången.

I hela den region som kan innefattas i området med rampfacies uppträder Kogstaskiffern som en enhetligt utbildad formation i yngsta delen av ordovicium. I några regioner har avsättningen av leror avbrutits av kalkslamavsättning som i Östersundstraktens Furulundsformation.

Kogstaskiffern är i sina undre delar påverkad av förhållandena i underliggande bergarter. I väster övergår gråvacke /skifferavsättningen i Föllingeenheten till ren silt/leravsättning inom ett relativt begränsat avsnitt. Där skiffrar som Öråskiffer underlagrar Kogstaformationen är gränsdragningen svår att göra på enbart litologiska kriterier. Kogstaskiffern är dock rikare på silt än den underlagrande Öråskiffern.

Den ordoviciska utvecklingen karaktäriserades av en dynamisk utveckling som inleddes i tidig ordovicium och kulminerade med avslutningen av Föllingeformationens avsättning i början av senordovicium. Trots att berggrunden genom skolltektoniken tryckts samman i nordväst–sydöstlig riktning framträder en tydlig regional uppdelning av den stratigrafiska uppbyggnaden. Under den äldsta delen av ordovicium blir differentieringen av skilda faciesområden allt tydligare. Exempelvis skiljer sig den ordoviciska utvecklingen i området sydväst om Storsjön markant från motsvarande i Föllingeområdet, trots att samma formationer finns företrädda. Den tydligaste skillnaden ligger i Isökalkstenens uppträdande. I sydväst avtar kalkstenens mäktighet avsevärt i västlig riktning inom ett begränsat avstånd och kilar ut väster om Marby. Däremot finner man Isökalkstenen utbildad långt västerut till antiklinalområdena väster om Föllinge, exempelvis vid Laxviken och Vedjeön. Slandromskalkstenens fördelning visar ett liknande mönster. I västra

Storsjöområdet förekommer enheten vid Stengärde och Slandrom men har inte påvisats i centrala Storsjöområdet. Kalkstenen påträffas åter från Åskott till Nyby och Häggenås och västerut till Husås. Vid sammanställningen av Isökalkstenens respektive Slandromskalkstenens utbredning framträder ett fördelningsmönster som inte sammanfaller med en zonering parallell med fjällkedjans riktning och det är sannolikt att de tidigare beskrivna trågstrukturerna med stor betydelse för den senprekambriska sedimentavsättningen också satte sin prägel på sedimentens fördelning under ordovicium.

De stora omvandlingar som skett under tidig- och mellanordovicisk tid avtar i intensitet under periodens senare del. Den relativt enhetligt utbildade Kogstaskiffern kan sägas inleda den stabila utveckling, kännetecknad av en för varje tidsavsnitt enhetlig faciell utbildning över stora områden, som kom att råda under silurisk tid.

Kogstaskifferns avsättning, som ingår i den ordoviciska periodens avslutning, innebär en uppgrundning av havsområdet. I den undre delen dominerar en utbildning som gynnar graptolitfaunornas utbredning. Avsnittet faller inom zonen med *Dicranograptus clingani*, i vilken också trilobiterna *Tretaspis seticornis* och graptoliten *Diplograptus pristis* påträffats. Den följande uppgrundningen betingade en invandring av skalbärande faunor i enhetens mellersta och övre delar. I Kogstaformationens övre del tilltog halten av silt och sand och inslaget av bottenlevande grupper, fastsittande såväl som rörliga, ökade. Nyligen genomförda insamlingar och preliminära undersökningar visar att en fauna som fått sitt namn efter en fastsittande armfoting (brachiopod) av släktet *Hirnantia* uppträder i Kogstaskifferns översta 4 m tillsammans med trilobiterna *Cybele* sp., *Flexicalymene* sp., *Dalmanitina (Mucronopsis) mucronata* och *Proetus* sp. *(pyg).* Fragment, isolerade leder och stjälkpartier av fastsittande tagghudingar är vanliga i avsnittet.

I övergången mellan Kogstaformationen och överlagrande enheter förekommer två olika typer av faciesskift. I kontakten mellan Kogsta- och Kyrkåsformationerna finner man en övergångslagerföljd som karaktäriseras av ett ökat inslag av silt- och sandlager ju närmare Kyrkåslagren man når. Avsnittet uppvisar flera karaktäristiska drag för en regressionslagerföljd och en övergång från en avsättning i medeldjupa områden till grundvattenavsättning. I formationen ser man lager avskurna av strömmande vatten. De ursporlade kanalerna har trågformade snitt, fyllda av diskordant skiktade lager och vågformat bottenmönster. Sekundära omlagringar som beror på tryck från överliggande lager skapar volymändringar i sedimentet. Det skapar i sin tur omröring av lagren genom punktvis avgång av porvatten m.m. Däremot har man ännu inte kunnat påvisa något omfattande sedimentationsavbrott i Kogsta–Kyrkåssekvensen.

Helt andra förhållanden karaktäriserar övergången mellan Kogsta- och Edeenheterna. Kogstaenhetens övre del, som den vanligen förekommer i centrala och västra Storsjöområdet, är utbildad som en finkornig skiffrig siltsten upp till enhetens övre skarpa begränsning. I andra områden, som i Trångsviken och Edefors, finns partier av grövre silt inlagrade i den övre delen. Gränsen mellan Kogsta- och Edeformationerna är i alla observerade övergångar skarp.

Det har diskuterats om Kogstaenheten har utsatts för erosion före avsättning av kvartsiten. Observationer väster om Kalkbrottet i Mattmar, Trångsviken och Edefors tyder på att kvartsiten konkordant överlagrar skiffern, vilket talar för att ett eventuellt avbrott i avsättningen varit kortvarig eller att det inte skapats en erosiv miljö. Relationerna mellan Kogsta/Kyrkås och Kogsta/Ede tolkas så att avsättningen varit mer kontinuerlig i den förra och att ett avbrott i sedimentationen i en stagnant miljö skapat förutsättningar för den skarpa gränsen i det senare fallet. Orsaken till den regressionslagerföljd som båda representerar kan man finna i det faktum att världshaven drog sig tillbaka i samband med att stora volymer vatten bands i inlandsisar i nuvarande Nordafrika vid övergången från ordovicium till silur.

Som framgår av den litostratigrafiska genomgången, s. 29, förekommer tydliga faciesändringar främst inom Kyrkåsformationen. Bäddar av konglomerat och grusiga lager förekommer som fyllningar i grunda kanalstråk och växellagrar med sandiga bankar och silt- och lerrika bäddar. Sandiga lager dominerar enheten. Fossilfynd har gjorts främst i de lerrika partierna. Tillgänglig modern fossilbestämning (Cherns & Karis 1995) visar att en dominerande del av såväl Kyrkåslagren som Edekvartsiten avsatts under ordovicisk tid. I mörka lerskiffrar som uppträder 2–3 m under inlagringen med graptolitfaunan förekommer ett antal fossil, som tillhör *Hirnantia*-faunan.

Avvikelser i utveckling finner man sydväst om Oldenantiformen vid Rönnöfors och Gammelvallen öster om Kallsjön och även vid Skärvången, där speciellt de översta lagren i ordovicium skiljer sig från övriga områden genom att övergången är konglomeratisk eller grusig (Thorslund 1963, Cherns & Karis 1995).

Den siluriska utvecklingen

Avsättningen under silurisk tid skiljer sig tydligt från den ordoviciska genom att den regionala uppdelningen av facies till stora delar upphört. Från de östligaste förekomsterna vid Stengärde mellan Brunflo och Fåker till de västliga under den mellersta skollberggrunden vid Undersåker, Sulsjön väster om Gärde i Offerdal och Skärvången är likheterna i enheternas uppbyggnad påfallande, trots att området har genomgått förhållandevis stora tektoniska omvälvningar och därmed en drastisk minskning av avståndet mellan lokalerna från avsättningstillfället till nutid.

Under silurisk tid förändras förutsättningarna för avsättningen från den inledande transgressiva kvartsiten och de lugna, grunda shelfmiljöerna eller plattformarna med karbonatavsättning till den vulkaniskt aktiva perioden med sänkning av regionen och leravsättning till den avslutande uppgrundningen och övergången till fastland. Tillgängligt fossilmaterial visar att förändringarna skedde på samma stratigrafiska nivåer i hela det berörda området.

Som framgått i föregående avsnitt avslutas den ordoviciska utvecklingen av en regressiv fas följd av en transgression. Båda representerar avsättning i grundhavsområden eller randområden till tidvis torrlagda regioner. Någon överlagrande enhet till den allmänt östligare Kyrkåskvartsiten har inte kunnat påvisas med säkerhet. På Norderöns nordvästdel och Verköns östra sida förekommer den siluriska Bergekalkstenen i anslutning till Kyrkåskvartsiten, men en säker sedimentär kontakt har inte kunnat påvisas. På Verköns västsida och även på Norderöns och Verköns södra delar är övergången mellan Edekvartsit och Bergekalksten tillgänglig i ett flertal blottningar. En av dessa är väldokumenterad genom undersökningen av enhetens fauna av armfotingar (brachiopoder) som enligt författarna visar att lagren avsatts under tidig silurisk tid (Boucot & Johnson 1965). Senare bearbetningar visar att Edekvartsiten snarare är av yngsta ordovicisk ålder (Bassett, pers. medd.).

Till skillnad från Kyrkåskvartsiten är Edekvartsiten i praktiskt taget i alla lokaler associerad med den överlagrande Bergekalkstenen. I den litostratigrafiska sammanställningen framgår att gränsen mellan Ede- och Bergeformationerna är dragen över den översta siltstensinlagringen men att den övre delen av Edekvartsiten innehåller ett flertal tunna kalkstensinlagringar. Vissa delar av faunan i Edeformationen är gemensam med den i undre Bergekalkstenen och det är tydligt att faunornas underlag och livsbetingelser (paleoekologi) är viktigare för faunasammansättningen än faunans förändring i tid. Av detta kan man sluta sig till att de två överordoviciska och undersiluriska formationerna ingår i ett dynamiskt system som genomgår faserna transgression och uppbyggnad av strandnära avsättningsområden – grundhavsmiljöer och övergång till flackhavsområde med sedimentavsättning i form av kalksten.

I Edekvartsiten uppträder ett stort antal fossilgrupper. Det är en tydlig skillnad mellan den sandiga fossilfattiga undre delen och den siltiga/karbonatiska övre delarna. För en redovisning av påträffade grupper, se Edekvartsit, kronostratigrafisk kommentar.

En stor del av faunan saknar modern taxionomisk genomgång och kräver revidering och nybeskrivning. Bassett (pers. meddel.) har vid en prelimiär genomgång av faunan med armfotingar funnit att en stor del av elementen i Edekvartsiten tillhör *Hirnantia*-faunan och således är av sen ordovicisk ålder. Det är alltså sannolikt att gränsen mellan de ordoviciska och siluriska systemen faller inom Kyrkåskvartsitens och Edekvartsitens övre delar.

I den överlagrande delen av Bergekalkstenen, som vanligen är finbankad, återfinns flera av de faunaelement som även ingår i Edekvartsiten. Vissa grupper blir vanligare och flera arter av samma grupp introduceras i kalkstenens understa del, vilket man ser i profilen på Verkön. Exempelvis har flera former av ostrakodfamiljen *Beyrichiidae* påträffats. Omkring 5 m över Edekvartsiten har det understa fyndet av en armfoting ur gruppen *Pentamerus–Borealis* gjorts i anslutning till en övergång från den finbankade till en ”normalbankad” kalkstenstyp med 5–15 cm mäktiga kalkstensbankar. I denna har få fossil vid sidan om *?Borealis* påträffats. Små kolonier av *Favosites* uppträder mycket spritt i detta avsnitt.

Omkring 10 m över enhetens undre gräns förekommer lokalt en markant anrikning av mycket stora kolonier av tabulater och tetrakoraller. Kolonierna når i några fall en diameter av omkring 1 m. Tillsammans bildar de en sammanhållen bädd som har en mäktighet av nära 2 m och som utgör ett skelett i en avvikande faciestyp som förutom korallkolonierna innehåller en lokal fauna av i huvudsak trilobiter och ostrakoder, *?Eobronteus sp.* och en mellan 12 och 18 mm lång ostrakod tillhörande familjen *Leperditiidae,* men sannolikt inte av släktet *Leperditia.* Skalfossilen finner man i fickor mellan kolonierna där de uppträder i en finkornig mörk kalksten utan synlig skiktning. Bildningen som helhet liknar i sin uppbyggnad ett isolerat rev (*patch-reef*) men inga tecken på våg- eller strömpåverkan har påträffats. Troligen har bildningen tillkommit som en isolerad bildning på ett vattendjup som tillåtit god vattencirkulation men som inte utsatt bildningen för de höga vattenenergier som sker i bränningszoner med revbildning eller närmast intill dessa på dess landsida.

Oregelbundet lagrade partier av en finkornig mörk kalksten är den vanligaste typen av Bergekalksten i området Åse –Trångsviken–Mattmar och inom vissa delar av Offerdalsområdet, exempelvis Tulleråsen. Halten av kalciumkarbonat är förhållandevis hög i denna typ av kalksten och når mellan 90% och 94% av $Ca(Mg)CO_3$. Utbildningen har utnyttjats för produktion av bränd kalk och krossprodukter i Åse och Mattmar. I samtliga tillgängliga skärningar har *Borealis borealis* och *Favosites* sp. påträffats.

I Bergekalkstenens övre delar ökar inslaget av tunnbankade till skiktade finkorniga kalkstenar. Lokalt fortsätter dock den bankade till massiva typen till enhetens övre gräns. I Mattmar–Alsen dominerar den skiktade kalkstenen. Längre norrut vid Ånge och Tulleråsen möter man den massiva faciestypen, exempelvis i Bergekalkstenens typskärning och vid Ånge idrottsplats. I såväl Mattmarområdet som i Offerdal har inga anmärkningsvärda ändringar i faunasammansättningen från den mellersta till den övre delen av forma-

tionen kunnat konstateras.

Bergekalkstenens avsättning avslutas genom ett markant ökat inflöde av lermaterial, som har sitt ursprung såväl i nedbrytningsprodukter från erosionsområde som från vulkanisk aktivitet. I typsektionen Berge förekommer även grövre vulkaniska inslag i form av tuffit, som är mellan 0,5 och 0,8 m mäktig. Med tuffitlagret och dess finkornigare motsvarighet avbryts avsättningen av bergarter som domineras av karbonater men i den täckande enheten, Bångåsenskiffern, uppträder kalkstensband och kalkstenslinser i skifferns undre delar. Bångåsenskiffern består av en mörkt grå till svart bergart som är veckad tillsammans med omgivande formationer och normalt är förskiffrad längs axialplanen. Detta är mycket tydligt i Bångåsskifferns typsektion, där vinkeln mellan lagrings- och förskiffringsplan är stor. I andra skärningar är vinkelskillnaden i vissa avsnitt mindre eller lagring och förskiffring parallella. Sådana partier påträffas vid Änge idrottsplats och i skärningarna vid Kluk öster om Mattmar. I skärningarna har graptoliter från de fyra översta graptolitzonerna i den undre siluriska serien, Llandovery, påträffats (fig. 32).

Förutom graptoliter förekommer också armfotingar (brachiopoder) av släktet *Discoelosia (Dicoelocia* cf. *D. osloensis,* Bassett (pers. meddel.)) och trilobiter av familjen *Calymenidae.*

Den mäktiga tuffiten vid Bångåsskifferns bas är inte det enda vulkaniska inslaget i formationen. Ett flertal horisonter med metabentoniter finns inlagrade på olika nivåer genom Bångåsenskifferns hela mäktighet. Åtta lager har påträffats i Änge och tre i Kluk. Den mäktigaste inlagringen är ca 10 cm mäktig men lagren är vanligen mellan 1 och 3 cm. Genom den kraftiga tektoniska påverkan bergarterna utsatts för uppträder metabentoniterna ojämnt i enheten, lokalt har de förts samman i linsformade ansamlingar, på andra angränsande pressats ut till tunna hinnor.

I Bångåsenskiffern har graptoliter från den övre delen av undre silur (Llandovery) påträffats. I Änge förekommer fossil från zonerna med *Monograptus turriculatus, Monograptus crispus, Monoclimacis griestoniensis* och *Monoclimacis crenulata.* Genom hela lagerföljden vid Änge och Kluk förekommer graptoliter talrikt och en omfattande fauna har samlats in. Den är för närvarande under bearbetning. I den undre zonen har bl.a. *Monograptus turriculatus, M. discus, Rastrites* sp., m.fl. identifierats och i följande zon är *M. crispus* vanligt förekommande.

Den mörka Bångåsenskiffern följs uppåt av Ekebergsformationen, som uppvisar en mycket varierande utbildning. Kontakten mellan Bångåsen- och Ekebergsformationerna finns inte tillgänglig i blottning. Vid Jämtängen, i sydöstra delen av Änge samhälle, skapades vid ombyggnaden av vägen under 1980-talet en berggrundsskärning. I sin nordvästra del innehöll den mörka skifferinslag, men skärningen var för begränsad för att med visshet fastställa om Bångåsenskiffern var anstående. I tolkningen av relationerna enheterna emellan antas att kontakten är primär och att Bångåsenskiffern överlagras av ett finsandigt massivt avsnitt av kvartsiter och gråvackor med en sammanlagd mäktighet av mellan 4 och 6 m, följt av cykliskt uppträdande siltstenar och finsiltiga skiffrar. Omkring 30 m över den beräknade kontakten mellan Bångåsen- och Ekebergsformationerna har ett fåtal fossil påträffats, som bestämts till *Monograptus* cf. *M. priodon* och *Pristiograptus* inom gruppen *P. dubius*, möjligen *P. praedubius* eller *P. pseudodubius* (Richards *i* Bassett m.fl. 1982) vilka ger lagren en trolig ålder av äldsta delen av mellersta silur.

Ekebergsformationens litologiska uppbyggnad varierar markant inom korta avstånd. Den facies som är företrädd vid Ekeberg, såväl i den klassiska vägskärningen 100 m SV om gården Ekeberg (704335/141112) som i anslutande uppfart till gården, har inte påträffats vid Jämtängen. I Ekeberg domineras facies av grovsiltiga till sandiga bankar med lokalt uppträdande lerkakekonglomerat. I ett av dessa har en tabulat korallit påträffats (Thorslund 1948), som vid en revision bestämts som *Favosites* sp. och tillhöra en art närmast släkt med *F. subfobesi* som är känd från översta Llandovery och allra understa Wenlock (mellersta silur) (Bassett m.fl. 1982). Ytterligare faciesförändringar i Ekebergsformationen kan man se i höjdområdet vid Söderåsen och speciellt i områdena söder om Offerdal i Alsen och Röde, där Ekebergslagren är betydligt finkornigare än i Offerdalsområdet och mera liknar formationens övre del i Jämtängen.

Ekebergsformationen avslutar den marina avsättningen i Jämtland och den täckende enheten, Rödeformationen, är avsatt som ett kontinentalt sediment i ett område med låg relief och men låga vattenenergier. Avsättningen skedde förmodligen i ett flodsystem med sidledes vandrande strömkanaler i ett område som kort tidigare lämnats av havet. En rekonstruktion av utvecklingen i området, som skall komma att bli Skandinaviska halvön, visar att uppgrundningen och övergången till kontinentala förhållanden inleddes norr om Jämtland och att den avsatta sanden i Rödeformationen transporterades från samma riktning.

Inga fossil har påträffats i lager över Ekebegsformationen. Det är dock sannolikt att uppgrundningen, avsättningen av turbiditerna i Ekeberg och övergången till kontinentala avsättningar är skilda faser i en sammanhållen händelsekedja och att Rödeformationen har äldre mellansilurisk ålder.

TEKTONISK ÖVERSIKT

Alltsedan introduktionen av teorin om storskaliga överskjutningar (Törnebohm 1889) har flera mer eller mindre detaljerade modeller av fjällberggrundens uppbyggnad presenterats. För Jämtlands del utfördes detaljerade arbeten dels

under 1930- och 1940-talen, dels under de tre senaste decennierna. Under den tidigare fasen byggdes berggrundsmodellen upp praktiskt taget uteslutande genom insamlande och sammanställning av fältobservationer samt mineralogiska, paleontologiska och geokemiska undersökningar (Thorslund & Asklund 1935, Thorslund 1937, Asklund 1938, Thorslund 1940). Ett viktigt tillskott i den senare fasen blev olika geofysiska metoder, seismik, gravimetri, elektromagnetiska mätningar och avancerade kristallografiska undersökningar. Under senare tid har seismiska undersökningar givit en god bild av uppbyggnaden av den kvarvarande bergskedjan och dess underlag (Palm m.fl. 1991). I föreliggande arbete finns också element av tidigare seismiska traverser över den jämtländska berggrunden beaktade (Palm 1984, 1986). Den tektoniska bilden inom den lägre skollberggrunden i Jämtlands östra fjällberggrund utgör endast ett litet fragment i de storskaliga seismiska tolkningarna och ett fåtal detaljer kan urskiljas i dessa. Trots detta är de moderna tolkningarna till mycket stor hjälp även vid arbetet med detaljstudiet av fjällens östra del där de har givit möjlighet att förstå den svårförklarliga fördelningen av vissa bergartsled. Flera uppveckade partier av äldre berggrund uppträder utan distinkt förkastningsgräns mot öster, vilket man skulle förvänta sig påträffa om berggrundspartiet vore en skolla och överskjuten en avsevärd sträcka. Antiformerna vid Aspås, Lundkälen och Föllinge är exempel på strukturer som består av ett brant, ställvis överstjälpt, östligt parti och ett flackare västligt. Kulminationer som innefattar det kristallina underlaget och täckande sedimentära bergarter har tolkats in i de profiler som presenterats (Palm op. cit). De överensstämmer till viss del rumsligt med antiformerna och kan tänkas ha sin orsak i djupt gripande förkortningar av jordskorpan med en karaktär av kulmination (stackade skollor) snarare än duplex.

Vid jämförelse mellan de tektoniska mönstren i Storsjöområdet å ena sidan och norra resp. södra delarna av länet å den andra framträder en markant skillnad vad gäller sammansättningar av de skollpartier som rört sig en kortare sträcka och de med större transportlängd. Där Vemdalskvartsit ingår i en skollas bas är skollgränsen lätt att påvisa, även långt österut. Motsvarande karaktär hos överskjutningsplan saknas i Storsjöområdet och det förefaller som om rörelsen delats upp, dels i flera parallella plan i huvudsak längs lagringsplan, dels i veckning av lättdeformerade bergartsled. Förhållandet utvecklas vidare i ett följande avsnitt.

Den helt dominerande delen av sedimentbergarterna i den östra fjällberggrunden faller mellan ett undre, relativt odistinkt överskjutningsplan och den markanta motsvarighet som skiljer den undre skollberggrunden från den mellersta.

Praktiskt taget all bevarad berggrund som lagrats på det kristallina urberget från senprekambrium till mellersta silur har påverkats av de bergskedjebildande krafterna och omvandlats i lägre eller högre grad. I östliga lägen och i borrningar längs fjällranden som når kontakten mot underlaget, påträffas tunna basala partier av den sedimentära berggrunden med en ringa grad av omvandling. De är påverkade enbart av trycket från de stora massor som skjutits samman

Fig. 124. Veckad och förskiffrad silurisk Bergekalksten. Pennans längd 15 cm. Block vid Bleckåsen (19D 6j).
Foliation in an erratic of Silurian Berge Limestone. Length of pen 15 cm. At Bleckåsen (19D 6j).

Fig. 125. Axialförskiffrad Isökalksten i strandblottning på Isön. Den bankade kalkstenen står vertikalt vilket syns i de bankskiljande lermellanlagringarna till vänster om kompassen. Förskiffringen sammanfaller med hällens överyta och stupar 35° mot VNV. Väster till höger (19E 0g).

Relation bedding/ cleavage in the Isön Limestone at a shore-section on Isön (19E 0g). The vertical bedding, seen in intercallations to the left of compass is cut by axial plane cleavage dipping 35° to the WNW. West to the right.

Fig. 126. Kraftigt sammanveckad och upprest Isökalksten i en järnvägsskärning vid Klösta i västra Lit (19E 4j). Öster till höger.

Almost isoclinally folded Isön Limestone in a railway exposure at Klösta, west of Lit (19E 4j).

och som kulminerat under sen devonsk tid, dvs. efter fjällkedjebildningens slutfas. Sådana mindre påverkade berggrundspartier uppnår som mest en mäktighet av ca 10 m i skyddade lägen men har vanligen betydligt mindre mäktighet. I observationer vid Bingsta, Hackås och Brunflo m.fl. ställen kan man observera att påverkan från de sub-

Fig. 127. Bergekalksten vid Hällänge gård. Bankningen stupar ca 20° mot NV och förskiffringen 42° mot VNV. Lägg märke till ett tunt ljust band av kalcit som fyllt en axialplansspricka, vilket även markerar förskiffringens orientering. Lägg även märke till banken med delvis linsartat uppträdande finkornig kalksten i den tunnbankade omgivningen (19E 8b).

Berge Limestone exposed at Hällänge farm, Offerdal. Bedding dipping c. 20° towards NW and cleavage 42° towards WNW, indicated by the thin white seam of calcite. Notice the semi-nodular bed of calcilutite in the generally thin-bedded facies (19E 8b).

horisontella överskjutningsrörelserna förekommer endast 0,5–1,5 m över urbergskontakten. Speciellt vid Hackås, vid Billstaåns mynning, är det ostörda partiet mycket tunt, vilket beror på att de basala sedimentbergarterna utgörs av mörka skiffrar.

Det är alltså de tektoniskt påverkade, deformerade, partierna som helt dominerar lagerföljden av sedimentbergarter. Två typer av deformation är företrädda, dels en veckning som ger ett intryck av mjuk, närmast plastisk omvandling, dels en förkastning i form av gränszoner mellan förhållandevis internt opåverkade block. Den senare typen har karaktären av en spröd deformation. Skillnaden i karaktär har snarare sin orsak i bergartens kompetens än i skillnader vad avser påverkande tryck och temperatur. De två kontrasterande deformationssätten är tydligast utbildade i avsnitt där kompetenta kvartsiter eller kvartsitiska sandstenar ansluter till lättdeformarade skiffrar.

Även i östliga områden, där plattformsutbildningen med Kläppeskiffrar och ordoviciska kalkstenar dominerar, är tecknen på tektonisk omvandling och deformationens mönster tydliga. I de lättillgängliga skärningarna i Brunflo samhälle, exempelvis i vägskärningen omkring 100 m norr om Brunflo station eller i branten 400 m sydost om stationshuset, kan man observera sammanpressad och veckad Kläppeskiffer. I vissa partier av skiffern är den ursprungliga lagringen inte möjlig att urskilja genom att skiffern dels har veckats isoklinalt och förändrats genom axialplansförskiffring, dels veckats och skjuvats i en fas som innebär att den sekundära förskiffringen veckats mjukt. Den ursprungliga lagringens orientering ser man normalt bara i de i skiffern förekommande kalkstenskonkretionerna. I de ordoviciska kalkstenarna och slamstenarna, som täcker Kläppeskiffern är spåren av veckning eller förskjutning obetydliga.

Inom alunskifferprojektet (Gee 1979, Gee m.fl. 1981, 1982) som till stor del baserades på ett flertal borrningar i den östliga delen av fjällberggrunden, tolkas den undre delen av lagerföljden som mer eller mindre ostört liggande på urbergsunderlaget. Observationerna i kärnorna skiljer sig markant från de man gör i tillgängliga skärningar exempelvis i Hoverberg, Bingsta, Hackås, Målingen, Klocksåsen, Brunflo med flera ställen i lager som befinner sig på samma tektonostratigrafiska nivå. Den tolkning av berggrundens förskjutning som grundas på studiet av skärningarna, innebär följaktligen en större påverkan av lagerserien i de understa delarna än den som baseras i huvudsak på borrkärnedokumentation. Skillnaden i tolkning kan bero på att man i blottning kan observera ett betydligt bredare parti av lagerföljden än i kärnmaterial.

I stratigrafiskt högre liggande enheter, vid Gärde, Gusta och Lunne, är kalkstenen uppdelad i romboidala block, som är begränsade av glidytor. Övre och undre begränsningar utgörs av glidplan som normalt sammanfaller med lagringsplan. I dessa ytor är stora rörelsemängder koncentrerade. Sidobegränsningarna består av glidplan, som i riktning av-

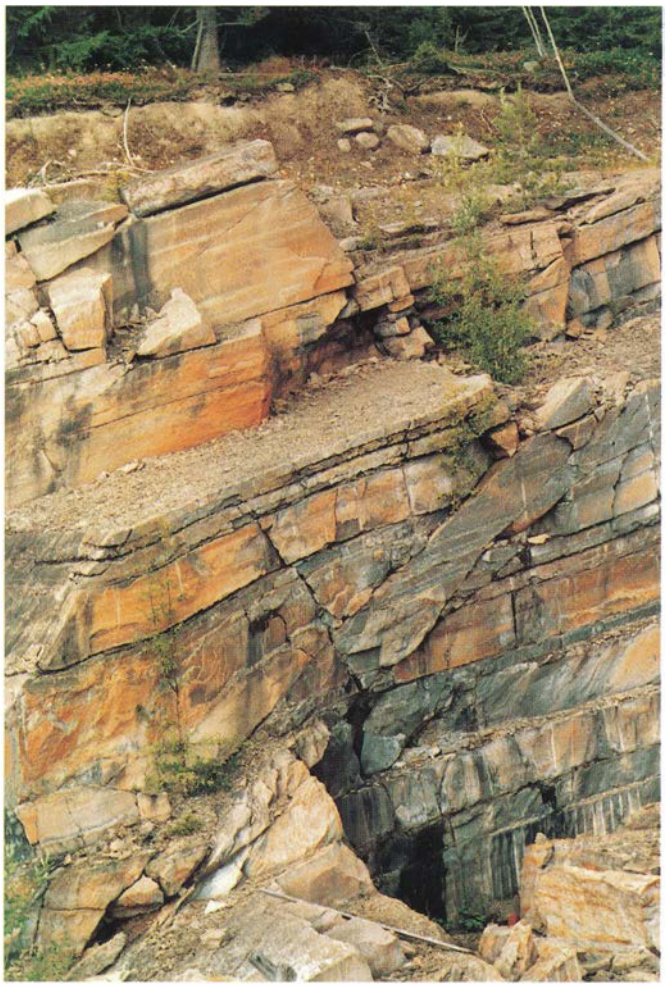


Fig. 128. Tektoniska ramper i den västliga delen av en kraftigt uppbruten zon som tangerar brytningsområdet Svartbergets östra kant. Sammanskjutningen är karaktäristisk för deformationen i den relativt kompetenta lagrade kalkstenen. Svartberget, Brunflo (18F 9a)

Ramping thrusts as seen in the eastern part of the Svartberget quarry, Brunflo. Intense thrusting is associated with zones of climbing ramps, separated by more undisturbed portions of bedded limestone.This kind of deformation is characteristic for the rather competent bedded Ordovician limestones found in its easter occurences (18F 9a).

viker mellan 25° och 30° från riktningen hos de undre respektive övre begränsningarna. De brantare ytorna är resultaten av att de subhorisontella rörelserna mot sydöst sökt successivt högre liggande plan som sammanfaller med lagringen ju längre ut på plattformen rörelsen nått (fig. 128). Förutom sidokompressionen genom glidningar längs överskjutningsplan förekommer en viss grad av veckning också i kalkstenen. Veckningen är normalt koncentrerad till zoner där glidningsrörelserna är mest markanta.

Sammanpressningen i fjällrandens östra partier är således utvecklad dels som kraftig sammanveckning i lagerföljdens undre parti och dels som subhorisontella glidplan med nordnordvästligt stupande förkastningar i den kompetentare överlagrande kalkstenen.

Följaktligen är endast en obetydlig del av lagerföljden närmast underlaget opåverkad av sidoförskjutning och därmed i strikt mening att betrakta som autokton lagerföljd.

Graden av tektonisk påverkan ökar mot nordväst in mot den egentliga fjälldelen i landskapet. Området med relativt flackt liggande kompetent berggrund kan följas in i dalgångar som sträcker sig i nordvästlig riktning, exempelvis i Glötesområdet mellan Glöte och Råndalen, vid Klövsjö och Skålan sydväst om Åsarna samt längs Brunfloviken mellan Brunflo och Frösön. Visserligen uppträder zoner med kraftig uppressning på kortare inbördes avstånd i de nordvästliga delarna av områdena, men i huvudsak intar exempelvis den ordoviciska kalkstenen ett flackt läge som i sektionen Brunflo – Fugelsta – Öd – Slandrom – sydliga Frösön. Däremot är skifferpartier som uppträder i samma område kraftigare påverkade, vilket är tydligt bland annat på Brunflovikens nordöstra sida (Torvalla), där man påträffar isoklinalt sammanveckad Andersöskiffer och Kogstaskiffer i närheten av imbrikerad flackt liggande Dalbykalksten.

De tektoniska förhållandena i Locknefältet är speciella, mycket komplicerade och svåra att utreda på grund av det nedslag av en himlakropp som inträffade före huvudfasen av bergskedjebildningen. Från trakterna från Brunflo och Grytan över Torvalla och Frösön till Öd och Lillå–Målingen påträffas huvuddelen av det konglomerat som av Lindström (1997) anses vara resultatet av återfyllnaden av islagskratern eller islagskratrarna i Lockneastroblemet. Ytterligare förekomster av motsvarande eller liknande bildningar har påträffats i Kullstaberg i Locknefältet (Larsson 1973) och i Storhallen väster om Åsarna. Ett tunt konglomerat med cirka 15 cm mäktighet påträffat i vägskärningen vid Oppbodarna kan ha samma ursprung som det undre i Kullstaberg.

Även i Brunfloområdet uppträder ett konglomerat med kalkstensbollar i gränsavsnittet mellan Lanna- och Holenkalkstenarna, alltså på en lägre nivå än det vid Kullstaberg. Konglomeratet har ringa mäktighet och når normalt en tjocklek av 10 cm som mest. Det är svårt att skilja från huvudbergarten på grund av att bollmaterial och matrix har samma färg och textur som över- och underliggande bankar. Speciellt undre Kullstabergs- och Brunflokonglomeraten är noterbara på grund av att de uppträder inom en kalkstenssekvens och inte är knutna till tydliga sedimentationsavbrott med kraftiga diskordanser. Inom Locknefältet förekommer alltså tecken på störningar i den regelbundna avsättningen på ett flertal nivåer och uppenbarligen orsakade av en regional instabilitet. Andra tecken som eventuellt kan härledas till de instabila faserna beskrivs i avsnittet ”Stratigrafisk sammanfattning”.

Ett flertal upp till flera tiotal kubikmeter stora isolerade förekomster av kristallina bergarter, främst Revsundsgranit, har påträffats inom den sedimentära lagerföljden i den östliga delen av Locknefältet. Inom Klocksåsen och på höjderna norr om gårdarna har åtta sådana isolerade flak observerats.

Fig. 129. Parti av Föllingeformationen i vilket man tydligt ser skillnaden i förskiffringsriktning mellan massivare, kompetentare och finkornigare, mjukare bergarter. Omorienteringen sker inom ett mm-tunt intervall vid övergången från ringa förskiffrad till kraftigt förskiffrad bergart. Vinkelskillnaden i förskiffringsriktning är nära 60°. Vägskärning i Semlaåns dalgång (19D 5i).

Refraction of cleavage in a part of the Föllinge Turbidite Formation. The dip in the sandy, competent bed (white fissure-fillings) is c. 60° steeper than in the fine-grained shaly portion. Road-cut in the river Semlan valley (19D 5i).

Fig. 130. Isoklinalt sammanveckad tunnbankad Bergekalksten i vägskärning vid V· Nästtjärnen (20D 0f). Lokalen är belägen nära övre skollberggrundens bas, den mellersta skollberggrunden har inte påvisats. Veckaxelriktning N 22°O/10°SV·

Isoclinally folded thin-bedded Berge Limestone in a road-section at W. Nästtjärn (20D 0f), not far from the Upper Allochthon basal thrust in an area where the Middle Allochthon not yet is recognized. Fold axis N 22°E/10°SW.

Fig. 131. Veckad tunnbankad Bergekalksten i en skärning 2 km SV Kaxås (19E 8a). Veckaxlarnas riktning N 25°O, stupning 65° mot SV. Lägg märke till veckens brantstående axialplan i denna projektion. Hammarens längd 35 cm.

Folded and refolded thin-bedded Berge Limestone in a section 2 km SW of Kaxås village (19E 8a). Fold axis N25°E/65°SW. Note the steep cleavage. Length of hammer 35 cm.

Fig. 132. Veckad, brant stående Kogstaskiffer vid Nordbyn (19E 7a).

Folded Kogsta Shale Fm., with steeply dipping fold axix c. 70° NNW. Exposure close to Nordbyn (19E 7a).

I de flesta fall vilar urbergsblocken på Kläppeskiffer, men väster och nordväst om gårdarna i Klocksåsen vilar de på ordovicisk kalksten. I flera förekomster uppträder de främmande bergarterna tillsammans med pålagrad breccia och/eller Locknekonglomerat. Den lättast tillgängliga finns i anslutning till Klocksåsens västra gård (698444/144434), där ett parti av Revsundsgranit med pålagrat Locknekonglomerat anstår omkring 25 m norr om huvudbyggnaden. Gra-

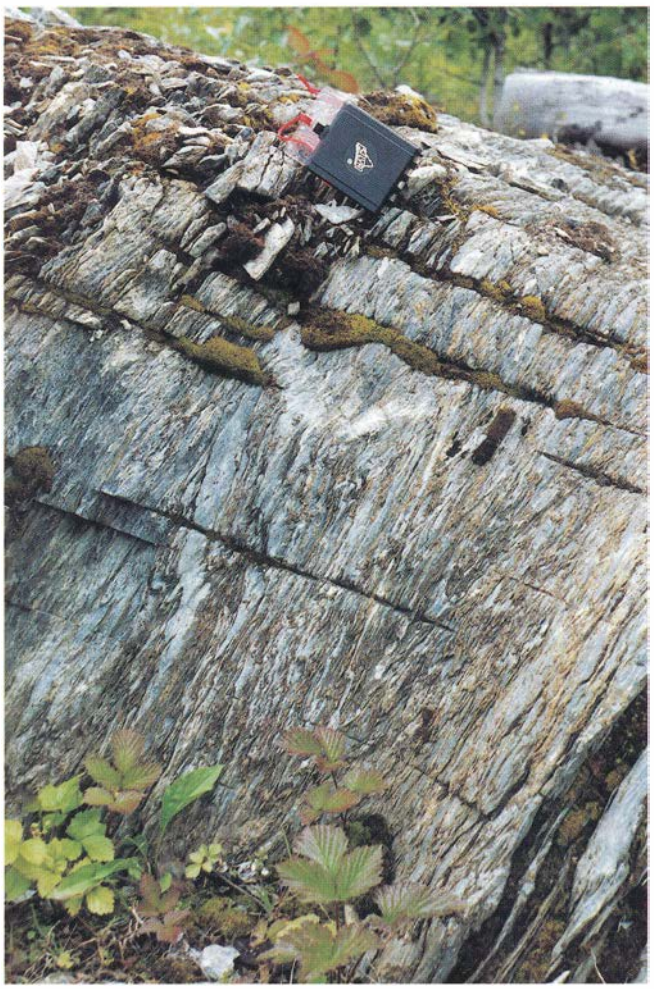


Fig. 133. Isoklinalt sammanveckad Bångåsenskiffer i vägskärning nordväst om typlokalen för formationen. (19E 8b). I denna del av sektionen är fossil ytterst svåra att finna på grund av den vanligen stora vinkelskillnaden mellan lagringsytor och förskiffring.

Isoclinally folded Silurian Bångåsen Shale at the western part of the type section (19E 8b). Fossil finds are extremely rare in this part due to high angle cleavage.

niten med det pålagrade konglomeratet är inverterad, dvs. med konglomeratet på granitens undersida. Det har visats i en omkring 40 m djup brunnsborrning, som är satt 10 m söder om hällen med graniten och konglomeratet, att berggrunden i huvudsak består av svart skiffer, troligtvis Kläppeskiffer ända ner till urberget och att inga breccieartade partier påträffades. Av dessa uppgifter kan man dels sluta sig till att det inverterade berggrundspartiet av granit och breccia/konglomerat kan ha bildats i samband med impakten, och att det fördes till sitt nuvarande läge efter konglomeratets förstening på graniten. Även lokaler 100–200 m längre mot nordväst uppvisar liknande förhållanden med den skillnaden att graniten är pålagrad av den mörka arkosiska breccian som är äldre än Locknekonglomeratet. Den geologiska process som efter konglomeratets avsättning kan ha fört de främmande urbergsblocken med pålagrade bergarter till sina nuvarande lägen är de bergskedjebildande rörelserna som kulminerade i mellansilurisk till sensilurisk tid. Förhållandena i järnvägsskärningarna vid Lappgrubban (Thorslund 1940) visar på liknande förhållanden. I järnvägsskärningen fanns fram till 1960-talets slut goda skärningar i bland annat graniter med pålagrade Locknekonglomerat och/eller Loftarsten. Dessa kontakter fanns höjdmässigt 5–10 m över Dalbykalkstenens övre del, som fortfarande finns blottad i vägen 50–100 m från järnvägskorsningen i riktning mot Tandsbyn. Med hänsyn till denna fördelning och förhållandena på järnvägens södra sida (Thorslund 1940) kan man dra slutsatsen att bergarterna omfördelats i samband med överskjutningarna. Simon (1987b) beskrev förhållandena vid Nordanberget nordväst om Lockne kyrka, där han påvisar förekomsten av Kläppeskiffer under graniter och basiska bergarter. Uppträdandet tolkas som en överskjutningskontakt med urbergspartierna uppskjutna på Kläppeskiffern. Förhållandena har omtolkats av Lindström & Sturkell (1992) som anser att urbergshöjden vid Nordanberget kan betraktas som den nordvästra vallen i Locknekratern. Lindström m.fl. (1996) räknar den åter som en del av det överskjutna täcket.

År 1996 blottlades i täkten i Nordanbergsberget en linsformad förekomst av underpaleozoiska sediment som en fortsättning på den skärning i Kläppeskiffer som tidigare beskrivits (Simon 1984). Linsen var synlig i den nordöstra väggen omkring 100 m nordväst om infarten till brytningsområdet. Linsen bestod underifrån räknat av kraftigt pressad Kläppeskiffer, karbonartik Töyenskiffer och de understa bankarna i Lannakalkstenen, vilket visar att såväl en rättvänd som en tidigare beskriven inverterad del av Kläppeskiffer anstår.

Med tanke på den storskaliga fördelningen av kristallina respektive sedimentära bergarter i området liksom de interna förkastningszoner som påträffas i graniten, där man kan påvisa dels en markant sidoförflyttning i sydostlig riktning, dels en kompression nära vinkelrät mot rörelseriktningen, förefaller tolkningen lämnad av Simon som mest sannolik. Detta betyder att åtminstone Locknekraterns nordvästra rand deformerats av senare rörelser.

I Locknefältet och dess närhet finns två områden med avvikande tektoniskt mönster. Det sydliga finns i området norr om Blekmyrsveds gård och är uppmärksammat av bl.a. Thorslund (1940). Nära den sedimentära lagerföljdens begränsning mot urberget påträffas en basal, relativt ostörd Kläppeskiffer som täcks av den överordoviciska Fjäckaskiffern inom Kogstaenheten. Högre upp på sluttningen i nordvästlig riktning påträffas successivt äldre enheter som Slandromkalksten och övre Dalbykalksten. Lagerföljden är dock ofullständigt blottad och sannolikt anstår delar av Öråskiffern i det lägre parti som skiljer de båda kalkstensenheterna åt. Väster om Dalbyenheten påträffar man likaledes veckade

och förkastade ordoviciska kalkstenar av mellanordovicisk och äldre ordovicisk ålder. Större delen av lagerföljden vid Blekmyrsved är alltså inverterad i den nuvarande fronten. Även sydöst om Tandsbyn, vid Loke, påträffas större sammanhållna partier av inverterad lagerföljd i form av ett stort kalkstensparti av Lunnekalksten från äldre mellanordovicium. Även denna bildning har tolkats dels som ett resultat av överskjutningar, dels som ett parti som ingår i Locknekonglomeratet och bildat i samband med himlakroppens nedslag. Med tanke på att partiet har ansenliga dimensioner och att det fortfarande är relativt väl sammanhållet kan tillkomsten genom förflyttning i samband med bergskedjeveckningen anses vara lika sannolik. Det finns alltså ett flertal observationer som talar för att Lockneområdet genomgått omvälvningar dels genom nedslaget av en himlakropp, dels genom att nedslagsområdet liksom övriga områden långt senare omskapats genom bergskedjebildningen, som enligt beräkningar lagt omkring 3000 m av bergmassor över området. Den avvikande och komplicerade tektoniska bilden man finner i Locknefältet har sannolikt sin förklaring i denna kombination.

Som tidigare berörts finner man längs fjällranden i länets södra och norra delar, från länsgränsen i söder till Svenstavik och från Strömsund till den nordöstra gränsen, en enhetlig tektonisk bild med en kil av rotfast eller korttransporterad sedimentär berggrund, som över ett överskjutningsplan täcks av skollor med de äldre Vemdalskvartsiterna. Lokalt har dessa skollor fört med såväl sitt ursprungliga underlag av kristallin berggrund som pålagrade yngre bergarter. Kontrasten mellan de kort- respektive långtransporterade partierna blir härigenom mycket tydlig. Mellan dessa två regioner i norr respektive söder är däremot kontrasten liten eller obefintlig mellan kort- och långtransporterade enheter. Det framgår av de regionala beskrivningarna av områdena runt Storsjön att man endast i undantagsfall påträffar tydliga övergångar av samma typ som i söder och norr. I de fall sådana uppträder, exempelvis vid Orrviken och Sunne, kan inte kontakten mellan kristallinen/kvartsiten och dess underlag av sedimentbergarter följas sidledes på det sätt man kan göra i söder och norr.

Den omfattande och detaljerade undersökning av de tektoniska och stratigrafiska förhållandena som genomfördes i samband med alunskifferundersökningen inom Jämtlands län och angränsande områden undet 1980-talets första år riktade intresset på ett annat problem vid tolkningen av berggrundens tektoniska uppbyggnad. Det har ovan framhållits att det dominerande tektoniska draget i den centrala delen av fjällrandsbildningarna är veckning i flera storleksordningar som grupperas längs två dominerande riktningar, parallellt respektive vinkelrätt mot bergskedjans riktning. Ett väl utvecklat understa överskjutningsplan, *sole-thrust,* är svårt att identifiera i hela området. Vanligtvis övergår den basala opåverkade bergarten steglöst i allt mer påverkade nivåer ju högre upp i lagerföljden man når. Språngvisa förändringar uppträder över tydliga förkastningsplan, vilket framgått av den omfattande karteringen av den jämtländska berggrunden med Kläppeskiffer inom projektet Alunskiffer.

I projektet Alunskiffer presenterades tolkningar av berggrundens tektoniska uppbyggnad bland annat i västra Storsjöområdet mellan Älven och Ovikenhalvön. I den presenterade profilen framgår att Vemdalskvartsiter med pålagrade Kläppeskiffrar är företrädda i flera repetitioner i områdets västra del. Förkastningar avgränsar de skilda paketen. I profilen har de begränsande förkastningarna givits en fortsättning i västlig riktning och därmed postuleras att Vemdalskvartsiten, som nu uppträder som en trave av kvartsit/skifferenheter, har förts samman från skilda ursprung med stort inbördes avstånd. I den stratigrafiska sammanfattningen framhålls att Vemdalskvartsiten uppvisar stor lokal variation i övergångsområdet mellan Härjedalsblocket och Storsjöblocket och att kvartsiter i likartad utbildning därför kan ha ett nära rumsligt samband. Med utgångspunkt från ett sådant antagande kan den tektoniska bilden i övergångsområdet mellan de två blocken tolkas som en stor, brusten veckstruktur i kvartsit/skifferpacken. Tolkningen innebär att de tre repetitionerna av kvartsit och skiffer betraktas som ett brustet, överstjälpt veck i vilket den mellersta kvartsiten utgör det inverterade partiet av vecket. Axialplansförkastningar kan påträffas såväl mellan den undre och mellersta som mellan den mellersta och övre skänkeln.

Mönstret av tektonisk uppbyggnad i veck och förkastningar påträffas i all lägre skollberggrund inom Storsjöbäckenet. Ett av de tydligaste exemplen på detta mönster finns längs Norderöns norra strand vid Nils-Hans husa. I de omfattande strandblottningarna finner man tre klart skilda utvecklingar av ett och samma litostratigrafiska intervall. I sydöst finner man Isökalksten som uppåt övergår i en tunnskiktad Andersöskiffer med upp till halvmeterstora konkretioner. Övergången sker inom en ca 1 m mäktig övergångszon där kalksten och skiffer växellagrar. Andersöskiffern skär av genom en överskjutning och över denna följer en utbildning av formationen som innehåller tydliga inslag av silt i lager upp till 3 cm mäktighet. Siltlagren har vanligen en kornstorleksgradation från grövre i den undre delen till finare i den övre, dvs. som man förväntar sig finna i en distal turbidit.

Detta parti skiljs från västligare genom två parallella överskjutningar. I det västligaste partiet uppträder, förutom den siltiga formen, även en 1,2 m mäktig siltförande kalksten och flera bankar av sandig gråvacka med upp till 80 cm banktjocklek (fig. 8).

Väster om denna sektion påträffades en pressad Dalbykalksten utan säkert stratigrafiskt samband.

Sektionen är beskriven i avsnittet Norderön där de faciel-

la skillnaderna mellan de tre delarna i sektionen framgår. Det är värt att betona att en förändring i bergartsutbildning av den typ som den aktuella inte behöver betyda ett ursprungligt stort inbördes avstånd vid avsättningstillfället. Med antagandet att havsströmmar parallellt med avsättningsbassängens utsträckning inte alltför kraftigt påverkat fördelningen av det tillförda sand-, silt- och lermaterialet, torde ett inbördes avstånd av 5 km mellan den östliga och den västliga delen vara rimligt. Det kan i sammanhanget erinras om förhållandena väster om Storsjön vid Järsta och Svartbodarna, där stora förändringar i turbiditernas uppträdande sker inom korta avstånd.

De tre enheterna i sektionen vid Nils-Hans husa skiljs åt av markerade glid- eller förkastningszoner som tack vare den höga graden av påverkan genom söndermalning av bergarten och en uppspräckning och läkning med kalcit är lätta att identifiera. Zonerna skiljer en relativt karbonatrik lerig, skiffrig östlig del från en mellersta med markant högre inslag av silt, som uppträder i lager om 3 till 15 mm. De flesta uppvisar en tydlig skillnad i kornstorlek mellan undre och övre del med en gradation från de grövsta fraktionerna underst och de finaste överst. Speciellt tydligt ser man detta mönster i de karbonatcementerade linserna i enheten. Den västliga delen av sektionen innehåller, förutom de siltiga cyklerna, även kraftiga bankar av gråvacka. Tre av dessa bankar är betydligt mäktigare än övriga och den mäktigaste når på något ställe i sektionen nära 1 m i mäktighet. Gråvackorna tolkas som en tillfällig fas av omlagring av liknande sediment i västligare lägen i ett övergångsområde mellan plattform och ramp, där relativt små förändringar i havsnivå och balans i avsatta sediment ger upphov till kraftiga lokala men kortlivade förändringar i balansen mellan karbonat- och icke-karbonatbergarter.

Andersöenheten är i de tre tektoniska enheterna isoklinalt veckad med 2–3,5 m skänkellängd. Orienteringen av skänklarna kan avgöras genom gradationen i sedimenten, främst de karbonatcementerade partierna. Upp till fyra isoklinalveckade och sinsemellan förkastade enheter av skiffer har kunnat urskiljas i Norderösektionens mellersta siltiga avsnitt. Det storskaliga mönstret liknar till vissa delar det som urskilts i paketet av Vemdalskvartsit och Kläppeskiffer väster om Myrviken. En motsvarande tolkning av tektoniken innebär att av de tre stora repetitionerna av Andersöskiffer utgör den undre en rättvänd del, den mellersta en inverterad och den övre åter en rättvänd del av en brusten storskalig veckstruktur. Liknande berggrundsuppbyggnad finns troligen på flera håll, främst i Storsjöområdet, men på grund av den låga blottningsgraden kan inte förhållandena klarläggas som vid Nils-Hans husa. Såväl på Frösön vid Frisktorpen som vid Utöarna och Kattholmarna nordväst och väst om Verkön är berggrundsmönstret likartat.

Den stora förekomsten av porfyr i Frösöns berggrund, som kommenterats (figur 78, s. 94), utgör en central del i ett regionalt tektoniskt mönster, som avviker från bergskedjans huvudriktning. Avvikelserna i de tektoniska strukturernas riktning kan urskiljas såväl sydväst som nordost om Frösön, från Hara och Måläng i sydväst till Önsjön i nordöst. Tydligast är påverkan närmast Frösön från Orrviken, över Andersön till Lugnvik. Av den geologiska kartbilden framgår att riktningen hos förkastningar och veckstrukturer har en riktning nära nord–syd. I de ingående sammanveckade partierna på Andersön och i området söder därom uppträder markanta förkastningsplan mellan kompetenta basala delar i berggrunden och mjukare enheter i högre stratigrafiska lägen. På grund av den relativt sett kraftigare sammanpressning som skett av berggrundspartier nordväst och väst om porfyrområdet på Frösön, har brant stående strukturer med ett stratigrafiskt omfång från Vemdalskvartsit med porfyrunderlag till Andersöskiffer och Kogstaskiffer och lokalt Kyrkåskvartsit bildats. Nordvästligare partier har pressats mot sydöst och skapat strukturer, som på norra Andersön och Bynäset är mycket branta och nära isoklinala men som mot söder öppnas i till en mindre grad sammanpressade veck.

De skarpa kontrasterna mellan berggrundsenheter i öst–västlig riktning i Orrvikenområdet har gjort att separata tektoniska enheter tidigare har upprättats. Med tanke på att strukturerna endast har lokal betydelse behandlas de i kartbilden som övriga förkastningsbetingade repetitioner.

De lokalt mycket skarpa gränserna mellan sinsemellan förkastade enheter i den sedimentära berggrunden har gjort att flera namngivna tektoniska enheter har etablerats, främst under 1930- och 1940-talen (Asklund *i* Thorslund & Asklund 1935, Asklund 1938, Thorslund 1940). I definitionerna postulerades en regional utbredning av de upprättade enheterna, som till en del skulle uppvisa unika stratigrafiska sammansättningar och avspegla deras skilda ursprung. De östligaste enheterna, Skute-, Bjärme- och Sunneskollorna, har kommenterats i det föregående och det förefaller som om sambandet mellan de mycket speciella förhållandena i enheternas underlag och närhet och förkastningsstrukturerna är tydligt. Enheterna har därför sannolikt endast begränsad utbredning. Det har inte heller gått att entydigt visa att de stora västligare tektoniska enheterna, exempelvis Föllinge och Oldenskollorna, är kontinuerliga i storregional skala. Vidare har det konstaterats att en av grunderna för att urskilja Oldenskollan i den västliga delen av undre skollberggrunden, nämligen skollans avsaknad av kambriska lager, sannolikt har sin orsak i en tektonisk utpressning av Kläppeskiffern vid Fisklösån i Olden. Närvaron av kambriska lager i området påvisas bland annat i skärningarna vid Rönningsbergsån norr om Djupsjön (20D 0g). Svårigheterna att konsekvent tillämpa skollindelningen i Jämtland demonstreras i Berggrundskartan över Sverige 1958, där dels gränsen

mellan de två dominerande västliga enheterna, Föllinge och Oldenskollorna väster om Mattmar, kommer att falla inom en väl sammanhållen sektion i Föllingeformationen, dels vid Hoverberget, där de två sammanfaller och försvinner under östliga tektoniska enheter. Enligt de karteringsresultat som länskartan grundas på är skollenheterna uthålliga mellan ett fåtal och något tiotal km längs bergskedjan. Antingen kan den sydöstliga rörelsen vid veckningen ha delats i två divergerande system, speciellt vid faciesförändringar, eller övergår överskjutningen i flera sammanhållna veck.

En redogörelse för den storskaliga tektoniken lämnas av Strömberg (detta arbete).

SUMMARY

General part

Through a central belt in Jämtland province, an eastern area dominated by crystalline Proterozoic rocks gives way westwards to late Proterozoic to Palaeozoic rocks involved in the development of the Caledonide mountain belt, the roots of which today are preserved as the Scandinavian mountain chain, or the Scandes.

In the Caledonian orogeny, there was an early phase of E–W extension and development of sedimentary troughs directed north–south. The extension was accompanied by volcanism in western areas (Strömberg, this volume). An interval of deposition in an undisturbed and stagnant marine environment during the Middle and Upper Cambrian and the basal Ordovician (Tremadoc) was followed by a phase of Ordovician instability, clearly seen at the margin of the Baltoscandian Platform. On the platform, geographically restricted confacies belts, also representing broad ecological zones, developed mainly during the Middle Ordovician (Jaanusson 1976, Jaanusson & Bergström 1980). The facies zonation is pronounced across the Jämtland basin, where tectonic events in the Early and possibly also in the Late Ordovician changed the topographical and sedimentological regimes. The Arenig Finnmarkian phase (Sturt et al. 1978) seems to influence the platform deposition as an influx of terrigenous material. The confacies belts disappeared during late Ordovician times, with the spread, across a wide area, of regressive facies.

Late Proterozoic – Cambrian

Troughs infilled with coarse, medium- to fine-grained continental detritus by latest Vendian times, now present as metasandstones and quartzites reaching more than 100 m and later, locally multiplied by thrusting. Lower Cambrian spill-overs from the basin infills onlap the crystalline basement. The Lower Cambrian is generally poorly developed in eastern as well as western Jämtland.

The most complete Lower Cambrian section onlapping the platform, at Häggingåsen in southernmost Jämtland, reaches 8 m. In central Jämtland it rarely exceeds 1 m (Fig. 46-47). Fossil finds in central Jämtland indicate that at least the uppermost part of the Vemdalen Quartzite was deposited in early Cambrian times. The vertical extension of this record is not yet established.

During the Early Cambrian, after the infill of the western troughs, there was no distinct facies zonation, and this situation prevailed throughout the System. From the transgression of Baltica after the Hawke Bay event (Palmer and James, 1980) the area was a part of the globally distributed stagnant facies producing black, partly bituminous, shales.

The Lower Cambrian is represented by its middle part, the *Holmia mickwitzi* Assemblage shelly zone (Ahlberg 1984, Ahlberg & Bergström 1993).

The Middle Cambrian is generally more extensive, dominated by its lower and upper parts and with the middle part less developed. Throughout it comprises dark grey to black, partly bituminous shales. Black shales dominate in the upper part of the unit.

The dark shale sequences incorporate minor limestone members, typically as beds of limestone less than 1 m thick, as limestone lenses or as nodular limestones. Sedimentary structures, such as hard-ground surfaces, found in some lenticular horizons, particularly in the Middle Cambrian, indicate that the lenses probably originated from dissolution of limestone beds. In the Upper Cambrian, the limestone lenses were formed mainly by accretion of sparry calcite to a layered carbonate-rich core in which calcareous-shelled fossils have been preserved.

Westwards, some 30 km west of the Caledonian front, quartzite beds and lens-shaped bodies of quartz gravel are found in the Middle Cambrian.

The Upper Cambrian sequence is black bituminous shales. Stratigraphically, units from the Middle/Upper Cambrian boundary to the *Ctenopyge linnarssoni* subzone of the

Peltura scarabaeoides Biozone have been recorded. A comprehensive description of the Cambrian of Jämtland was given by Bergström (1985).

The lowermost Ordovician sequence continued in similar facies. This unit was recorded in the central Storsjön Basin. The black shales of the Middle and Upper Cambrian and the Tremadoc Series are represented by the Kläppe Shale Formation of the bedrock map. This local name corresponds to the more widely used Alum Shale Formation (Henningsmoen 1957).

Ordovician

In contrast to the Cambrian, the development of the Ordovician in Jämtland is strongly influenced by the dynamics of the Caledonian Orogeny. Close to the Cambrian/Ordovician transition, the effect of the Finnmarkian Orogeny was to divide the area into facies belts varying from slow deposition of lime muds in the east to rapid deposition of turbidites further west. Similar but weaker orogenic pulses through the Ordovician can be traced in migrating facies patterns.

Platform facies and *ramp facies* (Pl. V) are introduced to characterize the sedimentary and faunal environments during the Ordovician. The previously used terms Autochthon and Allochthon are restricted to tectonic and tectonostratigraphic terminology.

Platform facies are characterized by lime-rich sedimentary rocks with subordinate mudstones and shales interfingering in the west. During the Middle Ordovician, platform facies in Jämtland correspond to the Central confacies belt of Baltoscandia (Jaanusson 1973).

Ramp facies span a range of clastic facies, from dark shales of stagnant environments to turbidite facies in subtroughs with sources to the south, west and north. The dark shale sequences incorporate minor limestone members, or even formations, typically as beds of limestone less than 1 m thick or as beds converted into limestone lenses or nodular limestone by dissolution.

The general distribution of Ordovician sedimentary facies along the Caledonian front in Jämtland was illustrated by a palinspastic restoration of a cross-section from the eastern platform facies to the western ramp facies sequences (Jaanusson 1982). However, the schematic east-to-west facies distribution is highly variable, particularly the ramp facies, although the platform facies also vary, showing control by north–south structures.

In the southern part of the Storsjön basin and adjacent areas to the south turbidite sedimentation started already during early Arenig times. The main phase of turbidite deposition spanned from the Llanvirn to late Caradoc. In the Storsjön area, Oviken–Mattmar–Mörsil–Järpen and the region around Föllinge, in the south and north respectively, are dominated by coarse, sandy greywackes, by contrast to the distal silty greywackes of the central Storsjön area from Krokom to Offerdal and Rönnöfors.

The turbidite sedimentation, dominating the ramp facies during Middle Ordovician times, was replaced in late Caradoc times by facies characterized by a reduced influx of sand and coarse silt, and similar deposition continued throughout the Ashgill. The sequence from the Föllinge Turbidites through the Kogsta Shales represents general infill of a perimontane trough, followed by transition to low energy deposition. This heralded general regression during latest Ashgill times caused by global fall in sea-level linked to the North African Hirnantian glaciation. As a consequence, there was a depositional break across large parts of the area, although sedimentation seems uninterrupted in some areas where the Kyrkås Formation was deposited. This level marks the beginning of a new depositional cycle through the Silurian.

Silurian

The Silurian sequence represents a postglacial transgression and deposition of transgressive sands, the upper Kyrkås and Ede formations, passing up into a carbonate platform facies, the Berge Limestone, followed by deepening into late Llandovery dark graptolitic shales, the Bångåsen Shale. Regional shallowing and transition from marine to continental conditions started in the northernmost part of Scandinavia during late Llandovery times and progressed to the Jämtland area in early Wenlock times. During shallowing and the southward advance of a continental mass, the Ekeberg turbidites were formed by rapid infill of marine basins. Later, during early Wenlock times, continental sandstones, the Röde Sandstone Formation, deposited in low energy river systems and conclude the depositional history of the Caledonides in Jämtland.

Tectonic history

Caledonian deformation of the rock sequence increases in intensity towards the west. In the easternmost areas of sedimentary cover the sole thrust lies close to the basement, and in most localities a plane of décollement is found in the Kläppe Formation within 3–4 m above the basement. Typically, an upward increase of shear in the fissile lower part of the sedimentary sequence obscures the sole-thrust. The tectonic style that characterizes the structure of the Caledonian front appears to be cover shortening over a largely passive westerly dipping basement. The transported sequences became folded, thrust and stacked in nappes on the underlying tectonic unit. See also Gee & Zachrisson (1979) and Gee & Wolff (1981).

In central and northern Jämtland, and to a lesser extent in the southern part of the province, the Lower Allochthon – which is the main tectonic unit of the Caledonian front – has an extensive outcrop area. This tectonic unit is composed of thrust rocks of late Precambrian to early Palaeozoic age with low grade metamorphism (lowermost greenschist facies).

Along the eastern margin of the Caledonides the Lower Palaeozoic sedimentary cover is little transported below the Lower Allochthon. In tectonostratigraphy this sedimentary sequence is termed the Autochthon.

Previous reconstructions of the structure of the Caledonian front in Jämtland emphasised the tectonic and lithofacies discontinuity between the Autochthon and Lower Allochthon (Asklund 1938, Thorslund 1940). Even the basal thrust units of the Lower Allochthon were assumed to have been transported considerable distances eastward, thus bringing different contemporaneous facies into close proximity. The Autochthon, as then defined, corresponds to what is now termed the (Middle Ordovician) Central Baltoscandian confacies belt of the Platform facies.

In the basal Lower Allochthon of the area south-east of Storsjön, Asklund (1938) suggested a tectonic structure with successive thrust units, termed the Skute, Bjärme and Sunne Nappes, each with a distinctive stratigraphy. This interpretation was important in formulating the current usage of the concepts autochthon and allochthon. Recent studies indicate that the differences between these nappes are to a large extent due to rapid spatial change in lithofacies rather than to different amounts of transport for the individual tectonic units.

Local stratigraphic schemes for the Föllinge and Olden Nappes (Asklund 1938) in the region west of Östersund seem unnecessary, and are not used to characterize subunits in the Lower Allochthon.

Ordovician litho- and topostratigraphic units of the Platform Facies

On the bedrock map, the carbonate-rich Lower and Middle Ordovician rocks in platform and eastern ramp facies are grouped together as a unit of Ordovician limestones, in some areas also including Upper Ordovician (topo)formations. In order to understand the complexity of Ordovician deposition along the eastern front of the mountain belt, the mapped limestone is divided into established topostratigraphic units, reviewed from below.

LOWER ORDOVICIAN (OELANDIAN)

Latorp Limestone

No Tremadoc rocks have been recorded in the Autochthon proper, and the lowermost Arenig Latorp Limestone rests directly on Upper Cambrian shales. Sturkell (1991) reported Tremadocian Ceratopyge Limestone from the dark shale/limestone beds below the Ordovician Latorp Limestone in the western Brunflo area. Its tectonostratigraphic position is, however, not yet fully understood.

In the southern Storsjön area the limestone comprises almost the whole Hunnebergian Stage (Tjernvik 1956) whereas in the Flåsjön area, northern Jämtland, the limestone below the Töyen Shale is thin and restricted to the Lower Hunnebergian *Megistaspis (Ekeraspis) armata* trilobite Biozone.

Töyen Shale

The shale is developed throughout the autochthonous outcrop area, but varies in vertical extent. The lowermost graptolite biozones are *Tetragraptus phyllograptoides* in the Kalkberget section, Flåsjön area, and *Didmyograptus balticus* at Skålan in the Åsarna area. In several other sections south of Storsjön the shale seems to begin in the *Phyllograptus densus* biozone. At Kalkberget in the north, the upper boundary of the shale is within the Billingen Stage, whereas at Kloxåsen the boundary appears to coincide with the base of the Volkhovian Lanna Limestone (Löfgren 1978).

Lanna Limestone

In the Autochthon the Lanna Limestone almost everywhere is a uniform sequence of thick-bedded, grey to pale red calcilutites. The thickness of the unit varies from 5.5 m to 15 m. The *Megistaspis (Megistaspis) lata* Biozone has been proved at the base. In the Brunflo area the topmost beds of the unit are grey and calcarenitic, and have yileded *Dysplanus acutigenia* Jaanusson and other trilobites which indicate the *Megistaspis (Megistaspis) limbata limbata* Biozone, equivalent to the East Baltic *Asaphus (Asaphus) lepidurus* Biozone.

Holen Limestone

Two lithostratigraphical members are distinguished in the Holen Limestone, lower grey, nodular limestones with irregular argillaceous intercalations, and thick bedded calcilutites, grey becoming pale red to red upwards. The nodular limestones have yielded a rich fauna of the *Asaphus (Asaphus) expansus* Biozone. The uppermost beds of the formation have yielded *Megistaspis (Megistaspidella) gigas* in several localities.

MIDDLE ORDOVICIAN (VIRUAN)

Segerstad Limestone

The basal Middle Ordovician of the platform facies in Jämtland shows many similarities to contemporaneous strata of the Siljan District, and the subdivisions of the Segerstad Limestone, the Kårgärde Limestone and the Vikarby Limestone are also present in Jämtland (Larsson 1973). The *Angelinoceras latum* and *Illaenus planifrons* Biozones are present. The red calcilutite of the lower member in the Segerstad Limestone is very similar to the underlying beds in the Holen Limestone and the two can not be separated lithologically. At some localities two closley spaced discontinuity surfaces separate the two. However, distinct trilobite faunas characterize the Lower/Middle Ordovician boundary i.e. *Megistaspis (Megistaspidella) gigas* at the top of the Lower Ordovician Holen Limestone, and *Asaphus (Neoasaphus) platyurus* at the base of the Middle Ordovician Segerstad Limestone. In the Segerstad Formation a local intraformational conglomerate, the Kullstaberg Conglomerate, is developed in the Lockne area. This polymict conglomerate appears in the upper part of the Kårgärde Member and varies rapidly in thickness laterally. An alternative interpretation was presented by Lindström & Sturkell (1994), in incorporating the conglomerate in the development of the Locke impact breccia.

Throughout the Segerstad Limestone there are numerous discontinuity surfaces. These appear as irregular haematite-stained surfaces, commonly with mud cracks. Such surfaces are particularly abundant in the Vikarby Member. They are associated with stromatolites forming a characteristic feature of the Segerstad Limestone (Larsson 1973) as algal mats or laterally linked domes. Oncolites have recently been recorded in the Segerstad Limestone at Högfors, north–east of Östersund.

The Kårgärde Limestone is generally poor in macrofossils, except for some thin accumulations of trilobites and cephalopods. The Vikarby Limestone occasionally shows coquina-like accumulations of trilobites and cephalopods. Many cephalopods of this limestone drifted onto the mud cracked surfaces and are arranged along the polygonal pattern of these surfaces.

Skärlöv Limestone

The Skärlöv Limestone consists of nodular to finely nodular, reddish-brown calcilutites. The unit is well represented in southern Jämtland, but is considerably reduced in the Lockne area and absent from the Brunflo area. In the Lockne area, the lower boundary coincides with a discontinuity surface. The Skärlöv Limestone is very poor in macrofossils.

Seby Limestone

In the Brunflo area, the lower division of the Seby Limestone is very similar to the underlying Vikarby Limestone, the Skärlöv Limestone is not developed, and the Seby and Vikarby Limestone are in direct contact. The boundary between the Aserian and Lasnamaegian can only be defined using faunal criteria (Larsson 1973). *Illaenus planifrons* and *Geisonoceras*? *centrale* occur immediately below and *Illaenus chiron* above the discontinuity surface separating the two units.

The lower part of the Seby Limestone is mottled, partly biosparitic calcerenites, with mud-cracked surfaces and stromatolites. In the Brunflo area, the upper Seby Limestone is grey calcarenites with stromatolites, but without the haematite staining typical of the lower division. Fewer discontinuity surfaces in the higher part probably reflect increased water depth towards the end of the Seby Limestone deposition.

The Seby Limestone has yielded a rich fauna comparable to the faunas found on Öland and in the Siljan districts. Among the trilobites are *Illaenus chiron, Pseudobasilicus*? *brachyrachis* and *Pseudoasaphus tecticaudatus*. Species of *Remopleurides* are also common.

Folkeslunda Limestone

The most complete development of the Folkeslunda Limestone is found in southern Jämtland. In the Brunflo area only 1 metre was recorded, and in the Lockne area the thickness is similar. In both areas the unit was cut by later erosion related to the formation of the Lockne breccia. The Folkeslunda Limestone in Jämtland is fine-grained grey, calcilutitic limestones. The upper limit of the formation is defined palaeontologically by the disappearance of ostracod *Euprimites effusus.* Locally, beds are rich in macrofossils, e.g. *Illaenus chiron*, *Pseudomegalaspis patagiata*, *Plectasaphus plicicostis* and *Paraceraurus* cf. *exsul*.

Furudal and lower Dalbyn Limestones

Along the eastern rim of the mountains, the Furudal and lower Dalbyn Limestones are preserved only in the Åsarna area in the south-west and the Grytan and Häggenås areas east and north of Östersund. To both south and north the thrust Lower Allochthon rests on older Autochthon.

The Furudal and lower Dalbyn Limestones are a monotonous sequence of grey, thick-bedded calcilutites, poor in macrofossils. In the Storhallen section of the Åsarna area the Lockne Conglomerate rests on limestones which yield conodonts of the *Prioniodus gerdae* Subzone (Jaanusson et al. 1983). In the uppermost metre *Echinosphaerites aurantium* is a fairly common macrofossil. In other localities of the Åsarna area the Lockne Conglomerate rests on the Furu-

dal Limestone and this is the case also in most localities in the Grytan area west of Brunflo. In the road section at the main road close to the Ope Airfield lower Dalbyn was identified at the top of an eroded channel filled with coarse sediments from the Lockne Conglomerate (Fig. 73). At Högfors, Häggenås area, a Furudal-Dalbyn calcilutite sequence, about 18 m thick, reaches into the middle part of the Dalbyn Limestone. In this area no Lockne Conglomerate has been observed. The uppermost 2 m of the exposed Dalbyn Limestone in the Högfors section has yielded *Echinosphaerites aurantium*, *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus, Illaenus sphaericus* and other macrofossils.

The Lockne Conglomerate and the upper Dalbyn Limestone

The Lockne Conglomerate at the base of the upper Dalbyn Limestone is a spectacular unit in the eastern sequences. It is a polymict conglomerate of appreciable but variable thickness, in places even containing large boulders derived from the crystalline basement. The origin of the Conglomerate is disputed; one explanation is as a crater infill and outer rim sediment related to the Lockne Astrobleme (Lindström & Sturkell 1993, Lindström *in* Gorbatchev et al. 1997). The conglomerate can be traced from Frösön, Häggenås–Högfors and the northernmost exposures of the Brunflo Bay area in the north to the Åsarna area in the south. It has only been observed in association with Platform Facies rocks.

The base of the Lockne conglomerate is at various levels. In the Åsarna area it overlies Dalbyn beds of the *Prioniodus gerdae* Subzone, to the north the Folkeslunda Limestone, and in the vicinity of the Lockne high it commonly rests on the Lanna Limestone. In some sections (e.g. Lillå and Hackås) the conglomerate, with a red, haematitic clay at the base, fills channels up to 2–3 m deep eroded into the Lanna Limestone. At Målingen a discontinuous section shows the conglomerate overlying various levels, such as the Lower Ordovician Latorp Limestone, Middle and Upper Cambrian shales, and, locally, weathered crystalline basement. In the Tandsbyn area, the central area of the Lockne high, it rests on crystalline basement. The geology of this area in general, and the Lockne conglomerate in particular, has been described in detail by Thorslund (1940) and Simon (1987). Simon (1987) also demonstrated examples similar to Lillå, of possible sub-aerial erosion prior to deposition of the conglomerate. Bodies with inverted contacts between granites and associated Lockne Conglomerate cover on top of folded Kläppe Shale indicate that thrusting strongly modified the Lockne area after the meteorite impact. However, it can not yet be ruled out that some of the vertical displacement of Lower Palaeozoic rocks was caused by minor regional tectonic uplift spatially coinciding with the Lockne impact area.

The Lockne Conglomerate is mostly overlain by a thin unit of a distinctive calcareous sandstone, locally termed 'Loftarsten'. The unit is excellently described by Simon (1987). The deposition of the Lockne Conglomerate and the 'Loftarsten' was more or less continuous in the central Lockne area, but the two are separated by a thin, 0.3 m limestone unit westwards.

The limestone beds above the conglomerate commonly yield conodonts of the *Prioniodus gerdae* Subzone (Jaanusson et al. 1982) indicating that the Lockne conglomerate was of approximately the same age over the whole of its outcrop area.

The upper Dalbyn beds above the Loftarsten sandstones and silts are locally developed as a pure, dark grey limestone. Higher up these beds are mostly grey, nodular, argillaceous limestones with intercalations of mudstones. The lower metre of the upper Dalbyn beds is normally very rich in fossils, including *Asaphus (Neoasaphus) ludibundus*, *Cnemidopyge costata*, and *Echinosphaerites aurantium*.

The Örån Shale

In the exposures south of the Lockne High the Örån Shale, equivalent to the Upper Chasmops Beds of Thorslund 1940, is very similar to the sequence of the Lower Allochthon further west. The tectonostratigraphic position of the Shale is not clear. In some sections, for instance at Slandrom rivulet, dark limestones dominate the upper part of the formation. The boundary between the Dalbyn and Örån beds is poorly exposed but appears to be transitional. The shelly fossils found in the eastern sections of the Örån shales are almost exclusively from the upper part of the formation and include *Toxochasmops extensa* and *Tretaspis ceriodes*.

UPPER ORDOVICIAN (HARJUAN)

Slandrom Limestone

This formation is approximately 5 m thick at its type locality, the Slandrom rivulet. It consists of hard, grey to dark grey, very fine-grained, finely nodular limestones, intercalated in its lowermost and upper parts with thin layers of grey shale. In the eastern sections this formation forms the top of the preserved sequence. The limestones are poorly fossiliferous. *Tretaspis seticornis* was recorded from the upper part.

Fjäckan Shale

The youngest beds preserved in the easternmost part of the Palaeozoic sedimentary cover belong to the Fjäckan Shale, developed as black shales with beds or lenses of black limestones. The formation is present in the Slandrom stream section and in exposures in the Grytan military range. The

Shale is poorly exposed, and at present scarcely accessible. A few identifiable graptolites indicate the *Pleurograptus linearis* Biozone. In the Grytan area the Fjäckan Formation falls within the Kogsta Formation, one metre of which covers the Slandrom Limestone followed by 1.5 m of Fjäckan facies and covered by more than 40 m of Kogsta Formation. In the Grytan area the tectonostratigraphic position of the Shale is undoubtedly Lower Allochthon and the position seems to be similar also at Slandrom, with several thrusts in the sequence below.

FORMATIONS IN THE EASTERN RAMP FACIES — ORDOVICIAN LOWER ALLOCHTHON OF JÄMTLAND

Kläppe Shale

The maximum thickness of Tremadoc black shales of the Kläppe Formation is about 5 m, but mostly the thickness is less than 1.5 m. In the Ordovician part of the Kläppe Shale only the Zone of *Rhabdinopora flabelliformis* has been proved, with *R. flabelliformis, Bienvillia wimani* and *Boeckaspis mobergi*. In the Moholmen section, central Storsjön area, the Upper Tremadoc Ceratopyge Shale of the *Platypeltoides incipiens* Biozone is indicated by *Peltocare cf. norvegicum* and *Parabolinella* sp.

Recently a thin (0.3 m) black bituminous limestone was found between the Upper Cambrian dark shales and the Latorp Limestone in a road section about 1 km west of Oviken new church, south-west Storsjön area. The fossil content has yet to be fully studied, but appears similar to the Upper Tremadoc at Moholmen. In the Brunflo area Sturkell (1991) found conodont evidence for the presence of the Ceratopyge Limestone, which is a very thin dark unit. Figure 71 show the complex build-up of the Cambrian–Ordovician transition at Brunflo, with several levels of deposition and erosion preserved. West of Lake Storsjön the upper part of Tremadoc is developed as a grey irregularly bedded limestone not more than 0.6 m thick.

Latorp Limestone

In the Lower Allochthon of Jämtland, the Lower Arenig Latorp Limestone is generally thin. It varies from about 1.5 m in the south-west Storsjön area at Österåsen and Fjällsågen, 10–15 km west of Oviken, to about 0.5 m in the Andersön section. This unit seems persistent across large areas, and can be identified in sections as far west of the Caledonian thrust front as Föllinge and at localities on the western shore of Storsjön 20 km due west of Östersund. In the eastern Lower Allochthon the biozones of *Megistaspis (Ekeraspis) armata* and *Megistaspis (Varvaspis) planilimbata* are present, while in the Storsjön sections, for instance on Andersön, only the former has been recognized (Tjernvik 1956). The base of the Limestone is glauconitic in many localities.

Töyen Shale

This shale is apparently developed throughout the Lower Allochthon and in places attains an estimated thickness of about 15 m. The shale facies evidently began earlier in the Lower Allochthon than in many areas of the Autochthon. The zones of *Tetragraptus phyllograptoides* and *Didymograptus balticus* have been recorded from Andersön (Tjernvik 1956) and Böle, west of Storsjön, where higher zones are probably missing. In the Bynäset section, a few km northeast of Andersön, graptolites of the *Didymograptus hirundo* Biozone have been found. The Töyen Shale occurs through a comparable interval in the south-west Storsjön area, the Österåsen area and along the road to Svartbodarna, west of Oviken.

The dating of this unit is generally difficult since the shales are strongly folded and cleaved, and fossils can only be obtained from a very few levels. Specimens of the trilobite genus *Gog* have been found at several localities, e.g. at Sanne, Hackås and on Andersön (Fortey 1975) and Frösön, from the Biozones of *Tetragraptus phyllograptoides* and *Phyllograptus densus*.

Isön Limestone

The grey, generally thick-bedded, calcilutitic Isön Limestone is widely distributed in the Lower Allochthon, from the lowermost units in the east, to Ås and Aspås in the western part of the central Storsjön area, and Föllinge north of Östersund. Similar, undated rocks appear in the Mullfjället antiform west of Åre and the Djupsjön–Olden Culmination some 60 km northwest of Östersund. The type area is the island of Isön in Storsjön immediately south-west of Andersön. In the type area the whole sequence is strongly folded, partly inverted, but without any major breaks. The upper and lower boundaries, with the Andersö and Töyen Shales respectively, are exposed. The estimated thickness is about 40 m. The Isön Limestone does not fit into an ideal southwest–northeast pattern of facies belts, but rather relates to a north–south system diverging from the main Caledonian trend by about 20°. This pattern applies also for other units but is more distinct for the Isön Limestone than others. On the western side of Storsjön well developed Isön Limestone in the Oviken–Borgen area are replaced by shales and turbidites in the Gärdsta–Hallen region, and the limestones are completely replaced by terrigenous rocks some 10 km south of Hallen. This thinning-out can be seen from the village Kläppe along the road to Svartbodarna, about 12 km

WNW of Oviken. Over a distance of approximately 2 km within a tectonic unit, the thickness changes from about 12 m to 1.2–0.8 m; in sections through the same interval about 800 m further north-west, the unit is missing. The thin limestone wedge is rich in macrofossils (trilobites, brachiopods), which indicate the *Asaphus (Asaphus) expansus* Biozone.

North of Östersund, in the Krokom–Aspås–Föllinge–Laxsjö areas, the Isön Limestone continues westwards to the steep western limb of the Lower Allochthon and below the Middle Allochthon thrust. It can be speculated that the limestone facies pattern is related to primary structures in the original basement that to a certain extent controlled the relative depth of the depositional areas.

Only a few levels within the Isön Limestone have yielded diagnostic faunas. The basal limestones in the type area fall within the *Didymograptus hirundo* biozone, and in a nodular calcilutite about 5 m above the base, trilobites from the *Asaphus (Asaphus) expansus* biozone have been recovered. In the uppermost 2 m of the Isön Limestone on Frösön, *Paraceraurus exsul* and *Pseudomegalaspis patagiata* are common, equivalent to the Folkeslunda Limestone in platform facies.

To the north of Östersund in the Lower Allochthon of the eastern Häggenås area, the Holen, Segerstad, Folkeslunda and lower Dalbyn equivalents can be recognized within the Isön Formation in the Örån section upstream of the road to Storhögen. An almost identical sequence could be seen in the Högfors section, about 3 km south-east of Häggenås, prior to the construction of the hydroelectric power station.

Andersön Shale

This formation, formerly the Ogygiocaris Shale, is widely distributed in the Lower Allochthon. In the type area, on the northern shore of Andersön, the formation rests on the Folkeslunda equivalent of the Isön Limestone. According to Hadding (1913), the lower part comprises about 6 m of dark shales with limestone lenses belonging to the zone of *Hustedograptus teretiusculus* biozone, the middle part is 1.5–2 m of dark, bedded limestone, and the upper part is more than 10 m of dark shales with lenses of limestone and with sandy intercalations becoming particularly common towards the top, belonging to the *Nemagraptus gracilis* and *Dicranograptus clingani* Biozones. The identification of the *Dicranograptus clingani* Biozone has been questioned and seems improbable.

West, north-west and north of the central Storsjön area the shale is generally thinner. The *H. teretiusculus* Biozone is the most widely developed. Throughout the outcrop area, the formation commonly shows graded bedding indicating turbidite sedimentation. The thinly laminated silty units of the central Storsjön area represent more distal turbidites. Limestone lenses or layers commonly separate graded units on Andersön and Norderön. On Andersön and especially on northern Norderön, cycles of graded siltstone 1–5 cm thick occur throughout the sequence. On Norderön there are also thicker cycles 10–15 cm thick in the lower part, and a few beds of 0.5–0.8 m sandy greywacke in the upper part of the formation. On Norderön, channels 1 m wide and filled with cross-bedded coarse siltstones have been observed. The turbidite sedimentation in the Andersön Shale appears to relate to the Oviken and other antiforms (see also Föllinge Formation).

In the beds of the *H. teretiusculus* Biozone, some limestone lenses are rich in shelly macrofossils, particularly trilobites such as *Ogygiocaris sarsi regina*, *O. sarsi lata*, *Pseudomegalaspis patagiata, Nileus* sp., *Botryoides bronni*, *Triarthrus humilis, Robergia microphthalma*, and *Telephina bicuspis*. In the lower part of the *Nemagraptus gracilis* Biozone, the dark bedded limestones contain a mixed shelly and graptolite fauna characterized by *Telephina biseriata* and was previously referred to as *Biseriata Limestone*. From the shaly equivalents of the *Nemagraptus gracilis* Biozone, *Ogygiocaris sarsi lata*, *Botryoides efflozescens, Robergia microphthalma*, *Telephina granulata* and other trilobites have been recorded. Besides the trilobite fauna, gastropods, cephalopods and ostracods are rather common.

In the area west and north-west of Hammerdal, 30–40 km north of Östersund, a sequence of dark shales resting on Isön Limestone has recently been shown to contain graptolites of the *Didymograptus murchisoni* Biozone, and thus comparable to the Upper Didymograptus Shale. It cannot be separated lithologically from the Andersön Shale and is thus mapped within this formation.

The fairly soft shales are isoclinally folded throughout the area. In sections along a road south-east of Björvallen, 12–15 km west of Hammerdal, the thickness of the unit is estimated as at least 12 m. There are indications of a comparable shale unit in the lower part of the Lower Allochthon in the Östersund area.

The upper boundary of the Andersön Shale is at present difficult to define. In some areas the shales are overlain by Dalbyn equivalents (see below), while in other areas, for example at Lugnvik in Östersund, the Andersön Shale grades into the Örån Shale without intervening limestones.

Dalbyn equivalents

On the islands of Frösön and Andersön, and probably also on Verkön farther to the west, the Andersön Shale is overlain by a limestone unit of argillaceous bedded and nodular calcilutites. The lower, bedded part is very poor in fossils whereas the upper, nodular limestones have yielded fossils indicating a correlation with the upper Dalbyn Limestone. The limestones are overlain by Örån Shale. In the western

Lit–Häggenås area, about 15 km north of Östersund, the Andersön Shale is overlain by bedded, dark grey limestones with distinct argillaceous intercalations. The limestone, at least 5.4 m thick, contains *Asaphus (Neoasaphus)* cf. *ludibundus* and *Echinosphaerites aurantium.* The apparently limited distribution of upper Dalbyn equivalents may chiefly be a reflection on the generally poor exposures through this interval.

At Lugnvik, a complex of bentonitic beds, which in the Central confacies belt marks the boundary between the Dalbyn and Skagen Limestones, occurs within a continuous sequence of dark shales. A few tephra layers from the same complex have recently been recorded in the Örån section.

Örån Shale

The Örån Shale consists of dark grey to black, partly calcareous, silty, graptolitic shales with intercalations of dark grey limestones. In the type section in the Häggenås area, about 100 m downstream from the bridge where the Storhögen road crosses the river Örån, the unit is at least 9 m thick. The lower boundary is not exposed, and the contact with the overlying Slandrom Limestone is obscured by folding and thrusting. In the central Lockne area, shales of similar lithology and fauna overlie Dalbyn Beds, and there are also largely comparable relationships in the Lower Allochthon.

The Örån Shale occurs widely in the central and northern Storsjön areas without significant lithological variation. Thorslund (1940) used the term Upper Chasmops Beds for this unit. The equivalents of the Örån Shale in the Siljan area and in Östergötland are the Skagen and Moldå topoformations.

A silty shale – mudstone in approximately the same stratigraphical position as the Örån Shale occurs beyond the area where the Slandrom Limestone is developed, for instance at Lugnvik, the western outskirts of Östersund and localities 15 and 25 km further north-west. For lithological reasons this mudstone facies is included in the Kogsta Formation. The interval may also incorporate equivalents to the Fjäckan, Slandrom and upper Dalbyn Formations.

The graptolite fauna in the Örån Shale indicates the *Dicranograptus clingani* Biozone, with the index fossil itself identified by Bulman *in* Thorslund 1940, and possibly also the upper part of the zone of *Diplograptus multidens*. The faunal identification has recently been confirmed by Finney (pers. comm. 1995). Trilobites are not uncommon in the interbedded limestones, particularly *Triarthrus linnarssoni*, *Ampyxella* cf. *aculeata*, and others.

Slandrom Limestone

The lithology is similar to that in the platform sequence. In the eastern ramp facies the Slandrom Limestone occurs mainly in two regions, in the Skute and Lit–Häggenås areas. In intermediate areas the corresponding portion of the sequence is developed as dark silty shales with thin intercalations of dark limestone. At Örån the thickness of the formation is 7.3 m (Thorslund 1940).

Föllinge Formation, greywackes and shales

The formation is a monotonous sequence of turbidites, greywackes and silty mudstones, most showing graded bedding. In some areas the thickness is several hundred metres. The formation has its maximum development and coarsest sediments, locally including basal conglomerates, in the southwest, around the Oviken antiform, and in the north towards the Olden and other antiforms in the Föllinge–Holmsjö area north of Östersund and in the Tåsjö region, northern Jämtland. Between these areas is a belt extending roughly from Östersund to Offerdal along Lake Näldsjön in which equivalent beds are considerably finer grained.

The oldest dated beds in the Föllinge Formation occur east of the Oviken antiform. At Iffelnäs, approximately 4 km south-east of Hallen church, basal Föllinge greywackes resting on the Töyen Shale have yielded graptolites of the *Phyllograptus angustifolius elongatus* Biozone. On the road from Kläppe to Svartbodarna, approximately 12 km WNW of Oviken, the Föllinge beds rest on Töyen Shale of the *Didymograptus hirundo* Biozone. Over large areas the Föllinge turbidites are divided into a lower and an upper part by a tongue of Andersön Shale, mainly belonging to the *H. teretiusculus* Biozone. The tongue of shale can be seen at Hallen church, 28 km west of Östersund and about 10 km west of Föllinge, where it divides the Föllinge turbidites into parts of approximately equal thickness. In the transition from turbidites to shaly siltstones of the Kogsta Formation in the Mattmar area a fossiliferous shale is developed. This shale development has not been observed elsewhere. The shales are less than 10 m thick, and graptolites indicate the *Diplograptus multidens* Biozone. In the Alsen area 15 km north of Mattmar and 3 km northwest of Kogsta the transition from the Föllinge greywackes to the Kogsta Siltstone covers about 3 m of beds, and the basal Kogsta Formation has yielded graptolites indicating the *Dicranograptus clingani* Biozone.

Kogsta Siltstone Formation

In the west the Kogsta Siltstone rests on the Föllinge turbidites, and is developed as a monotonous sequence of dark, shaly siltstones, about 30–40 m thick. The type section is in the Alsen area, about 12 km south-west of Offerdal, where the basal part of the formation has yielded graptolites indicating the *Dicranograptus clingani* Biozone and the top is overlain by the Ede Quartzite. Recent collections here sug-

gest that the upper Kogsta beds contain a Hirnantian brachiopod fauna (M.G. Bassett, pers. comm. 1992), and similar faunas are now known from several localities across the Lower Allochthon. About 12 km south-west of Änge, *Tretaspis seticornis* and *Diplograptus pristis* have been found in the lower part of the Kogsta Formation.

In western areas where the Slandrom Limestone is developed, silty Kogsta beds rest on it directly. However, in eastern areas, e.g. in the railway section at Stengärde and at Grytan, northwest of Brunflo, a dark shale is developed above the Slandrom Limestone and within the basal Kogsta Formation. This shale is a tongue of the Fjäckan Shale and the higher siltstones are roughly equivalent to the Jonstorp Formation in the Siljan district, except that they probably also include beds of early Hirnantian age.

The lower Kogsta Formation in siltstone facies is mostly poor in fossils; in addition to the above, it includes *Tretaspis latilimbus* and *Dionide euglypta*. The upper part of the formation is known to contain *Dalmanitina (Mucronaspis) mucronata* together with Hirnantian brachiopod faunas.

Within the Upper Ordovician part of the Kogsta Siltstone a conspicuous limestone, the Furulund Limestone, is developed locally. It has its maximum development immediately north of Östersund. In the north-eastern outskirts of Östersund *Dicellograptus complanatus* has been recorded from underlying beds which suggests that the limestone may be roughly equivalent to the Öglunda Limestone of the Jonstorp Formation.

The Kyrkås and Ede Quartzites

Coarse quartzites and siltstones of two different units conclude the Ordovician sequence, with a distinct separation of facies belts caused to a great extent by tectonic activitiy in the western rim of Baltica (Cherns & Karis 1995). During the timespan of Kogsta deposition differences in facies developments reduced until, at the Kogsta/Kyrkås shift, facies patterns were similar from the east, at Grytan - Brynje, to the west in the Offerdal area with the exception of the westernmost part at Rönnöfors. The sediments at the Ordovician - Silurian transition are indicative of a regressive phase and it is linked to the north African glaciation binding huge quantities of water in an ice-cap on land.

In Jämtland the Kyrkås Quartzite occurs mainly in the east, its westernmost occurrences are at Landsom and Rödön, approximately 15 km north-west of Östersund, and on the islands of Andersön and Frösön. The main development of the Ede Quartzite is in the west; a similar thin quartzite unit is known from south-east of the westernmost occurrences of the Kyrkås Quartzite, for example at Stengärde in the Skute area. West of its major outcrop area, Ede quartzite is present below the Middle Allochthon Åre amphibolites. Törnebohm's (1896) interpretation of nappe displacement in Jämtland involved his recognition of this quartzite unit here.

The maximum thickness of the Kyrkås Quartzite is 45 m. Of the 35 m at Rannåsen, at least the lower 25 m is Ordovician. The formation is composed mainly of grey, thin-bedded, coarse, quartzitic siltstones and finegrained sandstones with intercalations of fine, shaly siltstone. The bedding is disturbed by occasional shallow channels filled with mudflake conglomerates (Fig. 23). Sedimentary structures include oscillation and current ripples, megaripples in some thicker bedded portions of the sequence, cross-bedding and mud cracks. At Storhögen, west of Kyrkås, large-scale slumping (Fig. 22) has been observed about 12 m above the base of the formation.

The Ede Quartzite is a much thinner unit, usually not more than 6 m thick. Generally its lower part, 1.5 to 2 m thick, rarely reaching 3.8 m in the Mattmar area, is bluish-grey, massive (primarily thick bedded) quartzites. The upper part consists of thin bedded siltstones, quartzites and limestones, showing sedimentary structures such as cross-bedding and ripples.

The stratigraphical relationship between these two clastic formations has been disputed. The Kyrkås Quartzite has been regarded as partly Ordovician and partly Silurian, and Ede Quartzite as exclusively Silurian (Thorslund in Thorslund & Jaanusson 1960). Recently, useful marker horizons have been discovered which aid in the correlation. The markers consists of three or (westwards) more beds of porphyry-rich sediments. North-west of Offerdal and above dated Kogsta Siltstone there are coarse porphyry-rich sandstones and conglomerates among dark bedded quartzites, the Rönnöfors Conglomerate, best exposed at Rönnöfors (20 km north-west of Offerdal) where its total thickness is 10–15 m. The marker horisons appear to be feather-edge deposits derived from the same source, fining and thinning towards the east. At Ede and other nearby localities, the markers occur as argillaceous intercalations in the uppermost 0.5 m of the Kogsta Shale and in the basal metre of the Ede Quartzite. In the Kyrkås Quartzite they are developed in the basal part (e.g. in the Storhögen Quarry 1.5 km west of Kyrkås) at a level below the fossiliferous siltstone with *Dalmanitina (Mucronaspis) mucronata* and *Brongniartella* sp. as developed at Rannåsen. Thus the basal parts of the Ede and Kyrkås Quartzites appear to be roughly contemporaneous. The available faunal evidence, based on brachiopod distributions, indicates that the Ordovician-Silurian boundary falls close to the top of the Kyrkås and Ede Quartzites (Bassett, pers. comm. 1992), but the level of the boundary is at present difficult to define.

It was previously supposed that the silt and sand of the Kyrkås Quartzite was supplied from a land area to the east.

However, recent studies indicate that the sediment for both the Kyrkås and Ede Quartzites was, to a great extent, derived from local western sources and distributed in a shallow marine environment in channels with sands and pebbly beds from longshore drift and littoral deposits with megaripples.

SILURIAN FORMATIONS

Ede/Berge transition and the Berge Limestone

As stated above, the Ede and Kyrkås Formations cross the Ordovician/Silurian boundary, but Ordovician faunal elements may continue through into earliest Silurian times. The basal Silurian facies correspond to deposits laid down in a shallow marine environment shifting from littoral or nearshore to stable carbonate platform areas. The transition is gradual and beautifully demonstrated in several sections in the Storsjön and Offerdal areas, particularly western Verkön and the Ede stratotype at Edefors, Offerdal.

The Berge Limestone is developed in three different facies, as thin-bedded medium to dark grey, flaggy limestones with thin intercalations (0.5–2 cm) of argillites, as irregularly bedded to thick-bedded limestones, in places biohermal, and as massive dark grey limestones with highly irregular lens-shaped beds or thin irregular intercalations of argillites. The last of these have a calcium carbonate content of more than 90% and contain a notable amount of coal that forms a black residue of minute coal-flakes when dissolved.

Berge Limestone is restricted to the central Jämtland area and has been identified from the Stengärde area south of Östersund to the contact with Middle Allochthon below and west of the Åreskutan Synform. This contact is particularly spectacular in the waterfalls at Ristafallet, Undersåker and at Skärvången northwest of Föllinge.

The fauna in Berge Limestone is exclusively shelly. In the lower part at the Ede/Berge transition there is a rich fauna of rugose and tabulate corals, bryozoans, trilobites – particularly *Proetidae*, *Odontopleuridae* and *Calymenidae*, brachiopods, and pelmatozoan echinoderms. Revision of this fauna is planned.

In the thick-bedded limestones, patch bioherms >1m wide with a framework of tabulate corals occur locally. One build-up on Norderön has a width of c. 50 m and a thickness of 3.5 m. The organic frame consists of *Favosites* sp., *Halysites* sp., *Solenopora* sp. and the colonial rugose *Acervularia,* with *Solenopora* sp. being dominant. Within the bioherm, lime mud and sheltered shelly faunas accumulated and *Eobronteus* sp. and *Leperditia* sp.are locally very common. In the bedded, as well as in the massive limestones, large brachiopods of the *Borealis - Pentamerus* group are very common. According to Dr M. Bassett (pers. comm. 1992) the state of preservation makes it difficult to determine those brachiopods to generic and particularly to specific level.

Bångåsen Shale Formation

The regional distribution of the Bångåsen Shale is similar to the Berge Limestone. The stable conditions characterizing deposition of the Berge Limestone were interrupted by a phase of deepening and intense volcanic activity, not strictly within the area but in adjacent regions, most likely to the northwest or west. In the Berge Limestone stratotype, carbonate deposition was abruptly halted by the deposition of tuffs or tuffaceous sandstones (Huff, pers. comm 1993). The volcanogenic interval varies from 0.5 to 0.8 m thick in sections where tectonic cut-outs can be ruled out. The tuff was described by Thorslund (1948), who also published excellent lists of fossils throughout the dark Bångåsen Shale at Kluk in the Mattmar area and the Bångåsen and Hällänge sections in the Offerdal area. A new important section opened at Änge, Offerdal yielded a rich collection of mainly graptolites, but also shelly fossils collected in thin limestone beds and lenses, currently being studied.

Throughout the Bångåsen Shale there is a large number of metabentonitic intercalations and beds. Chemical correlation of these beds with other Lower Silurian metabentonites outside Jämtland is in progress.

The fauna of the Bångåsen shale indicates deposition during late Llandovery (Telychian) times. Four graptolite biozones are present; *Monograptus turriculatus*, *M. crispus*, *Monoclimasis griestoniensis* and *M. crenulata.* Besides the index graptolites, Thorslund (1948) reported *Monograptus proetus*, *M. exiguus*, *M. dextrorsus*, *M. priodon* and *Rastrites linnaei* in the basal metre. Two metres higher in the sequence and most likely separated from the basal layers by a fault, are *Monoclimacis griestoniensis, Monograptus priodon, M. planus* and, most commonly, *Monograptus discus*. Higher in the Bångåsen Shale *Monoclimacis crenulata, Monograptus marri*, and *Pristiograptus nudus* were found. In the Änge section *Monoclimacis crenulata* and *Monograptus planus* occur in shales above levels exposed at the Berge stratotype.

In the lower two metres of the Bångåsen Shale shelly fossils occur in limestone beds and lenses. Trilobites include *Calymenidae* and *Cheiruridae,* and brachiopods, *Dicoelosia* cf. *D. osloensis* and ?*Atrypa* sp.

Ekeberg Formation

The deposition of the dark Bångåsen Shale in stagnant and stable conditions is replaced by a rapid influx of sandy and silty deposits forming quartzitic beds and cyclic turbidites of the Ekeberg Formation. The type areas/stratotypes for the

two units are situated in close proximity about 3 km north of Offerdal Church. Unfortunately the contact between the two has not been observed in any section, but regional geological relationships are clear.

Locally the basal part of the Ekeberg Formation is developed as massive quartzites, and the thickest unit recorded was found in the Jämtängen section, eastern Änge village. Corresponding beds are present in the stratotype and three of the beds at Ekeberg also contain mudflake conglomerate with rather large flakes, some >15 cm in cross-section. The seemingly rapid facies change up into deposits of stagnant conditions with temporary formation of mudflakes in dry pools is not fully understood.

In one of the conglomeratic beds at Ekeberg Thorslund (1948) found a corallite, identified as *Favosites gothlandicus* forma *forbesi*. Klaamann *in* Bassett & al (1982) revised the find and identified it as *Favosites* sp. of late Llandovery or early Wenlock type in the Gotland–Estonian sequence. In the same paper Rickards identified graptolites occurring in the silty upper part of the Jämtängen section as latest Llandovery or early Wenlock. It can thus be established that the late pulse of turbidite infill in the shallowing Silurian basins in this area occurred during the Llandovery/Wenlock transition.

Röde Sandstone Formation

The deposition of the Ekeberg Formation was followed by a shift to supramarine deposition by uplift of the area in the Scandian phase of the orogeny. In Jämtland province the latest recorded deposition in the Caledonian Orogeny is the Röde Sandstone representing the regional development of the Old Red Sandstone Continent (Bassett & al., 1982). The Sandstone is a medium to thick-bedded unit deposited in an area with low water energy, most likely in a system of meandering or braided rivers. Truncated troughs with crossbedding are common and reach 3 m in cross-section. Rippled surfaces are observed at some levels.

The Röde Formation occurs in restricted areas in the vicinity of Alsen and in synforms below the Middle Allochthon thrust plane. An extensive section at Röde shows the formation isoclinally folded in the core of a synform that has a steep western limb and a low-angle eastern limb. Similar tectonic deformation is seen in a synform with Röde Sandstone north of Alsen Church.

The Jämtland Silurian can be summarized as consisting of three phases. An early transgression under stable conditions led to deposition of the shallow marine Ede/Berge transition and carbonate platform sedimentation of the Berge Limestone. A phase of instability with deepening and volcanic activity is represented by the Bångåsen dark shales during late Llandovery times. The third phase involved orogenic activity in northern Scandinavia around the Llandovery/Wenlock boundary, when the advancing Old Red Sandstone continent caused shallowing up into non-marine deposition.

LITTERATUR

Ahlberg, P., 1983: A Lower Cambrian trilobite fauna from Jämtland, central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105*, 349–361.

Ahlberg, P., 1985: Lower Cambrian trilobite faunas from the Scandinavian Caledonides – a review. *I* Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons Ltd. London.

Ahlberg, P., 1995: Telephinid trilobites from the Ordovician of Sweden. *Palaeontology 38:2*, 259–285.

Andréasson, P. G.,1994:The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic – early Palaeozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *I* Andréasson, P. G. och Andresen, A. (red.) *Terranes in the Arctic Caledonides*, 1–32. *Tectonophysics 231*.

Asklund, B., 1933: Vemdalskvartsitens ålder. *Sveriges geologiska undersökning C 377*.

Asklund, B., 1936: Zur Kenntnis der Jämtlandischen Ogygiocarisschiefer-fauna. *Sveriges geologiska undersökning C 395.*

Asklund, B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der Mittleren Kaledoniden in Schweden. *Sveriges geologiska undersökning C 417.*

Asklund, B., 1960: Studies in the thrust region of the southern part of the Swedish Mountain Chain. Guide to excursions nos A 24 and C 19. *International Geological Congress XXI session Norden.*

Asklund, B. & Thorslund, P., 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. *Sveriges geologiska undersökning C 382.*

Bergström, J., 1980: Middle and upper Cambrian biostratigraphy and sedimentation in south central Jämtland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102,* 373–376.

Bergström, J., 1981: Biostratigrafiska undersökningar. *I* Gee, D. G. & Snäll, S.: *Alunskifferprojektet. Undersökningar norr om Storsjön till Tåsjön. Sveriges geologiska undersökning BRAP 81525.*

Bergström, J. & Gee, D. G., 1985: The Cambrian in Scandinavia. *I* Gee, D. G. & Sturt, B. A. (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas.* John Wiley & Sons Ltd. London.

Bergström, S. M., 1971: Conodont Biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Aastern North America. *The Geological Society of America. Memoir 127*, 83–162.

Bergström, S. M., 1973: Correlation of the late Lasnamägian Stage (Middle Ordovician) with the graptolite sucession. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 95,* 9–18.

Bergström, S. M., 1988: On PANDER´s Ordovician conodonts: deistibution and significance of the *Prioniodus elegans* fauna in Baltoscandia. *Senkenbergia lethaea 69*, 217–251.

Boucot, A.J. & Johnson, J.G.,1965: Brachiopods of the Ede Quartzite (Lower Llandovery) of Norderön, Jämtland. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala. Vol XLII:9*.

Cooper, R.A. & Lindholm, K., 1990: A precise worldwide correlation of early Ordovician graptolite sequences. *Geological Magazine 127*, 497–525.

Cooper, R.A., Fortey, R.A. & Lindholm, K., 1991: Latitudinal and depth zonation of early Ordovician graptolites. *Lethaia 24*, 199–218.

Frödin, G., 1920: Om de s.k. prekambriska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. *Sveriges geologiska undersökning C 299.*

Gee, D. G.,1972: The regional geological context of the Tåsjö Uranium Project, Caledonian Front, Central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 671.*

Gee, D. G., 1975: A Tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science 275-A*, 468–515.

Gee, D. G., 1978: Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *I* Burns, K.L. & Rutkand, R.W.R. (red.) *Structural Characteristics of Tectonic Zones*, 393–419. *Tectonophysics 47.*

Gee, D.G., Karis, L, Kumpulainen, R. & Thelander, T., 1974: A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland/southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96*, 389–397.

Gee, D.G. & Snäll, S., 1981: Alunskifferprojektet. Undersökningar norr om Storsjön till Tåsjön. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81525.*

Gee, D.G., Snäll, S. & Stejskal, V., 1982: Alunskifferprojektet. Undersökningar mellan Östersund och Svenstavik. Med en bilaga i två delar. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 82502.*

Gee, D.G., Snäll, S. & Stejskal, V., 1982: Alunskifferprojektet. Undersökningar mellan Svenstavik och Klövsjö. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 82558.*

Hadding, A., 1912: Några iakttagelser från Jämtlands Ordovicium. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 34:6*, 589–602.

Hadding, A., 1913: Undre Dicellogtaptusskiffern i Skåne jämte några därmed ekvivalenta bildningar. *Lunds Universitets Årsskrift. N.F. Afd. 2. Bd. 9. Nr. 15.* Lund & Leipzig.

Hadding, A., 1927: The Pre-Quaternary Sedimentary Rocks of Sweden. *Lunds Universitets Årsskrift N.F. Part III. Avd. 2. Bd. 23. Nr 5.* Lund.

Hadding, A., 1929: A survey of the Pre Quaternary sedimentary rocks of Sweden. *Lunds Universitets Årsskrift N.F. Part I and II. Avd. 2. Bd. 23. Avd. 5.* Lund.

Hedberg, H. D. (red.), 1976: *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic classification, Terminology, and Procedure. Int. Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy*. J. Wiley & Sons.

Henningsmoen, G. 1957: The trilobite Family Olenidae. With descriptions of Norwegian mateial and remarks on the Olenid and Tremadocian Series. *Norske Vid-Akad. skrifter 1. Mat.-Naturvid. klasse. 1957 (1).*

Hjulström, F., 1936: Einige morphologische Beobachtungen im südöstlischen Storsjö-gebiet in Jämtland, Schweden. *Geografiska Annaler 18.*

Hjärne, U., 1763: En kort beskrifning av min resa till Herjedalen, Norige och Jemtland 1685. *Nya Svenska Biblioteket 1762–63*. Nytryck 1917.

Holland, C.H. & Bassett, M.G., Red., 1989: A Global Standard for The Silurian System. *National Museum of Wales. Geological Series No. 9. Cardiff.*

Hülphers-Abrahamsson, A., 1775: *Samlingar til en Beskrifning öfwer Norrland. Andra och tredje Samlingen om Jämtland och Herjedalen.* Västerås.

Högbom, A. G., 1889: Om qvartsit-sparagmitområdet mellan Storsjön i Jemtland och Riksgränsen söder om Rogen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 11:3.*

Högbom, A. G., 1891: Om kvartsit-sparagmitområdet i Sveriges sydliga fjelltrakter. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 13*, 45–64.

Högbom, A. G., 1909: Studies in the post-Silurian thrust region of Jemtland. Pl. 6–9. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 31:5*, 289–346.

King,, A. H., 1990: *Lower and Middle Ordovician Cephalopoda of Baltoscandia*. Ph. D. Thesis. Department of Earth

Sciences, University College, Swansea.

Kumpulainen, R., 1980: Upper Proterozoic stratigraphy and depositional environments of the Tossåsfjället Group, Särv Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102,* 531–550.

Larsson, K., 1973: The Lower Viruan in the Autochthonous Ordovician sequence of Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 683.*

Larsson, K., 1976: Underkambriska onkoiter från norra Jämtland, *I* Svensson, C. (ed): *Abstracts, XII Nordiska Geologvintermötet,* p. 33. *Geologiska institutionen, Chalmers Tekniska Högskola och Göteborgs Universitet, Göteborg.*

Lidén, R., 1910: Kalkstensförekomster utefter inlandsbanan mellan Ströms vattudal och Pite älf. *Sveriges geologiska undersökning C 235.*

Lindström, G., 1872: Förteckning på siluriska koraller från Jemtland samlade af Dr G. Linnarsson. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 1:3*, 90–93.

Lindström, M., 1997: Locknekratern. *I* Gorbatschev, R., Kornfält, K.-A. och Lundegårdh, P.H.: *Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget*, 249–250. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1.*

Lindström, M. & Sturkell, E.F.F., 1992: Geology of the Early Palaeozoic Lockne impact structure, central Sweden. *Tectonophysics 216,* 169–185.

Lindström, M., Simon, S., Paul, B. & Kessler, K., 1983: The Ordovician and its mass movements in the Lockne Area near the Caledonian margin, central Sweden. *Geologica et Palaeontologica 17*, 17–27. Marburg.

Lindström, M., Ekvall, J., Hagenfeldt, S.E., Säwe, B. & Sturkell, E.F.F., 1991: A well-preserved Cambrian impact exposed in Central Sweden. *Geologische Rundschau 80*, 201–204.

Linnarsson, G., 1873: Anteckningar om den kambrisk-siluriska lagerserien i Jemtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd I. No 3.*

Linnarsson, G., 1875: Om en egendomlig trilobitfauna från Jemtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Bd 2,* 491–497.

Ljungner, E., 1950: Urbergsytans form vid fjällranden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Bd 72:3.*

Ludvigsen, R. & Tuffnell, P. A. 1983: A revision of the Ordovician olenid trilobite Triarthrus Green. *Geological Magazine. 120 (6)*, 567–577.

Löfgren, A., 1978: Arenigan and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils and Strata 13*, 1–129

Löfgren, A., 1990: Non-platform elements of the Ordovician conodont genus Polonodus. *Paläontologische Zeitschrift 64*, 245–259.

Löfgren, A., 1993: Arenig conodont succession from central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Vol 115, Pt. 3*, 193–207. Stockholm

Nikolaisen, F., 1991: The Ordovician trilobite genus Robergia Wiman 1905 and some other species hitherto included. *Norsk Geologisk Tidskrift 71*, 37–62. Oslo.

Nikolaisen, F., 1963: The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 14. The trilobite family Telephinidae. *Norsk Geologisk Tidskrift 43*, 345–399. Bergen.

Palm, H., 1984: Time-delay interpretation of seismic refraction data in the Caledonian front, Jämtland, central Scandinvian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 106*, 1–14.

Palm, H., 1986: Conclusions from seismic refraction profiles in the Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 108*, 298–300.

Palm, H., Gee, D.G., Dyrelius, D.& Björklund, L., 1991: A Reflection Seismic Image of Caledonian structure in Central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 75.*

Palmer, A. R. & James, N. P., 1979: The Hawke Bay event: a circum-Iapetus regression near the Lower Middle Cambrian boundary, 19–18. *I* Wones, D. R. (Ed.): *The Caledonides in the U.S.A. I.G.C.P project 27: Caledonide orogen 1979 meeting, Blacksburg, Virginia. 19–26 Department of Geological Sciences, Virginia Polytechnical Institute and State University Memoir No. 2.*

Piper, J.D.A., 1985: Continental movements and breakup in Late Precambrian – Cambrian times; prelude to Caledonian orogenesis. 19–34. *I* Gee, D.G & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons Ltd, London.

Read, J. F., 1980: Depocenters, Carbonate Facies and Foreland Basin Evolution, Middle Ordovician, Virginia. *I* Wones, D. R. (Red.): *The Caledonides in the U.S.A. I.G.C.P project 27: Caledonide orogen 1979 meeting, Blacksburg, Virginia. 19–26 Department of Geological Sciences, Virginia Polytechnical Institute and State University Memoir No. 2.*

Samuelsson, L., 1968: Breccia av paleozoiska bergarter 1,5 km väster om Bohus fästning, Kungälv. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 89,* 448–459.

Schenk, V., 1975: Geologie der Kaledoniden am Hotagen See, Zentral-Schweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C 715.*

Schmidt, O., 1987: Lower Ordovician graptolite fauna of the Bogo Shale (West Norway), and its palaeogeographical relationships. *Bulletin of the Geological Society of Denmark 35*, 209–215. Copenhagen.

Simon, S., 1987a: Stratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen von Grobklastika in der Autochthonen, Ordovizischen Schichtenfolge Jämtlands (Schwe-

den). *Sveriges Geologiska Undersökning C 815*.

Simon, S., 1987b: Caledonian deformation of basement in the Lockne area, Jämtland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109*, 269–273.

Shaikh, N. A., Karis, L., Kumpulainen, R., Sundberg, A., Wik, N-G, 1989: Kalksten och dolomit i Sverige. Del 1. Norra Sverige. *Sveriges Geologiska Undersökning Rapporter och meddelanden nr 54*.

Stephens, M. B. & Gee, D. G., 1985: A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. *I* Gee, D.G. & Sturt, B.A.: *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons, London.

Sturkell, E., 1991: Tremadocian Ceratopyge Limestone identified by means of conodonts, in Jämtland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113*, 185–188.

Sturt, B.A., Pringle, I.R. and Ramsay, D.M., 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian orogeny. *Journal of the Geological Society of London 135*, 597–610.

Svenonius, F., 1881a: Om ”Sevegruppen” i nordligaste Jemtland och Ångermanland samt dess förhållande till fossilförande lager. *Geologiska Föreneningens i Stockholm Förhandlingar Bd. V N:o 11*. Även *Sveriges geologiska undesökning C 45*.

Svenonius, F., 1881b: Till frågan om förhållandet mellan ”Wemdals-qvartsiten” och siluriska formationen inom södra delen av Jämtlands län. – Öfversigt af K. Vet. Akad. Förh. 1881. No 10. Även *Sveriges geologiska undesökning C 49*.

Törnebohm, A. E., 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Fyra tavlor. *Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. Ny följd. Bandet 28. N:o 5*.

Törnebohm, A. E., : Några anmärkningar med anledning av C. Wimans afhandling: "Kambrisch-silurische Faziesbildungen in Jemtland." *Geologiska Föreneningens i Stockholm Förhandlingar Bd. 19*, 483–487.

Thorslund, P., 1933: Bidrag till kännedomen om kambrium och ceratopygeregionen inom Storsjöområdet i Jämtland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 378*.

Thorslund, P., 1937: Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 409*.

Thorslund, P., 1940: On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären). *Sveriges Geologiska Undersökning C 436*.

Thorslund, P., 1943: Gränsen ordovicium–silur inom Storsjöområdet i Jämtland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 455*.

Thorslund, P., 1948: De siluriska lagren ovan Pentamuskalkstenen i Jämtland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 494*.

Thorslund, P., 1949: Notes on Kootenia sp. n. and associated Paradoxides species from the lower Middle Cambriam of Jemtland, Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C 510*.

Thorslund, P., 1960: The Cambro-Silurian of Sweden. Description to accompany the Map of the Pre-Quaternary Rocks of Sweden issued in 1958. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba 16*.

Thorslund, P., 1964: *Berggrunden i Offerdal*. En bok om Offerdal, III.

Thorslund, P.,1968: The Ordovician–Silurian boundary below Gotland. *Geologiska Föreneningens i Stockholm Förhandlingar 90*, 443–451.

Thorslund, P., 1969: Berggrunden inom Föllinge-området. *Föllinge Hembygdsförenings skriftserie del II*. Östersund.

Thorslund, P. & Asklund, B.,1935a: Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 388*.

Thorslund, P. & Asklund, B., 1935b: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. *Sveriges Geologiska Undersökning C 382*.

Thorslund, P., Jaanusson, V. 1960 : The Cambrian, Ordovician, and Siurian in Västergötland, Närke, Dalarna, and Jämtland, Central Sweden. *Guide to excursions Nos A 23 and C 18. International Geological Congress XXI session, Norden 1960*.

Tjernvik, T., 1956: On the Early Ordovician of Sweden. *Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XXXVI. No 9*, 107–284. 11 plates.

Törnebohm, A.E., 1873: En geognostisk profil över den skandinaviska fjällryggen mellan Östersund och Levanger. *Sveriges Geologiska Undersökning C 6*.

Törnebohm, A.E., 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. *Kongliga Svenska Vetenskaps Akademins Handlingar 28:5*, 212 pp.

Westergård, A. H., 1922: Sveriges Olenidskiffer. 1. Utbredning och lagerföljd. II. Fauna. 1. Trilobita. 16 tavl. With English Summary. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca 18*.

Westergård, A. H., 1946: Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. 16 pl. *Sveriges Geologiska Undersökning C 477*.

Westergård, A. H., 1947: Supplementary notes on the Upper Cambrian Trilobites of Sweden. 3 pl. *Sveriges Geologiska Undersökning C 489*.

Westergård, A. H., 1948: Non-Agnostidean trilobites of the Middle cambrian of Sweden. I. 4 pl. *Sveriges Geologiska Undersökning C 498*.

Westergård, A. H., 1948: Non-Agnostidean Trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. 4 pl. *Sveriges Geologiska Undersökning C 498*.

Westergård, A. H., 1950: Non-Agnostidean trilobites of the Middle cambrian of Sweden. II. 8 pl. *Sveriges Geologiska Undersökning C 511.*

Wickman, F.E., 1988: Possible Impact Structures in Sweden. *I* Bodén, A. & Eriksson, K.G. (red.): *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Vol 1*, 298–327. Springer Verlag.

Wiman, C., (1893) 1894: Über die Silurformation in Jemtland. *Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. I. No 2.*

Wiman, C., 1898: Kambrisch-silurische faciesbildungen in Jemtland. *Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. III*, 269–304.

Zenzén, N., 1930: Om ett konglomerat i kambrosiluren vid Rönnöfors i Offerdals socken i Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 52:1,* 91–110.

APPENDIX

Topografiska lineamentmönster inom Mittnordenområdet.

Detaljtolkning av svenska Kaledoniderna med randområden samt
översiktlig tolkning av urbergsdelen
Håkan Sjöström, Uppsala 1995. SGU FRAP 95401

Main topographic patterns within the central Nordic Region

Summary

A study of detailed structural elements in the Swedish Caledonides and adjacent areas with comments on the Baltic Platform

Håkan Sjöström, Geological institute,
Uinversity of Uppsala

This study is a part of of an assessment of topographical data provided by the Swedish topographical database. It is focused on the Swedish part of the Caledonides. An extensive interpretation was published in Swedish (Sjöström, SGU FRAP 95401) and the present text is an edited version of the report with selection of information limited to the province of Jämtland.

The interpretation was based on grey-scale images produced by GEOSOFT software with a variety of tested azimuths and inclinations. The optimum inclination proved to be 30° - 40° and contrast 5 to 10.

In the two scales chosen (1:2 million and 1:500 000), of which the latter is presented here, the WNW trend of lineaments proved to be most constant and easiest to recognise. The structures in ENE are in most cases cut or otherwise interrupted. A set of N-S to NNW trends is less consistent.

The most evident lineaments are found in the Proterozoic basement east of the Palaeozoic sedimentary cover and thrust Caledonian units. A few of these can be traced into the nappe region. Furthermore, large crystalline regions within the Allochthon, for instance the Olden Antiform, show similar patterns. The NNE trend, corresponding to the main Caledonian direction, is easily distinguishable in areas with competent rocks, less evident in areas dominated by soft shales and limestones. The main lineaments recognised are identified by numbers in the map on page 184.

Inledning

Ett delprojekt med syfte att så långt som möjligt tolka de formelement som framkommer vid bearbetning av Lantmäteriets höjddatabas över Sverige ingick som en del i den omfattande sammanställning av geologiska uppgifter som gjordes inom Mittnordenprojektets ram. Tolkningen utfördes av Dr. Håkan Sjöström vid Uppsala universitets geologiska institution och publicerades i SGUs rapportserie FRAP (nr. 95401). Ur denna rapport har vissa delar med speciellt intresse för Jämtland valts ut och redigerats. Till texten har fogats två redigerade och från originalen beskurna kartor som fokuserats på länets utbredning. I texten görs jämförelser med en storskalig tolkning i skala 1:2 000 000, vilket för klarhets skull har lämnats kvar i nedanstående redigerade text. De tvåställiga sifferkombinationerna hänvisar till indelningen av Sveriges topografiska kartor. Bokstavskoder hänvisar till geografiska begrepp.

Detaljtolkning i 1:500 000

(100 m och 200 m Geosoftdata)

METODIK

Tolkning är gjord på Geosoftutskrifter i gråtonsskala, samtidigt som bilden har analyserats på högupplösande bildskärm med möjlighet till variationer av azimut (belysningsriktning), inklination (solhöjd) och kontrast. Variation av framför allt azimut ger avsevärt ökade möjligheter att på skärmen förstärka strukturer som kan framstå som underordnade eller t o m saknas på utskrift, eftersom denna givetvis har fixa parametrar. Variation av azimut och i viss mån inklination leder dock till viss geografisk förskjutning av lineamenten p g a skuggningseffekten. Absolut lokalisering (och höjd) finns dock i form av Elevation Map i skala 1:500 000. Vid tolkningen valdes vanligen inklination mellan 30°–40° och kontrasten 5 eller 10.

TOLKNING

Som väntat blir bilden mer komplex med den bättre upplösningen i skala 1:500 000. Av huvudlineamenten från 1:2000 000 är VNV-stråken (violetta) tydligast, ONO-strå-

ken (blå) ofta brutna och NNV-stråken (röda) hamnar bland en stor grupp av strukturer av olika karaktärer i NV till NNV. Lineament som ofta är något böjda och har varierande strykning kring N–S blir tydligare. Olika domäner framträder tydligt och beskrivs separat. NNO-lineamenten (gröna på 1:2000 000) i form av breda fåror blir diffusa och är svåra att urskilja med den förbättrade upplösningen.

Linsformade mönster är vanligare i urbergsdelen än inom fjällen. I urberget finns linsmönster i södra delen kring SEDZ (Storsjö–Edsbyskjuvzonen), men de förekommer även öster och norr därom på 16, 17, 18 och 19E–F samt på 21G. Inom fjällen finns det tydligaste linsmönstret i Oldenfönstrets prekambriska bergarter men även i ovanpåliggande enheter mot söder. Lineamentmönstret inom fjällen domineras för övrigt av rombiska block orsakade av skärande lineamentsystem, vilket också är vanligt i den norra delen av urbergsområdet (22–25).

Lineamentens generella karaktär i olika tektoniska enheter

Inom Kaledoniderna har fjällrandens rotfasta del och basal skolldel (undre skollberggrund) diagenetiskt till lågmetamorft omvandlade sedimentbergarter en förhållandevis jämn topografi. Lineamenten är mjukt konturerade fåror. Ett undantag är runt Ströms Vattudal på kbl 21F–G där imbrikationer inom den undre skollberggrunden är angivna på länskartan.

De paleoproterozoiska bergarterna inom den undre skollberggrunden i urbergsfönstren (främst Oldenfönstret) har mönster som i karaktären liknar urberget öster om fjällranden.

Den mellersta skollberggrundens i allmänhet kvartsrika sedimentära bergarter med rikligt förekommande diabaser (Särvskollan) och framför allt de underliggande enheterna med inslag av medsläpat urberg har vanligen tydliga lineament.

I den övre skollberggrunden visar Seveskollornas skiffrar, amfiboliter och gnejser ofta tydliga genomskärande lineament. Kölienheternas generellt sett lägre metamorfa bergarter (metasediment, metavulkaniter och intrusiv) visar vanligen lineament som kan knytas till geologiska drag, både tektoniska gränser och olika bergartsled (t.ex. i Tännforsfältet på kbl. 19–20C).

I urberget är lineamenten normalt mer distinkta, mer systematiska och mer frekventa än inom Kaledoniderna. Variationerna är således dels åldersbetingade, vilket förklarar frekvensskillnaden mellan urberget och Kaledoniderna och dels bergartsbetingade (typ, metamorfosgrad), vilket främst avspeglas i olikheter mellan de olika Kaledonska enheterna.

Markanta lineament och mönster (numrerade i figuren på s. 184)

Nr 1. Går i NNV–SSO genom Storsjön-Näktenområdet på 17–18E-F och fortsätter eventuellt som No 10 (nedan) in i fjällen, delvis med något mer västlig strykning.

Vid Rätan (R, 17E) finns ett mycket ihållande lineament som sammanfaller med ett markant, lågmagnetiskt, geofysiskt lineament genom Rätangraniten förbi Ytterhogdal (Yh 16F) och vidare mot sydost. Hennanlinjen (HL, 16–17F–G) är ett annat markant lineament inom systemet, som söder om Holmsjön (Hs, 17F) ingår i linssystem och tycks klippas sinistralt av VNV-lineament (No 4 nedan).

Nr 2. System i riktning N till NNV (rött) som finns i domäner genom hela området. Systemet kan följas från 16–17F till öster om Näkten (N, 18E), svagt genom 18 F och tydligt igen på 21E–F nordost om Hotagen (se No 19 nedan). I södra delen (16–17) är dessa lineament delvis böjda (äldre?) och bidrar till bildning av linser.

Nr 3. Det mycket markanta dubbelstråket i ca N–S söder om Storsjön på var sida om Hoverberget bryter NV-mönstret, t.ex. nordväst om Rätan (R, 17E). Troligen utgör de tappningsfåror från den tidigare issjön.

Nr 4. Mycket markant VNV-system (violett) på 17E–F + 18E–F upp mot 19 och 20 i urberget och in i fjällen. Systemet är speciellt tydligt öster om Storsjön–Näkten. Det definierar tillsammans med No 1 (NNV–SSO) linser eller rombiska block. Indalsälven (Iä, 19F) följer ett sådant stråk.

Nr 5. Oldens lineamentsystem går bl a genom genom Stor-Bjurvattnet (S Bv, 20–21D). Grenar sig mot söder i raka SSV-lineament som fortsätter mot Kallsjön (Ks, 19–20D) och vidare söderut (jämför No 16). Det linsbildande systemet begränsas av N–S till NNV-lineament som eventuellt ansluter till SEDZ via Storsjön. Parallellt med Stor-Mjölkvattnet–Stor-Bjurvattnet löper en sen, smal och rak spricka.

Nr 6. Sydöstra kanten av Oldenfönstret på 20D–E förefaller vara kontrollerad av NNO-förkastning. Förkastningen markeras av ett nedsänkt, topografiskt mjukt block öster om fönstret. Den ansluter möjligen mot söder till NV-systemet över västra Storsjön.

Nr 7. Anjeskutan-lineamentet (i Seve) på 20C–D är böjt och mycket markant. Relationen till den devonska strukturen längs gränsen (Röragen Detachment, RD) är oklar, men det ser något förvånande ut att klippas av denna.

Nr 8. Lineamentet orsakas av Röragen Detachment (RD), en västligt stupande extensionsstruktur som i huvudsak begränsar östra kanten av Tröndelagsynformen och eventuellt kan följas vidare söderut via Lerdal–Gjende förkastningen till Norska kusten. Sedimentbergarterna vid Röragen visar att den är av devonsk ålder.

Nr 9. Mullfjället. Mycket distinkta, smala NNV-lineament (röda) väster och öster om urbergsfönstret klipper tydligt igenom den Kaledonska skollpacken och är sannolikt en av orsakerna till fönstrets extremt långsmala utbredning. Lineamenten framträder inte i reflektionsseismiska data (Palm et al. 1991), vilket kan bero på att de måste vara branta strukturer, eftersom de skär rakt igenom topografin. Ett av lineamenten sammanfaller på länskartan med den förkastning, som kontrollerar Rekhuvudets norra begränsning. Liknande lineament förekommer även något mot väster i Tännforsfältets Kölibergarter.

Nr 10. Bl.a. Hoverberget–Liten på 18E–D visar flera NV-lineament som eventuellt ansluter till de distinkta No 1-lineamenten i urberget längs SEDZ, Hennanlinjen (HL, 17F) och även vid Rätan väster om SEDZ.

Nr 11. Brett, lokalt stråk i ONO till nästan O–V i form av breda fåror.

Nr 12. Stark ”grain shape fabric” (korta blå streck) i Storsjön–Näkten området och mot SSO (16–17–18E–F) som har tolkats som en avspegling av en plastisk, Svekofennisk, penetrativ deformation.

Nr 13. NO-stråk (blått) i urberget ungefär parallellt med Kaledonska fronten på 18–19 E–F.

Nr 14. Visar strykning (svarta streck) av Kaledonska bergarter på 19E–F.

Nr 15. Raka N-S lineament som löper rätt igenom Mullfjällsfönstret och ovanpåliggande enheter mot norr och söder (på 20C-D ända till 18D). Lineamenten sammanfaller delvis med förkastningar på länskartan.

Nr 16. Del av lineamentmönstret genom Oldenfönstret (Nr 5 ovan). Mönstret delar sig kilformigt mot söder (19–20D). Systemet löper mot söder fram till Kallsjön (Ks).

Nr 17. Mycket markanta NNO-lineament på 21F som ger ”urbergstopografi”. Dessa är markerade som överskjutningar inom den undre skollberggrunden på länskartan och är övertydliga jämfört med liknande strukturer inom hela tolkningsområdet. Lineamenten ligger i det mest utpräglade VNV–OSO blocket i Mittnordenområdet.

Nr 18. Mycket markant NV-stråk genom Seve-och Offerdalskollorna på 21 E–F. Motsvarar i karaktär Nr 1 och 10 ovan men har något mer västlig strykning.

Nr 19. Markanta, delvis breda N–S till N10°V-lineament på Nr 21. Lineamenten löper rätt igenom den undre skollberggrunden och finns även ONO Hotagen på 21E och F. Mot söder finns liknande i urberget öster om Näkten (Nr 2). Lineamenten definierar tydliga rombiska block tillsammans med NV-stråk (Nr. 18) på 21E–F.

Nr 20. NV-mönster på 21G motsvarande Nr. 18 mot väster och mot söder Nr 1 och 10. Delvis dextral inböjning av NV-lineament (Nr 20) mot N–S-lineament (Nr 19) på 21G indikerar att N–S-stråken är yngst.

Nr 21. NNV-lineament på t.ex. 21G. Dessa omfattar både yngre (?), raka och äldre något böjda lineament jämförbara med Nr 1 i urberget längre söderut. Mycket markanta lineament av den första kategorin finns väster om Borgafjäll på 22E–F. (Jämför Nr 24).

Nr 22. Svagt öst–västlineament i urberget på 21G söder om Dorotea.

Nr 23. Motsvarar No 4 (violetta) längre söderut.

Nr 24. På 22G, 23, 24 och 25 F–G är raka och troligen sena NNV-lineament mycket markanta i både urberget och i fjällkedjan. De tycks kontrollera vattensystem och leda till blockbildning i berggrunden tillsammans med VNV-lineamenten (Nr 23 och mot söder Nr 4). Delar av Tåsjön (Ts, 21F) ligger längs ett sådant lineament.

Nr 25. Ett av huvudlineamenten i ONO till O–V från den regionala tolkningen. Det kan följas över hela kartbilden förbi Hotagen och in i Oldenfönstret på 21D.

TYDLIGA HUVUDSTRÅK

Som nämnts ovan framträder VNVlineamenten som de mest markanta vid tolkning i 1:500 000. Följande fyra huvudstråk inom Jämtland har märkts ut i Fig. 3 (orter inom parentes ligger utanför det tolkade området):

I. Holmsjön (17F) – Storsjön i Härjedalen (18D)

II (Härnösand) – Indalsälven (19F) – Kallsjön (19–20D)

III (Örnsköldsvik) – Hotagen (20E) – Jävsjön (21D)

IV (Umeå) – Stora Blåsjön (22E)

På 18E söder om Storsjön är den rotfasta berggrunden representerad av svartskiffer överlagrad av kalksten och skiffer. Denna berggrund kilar ut mot det breda lineamentet i ungefär N–S som löper vid Svenstavik (Sv). Efter ett kort avbrott återkommer den med samma bergarter öster om Storsjön på 18E–19F och finns sammanhängande till strax söder om Indalsälven (Iä). Norr därom är det åter ett avbrott ända upp till Flåsjön (Fs, 221G–F).

Variationerna i den rotfasta berggrundens utbredning överensstämmer bäst med VNV-lineament eller NV-lineament. Den nordöstra begränsningen av denna berggrund öster om Storsjön sammanfaller delvis med med NNV-stråket No II. Uppträdandet av rotfast underpaleozoisk berggrund vid Flåsjön är knutet till ett mindre markant stråk i samma riktning. På motsatt sida Flåsjön är dessutom den undre skollberggrundens bas sinistralt förskjuten i kartbilden samtidigt som dess imbrikerade alunskiffrar och kalkstenar kilar ut lateralt mot norr och ersätts av d:o kvartsiter, siltstenar och skiffrar, dvs lägre stratigrafiska enheter. Vid Flåsjön finns således laterala förändringar i både den rotfasta berggrunden och den undre skollberggrunden.

Inom Kaledoniderna

Storsjön tycks definitivt vara resultatet av korsande lineament i riktningarna NNV, NV och VNV.

Kombinationen av N10°O-lineament och NV-lineament (bl.a. Nr 10) begränsar ett nästa rombiskt, mycket markant block av den mellersta skollberggrunden på 18E.

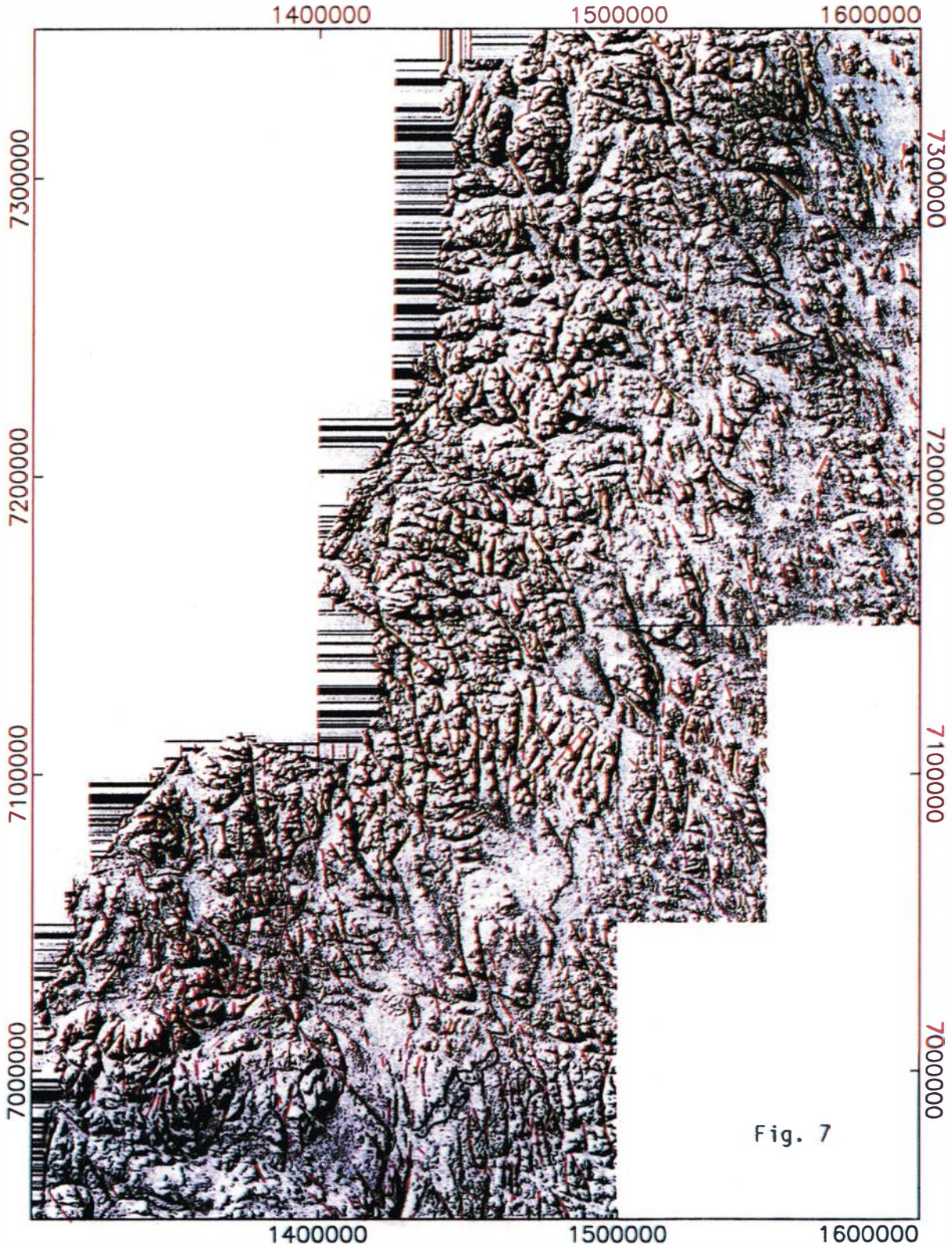
De tydliga NNV-lineamenten (Nr 9) påverkar Tännforsfältets nordöstra kant och Mullfjällsfönstret (19C–D och 20C) liksom Rekhuvudets norra begränsning och basen för Seveskollan på 20D.

Utliggaren av den mellersta skollberggrunden (Alsenutliggaren) på 19E söder om Offerdalsskollan passar in i mönstret av NNV-lineament upp mot Oldenfönstret.

Oldenfönstret på 20D–E och 21D visar många lineamentsystem: N20V + VNV + ONO (Nr 5, 6, 16). Speciellt östra kanten tycks förkastningskontrollerad av N–S till NNO-förkastningar. Mellan Offerdalsskollan och Seven på 20E och 21E löper tydliga lineament.

På 20E, 21E–F (Flåsjön–Hotagen) tycks den undre och mellersta skollberggrunden liksom överlagrande Seve påverkas av NV-lineamenten Nr 18 (t.ex. Sevebergarterna sydost om Gäddede). Strax öster därom finns NO-stråken inom den undre skollberggrunden med markeringen för överskjutningar på länskartan, vilket ger intryck av ett övertydligt lineamentsystemet jämfört med omgivande områden. Lineamentbilden indikerar ett nordväst–sydost block mellan Flåsjön (FS, 21G) och Hotagen (H, 20E) – Gäddede.

På 22E framträder eventuellt ett internt Seveblock.
Den mellersta skollberggrunden på 22F tycks följa system som löper i Ö–V eller VNV och Kölibasen svänger mot ungefär öst-väst på 22–23E och ansluter till ett lineamentsystem.

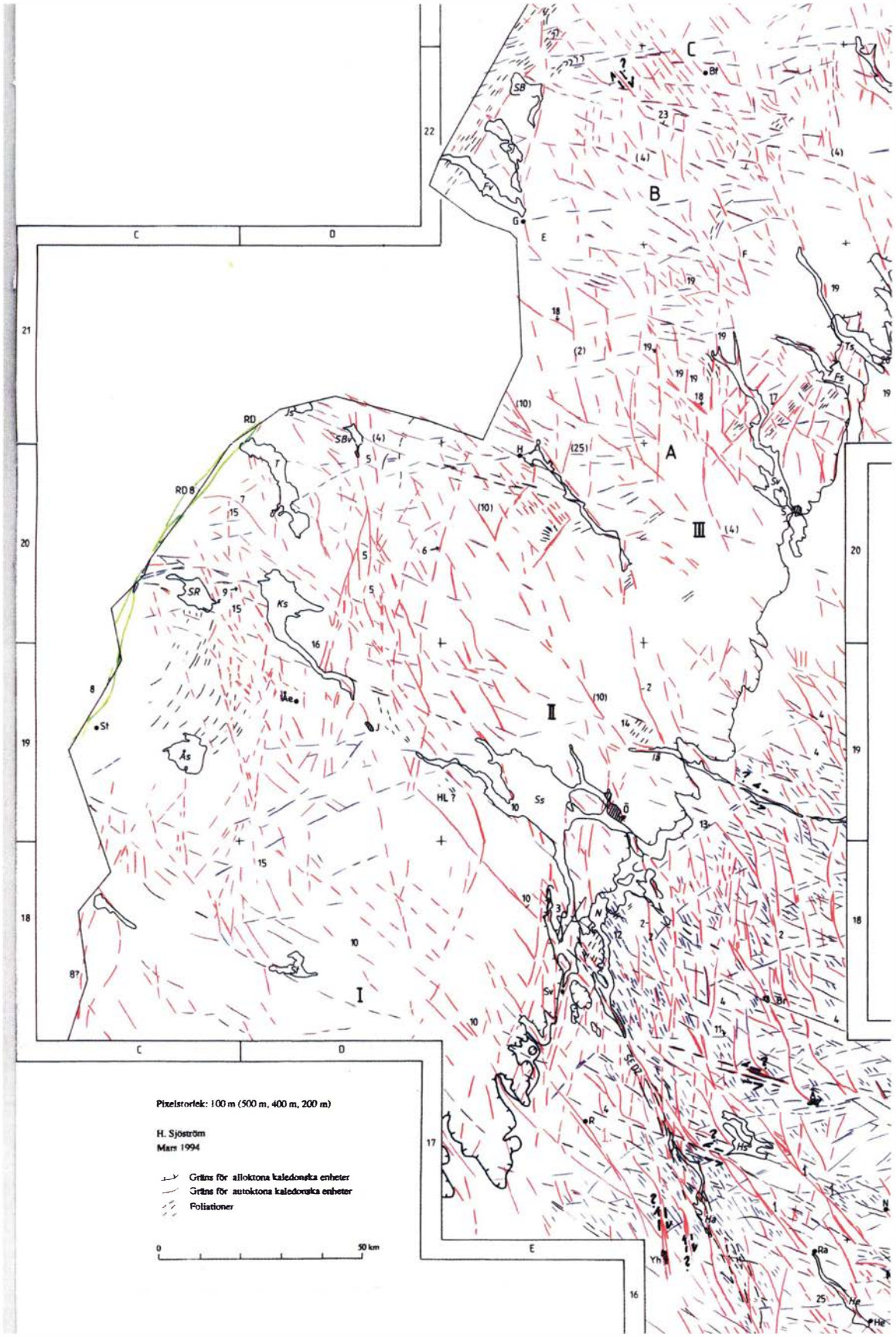


MITTNORDEN 18–25CH

Hojddata fran LMV, 400m grid. Az:315, I: 38, C: 10

Skala 1 : 2 000 000

Image of morphology in the Swedish part of the Mid-Norden region 1:2 million, based on 400 m grid Azimuth 315 (NW), inclination 30° and contrast 10.



Linjära geologiska huvudstrukturer tolkade från höjddatabas, Jämtlands län utom den sydligaste och nordligaste delen.
Interpretation of main linear geological structures in Jämtland, except northern- and southernmost part.

FJÄLLBERGGRUNDEN I JÄMTLANDS LÄN

Tektonik, petrografi och regional geologi i den västliga fjällberggrunden

Arne G.B. Strömberg

Innehåll

Tektonik, petrografi och regional geologi i den västliga fjällberggrunden 189
Inledning 189
Historik 190
Den kaledoniska bergskedjebildningen 193
Regionala huvudstrukturer 194
Bergartsöversikt 208
Allmänt 208
Kommentarer till berggrundskartans beteckningar 209
Fjällberggrundens underlag 214
Vemdalens järnmalmsförande lager 214
Kaledonisk påverkan på fjällberggrundens underlag 215
Den undre skollberggrunden 219
Fjällrandens stora överskjutning av Vemdalskvartsit 219
Prekambrisk berggrund i den undre skollberggrunden 220
Imbrikationer i den undre skollberggrunden 224
Det tektoniskt transporterade prekambriska underlaget 225
Flygmätta magnetiska profiler 226
Zonen med massunderskott 226
Den undre skollberggrunden i södra Jämtland 228
Sörvattnan–Glöteområdet 228
Storfjäten–Lofsdalen 228
Profilen Strådalen–Hovärken–Dyckesberget–Glötesvålen 229
Vemdalskvartsitens skolla mellan Ránddalen och Klövsjö 229
Kvartsit, urberg och skiffrar i skollan mellan Klövsjö och Svenstavik 230
Den undre skollberggrunden i Oviksfjällen, Flåsjödalen och Hoverberget 231
Den undre skollberggrunden i mellersta och västra Jämtland 234
Oldenkulminationen 234
Oldenfönstrets prekambriska berggrund 234
Oldengraniten 236
Diabasgångarna i Oldenfönstret 236
Deformationer i Oldenfönstrets urberg 237
Tektonik och stratigrafi vid Oldenfönstret 237
Södra randen av Oldenfönstret 238
Östra randen av Oldenfönstret 239
Oldenfönstrets nordvästra del 240
Mullfjällsantiklinalen 241
Sylfjällsantiklinalen 245
Den undre skollberggrunden i norra Jämtland 246
Kulminationerna vid Börgefjäll och Hetenjaure 249
Den mellersta skollberggrunden 249
Hotagenskollan 249
Sparagmitområden i västra Härjedalen 254
Rödfjällsområdet 254
Området Rogen–Sörvattnet–Långå 254
Hotagenskollans östra gräns i södra länsdelen 256
Strådalen 256
Ránddalen 256
Hedeområdet 258
Vemdalen 260
Dovelsån 260
Området närmast Fudautliggaren 260

Risekonglomeratet i mellersta Jämtland 261
Hotagensskollans gränser norr om Hotagen 262
Erfjället med omgivningar 263
Granit, sparagmit och tillit i norra Jämtland 264
Området Lidsjöberg–Finnvattshöjden 265
Området Bergvattnet–Långmarkberget 267
En profil över Långmarkberget 269
Offerdalsskollan 270
Offerdalsskollans tektonostratigrafiska läge 272
Offerdalsskollan i länets södra del 272
Tännäs ögongnejs 272
Ögongnejsens utbredning 274
Albit-porfyroblastskiffern vid Bottenbäcken 275
Sedimentbergarter i Offerdalsskollan (Håckrengruppen) 275
Offerdalsskollan i norra Jämtland 279
Väster och norr om Hotagen 279
Området Gräsvattnet–Bågede–Svansele 280
Särvskollan 281
Översikt 281
Särvskollans struktur, deformation och metamorfos 281
Diabasgångarnas uppträdande 283
Ottfjällsdiabasens petrografi 285
Valmåsenkomplexets prekambrium 287
Ulvbergsenheten 288
Särvskollans sedimentbergarter 290
Överskjutningen vid Särvskollans bas 292
Ulvberget, 1 km nordväst om Medskogen 292
Andra lokaler vid Särvskollans bas 292
Särvskollans översta zon 293
Särvskollan i södra Jämtland 294
Sylfjällsantiklinalen 294
Sylarnaamfibolit 295
Söder om Lossenmagasinet 295
Norr om Ljusnans dalgång 295
Flatruetskiffrarnas område 296
Isolerade partier av Särvskolla 296
Särvskollan i mellersta Jämtland 296
Särvskollan i norra Jämtland 297
Den övre skollberggrunden 300
Helagsskollan 300
Skarvarnagruppen 301
Amfibolitgångar 301
Helagsskaftets grafitfyllit 301
Mittåkläppens grönskiffer 301
Axhögens kalksandsten och gråvackeskiffer 302
Seveberggrunden 302
Ryolit och mylonit 303
Fragmentbergarter 305
Metamorf kalksten, kalksandsten och sandsten 305
Ljusa sevegnejser 306
Basiska eruptivbergarter – amfibolit 307
Ultramafiska (ultrabasiska) bergarter, serpentinsten och täljsten 309
Ultramafiter i norra Jämtlands seveberggrund 310
Bildningssätt för peridotit och serpentinsten 312

Eklogit ... 312
Intrusiv granit ... 312
Åreskutankomplexet ... 313
Köliberggrunden ... 315
Tännforsfältet ... 315
Mullfjällsantiklinalens västra sida ... 315
Forsaberget ... 316
Nordhallen ... 317
Tännforsfältets västra del ... 318
Tännforsfältets södra del ... 318
Tännforsfältets mellersta del ... 319
Kölibergarter längs riksgränsen mellan Anjan och Gånälven ... 320
Köliberggrunden i norra Jämtland ... 321
Portfjällskonglomeratet ... 322
Östra zonens konglomerat ... 322
Bjurälvskalkstenen ... 323
Skogsbäckens (–Ankarede) vulkanitformation ... 323
Blåsjöfyllit ... 324
Gabbrointrusioner i Blåsjöfyllit ... 324
Trondheimskollan ... 325
Geokemi ... 325
Regional tektonik, deformation och metamorfos ... 339
Regional tektonik ... 340
Finnmarksfasen ... 340
Skandinaviska fasen ... 342
Metamorfos ... 342
Malmer samt industriella mineral och bergarter ... 343
Malmer ... 343
Fjällrandens blymalmer ... 343
Seve–Köliberggrundens kopparmalmer ... 344
Malmstråket i västra Härjedalen ... 344
Lunndörrens kismalm ... 345
Åreområdets malmer ... 345
Frostvikenområdets malmer ... 346
Peridotitanslutna malmer ... 346
Malmer i den undre skollberggrunden ... 346
Uranförande alunskiffer ... 347
Industriella mineral och bergarter ... 347
Täljsten ... 347
Glimmer ... 347
Hårdskiffer (Finnsäterskiffer) ... 348
Kvartsit ... 348
Kalksten ... 348
Summary ... 349
Orogenic development in the Scandes ... 349
Regional tectonics ... 350
Metamorphism ... 355
Scandian ores, rocks and minerals of economic value ... 356

Litteratur ... 358

TEKTONIK, PETROGRAFI OCH REGIONAL GEOLOGI I DEN VÄSTLIGA FJÄLLBERGGRUNDEN

Inledning

Kartläggningen av fjällberggrunden i Jämtlands län påbörjades sommaren 1963 och fortgick varje säsong kontinuerligt fram till 1973. Därefter har endast kompletterande arbeten utförts, företrädesvis inom områden med underpaleozoiska lager i mellersta Jämtland.

Den nedanstående beskrivningen skrevs under det påföljande decenniet och var i stort sett färdig 1985. En del äldre uppgifter om platser, vägar och brytningsförhållanden har därför i görligaste mån moderniserats under slutredigeringen. Kartmaterialet som fanns tillgängligt under 1960-talet var dels konceptblad i skala 1:50 000 dels generalstabsblad i skala 1:100 000 från Generalstabens Litografiska Anstalt. Dessa kompletterades i förekommande fall av flygbildsmaterial. Vissa äldre vägar och gårdar är inte markerade på senare kartversioner.

Under rekognosceringen i fält har många geologer medverkat som extrageologer enligt följande sammanställning: Eva Bergh 1967 (Häggsberget–Glöte), Olle Dahl 1963 (Högvålen-Rogen), Leif Eriksson 1970-71 (Handölsområdet, Börtnan-Lövdalen), Göran Fredriksson (Frostvikenfjällen 1966, Bågede 1967), Rolf Hallberg 1965 (Krokom–Lit), Carl-Johan Hardenby 1970–71 (Handöl, Rönnöfors–Gärde), Anders Holmqvist 1967 (Lillhärdal–Vedungsfjället), Lars Karis 1969 (fjällranden), Kent Larsson 1969 (fjällranden), Rabbe Sjöberg 1970–71 (Handöl, Storsjougden–Herrbergsdalen), Vladislav Stejskal 1969–72 (Hotagsfjällen–Ströms Vattudal, Föllinge), Anders Wikström 1964–66 (Oviksfjällen, Ansätten–Skärvången, Klövsjöfjällen), Sven Yngström 1965–67 (Åreskutan–Järpen, Djupsjöområdet, Oldfjällen), Göran Åberg 1966 (Offerdalsområdet).

Roland Skoglund utförde under åren 1964–75 en omfattande insamling av material från de underpaleozoiska lagerserierna i mellersta Jämtland, vilket helt ställts till förfogande för kartframställningen. Framlidne prof. Per Thorslund och Torsten Tjernvik har under 1950-talet samlat in viktiga data om den sedimentära lagerföljden i den undre skollberggrunden. Författaren har också fått värdefulla uppgifter från och haft stor glädje av diskussioner med alla geologkolleger som arbetat med olika fjällområden. Utöver redan nämnda personer vill jag särskilt tacka Gunnar Kautsky, Gunnar Nilsson, Göran Stålhös, David Gee, Thomas Sjöstrand, Ebbe Zachrisson samt Lars Karis som varit min nära medarbetare under senare år.

Framlidne geologen vid SGU, Oskar Kulling bidrog under sin tid vid verket med värdefulla diskussioner med utgångspunkt från sina erfarenheter i nordligare regioner. Texten har omsorgsfullt granskats och korrigerats av Birgitta Bygghammar, Stefan Bergman och Lars Karis, vilka jag varmt tackar. Under kartläggningsarbetet har också ickegeologer, exempelvis ortsbor och andra runt om i Jämtlands län, bidragit med värdefulla informationer. Som ett exempel kan nämnas Erik Danielssons observationer av tillitoida bergarter vid Brattuggen (jfr fig. 11). Ett hjärtligt tack för det positiva intresse och den hjälp vi fått från många håll.

Eftersom länskartläggningen i många drag var utförd redan under 60-talet kom dessa resultat till användning för planläggning och det vidare utförandet av undersökningar inom International Geodynamics Project (IGP). Det förtjänar att här särskilt understrykas den betydelse de av oss tidigare utförda undersökningarna har haft för detta projekt. Sålunda gjorde författaren år 1974 med tekniskt bistånd av Kennert Röshoff en sammanställning av en geologisk karta över fjällberggrunden i Jämtland i skalan 1:200 000, vilken ställdes till IGP-projektets disposition. Delar av denna kartbild publicerades även i schematiserad form (Gee 1975). I IGP-projektet har ett stort antal forskare medverkat (Bylund m.fl. 1976). De arbeten som färdigställts omnämns i det följande i sitt tektoniskt-regionala sammanhang.

En stort antal viktiga undersökningar har producerats genom detta internationella projekt. Undersökningar av geokemi, stratigrafi och tektonik samt geofysiska och geokronologiska bestämningar har belyst många av fjällkedjans problem.

Ett värdefullt och mycket omfattande kartografiskt arbete för den föreliggande kartan har utförts av Margareta Andersson, Rosa Wallgren och Elisabet Carlson samt kartredaktören Per Isaksson, vars personliga intresse för denna sak varit utslagsgivande för kartprojektets genomförande.

Till ett metodiskt geologiskt fältarbete hör en regelbunden provtagning av bergarterna. Berggrundsgeologens viktigaste fältverktyg är fortfarande geologhammaren. Med en bokförd och helst orienterad handstuff på omkring 1/2 kg dokumenteras såväl de dominerande bergarterna som variationer och kritiska kontraster. Många tusen stuffer har insamlats och etiketterats. Omkring tusen tunnslip har studerats mikroskopiskt. Alla tunnslipen har preparerats av Bengt Wigström och Roland Resare, vilkas insatser på ett förtjänstfullt sätt bidragit till resultatet.

Representativa prover för kemisk analys har uttagits på valda punkter. Närmare tvåhundra bergartsanalyser av detta material har utförts vid SGUs laboratorium, vilket redovisas i kap. ”Geokemi”.

Historik

Fjällberggrunden i Jämtlands län och nordligaste Dalarna med östligaste Norge representerade ett klassiskt område för tidiga geografisk-geologiska beskrivningar. De allra äldsta topografiska och mineralogiska noteringarna om västra Härjedalen gjordes redan under en resa år 1685 av Urban Hjärne. Uppgifterna publicerades (Hjärne 1763).

Hjärnes dotterson Daniel Tilas var bergsman och företog som auskultant i Bergscollegium sin första stora studieresa i Bergslagen redan 1733. Han blev senare direktör över bergverken i Jämtland och Härjedalen och chef för Ljusnedals bruk. Han var också medlem av kommissionen för gränsdragning mot Norge 1740–42 och samlade material för ”Fiellens beskrifning ifrån Österdalarnes början igenom Härjedalen, Jemteland, Umeå, Piteå och Luleå lappmarcker till Torneå lappmarcks gräntz” (Richter 1938). Vid en eldsvåda i Klarakvarteren 1751 förstördes Tilas’ hem och detta manuskript med samlingar och teckningar över fjällen samt ett manuskript: ”Härjeådalens känning”. Ur andra bevarade manuskript av Tilas har Zenzén (1930) återgivit resterande geologiska notiser. Tilas nämnde exempelvis (1742) att han funnit en svart hornblände bergart i östligaste delen av Svansjökläppen och studerat ett polymikt konglomerat i några berg vid gränsen öster om sjön Fämunden.

Geologiska observationer såväl som övrig naturalia och etnografiska observationer lämnades av Abraham Abrahamson Hülphers 1775. Under samma århundrade, 1796 företog Carl Magnus Robsahm, som var notarie i Bergscollegium, en resa till Härjedalen och Röros (Richter 1938). Dagboksanteckningarna med teckningar från denna resa innehåller en rad intressanta mineralogiska och geografiska notiser. Då man red genom övre Mittådalen söder om Helags skrev Robsahm: ”Närmare Helagssjöarna funnos flera större geschieben (glacialblock) av en svart lerskiffer med sina insprängde glimmerfjäll, (grå, grafitisk fyllit) och voro desse i ytan nästan alldeles murknade”. (Skarvarnakomplexets bergarter vittrar starkt till följd av utlösning av nästan överallt förekommande insprängd kalcit.)

Terrängen vid gränsen undersöktes senare av J.C. Hörbye (1855), som översiktligt beskrev topografi och berggrund i norra Dalarna och södra Jämtlands län.

Mot slutet av 1800-talet ökade kännedomen om fjällberggrunden snabbt som resultat av systematiska undersökningar av Kjerulf (1873, 1879), Schiötz (1873, 1882, 1883) med flera. En av de fjällgeologiska frågor som var högaktuella vid sekelskiftet gällde Vemdalskvartsitens ålder. Törnebohm (1873) m.fl. hade noterat att denna kvartsit låg ovanpå underpaleozoiska lager i de södra fjälltrakterna. Svenonius (1881) undersökte hela den södra fjällranden och norrut till Storsjöområdet. Han framhöll (1881, s. 51) att han i området väster om Myssjö, där kvartsiten verkar entydigt kambrisk eller eokambrisk, ej fann några skäl för att skilja mellan ”den kambriska kvartsiten” och Vemdalskvartsit. Att döma av säkerheten i hans uppfattning torde han även ha räknat med såväl tidigare observationer vid Sjougdälven som förhållandena i Råndalen, där kambrisk alunskiffer (Kläppeskiffer) ligger lagrad på Vemdalskvartsit. Därför fortsatte Svenonius att betrakta Vemdalskvartsiten som i stort sett äldre än de fossilförande lagren (autoktona och parautoktona), som i södra fjällranden uppträder under Vemdalskvartsiten. Han sökte förklara förhållandet med den äldre kvartsiten i högre läge (i nutida terminologi, den undre skollberggrunden) såsom en avlagring av äldre paleozoiska sediment i erosionsdalar som skurit igenom kvartsiten. De profiler Svenonius beskrev (1881) angav dock ganska tydligt att Vemdalskvartsiten vilar på yngre bergartsled, vilket Törnebohm ej underlät att påpeka (1882). En annan svårighet var att avgöra förhållandet mellan Vemdalskvartsiten och den siluriska Kyrkåskvartsiten. Wiman hade (1898) studerat Vemdalskvartsitens basala kontakt mot underliggande lager, bl.a. exemplifierat vid Hallen i Åsarna och dragit slutsatsen att Vemdalskvartsiten där tycktes vara med ”någon diskordans” (nu=överskjutning) avlagrad på ordovicisk skiffer och kalksten. Länge räknade man därför också med möjligheten att Vemdalskvartsiten kunde vara silurisk (Högbom 1920).

Den tektoniska bilden klarnade först då Törnebohm 1888 (jfr också 1896) slutgiltigt lade fram sin storstilade hypotes om långa överskjutningar som en förklaring till abnorma åldersföljder både i fjällranden och längre västerut. Därmed slapp man exempelvis att räkna högmetamorf Seve som postsiluriskt avlagrad. Men problemen var ändå långt ifrån lösta. Högbom (1920, s. 81) fann också allt fler mylonitbildningar vid den stora överskjutningen mellan undre skollberggrund och de metamorfa skollorna. Fram till 1910 vann överskjutningshypotesen åtskilliga anhängare men Törnebohms uppfattning var emellertid svår att acceptera för många fjällgeologer. Särskilt i Norge, där den stora överskjutningen mellan de undre skollenheter och de högre metamorfa tektoniska enheterna (”Seveöverskjutningen”) på många håll är mindre väl synlig, fann de flesta geologerna svårt att räkna med en överskjutning av denna storleksordning. En vanlig invändning var att deformationen borde vara starkare vid så stora rörelser (Goldschmidt 1916). I brist på större förskjutningar blev Goldschmidt därför tvingad att anta en synkaledonisk ålder för ”höifjeldskvartsen”, dvs. de metamorfa skollor med kvartsiter som man finner mellan Jotuneruptiven och de relativt korttransporterade östliga fylliterna (jfr Strand & Kulling 1972).

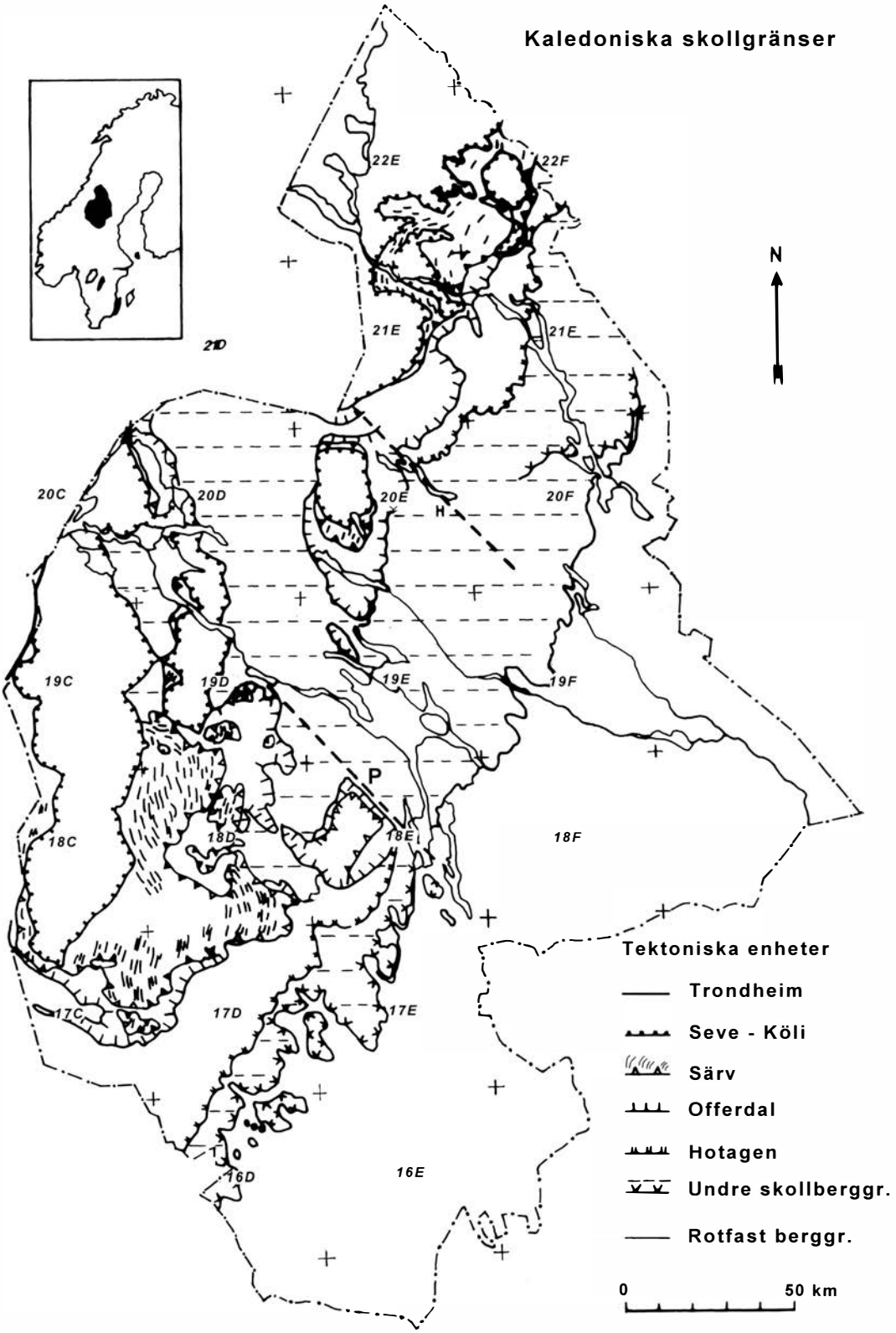


Fig. 1. Karta över tektoniska huvudelement i Jämtlands fjällberggrund.

Regional tectonic map of the Caledonides in the Jämtland County. Dikes of Ottfjället dolerite are marked in the Särv Nappe, Lower Allochthon = ruled, H = Hotagen fault, P = Persåsen fault.

J.H.L. Vogt (1887) studerade Åreskutanområdet och uppfattade Sevegruppens berggrund som avlagrad på silurlagren ”utan avbrott eller diskontinuitet”. Även Wiman (1898) drog liknande slutsatser vid sina studier längs den östliga randen av bergskedjan och placerade Vemdalskvartsiten som ett led yngre än den ordoviciska kalkstenen. Carstens (1920) avvisade överskjutningar vid Trondheimsfältet och ansåg att hela Åreskutan ligger in situ, med Åreskiffrarnas starka metamorfos förorsakad genom inverkan av värme från intrusiva magmor.

Ett starkt stöd för överskjutningshypotesen gav däremot Högbom, som i sina länskartor (1884, 1920) i stora drag bekräftade Törnebohms uppfattning, i varje fall beträffande Seveöverskjutningen. Högbom kallade sin officiella guide till den internationella geologkongressen 1910 ”Studies in the post Silurian thrust region of Jämtland”, vari han gav många belägg för överskjutningsrörelserna. Han blev emellertid motsagd av Holst (1910), som tog den nära horisontella överskjutningsgränsen söder om Mörsil, mellan mylonitskiffrar och den undre skollberggrundens underpaleozoiska lager, som bevis på hur de metamorfa skiffrarna vore flackt lagrade ovanpå dessa.

I olika arbeten (1916, 1920, 1922) beskrev Frödin att begränsade tektoniska rörelser förekommit i fjällberggrunden, men förleddes även att göra antaganden om silurisk-devonisk ålder för de senprekambriska kvartsiterna och sparagmiterna. I stället för stora tektoniska överskjutningar sökte man förklara den kaledoniska metamorfosen med värme från magmatiska intrusiv.

Den fjällgeologiska forskningen under tiden 1910–1930 representerar en lärdomshistoriskt intressant utveckling (Asklund 1946). Genom en rad vetenskapliga arbeten av Goldschmidt, A. Gavelin, Quensel, Backlund fullbordades utformningen av en i huvudsak statisk-magmatisk bild av den kaledoniska utvecklingen. Hela den övre delen av det skandiska skollkomplexet med Seve och Köli uppfattades generellt som postordoviciska lagerföljder, i vilka rikliga siluriska intrusioner av en delvis heterogen, magmatisk svit åstadkommit de metamorfa omvandlingar och metasomatiska elementförflyttningar som var erforderliga för att förklara de rekristalliserade bergarternas nuvarande utseende. Den förhärskande åskådningens alltmer axiomatiska lärosatser utvecklades till en skenbart motsägelsefri konstruktion. Tillfälliga invändningar (H. Johansson 1921) blev betydelselösa i jämförelse med etablerade auktoriteters dominans.

Asklund (1946) nämner Zenzéns undersökning (1930b) vid Rönnöfors i mellersta Jämtland som något av en vändpunkt för uppfattningen om överskjutningarna. Zenzén visade att den undre skollberggrundensens fanerozoiska lagerföljd är brant upprest och veckad och överskärs tvärt av gränsen till Offerdalsskollans kristallina skiffrar (fig. 62).

När Asklund (1933) tog upp det viktiga problemet om Vemdalskvartsitens ålder hade denna fråga ännu inte fått ett slutgiltigt avgörande. Asklund gjorde en återblick på den tidigare geologiska forskningen och fann att Törnebohm (1896) uppfattade Vemdalskvartsiten som avsatt före den kambriska tiden och närmast äldre än den övre sparagmitavdelningen. Högbom (1920) hade visserligen i sitt stratigrafiska schema lagt Vemdalskvartsiten överst, över de ordoviciska lagren, men refererade samtidigt de skilda uppfattningarna om åldern utan att själv ta definitiv ställning. I sitt arbete om kvartsiter och sparagmiter framhöll Frödin (1920) att bergarter av Vemdalskvartsitens typ iakttagits i växellagring med eller övergångar till kambriska lager och att överlagringen av Vemdalskvartsit på ordoviciska lager kan vara abnorm, vilken möjlighet Högbom (1920) också hade skisserat. Asklunds resultat (1933) visade klart, dels att Vemdalskvartsiten är av prekambrisk till tidig kambrisk ålder, dels att den i södra fjällranden är överskjuten med ett belopp av minst flera mil på det rotfasta underlaget.

Ett oväntat stöd fick Törnebohms överskjutningshypotes genom Wegeners hypotes om kontinentförskjutning, som citerades av Suess (1938) i en översikt över den sena kaledoniska utvecklingen vid kollisionen mellan de Laurentiska (motsv. delar av Nordamerika) och Fennosarmatiska (motsv. Skandinavien – europeiska Ryssland) plattorna.

Den fortsatta geologiska forskningen, med insatser av Asklund och Thorslund i Jämtland samt Kulling och Du Rietz i Västerbotten har beskrivits i flera uppsatser av Asklund (1946, 1955). Fjällgeologisk forskning efter 1946 har sammanfattats av Strömberg (1971). Undersökningar från dessa och senare perioder refereras i den fortsatta framställningen.

Den kaledoniska bergskedjebildningen

Den kaledoniska bergskedjebildningen kulminerade för omkring 400 miljoner år sedan med stora överskjutningar som ett slutresultat av en lång geologisk utveckling. Som en följd av stora rörelser inom och mellan den dåtida jordskorpans plattor, med samtidig sedimentation och vulkanism i hav och på land, producerades successivt det komplicerade geologiska strukturella mönster som senare ytterligare preparerats fram genom erosion.

I sen prekambrisk tid, för 1000 till 600 miljoner år (Ma) sedan, hängde den nordosteuropeiska plattformen ihop med ett västligare kontinentblock som bestod av Grönland och Nordamerika. Under en period förekom nedisningar över den centrala delen av detta väldiga kontinentblock. De sediment som då avsattes av inlandsis, glaciärer och drivande isberg har påträffats både på Grönland, Spetsbergen, i norra och sydöstra Norge samt på många håll i den svenska fjällkedjan.

I Jämtland har sådan morän från den senprekambriska glaciationen, s.k. tillit, påträffats på flera ställen, både i fjällranden, t.ex. i områden väster och norr om Alanäs, och inne i Särvskollans långt överskjutna berggrund. En tillit kan innehålla material från många olika bergarter, som genom den glidande isens arbete krossats till fragment av alla storlekar från meterstora block till fint stenmjöl. Mot slutet av den senprekambriska istiden avsattes varviga lersediment och därpå mäktiga lager av ren kvartssand, som nu ingår i den vendiska Vemdalskvartsiten vid fjällrandens yttersta överskjutning i södra och norra Jämtland.

Den nordeuropeiska plattformen och Grönland–Nordamerika började att glida isär för 700–600 miljoner år sedan. Uppsprickningen åtföljdes av intrusioner av basaltisk magma i form av talrika gångar av Ottfjällsdiabas, som man finner överallt i Särvskollans berggrund i norra Härjedalen och Jämtland.

Det då bildade havet mellan Grönland och Skandinavien har kallats Iapetushavet (Harland & Gayer 1972) och låg med omgivande kontinenter troligen ungefär parallellt med jordens ekvator. Där avsattes under kambrisk tid sediment med inslag av vulkaniska bergarter. Redan i tidig ordovicisk tid (för 470 miljoner år sedan) började detta så kallade Iapetushav pressas samman genom plattektoniska förskjutningar i den Finnmarkiska bergbildningsfasen (Sturt m.fl. 1978). Pluggar och lager av ordoviciska ultrabasiska bergarter i den övre skollberggrunden vittnar om att kontinentförskjutningarna då var mycket intensiva och inbegrep underskjutningar (subduktion) ned i jordens mantel, som finns bara 7 km under oceanbottnen. Vid subduktioner tillkom magmaintrusioner och en metamorfos genom höjda tryck och temperaturer i den underskjutna plattan. Tidiga överskjutningar, t.ex. av Särvskollan över Offerdalsskollan, kan ha inträffat i samband med denna Finnmarkiska fas.

Långt ute i fjällkedjans periferi finns tecken på tektoniska rörelser under ordovicisk tid i form av konglomeratbildningar och luckor i lagerserien. Loftarsten och liknande konglomerat i Lockneområdet ger också exempel på att dessa rörelser givit upphov till upprepade erosionsfaser även i öster (Thorslund 1940, Lindström m.fl. 1982).

En annan tolkning av orsaken till de ordoviciska konglomeraten runt Lockneområdet har gjorts av Wickman 1988 och Lindström & Sturkell 1992, vilka hävdar bevis för ett stort meteoritnedslag i Lockneområdet (Lindström 1997).

Under hela ordovicium och silur fortsatte sedimentationen med vulkanism i det genom subduktioner allt mer krympande Iapetushavet. I omkringliggande grundhav avsattes kalk, lera och sand och där finns på många nivåer skikt med flygaska (bentonit), som troligen härstammar från vulkanismen i det centrala havsområdets öbågar. Turbiditsediment, växellagrande gråvackor och skiffrar, är vanliga och tyder på intermittenta slamströmmar. Tektoniska rörelser i bergskedjezonen skapade växlande sedimentationsförhållanden med varierande sedimentgrovlek och skiktens mäktighet i lokala bassänger.

Mot silurtidens slut (400 miljoner år) förelåg i bergskedjezonen ett efterhand sammanträngt komplex av bergskedjans berggrund. Då avbröts sedimentationen, lagren veckades ännu mer och många mil breda flak av berggrund sköts som tektoniska överskjutningsskollor långt in över den Baltiska skölden. Nya och intensiva rörelser, med förkortning av underlaget och underskjutningar på djupet, medverkade till de slutliga långa överskjutningar, som nu innehåller flerdubbla skollsystem. De lokalt flera tusen meter mäktiga sammanveckade kambriska, ordoviciska och siluriska lagren har åldersbestämts med fossilfynd. De bildar tillsammans med det för-kaledoniska underlaget av äldre gnejser och eruptiv den berggrund som senare veckats, metamorfoserats och skjutits över, då kontinentblocken efterhand började pressas samman i den skandinaviska överskjutningsfasen.

De bergskedjebildande (orogena) rörelserna inträffade växelvis och med olika intensitet längs den långa kaledoniska zonen, vars västra gren idag påträffas i Skandinavien, England och Centraleuropa samt Marocko på den östra sidan och Grönland, Skottland–Irland, Newfoundland och östra Nordamerika på den västra sidan av orogenens centralzon. Vad som geologiskt sett förefaller som en intensiv överskjutningsepisod tog ändå flera miljoner år i anspråk för de slutliga intensiva rörelserna, under det att uppvärmnings- och avsvalningsperioder, liksom senare blockrörelser, fördelats på ännu längre tid.

Efter den sista stora överskjutningsfasen för omkring 400

miljoner år sedan vidtog en mer stillsam utveckling. Den unga bergskedjans starka relief gynnade snabb nedbrytning och avlagring av grova sediment i lokala bassänger. Vid Röragen, några mil väster om Tänndalen, finns sådana devoniska lager av konglomerat, kalksten och skiffer, vilande på en erosionsyta på brantställda metamorfa skiffrar. Mindre förskjutningar i de devoniska lagren vittnar om starkt avtonande kaledonisk aktivitet (Roberts 1974). Sedan dess har troligen vissa blockrörelser inträffat, bl.a. under mesozoisk tid, då variskiska rörelser förekom i hela Europa. Den så småningom peneplanerade kaledoniska bergskedjan synes ha höjts upp flera hundra meter i tidig tertiär tid i samband med de starka alpina rörelserna i jordskorpan.

Den skandiska bergskedjans ena huvudelement utgörs idag av en undre, lägre metamorf och genom imbrikationer förtjockad och förkortad enhet, som till stor del består av prekambriskt kristalliniskt material (undre eller lägre skollberggrund). Dess andra huvudelement, den övre skollberggrunden, är den komplexa serien av starkare metamorfa skollor, som i slutfasen tektoniskt flutit fram på den undre enheten genom dennas komprimering och förtjockning vid kontinentalkollisionen i väster och en successiv gravitativt betingad flytning in över Baltiska skölden i öster. Lokala variationer i denna övergripande tektoniska modell ger snarast ytterligare stöd för den beskrivna grundprincipen. Tidigare överskjutningar inne i vardera av de två komplexen, liksom senare komplikationer med lokala rörelser har ytterligare bidragit till kartbildens komplicerade mönster.

Ända till väster om gränsen mot Norge är nämnda tektonik någorlunda bestyrkt. Många iakttagelser av analog skolluppbyggnad har ansetts tyda på att den lägre skollberggrunden i starkare metamorf form kan föreligga långt västerut vid Norges kust (Gee 1975a). Regionala, djupa synformstrukturer, exempelvis inom Trondheimsfältet och i Jotunfjällen antyder att man kanske bör räkna med flera möjligheter för Västnorges del, exempelvis förekomst av nu sammansvetsade, äldre mikrokontinenter (Roberts 1983). Inslag av material och strukturer från äldre orogeneser, t.ex. den svekonorvegiska (1,0 Ga, Zwart 1978) försvårar också tolkningarna. Dessutom måste man räkna med lokala, tillfälliga förskjutningar av tektoniska enheter i ovanliga riktningar, samt rotationer av lokala block (Strömberg 1961 och Bylund & Zellman 1980).

REGIONALA HUVUDSTRUKTURER

Berggrunden i Jämtlands län bildar ur geografisk och geologisk synpunkt tre stora regioner, fördelade från söder till norr och åtskilda av två stora nordvästligt strykande förkastningslinjer, den södra vid Mörsil–Persåsen–Berg och den norra vid Hotagen–Gåxjö. Det södra området omfattar hela Härjedalen och sydligaste delen av landskapet Jämtland. Mellersta området utgörs av Storsjöbäckenet samt västerut området mellan Indalsälvens västliga del och Hotagensjön. Det norra området sträcker sig norr om Hotagensjön till den norra länsgänsen.

Bland dagens geologer finns en viss försiktighet att överdriva den geologiska betydelsen av branta, stela rörelser i jordskorpan. Man har därför, medvetet eller omedvetet, till stor del försummat närvaron av dessa nämnda två regionala förkastningar i vilka övervägande vertikala rörelser utlösts alltifrån prekambrisk tid, både under och mellan de olika orogena pulserna, ända in i postkaledonisk tid. Bergbyggnaden har visserligen starkt påverkats av de nämnda förkastningslinjerna men den regionala skandiska tektoniken har dessutom framför allt följt andra linjer, beroende på stora förskjutningar, s.k. överskjutningar (Häggbom 1982), längs nästan horisontella plan. (En del geologiska begrepp förklaras i kapitlet ”Bergartsöversikt”.)

Jämtland ligger på östra sidan av den skandinaviska fjällkedjan, här kallad Skanderna. Där har de starkaste rörelserna skett utåt och österut från bergskedjans centralzon i väster. I stora flak, som kallats överskjutningsskollor, har berggrunden förflyttats mot öster eller ostsydost. Även om en stortektonisk indelning blir något schematisk genom att relationerna mellan de olika enheterna varierar lokalt, kan man utifrån storlek och intensitet i de skandiska rörelserna särskilja följande tre tektoniska huvudelement:

1. Längst i öster möter man ett skandiskt förland som utgörs av den Baltiska skölden, ett resistensområde uppbyggt av prekambriska kristallina bergarter och med en, i sin lägre del föga störd lagerserie av äldre paleozoisk ålder.

2. Väster därom förekommer en genom veckning, uppskjutningar och små överskjutningar deformerad, undre skollberggrund, som har en utbredning från den östliga skandiska gränsen, där förlandet dyker under, till landgränsen mot Norge i väster (fig. 8). I detta komplex förekommer prekambriska kristallina bergarter, senprekambriska lager och underpaleozoiska enheter av baltisk littoral och grundhavstyp. Till skillnad från den delvis likåldriga lagerföljden i de

överliggande, västerifrån överskjutna skollorna i den mellersta och övre skollberggrunden, saknar dessa underpaleozoiska lager inslag av egentliga skandiska eruptivbergarter, utöver tillfälliga skikt av vulkanisk flygaska.

3. Fjällkedjans tektoniskt översta del består av långtransporterade komplexa överskjutningstäcken som förs till den mellersta och den övre skollberggrunden. De är sammansatta av en hel serie delskollor med inbördes skillnader i stratigrafisk uppbyggnad, deformation och metamorfos. Kartbilden blir emellertid oregelbunden genom att delskollorna i flera fall växelvis kilar ut eller genom att hela överskjutningstäcket lokalt kan vara borteroderat så att underlaget av sammanskjuten undre skollberggrund sticker fram i ett tektoniskt fönster.

Överskjutningsbeloppen för den undre skollberggrunden kan uppskattas till 10–50 km och motsvarande siffra för den övre skollberggrunden torde uppgå till 100–1000 km. I det komplexa överskjutningstäcket ingår ett antal delskollor som av praktiska skäl givits särskilda geografiska namn, såsom Hotagen, Offerdal, Särv, Helags och Trondheim, vilka i det följande beskrivs successivt.

Den understa delskollan har betecknats som Hotagenskollan efter dess uppträdande omkring Hotagen. Den är till största delen uppbyggd av prekambriska, kristallina bergarter samt en senprekambrisk till äldrepaleozoisk lagerserie, främst de s.k. sparagmitbergarterna. Dessa utgörs av sandiga lager som har oregelbunden utbredning.

Nästa enhet, Offerdalsskollan, har stor utbredning i hela västra Jämtland. Den innehåller prekambriskt urberg av effusiva eller intrusiva eruptivbergarter samt en lagerserie av skiffriga och sandiga sediment, sannolikt av senprekambrisk ålder. En mycket stark tektonisering har omvandlat delar av skollans berggrund till myloniter och blastomylonitiska bergarter. Gee (1975) har använt uttrycket ”the Eastern Complex”, därmed tydligen innefattande den lägre skollberggrunden samt Offerdalsskollan. Han har möjligen därvid låtit sig vägledas av den varierande förekomsten av gångar av Ottfjällsdiabas. Dessa uppträder i den närmast högre Särvskollan men saknas i Offerdalsskollan. Som författaren framhåller på andra ställen i denna beskrivning saknas diabasgångarna också i den östra delen av Särvskollan, och gränsen mellan Särv- och Offerdalskollorna blir på några ställen svår att urskilja, t.ex. i Fudautliggaren. Emellertid föreligger den mest radikala förändringen i stratigrafi, tektonisering och metamorfos inte mellan Särvskollan och Offerdalsskollan utan vid basen av Offerdalsskollan. Berggrunden under Offerdalsskollan och i förekommande fall i Hotagenskollan uppvisar visserligen avsevärda inre variationer, men är förhållandevis enhetlig i fråga om både stratigrafi och metamorfos. Därför måste den största tektoniska gränsen gå mellan undre skollberggrund och överliggande tektoniska enheter, framförallt Offerdalsskollan.

Mellan Offerdalsskollan och Särvskollan finns normalt en tektoniserad zon, men på många ställen markeras denna skollgräns endast genom diabasgångarnas begränsning till Särvskollan samt lokala strukturella förändringar. Särvskollans berggrund, som till stor del består av senprekambriska, mest sandiga sediment, är normalt svagt deformerad men är vanligen omvandlad till grönskifferfacies eller lägre amfibolitfacies. Ottfjällsdiabasens gångar, som finns nästan överallt i skollan, tycks ha haft en förstyvande armeringseffekt som minskat deformationen. I Särvskollans berggrund ingår såväl äldre prekambriskt underlag som tilliter, dolomitisk kalksten och andra klastiska sediment.

Den övre skollberggrunden (Helags- och Trondheimsskollorna och med dessa ekvivalenta skollor i nordligaste Jämtland) brukar med äldre namn kallas Seve-Köli, varvid Seve betecknar högre metamorfa, troligen delvis prekambriska bergarter, under det att Köli användes för västliga lagerserier avsatta under ordovicisk och silurisk tid, i flera fall med inslag av vulkaniska bergarter. Dessa beteckningar har gammal hävd och infördes av Törnebohm redan 1873. ”Sevegruppen” gavs namn enligt Plinius, som med uttrycket ”Seve Mons” kan ha syftat på den skandinaviska fjällkedjan. Törnebohms ”Köligrupp” uppkallades efter en grupp norska fjäll vid Kölihaugen, väster om Skalsvattnet.

Nämnda fjällområde innehåller Trondheimskollans relativt välbevarade, siluriska gråvackeskiffrar, som är kalkrika och växlar rytmiskt i grovlek mellan lerskiffer och sandsten med konglomerat.

Sevebergarterna (Helagsskollan) är normalt rika på amfibolit, som inträngt i form av större massiv eller gångar av växlande storlek, i en berggrund av ryolit, sandsten eller kalksandsten. Dessa bergarter kännetecknas allmänt av en hög metamorfosgrad. Därigenom får Seveberggrunden till stor del en karaktär av ljusa eller mörka metamorfa skiffrar eller gnejser. En speciell, mer Kölibetonad Seve, finns i Skarvarnaområdet. Flera delskollor av Sevetyp, liksom även flera Köliskollor, har utskiljts i norra Jämtland (Nilsson 1964, Zachrisson 1970, Sjöstrand 1978, Stephen 1982).

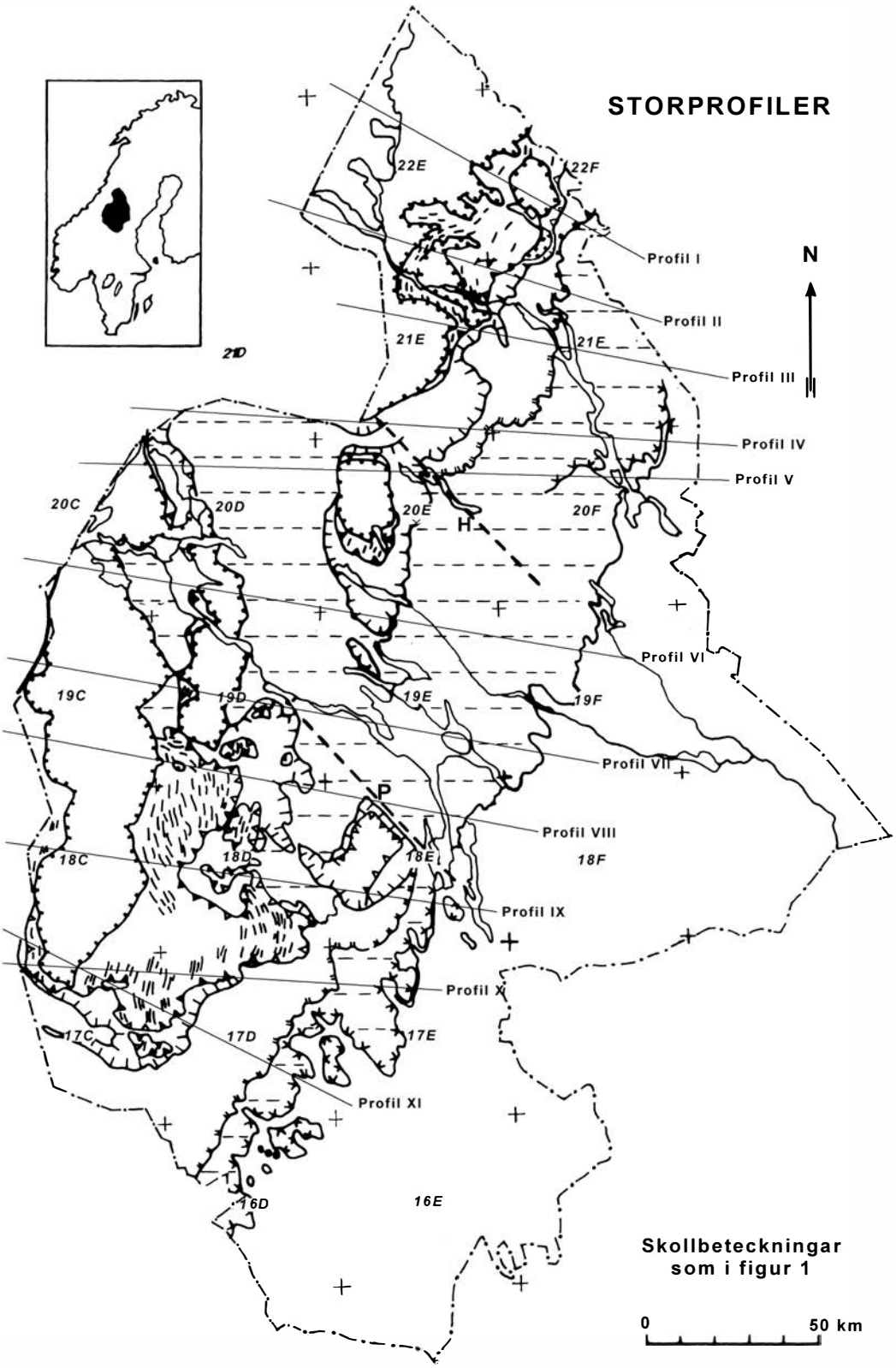
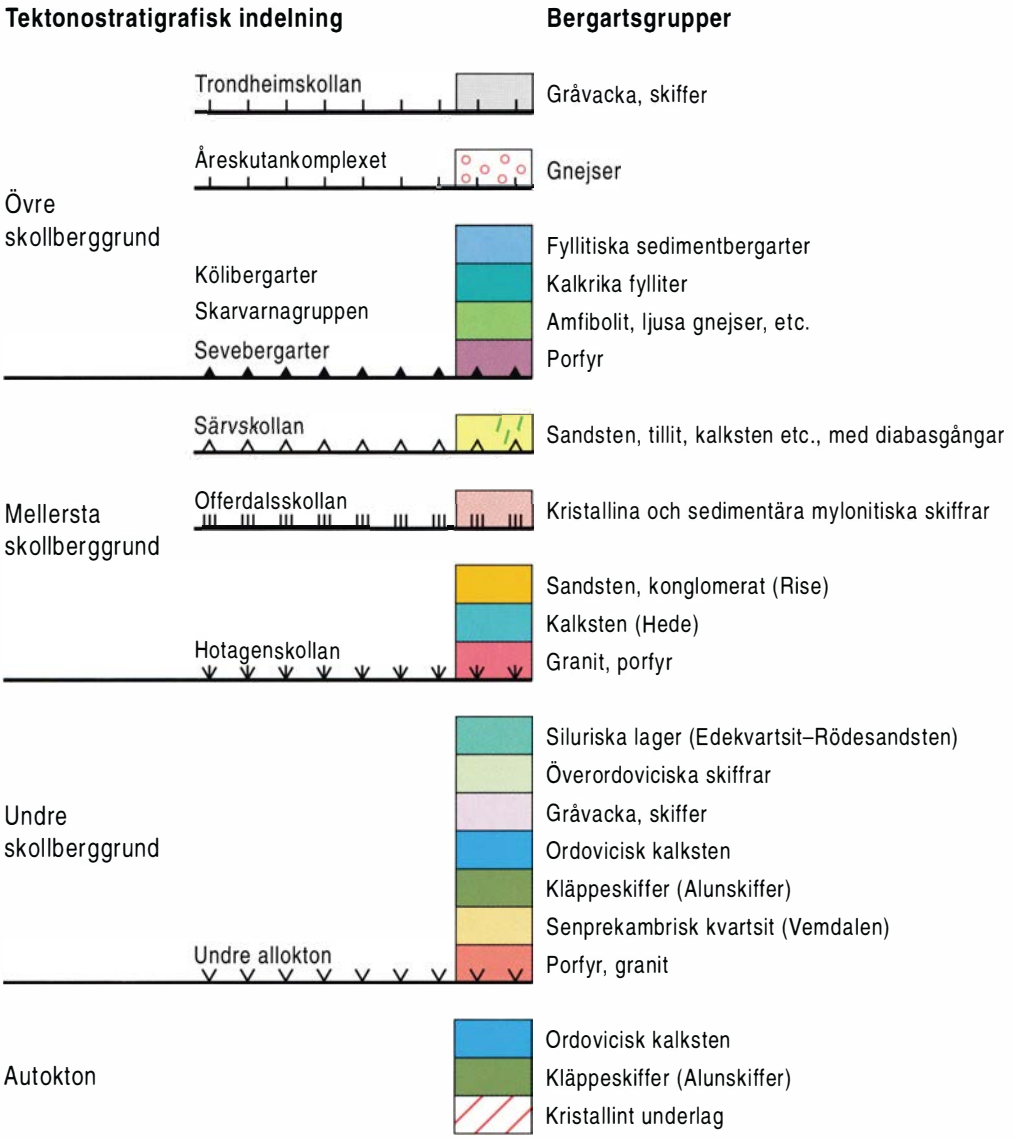
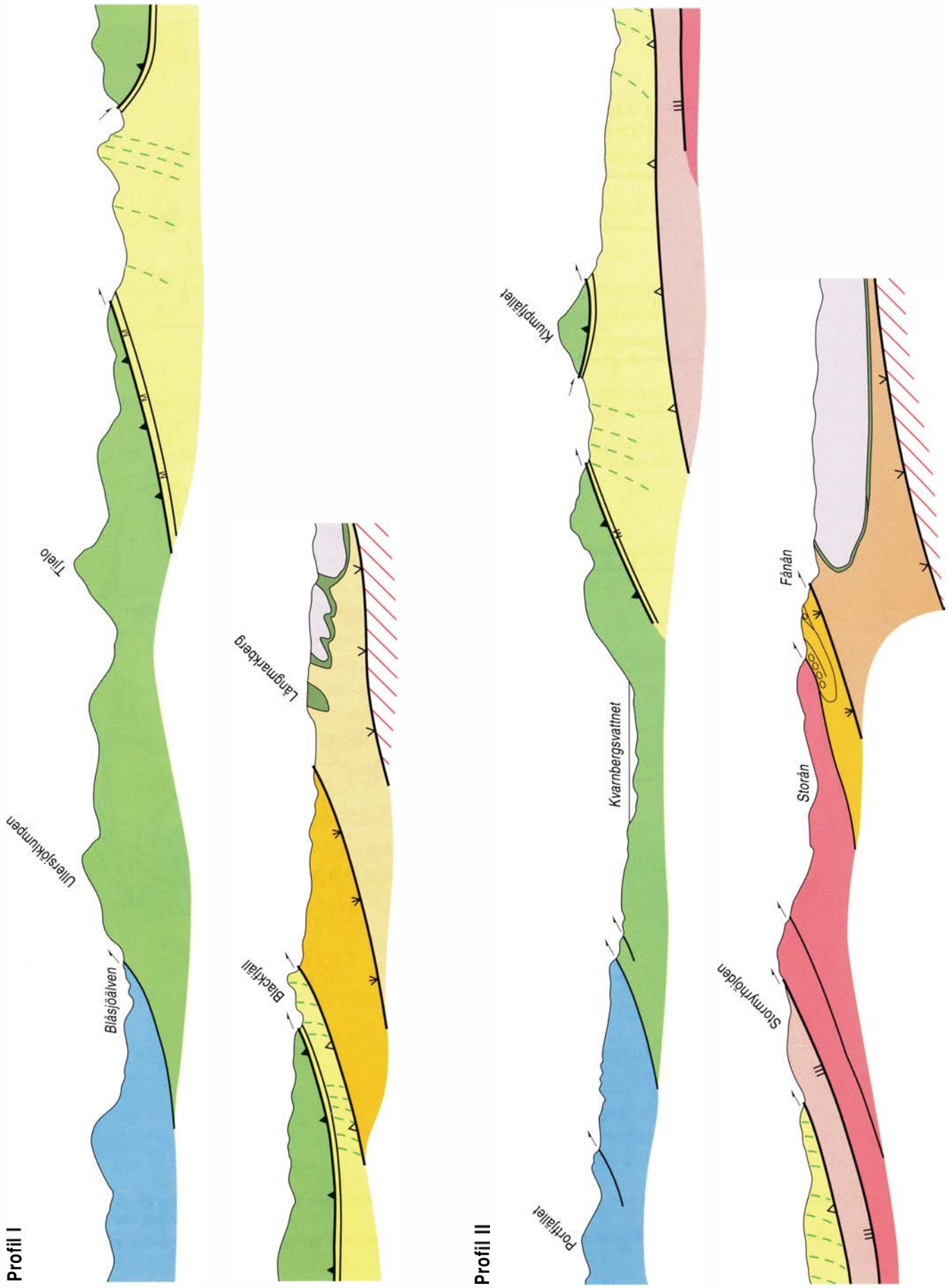
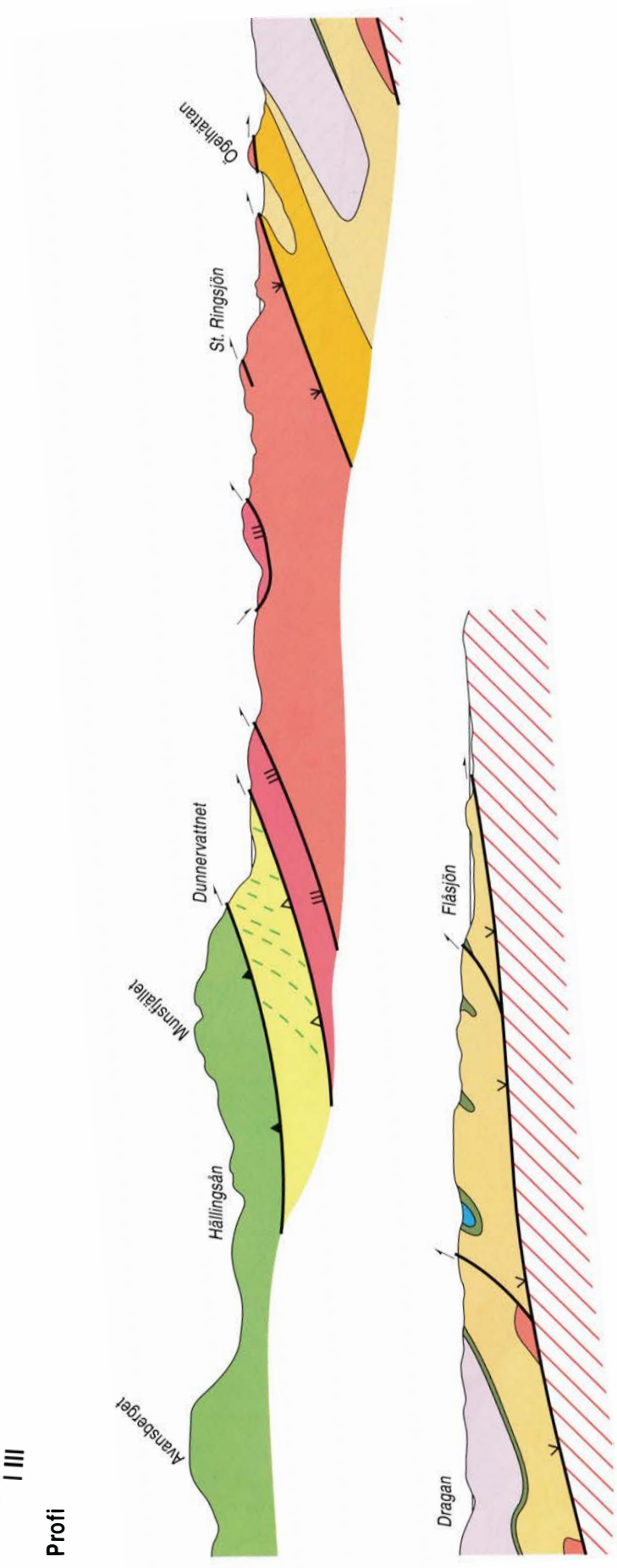


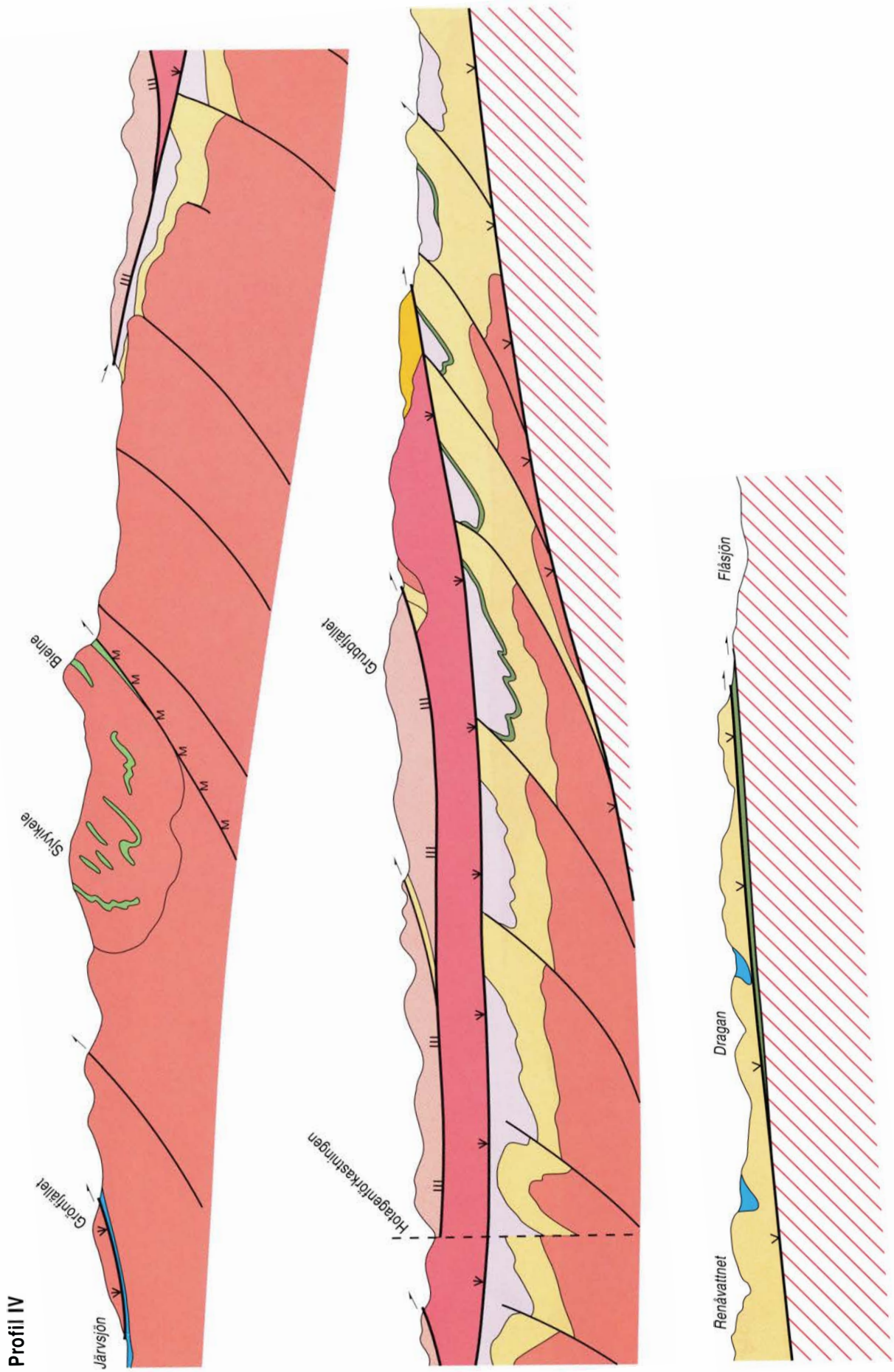
Fig. 2. Översiktskarta med lokalisering av ll storprofiler, I–XI. De olika tektoniska enheternas överskjutningsplan har markerats med samma symboler som i länskartan.

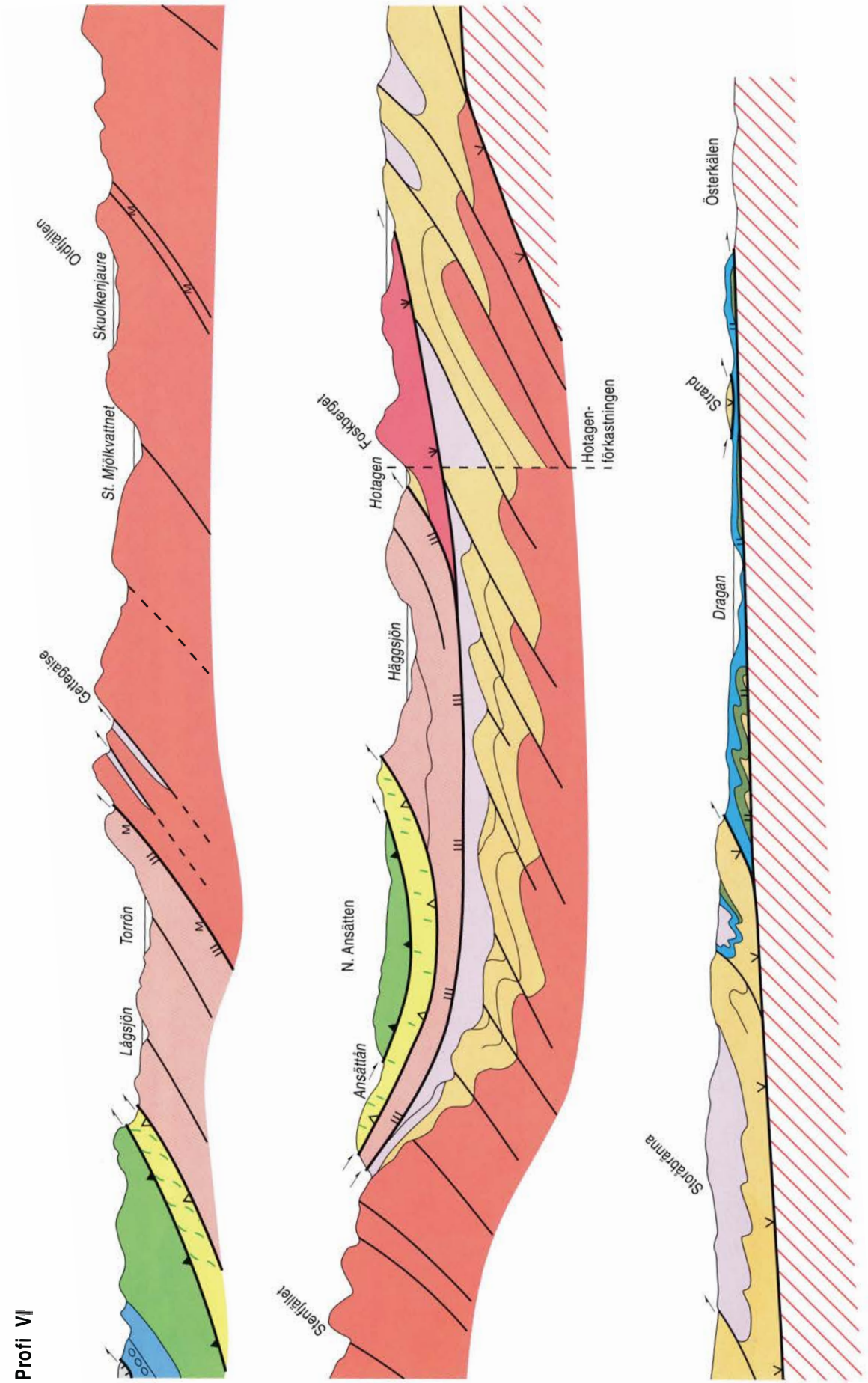
Map showing location of eleven cross-sections through the mountain belt. Tectonic units separated by symbols identical to those used in the map.


Tektonostratigrafisk indelning
Bergartsgrupper
Trondheimskollan
Gråvacka, skiffer
Åreskutankomplexet
Gnejser
Övre skollberggrund
Kölibergarter
Skarvarnagruppen
Sevebergarter
Fyllitiska sedimentbergarter
Kalkrika fylliter
Amfibolit, ljusa gnejser, etc.
Porfyr
Särvskollan
Sandsten, tillit, kalksten etc., med diabasgångar
Offerdalsskollan
Kristallina och sedimentära mylonitiska skiffrar
Mellersta skollberggrund
Hotagenskollan
Sandsten, konglomerat (Rise)
Kalksten (Hede)
Granit, porfyr
Undre skollberggrund
Undre allokton
Siluriska lager (Edekvartsit–Rödesandsten)
Överordoviciska skiffrar
Gråvacka, skiffer
Ordovicisk kalksten
Kläppeskiffer (Alunskiffer)
Senprekambrisk kvartsit (Vemdalen)
Porfyr, granit
Autokton
Ordovicisk kalksten
Kläppeskiffer (Alunskiffer)
Kristallint underlag

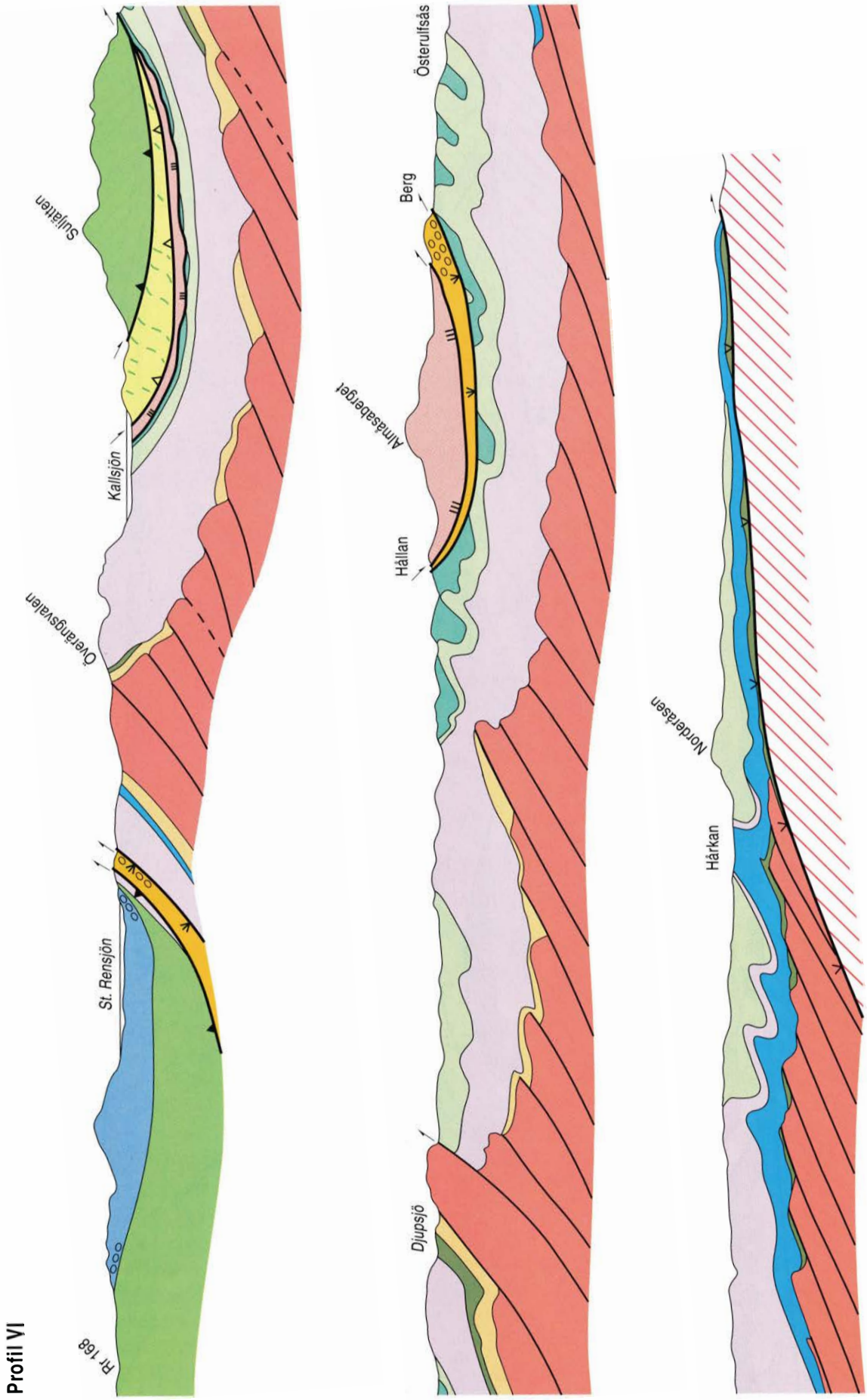

Profil I
Tjieło
Ullersjöklumpen
Blåsjöälven
Långmarkberg
Blackfjäll
Profil II
Klumpfjället
Kvarnbergsvattnet
Portfjället
Fånån
Storån
Stormyrmojden


Djelfiatan
St. Ringsjön
Dunnervattnet
Munsfjället
Hällingsån
Avansbergen
Flåsjön
Dragan
I III
Profi

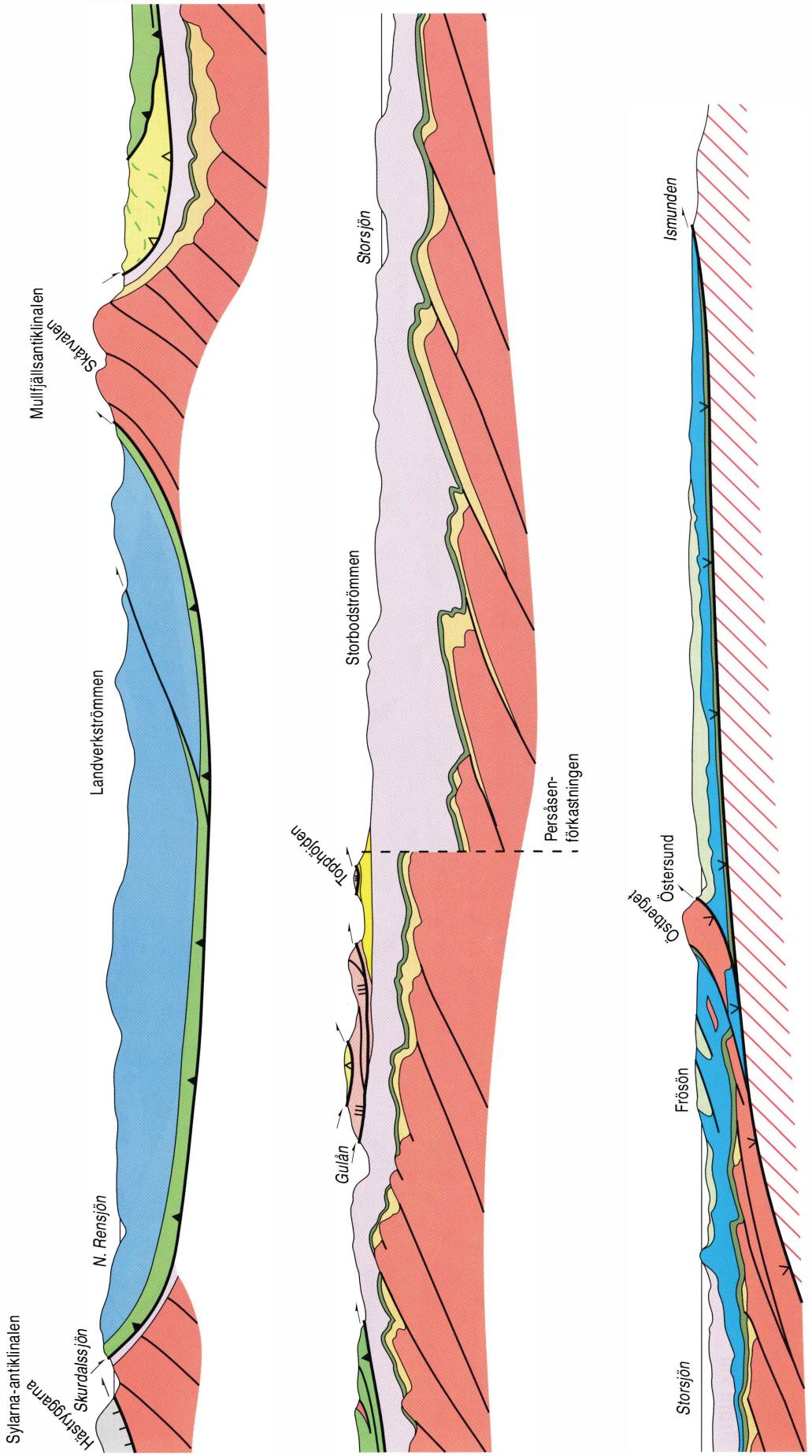

Profil IV
Järvsjön
Grönfjället
Sjyrkele
Bleine
Holagentorkastningen
Grubbfjället
Renåvattnet
Dragan
Flåsjön


Oldfjället
Skuolkenjaure
St. Mjölkvattnet
Getegaise
Torrön
Lågsjön
Foskberget
Hotagen
Hotagen-
förkastningen
Häggsjön
N. Ansätten
Ansättan
Stenfjället
Österkälen
Sträand
Dragan
Storbränna

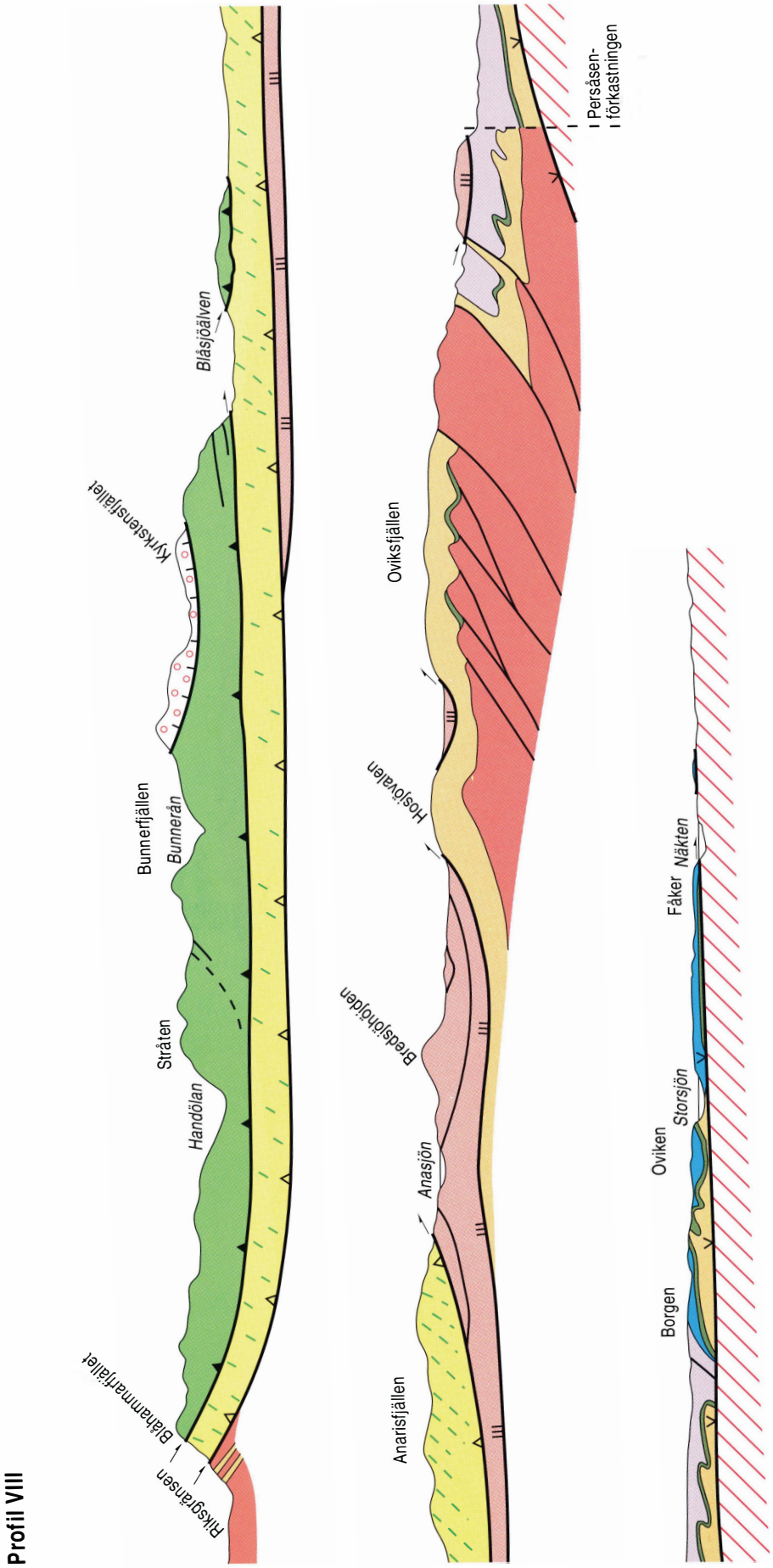
Profil VI


Sulfatlen
Kallsjön
Överhangsvalen
St. Rensjön
Rf 168
Österulfsås
Berg
Almåsaberget
Hållan
Djupsjö
Norderåsen
Hårkan

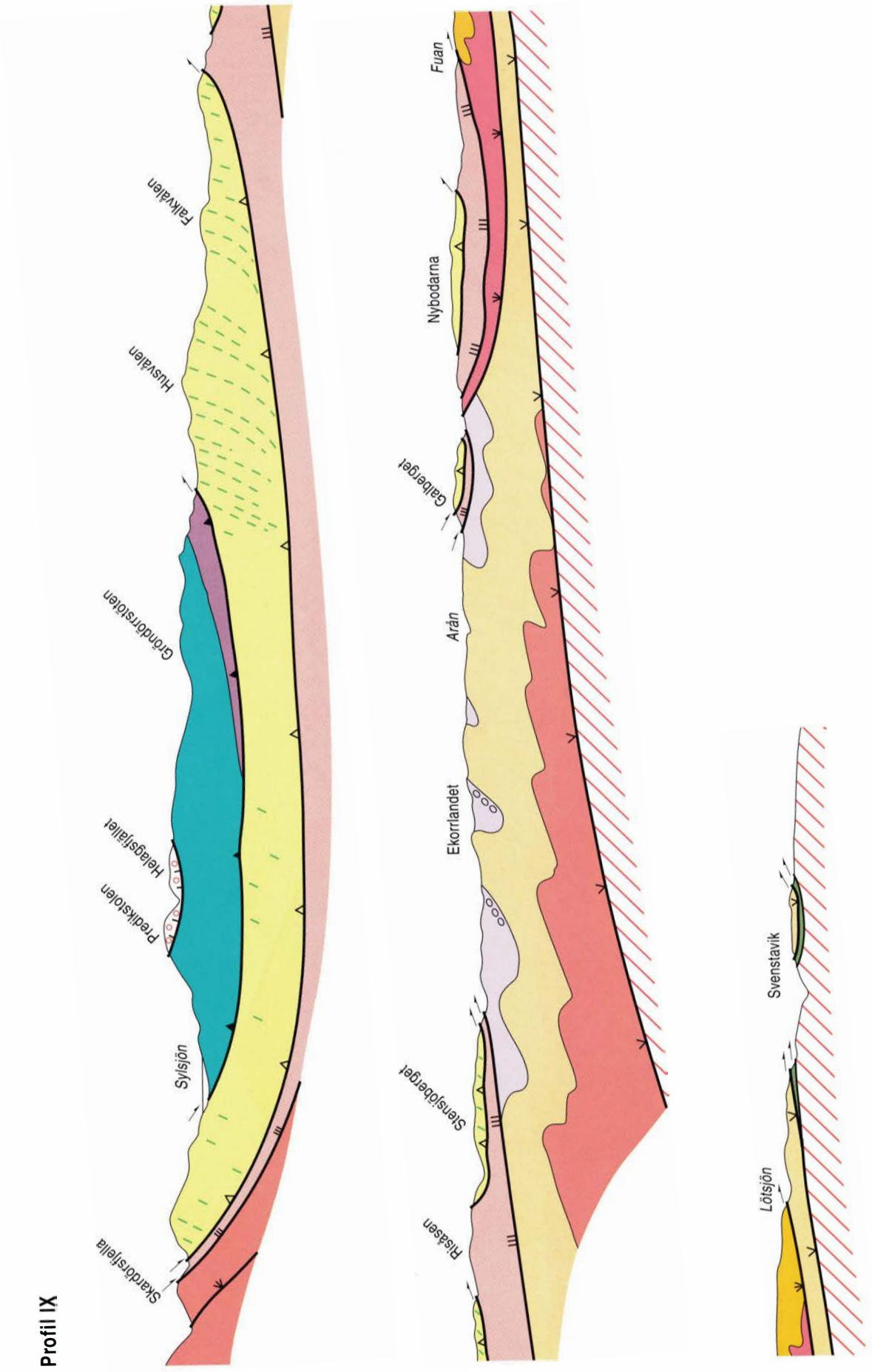
Profil VI


Sylarna-antiklinalen
Hästryggarna
Skurdalssjön
N. Rensjön
Landverkströmmen
Mullfjällsantiklinalen
Skärvalen
Gulån
Toppholjden
Storbodströmmen
Storsjön
Persåsen-
förkastningen
Frösön
Östersund
Östberget
Ismunden
Storsjön

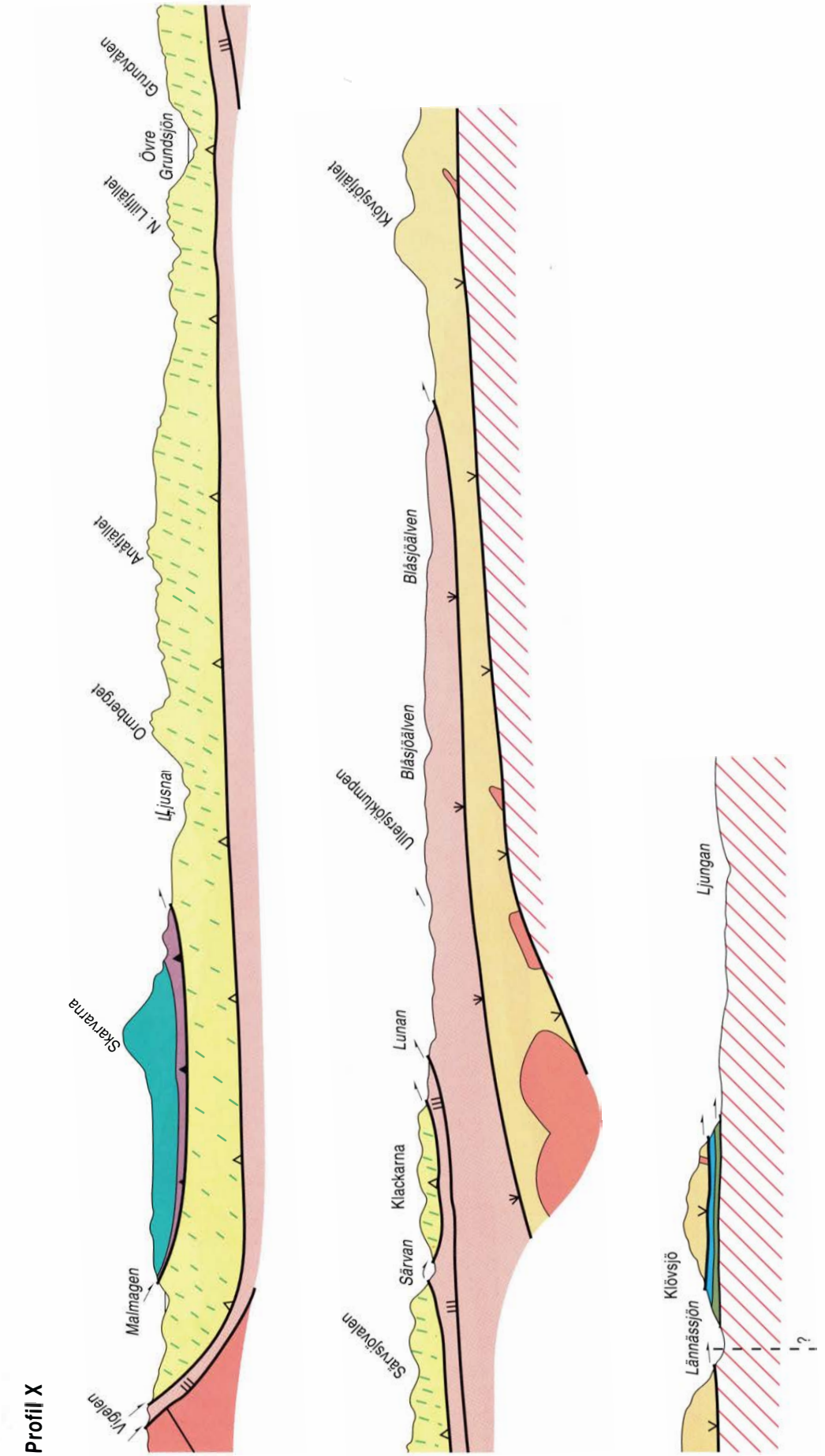
Profil VII


Persåsen-
förkastningen
Blåsjöälven
Kyrkstensfjället
Bunnerfjällen
Bunnerån
Stråten
Handölan
Blåhammarfjället
Riksgränsen
Oviksfjällen
Hosjövalen
Bredsjöhöjden
Anasjön
Anarisfjällen
Fåker
Näkten
Oviken
Storsjön
Borgen

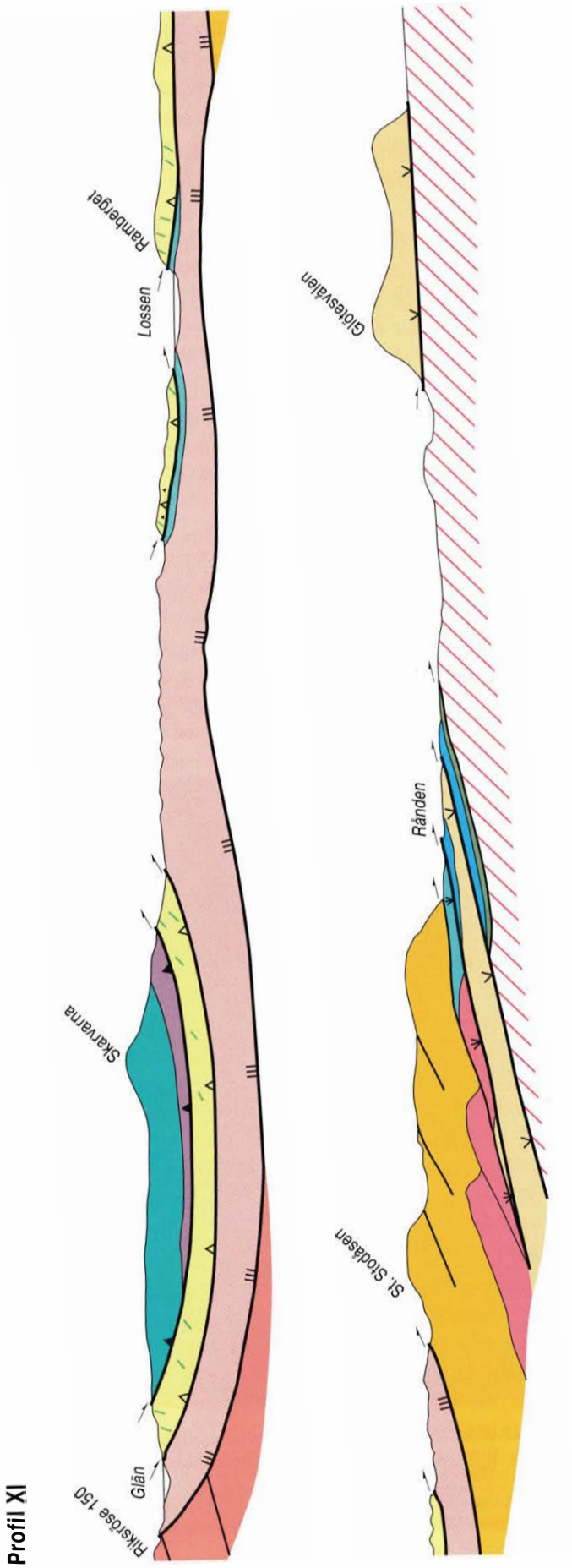
Profil VIII


Fuan
Nybodarna
Galbergel
Arån
Ekorrlandet
Svenstavik
Lötsjön
Fallkvalen
Husvalen
Grundortstoten
Helagsfjället
Predikstoten
Sylsjön
Skardorsfjella

Profil IX


Grundvalen
Övre Grundsjön
N. Lillfjället
Anåfjället
Ormbergen
Ljusnan
Skarvarna
Malmagen
Vigelen
Klövsjöfjället
Blåsjöälven
Blåsjöälven
Ullerisjöklumpen
Lunan
Klackarna
Särvan
Särvsjövalen
Ljungan
Klövsjö
Lännässjön
?

Profil X


Ramberget
Lossen
Skarvarna
Glän
Riksröse 150
Glötesvalen
Ránden
St. Stoddsen

Profil XI

BERGARTSÖVERSIKT

Allmänt

I berggrundskartans teckenförklaring till fjällberggrunden (blad 4) har bergarterna ordnats allt efter deras plats i bergbyggnaden (tektoniken). Därför kommer i kartans teckenförklaring den övre skollberggrunden först och följs av successivt lägre tektoniska enheter som i allmänhet geografiskt uppträder allt längre mot öster. Uttrycket autokton betyder ”bildad på platsen, rotfast”, och allokton betyder ungefär ”förflyttad från bildningsstället”. Dessa facktermer är svåra att kortfattat översätta och kommer därför att användas i alla tektoniska sammanhang. Uttrycket skolla (ty. Scholle el. Decke, eng. nappe) används som beteckning för en överskjuten berggrundsenhet (Asklund 1933). Törnebohm (1896) använde uttrycket ”överskjutning av första, andra osv. ordningen” och reserverade istället ordet skolla för en isolerad del av samma överskjutningstäcke. I denna senare betydelse används här ordet utliggare, eftersom den nu erkända internationella termen Klippe (ty.) är svår att böja i bestämd eller plural form på svenska. I texten används begreppen *överskjutning, uppskjutning (imbrikation)* och *sammanskjutning*. Med överskjutning avses storskaliga, relativt flacka massförflyttningar i storleksordningen någon km till flera tiotal km. Överskjutningen har vid sin tillkomst skapat en basal omvandling av bergarten till en gnuggbergart i anslutning till det *överskjutningsplan* längs vilket förflyttningen skett. I överskjutna partier sker en uppdelning av berggrunden i mindre partier, som uppstått genom bristningar utgående från den basala förskjutningen och som har en högre vinkel än denna. Vanligen är vinkelskillnaden 30° eller mera. Ett sådant rörelseplan kallas uppskjutning och kan i kompetenta bergarter nå avsevärd längd, mer än 100 m. Sammanskjutning är resultatet av en serie uppskjutningar, som innebär en förkortning av den ursprungliga utbredningen.

Beträffande de speciella geologiska facktermer som är nödvändiga att använda för att nöjaktigt beskriva bergarter och geologiska förhållanden hänvisas till geologiska läroböcker, t.ex. Laufeld och Lundegårdh (1984) och Loberg (1982), Lindström, Lundqvist, J. & Lundqvist, T. (1991).

Den tektoniska indelningen i olika överskjutningsskollor framgår av teckenförklaringen. Kartan själv ger dessutom

Fig. 3. Fossil av ett böjt bläckfiskskal (?*Estonioceras* sp.) i ett istransporterat block av kalksten påträffat på 1000 m nivån på Åreskutan. Blocket kommer från den underordoviciska kalkstenen i Storsjöområdet, mellersta Jämtland. Fossilets största bredd 10 cm.

Corroded specimen of coiled cephalopod shell (?Estonioceras sp.) in an erratic boulder of limestone found at 1000 m a.s.l. on Mt Åreskutan. The rock unit occurs in a series of exposures in the eastern Storsjön area. Diametre of conch 10 cm.

uttryck för den nämnda regionala indelningen i en sydlig, en nordlig och en mellanregion. Dessa tre regioner visar olika geologisk utveckling, främst så att mellanregionen i centrala Jämtland på många sätt avviker från regionerna i söder och norr. Begreppet kaledonisk används om alla genetiska förhållanden under det att skandisk enbart används som regional avgränsning för den skandinaviska grenen av den kaledoniska bergskedjebildningen. Enskilda skollor har givits geografiska ortnamn i enlighet med tektonostratigrafisk praxis, t.ex. Offerdalsskollan i stället för ”mylonitskollan” eller ”ögongnejsskollan” och Helagsskollan istället för (del av) Seve-Köli-skollkomplexet. Mycket av problemen med indelningar beror på svårigheten men samtidigt nödvändigheten av en viss grad av generalisering. Jämtlands län omfattar en mycket stor del av den skandiska fjällkedjan med avsevärda variationer från söder till norr i stratigrafiskt och tektoniskt avseende vilket minskar precisionen i indelningshänseende.

Fjällbergarterna är i allmänhet mer eller mindre starkt metamorfa, dvs. omvandlade genom mineralnybildning eller omkristallisering från ursprungligen sedimentära eller eruptiva bergarter. I en mer strikt vetenskaplig mening borde de därför tilläggas prefixet meta-, sålunda exempelvis metaarkos istället för arkos och så vidare. I de flesta fall utesluts här förstavelsen meta-. Därför får exempelvis en bergart, som makroskopiskt och i sitt uppträdande kan fastställas ha varit en mylonit (krossbergart), behålla denna första genetiska benämning även om bergarten under kaledonisk metamorfos har blivit kraftigt rekristalliserad och alltså närmast skulle förtjäna benämningen metamylonit eller glimmerskiffer.

I många bergartsbeteckningar har ett typområde valts preliminärt. I uttrycket Östbergsporfyr har en östlig och lätt tillgänglig lokal, nämligen Östberget eller Stadsberget (äldre namn) på Frösön, utvalts som exempel på många förekomster i den undre skollberggrunden av en viss typ av prekambriska, ryolitiska bergarter. Dessa tillhör sannolikt undre Dalaserien och har tillkommit efter den svekokarelska bergskedjebildningen. Fjällbergarter är i allmänhet skiffriga. I den följande texten anges orienteringen för exempelvis skiffrighet: NO/60°NV, varvid NO betecknar strykningen i nordöstlig riktning och 60°NV betecknar skiffrighetens stupning 60° mot nordväst. På analogt sätt betecknas en linearitet (t.ex. veckaxel) i bergarterna. Den skandiska strukturen i Jämtland kännetecknas som nämnts av att bergartsserier av skilda åldrar och olika geografiskt ursprung, genom överskjutningsrörelser under bergskedjebildningen har blivit staplade ovanpå varandra. För den följande framställningen är det betydelsefullt att man känner till och håller isär dessa bergartsserier och deras inbördes åldersförhållanden (se tabell 1, s. 212).

Allt efter den nivå i jordskorpan där bergarten bildats och det sätt bildningen skett talar man om ytbergarter, såsom sedimentbergarter (t.ex. sandsten) eller vulkaniska effusiv (t.ex. porfyr), dels om djupbergarter, som granit (intrusiv) eller omvandlade bergarter, som exempelvis gnejs (metamorf, f.d. eruptiv eller sedimentär bergart).

Kommentar till berggrundskartans beteckningar

DEN ÖVRE SKOLLBERGGRUNDEN

Trondheimsskollan är den översta Köliskollan som från norskt område på några ställen sträcker sig in över riksgränsen. Den innehåller övervägande siluriska sedimentbergarter med relativt låg metamorfos.

Gråvacka med skiffer betecknar turbiditiska sediment (slamströmmar) med dålig sortering och skiktvis varierande grovlek från sand till lerskiffer. I basen av de sandiga lagren förekommer inom några områden konglomeratiska skikt.

Helagsskollan används här som en sammanfattande benämning för köli- och seveberggrund under Trondheimsskollan. Den är rik på amfibolit och innehåller även högmetamorfa gnejser som är omvandlade sediment eller sura effusiv.

Av **kölibergarterna** utgör *gabbro* en ung, basisk intrusiv bergart, som uppträder både i Tännforsfältets kalkfylliter, i Trondheimskollan (*Merakergabbro*) och i Blåsjöområdet.

Peridotit betecknar bergarter av ultrabasisk sammansättning som tillfördes Köli och Seve i underordovicisk tid. *Serpentinit* är en omvandlingsbergart, nära knuten till peridotit.

Gråvacka betecknar turbiditlager, som uppträder i form av växellagrande sandiga och siltiga, skiffriga lager. *Vulkanit* representerar både sura och basiska effusivbergarter, som tillsammans med ultrabasiter markerar det orogenvulkaniska inslaget i den västliga underpaleozoiska lagerföljden.

Kalksten används för kalkstenar i kölibergrunden och betecknar bl.a. den siluriska Bjurälvskalkstenen (Nilsson 1964). *Kvartsit med konglomerat* är enheter närmast under nämnda kalksten. *Kalkfyllit* representerar siluriska turbiditer under det att *fyllit*, grå, grafitisk eller kvartsrik betecknar ordoviciska turbiditer.

Kärvskiffer och *biotitfyllit* utgör metamorfa varianter av den underpaleozoiska kalkfylliten i Tännforsfältet.

Till **sevebergarterna** räknas *Åreskutankomplexet*, vilket uppträder som en överskjutningsbegränsad översta enhet med den högsta metamorfosgraden inom Seve.

I den *egentliga Seven* är *peridotit, serpentinit* och *täljsten* av samma typ och ålder som i köliberggrunden. Dessa bergarter är i Seve företrädesvis samlade i gränszonen mot Köli och visar lokalt ett lagerkonformt, skiktvis uppträdande där.

Kalksten betecknar metamorfa kalkstenar, kalksandstenar och kalkrika silikatbergarter i seveberggrunden utan säkert stratigrafiskt läge.

Amfibolit representerar ett brett sortiment av amfibolitiska bergarter, delvis med olika primär sammansättning och framförallt i varierande grad av metamorfos. Liksom i hela seve-köliberggrunden förekommer vanligen olika metamorfa mineral, t.ex. granat, och dessa har därför inte särskilt markerats, annat än vid ovanligt starkt inslag.

Sylarnaamfibolit uppträder som mäktiga massiv i gränszonen mellan Seve och Särv och har därför givits en särskild beteckning. *Grönskiffer* finns på många nivåer i seveberggrunden och särskilt i Skarvarnakomplexet i Härjedalen.

Anortosit förekommer i olika former, mest som lager i gnejser och amfibolit. Endast större förekomster i norra länsdelen har markerats.

Eklogit uppträder som små skarnliknande kroppar av granat och pyroxen i Seve, främst i länets norra del. *Trondhjemit* användes som beteckning för genomslående gångar av granitisk eller pegmatitisk habitus.

Fältspatsandsten, gnejs, glimmerskiffer kan de kvartsrika bergarter ha varit, som vid sidan av amfibolit utgör huvuddelen av seveberggrunden. Metamorfosen gör det svårt att särskilja dessa olika ursprungsbergarter.

Växellagrande ljus gnejs och amfibolit har fått en särskild beteckning, eftersom i vissa områden dessa bergarter bildar en delvis migmatitliknande blandning.

Skarvarnakomplexet avviker starkt från den amfibolitrika egentliga Seveberggrunden. *Metasandsten* och *glimmerskiffrar*, vanligen med turbiditkaraktär utgör huvudbergarter i denna sedimentära serie, i vilken även *kalksten*, grafitförande *kalkbiotitfyllit* och grönskiffer uppträder.

Metaryolit uppträder normalt vid den övre skollberggrundens basala överskjutning. I mylonitiserad form kan där även dölja sig prekambriska granitoida bergarter.

Den mellersta skollberggrunden

Den mellersta skollberggrunden innehåller Särvskolla, Offerdalsskolla och Hotagenskolla.

Särvskollan karaktäriseras av *Ottfjällsdiabasens* gångsvärmar, som genomsätter övervägande sandiga sedimentbergarter.

Lunndörrsfjällets fältspatsandsten med biotit har en stor utbredning norr om Storsjö. Söder om Ljungans dalgång dominerar en fältspatkvartsit med strödda konglomeratbollar. *Lillfjällstillit, grå skiffer* och *fältspatförande kvartsit* uppträder på flera ställen i Särvskollan.

Dolomit eller dolomitisk kalksten förekommer framförallt i basen av Särvskollan. I Härjedalen förekommer prekambriska eruptivbergarter, *Valmåsenkomplexet*, i Särvskollan. Flera typer av granit, delvis gnejsartad dioritisk gabbro samt ryolit uppträder, ställvis genomsatta av *Ottfjällsdiabas.* Där armerande diabasgångar saknas har Särvskollans berggrund blivit mer förskiffrad och har övergått till en ljus glimmerskiffer, *Flatruetskiffer*.

Särvskollans överskjutning finns synlig på några ställen, där diabasgångarna klippts av och manglats ut.

Offerdalsskollan kännetecknas av sin rikedom på tektoniter som bildats av både sedimentära och eruptiva bergarter.

Finnsäterskiffer, som är plant utvalsad, bryts och bearbetas för byggnadsändamål. *Djupsjösandsten* är lagrad i mäktigare skikt och är mindre förskiffrad. *Falkvalenskiffer* är en laminerad, turbiditisk mosten eller sandsten.

Holmtjärnsfyllit är mörk, mjuk och rik på biotit. Av eruptivbergarterna har *Tännäs ögongnejs* utskiljts. Den innehåller sedimentrester samt både *amfibolit* och grönskiffer, vilken i de flesta fall bildats genom deformation av grönstensintrusiv. Dessutom förekommer i Offerdalsskollan *porfyr* och *granit*. Den sistnämnda representerar en mångfald granitoider som övervägande har tillkommit efter den svekokarelska bergskedjebildningen. Offerdalsskollans överskjutning går på vissa ställen ner på den undre skollberggrunden.

Hotagenskollan utgör ett tektoniskt övergångsled mellan Offerdalsskollan och den undre skollberggrunden.

Vemdalskvartsit, i denna enhet vanligen i ringa mäktighet, är den enda representanten för den undre skollberggrundens paleozoiska berggrund.

Ekreskiffer och *Moälvstillit* utgör ett viktigt material från den senprekambriska glaciationen.

Långåsandsten betecknar en serie av flod- och strandsediment som avlagrats efter den dalslandiska bergskedjebildningen.

Hededolomit och skiffer är en strandnära facies, nära likåldrig med sandstenarna. *Porfyr* (Östbergsporfyr), som påträffas i flera tektonostratigrafiska miljöer betecknar Dalaporfyrserien av post-svekokarelsk ålder.

Granit och *ögongnejs* representerar varierande granitoida bergarter.

Diabas är basiska intrusivbergarter av osäker ålder. Lokal förskiffring men föga mylonit uppträder vid Hotagenskollans överskjutning.

Nedan följer en särskild, grundligare beskrivning av några av litostratigrafiska enheterna.

Flatruetskiffer (Särvskolla): En ljus muskovitglimmerskiffer, lokalt med relikta strökorn av kvarts och rosa, vit eller grå fältspat. Förskiffringsgraden varierar och bergarten är vanligen rik på vit glimmer, övervägande muskovit. Skifferns dominerande spaltplan uppträder med 2–5 cm intervall. Mäktighet 500–1000 m. Typlokal i Mittåns fors vid

Mittådalens lappläger (18C 1i). Det förekommer där diabasgångar saknas i Särvskollan, t.ex. på Flatruet med omgivningar eller i Fudautliggaren. Även där beteckningen för dessa skiffrar ej markerats i Särvskollan, kan skiffertypen uppträda lokalt och markera en zon med starkare deformation.

Ottfjällsdiabas (Särvskolla): Porfyriskt gångintrusiv i hela Särvskollan med typområde i Ottfjället(17D 2b), varifrån den beskrevs av Holmquist 1898 och omnämnd av Törnebohm 1883 och 1896. Flera varianter uppträder med växlande halt av porfyrisk plagioklas, olika grov kristallinitet etc. Bergarten har även beskrivits av Frödin (1920), Strömberg (1955, 1961, 1969) samt av Solyom m.fl. (1979a).

Finnsäterskiffer (Offerdalsskolla): Hård mörk glimmerskiffer av sedimentärt ursprung. Skiffern är vanligen laminerad i 0,2–2 cm lager. Bergarten är uppbyggd av kvarts och fältspat med väl reglerad biotit och muskovit. Typlokal är stort skifferbrott söder om Finnsäter (20E 2a), vid vägen Rönnöfors–Landön. Skiffern har tidigare kallats hällskiffer (Högbom 1920) eller Offerdalsskiffer (Asklund 1939). Namn med prefixet Offerdal bör dock reserveras för Offerdalsskollan, vilket namn infördes av Asklund (1938). Mäktigheten är 100–500 m och skiffern uppträder företrädesvis i Offerdalsskollans övre del, där samtidigt planförskiffringen har varit stark.

Djupsjösandsten (Offerdalsskolla): Grovbankad metasandsten, nästan helt rekristalliserad, med en tektoniskt accentuerad primär lagring som antyds genom bankningen i omkring 1 dm tjocka lager. Typområdet ligger väster om Djupsjöarna (19D 3g). Bergarten har stor utbredning och utgör den vanligaste sedimenttypen i Offerdalsskollan. Mäktigheten är 300–1000 m. Övergångar till Finnsäterskiffer tycks vara förbundna med att det föreligger en starkare tektonisering i den hårdare skiffern.

Falkvalenskiffer (Offerdalsskolla): Laminerad, mörk, finkornig metasandsten. Bergarten liknar i sin laminering en ordovicisk gråvackesandsten, men är generellt mer sandig och mer kristallin än de ordoviciska bergarterna, som tektoniskt sett tillhör den undre skollberggrunden. Lamineringen framträder genom en högre halt av biotit i de mörka skikten. Utöver lagringen är primära strukturer sällsynta och bergarten är i allmänhet tektoniskt deformerad. Typlokal är Falkvalen (19D 2f) och hällar vid en skogsväg sydväst om Kolbutjärn. Mäktigheten varierar från 9 m till cirka 300 m.

Holmtjärnsfyllit (Offerdalsskolla): Bergarten är en mörk, grovkristallin, mjuk biotitfyllit. Strukturen är helt kristallin och skiffern är normalt finlaminerad genom segregerade skikt av biotit, muskovit och kvarts samt fältspat. Till sammansättning tycks bergarten närmast motsvara en pelitisk skiffer, som mylonitiserats och rekristalliserats. Den har därför även betecknats som ”fyllonit” (Strömberg 1961, s. 23). Vanligen uppträder kvartskörtlar eller deformerade kvartsgångar som ger bergarten en knölig, undulerande struktur. Den uppträder som lägsta sedimentära enhet i Offerdalsskollan. Typområdet ligger vid den lilla Holmtjärnen, omkring 6 km söder om Järpen (19D 4g).

Tännäs ögongnejs (Offerdalsskolla): Denna bergart har ett karaktäristiskt utseende och uppträdande och förtjänar därför en särskild beteckning. Både Törnebohm (1896), Högbom (1920) och Strömberg (1955) har framhållit ögongnejsens rikliga uppträdande i Tännäsområdet. Wegmann (1959) framhöll ögongnejsens konsekventa uppträdande under överskjutna bergarter i den mellersta delen av den skandiska bergskedjan. Röshoff (1978) använde uttrycket Tännäs Augengneiss Nappe, vilken tolkades som sammansatt av flera mindre tektoniska enheter. Ögongnejsen representerar en grupp porfyriska, på flera lokaler uppträdande granodioritiska bergarter, som visar deformation av växlande styrka, normalt med framträdande skiffrighet och stänglighet. Vanligtvis bildar porfyrisk eller porfyroblastisk kalifältspat stora kristaller eller kristallaggregat under det att kvarts, plagioklas och glimmer är deformerade och delvis utvalsade i skiffrighetsplanet. Kalifältspaten bildar vanligen utdragna ögon, som är tillplattade och starkt förlängda i stänglighetens riktning (ungefär N60°V). Graden av utvalsning varierar lokalt både mellan olika områden, skikt och mineralindivid.

Tännäs ögongnejs uppfattas som väsentligen prekambrisk med en primär ålder av omkring 1650 miljoner år (Claesson 1980). Den förekommer rikligt i Offerdalsskollan i länets södra del, men är på några lokaler svår att skilja från liknande blastomylonitiska bergarter av kaledonisk ålder. Vissa myloniter i tektoniskt läge mellan Särvskollan och Offerdalsskollan har geokronologiskt åldersbestämts till tidigt ordovicium, ungefär 485 miljoner år (Claesson 1980). I länets mellersta och norra delar är liknande ögongnejser mindre vanliga och tycks delvis motsvaras av mer finkorniga porfyroblastgnejser. Bergarten har valts som Härjedalens landskapssten.

Långåsandsten (Hotagenskolla): Begreppet Långåsandsten (Blomberg och Lindström 1879, s. 3) har införts för att sammanföra en serie litologiskt besläktade sedimentära bergarter från yngsta prekambrium med utbredning inom Jämtlands län. Stratigrafiskt motsvarar enheten närmast ”Ringsandsten” (Nystuen 1980) i sydöstra Norge respektive ”Risbäcksgruppen” i norra Jämtland och södra Västerbotten (Gee m.fl. 1974). Långåsandsten representerar senprekambriska, närmast vendiska lager av varierande sedimentär utbildning, alltifrån grova konglomerat, kvartsitiska sandstenar av olika renhet och färg till rödbruna lerskiffrar. Normalt är det röda färgtoner även på sandiga enheter, så kallad röd sparagmit (Högbom 1920), men även grå och grågröna sandstenar förekommer.

Tabell 1

Litostratigrafisk indelning av den senproterozoiska – tidigpaleozoiska lagerföljden i Jämtland och dess närhet
Korrelationstabell

Lithostratigraphy of the late Proterozoic – early Palaeozoic sequence in Jämtland and adjacent areas
Correlation Table

Kronostratigrafisk indelning Keller m.fl. 1977 *Chronostratigraphy*	Vogt 1924 Holmsen 1954	Asklund 1933, 1938	Bjørlykke, Englund och Kirkhusmo, 1967	Bjørlykke 1978 Mjøsa	Nystuen 1982 Övre Rendal – Osdalen	Gee m.fl. 1974 Västerbotten – N.Jämtland	Detta arbete Formationer
Kambrium *Cambrian*		Alunskiffer				Fjällbränna – formationen	Kläppeskiffer
			Ringsaker – kvartsit	*Holmia* "serien"	Ringsakerledet kvartsit		
	Kvarts–		Vangsås – formationen	Vangsås – formationen	Vangsås – formationen		Moskiffer
Vendium *Vendian*		Vemdalskvartsit	Vardal – sandsten		Vardalsledet sandsten	Gärdsjö – formationen	Vemdals – kvartsit
	sandsten						
	Ekreskiffer	Kvartsitskiffer – formationen	Ekreskiffer	Ekreskiffer	Ekreskiffer		
Varanger – istiden	Moelv tillit	Tillitformationen	Moelv – tillit	Moelv – tillit	Moelv – tillit	Dabbsjö – formationen	Moälvstillit
	Moelv sparagmit (Röd sparagmit)	Röd sparagmit	Ringformationen	Ringformationen	Biriformationen	Kalvbergs – formationen	
Yngre Rfeikum *Late Riphean*	Birikalk Biri-konglomerat		Biri skiffer	Biriformationen	Rendalen – formationen	Mångmanbergs – formationen	Långå – sandsten m. kongl. och skiffer
			Biskopsås – konglomerat o. kalksten	Biskopsås – konglomerat Biriformationen		Tvärselet – formationen	
	Brøttumsparagmit (Grå sparagmit)	Hedekalk (Grå sparagmit)	Brøttum – formationen	Brøttum – formationen	Storskarven – formationen	Stor-Rajan – formationen	Hede – dolomit m. kongl. och skiffer
			Elstad – formationen				

HEDMARKGRUPPEN: Rena undergrupp; Lillehammer undergrupp

SJOUTÄLVSGRUPPEN

RISBÄCKGRUPPEN

Yngre led är nedifrån räknat Moälvstillit, Ekreskiffer, Vemdalskvartsit eller kambriska lager. Troligen finns en tidslucka i sedimentavsättningen efter Långåsandstenens bildning. Äldre led är prekambriska kristallina bergarter, generellt representerade av Östbergsporfyr. Basala och intraformationella konglomerat i Långåsandstenen innehåller det prekambriska underlagets bergarter i form av porfyr och granit. Det förtjänar redan här att påpekas att Långåsandstenen, som emellanåt lagrar på granit, vanligen har konglomeratbollar av porfyr, under det att Vemdalskvartsiten i Härjedalen, som lokalt innehåller partier av sitt porfyrunderlag, undantagsvis har porfyrbollar i konglomeraten. Bollmaterialet och fragmenten domineras istället av kvarts och fältspat, som tycks härröra från ett närliggande pegmatitiskt eller granitiskt prekambriskt underlag.De stratigrafiska relationerna till Hededolomiten behandlas nedan. Långåsandstenens mäktighet kan uppskattas till 500–2000 m.

Hededolomit och skiffer (Hotagenskolla): Den med Hededolomiten sannolikt likåldriga norska Biridolomiten har av Nystuen (1980) uppfattats som marginalfacies till (i stort sett likåldriga) sandiga lager, Ring-(Långå)enheten. Enligt denna tolkning skulle kalkig, sedimentär facies kunna uppträda marginellt eller lokalt vid de sandiga lagren, men utan en stratigrafiskt bestämd nivå. I Härjedalen är det helt tydligt att Hededolomit endast uppträder som en basal eller nära basal bildning, vilket även framgår av länskartan. Vid de ställen där Hedekalk saknas ligger Långåsandsten med basal breccia eller konglomerat direkt på kristallint prekambrium. Det förefaller som om Hededolomiten representerar ett stratigrafiskt lägsta led i den senprekambriska lagerserien och den har därför givits en särskild enhet i teckenförklaring och karta.

Den undre skollberggrunden

Den *undre skollberggrunden* uppvisar en underpaleozoisk lagerserie i stort sett utan samtida vulkaniter. Lagerserien med dess primära prekambriska underlag är sammanskjuten genom veckning och imbrikation. De ingående leden av sedimentär berggrund behandlas närmare i *Jämtlands östliga fjällberggrund* (Karis Ca 53:2).

Förutom de där beskrivna förekommer följande senprekambriska enheter i den undre skollberggrunden, *Ekreskiffer* och *Moälvstillit,* som uppträder i söder och norr. Även *Långåsandsten* saknas i stort sett i mellersta Jämtland.

Östbergsporfyr betecknar Dalaporfyrseriens ryolitiska bergarter, som i Oldenfönstret ställvis övergår till mikrogranit. *Granit* får beteckna alla granitoida bergarter i den undre skollberggrunden. (Det rotfasta urberget räknas inte till fjällberggrunden.) Endast *Oldengranit*en har givits en särskild beteckning. *Grönskiffer* har också fått en speciell beteckning och den åsyftar basiska effusivbergarter inom Dalaporfyrseriens effusiva bergartskomplex, som i övrigt inordnas i beteckningen Östbergsporfyr. Som *diabas* rubriceras kristallina basiska intrusivbergarter, mest uppträdande som gångar av typ Åsbydiabas, bl.a. i Oldenmassivet. *Peridotit* (ultrabasit) och *porfyroblastskiffer* uppträder inom Sipmekefönstret i nordligaste Jämtland.

Vemdalskvartsit (Hotagenskolla och undre skollberggrund): Vemdalskvartsit (Asklund 1933) används i länskartan som en sammanfattande beteckning för övervägande kvartsitiska bergarter av yngsta vendisk (eokambrisk) till underkambrisk ålder. Den innefattar litologiskt samhörande bergarter som är äldre än Moskiffer, eller då denna saknas, Kläppeskiffer, men yngre än alternativt Ekreskiffer, Moälvstillit, Långåsandsten eller prekambriska kristallina bergarter, t.ex. Östbergsporfyr. Vemdalskvartsiten innehåller mest grå eller vita kvartsiter och kvartsitiska fältspatsandstenar med inslag av vissa skifferlager och konglomerat. Mörkt blåsvarta varianter av kvartsiten (blåkvarts) kan ha fått sin färg genom kolutfällning från biogent material, härrörande från närliggande Kläppeskiffer. Inlagrade skiffrar är vanligen kloritrika, sköliga lerskiffrar av några meters mäktighet. Vemdalskvartsitens konglomeratlager innehåller som nämnts bollar av kvarts och grovkristallin fältspat. Kvartsitlagrens mäktighet kan sannolikt nå 500 m.

Vemdalskvartsiten uppträder i stor mäktighet söder om Persåsenförkastningen och norr om Strömsund, där den tidigare kallats Strömskvartsit (Asklund & Thorslund 1935, Kulling 1942, 1972). Kvartsitenheten har under 1970-talet studerats och beskrivits av Thelander i Gee m.fl. 1974 och givits namnet Gärdsjöformationen. I den mellersta delen av länet har kvartsiten vanligtvis ringa mäktighet och saknas lokalt helt, särskilt i öster.

Ekreskiffer (Hotagenskolla och undre skollberggrund): En grå till violett lerskiffer, tydligt laminerad med uthålliga skikt av växlande moigt och lerigt material. Skifferns mäktighet är 20–200 m (Nystuen 1980). Den överlagrar på några ställen Moälvstillit (Långmarksbergstillit) och underlagrar Vemdalskvartsit. Svenskt typområde är Långmarkberget (22F 1f) (fig. 49). Utbredning och mäktighet varierar.

Moälvstillit: (Hotagenskolla och undre skollberggrund (Nystuen 1980)). Stratigrafiskt intar enheten ett läge mellan Långåsandsten och Ekreskiffer. Bergarten uppträder sporadiskt inom länet. I norra Jämtland finns en rad förekomster mellan Harrsjön och Långmarkberget. Typområde i Jämtland är Stora Bergvattnet med omgivning (22F 1e).

Östbergsporfyr (undre skollberggrund): Denna beteckning i fjällberggrundsschemat gäller endast för överskjuten berggrund. Motsvarande autoktona bergarter (”porfyr”) har beteckningar enligt urbergsschemat. Östbergsporfyren tillhör den mellanrifeiska Dalaporfyrgruppen (ca 1600 miljoner år), som uppträder närmast väster om berggrunden i den svekokarelska bergskedjezonen. Östbergsporfyren representerar en serie av övervägande sura effusivbergarter med

växlande strukturer och med något varierande kemisk sammansättning. Till färgen är Östbergsporfyren grå till gråbrön, violett eller brunröd. Den innehåller normalt 1–5 mm stora strökorn av kvarts och/eller oligoklas i en finkornig mellanmassa av närmast ryolitisk sammansättning. Frekvens och storlek på strökornen varierar, liksom struktur i bergarten. En primär s-yta framträder lokalt, men denna är vanligen dold av tektoniskt betingade s-plan, som till en del kan vara prekaledoniska. Den primära ytan markeras av ljusa eller mörka streck, s.k. ignimbrit, nu kvartsfyllda primära porer eller vattenfyllda hålrum, som tryckts ihop under den tidiga kompaktionen. Kaledonisk deformation tycks vara starkast intill bergartsgränser och överskjutningsplan. Punkt 9 på s. 220 återger en sekvens av varierande lager i Östbergsporfyren på Hoverberget. Ett mått på porfyrbergarternas mäktighet ges också genom den stora utbredningen i den undre skollberggrundens alla urbergsförekomster samt dess uthållighet i många relativt höga fjäll, t.ex. Oviksfjällen och Mullfjället. Troligen övergår porfyren på djupet i finkornig och sedan grövre granit, så som synes i Oldfjällen. Uppskattningsvis torde mäktigheten kunna vara 2000–5000 m.

FJÄLLBERGGRUNDENS UNDERLAG

I den prekambriska delen av fjällberggrundens underlag förekommer till stor del bergarter som bildats i samband med den svekokarelska bergskedjebildningen för nära två miljarder år sedan. En motsvarighet till den regionala tredelning av fjällberggrunden mellan norr och söder, som tidigare omnämnts, framträder även i det prekambriska underlaget. De regionala lineamenten genom Mörsil–Berg (19D–18E) respektive Hotagen–Hammerdal (21E–20F) begränsar sydväst om fjällkedjan ett område, där den svekokarelska bergskedjebildningens element av metamorfa suprakrustalbergarter och intrusivbergarter med övervägande nordvästliga strukturer framträder. Detta tyder på att vissa strukturdrag som senare präglat den kaledoniska regionalstrukturen har sin tillkomst mycket långt tillbaka i den geologiska utvecklingen (Strömberg 1976).

I den södra delen av länet har den postsvekokarelska Rätangraniten (1650 miljoner år, Lundqvist 1979) stor utbredning. Där finns också en grupp kiselsyrarika vulkaniska bergarter som kallats Dala-Härdalsporfyrer. Att döma av förekomster i den undre skollberggrunden har dessa porfyrer stor utbredning i den västra delen av länet och troligen också i det djupt liggande urberget väster om riksgränsen. En klart yngre grupp av prekambrium (1350 miljoner år, Kornfält 1976) utgör Ragundabergarterna i den nordligare delen av länet. Där finns också stora ytor med postsvekokarelsk, porfyrisk Revsundsgranit.

Den jotniska sandstenen i södra Härjedalen bildar i många områden underlag för den överskjutna skollan av Vemdalskvartsit. Man finner denna överskjutning exempelvis vid Vedungsfjällets södra ände (16D 2d). Till skillnad från skollans deformerade bergarter har den jotniska sandstenen kvar sin nästan horisontella lagring och visar väl bevarade primära sedimentstrukturer, som ändå är mer än en miljard år gamla. Sandstenen, liksom dess underlag av porfyr eller granit, genomsätts på några ställen av en yngsta eruptiv bergart, en diabas av Åsbytyp, som bildar flacka eller branta gångar. Dessa diabasgångar uppträder också i den undre skollberggrunden, särskilt i dess östra del.

Vemdalens järnmalmsförande lager

En för området unik förekomst av sandiga och leriga sediment med inlagrade järnmalmsskikt finns i Vemdalen. Det är en fattig sedimentär järnmalm, som ur ekonomisk synpunkt saknar värde men som geologiskt är intressant. Lagren representerar en form av sedimentation som såvitt känt inte har någon annan direkt motsvarighet i Skandinavien.

Tegengren (1962) undersökte de järnmalmsförande lagren, dels vid sin malminventering 1908, och dels i samband med blyprospektering i fjällranden 1958. Vid första tillfället grävde man i Vemdalen igenom lagerserien på två ställen som Tegengren kallar norra och södra brottet, båda några hundra meter väster om Högfjället (17E 5a). Lagerserien är bara några få meter mäktig (fig. 4) men mer än hälften utgörs av järnmalm. Denna består av hämatit, som ingår till omkring 25% i skikten, fosfor förekommer till 0,5% och svavel till 0,01%. Hämatiten bildar cement mellan sandkornen, vilka är omkring 0,3 mm stora, och består av kvarts och fältspat. Malmlagren växellagrar med lerskiffer. En annan

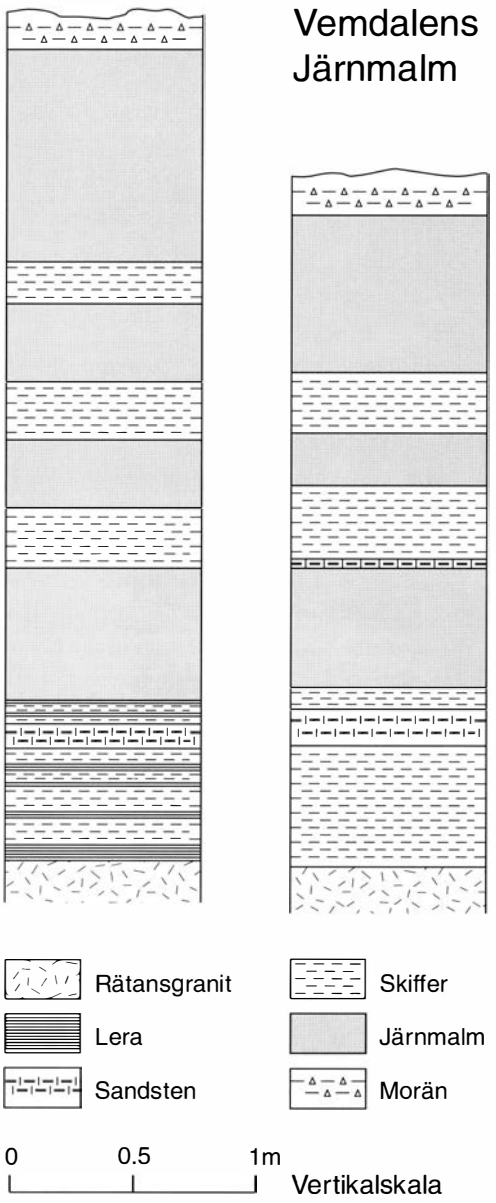


Fig. 4. De autoktona lagren av järnmalm i Vemdalen bildad under senproterozoicum, enligt uppmätningar av Tegengren (1962). Det norra brottet är till vänster i bilden.

In situ strata of Late Proterozoic sedimentary iron ore at the village Vemdalen. After Tegengren (1962).

lokal med samma sedimentserie finns 5 km öster om byn Vemhån (17E 2c), där 1,7 m sandig skiffer innehåller magrare malmskikt med göthit. Den malmförande serien kan förmodas tidigare ha varit utbredd över hela dalgången. Järnmalmslagren i Vemdalen ligger i dalbottnen under den undre skollberggrundens överskjutningsplan och Vemdalskvartsiter. Lagren tycks därför vara rotfasta och de är till synes ostörda av överskjutningen som gått över dem. Den underliggande Rätangranitens yta är delvis slät men visar på vissa lokaler öst–västliga räfflor, som Tegengren anser kan härröra från den varangeriska (Kulling 1955) nedisningen (omkr 700 miljoner år). Lagrens ålder bör alltså enligt denna teori ligga mellan sent prekambrium och yngre silur, då den stora överskjutningen inträffade.

Järnmalmen tycks ha bildats genom järnutfällning i samband med det klastiska materialets avsättning. Sedimentära järnmalmer av denna typ har Tegengren beskrivit från Kina. Dessa något mäktigare, men litologiskt likartade järnmalmsserier av eokambrisk ålder har brutits i järnmalmsfältet vid Hsüan-Lung nordväst om Beijing i Kina. Malmernas kemiska karaktär (hämatit) och uppträdande i form av mångtaliga, skarpt avgränsade lager, alternerande med mer normala mekaniska sediment, anser Tegengren tyda på likartade bildningsbetingelser och troligen samma eokambriska ålder. Tegengren framhåller (1962) ett troligt samband med exhalativa processer, alltså utströmning av lösningar och gaser från jordens inre till ytan, och att järnutfällningen möjligen kan ha gynnats i en postglacial, eventuellt limnisk miljö.

Kaledonisk påverkan på fjällberggrundens underlag

Den autoktona, rotfasta, berggrunden i Jämtland innehåller som skilda element, dels den prekambriska berggrund som ingår i den Baltiska sköldens västliga del, dels sedimentära bergarter av äldre paleozoisk och yngsta prekambrisk ålder, lagrade på nämnda kristallina urberg. Båda dessa delar av den rotfasta berggrunden beskrivs utförligt av Karis (Ca 53:2) och då särskilt ur petrografisk och stratigrafisk synpunkt. I detta sammanhang upptas därför bara några exempel på kaledonisk deformation i underlaget.

Inledningsvis nämndes att den rotfasta berggrunden föga berörts av kaledoniska deformationer. Man finner emellertid exempel på en begränsad tektonisk påverkan, vilken kan uppfattas som en sekundär effekt av den mot öster avtagande sammanskjutningstektoniken i den undre skollberggrunden. Som en regional kaledonisk effekt på underlaget torde man för övrigt även kunna betrakta den allmänna stupningen av omkring en grad mot väster hos den avjämnade ytan under sedimentbergarterna (Ljungner 1952). Denna mot väster tilltagande nedböjning av den Baltiska plattformens kant är ett betydelsefullt regionalt drag och behandlas nedan, bl.a. i samband med undre skollberggrundens imbrikation och överskjutning.

Den rotfasta underpaleozoiska lagerserien visar i de flesta fall en ökning av deformationsgraden uppåt i lagerserien.

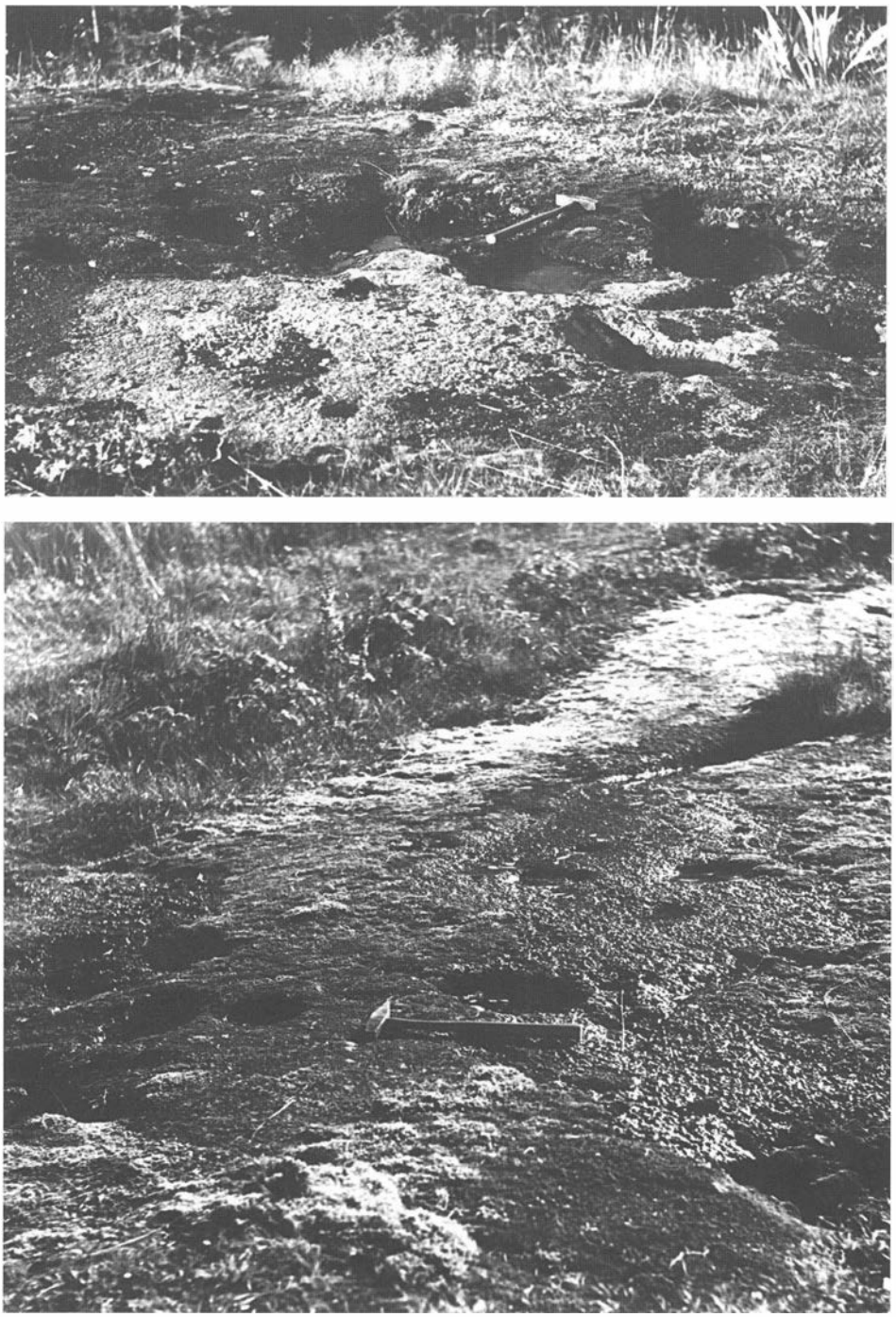


Fig. 5. Två bergytor av granit intill vägen vid Bingsta visar en ovanlig gropvittring som tillkommit före avsättningen av kambriska sediment. I några håligheter påträffas krustor av pyritförande, limonitcementerade granitfragment.

Two rock surfaces showing characteristic Late Proterozoic pit erosion in grey Revsund granite. A thin limonite-cemented breccia of granite fragments, and rich in pyrite, occurs in the pits, overlain by Middle Cambrian black shale. The main part of the exposed granite surface is smooth and softly rounded.

Fig. 6. Nordöst–sydvästlig tvärveckning (lådveck) i ordovicisk kalksten vid vägen nära Bergbodarna, 5 km nordöst om Klövsjö (17E 5i).

Box folds with fold axis NW/10° in the Ordovician limestone of the Lower Allochthon in a roadsection between Åsarna and Klövsjö.

Detta vittnar om att lagren, som nu utgör den yttersta fjällranden, tidigare täckts av överskjutna tektoniska enheter, vilka efterhand eroderats. En västligare fortsättning av tidigare täckande överskjutna tektoniska enheter finner man på vissa platser inom några kilometers avstånd, exempelvis intill Vemdalskvartsitskollan i länets södra del. Sannolikt har också högre skollkomplex med metamorf berggrund tidigare haft en större utbredning mot öster.

I söder har Fritz Brotzen (dagbok 1962 SGUs arkiv) beskrivit en gångliknande diabaskropp, som påträffats i den ordoviciska kalkstenen på Svartåsens östra sida, 3 km nordväst om Glöte (16D 8f). Diabasens kontakter är tektoniskt störda och den tycks vara av postsvekokarelsk Åsbytyp. Liknande diabas förekommer här och där i det prekambriska underlaget. Ovanför gården Nordiåsen har jag även iakttagit en lins av Åsbydiabas, vilken nu ligger i den skollans bas, över den ordoviciska kalkstenen. Orsaken till att just partier av diabas slitits upp från underlaget och pressats in i eller över de paleozoiska lagren kan vara att diabasgångarna i den subkambriska erosionsytan längre i väster antingen varit mekaniskt svagare eller stuckit upp som genom prekambrisk erosion frampreparerade bergryggar.

Den översta delen av den korttransporterade ordoviciska kalkstenen i det ovan nämnda berget Svartåsen, liksom också i det intilliggande Dyckesberget, visar en brant uppresning av lagren med veckaxlar som är orienterade i den skandiska huvud-B-riktningen NNO. Detta tyder på en rörelseriktning från VNV mot OSO för den överliggande skollan. Denna undre skolla av övervägande Vemdalskvartsit är i detta område lokalt genombruten till följd av postkaledonisk erosion men kvarstår som utliggare i omgivande fjällhöjder både i öster och väster. I det södra fjällområdet är fördelningen av de rotfasta lagren oregelbunden. Man kan därför förmoda att det antingen skett ett moment av lokal tektonisk borthyvling av de underpaleozoiska sedimentlagren vid överskjutningen av kvartsitskollan eller att de tillkommit genom erosionsfaser i äldre paleozoisk tid.

I de områden i Härjedalen där den av Vemdalskvartsit dominerade skollan vilar direkt på prekambrisk granit finner man endast ytlig deformation av den senare. Strömberg (1955) beskrev en några meter mäktig krosszon i Rätangranit under Stavberget, söder om Vikarsjön. Brant stupande s-ytor i den förskiffrade graniten stryker N–NNO, vilket tyder på en nordligt strykande B-axel. Därtill visade den överskjutna kvartsiten i nämnda berg en märkbar kataklasstruktur flera tiotal meter uppåt från den basala kontakten (jfr kapitlet ”Fjällrandens stora överskjutning”).

Den föga störda underpaleozoiska lagerserien (”kambrosilur”) saknas inom ett stort område mellan Ránddalen och Klövsjö – med ett osäkert undantag. Vid Kalkberget (17D 3j), 2 km sydost om Vikarsjön, finns en tektoniserad brun ordovicisk kalksten, som innehåller deformerade fragment av ortoceratiter (Högbom 1920, Strömberg 1955). Nära intill kalkstenen påträffade jag emellertid mylonitiserad granit eller porfyr på ungefär samma nivå. Eftersom denna ordoviciska kalksten dels är starkt deformerad, dels har osäkra lagringskontakter i förhållande till underlaget kan man inte utesluta att den är transporterad och kan ha ett stratigrafiskt samband med den intilliggande överskjutna skollan. Denna utgörs i övrigt av Vemdalskvartsit, som lokalt innehåller kambrisk skiffer och partier av prekambriskt underlag. Den tektoniska situationen liknar därmed strukturerna i norra Jämtland, där kambriska och ordoviciska lager ingår i den överskjutna, undre skollan och i denna är isoklinalt sammanveckade eller imbrikerade tillsammans med Vemdalskvartsit.

Vid Klövsjö (17E 7d) finner man en mer än 50 m mäktig underpaleozoisk lagerserie norr om Klövsjön, under det att serien helt saknas söder om sjön. En mindre förkastning tycks ligga parallellt med sjön. Den ordoviciska kalkstenen i Klövsjö är starkt veckad i släpveck av 2–5 m våglängd och med en nordligt strykande veckaxel. Ett särskilt vackert veck med östligt stupande axialplan i den bankade kalkstenen finns i en vägskärning norr om Klövsjö (fig. 6).

En mer oregelbunden veckning i störd ordovicisk kalksten ser man längs vägen Svenstavik–Östersund. Veckningen där är rätt komplicerad, vilket torde höra samman med mindre uppskjutningar och stukningar, med åtföljande omreglering av veckaxlarna.

I sydsluttningen av Vikarberget (17D 4j) finns en annan osäker förekomst av ordovicisk kalksten, omnämnd av Hög-

Fig. 7. Ordovicisk kalksten och skiffer, med starka tektoniska störningar. Kalkbergets östra brant, l0 km sydost om Alanäs (21F 2j). Foto V. Stejskal 1969.

Tectonized Ordovician limestone and shale at the base of the Lower Allochthon at Kalkberget, 10 km SE Alanäs(21F 2j). Foto V. Stejskal 1969.

bom (1889, 1920). Endast enstaka block av denna kalksten har senare kunnat återfinnas. Där finns emellertid tektoniska indikationer för en mindre uppskjutning. Kalkstenen kan vara uppdriven i eller ligga inklämd i skollan genom en mindre imbrikation, analog med den ovannämnda sannolika situationen vid Kalkberget.

Av stort intresse är de tektoniska förhållandena i Brunflo-Lockneområdet. Thorslund (1942) beskriver flera förkastningar som berört den sedimentära lagerföljden. De mindre överskjutningar som han registrerade i Lockneområdet antyder en stark sammanskjutning vid randen av de undre skollenheterna.

Den underpaleozoiska lagerserien norr om Brunflo har kunnat studeras i stenbrott och borrningar. I lägre led av den ordoviciska kalkstenen märks en svag veckning med stor våglängd (20–100 m). Därtill finns små uppskjutningar av någon meters storlek som västerifrån skär snett upp genom lagerserien (Asklund 1959). I de översta lagren kan man på Lundbomberget observera en veckning med större amplitud och kortare våglängd (2–10 m). En successiv ökning i veckningens styrka västerut kan också antas, eftersom man i skärningar längs järnväg och vägar får en ökning i lagrens brantställning inemot gränsen för en av delskollorna i den undre skollberggrunden.

Vid Fyrås, 6 km söder om Hammardal, har vägen Östersund–Strömsund i dess senaste sträckning fått en nära 100 m lång skärning genom ordovicisk kalksten, som av allt att döma hör till randzonens korttransporterade del. Kalkstenens lagringsplan är veckade med en amplitud av 2–10 m och med en huvudveckaxel som stryker i nordöstlig riktning. Detta antyder att förskjutningsrörelserna på denna plats varit riktade ungefär från nordväst.

Vid Kalkberget, väster om Flåsjön i norra Jämtland, har den korttransportering lagerserien skjutits samman under framskjutningen av de undre skollenheterna mot öster. Den ordoviciska kalkstenen i Kalkbergets höjdrygg har tryckts ihop i kärnan av ett synklinorium med västligt stupande axialplan. Synklinoriets deformerade västra skänkel utgörs av kambrisk alunskiffer, som höjts upp och skjuvats ihop till starkt förstorad mäktighet. Imbrikationer och små förkastningar skär igenom den övre delen av kalkstenen (fig. 7). (Se även Karis, fig. 93, s. 114.)

DEN UNDRE SKOLLBERGGRUNDEN

Fjällrandens stora överskjutning av Vemdalskvartsit

En av de mest instruktiva överskjutningarna i hela fjällkedjan finner man i Härjedalen, där vendisk Vemdalskvartsit med inveckade partier av kvartsitens primära underlag av prekambrisk kristallin berggrund respektive yngre, paleozoiska lager vilar överskjuten på autoktont prekambrium eller rotfasta paleozoiska lager. Denna sydligaste del av den svenska fjällranden utgör ett klassiskt område för skandinavisk fjällgeologi. De tektoniska förhållanden, främst existensen av en stor överskjutning, har diskuterats under det innevarande seklets första decennier av geologerna Schiötz, Svenonius, Högbom, Törnebohm, Frödin och Asklund (jfr det inledande forskningshistoriska avsnittet).

En allmän geologisk princip säger att överliggande lager av sediment är yngre än underliggande, om ingen tektonisk störning föreligger. För överskjutning finns då följande bevis:

1. - Förekomsten av äldre berggrund i skollan, över yngre berggrund av äldre paleozoisk ålder i skollans underlag. Särskilt intressant blir då inslaget av prekambriska kristallina bergarter i skollan. På vissa ställen uppträder detta överskjutna prekambrium som brant stående plattor, t.ex. av porfyr alternerande med vendisk kvartsit i Middagsberget (17E 9d) söder om Skålan. Vanligen finner man i stället urbergspartierna medslitna i skollans undre del, såsom i Tossåsberget (18E 1f), norr om Åsarna. Generellt finner man alltså en stor del äldre prekambriska bergarter i skollan, varför dennas berggrund ej kan vara avsatt ovanpå den rotfasta berggrunden.

2. - De understa sedimentära lagren ligger flackt lagrade och relativt ostörda, bortsett från dess översta zon. Kvartsitskollans bergarter är däremot i allmänhet brantställda genom isoklinal veckning, små uppskjutningar och imbrikation. Lagerstupningarna i skollan varierar mellan 15° och 80°, vanligen är stupningarna 20°–30° mot väster. Det råder alltså en strukturell skillnad mellan skollans berggrund och dess underlag.

3. - I kontakten mot skollans underlag finner man mylonitiska bergarter i ett skikt av ojämn mäktighet, vanligen endast någon meter. Kvartsitskollans berggrund visar normalt en avtagande grad av brecciering uppåt inom en enhet som når 50 m mäktighet, exempelvis i Stavberget öster om Hede (Strömberg 1955). Denna brecciering i kvartsitskollans bas har kunnat utnyttjas som ”för-krossning” då man t.ex. i Bingsta-området brutit skollans vita kvartsit till makadam för vägbeläggningsändamål.

Den senprekambriska kvartsitserien (Vemdalskvartsiten) dominerar skollans berggrund i hela det södra området. Norr om Hoverberget, vid den nordvästligt riktade Mörsilförkastningen, blir skollgränsen mindre markerad genom att lätt eroderade underpaleozoiska lager förekommer i större mäktighet och kvartsitbergarterna minskar i mäktighet i skollan norrut, för att till synes helt försvinna i höjd med Frösön.

Norr om Östersund framträder inte den undre gränsen för den undre skollberggrunden tydligt. I fjällberggrundens randzon mellan Östersund och Strömsund har inte heller någon förekomst av vendisk kvartsit kunnat påvisas.

Hotagenförkastningen, som stryker i nordvästlig riktning, bildar sydgränsen för det norra kvartsitområdet och inom detta norra område kulminerar Vemdalskvartsitens mäktighet omkring Ströms Vattudal. Skollans yttre gräns framträder tydligast mellan Strömsund och Kalkberget, där överskjutningstektoniken påminner om förhållandena vid kvartsitskollans gräns i söder. Isoklinal veckning och imbrikation i stor skala förekommer i skollan även här och markeras dessutom tydligt i topografin och i den geologiska kartbilden genom att den paleozoiska delen av lagerserien är väl företrädd. Erosionen har selektivt nött ner de mjukare underpaleozoiska lagren i skollan till dalgångar, medan den hårda vendiska kvartsiten sparats och framträder som höjdryggar. Också i det norra området förekommer kristallin prekambrisk berggrund i skollan.

Den undre skollberggrunden visar allmänt en växlande grad av tektonisk påverkan. Lokalt har deformationen i lerhaltiga kalkstenar medfört en omfördelning av ler- och kalkmineralen (fig. 27). Även frekvensen av kalcitfyllda sprickor ökar starkt i vissa avsnitt. I Kläppeskiffern och andra argilliter tar det sig uttryck bl.a. i en ökad grafitglans i zoner med starkt tektonisering (Kisch 1980). Detta är några exempel på makroskopiskt observerbara effekter av kaledonisk deformation och metamorfos i den undre skollberggrunden. Kisch (1980) har vidare undersökt rekristalliseringar av sedimentbergarternas lerfraktion till mineralet illit i detta tektoniska avsnitt och han fann att en svag och västerut ökande illitkristallisering kan registreras. Reflexionsförmågan hos vitrinitpartiklar av skiffrarnas bitumen visade en analog regional förändring som kan uppfattas som en ökande metamorfos i västlig riktning. Provtagningen har tydligen skett med föga hänsyn till stratigrafiska förhållanden, varför endast dessa allmänna tendenser kan skönjas.

Prekambrisk berggrund i den undre skollberggrunden

I Skandernas östra randzon finner man som nämnts ett generellt överskjutningsmönster av undre skollberggrund på kristallint underlag eller rotfasta respektive korttransporterade underpaleozoiska lager. Höjdområdena som begränsar flera av dalgångarna i fjällberggrundens östra del byggs upp av skollan med den undre skollberggrunden. I dalgångarnas bottnar påträffar man de lägre tektoniska enheterna eller det rotfasta underlaget och rörelsezonen mellan dessa kan följas åtskilliga km mot nordväst. Genom dessa erosionssnitt i berggrunden kan man skapa sig en uppfattning om överskjutningens minimibelopp. Sådana förhållanden finner man tydligast i den södra delen av Jämtlands län. Skollan innehåller där mest vendisk (eokambrisk) – kambrisk Vemdalskvartsit och har därför av Asklund (1933) kallats Vemdalskvartsitskollan eller förkortat kvarsitskollan. I genomskärande dalgångar skymtar den rotfasta berggrunden fram under skollan, vars främre kant måste vara överskjuten mer än 25–30 km mot ostsydost. Randzonens överskjutning är mindre tydlig i mellersta Jämtland, men såväl där som i länets norra del är de tektoniska förhållandena likartade. I undre skollberggrundens delar förekommer såväl underpaleozoiska sedimentbergarter som äldre, prekambrisk berggrund. Inslaget av prekambriska kristallina bergarter är av intresse för den regionala tektoniska strukturen och ger dessutom en provkarta på det primära underlaget till skollans lagrade bergarter. Med början vid länsgränsen i söder kommer här nedan de flesta kända förekomsterna av prekambrisk berggrund i den undre skollberggrunden att nämnas i tur och ordning. De beskrivna lokalernas ordningsföljd hänför sig till figur 8.

1. Nordiåsen vid Glöte (16D 8g). I bergsidan ovanför gården Nordiåsen finner man Vemdalskvartsitskollans bottenzon. Den ligger över ortocerkalk, varav en stor blottning finns längre mot söder. I kvartsitens basala del ligger en tunn, deformerad platta av Åsbydiabas, tydligen medsliten från kvartsitens primära prekambriska underlag. Liknande diabasfragment i skollans underkant finns också i Svarteggen och Tossåsberget, norr om Åsarna.

2. Kalkberget ligger öster om Ljusnan, som rinner genom Vikarsjön och Stavsjön (17D 3j). Relativt högt på berget finns en brungrå, deformerad ordovicisk kalksten, som stupar mot väster. Öster om och över kalkstenen uppträder en urbergsmylonit i kontakt med starkt tektoniserad Vemdalskvartsit. Lokalen har omnämnts av Svenonius (1881) samt Asklund (1933).

3. Klövsjö, 4,5 km ostnordost om Klövsjö kyrka (17E 8e). En liten topp av porfyr har påträffats öster om landsvägen i nivå med Vemdalskvartsit och tydligt över skollans basala överskjutningszon.

4. Middagsberget, 3 km söder om Skålan (17E 9d). Hela berget består av flera mäktiga plattor av porfyr omväxlande med Vemdalskvartsit. Plattorna står nära vertikalt och stryker ovanligt nog i nordvästlig riktning. Inga primära kontakter har observerats.

5. Gruvedan i Ljungan, 6 km nordost om Skålan (18E 0d). I den efter älvens utbyggnad, delvis torrlagda älvkanten finner man omväxlande tektoniserad porfyr och Vemdalskvartsit. Överskjutningsplanet ligger djupare och dess bottenmylonit finns intill vägen vid den längre mot norr rinnande Aspån.

6. Storhallen (18E, 0e). I byn påträffas måttligt västligt stupande, korttransporterad ordovicisk kalksten. Över denna, i bergssluttningen öster om byn, finner man mylonitisk granit och Vemdalskvartsit vilande på kalksten och Locknekonglomerat (Asklund 1933).

7. Tossåsberget 7 km norr om Åsarna (18E 1f). I bergets södra del finns en flera hundra meter lång kropp av Åsbydiabas, som är knuten till Vemdalskvartsit och troligen utgör kvartsitens ursprungliga underlag.

8. Skucku (18E 2g). I utliggaren av kvartsitskollan vid Skucku och Bingsta finns flera små förekomster av porfyr vid skollans kant. Porfyrkropparna tycks vara inbäddade i kvartsit och är delvis tektoniserade, liksom fallet vanligen är i de understa 50 m av kvartsitskollan.

9. Hoverberget (18E 3g). Större delen av Hoverberget består av porfyr. I en del av Hoverberget mellan den södra och norra toppen finns nedan uppräknade enheter av Östbergsporfyr. Lagren stupar ca 50° VNV:

1) 10 m mylonitiserad, porfyrisk ryolit
2) 50 m kristalltuff som innehåller 1–2 mm stora, rundade korn av plagioklas och epidot i en mycket finkornig matrix
3) 50 m porfyrisk ryolit med ignimbritstrukturer
4) 10 m porfyrisk andesittuff med ignimbritstruktur och fragment av ryolit, hålrum fyllda av kalcedon samt kalcitfyllda sprickor
5) 8 m metamorf detritus, en redeponerad, sannolikt vattenavsatt bergart, som innehåller kantiga eller rundade fragment av grönsten, ryolit och epidot
6) 100 m av ryolitporfyr med fenokrister av huvudsakligen fältspat.

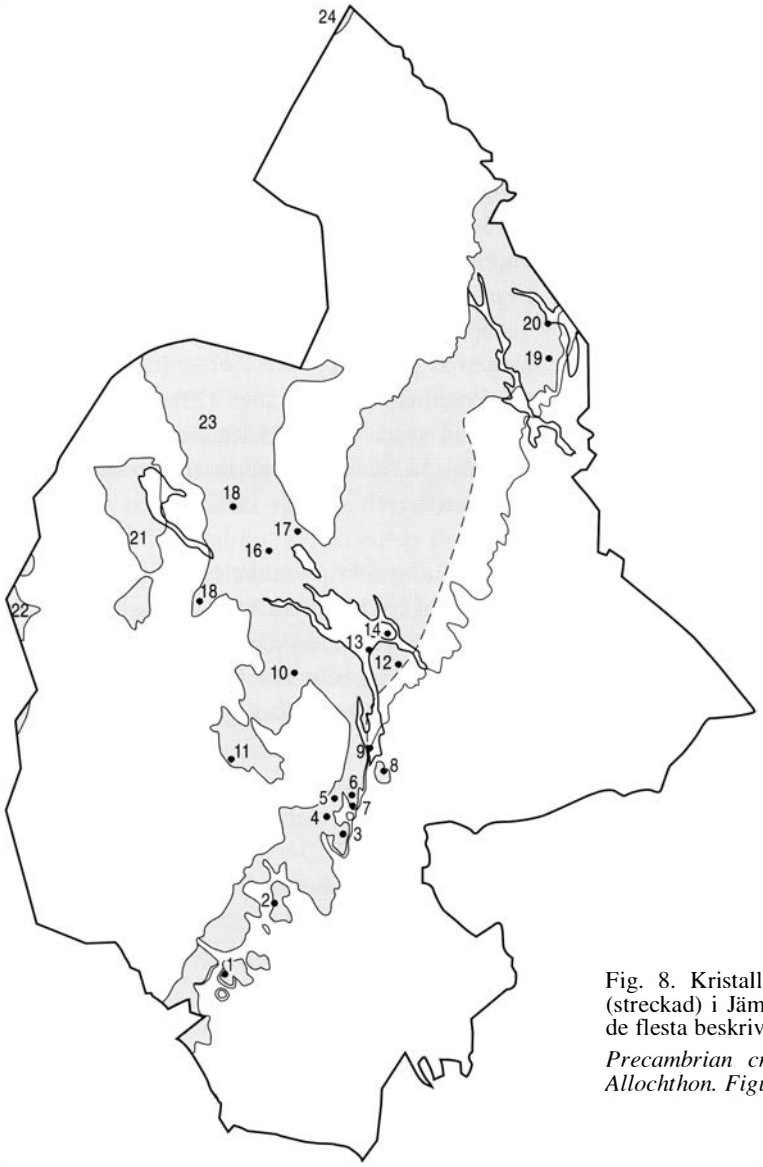


Fig. 8. Kristallin berggrund i den undre skollberggrunden (streckad) i Jämtland. Siffrorna markerar urbergsförekomster, de flesta beskrivna i texten.

Precambrian crystalline rocks incorporated in the Lower Allochthon. Figures indicate different occurences.

Östbergsporfyren är tektoniserad i växlande intensitet och innehåller på bergets östra sida inklämda partier av kvartsit och kambriska skiffrar, som återkommer i flera omtagningar. Längst ner i den östra branten ligger en liten skiva av granit som underlagras av sedimentära skiffrar. Hela berget vilar på rotfast berggrund, som består av en basal breccia på prekambrisk granit i norr och manglad Kläppeskiffer i sydost. En mer utförlig beskrivning av Hoverbergets geologi lämnas av Karis (Ca 53:2; Plansch I–III).

10. Oviksfjällen (18E 9a–8b) uppvisar stora blottade ytor av prekambrisk porfyr och på denna lagrad Vemdalskvartsit samt en yngre lagerföljd av kambriska och ordoviciska skiffrar. Kvartsiten är lokalt ett par hundra meter mäktig i detta område och täcker därför den största delen av fjällen. Basala breccior förekommer och kvartsitens mäktighet växlar starkt. Fudautliggaren, som tillhör den mellersta skollberggrunden vilar med sina basala myloniter på ordoviciska gråvackeskiffrar. Oviksfjällen utgör en stor kulmination inom en regional antiklinalstruktur med nord–sydlig riktning, vars nordligare motsvarighet finns i Oldfjällen. Den nordvästligt riktade förkastningen Mörsil–Persåsen–Berg har sänkt Oviksfjällens omedelbara fortsättning mot norr (fig. 14).

11. Norr om Sveduknallen (18D 4h), 12 km öster om Storsjön, fann författaren (1961, s. 11) en liten förekomst av granit med pålagrad basalbreccia och Vemdalskvartsit. I omgivningen finns kambrisk-ordoviciska skiffrar. Hela lagerserien synes vara isoklinalt sammanveckad, varvid ett parti av basal prekambrisk berggrund har följt med i den veckade serien av undre skollberggrund.

12. Bjärme, 2 km norr om Näs (18E 8h). Thorslund (1940) beskrev en serie små överskjutningar i Lockne–Näsområdet. Dessa förskjutningar tycks representera ett speciellt tektoniskt mönster med veckning och lokala imbrikationer. Vid Stengärde har en liten blottning av mylonitiserat prekambrium påträffats. Den har skjutits upp från väster på silurisk Bergekalksten.

13. Prästnäset vid Sunne kyrka (19E 0g). Där påträffade Linnarsson 1872–74 (Asklund 1933) en liten förekomst av basal porfyr, som sticker fram under pålagrad Vemdalskvartsit tillhörande den undre skollberggrunden (fig. 9). Porfyren är fläckvis täckt av en mörk, basal breccia med porfyrfragment. Prästnäset erbjuder en god exkursionslokal vid lågvatten i Storsjön och geologin har beskrivits av Asklund (1933) och Thorslund (1940). 1,5 km sydväst om Sunne kyrka ligger det lilla Tippskäret som innehåller prekambriska bergarter. (Se även Karis, fig. 117–118, s. 136.)

14. Östberget på Frösön (19E 1h–2h) består till största delen av porfyr. I denna finns basala kambriska lager inveckade. På bergets västra sida är underpaleozoiska lager avsatta på porfyren, vilken på öns östra sida är uppskjuten på ordovicisk Kogstaskiffer och Kyrkåskvartsit.

15. Intill överskjutningsgränsen för den övre skollberggrunden, 7 km sydväst om Undersåker (19D 4e), finns en granitförekomst i Skalberget. Förekomsten ligger till synes i den undre skollberggrunden. Intill granitområdet anstår vit kvartsit, som liknar Vemdalskvartsit men vars kontaktförhållande till graniten ej är kända. Den kemiska sammansättningen av graniten på Skalberget (tabell 3) överensstämmer emellertid mycket nära med Offerdalsskollans granit i Valboån vid vägen till Vålådalen, varför man ej kan utesluta att graniten på Skalberget närmast bör räknas tillhöra Offerdalsskollan.

16. Omkring 3 km nordost om Nordbyn i Alsen (19D 7j) finns vid vägen en liten topp av porfyr, på vilken sandiga lager finns avsatta. I övrigt är den omgiven av ordoviciska och siluriska lager och förefaller alltså att vara pressad upp genom den undre skollberggrundens sedimentbergarter.

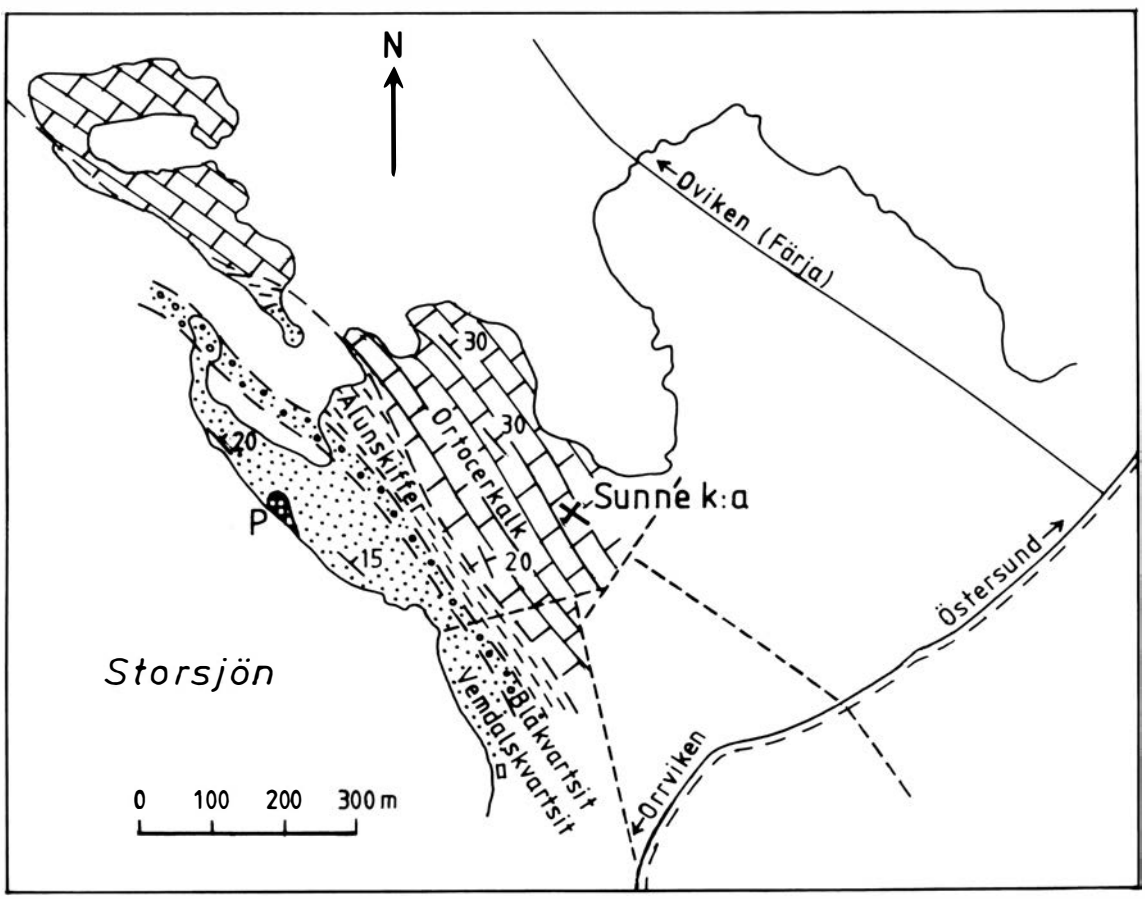


Fig. 9. Berggrunden på Prästnäset i Storsjön, nära Sunne kyrka (19E 0f–g). Huvudsakligen efter Asklund (1933). Strandllinjen motsvarar ett relativt högt vattenstånd enligt den moderna flygbildsbaserade kartan.

Bedrock map of Prästnäset peninsula, Storsjön (19E 0f-g). Shoreline at high waterlevel in lake Storsjön. P = basal Proterozoic porphyry. Mainly after Asklund (1933).

17. Kaxåshöjden i Offerdal (19E 8b) består av en stor kil av porfyr, som har pålagrad Vemdalskvartsit och Kläppeskiffer men i övrigt till största delen är tektoniskt avgränsad från omgivande underpaleozoiska bergarter.

18. Norr om Djupsjön (20D 0h) och 6 km öster om Djupsjögårdarna finns ett område med porfyr. Direkta kontaktförhållanden har ej iakttagits men flera kvartsitförekomster ligger nära intill porfyren. På den östra sidan är porfyrberget skjutet upp över den överordoviciska Kogstaskiffern.

19. Väster om Kalkberget (21F 1j) i norra Jämtland uppträder granit omgiven av den undre skollberggrundens kvartsit. Graniten 2 km sydväst om Kalkberget har formen av en mer än 100 m hög klippa som sträcker sig från överskjutningsplanet upp genom hela kvartsitskollan. Graniten är gråvit, relativt kvartsfattig och grovkristallin. Vid skollans bas uppträder i graniten en gång av ofitisk Åsbydiabas. Inne i graniten finns en liten platta av kvartsit, som vilar på granitytan med ett omväxlande arkosartat eller konglomeratiskt bottenskikt. Konglomeraten i Vemdalskvartsiten är förunderligt likartade i olika områden. Även här består bollarna nästan uteslutande av vit kvarts eller kvartsit och grovkristallin fältspat, troligen av granitiskt eller pegmatitiskt ursprung (Asklund 1933). Öster om Ursvattnet (21F1i) ligger en annan liten förekomst av granit med kvartsit, till synes skjuten upp över en serie av skiffer och ordovicisk kalksten samt kvartsit.

20. Nära Flåsjöns strand öster om Alanäs (21F 3i) finns ett par små förekomster av tektoniserad granit. Det verkar som om dessa tektoniskt hör hemma i den undre skollberggrunden, sannolikt nära kvartsitskollans bas, men kontaktförhållanden är okända.

21–24. Alla de västliga antiklinalerna – Mullfjälls, Sylarna – Storlien, Oldfjällen, Börgefjell – synes höra ihop med den undre skollberggrunden, och dess stratigrafi är sålunda bitvis intakt vid antiklinalerna. Lagerserien är i allmänhet rättvänd och basala pålagringskontakter finns sporadiskt företrädda. De stora massiven av prekambriskt kristallint material avviker emellertid starkt i kompetens från de omgivande sedimentbergarterna i samma tektoniska enhet. Antiklinalernas urberg kommer därigenom att sätta en särskild, lokal prägel på den berörda delen av den undreskollberggrunden. Med sina stora kompetenta massor har de förmodligen delvis haft en retarderande effekt i den undre skollberggrundens tektonik. De komplicerade tektoniska förhållandena vid de västliga antiklinalerna har beskrivits av Sjöström & Bergman (1989). I sammanhanget bör påpekas vissa generella drag i antiklinalernas struktur. Det är en viss skillnad mellan varje antiklinals avslutning i norr och söder. Vid den norra änden finner man serier av imbrikationer, schuppen eller små skollor under det att den södra änden normalt visar tvär avklippning. Man kan eventuellt betrakta detta som ett tecken på att alla antiklinaler stupar mot norr.

Mullfjällsantiklinalen är också den i sig själv starkt uppskjuvad genom flera förkastningar vid den norra avslutningen (fig. 31). I övrigt är denna antiklinal genomsatt av förskiffringszoner och omges av en deformerad sedimentär lagerserie med runt omkring tämligen välbevarad primär lagerföljd. Uppåt och utåt från antiklinalens centralzon, bestående av ett prekambriskt underlag av övervägande kvarts-fältspatporfyr, följer sålunda vendisk-kambrisk Vemdalskvartsit, normalt i primär kontakt mot underlaget, och därefter i stort sett i vederbörlig ordning kambriska, ordoviciska och siluriska lager. De översta lagren är genomgående av silurisk ålder såsom Bergekalksten, Bångåsenskiffer och Ekebergsgråvacka. Mindre störningar förekommer i lagerserien, vilket föranlett ett antagande om en stor, sammanhängande överskjutning mellan ett prekambriskt underlag och en skollenhet, Kallskollan, bestående av sedimentbergarter (Tirén 1980, Beckholmen 1980). Den tektoniska gräns Tirén noterat kan bero på observation av tektoniskt betingade upprepningar eller utkilningar i den undre delen av den underpaleozoiska lagerserien. Repriser i lagerserien berör i allmänhet endast två intilliggande stratigrafiska enheter, t.ex. kvartsit-Kläppeskiffer-kvartsit. Denna typ av upprepning förekommer på flera ställen i den undre skollberggrunden och beror vanligen på imbrikationer vid söderslitna isoklinalveck eller annan lokal förskjutning. Den stora skillnaden i tektonisk kompetens mellan den prekambriska kärnan och det sedimentära täcket har medfört sådana differentiella rörelser. Vid den ännu starkare tektoniserade Sylarnaantiklinalen har även flera från porfyrunderlaget imbrikerade eller avslitna partier observerats i Emådalen, liksom upprepningar i lagerserien norr därom. Det förefaller som om differentialrörelser inom den undre skollberggrunden är starkast över antiklinalens lokala kulmination söder om Storlien.

Längre norrut, i Oldenantiklinalen, föreligger ett stort antal tektoniska störningar av otvivelaktig kaledonisk ålder. Stora partier av antiklinalens västra del tycks vara överskjutna över den östra delen (Sjöström & Talbot 1987). Samtidigt är deformationen hela tiden starkast i de sedimentära lagren, så som redan inledningsvis framhållits.

Av den ovan genomgångna översikten genom den undre skollberggrunden i Jämtland framgår följande huvuddrag:

1. Från den östra randen, genom de överlagrande tektoniska enheterna till de västligaste finner man ett stort antal massiv av urberg.

2. Den prekambriska berggrunden i dessa urbergsmassiv

visar generellt en svagare deformation än intilliggande yngre sedimentbergarter.

3. - De yngre sedimentbergarterna kan i flera fall visas vara imbrikerade med eller inveckade i de prekambriska bergarterna.

4. - Vid de stora antiklinalerna i väster finns tecken på tektoniska störningar som indikerar att sedimenttäcket, vanligen tillsammans med delar av underlaget, under överskjutningarna delvis ryckts loss från huvudmassivet. Dessa störningar tycks emellertid vara endast av samma storleksordning som imbrikationer inom huvudkroppen av antiklinalen.

5. - Den norra kanten av antiklinaler i väster visar serier av uppresta plattor, som är orienterade i öst–västlig riktning och tillkomna genom uppskjutningar från norr mot söder. Dessa rörelser har sannolikt uppstått i en sen fas i bergskedjans tillkomst.

Imbrikationer i den undre skollberggrunden

Alla förekomsterna av urberg i den undre skollberggrunden samt övriga iakttagelser av mindre och större överskjutningar och uppskjutningar inom enheten tyder på ett system av branta uppskjutningar eller imbrikationer, varigenom enhetens berggrund skjutits samman och förtjockats (jfr regionala tvärprofiler I–XI, fig. 2). De geofysiska profiler som uppmätts antyder också blockvisa förskjutningar i den undre skollberggrundens urbergsytor samt en ökande stupning mot väster hos det rotfasta underlaget.

Den undre skollberggrunden ger därmed intryck av att vara uppbyggd med en hel serie av imbrikationer, varigenom enheten förtjockats och förkortats. En sådan typ av tektonik, s.k. ”piggy-back-”tektonik, har beskrivits av Elliot (1976) från Klippiga Bergen i Kanada och tolkats som samhörande med en nedböjning och underskjutning av den kratona sidan, dvs. i vårt fall den Baltiska skölden. Motor till dessa rörelser anses vara den gravitativa kraft med lateral utpressning som uppstår i samband med upptornandet av tektoniska enheter till en hög bergskedja. På denna sammanskjutna och förkortade undre skollberggrund har de övre skollorna matats fram mot öster under den senaste, skandiska överskjutningsfasen.

Redan i lager som tillkommit under ordovicisk tid finner man tecken som tyder på rörelser, speciellt i mellersta och västra Jämtland. Troligen har underlagets urberg inom vissa regioner och särskilt i söder och norr kommit i tillräckligt högt läge för erosion. Detta bevisas av konglomeratbildningar i övre ordovicium, t.ex. vid Rönnöfors (Cherns & Karis 1995).

Genom att plattformens kant är nedböjd har den undre skollberggrunden kommit att från väster flyta in över kratonens sjunkande västra del. Hela denna flytning österut hos ett mäktigt berggrundspaket förorsakas av att det gemensamma tyngdcentrumplanet hela tiden sjunker genom underlagets nedböjning. Skenbart glider den undre skollberggrunden ”uppför” ett lutande underlag (Elliot 1976) och partiella rörelser sker i ett system av småskollor eller uppskjutningar, som på många ställen fört upp kilar av urbergsunderlaget.

I den komplexa berggrund som den undre skollberggrunden består av tycks det som ovan nämnts föreligga en viss skillnad i rörelsesätt för det tektoniskt styva (kompetenta) urbergsunderlaget som ingår i den undre skollberggrunden och de sedimentära, mindre kompetenta, underpaleozoiska lagerserierna, som till stor del innehåller lätta och mjuka skiffrar och kalkstenar. Hela denna typ av tektonik visade jag tidigare (Strömberg 1974) i en starkt schematiserad, och delvis kritiserad (Gee 1976, Röshoff 1978) men även positivt uppskattad (Dyrelius 1980) profil över kaledonstrukturen i Jämtland.

Den långa serien av uppdrivna kulminationer, Olden, Mullfjället, Sylfjället samt Hådalen, Brydalen och Atnasjön i Norge, markerar troligen överkanter i en regional rad av urbergskilar, som i den undre skollberggrundens västliga fortsättning bildar kant mot det djupare Trondheimssynklinoriet. Denna komplexa randplatta av urbergskilar sträcker sig liksom Trondheimsfältet mellan tvärgående zoner, som markeras av Hotagen- och Persåsenförkastningarna i norr och tvärstrukturen vid Ottadalen i söder (jfr Strömberg 1976). Vid denna randplatta av kulminationer i Jämtland ändras karaktären något för inslaget av prekambrium i den undre skollberggrunden. Öster därom påträffar man i huvudsak mindre kilar av underlaget, t.ex. vid Djupsjön, Kaxås, Nordbyn, Oviksfjällen, Björnhåberget som drivits upp genom lagerserierna. Nedböjningen av den prekambriska denudationsytan tilltar troligen i höjd med Storsjön. Det förefaller som om urbergskilarna i Östberget och Hoverberget under den undre skollberggrundens glidning mot

öster har ”strandat” mot det rotfasta underlaget. Överskjutet urberg är alltså relativt vanligt förekommande i Jämtlands undre skollberggrund. En form av komplex, heterogen imbrikationstektonik torde vara orsak till uppträdandet av urbergsmassiven, som är flera hundra meter mäktiga. Deformationen inne i urbergsklumparna varierar, men den är allmänt sett lägre än i omgivande sedimentbergarter. Relationen mellan kompetensen hos det kristallina underlaget och de täckande sedimentbergarterna tycks ha varit avgörande för skillnaden i deformation.

Kompetensen hos en bergart kan minska eller öka om den har varit utsatt för deformation. Därför får man en glidande skala av relativa kompetensförhållanden inbördes mellan bergarter av olika typ, där varje bergarts kompetens ej endast beror av mineralogisk sammansättning och struktur utan även av bergartens deformationsgrad samt formen och storleken på varje homogent bergartsblock. Därtill förändras bergarternas kompetens olika starkt vid ökning av inneslutningstrycket (”confining pressure”). Trots dessa ytterst variabla betingelser kan man ändå göra en mycket grov klassificering av bergarternas (skenbara och fältmässiga) inbördes kompetens och ställa upp en serie med minskande kompetens. Då skulle i den aktuella tektoniska miljön bergarterna porfyr, diabas, granit och kvartsit komma först i serien och kalksten, pelitisk skiffer och grafitskiffer placera sig sist i denna serie.

Kläppeskiffern (alunskiffer) är normalt rik på bitumen, som redan vid relativt låg metamorfosgrad omvandlas till finkornig grafit. Denna grafitrika skiffer verkar nästan som smörjmedel vid deformerande rörelser i berggrunden. Därigenom utlöses de största förskjutningarna just i Kläppeskiffern, som är utmanglad till tunna sliror i rörelsezonerna.

Det tektoniskt transporterade prekambriska underlaget

Den ovan framlagda förklaringen om ett förkortat och förtjockat prekambriskt underlag som delvis ingår i den undre skollberggrunden och aktivt tillsammans med dess sedimentära lager, genom gravitativa effekter medverkat vid överskjutningsrörelserna, stöds som nämnts i första hand genom det rikliga uppträdandet av urberg i den undre skollberggrunden. Därtill vittnar nya geofysiska undersökningar om att urbergsunderlagets yta redan några mil väster om fjällranden visar upp ett karaktäristiskt mönster med en regelbunden vågighet som tyder på en genomgripande djup deformation.

Genom seismiska och magnetiska undersökningar västerut från fjällranden fann Dyrelius (1980) indikationer på en vågigt ojämn yta hos urbergsunderlaget. I Tåsjöområdet stupar förlandets yta till en början omkring 3° mot väster. Redan där börjar emellertid i de djupare strukturerna en ojämnhet, som liknar vågighet, med amplituden 50–150 m och våglängd 3,5 km (Palm 1984). Från terrängen norr om Storsjön beskrev Lund en seismisk profil, Ånge–Lit, i vilken man fått indikation på en stark oregelbundenhet i den mot väster stupande (autoktona?) urbergsytan. Vågigheten ökar i amplitud från 50 m i öster till 200 m eller mer i väster. Detta tyder på en sönderskjuvning av urbergsunderlaget som i viss mån överensstämmer med strukturer i den geologiska ytliga kartbildens sedimentära lager. Från området söder om Storsjön redovisade Palm & Lund (1980) en annan geofysisk profil (Mörsil–Hallen–Vällviken). Palm konstaterar att urbergsunderlaget undulerar kraftigt även i denna sektion. I den västra delen antyds ett skenbart lokalt stort djup till underlaget, vilket förmodades hänga samman med en kraftig brecciering vid Mörsilförkastningen. Två andra seismiska profiler i nordlig (Mörsil–Olden) och nordvästlig (Järpen– Kallrör–Sundet) riktning visar undulerande deformationer i urbergsunderlaget av samma storleksordning med amplitud några hundra meter, och våglängd 500–1000 m. Denna regelbundna vågighet uppfattas av Palm & Lund (1980) som ett tecken på att den övre delen av urbergsunderlaget är deformerad längre mot öster än tidigare antagits av t.ex. Gee (1978).

Resultatet av en djupseismisk undersökning (Palm m.fl. 1991) visar att tektoniska deformationer förekommer på avsevärda djup i den skandiska strukturen. Det finns alltså tydliga tecken på att urbergsunderlaget har påverkats i hög grad under den kaledoniska utvecklingen och spjälkats upp i ökande grad mot väster. Mönstret för deformationerna i urberget ser ut att i viss mån överensstämma med min gamla schematiska profil (Strömberg 1974). Samtidigt bestyrker de geofysiska strukturerna en viktig aspekt med imbrikation och förkortning av hela den undre skollberggrunden, vari urbergsunderlaget ingår. Det förefaller som om den undre skollberggrunden blir allt mäktigare och innehåller alltmer urberg västerut, där de stora antiklinalerna vid Olden, Mullfjället och Sylfjällen utgör de västligaste, uppdrivna kilarna från ett sönderskjuvat och i öst–västlig riktning förkortat urbergsunderlag. Gränsen mellan den undre skollberggrunden och dess underlag utgör den första stora basala överskjutningen (*sole thrust*).

Flygmätta magnetiska profiler

Berggrunden i mellersta Jämtland har undersökts och tolkats med hjälp av flygburna magnetiska mätningar längs ett antal profiler i öst–västlig riktning (Dyrelius 1980). Den berggrund som omfattas av undersökningen innehåller en mångfald bergarter med skilda egenskaper i magnetisk susceptibilitet och täthet (Elming 1980). Av betydelse för bedömningen av de magnetiska profilerna är uppfattningen om orsakerna till den regionala magnetiska avvikelse som kallats Kopparbergs- eller Jämtlandsanomalin och som med en maximal intensitet i trakten av Särna sträcker sig över en bred yta upp till Oldenantiklinoriet. Dyrelius (1980) antog att anomalin beror på Rätangranit med hög magnetisk susceptibilitet som kan tänkas ingå i det rotfasta underlaget i mellersta Jämtland. Rätangraniten saknas emellertid i det synliga inslaget av urberg i den undre skollberggrunden, där det i allmänhet är den svagare magnetiska Östbergsporfyren i alla uppskjutna kilar och större antiklinorier. Om det är Rätangranit som tillsammans med Dalaseriens porfyrer och graniter orsakar Jämtlandsanomalin, måste denna granit följaktligen ligga under den undre skollberggrunden, på ett djup av flera kilometer, ett djup som snabbt ökar mot väster.

Den geologiska kartläggningen har som nämnts avslöjat ett antal förekomster av urberg, nästan uteslutande porfyr, i den undre skollberggrundens imbrikerade struktur. Dessa kan i en del fall vara urbergskilar utan sammanhängande rot, kanske analogt med Hoverberget. Antiformstrukturer eller urberg som antyds i de magnetiska profilerna, t.ex. öster om Offerdal-Ansättensynformen (Dyrelius 1980) kan antyda en sådan djupare liggande kil av urberg, som inte når upp till ytan och därför inte framträder i den geologiska ytstrukturen. Mönstret av regionala syn- och antiformer i den geologiska kartbilden bekräftas i stort av de magnetiska profilerna. Därtill framträder oregelbundenheter även i den östra delen av Jämtland, vilket visar att ytan av den magnetiska kroppen (urberg) kan vara formad genom kaledonisk deformation. Dyrelius (1980) påpekade att den västra gränsen för Jämtlandsanomalin i stora drag sammanfaller med Sylarnaantiformen längs riksgränsen. Antiformens urberg har emellertid låg susceptibilitet (Elming 1980) och därför bör, enligt författarens uppfattning, anomalins djupare belägna, magnetiska urberg ändra karaktär eller vara starkt nedböjt vid riksgränsen.Den skildrade tektoniska modellen, med ett aktivt urbergsunderlag, överensstämmer i stora drag med Asklund-Thorslunds skollsystem. Asklund räknade in de stora västra antiklinalerna i Oldenskollan. Brister i dåtida iakttagelsematerial gjorde en del antaganden felaktiga, t.ex. uppfattningen om vissa fixa stratigrafiska sekvenser i Föllinge- och Oldenskollorna (Asklund 1938).

Zonen med massunderskott

En regional zon med massunderskott är karaktäristisk för Skandernas östra del. Mönstret av Bougueranomali (fig. 10) visar att maximizonen för massunderskottet i mellersta Jämtland ligger nära Oldfjällens antiform (Dyrelius 1980). Regionalt följer denna zon med maximalt underskott väster om och nära intill Hotagenskollans nordnordöstligt strykande kulmination i både södra och norra Jämtland. Eftersom dessa kulminationer ligger språngvis förskjutna i området mellan Mörsilförkastningen och Hotagenförkastningen visar massunderskottet en motsvarande flexur i mellersta Jämtland. Enligt vår nya syn på urbergsunderlagets aktiva engagemang i den undre skollberggrundens förtjockning och förkortning i öst–västlig riktning har den autoktona ytan böjts ner starkt i väster. Man kan därför våga hypotesen att den regionala zonen med massunderskott i Skanderna står i samband med förtjockningen av den undre skollberggrunden och den starka nedböjningen av kanten på den Baltiska skölden. Strukturerna i Hotagenskollan, med stark imbrikering genom branta förkastningar, tyder på att enheten har en avsevärd mäktighet i norra och södra Jämtland. Den undre skollberggrunden och dess underlag har därunder tryckts ner och förtjockats starkt och bidrar därmed till det regionala massunderskottet.

För att få en uppfattning om tätheten hos de i Skanderna förekommande bergarterna gjorde Elming (1980) en regional provtagning med uppmätning av bergarternas densitet och susceptibilitet. Han redovisar resultaten tabellariskt och diskuterar regional fördelning. Generellt märks en ökning i densiteten med ökande grad av metamorfos (och inslag av basiska bergarter, t.ex. i Seve). Däremot visar både sediment och kristallina bergarter större interna variationer än skillnaden mellan olika grupper.

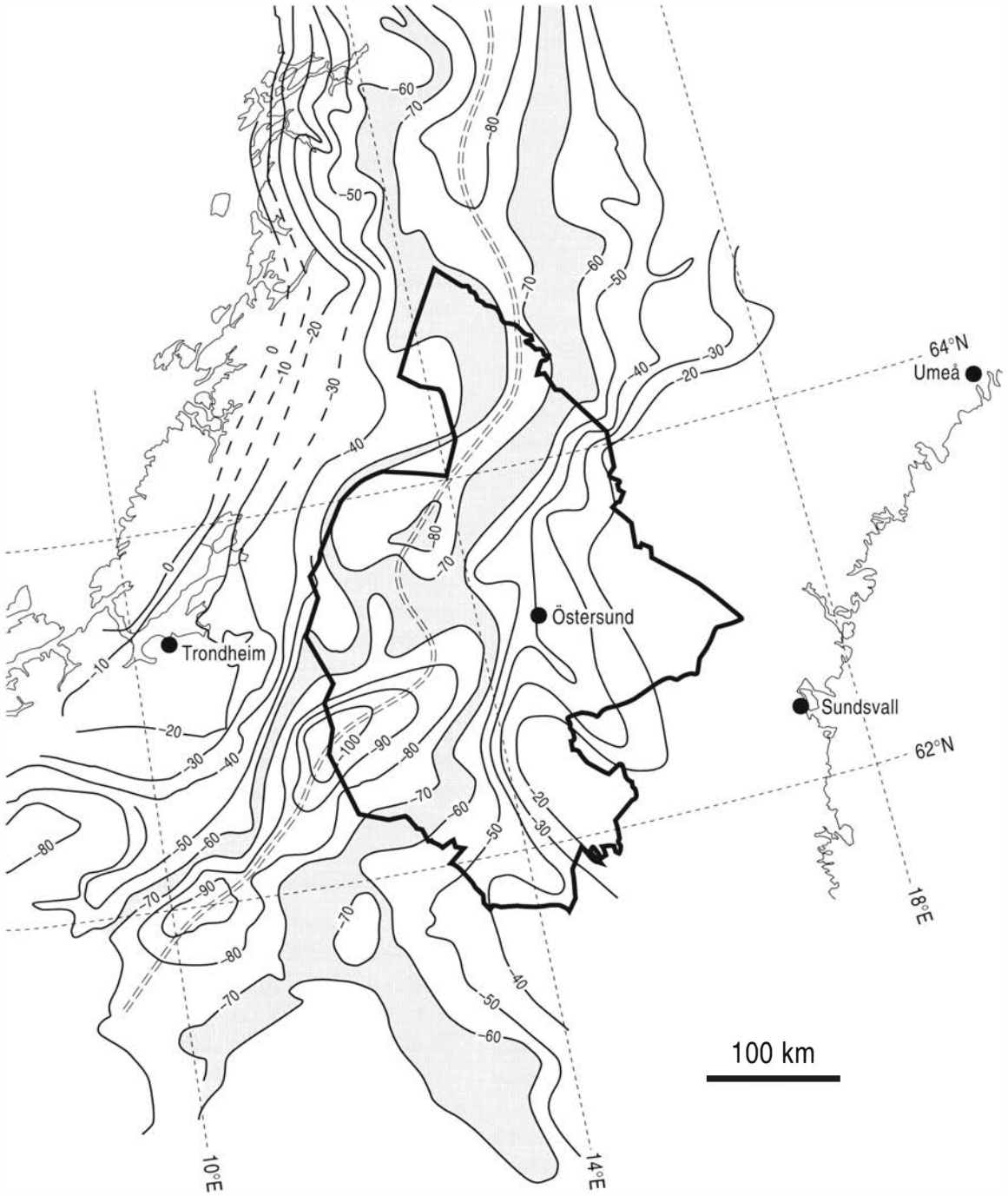


Fig. 10. Tyngdkraftsanomalin i den kaledoniska zonen i Jämtland. Jämtlands län är inramat, Ö = Östersund, T = Trondheim, H = Härnösand. Ekvidistans 10 mgal, intervallet -60 till -70 har prickmönster och zonen med den starkaste anomalin är markerad med dubbel, streckad linje. Man finner att stor kontrast i anomali föreligger vid Hotagenskollans gräns och att en flexur är utbildad i zonen med maximalt massunderskott vid förkastningarna i mellersta Jämtland.

Gravity anomaly map of the Jämtland County. Contour interval is 10 mgal. The interval -60 to -70 mgal is shadowed. The zone of maximum anomaly is indicated by broken lines. Note the anomaly contrast at the boundary of the Hotagen nappe and the flexure present in the minimum at the fault zone in central Jämtland.

Den undre skollberggrunden i södra Jämtland

SÖRVATTNAN – GLÖTEOMRÅDET

I länets sydligaste del representeras fjällberggrundens undre skollberggrund av övervägande kvartsitiska bergarter, som i form av stora flak skjutits ut över det östliga förlandets prekambriska porfyr och granit. Erosion i älvdalarna har skurit igenom skollberggrunden så att skollans underlag träder fram i dalbottnarna. Vid den södra länsgränsen finns i det rotfasta underlaget också en prekambrisk sedimentserie, s.k. jotnisk sandsten, som i form av flackt liggande lager sticker fram i Storfjätens dalgång. I sandstenen finns där också en lagerkonform gång av diabas. Avlagringen av den jotniska sandstenen började i detta område med ett flera meter mäktigt konglomerat som är rikt på bollar av det äldre prekambriska underlagets violetta och röda porfyrbergarter (jfr Lundegårdh 1997). Detta konglomerat liknar därmed starkt de yngre konglomeraten i de västligare, överskjutna serierna av yngsta prekambrium, som man möter exempelvis i Hede och Långå. Glacialblock av det jotniska konglomeratet påträffas utmed skogsbilvägarna omkring Djursvallen (16D 6f).

Kvartsitskollans överskjutningsplan är sällan blottat, eftersom det i allmänhet ligger vid foten av bergbranter och där vanligen döljs av nedrasade stenblock, s k talusmaterial. Kontrasten mellan skollans pressade, hårda kvartsit och underlagets mindre störda sandstenslager (Dalasandsten) ser man t.ex. vid Häggsbergets by (16D 2b). Vid sydsluttningen av Milstenshågna (16D 5e) finner man likaså en blåvit, senprekambrisk kvartsit, som är veckad och vars brantställda tektoniska s-plan tydligt skiljer kvartsitens struktur från den ostörda, brunvittrande jotniska sandsten som finns blottad endast något hundratal meter sydligare. Mellan dessa två hällar ligger alltså kvartsitskollans överskjutningsplan. Mineralisation av blyglans har påträffats i skollkvartsiten längre västerut på Milstenshågna.

Under de isolerade resterna av kvartsitskollan i Glöteområdet (16D 8f) ligger lagerserien av underpaleozoiska sediment, vars samlade mäktighet vid Häggingsåsen är 180 m. Lagerserien förekommer endast i ett begränsat område som sträcker sig upp till Ránddalen. Både mot väster och öster tycks de underpaleozoiska lagren tunna ut och försvinna. Västerut vid ett par bäckar några kilometer sydväst om Lofssjöns södra del vilar kvartsitskollans bas med överskjutning direkt på prekambriskt urberg (Dalagranit?). I öster, vid Dravagsvålens östra brant kan man likaså finna överskjutningskontakter, med skollans basala mylonit direkt på prekambrisk Dalaporfyr och -granit. Enstaka förekomster av kalkstensblock eller alunskiffer vid överskjutningsgränsen tyder dock på att rester av den underpaleozoiska lagerserien kan förekomma lokalt.

Efter sitt dominerande inslag av Vemdalskvartsit har hela den nämnda östligaste skandiska skollan (undre skollberggrund) i Härjedalen länge kallats Vemdalskvartsitskollan (Törnebohm 1896, Asklund 1933). Dess berggrund har förutom kvartsitiska sandstenar även ett inslag av kvartsbolliga konglomerat samt lager av grå eller brun skiffer, som i vissa nivåer och på några platser visar laminering. På Glötdalsvålen (16D 9e) finns en mörk breccieartad bergart, närmast tillitartad och en starkt tektoniserad tillitlik breccia med övervägande granitbollar uppträder också nära Råndens södra strand söder om Ránddalen (fig. 11). Den av kvartsiter dominerade lagerseriens mäktighet växlar starkt från några hundra meter upp till maximalt närmare tusen meter. Vemdalskvartsitskollans berggrund tycks representera vendiska till kambriska lager av likartad typ som förekommer i det s.k. ”kvartssandsteinstäcket” i östra Norge (Nystuen 1982). De grå eller gråbruna, laminerade skiffrarna påminner om Ekreskiffern i Norge. Huvuddelen av skollberggrunden överensstämmer samtidigt med den s.k. Strömskvartsiten (Asklund 1933, 1938) i norra Jämtland, vilken kvartsit med tillhörande skifferlager av Gee m.fl. (1974) betecknats som Gärdsjöformationen. Huruvida tillitliknande breccior bör räknas som Långmarkbergtillit (Kulling 1942) eller Moelvtillit (Björlykke 1978) är något osäkert.

STORFJÄTEN – LOFSDALEN (16D)

Älven Storfjäten rinner i en dalgång som i stort sett har nord–sydlig strykning, utom vid gården Häggsberget, där dalgången vid passage av den kaledoniska gränszonen under en kort sträcka avlänkas i nordväst–sydöstlig riktning. I denna älvdal har erosionen skurit igenom hela det utskjutande brämet av Vemdalskvartsit och frilagt den underliggande ytan av autokton (rotfast) berggrund, som här utgörs av jotnisk Dalasandsten. Mellan Broktjärn och Vinfagersåsen är älvfåran i dalens mitt så djupt nersänkt att en underliggande lakkolit av Åsby–Särnadiabas har kommit i dagen. Lagerstupningarna i Dalasandstenen är genomgående flacka, med en tendens till kulmination i dalens mitt och man kan därför med ledning av höjduppgifter beräkna att det översta paketet av Dalasandsten är 50–100 m mäktigt. Dalasandstenens topp bildar en till synes plan yta som stupar någon grad mot nordväst.

Överskjutningsplanet mellan Vemdalskvartsit och den underliggande Dalasandstenen har inte någonstans påträffats blottat i detta område. Underpaleozoiska lager tycks saknas eftersom den icke blottade nivån vid flera lokaler är endast några meter och kvartära glaciala block av kalksten eller andra bergarter av denna ålder helt saknas i den aktu-

ella zonen. Vemdalskvartsiten sträcker sig 20 km mot sydost från Häggsberget till Vedungsfjället och Milstenshågna. Kvartsittäcket når mäktigheter i närheten av 250 m och lager uppe i skollan stupar omkring 25° mot nordväst vilket tyder på en isoklinal veckning och imbrikationer inom kvartsiten. Den nämnda lagerstupningen torde därvid nära sammanfalla med axialplanet för veckningen. I kvartsitskollans basala överskjutningszon förekommer emellertid en mer intensiv deformation med andra strukturer, vilket framgår av förhållandena vid skollgränsen på den södra sidan av Milstenshågna. Som nämnts ligger här den skiktade Dalasandstenen flackt, utan deformation och med tydligt framträdande klastiska strukturer. Några tiotal meter längre mot norr möter man en blåvit, hård kvartsit, som tillhör Vemdalskvartsitskollan och visar stark deformation med en lineation stupande 70° VSV.

Vid Häggsberget försvinner Vemdalskvartsiten in under det västligare fältet med ljus arkos. Gränsen mellan dessa bergarter är i detta område svår att fastlägga. Däremot är det av allt att döma Dalasandsten som anstår i bäcken 1 km öster om gården. Bergarten är där en ljust gråröd, finkornig kvartsit med närmast vertikal förklyftning, orienterad NNV –SSÖ. I Häggsbergets topp anstår en grågul, finkornig, vanligen arkosartad kvartsitisk sandsten. Liknande ljusa, kvartsitiska fältspatsandstenar uppträder i stora områden västerut. De skiljer sig normalt obetydligt från andra fältspatförande varianter av Vemdalskvartsiten. I sluttningen mot Storfjäten, öster om gården Häggsberget, har påträffats kvartära block av en fragmentförande bergart. Fragmenten är stora och kantiga och tycks till stor del bestå av sandsten, liknande Dalasandsten samt porfyr och vittrad granit.

De geologiska förhållandena i Lofsdalenområdet väckte som nämnts tidigt geologernas uppmärksamhet. Schiötz (1883) beskrev lagren av kalksten intill berg av kvartsit. För att förklara de underpaleozoiska lagrens uppträdande på lägre nivå än den vendiska (eokambriska) kvartsiten blev Svenonius (1881) tvungen att anta att de kambro-ordoviciska sedimenten avlagrats i dalar mellan berg av kvartsit. Törnebohm visade emellertid (1896) att kvartsiten är överskjuten. Frödin (1922), vilkens geologiska verksamhet inföll under en period då man sökte bortförklara överskjutningarna, antog en silurisk ålder för Vemdalskvartsiten, som då uppfattades avlagrad ovanpå de kambriska och ordoviciska lagren. Asklund (1933) bestyrkte Törnebohms överskjutningar och förefaller ha antagit att Vemdalskvartsiten först glidit av från sparagmitområdena i väster (här: Hotagenskollan), varefter dessa antogs sekundärt ha höjts i horstliknande strukturer.

Vemdalskvartsitens överskjutning har kunnat studeras i ett par bäckskärningar på den östra sluttningen av Sömlingsåsen. Här saknas tydligen hela den underpaleozoiska lagerserien som påträffats i Häggingsåsen endast 5 km längre österut. Eftersom den underpaleozoiska lagerserien i Häggingsåsen tycks sakna mer påtagliga sediment av strandfaciestyp, kan man förmoda att den förhöjning av underlaget som nu finns under Sömlingsåsen knappast torde ha existerat i tidigpaleozoisk tid. Därför får man kanske anta att autoktonlagren vid Sömlingsåsen antingen eroderats eller blivit tektoniskt borthyvlade under överskjutningsrörelserna genom uppskjutningar i det rotfasta urbergsunderlaget under Sömlingsåsen.

Sommaren 1964 genomförde SGU, på initiativ av F. Brotzen, två borrningar genom lagerserien vid Häggingsåsen. Dessa borrningar är betydelsefulla därför att blottningar av lagerserien är sporadiska i detta område. Den stratigrafiska beskrivningen av detta material lämnas av Karis, s. 47 ff.

PROFILEN STRÅDALEN – HOVÄRKEN – DYCKESBERGET – GLÖTESVÅLEN (17D)

Den lilla höjden 2,5 km öster om Strådalen byggs upp av tektoniserat urberg och den markerar Hotagenskollans gräns i denna profil. I den övre delen av berget Hovärken uppträder grå lerskiffer, kvartsbolligt konglomerat och vit kvartsit. Denna lagerserie är mjukt veckad i öppna veck med veckaxeln strykande i NNO. Veckningens våglängd är omkring 500 m och dess amplitud omkring 50 m. Denna tredelade sekvens återkommer på flera andra punkter inom skollan. Den lägre delen av Hovärken innehåller grå till vita kvartsitiska bergarter. I vissa nivåer är dessa fältspatrika och påminner därigenom om de grå fältspatsandstenar som förekommer väster om Strådalen. Dessa senare bergarter har i kartan markerats som Långåsandsten i Hotagenskollan under det att Hovärkens berggrund i sin helhet förts som Vemdalskvartsit. Sandstenarna i fjällen norr om Lofsdalen kan delvis vara äldre än Vemdalskvartsit, men har ändå hänförts till denna så länge bevis saknas för ett särskiljande.

VEMDALSKVARTSITENS SKOLLA MELLAN RÅNDDALEN OCH KLÖVSJÖ (17D)

Den regionala geologiska bilden i området Ránddalen–Klövsjö kännetecknas av att kvartsitskollan med alla sina isolerade utliggare har en bredd av upp till 30 km. Den vilar med överskjutningskontakt på en yta av övervägande prekambrisk berggrund. Överskjutningsytan stupar omkring 10° mot nordväst. Den underpaleozoiska lagerserien saknas nästan helt i detta område. I Vemdalen finner man däremot den egenartade, ovan beskrivna (kap. ”Vemdalens järnmalmsförande lager”), järnmalmen i det rotfasta underlaget.

Ingen egentlig mylonitbildning har iakttagits vid kvartsitskollans bas, inte ens där mjuka, smörjande skiffrar saknas.

Fig. 11. Tillit i Ránddalen, på södra sidan av Rånden, 1 km söder om byn. Bollar av övervägande granit, porfyr och kvarts.

Exposure of tillite south of Ránddalen, containing sharp-edged pebbles of granite, rhyolite and quartz. The rock is tectonized.

Graniten direkt under skollan är inte mera störd än att block av Rätangranit kunde brytas vid Stavsjöberget (17D 3i), 14 km sydost om Hede, endast några tiotal meter under överskjutningsplanet. Blocken användes för inklädning av fästena för bron över Ljusnan i Hede. (Strömberg 1955). Graniten visar där en nedåt avtagande kataklas omkring 10 m nedåt från överskjutningen. Den överskjutna kvartsiten är tydligt rekristalliserad ett par meter upp från kontakten. Högre upp finns en viss brecciering i kvartsiten och s-ytor som stupar 35° mot väster, vilket nära sammanfaller med lagerstupningar i kvartsiten. Vemdalskvartsitens komplex av bergarter tycks tidsmässigt omfatta perioden närmast efter den senprekambriska (vendiska) nedisningen (glaciationen) till och med äldre kambrisk tid. En del grå skiffrar i kvartsitskollan visar en tydlig laminering som påminner om strukturen hos den postglaciala vendiska Ekreskiffern. En skiffer av denna typ stryker mot nordost upp på Nipan vid Högfjället, 4 km sydost om Vemdalen. Stratigrafisk association mellan en mörk, kloritisk skiffer och kvartsitbolligt konglomerat tycks förekomma. Det är emellertid troligt att flera skiffernivåer uppträder, i likhet med de många upprepning av kvartsiter och skiffrar under den vendiska perioden som beskrivits i Nordnorge (Holtedahl 1953). Kvartsitlagren i Härjedalen tycks kunna nå en mäktighet av storleksordningen 500 meter.

De sedimentära lagrens ganska branta stupning, omkring 30°–80° mot väster och nordväst, visas tydligt av de omnämda konglomerat- och skifferlagren. En sådan 10 m mäktig grå skiffer har kunnat följas från låglandet norr om och ända upp på Sonfjällets topp. Skiffern innehåller lokalt isolerade, decimetermäktiga linser eller boudiner av grå kalksten. De västliga stupningarna i kvartsitskollan tyder på en isoklinal veckning med nordvästligt stupande axialplan. Veckningen är storskalig och skillnaden i relativt läge mellan högsta och lägsta delar i strukturen uppgår till minst 500 m.

KVARTSIT, URBERG OCH SKIFFRAR I SKOLLAN MELLAN KLÖVSJÖ OCH SVENSTAVIK

Norr om Klövsjö kan den undre skollberggrunden inte längre enkelt betecknas som kvartsitskolla. I detta område uppträder nämligen en hel del av både äldre och yngre berggrund i skollan. Den äldre berggrunden är mest prekambrisk Östbergsporfyr. Middagsberget (17E 9e) söder om Skålan och Hoverberget (18E 8b) tjänar som exempel. Granit vid Storhallen och diabas vid Tossåsberget är exempel på andra prekambriska bergarter i skollan. Inslaget av större eller mindre partier av porfyr är hela tiden märkbart, t.ex. vid skollfronten 4 km ONO om Klövsjö (17E 7e), i skollans bas vid den nu delvis torrlagda Ljungans strand, 3 km väster om Storhallen (17E 1e) och i utliggarna öster om Svenstavik.

Längs vägen mot Åsarna, 2 km nordost om Klövsjö by, finns en skärning genom brantstående, kloritisk skiffer. Intill och öster om skiffern uppträder ett konglomerat med välrundade vita kvartsbollar och monomineraliska bollar av vit fältspat. Associationen av skiffer och konglomerat påminner om liknande lager, bl.a. på toppen av fjället Hovärken (16D 8i). Konglomerat med en rikedom på kvartsbollar förekommer emellanåt i Vemdalskvartsiten, och relativt rikligt i fjällen både norr och söder om Klövsjö. En liknande arkostyp med korn av vit kvarts och gulvit fältspat är anmärkningsvärt vanligt förekommande i Vemdalskvartsiten. Kornen syns särskilt tydligt i de mörka varianter av kvartsiten (blåkvarts), som lokalt underlagrar Kläppeskiffer. I så skilda

miljöer som på Oviksfjällen och i området norr om Hotagen finner man detta grus med arkosisk sammansättning inlagrad i Vemdalskvartsit. Vanligen är strökornens storlek 1–5 mm.

Nämnda konglomerat har i ett fåtal fall påträffats i kontakt med basala urbergspartier i skollan. I den södra delen av länet tycks de normalt förekomma relativt nära en basal zon i enheten, t.ex. vid Skålanforsens gamla kraftstation i Ljungan. En av de bästa lokalerna för observation av det mäktigta kvartsbolliga konglomeratet av samma ålder beskrevs av Asklund (1938) från Storån (21F 7e) väster om Lidsjöberg i norra Jämtland. Det är lagrat på granit och uppfattades av honom närmast som utgörande kambriums basalbildning.

DEN UNDRE SKOLLBERGGRUNDEN I OVIKSFJÄLLEN, FLÅSJÖDALEN OCH HOVERBERGET

Väster om den mellersta skollberggrundens Fudautliggare möter man en antiform i Oviksfjällens undre skollberggrund. Den byggs till stor del upp av samma enheter som i ovan beskrivna östligare zoner; underlagsporfyr med pålagrade yngre sedimentbergarter. Även här förekommer mindre tektoniska störningar och berggrunden är på vissa ställen åtskilligt deformerad. Oviksfjällens höjdområde är byggt som ett antiklinorium med en serie relativt smala antiklinaler och synklinaler i nära nord–sydlig riktning. Mindre sönderslitningar och imbrikationer förekommer i den schematiskt sett brant isoklinalveckade berggrund, som är mjukt böjd i ett stort veck med västlig stupning. Oviksfjällen bildar därigenom regionalt en stor kulmination med lagerstupningar utåt i flera riktningar.

En stor del av Oviksfjällen utgörs av Östbergsporfyr, som omväxlande med Vemdalskvartsit och lokalt uppträdande Kläppeskiffer bygger upp fjällmassivets centrala del. Uppträdandet har tektoniska orsaker, sekvensen av ingående led är repeterad flera gånger i brant uppresta veck och plattor. I området väster och norr om Börtnan uppträder stratigrafiskt yngre lager tillsammans med Vemdalskvartsiten. Det är till största delen ordociviska turbiditer, som ligger veckade tillsammans med kvartsiten i en storskalig veckning efter nordvästliga veckaxlar. På några ställen har lager av kambriskt fosforitkonglomerat iakttagits. Under schaktningsarbeten för regleringsdammen vid Flåsjön väster om Börtnan blottades delar av en mörk skiffrig siltsten, möjligen Kogstaskiffer, i dalbottnen (fig. 12). Vid dammläget fanns andra kontakter direkt mellan Vemdalskvartsit och ordoviciska, mycket grova bottencykler av turbiditer. De understa lagren innehåller konglomeratiska skikt med bollar av framförallt kvartsit (fig. 13). Den lucka i lagerföljden som dessa förhållanden påvisar, tyder på en äldre ordovicisk fas av erosion i området där dessa sediment avlagrades.

Fig. 12. Vid jordavrymningsarbeten år 1970 för regleringsdammen över Ljungan vid Flåsjön (18D 3i) rensades bergytan i dalen. Vid älvfåran blottades en svart skiffer (Kogsta), som här tycks representera det stratigrafiskt högsta ledet av den undre skollberggrundens underpaleozoiska lagerserie.

An isolated ocurrence of dark Kogsta Shale in a temporary exposure (1970) at the Tåsjön hydroelectric plant at the Ljungan river (18D 3i).

Fig. 13. En konglomeratisk basal del av en turbidit inleder Föllingeformationen lagrad direkt på underliggande blåkvarts. Tillfällig blottning under det år 1970 pågående dammbygget. Flåsjödammen i Ljungan (18D 3i).

A conglomeratic basal part of the Föllinge Formation (turbidites) covering the bluish black Vendian – Cambrian quartzite. Temporary exposure at the Flåsjön hydroelectric plant (18D 3i).

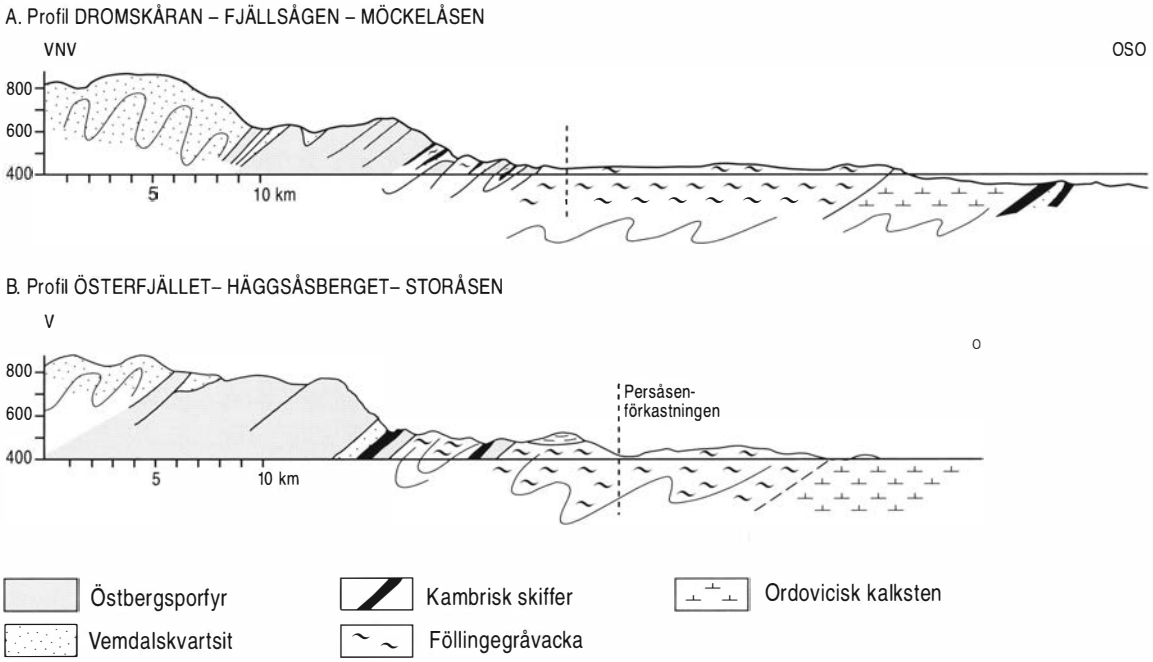


Fig. 14. Profiler på Oviksfjällens nordöstra kant. Väster om Persåsenförkastningen ligger flera urbergsribbor med inklämda sedimentbergarter. Profil B övertvärar en lob av Fudautliggarens myloniter och glimmerskiffrar (horisontell streckning).

Profiles from the northeastern side of Oviksfjällen mountains, showing folding and faulting partly parallel to the Persåsen fault and the associations of crystalline and sedimentary rocks west of the fault. Section B shows the mylonites and mica shists in the outlier of the Fudan Nappe.

Mäktigheten av den vendiska kvartsiten varierar från några meter i östra delen av Oviksfjällmassivet till många tiotal eller hundratals meter i Västerfjäll och Storfjället. Intill den prekambriska porfyren påträffas lokalt basala konglomerat som kan vara av kambrisk eller ordovicisk ålder. Som översta stratigrafiska led under överliggande myloniter uppträder i allmänhet ordoviciska gråvackeskiffrar. Detta förhållande gäller även i Börtnanområdet, som representerar en närmast sydligare flik av den undre skollberggrunden. På den västra sidan av Oviksfjällen ligger Offerdalsskollans överskjutna myloniter, lokalt direkt på kambrisk skiffer eller vendisk kvartsit. Mot öster och norr stupar Oviksfjällens vendisk-kambriska lager in under gråvackeskiffer av ordovicisk ålder.

Börtnanområdets (18E 1b) undre skollberggrund går västerut i kontakt med ett uppskjutet underlag av prekambrisk,

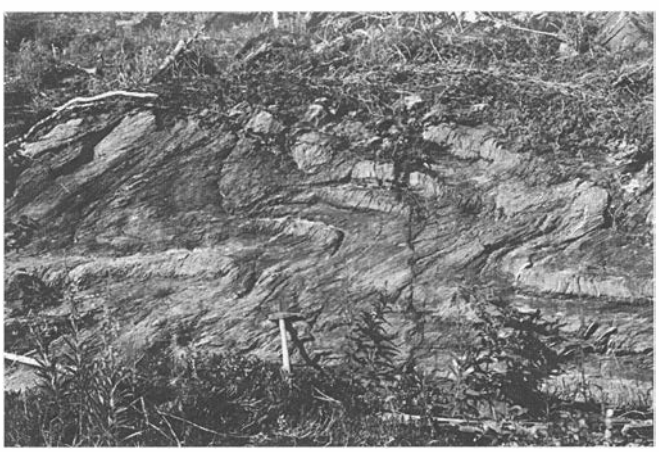


Fig. 15. Veckning i Föllingeformationen i den undre skollberggrunden västliga del. Axialplanet stupar flackt mot väster, veckaxel 30° mot nordöst. Semlaåvägen, norr om Mattmar. (19D 8h).

Folding of turbidites in the Föllinge Formation. Section along river Semlan, north of Mattmar (map-sheet 19D 8h). Axial dip 30° NE.

Fig. 16. Släpspår av stenar i skifferlager (undersida) i Föllingeformationens gråvackor och skiffrar.

Solemarks on inversed base of a shale subunit in the Föllinge Formation.

Fig. 17. Tunna skikt av konglomerat (Edekvartsit) med små bollar av kvarts och porfyr markerar gränsen (bildens mitt) mellan Kogstas/Edeenheterna och överliggande Bergekalksten. Väghäll vid N. Skärvången (20E 6g).

Thin lenses of conglomeratic Ede Formation at the Kogsta Shale/Berge Limestone transition at N. Skärvången (20E 6g).

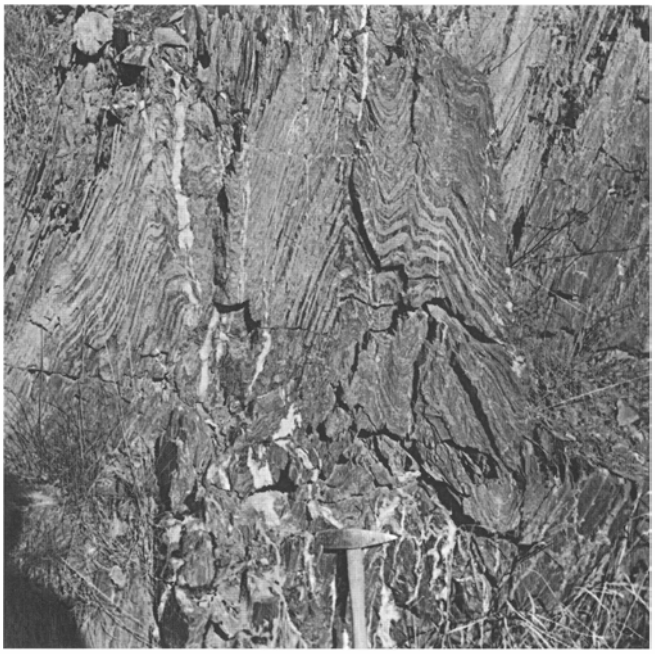


Fig. 18. Veckad Bergekalksten, axialplanet: N30°V. Åfloåsen, 1 km väster om Kaxås (19E 9b).

Folded Berge Limestone at Åfloåsen, near Kaxås (19E 9b). Orientation of axial plane N30°V.

röd granit, som sträcker sig in under Offerdalsskollan nordväst om Storsjön vid Storsjö kapell. Där saknas sedimentbergarter och graniten synes höra samman med Hotagenskollan närmast under Offerdalsskollan.

De sedimentära lagrens strykningsriktningar pendlar på ett regionalt lagbundet sätt: i Flåsjödalen överväger nordliga till nordnordvästliga stupningar, som över Oviksfjällen blir nordöstliga för att längs Mörsil-Bergförkastningen stryka mot nordnordväst och sedan i Storsjöområdet åter bli övervägande nordöstliga. En lokal med mörk kvartsit, till synes lagrad på skölig granit, beskrevs av Strömberg (1961) från området söder om Flåsjömagasinet.

Det förtjänar åter att påpeka att det i flera områden förekommer konglomerat med bollar av kvarts och fältspat (granitursprung) i den undre skollberggrundens vendiska Vemdalskvartsit, men endast i undantagsfall finner man porfyrbollar trots att kvartsiten i många fall uppträder tillsammans med ett medtransporterat underlag av porfyr. Hotagenskollans sparagmiter, av allt att döma med ännu västligare ursprung, och som emellanåt är lagrade på granit, är däremot rika på konglomerat med bollar av porfyr. Under sparagmitsandstenarnas bildning långt västerut låg tydligen något östligare belägna porfyrområden i erosionsläge och täcktes först senare av vendisk sandsten.

Öster om Svenstavik (18E 3f) finner man flera utliggare av den undre skollberggrundens överskjutningsskolla, bl.a. vid udden väster om Sunne kyrka. Denna består till största delen av vendisk kvartsit med skiffer och konglomerat och med ett sporadiskt inslag av prekambrisk porfyr, vilken utgjort ett primärt underlag för sedimentbergarterna. Porfyren uppträder vanligen som brantstående plattor, som når något tiotal eller hundratal meter i mäktighet. En analog struktur, bildad genom isoklinalveckning eller imbrikationer, finner man som nämnts också i Middagsberget (17E 9d) , som ligger 3 km söder om byn Skålan. Middagsberget är uppbyggt av fyra, nästan vertikalt ställda plattor av växelvis porfyr och grå kvartsit. Hela den bevarade delen av kvartsitskollan är där omkring 250 m mäktig och det förefaller som om por-

Fig. 19. Veck i Rödesandsten med axialriktning N60°O och ett mot sydost stupande axialplan. Väghäll vid Rödeberget (19E 5c).

Fold in the Röde Sandstone Formation with axial plane dipping towards SE. Road section at Rödeberget (19E 5c).

fyrplattorna, strykande i nordväst–sydost, når genom större delen av skollan. Direkta kontakter till sedimentbergarter har inte observerats, men i kvartsit som befinner sig nära kontakten finner man lokalt en skiffrighet parallell till kontaktplanet. Porfyrplattornas strykning är ovanlig i relation till kaledoniska huvudriktningar och det är möjigt att skollpartiet vid Middagsberget är roterat i horisontalplanet.

Hoverberget (18E 3g) är, näst Oviksfjällen, den största urbergsförekomsten i skollans södra del. Större delen av detta berg består av överskjuten porfyr, som endast på den östra sidan uppvisar vendiska och kambriska sedimentbergarter, vilka genom veckning och imbrikationer blivit inklämda under porfyren (Karis, Plansch I).

En tydlig parallell till Hoverberget i analogt tektoniskt läge, utgör Östberget på Frösön. Också där finns den basala delen av sedimentlagren inklämda i porfyrryggens östra sida.

Den undre skollberggrunden i mellersta och västra Jämtland

Berggrunden i den understa skollberggrunden i mellersta Jämtland behandlas till största delen av Lars Karis (Ca 53:2). Därutöver beskrivs här särskilt berggrunden vid de stora kulminationerna i väster.

OLDENKULMINATIONEN

Frödin (1916) kom till slutsatsen att Oldenantiklinalen förelåg som ett höjdområde redan i presilurisk tid. Han fann fragment av förskiffrad Oldengranit i det sporadiskt uppträdande subkambriska konglomeratet vid Nöjden. Den oregelbundna utbredningen av både det nämnda konglomeratet och de basala kvartsitlagren tyder på en markerad relief i Oldenfönstret vid den kambriska periodens början. I andra områden saknar Vemdalskvartsiten normalt fragmentförande basalskikt. Vid flera tillfällen i underpaleozoisk tid bildades konglomerat omkring Oldenmassivet, i subkambrisk tid, i mellankambrium och i övre ordovicium, då kvartsiter med skiffrar och konglomerat avsattes i intilliggande områden (Rönnöfors, 20E 2a).

De tektoniska rörelserna i och vid Oldenfönstret är av två slag, dels branta förkastningar, dels överskjutningar. Redan i prekambrisk tid förekom troligen tektoniska rörelser. Ignimbritstrukturer, som härrör från de vulkaniska bergarternas avsättning för omkring 1650 milj. år sedan, torde primärt ej ha haft den relativt branta ställning som de visar idag. Denna uppresning av de primära lagringsplanen är delvis en följd av veckning vid kaledoniska rörelser i underpaleozoisk tid. Veckaxlarnas och skiffrighetsplanens orientering i porfyrerna tyder emellertid på att även prekambrisk regional veckning har förekommit. Oldenområdet ligger vid den nordvästligt strykande prekambriska mobila zon som mot norr avgränsas av Hotagenförkastningen och som tidigare beskrivits (Strömberg 1976).

Vertikala rörelser i Oldenfönstrets berggrund synes ha inträffat i äldsta kambrium, i underordovicium, i överordovicium och i övre silur. Skandiska överskjutningsrörelser är väl bestyrkta från yngsta silur då de stora täckena av den övre skollberggrundens metamorfa berggrund sköts över mellersta Jämtland. Troligen har Oldenfönstret delvis höjts under övre ordovicium. Yngre lager än ordovicium saknas vid Oldenfönstret. Senare höjningar torde ha förekommit, både i devon och tertiär samt troligen även mellan dessa tidpunkter.

OLDENFÖNSTRETS PREKAMBRISKA BERGGRUND

Oldfjällens urbergsområde utgör den inre delen av en stor kulmination som omfattar nästan hela serien av skandiska skollor. Urbergskärnan i denna kulmination kan allmänt sett sägas representera den undre skollberggrunden. I alla händelser är den helt allokton (Strömberg 1974) och alltså vare sig parautokton (Gee & Zachrisson 1979) eller autokton (Stephansson 1976). Asklund (1938) uppfattade Oldenkulminationen som en del av Oldenskollan, vars berggrund enligt nuvarande indelning ingår i den undre skollberggrunden. Den tektoniska situationen är emellertid komplicerad. Genomgående i den undre skollberggrunden förekommer mindre överskjutningar och berggrunden inom området är sammanskjuten i väst–östlig riktning. Man möter därför i kulminationen en västerut allt tätare serie av små överskjutningar.

Oldfjällens urberg ingår i Dalaserien, en postsvekokarelisk serie av bergarter med stor utbredning i västra Dalarna och sydvästra Norrland (Lundqvist 1979). Den innehåller mest sura vulkaniter, ”Dalaporfyr”, här generellt kallad Östbergsporfyr. Dessutom förekommer finkorniga graniter (mikrogranit), grönskiffer, diabasgångar, medelkornig granit samt grovkornig Oldengranit. De saliska, porfyriska vulka-

Fig. 20. Agglomeratisk grönskiffer av prekambrisk ålder. I en plagioklasrik grundmassa ligger fragment av epidotförande vulkanit. Skiffern tillhör Oldfjällens serie av prekambriska vulkaniska bergarter i den undre skollberggrunden. St. Mjölkvattnets nordöstra vik. (20D 8f).

Agglomeratic greenschist in the Precambrian Oldfjällen sequence of mainly volcanic origin at St. Mjölkvattnet (20D 8f). Fragments of a volcanic rock containing epidot occuring in a matrix rich in plagioclase. The slate is a formation in the Oldfjällen group of proterozoic volcanic rocks in the Lower Allochthon.

niterna som intar den dominerande platsen bland bergarterna i denna bergartsserie är mycket monotona till utbildningen. De för nästan alltid kvarts som porfyriska strökorn i den vanligen mörka mellanmassan, vars färg varierar från grått till nyanser i rödviolett eller grönt. Sammansättningen motsvarar den för Östbergsporfyren karaktäristiska (tabell 3). I den massformiga porfyren kan man lokalt finna en svagt planparallell struktur. Denna får något varierande uttryck och är sällan så stark att den helt invändningsfritt kan rubriceras som skiffrighet. I den norra delen av urbergsområdet och särskilt omkring sjön St. Mjölkvattnet (20D 8f) har denna tendens till skiffrighet övervägande en ost–västlig stryknning och omkring 50° stupning mot norr. I fjällen på östra sidan om St. Mjölkvattnet observerades flera veckaxelriktningar, dels den starkast framträdande veckaxeln omkring N40°V/20° och dels en till synes yngre veckaxel med flackt nordlig stupning, vilken föreföll att ha ställt om den nordvästliga veckaxeln.

På den västra sidan om St. Mjölkvattnet observerades en stänglighet som stupar 30°–60° mot NNO–NO, samt en brant skiffrighet med nordöstlig stupning. Stängligheten beror i allmänhet på korsande skiffrighetsplan. I mindre starkt

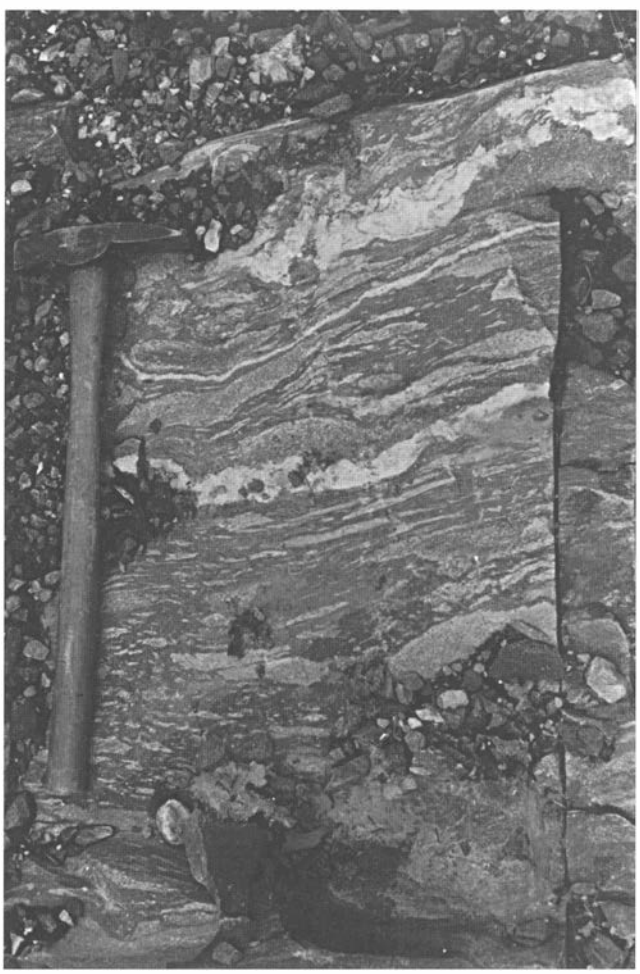


Fig. 21. Agglomeratliknande strukturer i Oldenantiklinalens porfyr. Fragmenten är grövre men har normalt liknande sammansättning som matrix. Även ignimbritsliror samt kvartskörtlar anordnade i skikt uppträder i den deformerade bergarten. Vid vägen Kallsedet – Olden, söder om Storbyfjället på sjön Juvulns norra sida (20D 4e). Foto Sven Yngström 1967.

Agglomeratoid structures in deformed porphyritic rhyolite of the Olden antiform, Lower Allochthon. The aggregates are bodies with a composition similar to matrix, coexisting with schlieren of ignimbrite and lenses of quarts. Road section, northern shore of lake Juvuln (20D 4e).

deformerad porfyr framträder lokalt ignimbritstruktur, dvs. band som är någon millimeter breda och 10–30 mm långa, troligen sammanpressade, prelimärt vätske- eller gasfyllda hålrum i bergarten. Orienteringen av ignimbritbanden kan som nämnts i någon mån utvisa förändringen genom deformationer av den primärt närmast horisontella lagringen i bergarten. Längs vägarna omkring Åkroken i södra delen av urbergsområdet har dessa primärstrukturer branta orienteringar (se kartan), vilket tyder på en kraftig sammanskjutning genom veckning. Genom omställning under senare veckningsfaser kan strukturerna ha fått den nu skenbart oregelbundna orienteringen.

I de sura porfyrerna finns ställvis också agglomeratliknande strukturer, t.ex. vid vägen öster om Grimsåsvallen (fig. 21). Dessa fragment består vanligen av porfyr av samma typ som den inneslutande bergarten och det är svårt att i mikroskopet fastställa gränsen för fragmentet. Mer tydliga agglomerat uppträder associerade med grönskifferlager i de prekambriska vulkaniterna (fig. 20). Sådana lager av grönskiffer har vanligen endast en mäktighet av några tiotal meter. Mäktigare grönskiffrar finns däremot i urbergsområdets norra del. Porfyren (Östbergsporfyr) har i stora områden förgrovats till en mikrogranitisk struktur.

Oldengraniten

Oldengraniten bildar ett omkring 100 km^2 stort intrusiv i den nordöstra delen av Oldenfönstret. Två andra granitplutoner finns också, den ena norr om Burvattnet och den andra nordost om Övre Oldsjön. Oldengraniten är något porfyrisk och medel- till grovkornig. Den innehåller nära lika mängder kvarts, plagioklas och pertitisk mikroklin samt 5–6 % biotit (Stuckless m.fl. 1982). Endast små mängder klorit, epidot och allanit uppträder. Av andra accessoriska mineral märks zirkon, samt ilmenit och magnetit. (Stuckless m.fl. 1982) har beskrivit tre faser i Oldengranitens mineralogiska utveckling. I en första, magmatisk fas har granitens huvudmineral, kvarts, plagioklas och kalifältspat kristalliserat. Paragenesen av mafiska mineral, t.ex. biotit och accessoriska mineral, är osäker genom att dessa deltagit i den metamorfa omkristalliseringen. Mafiska aggregat av övervägande biotit innehåller inneslutningar av zirkon, allanit, monazit samt uranmineral som uranothorit och komplexa uranotitanat och uranotantalat, som Stuckless m.fl. (1982) anser har tillkommit i ett sent magmatiskt stadium. En stark metamorf rekristallisering skedde senare i Oldengraniten, troligen under den starkaste kaledoniska orogenfasen i övre silur, då också en avsevärd sprickbildning inträffade.

Både kvarts och biotit omkristalliserade till stor del och mobiliserades delvis till öppna strukturer. I slutsteget av metamorfosen omvandlades även den sekundära biotiten till muskovit. Biotitkristallisering i brecciezoner och sprickor medförde en brecciering av granitens kalifältspat, med stark minskning av kvarts och plagioklas. Sprickorna har nordöstlig strykning. I en sen hydrotermal omvandling fylldes sprickor med kvarts, klorit, muskovit, flusspat och små mängder kalcit. Vid Lilljuthatten är mineraliseringen av uran starkt knuten till de biotitrika brecciezonerna (Stuckless m.fl. 1982). Oldengranitens ålder har bestämts med flera geokronologiska metoder (U-Pb i zirkon, Rb-Sr i hela bergarten, Th-Pb + U-Pb) till omkring 1650 Ma och den metamorfa omvandlingen och mineraliseringen till omkring 420 Ma, vid de stora kaledoniska överskjutningarna och deformationerna. Den avslutande, hydrotermala omvandlingsfasen har antagits höra samman med den höjning av fjällkedjan som inträffade i samband med de globala alpina orogenrörelserna under tertiär tid för omkring 60 milj. år sedan.

Diabasgångarna i Oldenfönstret

Törnebohm (1896, s. 111 och 159) jämförde Oldenfönstrets diabasgångar med Ottfjällsdiabasen. Han fann ”deras mikroskopiska habitus något avvikande”, vilket antogs möjligen bero på att de två gångseriernas diabasmagma stelnat på olika stort djup. Fastän Oldfjällens diabasgångar saknade frisk augit och olivin förde Törnebohm dem till samma kategori som Ottfjällsdiabasen och markerade dem med samma färg på sin karta. Jag fann redan 1966 att diabasgångarna i Oldfjällen mer liknar de i allmänhet nordligt strykande äldre diabaser som uppträder i det autoktona förlandets prekambriska berggrund, både i Härjedalen och Dalarna under namnet Åsbydiabas. I varje fall saknar Oldfjällens diabas den för Ottfjällsdiabasen så karaktäristiska porfyriska strukturen.

Åldersförhållandet har klarlagts genom en geokemisk undersökning av L. Johansson (1980), som fann att metabasiterna i Oldenfönstret kan indelas i två grupper. Den ena gruppen, Olden II, tillhör övervägande Svykelnområdet, medan den andra, Olden I, är allmänt spridd, vanligen som nordligt, undantagsvis västligt strykande gångar i Oldenfönstrets prekambriska berggrund. Såväl fördelningen av huvudelement som en del mikroelement (Rb, Nb, Sr, Y, Zr) visar tydlig skillnad mellan Olden I och II å den ena sidan och Ottfjällsdiabas, seveamfibolit och Leksdalsvanndiabas (västlig Särvskolla) å den andra. Johansson framhöll att Oldenfönstrets diabasgångar klart skiljer sig från de övre skollornas metabasiter, vilkas rotzon måste sökas väsentligt längre västerut. Dessutom fann Johansson, liksom Strömberg (1969) och Solyom m.fl. (1979b) ett nära kemiskt släktskap mellan Ottfjällsdiabasen och lågmetamorf seveamfibolit.

Preliminära resultat tyder på att man sannolikt kan korrelera Olden II med den centralskandinaviska diabasgruppen (CSDG, Gorbatschev m.fl. 1979). Sistnämnda diabasgrupp uppträder mest som lagergångar i jotnisk sandsten och i ur-

berget i mellersta Norrland. De har daterats till ca 1200 Ma (Patchett 1978).

Gruppen Olden I, av branta, nordligt strykande diabasgångar, kan möjligen jämföras med de likaledes nordligt strykande diabasgångarna i Dalarna och öster om den svekonorvegiska fronten i södra Sverige. De sistnämnda gångarna i urberget har geokronologiskt daterats till 900–1000 Ma, vilket kan motsvara en fas av svekonorvegisk deformation (Gorbatschev m.fl. 1988).

Deformationer i Oldenfönstrets urberg

Oldenfönstret delas nästan mitt itu av en nära nord–sydlig zon med myloniter och brecciebildningar. Mylonitzonen har följts från riksgränsen vid Riksröse 181A mot SSV till Abelvattnet och vidare mot söder till Korsvattnets norra strand (20D 7h). Den större viken av Korsvattnet tycks vara eroderad i mylonitzonen, vilkens förlopp kan skönjas längs Övre Oldån ned till och även nedströms Övre Oldsjön. Berggrunden väster om mylonitzonen är starkare deformerad och denna deformation tilltar mot nordväst (Sjöström & Talbot 1987)

TEKTONIK OCH STRATIGRAFI VID OLDENFÖNSTRET

Vid Grimsåsvallen (20D 4e), längs vägen mellan Kallsedet och Olden, finns några relativt färska skärningar som återger den underpaleozoiska stratigrafin inom området (fig. 22). Lagerserien är omkring tusen meter mäktig och stupar mot väster. Det prekambriska underlaget på östra sidan om Grimsån är en porfyrisk ryolit med ignimbritstrukturer. Den innehåller längre mot öster agglomeratliknande breccior med fragment av porfyr och granit. På porfyren vilar en mer än 10 m mäktig mörk, vendisk kvartsit (Vemdalskvartsit) men kvartsitens basala kontakt är inte blottad. Med tanke på de tektoniska deformationerna i lagerserien torde de flesta kontaktzoner vara något tektoniskt störda. Små, inveckade fragment av svartskiffer uppträder i kvartsiten och väster om kvartsiten markeras Kläppeskifferns plats av en sänka i terrängen. Väster om denna sänka uppträder hällar av bankad ordovicisk kalksten, som stupar mot väster. Några hundra meter längre mot väster finns vägskärningar av Föllingegråvacka (turbidit), som är veckad i varierande grad. Den har en mäktighet av uppskattningsvis 500 m och bildar t.ex. större delen av halvön Brädden i Juvuln. Söder om sjön har turbiditerna stor utbredning i milsvida områden mellan Kallområdet och Ansättenutliggarens södra del. I Finningsvalen har turbiditerna veckats samman till en tektoniskt förtjockad packe, i vilken en dominerande veckaxelriktning har orienteringen S80°V, 30°. Seveskollans överskjutningsgräns följer ytterligare några hundra meter längre västerut. Däremot saknas i detta område både Offerdalsskollan och Särvskollan.

Längs Grimsbäcken som kommer från nordväst uppträder växelvis kalksten och alunskiffer, samt ibland kvartsit och underlagets porfyr. Denna är ibland förskiffrad med västlig stupning eller stänglig, t.ex. N65°O. Med vissa varierande tektoniska störningar tycks alltså längs bäcken mot nordväst samma lagerserie uppträda som vid vägen. Veckning och imbrikationer förekommer, och lokalt mindre överskjutningar av äldre led över yngre. Den primära, västligt stupande lagerföljden tycks alltså ändå i stort sett ha bibehållits med följande bergarter uppträdande i tur och ordning: porfyr (prekambrisk), Vemdalskvartsit, Kläppeskiffer, ortocerkalksten och Föllingegråvacka. Några kilometer längre mot norr finns en ribba av en något skiffrig, mörk kvartsit under seveöverskjutningen. Det är troligt att där föreligger en invertering eller mindre överskjutning.

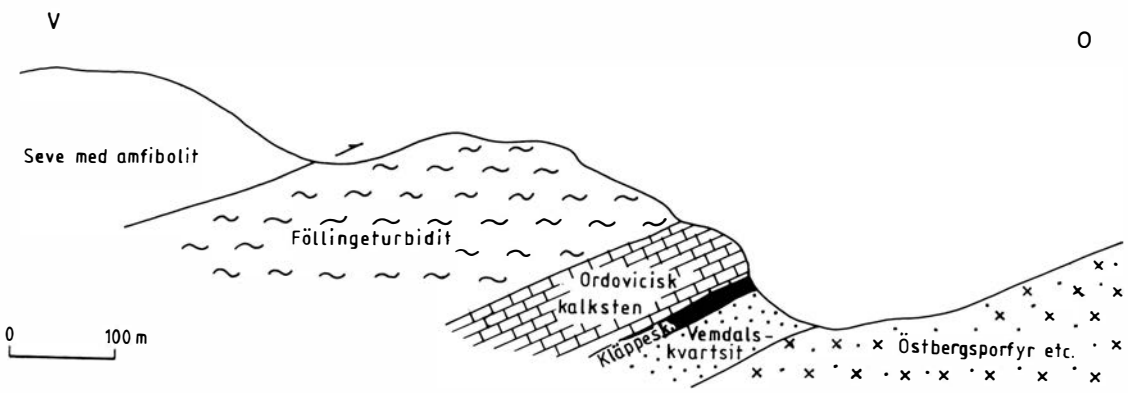


Fig. 22. Profil längs vägen vid Grimsåsvallen (20D 4e) 6 km öster om Ytteräng. Den nu uppresta lagerserien har varit flackt lagrad på prekambrisk porfyr, alltsammans tillhörande den deformerade undre skollberggrunden. Överskjuten från väster ligger däröver den metamorfa högre skollberggrunden.

Cross-section at Grimsåsvallen (20D 4e) along the road between Kallsedet and Olden. The Lower Palaeozoic sequence on basal Precambrian porphyry belongs to the folded Lower Allochthon, which has been overridden by nappes of the Middle/Upper Allochthon.

Södra randen av Oldenfönstret

Den kambro-ordoviciska lagerseriens lägre led, kvartsit, skiffer och kalksten ligger i den sänka som fylls av Juvulns östra del och kan delvis följas längs Juvulns sydvästra strand till Kälapannsjön. Både alunskiffern (Kläppe) och kalkstenen är i detta stråk mycket starkt deformerade och rekristalliserade. Öster om Kälapannsjön har den basala Vemdalskvartsiten med inveckade skifferband en stor utbredning i bergblocket mellan Kälapannklumpen och Rörtjärn.

Frödin (1916) visade att porfyr, Vemdalskvartsit och Kläppeskiffer vid gården Kälen (20D 3g, fig. 23) är veckade, med ett axialplan stupande omkring 25° mot väster. Ett sporadiskt uppträdande basalkonglomerat med upp till flera decimeter stora porfyrbollar förekommer vid Kälapannsjön. I området vid Kälen påträffade han på flera ställen branta förskjutningar mellan de lägre bergartsleden i lagerserien (Frödin 1916, 1920, 1922). Den tektoniska störningen längs stråket Rörtjärn–Bränna–Svarthön–Ytterolden markeras av en framskjutning av porfyr och basalkvartsit över skiffer, kvartsit och yngre lager. Vägen från Västsjön till Bränna passerar successivt nedåt i lagerserien: Föllingegråvacka, ordovicisk kalksten, Kläppeskiffer och Vemdalskvartsit. Vemdalskvartsit och Kläppeskiffer växlar sinsemellan i ett brett område på höjden omkring Svarttjärn till följd av isoklinal veckning med nordligt strykande veckaxel och branta axialplan. Hela lagerserien verkar där vara samantryckt i öst–västlig riktning. I dessa områden påträffas vanligen Vemdalskvartsit i terrängens höjder under det att skiffrar stupar in under kvartsiten (fig. 23). Detta överensstämmer med den veckningstektonik och senare selektiva erosion som man finner inom den undre skollberggrunden i mer kvartsitrika områden, t.ex. norr om Strömsund.

Den nämnda tektoniska störning som begränsar detta kvartsit- och skifferområde mot väster kan följas vidare norr om Olden längs gränsen för fönstrets prekambriska område. Asklund (1938) beskrev lagerseriens basala arkos med konglomeratiska partier vid Fisklösån och övre Oldån norr om Ytterolden. De tektoniska störningarna markeras vid Oldån av små granitflak, som delvis glidit över sedimenten. De basala lagren vid Fisklösån är följande:

1. Grå kvartsit, 5–10 m, med en basal breccia av lokalt granitmaterial.
2. Konglomerat, 0,1–0,5 m, med 1 cm stora bollar av kvartsit och fosforit.
3. Kläppeskiffer, 10 m, förskiffrad.
4. Kalksten, >5 m, starkt deformerad och kristallin.

Vid en undersökning av kraftverkstunneln från Övre Oldsjön till Yttre Oldsjön fann Asklund (1960) (fig. 24) en mindre tektonisk störning i den kambro-ordoviciska lagerföljden. Vid Svartön söder om Oldsjön finns en del av den kambro-ordoviciska lagerserien, som framträder i skilda blottningar. Porfyren reser sig 65 m högre i en bergknalle väster om gården. Bergarten är förskiffrad med skiffrighetsplanen stupande 60°–80° mot väster. De sedimentära lagren ligger i rätt ordning och med flack stupning åt öster. På porfyren vilar en basal breccia med vissa tektoniska inslag. Längre mot öster följer grå kvartsit, som i sin undre del är konglomeratisk eller breccieartad. Konglomeratet innehåller upp till meterstora, ellipsoidformade bollar av porfyr, en grå eller svart kvartsitisk sandsten, svart skiffer, vit gångkvarts och Oldfjällens mikrogranit. Österut överlagras konglomeratet av några meter kvartsit, som i sin tur överlagras av en ljus, något skiffrig kvartsitisk fyllit. Båda dessa bergartsled stupar 20° mot öster. Efter några upprepningar till följd av veckning följer längst i öster kalksten och därpå en skiffrig bergart, troligen turbidit, som av Frödin (1916) beskrivits som en tektoniserad kvartsit. Hela serien visar en uppåt eller österut tilltagande tektonisering, eventuellt med små överskjutningar. Detta är normalt för den undre skollberggrunden där det överallt finns begränsade inre förskjutningar. Mellan och inom de olika leden i lagerserierna har glidningar skett, men endast undantagsvis förekommer inverteringar eller större tektoniskt betingade störningar i lagerföljden.

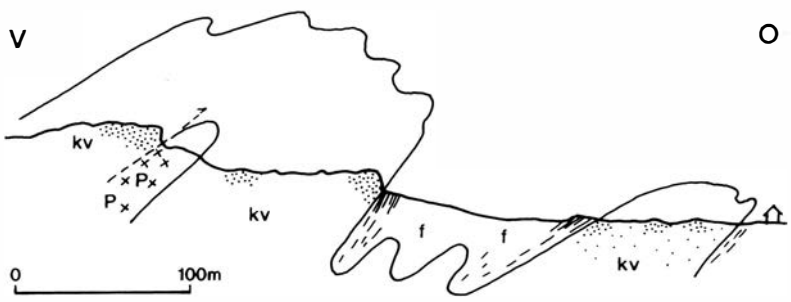


Fig. 23. Veckning och imbrikation i den undre skollberggrundens lagerserie väster om gården Kälen (20D 2e), söder om Oldenfönstret. I huvudsak efter Frödin (1916). p=porfyr, kv=Vemdalskvartsit, f=fyllitisk Kläppeskiffer.

Tectonic structures, folding and shortening of the Lower Allochthon at Kälen (20d 2e), south of the Olden antiform. Mainly after Frödin (1916). p = porphyry; kv =Vemdalen Quartsite; f = black phyllite, Kläppe Fm.

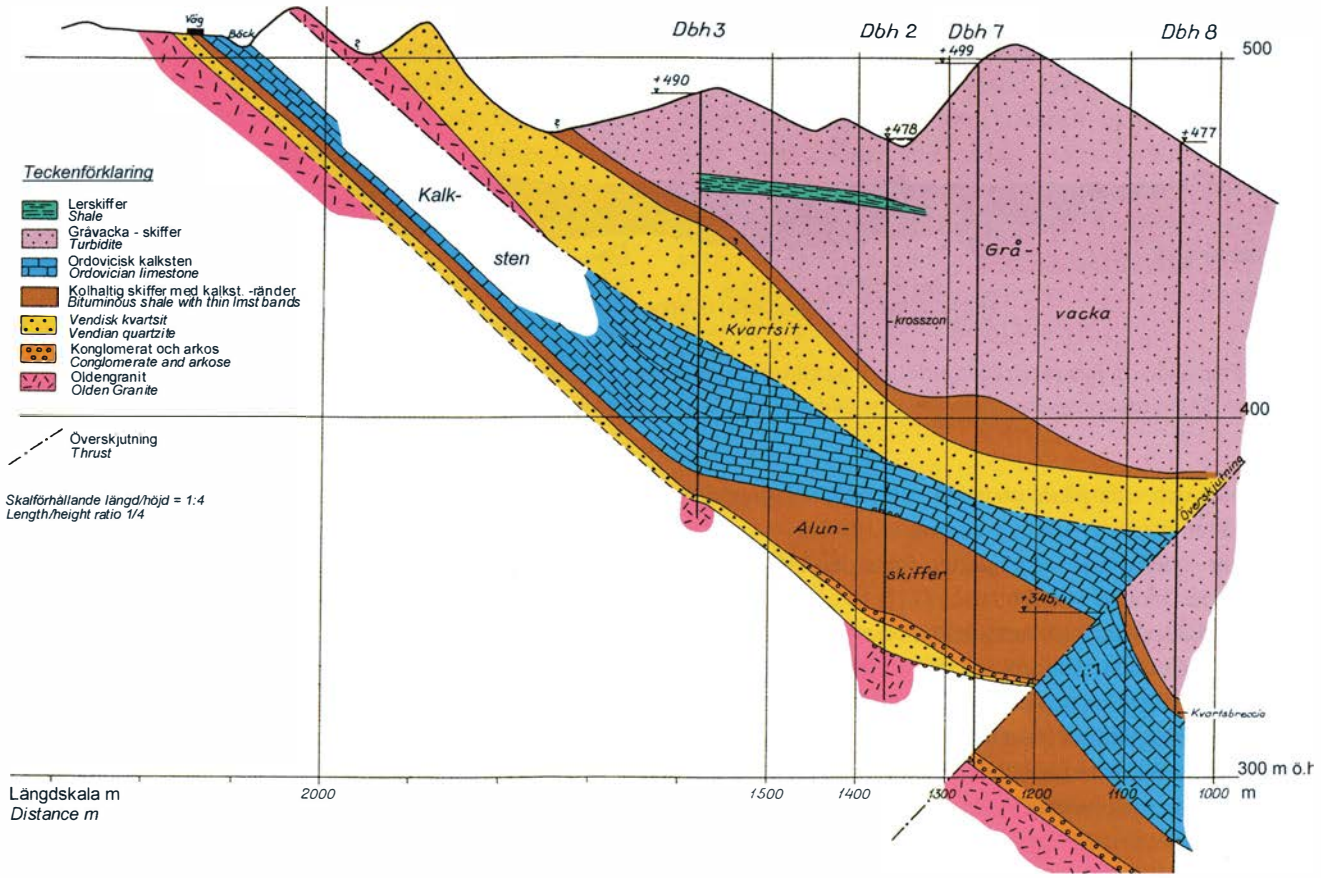


Fig. 24. Profil i Oldenkulminationens östra parti baserad på borrningar gjorda i samband med projekteringen av Stensjöfallets kraftverk (20D 9a) och den sammanställning som på uppdrag gjordes av prof. B. Asklund 1967. Profilen visar förhållandet mellan den lägre skollberggrunden i Oldenfönstret och dess högre tektoniska enheter.

Geological section in the eastern rim of the Olden culmination based on drillcores made in connection to the construction of a hydropower plant (20D 9a). Section showing relations between the Lower Allochthon and higher tectonic units. Compilation made by Prof. B. Asklund 1967.

Östra randen av Oldenfönstret

Frödin (1916) fann tektoniserade granitfragment i det subkambriska basalkonglomeratet vid Nöjden (20E 9b) och ansåg sig kunna dra den slutsatsen att Oldenfönstrets berggrund blev deformerad i prekambrisk tid. En sådan tidig deformation skulle också antydas av den ovan beskrivna förmodade prekaledoniska veckningen i fönstrets urberg. Längs Oldenfönstrets östra sida norr om Övre Oldån finns endast sporadiska blottningar. Dessa tyder emellertid på att också där förekommer både kambriska och ordoviciska lager. I den aktuella zonen är berggrunden mest dold av myrmarker och på några ställen går de överliggande skollorna från Ansättenutliggaren nära intill fönstrets urberg, med endast en smal, ej blottad övergångszon emellan. Lokalt tycks flera små förkastningar och uppskjutningar av urberget ha medverkat till att gränszonen blivit smal. Vid gården Nöjden (20E 9b), väster om Rörvattnet, möter man ett nordligare avsnitt av urbergsfönstrets gränsområden. Från Rörvattnet mot väst–nordväst löper en västligare fortsättning och omböjning av den nordvästliga Hotagenförkastningen och längs Grubbdalsån i Häbbersdalen framträder de kambro-ordoviciska lagren med allt lägre led mot nordväst. Vid Nöjden utgörs lagerserien av förskiffrad kvartsit, alunskiffer och kalksten, som österut överlagras av turbiditer (Föllingegråvacka). I Grubbdalsåns nedre lopp möter man först en mäktig serie av brantställda ordoviciska Föllingeturbiditer.

Den dominerande riktningen för områdets veckaxlar är VNV 15° och lagerserien stupar omkring 40° mot öster. Den sammanlagda mäktigheten av dessa tubiditer kan uppskattas till mer än 500 m. Den kambro-ordoviciska lagerserien stupar svagt mot nordost in under Höbergsfjäll. I fjällets sydbrant framträder Hotagenskollans och Offerdalsskollans överskjutningar, som stryker mot väst–nordväst längs

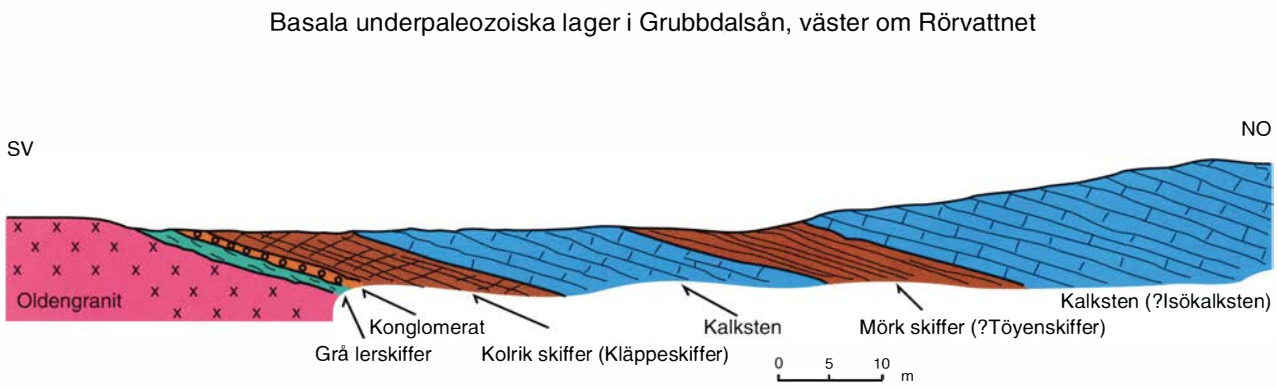


Fig. 25. Den understa fanerozoiska lagerföljden på Oldenkulminationen i Grubbdalsån, väster om Rörvattnet (21E 1b)
The basal Phanerozoic sequence onlapping the Olden Granites at Grubbdalsån, W of Rörvattnet (21E 1b.

Grubbdalen och vilar på de understa paleozoiska lagren där. Vid Juthatten passerar denna gränszon in i Norge.

Två km söder om Höbergsgården finns den undre delen av lagerserien blottad i Grubbdalsån (21B 1b). Vid denna lokal saknas både Vemdalskvartsiten och basala konglomerat (fig. 25). Istället vilar 1 m grå lerskiffer direkt på den friska Oldengraniten. Ett konglomerat med sandstens- och fosforitbollar underlagrar den 10 m mäktiga Kläppeskiffern. Denna överlagras av 20 m ordovicisk kalksten, som går i nära kontakt mot de ordoviciska Föllingeturbiditerna. Vid Bergsjön, 3 km nordväst om Rörvattnet (20E 9c), finns en mindre tektonisk imbrikation. Där uppträder underlagets porfyr och en flera tiotal meter mäktig Vemdalskvartsit samt 1 m Kläppeskiffer och 2 m deformerad ordovicisk kalksten, allt detta omgivet av överlagrade turbiditer. Troëng (1982) uppfattade denna kulmination som del av en särskild skolla med en från den basala serien avvikande stratigrafi.

Oldenfönstrets nordvästra del

På den västra sidan om Oldfjällsfönstret ligger kambro-ordoviciska lager under en överskjutning som kan följas från riksgränsen och söderut till Torröns södra del. Toppen av Krönavajje, mellan Burvattnet och Jävsjön (21D 1e), utgör en flik av den västligare, högre porfyrskolla, som troligen är en motsvarighet till Hotagenskollan i öster. Fjället Buregaise (21D 0e) bildar till synes en isolerad utliggare av Grönfjälletskollan (Hotagenenheten). I denna utliggare är den prekambriska porfyren tektoniserad, med en flack lineation strykande VNV–V. På den norra sidan av sjön Durrejaure löper ett stråk av skölig, kisrik skiffer, som eventuellt kan vara en mylonit med inslag av underpaleozoiska sediment. Den mylonitiska skiffern tycks stupa in under Buregaise. I dalen väster därom, vid Rakkojaure, är porfyrberggrunden mindre skiffrig och i denna dal börjar även bättre bevarade lager av underpaleozoicum att uppträda. På nordsluttningen av Stuore Tjåure stupar s-ytor mot norr in under Buregaise. I Buregaisesjöns omgivningar är porfyren skiffrig med svag östlig stupning och liknar på det hela taget den något skiffriga porfyr som finns i Grönfjällets topp. Omkring 150 m norr om Rakkojaures utlopp mot väster finns hällar av starkt metamorf svart skiffer, liknande alunskiffer, samt vit kvartsit. Troligen är detta en fortsättning av området med underpaleozoiska bergarter vid Svenskån.

I själva Krönavajje är den överliggande porfyren hela tiden något mer skiffrig än underlagets porfyr. Det nära horisontella överskjutningsplanet kan man följa runt om nästan hela bergstoppen. Sedimenten under överskjutningen består av vendisk, vit eller gråvit (Vemdals-)kvartsit samt grå, primärt bankad, ordovicisk kalksten. Kvartsiten är nästan helt utklämd på bergets södra sida, men ökar till maximalt omkring 50 m på den norra sidan. Där böjer sedimentstråket av och går som ett i terrängen väl synligt band mot nordnordväst i riktning mot Jävsjögården (Norge). Därvid tycks överskjutningsplanet samtidigt bli allt brantare norrut. Kalkstenen är starkt deformerad och rekristalliserad och varierar i mäktighet mellan 5 och 20 m. I området mellan Buregaise och Jävsjön finner man vid och omkring Svenskåns mellersta lopp många blottningar av metamorf kalksten och kvartsit. På det hela taget tycks lagerföljden vara rättvänd, så att kvartsiten hela tiden ligger underst, samtidigt som lagren normalt stupar mot väster. Det är sannolikt att graden av deformation ökar uppåt i skollbyggnaden. Då skulle det överskjutna porfyrtäcket i Krönavajje och utliggaren i Buregaise vara relativt kort transporterade skolldelar.

Längs vägen från Björkede mot nordost till Jävsjön finner man en rad blottningar med mylonitiska skiffrar, som innehåller rosa och gröna band av starkt utvalsat kvartsrikt material. Detta påminner mest om vissa av Offerdalsskollans myloniter. Tyvärr har dessa mylonitiska skiffrar ej kunnat återfinnas i strandhällar vid Torröns norra ände, och man kan förmoda att mylonitstråken tillhör andra nivåer, kanske Offerdalsskollans fyllitiska skiffer som stryker längs Torröns västra strand. I Björkedeån (21D 1c) har påträffats en

metamorf kalksten, mest i block. Kalkstenen är så starkt metamorf att det är svårt att avgöra om den kan vara paleozoisk eller äldre, exempelvis av Hedekalkstenålder. Väster om Björkedeån har iakttagits metamorfa, kiselsyrerika bergarter som påminner om metaarkos eller metaryolit. Berggrunden väster om Björkedeån bör uppfattas som Hotagen- eller Offerdalsskolla, med överskjuten Seve- eller Särvskolla i fjället Holdershatten.

De flerdubbla zonerna av underpaleozoiska led med överskjuten porfyr som finns öster om Torrön visar att flera småskollor eller imbrikationer ingår i Oldenfönstrets struktur. Dessutom kan man räkna med att det kan finnas ytterligare andra, ej blottade, överskjutningszoner. Deformationsgraden växlar starkt. Norr om Sörsjön ligger den basala Vemdalskvartsiten med ostörda kontakter direkt på sitt underlag av mikrogranit. Över kvartsiten finner man ett konglomerat (mellankambriskt?) och alunskiffer. Vid den övre imbrikationen har endast gråvackeskiffrar (ordovicium) anträffats. Oldenfönstrets berggrund är allmänt sett starkare deformerad och genomsatt av imbrikationer i den västra delen än i den östra. En inre tektonisk gräns markeras möjligen av den långa mylonitzon som löper i ungefär nord–sydlig riktning vid Korsvattnet.

Mullfjällsantiklinalen

En brant tektonisk störning har tvärt skurit av Mullfjällets antiklinal i söder. Det är tydligen en förkastning som går från Ånnsjön mot sydost i Rekdalen och Vålådalen, där den skiljer två olika orienterade block av Särvskollan. Området mellan Ånnsjön och Kösjön är flackt och fyllt av myrar utan blottningar. I detta djupt eroderade område är berggrundens sammansättning okänd, liksom detaljerna i den geologiska bergbyggnaden.

På den norra stranden av Kösjön (19C 4f) finns däremot de lägsta leden av den undre skollberggrundens östliga underpaleozoiska lagerserie. En mörk kvartsit vilar med västlig stupning nära över antiklinalens prekambriska porfyr. En liten vik, som är 50 m bred, döljer emellertid pålagringskontakten. Denna markeras vidare mot norr av en dalsänka med en serie små tjärnar. Över den blåsvarta kvartsiten följer västerut vid Kösjöns strand mörk skiffer och tunnlaminerade turbiditskiffrar, samtliga med västliga stupningar. Längs en dalsänka mot nord–nordost finns blottningar av turbiditskiffrar på västsidan och prekambrisk porfyr på dalens östra sida. Först vid sjön Tarmen kan man åter studera seriens lägsta led. I Gräplingsvalens NV-skaft mot Stentjärn uppträder porfyr, tämligen massformig och med en östligt stupande stänglighet. Denna lineation, vanligen med orientering ONO, är vanlig i antiklinalens porfyr och är möjligen av kaledonisk ålder. På landremsan mellan sjöarna Stentjärn och Tarmen finns lagrens basala del exponerad. En basal breccia, som här är flera tiotal meter mäktig, bildar mellanled mellan porfyr och kvartsit. Breccian innehåller kantiga bollar av porfyr, de flesta 1–10 cm stora. Underliggande porfyr, liksom överliggande mörk kvartsit, är förhållandevis måttligt deformerade ända intill breccian och detta tyder på att breccian ej är tektoniskt bildad utan utgör en basal vittringsprodukt. Den mörka kvartsiten av mörk Vemdalstyp (med blåkvarts) är flera meter mäktig och överlagras västerut av turbiditskiffrar. I detta område har en säker gräns ej kunnat fastställas mot Köliturbiditerna i den övre skollberggrunden. Vid nordväststranden av Rentjärn är turbiditerna särskilt rika på kvartsgångar med nord–sydlig strykning och det är möjligt att detta antyder närhet till den stora överskjutningen mellan den övre och undre skollberggrunden. Inom detta område saknas troligen seveberggrund.

Vid den lilla Stöditjärn, 2 km söder om Greningensjön, saknas hela den östliga underpaleozoiska lagerföljden. En bank av kvartsrik, glasartad hård mylonit, omkring 20 m mäktig, skiljer där antiklinalens porfyr från det överskjutna seve-kölitäcket. Porfyren under den glasartade myloniten vid Stöditjärn är föga deformerad och tycks direkt represen-

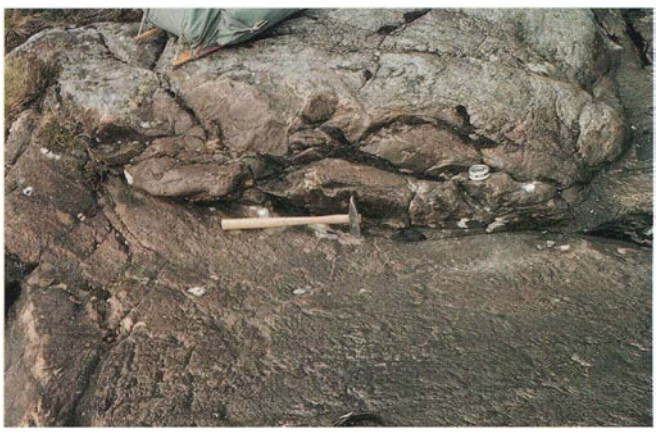


Fig. 26. Basal, direkt pålagring av vendisk blåsvart kvartsit på proterozoisk porfyrisk ryolit (Östbergsporfyr). Mullfjällsantiklinalens östra sida, 1 km söder om Dåltjärn (19D 8b).
Vendian bluish black quartzite deposited on the Proterozoic Östberget Porhyry. Eastern side of Mullfjället, 1 km S of Dåltjärn (19D 8b).

Fig. 27. Svart skiffer med kvartskörtlar, troligen underordovicisk. Veckaxeln stupar omkring 40° mot NO. Strandhäll på östra sidan av Ö. Kjolsjön (20D 1a).

Strongly folded, probably Ordovician shale with quartz-rich lenses at the Mullfjället anticline (Lower Allochthon). Fold axis plunge c. 40° towards NE. Beach exposure at Ö. Kjolsjön (20D 1a).

tera den undre skollberggrunden i Mullfjällsantiklinalen. Fragmentbergarter har visserligen observerats längre österut på Skårvalen, men dessa torde ej ha att göra med fanerozoiska lager utan är förmodligen prekambriska agglomeratbildningar, huvudsakligen med bollar av vulkanit i vulkanit, av den typ som sporadiskt förekommer i ryoliterna av Östbergsporfyrtyp, t.ex. i Oldenfjällen. Sålunda skulle vid Stöditjärn den stora seveöverskjutningen representeras av något tiotal meter mylonit. Detta förefaller symptomatiskt för hela Mullfjällsantiformens västra sida, där myloniter vid överskjutningszonen genomgående är tunna och föga framträdande. I nordlig riktning från Stöditjärn påträffas samma zonen först vid sjön Greningens nordöstra vik. Där har deformationen gripit djupare i den prekambriska porfyren, och det finns en enhet bestående av omkring 100 m skiffrar, som är mylonitiska och innehåller relikta partier av den underliggande porfyren. Mellan Greningen och Forsaberget har ostörd porfyr ej påträffats och man kan därför anta att antiklinalens porfyr där ligger så djupt att den ej blottats av erosionen. Den undre skollberggrundens basala kvartsit finns däremot högt uppe på höjden där porfyren försvinner. Här föreligger tydligen en liten tvärdepression i den i övrigt uthålliga nord–sydliga Mullfjälletantiformen. Det kan tilläggas att också en flik av Särvskollan (kap. ”Valmåsenkomplexets prekambrium”) framträder i sluttningen mot Hensjön på antiformens södra sida.

Nedströms Duvedsbron finns antiklinalens porfyr blottad. Den stora seveöverskjutningen löper tydligen mellan dessa porfyrhällar och det beskrivna konglomeratet vid järnvägsbron. Längs en nybruten väg längs älvens södra sida finner man också den östliga, undre skollberggrundens ordoviciska turbiditer, veckade och överstjälpta mot öster (fig. 82).

I den nya sträckningen av europavägen har man i Åredalen sprängt fram en rad instruktiva vägskärningar. Den östligaste skärningen i antiklinalens prekambrium visar intressanta ringformiga strukturer som ligger på rad. Det är troligen primära hålrum i ryoliten, som sekundärt i prekambrisk tid blivit fyllda med kvarts och epidot (fig. 28). Inne i antiklinalens kärna, i västligare skärningar, saknas dessa strukturer. Detta förhållande bestyrker flera analoga iakttagelser i den prekambriska berggrunden, som tyder på att lager som varit ytnära i prekambrisk tid nu ligger vid antiklinalens sidor under det att djupare lager av prekambrium blottas i skärningar i antiklinalens mitt. Prekambriska s-ytor har emellertid i de flesta observationerna brant orientering och överlagras vanligen med stor vinkeldiskordans av basal kvartsit. Här och var inne i porfyren, liksom lokalt i den överlagrade serien, observeras zoner av fyllitisk mylonitskiffer, som tyder på tektoniska störningar i form av en serie mindre förkastningar, upp- och överskjutningar. Dessa störningar tycks ha drabbat såväl lagerserien som antiklinalens kärna av prekambrisk porfyr.

De yngsta lagren av den östliga undre skollberggrunden finner man vid europavägen intill bron över Lillån (19D 7c). I riktning uppströms i Lillån från denna bro möter man intill vägen Bergekalksten (30 m) och sedan Edekvartsit (3 m) och Kogstaskiffer (mer än 20 m), allt stupande mot sydost. Uppströms efter ån följer i stratigrafiskt allt lägre nivå en mäktig serie av turbiditskiffrar med sandstenslager, 5–50 cm tjocka. Dessa lager synes representera en stor del av den or-

Fig. 28. Strukturer i Mullfjällsantiklinalens proterozoiska ryolitiska porfyr tillgängliga efter jordavrymning före breddning av väg E 14 . De primära strukturerna är bildade genom utkristallisering i sprickor och hålrum. Foto Jan Lundqvist 1964. Omkring 1 km öster om Duved (19D 7b).

Primary crystallization structures in Precambrian rhyolite, in the Mullfjället antiform of the Lower Allochthon. Temporary exposure 1964, approx. 1 km east of Duved (19D 7b). Courtesy Prof. Jan Lundvist.

Fig. 29. Vendisk mörk kvartsit med basalbreccia. Näset mellan Tarmentjärnarna, väster om Gräpplingsvalen (19D 4a).

Vendian bluish black quartzite with a basal breccia covering the Proterozoic basement. At the small lake Tarmen W of Gräpplingsvalen (19D 4a).

doviciska lagerföljden. Under Hästfjällets brant ligger i basalt läge på den prekambriska ryolitporfyren eokambrisk Vemdalskvartsit och alunskiffer. Långt norrut i den dal som formats av bäckarna Lillån och Ullån finner man samma lagerserie, i stort sett alltid med de äldsta leden i basalt läge vid antiklinalens prekambriska kärna, under det att de översta lagren, vanligen representerade av silurisk Bergekalksten och Edekvartsit, återfinns närmast under mellersta och övre skollberggrundens överskjutningsplan. Vid Tväråstugan i Tvärån ligger Offerdalsskollans mylonit på starkt tektoniserad, relativt lågmetamorf svart skiffrer, som kan vara silurisk Bångåsenskiffer eller ordovicisk Kogstaskiffer. De lägsta leden i den underpaleozoiska lagerserien i Ullådalen tilldrar sig särskilt intresse. Den mörka Vemdalskvartsiten bildar nästan alltid det basala ledet. Grövre basalbildningar har ej iakttagits men gruslager uppträder lokalt en bit upp i kvartsiten. Vanligen är kvartsiten avlagrad med eller utan basal arkos på en porfyr med en reliefskulpterad subkambrisk yta. Porfyren uppvisar en brantstående primär fluidaleffusiv porfyrstruktur (fig. 26). Vid Forsaskaltjärnen underlagras kvartsiten av en kalkhaltig, svart arkosbergart. Kvartsiten har sin motsvarighet i eller överlagras på några ställen av en glimmerrik, rostvittrande vit sandig skiffer. Denna förekommer bl.a. vid V. Kjolsjöns södra och västra strand och vid Holmtjärnen nordost om Forsafjället. Vid utloppet ur denna tjärn ligger 30 m mäktig, vid basen något arkosartad kvartsit, 20 m finskiktad rostvittrande vit sandsten och 20 m grå lersten. Kläppeskiffer (alunskiffer) förekommer allmänt över kvartsiten. Tektoniska sönderslitningar och små upprepningar av lagerserien förekommer inom lager-

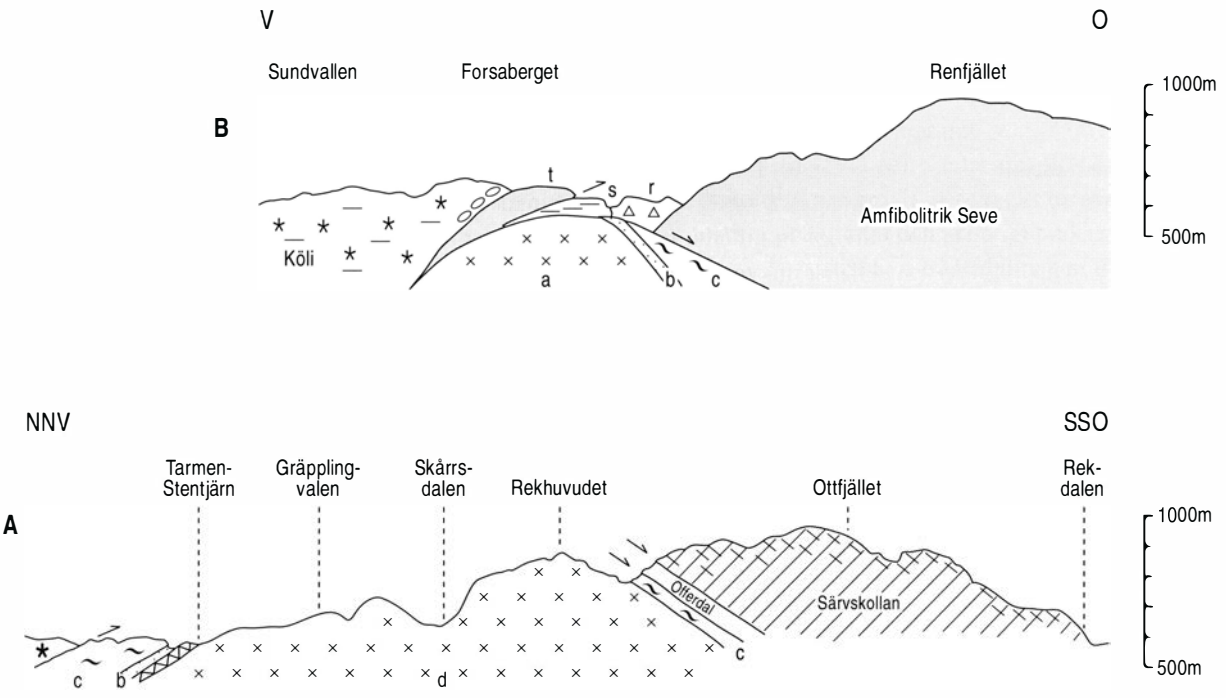


Fig. 30. Två profiler över Mullfjällsantiklinalens södra del. Profil A går från småtjärnarna nordöst om Kösjön (19D 4a) mot SSO över Rekhuvudet (19D 3a) till Ottfjället (19D 2b). Profil B går söder om Åredalen i östlig riktning (19D 6a–c). a = antiklinalens kärna av Östbergsporfyr, b = Vemdalskvartsit, c = tunnskiktad Föllingegråvacka, r = agglomerat, s = ljus glimmerskiffer, t = mylonitisk Seve.

Two sections across the Mullfjället antiform south of the Åre valley. Section A within 19D 4a, 3a, 2a and 2b. Section B within 19D 6a–c. a = core of porphyry; b = Vemdalen Quartzite Fm.; c = Thinbedded Föllinge Fm.; r = agglomerate; s = mica shist; t = mylonite of the Seve tect. unit (Upper Allochthon).

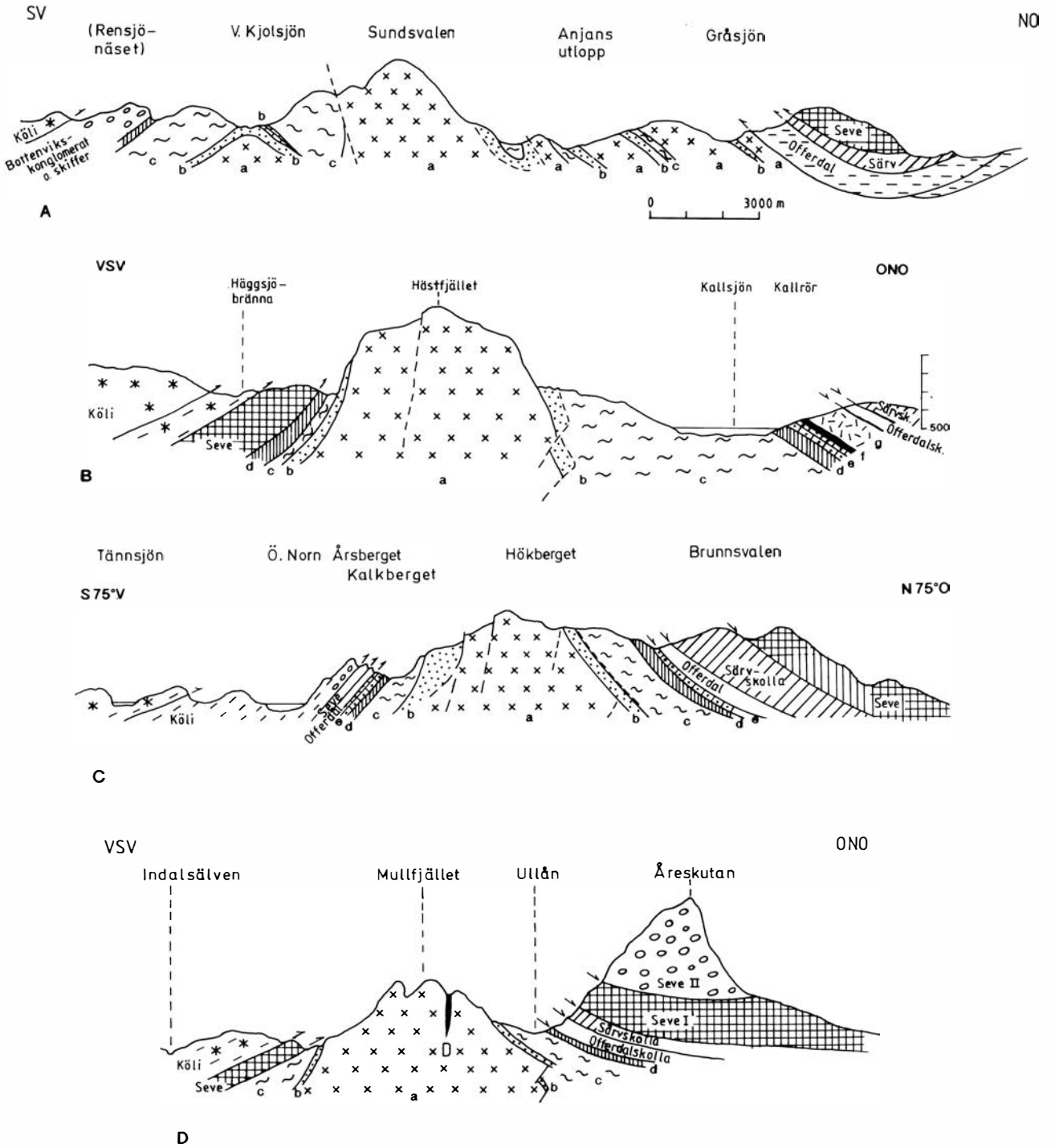


Fig. 31. Fyra profiler över den norra delen av Mullfjällsantiklinalen. Proportion mellan höjd- och längdskala 2:1.
Profil A går från Rensjönäset (20C 1i) mot nordöst till Kallsedet (20D 3b),
Profil B går mot ONO från Häggsjöbränna (19C 9j) till Kallrör (20D 0c),
Profil C från Tännforsen (19C 8j) mot öster till Huså(19D 9d) och
Profil D går i riktning VSV–ONO på den norra sidan om Åredalen.
a = Östbergsporfyr (proterozoisk), b = Vemdalskvartsit med Kläppeskiffer, b' = ordovicisk kalksten, c = Föllingegråvacka, d = Kogsta-skiffer med Edekvartsit, e = Bergekalksten, f = Bångåsenskiffer, g = Ekebergsgråvacka.

Four sections transecting the northern part of the Mullfjället anticline.
Section A: Rensjönäset (20C 1i) to Kallsedet (20D 3b).
Section B: Häggsjöbränna (19C 9j) to Kallrör(20D 0c),
Section C: Tännforsen (19C 8j) to Huså (19D 9d)
Section D; Along the northern slope of Åre valley.
a = Proterozoic porphyry; b = Vemdalen Quartzite Fm/ Kläppe Shale; b´= Ordovician limestone; c = Föllinge Fm;
d = Kogsta and Ede Fms; e = Berge Lmst Fm; f = Bångåsen Shale Fm; g = Ekeberg Fm.

serien. Vid alunskifferns bas finns ett konglomerat som innehåller bollar av bl.a. fosforitrik sandsten. Detta konglomerat har påträffats vid Pålltjärnen öster om Smedviken. Den basala kvartsiten har kunnat följas nästan obruten runt hela antiklinalens prekambriska kärna.

En speciell tektonisk struktur har utbildats i den Kogstaskiffer som blottats i Husåbäckens praktfulla fors, 2 km NNV om Ullsjön (19D 9b). Denna struktur, med axialplanförskiffring NNO/stup. OSO 40°, kan eventuellt uppfattas som en form av ”Rillung”. Strukturen kan beskrivas som en mjuk veckning med mycket regelbunden våglängd av omkring 15 cm, med alla antiklinaler cylindroidala och alla synklinaler täta.

Ordovicisk kalksten saknas vanligtvis helt, vilket överensstämmer med förhållandena på många andra håll i västra Jämtland. På några ställen vid Äggsjön och Kjolsjöarna finns däremot lokala förekomster av ordovicisk eller möjligen kambrisk kalksten. Denna kalksten når sin största mäktighet vid Äggsjöns västra strand. Liksom i norra Jämtland är det troligt att karbonatavsättningen vid Mullfjället skedde under tidigt äldre ordovicium. De ordoviciska lagren är till största delen utbildade som turbiditer. Dessa turbiditer, som ställvis blir mycket tunt bankade, intar därför breda zoner runt omkring hela antiklinalen.

Vid Mullfjällsantiklinalens norra ände är berggrunden komplicerat byggd. Flera plattor av prekambriskt urberg ligger uppskjutna på varandra med nordliga stupningar. Samtidigt ökar antiklinalens bredd, som om det föreligger en stukning genom tryck från norr. De paleozoiska lagerserierna på porfyrplattorna innehåller kvartsit, Kläppeskiffer och ordoviciska turbiditer. Det nordligaste porfyrområdet i Gråsjövalen går i kontakt mot fyllit och tektoniserad Offerdalsskiffer. Det kan förmodas att Gråsjövalens porfyrblock har hört samman med ett nordligare porfyrområde, men senare av den mäktiga sevemassan i Anjanområdet har pressats mot söder upp på Mullfjällets norra ände.

Som tidigare nämnts finner man i Jämtland generellt en markant skillnad mellan tektoniken vid antiklinalernas norra och södra ändar. Vid Mullfjällsantiklinalens södra ände är urbergskärnan tvärt avklippt av en förkastning. På samma sätt visar Sylarnaantiklinalens norra ände vid Storlien en serie från norr uppskjutna småskollor, under det att denna antiklinals södra ände vid Malmagen åter avslutas av branta förkastningsstrukturer. I viss mån analoga förhållanden finner man också både vid den stora Oldenkulminationen och vid mindre uppskjutna kilar av underlaget och sediment, t.ex. vid Kaxås.

Sylfjällsantiklinalen

Sylfjällsantiklinalens kärna av kristallint urberg sträcker sig omkring 100 km längs riksgränsen (17C–19C). Vid Rutfjällets sydsluttning mot sjön Bolagen väster om Malmagsliden uppträder lågmetamorf och obetydligt skiffrig sandsten av Långåsandstenens typ, till synes lagrad direkt på kristallin röd granit. På Vättafjället och Rödfjället är Långåsandstenen mot sydost och öster starkt skiffrig och övergår delvis i ljus glimmerskiffer, vilken överlagras av ögongnejs. Rutfjällets granit är finkornig, röd och liknar i stora drag Rätangranit. Väster om sjön Stora Glän förefaller graniten att gränsa direkt mot ögongnejsens myloniter, men kontaktförhållandena är osäkra där gränszonen löper i sedimentfyllt myrland. Enligt Törnebohms karta (1896) uppträder sparagmitiska sediment av Långå-Hedetyp på antiklinalens urberg i detta område.

Väster om Haftorstöten fortsätter ögongnejsens överskjutning mot norr till Nedalssjön, Riksröse 151, där även Särvskollans bas är blottad vid Biskopsån (jfr kap. ”Särvskollan”). Endast den översta delen av den mylonitiska Offerdalsskollan innehåller där porfyroblaster av kalifältspat. Mylonitzonen är bred norr om Nedalssjön, med en viss successiv minskning av skiffrigheten västerut mot antiklinalkärnans porfyr och granit. Sistnämnda bergart är en grå, medelkornig mikroklingranit.

Bustvalen (19C 3c), väster om Blåhammarfjället, består av finkornig, röd granit, som tycks ha successiva övergångar till mer porfyrartat och skiffrigt prekambrium. Längs hela den beskrivna sträckan från Malmagen till väster om Sylarna saknas till synes paleozoiska sedimentära lager vid antiklinalen. Detta överensstämmer i stort med den sporadiska förekomsten av fossilförande undre skollberggrund i hela norra Härjedalen ända ut till fjällranden mellan Glöte och Klövsjö. Detta stora fält av undre skollberggrund torde i sitt ursprungsläge västerut ha utgjort ett höjnings- och erosionsområde i underpaleozoisk tid. Norr om Enån vidtar starkt deformerad Vemdalskvartsit och gråvackeskiffer, som tillsammans ligger i sönderslitna isoklinala veck med östligt stupande axialplan.

Väster om Storlien är granit i Lillkluken likaså omgiven av kvartsit och skiffer. Flera mindre uppskjutningar stupar mot norr och bildar en komplex avslutning av antiklinalen i denna riktning. En mindre kulmination finns också i Hästryggarna (19C 3d) norr om Storlien, där granit och magnetitbandad ryolit bildar underlag för en tunn kalkstenslins och mylonit.

Den undre skollberggrunden i norra Jämtland

Med den successivt ökande mäktigheten hos den basala kvartsitserien norr om Hammerdal blir det tektoniska mönstret allt mer likt kvartsitskollans struktur i södra Jämtland. Den plastiska, skiffer- och kalktypen av tektonik med föga distinkta mindre överskjutningar och måttlig regional veckning dominerar söder om Laxsjö och Strömsund. Vid Strand, 5 km norr om Strömsund (20F 7h) möter den första loben av överskjuten Vemdalskvartsit. Kvartsiten i de östliga fjällen norr om Strömsund liknar Vemdalskvartsiten i länets södra del. Den är vit till gråvit, finkornig och innehåller växlande men små mängder fältspat. Konglomerat och kloritiska skiffrar förekommer. Fältspathalterna i kvartsiter och fältspatkvartsiter i norra och södra Jämtland har undersökts av Stålhös (1957), som fann en relativt stor likhet mellan varierande lager i Hotagenskollans sparagmit och den undre skollberggrundens kvartsit.

Det är tydligt att hela den undre skollberggrunden i detta norra område är starkt sammanskjuten, till stor del på ett plastiskt sätt, med branta isoklinalveck i vilka kvartsitmassorna bildar antiformstrukturer och de täckande paleozoiska lagren ingår som sammantryckta synklinaler. Asklund (1960) tolkade all underpaleozoicum i området som rotfast och antog att den skymtade fram genom hål i kvartsittäcket. En sådan tektonisk uppfattning överensstämde med Du Rietz (1956), som sökte roten för en överskjuten kvartsitskolla långt i väster vid Seveskollans bas.

Den undre skollberggrundens komplex av Vemdalskvartsit och yngre, paleozoiska lager är som nämnts sammanskjutna och veckade. Veckningen visar ett regionalt axialplan som stupar brant mot VNV. Det bör påpekas att denna strukturella kaledoniska riktning i nordnordöst även påträffas i prekambriska gnejser i västra Norge (Ramberg 1977, s. 649). Små imbrikationer i form av relativt branta överskjutningar förekommer också i norra Jämtland. I detta norra område saknas i stort sett frameroderade, genomskärande dalgångar, men man kan förmoda att den undre skollberggrunden liksom i södra Jämtland är överskjuten flera mil i den yttre kanten över de underpaleozoiska lagren. Vid Kalkberget (21F 2j) är ortocerkalksten och alunskiffer kraftigt tektoniskt störda (fig. 7) och delvis skjutna framför högre skivor av undre skollberggrund. Väster om Kalkberget (21F 1j) har överskjuten granit med pålagrad kvartsit påträffats på flera ställen i skollan. Söder om Alanäs finns också granit vid stranden av Dragan. Denna granit är starkt skölig och är troligen medsläpad vid skollans rörelse.

I skollans östra del, mellan skollfronten och Vedjeön (21F 1f) representeras den undre skollberggrunden av Kläppeskiffer och ordovicisk kalksten. På bergsluttningen av Hammarens västsida (21F 0h) ligger ordovicisk kalksten med 15–40° västlig stupning nära över kvartsit. Vid Höstoppen nära Dragans strand är alunskiffer och ortocerkalksten inklämda i en brantstående och smal synklinal som omges av antiklinaler med mäktiga lager av Vemdalskvartsit. I den närmast västligare Vedjeönsynklinalens östra skänkel kan man vid stranden av Dragan se brantstående ordovicisk kalksten med ett markant inslag av ler mellan kalkstenens bankar (fig. 33). Vid Hillsand uppträder den undre skollberggrundens västligare turbiditfacies i de ordovisiska lagren, varvid ortocerkalkstenens mäktighet reduceras till några meter. I det därnäst följande, västligare synklinoriet, som täcker hela området mellan Finnvattnet–Draganäset och Gårdsnäs–Lidsjöberg, har tubiditerna ökat i mäktighet med upp till metertjocka skikt. Man kan i dessa observera sedimentära strukturer som antyder strömning och rutschningsstrukturer (slumping). Den västligaste skänkeln av detta breda turbiditsynklinorium uppvisar branta isoklinala veck med upprepad veckning (fig. 35).

Vid den västliga gränsen för den undre skollberggrunden framträder en tendens till uppböjning, varigenom basala lager kommer nära Hotagenskollans överskjutning. Detta tycks höra samman med en imbrikation genom flera små och relativt branta upp- eller överskjutningar av Hotagenskollans berggrund på den undre skollberggrunden. I detta avseende liknar skollgränsen där förhållandena i södra Jämtland, t.ex. väster om Vemdalen). Vissa tydliga överskjutningar har iakttagits vid bl.a. Svanavattnet och Strömberget (kap. ”Sparagmitområden i västra Härjedalen”). Den markerade skillnaden i berggrundstyp och tektonisk struktur mellan skollorna talar för ett avsevärt belopp av överskjutning, ehuru indikationerna är osäkra. Den största skillnaden mellan enheterna är regional, genom att den undre helt försvinner vid skollgränsen. Geofysiska indikationer, t.ex. att gravimetriska massunderskott tilltar märkbart i samma zon, tyder på stark sammanskjutning av underlaget vid denna zon (fig. 34).

Fig. 32. Veckning och sammanskjutning från väster i den undre skollberggrundens Vemdalskvartsit och kloritskiffer. En 500 m lång vägskärning i nordvästlig riktning, omkr. 1 km NV om Alanäs (21F 3i).

Eastward directed folding and imbrication in the Vemdalen Quartzite and chlorite schists of the Lower Allochthon. Road-section, about 1 km northwest of Alanäs church (21F 3i)

Fig. 32a

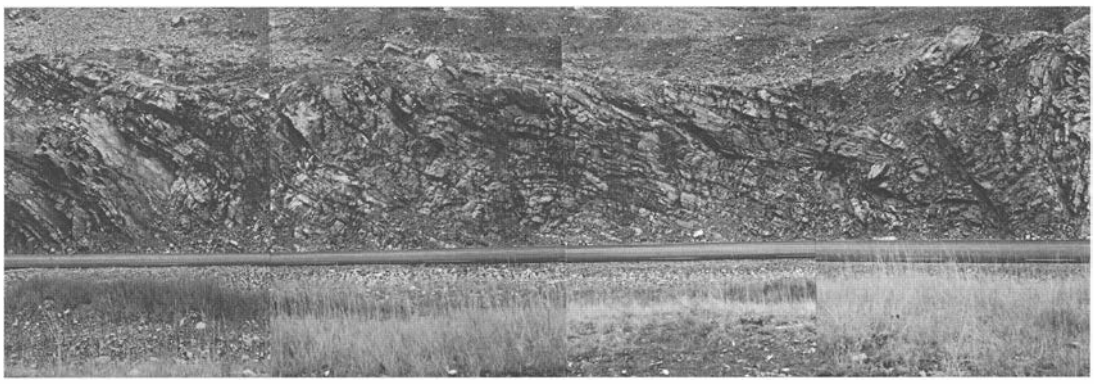


Fig. 32b

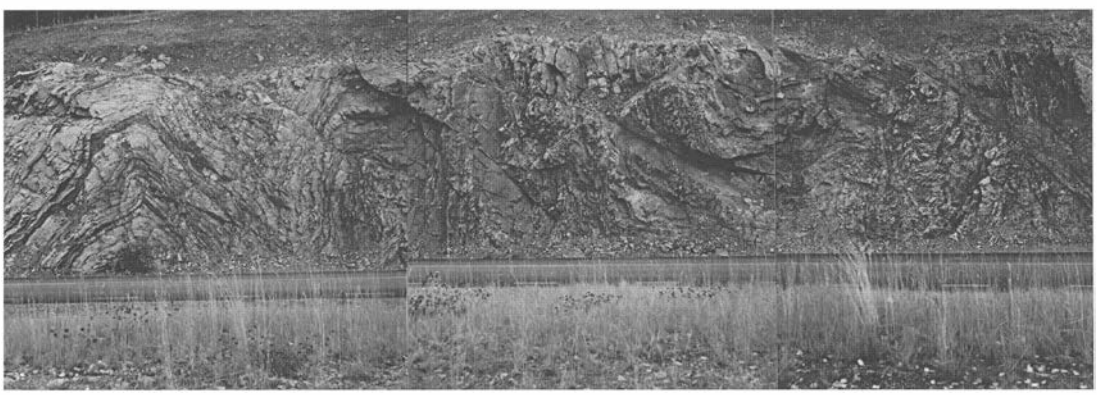


Fig. 32c

Fig. 32d

Fig. 33. Ordovicisk kalksten och mellanlagrade skiffrar i den undre skollberggrunden. Kalkstenen har breccierats och delvis flutit ut i skiffern, som haft lägre tektonisk kompetens. Dragans östra strand, 3 km norr om Höstoppen (21F 0d).

Ordovician limestone and intercallating shales of the Lower Allochthon in a shore-section at Dragan (21F 0d). Note the partly secondary orientation of the argillitic component.

Fig. 35. Komplex deformation av mörk kambrisk skiffer med ett 0,5 m mäktigt parti av vit kvarts tillhörande den undre skollberggrunden. Väghäll, 2 km nordväst om Lidsjöberg (21F 6e).

Isoclinal folding and refolding of Cambrian dark shale including a quartzitic bed in the Lower Allochthon. Roadsection northwest of Lidsjöberg (map-sheet 21F 6e)

Fig. 34. Ekreskiffer (varvskiffer), underlagrande Vemdalskvartsit i den undre skollberggrunden. Skiffern är komplext deformerad, med både isoklinalveckning och omveckning. Skärning 1,5 km öster om Näcksåsen vid Dragan (21F 2g).

Schistose varved shale underlying the Vemdalen Quartzite Fm. in a section 1.5 km east of Näckåsen (21F 2g). The shale is isoclinally folded and refolded.

Kulminationerna vid Börgefjäll och Hetenjaure

I det nordligaste hörnet av Jämtlands län (23E) ligger börgefjällfönstret. Det sträcker sig in på norsk sida av gränsen och omfattar där Børgefjell, som givit området dess namn (Zachrisson 1979). Inom Jämtland omfattar Börgefjällsfönstret området från Jemtnesklumpen i norr till Sipmekenjaure i söder. Fönstrets yttre begränsning utgörs av övre skollberggrundens överskjutning. Berggrunden i den norra delen av fönstret byggs upp av proterozoiska kristallina bergarter. I söder, vid Sipmekenjaure, dominerar kvartsitiska skiffrar (Sjöstrand 1978).

I kulminationen vid Hetenjaure framträder på ett likartat sätt ett fönster i det omslutande överskjutningstäcket, som består av delskollor i den övre skollberggrunden. Berggrunden i fönstret utgörs till största delen av kvartsitiska bergarter, som tillhör en lägre tektonisk nivå än omgivande seve- och köliberggrund. Denna stupar konsekvent ut från fönstret.

DEN MELLERSTA SKOLLBERGGRUNDEN

Hotagenskollan

I tektonisk nivå mellan Offerdalsskollan och den undre skollberggrunden ligger den tektoniska enhet som här betecknas Hotagenskollan. Denna utgör i både södra och norra delarna av länet ett komplex av överskjutna delar som innefattar lågmetamorf överskjuten berggrund sammansatt av prekambriska kristallina bergarter samt lagrade bergarter, av övervägande yngsta prekambrisk ålder. Till följd av denna komplexa sammansättning visar skollan även en komplex tektonisk bild, med en rikedom på inre störningar i form av förkastningar, imbrikationer, uppskjutningar och små överskjutningar. Det är sannolikt att Hotagenskollan består av ett komplex av urbergskilar med sedimentbergarter, och att skollan utgör en västligare motsvarighet till den undre skollberggrunden, på vilken Hotagenskollan i sen kaledonisk tid skjutits fram. De överskjutningar som finns inne i Hotagenskollan tycks delvis vara av avsevärd storleksordning. Långa överskjutningar har också angivits av flera författare, t.ex. Röshoff (1978; Hede-Vemanskollor) eller Thelander och Kumpulainen (1980; Risbäckskollan). Man saknar emellertid möjlighet att följa dessa överskjutningar över längre avstånd till följd av att en enhetlig typ av struktur eller material saknas. Därför inkluderas alla dessa tektoniska element i den komplexa Hotagenskollan. Deformationszoner förekommer normalt mellan berggrundsenheter av olika styvhet (kompetens) såsom i gränszoner mellan kristallint urberg och sedimentbergarter. Detta förhållande kan lätt föranleda en felaktig uppfattning om överdriven storleksordning hos sådana interna rörelsezoner. Momentet av deformation verkar generellt att tillta i tektoniskt högre delar av skollan alltefter närheten till den överliggande Offerdalsskollan. Samtidigt är steget i tektoniskt avseende mellan Hotagenskollan och den underliggande undre skollberggrunden hela tiden relativt litet.

Redan inledningsvis i beskrivningen betonades den skillnad som finns mellan berggrunden i södra, mellersta och norra delarna av Jämtlands län. Hotagenskollan framhäver denna skillnad särskilt tydligt. I mellersta Jämtland är skollan nästan endast representerad av Risekonglomeratet i Offerdal. I de norra och södra delarna av länet har Hotagenskollan däremot en bredd av flera tiotal kilometer.

I stratigrafiskt avseende finner man att de yngsta prekambriska lagren, sparagmitbergarterna, här kallade Hede-Långåenheter (jämför Hedmarkgruppen i Norge, Nystuen 1982) och Risbäckgruppen (Gee m.fl. 1974) är väl företrädda i Hotagenskollan till skillnad från i intilliggande tektoniska enheter (tabell 2). Dessa prekambriska (rifeisk-vendiska) sediment är troligen avsatta i lokala bassänger (Ny-

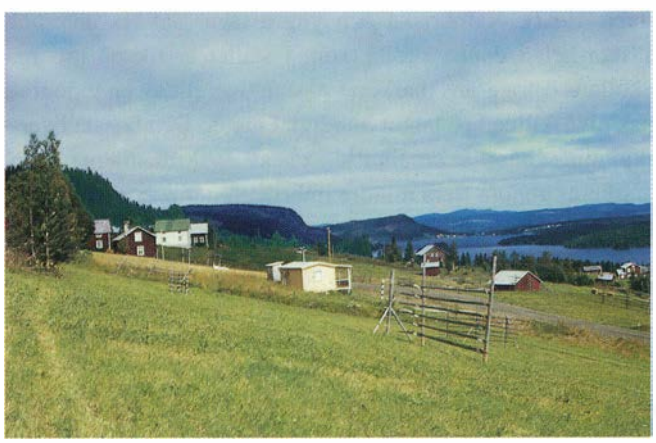


Fig. 36. Ansätten-utliggarens östra gräns med Offerdalskollans front sedd mot norr från Skärvången. Hotagsfjällen i bakgrunden (20E 5f).

The eastern portion of the Ansätten Klippe with the frontal part of the Offerdal Nappe. View from the north at Skärvången. In the background, the Hotagen mountains (20E 5f).

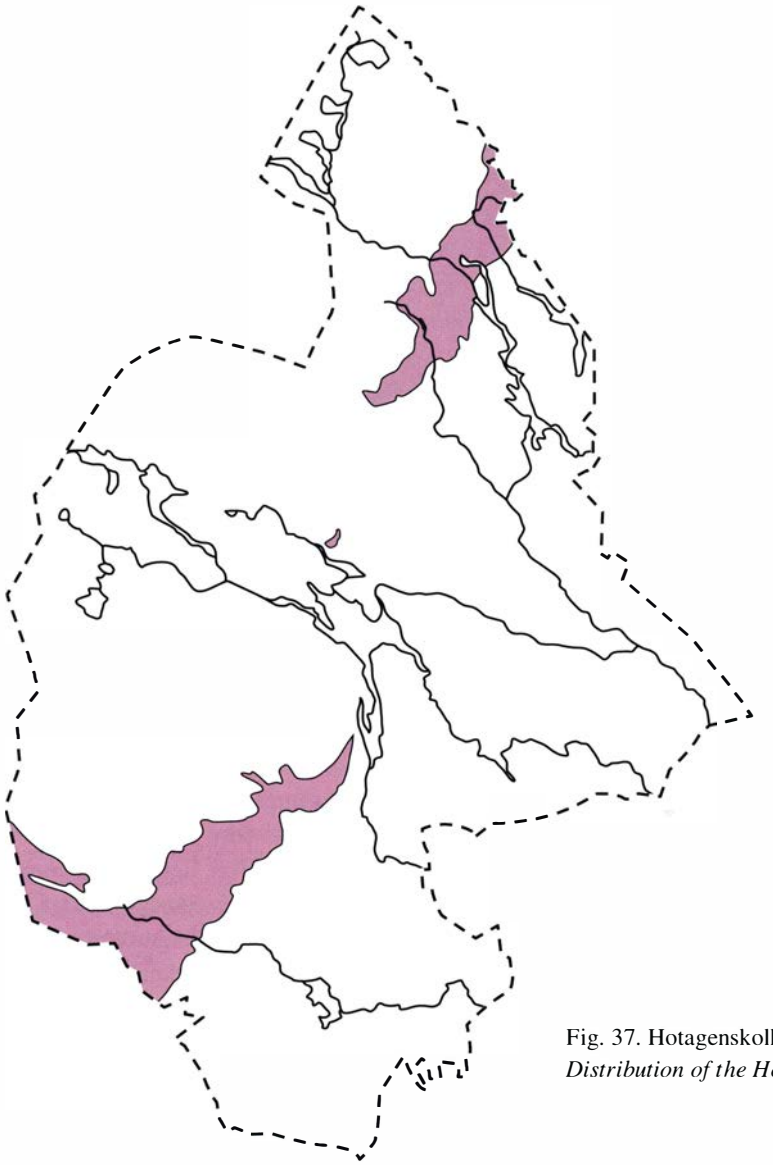


Fig. 37. Hotagenskollans utbredning i Jämtland.
Distribution of the Hotagen Nappe in the province of Jämtland.

stuen 1982). Kambriska och yngre lager saknas däremot nästan helt i denna skolla, som i stället är rik på urberg. Skollans östra gräns markeras nästan överallt av en topografisk nivåskillnad på något hundratal meter. Den basala överskjutningszonen är emellertid svår att exakt fastlägga. Den maskeras genom flera mindre imbrikationer och uppböjning av den undre skollberggrundens basala lager.

Hotagenskollans hängande gräns mot Offerdalsskollan framträder tydligast där en större litologisk-stratigrafisk skillnad samtidigt föreligger. Väster om Långå, där Offerdalsskollans ögongnejs med ultramylonitbildning vilar ovanpå Hotagenskollans fältspatsandsten, är skollgränsen särskilt tydlig (Strömberg 1955). Lokalt märks överskjutningen endast som en mer osäker kontrast mellan svagare, respektive starkare deformerad prekambrisk kristallin berggrund. Så är fallet till exempel mellan Svaningen och Bågede i norra Jämtland, där prekambriska graniter och gnejser längs vägen mot nordväst blir alltmer deformerade tills allt efterhand övergått i en mörk porfyroblastskiffer tillhörig Offerdalsskollan.

Tabell 2. Representativa lokaler för skollseparerande mylonitiska bergarter med ordningsföljd från söder och i successivt allt högre tektonisk nivå.

Representative localities of mylonites separating tectonic units in the Jämtlandian Scandes in succession northward and to rising tectonic level. Lower Allochthon = LA, Hotagen Nappe = HN, Offerdal Nappe = ON, Särv Nappe = SN, Helags Nappe = HeN.

Tektonostratigrafisk tillhörighet *Tectonostratigraphic position*	**Lokal och geografiskt läge** *Locality and geographic reference*	**Utbildning och ursprungsbergart** *Facies and primary rocktype*
Undre allokton (LA)		
1. Undre allokton - autokton *LA/Foreland*	Stavbergets östsida, 7 km sydost om Hede (17D 3i) *Eastern side of Mt Stavberget, 7 km SE of Hede*	Krossbergart som sträcker sig någon meter ned i autokton Rätangranit *Cataclasite reaching a few m down in the autochthonous Rätan granite*
2. Undre allokton - autokton *LA/Foreland*	Storhallen (16E 0e) *Eastern end of village Storhallen*	Mylonitisk granit som vilar på ordovicisk kalksten *Mylonitic granite upon Ordovician limestone*
3. Undre allokton (uppskjutning) *LA. Internal thrust at the base of the nappe*	Kalkberget, 3 km sydost om Vikarsjön (17D 3j) *Mt Kalkberget, 3 km SE of L Vikarsjön*	Mylonitisk granit *Mylonitic granite*
4. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	1 km öster om Strådalen (16D 8d) *1 km east of Strådalen village*	Liten höjd med mylonitisk granit eller ryolit *A hill with mylonitic granite or rhyolite*
5. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	Fallet i Råndan, Ránddalen (17D 2e) *Cataract in the Råndan river, Ránddalen village*	Kalkig mylonit på Kläppeskiffer *Calcareous mylonite on Kläppe shale*
6. Undre allokton (uppskjutning) *LA (internal thrust)*	2 km söder om Alanäs (21F 2i) *2 km S of Alanäs village*	Uppkrossad granit *Cataclastic granite*
7. Undre allokton (intern överskjutning) *LA (internal thrust)*	Oldenfönstret, Bielnejaure - Korsvattnet (20D 9h) *In the Olden culmination, lake Bielnejaure - lake Korsvattnet*	Bred mylonitzon *Wide zone of mylonite*
8. Offerdalsskollan - Undre allokton *ON/LA*	Flera lokaler i Mörsil och Offerdal(19E) *Several localities in Mörsil and Offerdal*	Mylonitiska skiffrar av sedimentärt, granitiskt eller ryolitiskt ursprung *Mylonitic schists of sedimentary, granitic or rhyolitic origin*
9. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	Ulvberget, 4 km öster om Hede (17D 5h) *Mt Ulvberget, 4 km east of Hede village*	Basala myloniter under flygget av Hotagenskollans granit *Basal mylonites below the mountain steep of HN granite*
10. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	Orrhögberget, 10 km nordväst om Vemdalen (17D 7i) *Mt Orrhögberget, 10 km NW of Vemdalen village*	Småskollor av krossad granit över Vemdalskvartsit *Subnappes of crushed granite, thrust over Vemdalen quartzite*

11. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	Vid sjön Fotingens västra strand (18E 0c) *Lake Fotingen, western shore*	Hotagenskollans tektoniserade granit är skjuten över Vemdalskvartsit med ryolit *Tectonized granite of HN thrust over Vemdalen quartzite and rhyolite*
12. Offerdalsskollan - Undre allokton *ON/LA*	Från Landögssjön i söder till Hotagensjön i norr (20E). Branter med mylonitskiffrar i skollfront *Steep nappe front from Landösjön (S) to Hotagensjön (N)*	Metasedimentära mylonitiska skiffrar med laminära strukturer *Laminar metasedimentary mylonitic schist*
13. Hotagenskollan - Undre allokton *HN/LA*	Svanavattnets västsida, 8 km väster om Hillsand (21F 2d) *Near the western shore of L Svanavattnet, 8 km W of Hillsand*	Hotagenskollans mylonitiska granit över undre alloktonens skiffrar *Mylonitic HN granite above LA shales*
Hotagenskollan (HN, top zone)		
14. Offerdalsskollan - Hotagenskollan *ON/HN*	Myskelåsen, 13 km söder om Tännäs (17C 3g) *Myskelåsen hills, 13 km S of Tännäs*	Ögongnejs vilande på skiffrig Hedekalk *Augengneiss above schistose Hede limestone*
15. Offerdalsskollan - Hotagenskollan *ON/HN*	Fallhuvud i Rändan, 9 km väster om Långå (17D 6c) *Rändan river, 9 km W of Långå*	Vit flintliknande kvartsitmylonit med tunna ådror av violett ultramylonit *Flinty quartzite mylonite with veins of ultramylonite*
16. Offerdalsskollan - Hotagenskollan *ON/HN*	Vägskärningar i branten vid Persåsen väster om Myrviken (18E 5e) *Road sections in the steep at Persåsen, W of Myrviken*	Kvartsitmylonit vilande på konglomerat *Quartzitic ON mylonites above a coarse HN conglomerate*
17. Hotagenskollan (intern överskjutning) *HN (internal thrust)*	Utliggare av överskjutna prekambriska bergarter mellan Linjeviken och Byvattnet (21F 4d) *Klippe of thrust crystalline Precambrian rocks between Linjeviken village and lake Byvattnet*	Vid utliggarens överskjutning finns kataklastisk granit med ådror av mylonit *Crushed granite with veins of mylonite forms the base of the klippe*
Offerdalsskollan (ON)		
18. Särvskolla - Offerdalsskolla *SN/ON*	Biskopsån nära södra stranden av Nedalssjön (18C 6d) *Biskopsån river, at the southern shore of lake Nedalssjön*	Under Särvskollan uppträder mylonitiska skiffrar med uppåt tilltagande porfyroblastes *Mylonites, with upwards increasing porphyroblastesis*
19. Offerdalsskolla (intern mylonit) *ON (internal mylonites)*	Bågede, vid vägen Alanäs - Gäddede (21F 7a) *Bågede village at the road Alanäs - Gäddede*	Starkt tektoniserade skiffrar i Håckrengruppen *Strongly tectonized Håckren Group schists*

Särvskollan undre begr. (SN) (basal thrust)		
20. Särvskolla - Offerdalsskola SN/ON	Ulvberget, 12 km öster om Tännäs (17D 5a) *Ulvberget hill, 12 km east of Tännäs village*	Särvskollans bas, med avklippta diabasgångar och myloniter, blastomyloniter och ultramylonit (fig. 67) *Base of the Särv Nappe, with truncated dikes and mylonites, blastomylonites and ultramylonite*
21. Särvskolla - Offerdalsskolla *SN/ON*	Särvsjö (17D 9d), (m.fl.lokaler vid Särvskollans basalzon) *Särvsjö village and other localities along the SN basal zone*	Mylonitiska skiffrar med varierande sammansättning. Diabasfragment och lager av dolomit *Mylonitic schists, mainly quartz-rich, with fragments of dolerite and layers of dolomite*
Helagsskollan (HeN)		
22. Helagsskollan - Särvskollan *HeN/SN*	Högfjället, 4 km nordost om Bruksvallarna *Högfjället, 4 km NE of Bruksvallarna village*	Dm-tjock gång av ultramylonit i kvartsrika mylonitiska skiffrar *Dyke of ultramylonite in mylonitic schists*
23. Helagsskollan - Särvskollan *HeN/SN*	Mylonitisk basalzon mellan Bruksvallarna och Ljungdalen (18C 3i) *Between villages Bruksvallarna and Ljungdalen. Basal mylonite*	Myloniter och blastomyloniter av huvudsakligen ryolitisk till andesitisk sammansättning *Mylonites and blastomylonites of mainly rhyolitic to andesitic composition*
24. Helagsskollan - Särvskollan *HeN/SN*	Åredalen, vid väg E14 (19D 7d) *Åre valley, road section at highway E14*	Rekristalliserad, blastomylonitisk skiffer med mörka och ljusa band (fig. 92) *Recrystallised, blastomylonitic shale with biotite-rich dark and quartz-rich lightcoloured laminae*
25. Helagsskollan - Särvskollan *HeN(Seve)/SN*	12 km öster om Gäddede i ett pass mellan Klumpfjället och Brattlidfjället (22E 1g) *12 km E of Gäddede, gorge between Klumpfjället and Brattlidfjället*	En tjock mylonitsekvens med bergartsfragment från liggande och hängande tektonisk enhet (fig. 85) *Thick mylonite sequence containing rock fragments from adjacent tectonic units*
26. Trondheimskollan - Helagsskollan (Seve) *Trondheim Nappe - HeN*	En överskjutningszon som sträcker sig från Sylarna i söder till Torrön i norr (20C) *Thrust zone from Sylarna in the south to Torrön in the north*	Olika breccior och myloniter *Different tectonic breccias and mylonites*

Sparagmitområden i västra Härjedalen

RÖDFJÄLLSOMRÅDET

Söder om Tännäs, från riksgränsen i väster till Lofsdalen i öster, sträcker sig ett område av Hotagenskollans berggrund, som domineras av en monoton serie av grå till gråvita, rödaktiga till rödvioletta fältspatkvartsiter. Övergångar till tämligen rena kvartsiter förkommer och det är därför möjligt att vendisk kvartsit finns representerad, fastän det ej varit möjligt att särskilja denna från de dominerande, mer arkosartade kvartsitiska sandstenarna av Långåtyp. Ett visst undantag utgör berggrunden i Brattriet och Skomskåru. I sydbranten av dessa fjäll uppträder en serie av grå fältspatkvartsit, som växellagrar med lerskiffer i ett flertal upprepningar.

Den sandiga komponenten växlar i sammansättning i olika lager, från ren kvartsit till finkorniga, men lokalt mer grovklastiska, arkosartade sandstenar. De pelitiska leden i serien består av grå lerskiffer, som även den varierar från mosten till lerskiffer. Skifferlagren är 0,1 till 5 m mäktiga. En sedimentation av liknande typ förekommer både i senprekambriska grupper och i den övervägande vendisk-kambriska Vemdalskvartsiten. Mest påminner lagerserien om en typ fältspatrika sediment med skifferhorisonter som förekommer i vissa delar av Särvskollan, t.ex. Hottögsfjället.

Det förtjänar påpekas att de nu beskrivna sedimenten tillhör ett berggrundsområde, Rödfjällsområdet, som i tektoniskt avseende står emellan Särvskollans metamorfa och mycket långtransporterade berggrund och Hotagenskollans sparagmitområden söder och öster därom. En del av Rödfjällsområdets arkoser tycks i fråga om tektonik, deformation och kaledonisk metamorfos stå nära den omgivande ögongnejsen. Vanligen förekommer tektonisk planförskiffring med fullständig rekristallisering av kvarts samt nybildning av både kalifältspat och muskovit. Sprickfyllnader av kvarts, som är relativt sällsynt inom de lägre skollorna, förekommer punktvis, exempelvis i Brattriet. Den allmänna metamorfosen i Rödfjällsområdet är alltså nästan densamma som i Särvskollan. Däremot saknas Ottfjällsdiabasens gångar helt i Rödfjällsområdets sedimentbergarter, som överallt skiljs från den diabasförande Särvskollan genom ett stråk av ögongnejs.

Inom Rödfjällsområdet finns också rätt stora variationer i deformation och metamorfos. Längst i nordväst finns förmodligen en mylonitzon mellan glimmerskiffrarna vid Rödfjället och Sylfjällsantiklinalen. Berggrunden är alltför dåligt blottad just där för att detta antagande skulle kunna bevisas. Nordväst därom, i sydbranten av Lilla Rutfjället strax norr om sjön Bolagens norra ände ligger emellertid arkos av sparagmittyp, avlagrad direkt på Sylfjällsantiklinalens granit. Båda bergarterna är föga tektoniserade och uppfattas som tillhörande den undre skollberggrunden.

På västsluttningen av Vättafjället har förskiffrad fältspatsandsten påträffats. Denna är en närmast helt rekristalliserad och något planskiffrig ljus muskovitskiffer, som innehåller enstaka reliktklastiska korn av fältspat och kvarts. I gränsen mellan ögongnejsen och glimmerskiffrig fältspatsandsten finns vanligen lager av dolomitisk kalksten. Ibland är denna även associerad med en några meter mäktig bank av vit kvartsit. Även i dessa avseenden finns alltså likheter både med Särvskollans basala Ulvbergsdolomit och med Hedekalkstenen i öster, t.ex. i Ránddalen. Rödfjällsområdets sedimentbergarter hör i tektoniskt avseende nära samman med ögongnejsen och torde därmed få anses utgöra en del av Offerdalsskollan.

OMRÅDET ROGEN–SÖRVATTNET–LÅNGÅ

Berggrunden i lågfjällen omkring Rogensjön byggs upp av ljusa, delvis vita, kvartsitiska sandstenar. De har normalt en mer tydligt markerad lagring än den rödare Långåsandstenen i östligare områden. Västerut fortsätter de ljusa sandstenarna och har en avsevärd utbredning i Norge (jfr Ringformationen, Nystuen 1980).

Berggrunden i området mellan Strådalen och Sörvattnet utgörs av vita till vitaktigt gula eller grå fältspatförande kvartsiter, som är ganska lika Vemdalskvartsiten. På berget Kölåsen, 5 km sydost om Sörvattnet, finns en kontakt mellan flackt lagrad, röd medelkornig (2–5 mm) kvartsitisk fältspatsandsten och på denna vilande finkornig (0,5–1 mm) ljust grå kvartsitisk, fältspatförande sandsten. Den överliggande, ljusa kvartsitiska sandstenen innehåller glest strödda korn av röd mikroklin. Förekomsten av dessa strökorn av röd fältspat har visat sig vara ett karaktärsdrag för många sandstenar som tillhör den senprekambriska Långåenheten. Vemdalskvartsitens bergartsled tycks sakna dessa pigmenterande röda fältspatkorn, även om fältspathalten i vissa lager kan vara betydande (Stålhös 1957).

Analogt med förhållandet på Kölåsen uppträder en äldre, mörkare röd och en yngre, finkornigare och ljusare fältspatkvartsit i stora delar av Hotagenskollans stora sparagmitområde, som sträcker sig mot nordost över Högvålen, Rannsundet och Långå. De finkorniga bergarterna bildar en mycket monoton berggrund av kvartsit, som normalt är hård och har svagt synlig lagring. Vid Sörvattnet möter man andra bergarter än kvartsit. I den äldre sträckningen av vägen, strax norr om vägskälet mellan Orsa–Tännäsvägen och Glötevägen, fanns tidigare små hällblottningar i vägbanan av en mörk fragmentförande bergart som innehåller kantiga fragment av bl.a. gångkvarts och dolomitisk kalksten. Dessa skärningar är nu övertäckta, men lokala block av samma

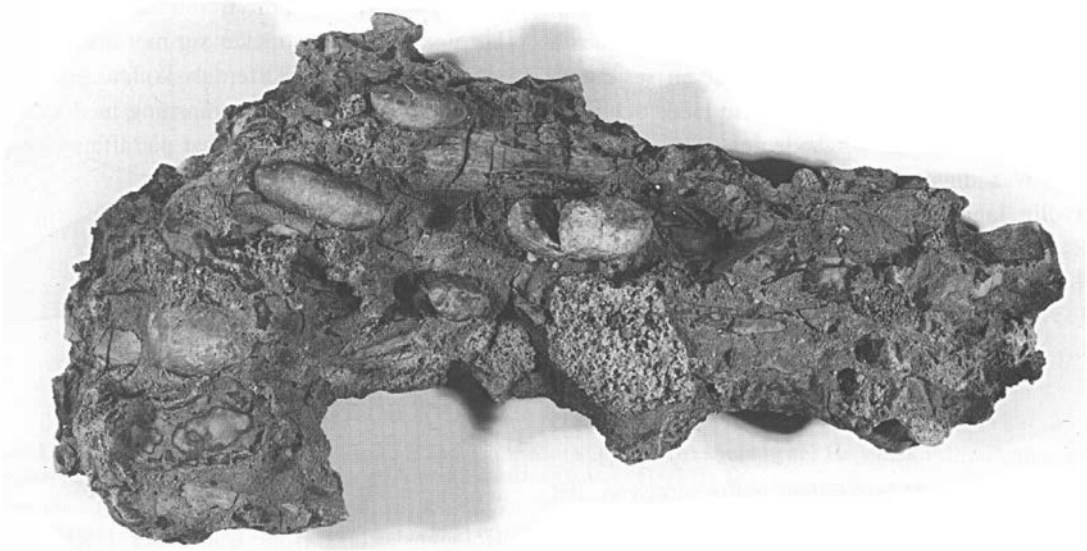


Fig. 38. Senprekambrisk tillit eller glaciofluvial sedimentbergart med kalkrik matrix. Kantiga och kantrundade bollar av dolomit, kalksandsten (Hedekalk) och sandsten samt välrundade bollar av kvartsit. Lokalblock vid nordstranden av norra Harrtjärnen, 1,5 km VSV punkt 939 (17D 0a).

Tilloid rock with calcareous matrix, angular pebbles of dolomite, calcareous and quartzitic sandstones and well rounded pebbles of quartzite. Erratic on the northern shore of Harrtjärnen, S. Jämtland (map-sheet 17D 0a).

bergart finns nära intill, vid stranden av Ytter Sörvattensjön. Bergarten är en tillitliknande diamiktit (= osorterad) med kantiga fragment av bl.a. kalksten upp till 3 dm i storlek.

Förekomsten av en liknande laminerad, dolomitisk kalksten av Hedetyp finns antydd genom ett stråk av glacialblock i terrängen omkring 1 km norr om Sörvattnets by. I dessa block är kalkstenen starkt deformerad av en småskaligveckning (krenulering). Kalkstenen är primärt laminerad genom en växling mellan skiffriga och sandiga skikt, en för Hedekalkstenen vanlig sedimenttyp. Kalkstensblocken avlöses längre mot nordost vid sjön Ståhån av block med kalkbolligt konglomerat. Man kan förmoda att det konglomeratet till ålder hör samman med den nämnda diamiktiten i Sörvattnet. Glacialblock vid Digerhågna 6 km nordost om Sörvattnet uppvisar en intressant fragmentbergart som innehåller kantiga fragment av Hedekalksten och väl rundade bollar av kvartsit (fig. 38).

Intill länsgränsen vid Sörvattnet uppträder en finkornig, röd fältspatkvartsit, som har stor utbredning västerut. Vid Fjätvallen i Kopparbergs län omkring 5 km sydväst om Sörvattnet finner man i ån Lillfjäten några meter mäktiga lager av dolomitisk kalksten (Hedekalksten), mellanlagrade av vit sandsten. Hedekalkstenen underlagrar den röda kvartsiten i omgivande höjder och ligger i basalt läge utskjuten på urberg. Där uppträder alltså Hedekalkstenen som basalbildning under Långåsandsten, vilket är vanligt i Härjedalen som bl.a. framgår av kartan.

Eftersom Hedekalkstenens faciesutbildning varierar mellan massformig, laminerad eller associerad med skiffer eller sandsten och den ej tycks vara helt uthållig i sidled bör den uppfattas som marginalfacies till den lägre delen av Långåsandsten. Den senprekambriska sedimentationen tycks ha försiggått i många bäckenbildningar, där de lokala förhållandena varierat. På analogt sätt har också Björlykke (1978) och Nystuen (1982) betraktat Hedekalkstenens norska motsvarighet Birikalksten, delvis som en marginalfacies till de mot Långåsandstenen svarande sandiga sedimentformationerna (tabell 1).

Kalvbergetdolomiten i Västerbotten betraktas av Gee m.fl. (1974) och Kumpulainen (1980) som yngre än tillhörande sandstensformationer. Kalvbergetformationen finns bara vid typlokalen, men i norra Västerbotten (Kulling 1942) uppträder lager av dolomit i Långmarkbergtillit, vilket nära motsvarar Kalvbergets stratigrafiska nivå.

Troligen har lokal kalk- och dolomitbildning förekommit vid flera tillfällen under den senprekambriska sedimentationen och de kalkhaltiga lagren bör därför inte tillskrivas alltför bestämd stratigrafisk nivå. Samma förhållande tycks också gälla beträffande de dolomitiska kalkstenarna i Särvskollans nära likåldriga sedimentserie. I länskartans södra del framträder tydligt att dolomitiska kalkstenar uppträder vid den mäktiga urbergslob som här representeras av Tännäs ögongnejs. I samtliga fall är det fråga om starkt deformerade bergarter av osäker och varierande faciestyp. Ändå verkar det sannolikt att det åtminstone delvis kan röra sig om med Hedekalkstenen likåldriga dolomiter, som både i Särvskollan och Hotagenskollan representerar en låg nivå i de senprekambriska lagerserierna.

Söder om Långå finns (Strömberg 1955) serier av sydvästligt stupande imbrikationsytor i de för övrigt enformigt

finkorniga, rödaktiga kvartsitiska sandstenarna. Ett decimetertjockt skikt av kvartsitisk mylonit observerades på dessa förskiffringsplan som tydligen representerar en serie små uppskjutningar. I Långåområdet, liksom vid Hede och i flera andra områden, tycks lägre liggande delar av sandstenarna vara mer grovsandiga och ibland konglomeratiska, vanligen med tydlig lagring, under det att övre delen är fin kornig och visar mindre framträdande skiktning. Dessa finkorniga kvartsiter sträcker sig mot norr där de möter överskjutningsplanet för Offerdalsskollans granit och ögongnejs. Hotagenskollans övre begränsning med kvartsitisk mylonit och ådror av ultramylonit har påträffats i ett fallhuvud i ån Rändan (Strömberg 1955).

Hotagenskollans östra gräns i södra länsdelen

Hotagenskollan har en väl fastställbar östlig gränszon, där den undre skollberggrundens Vemdalskvartsit med skiffrar och prekambrisk porfyr västerut dyker under Hotagenskollans granit och sediment. Denna tektoniskt viktiga zon är genomskuren av flera tvärdalar, där de geologiska strukturerna kunnat studeras. I botten av dessa djupa dalar finns även förlandets rotfasta berggrund, som i den östligaste gränszonen försvinner under kaledoniskt påverkad berggrund, där representerad av den undre skollberggrunden samt Hotagenskollan. Det förefaller som om autoktonens toppyta vid gränszonen får en ökad stupning västerut. Med början från söder kommer en serie områden att beskrivas som alla är belägna vid den nämnda kaledoniska gränszonen i länets södra del.

STRÅDALEN

Hotagenskollans överskjutning ligger vid södra länsgränsen intill Häggsbergets gård. Berggrunden där har behandlats tillsammans med den undre skollberggrundens Vemdalskvartsit i Storfjätenområdet (kap. ”Storfjäten–Lofsdalen”). Väster om Lofsdalen möter man den sydligaste av de förekomster av tektoniserat urberg som på många punkter uppträder i Hotagenskollans front. Omkring 2 km öster om Strådalen (16D) framträder detta urbergsmaterial i en liten höjdrygg. Bergarten där är så starkt deformerad att det är svårt att avgöra om den ursprungligen varit granit eller en mer finkornig, kristallin bergart. Den struktur som makroskopiskt kan observeras är en vanligen brantställd, tektonisk bandning, som är vanlig i myloniter av denna typ. Myloniter av samma typ har observerats även vid andra skollgränser, t.ex. under Offerdalsskollan söder om Mörsil, under Särvskollan öster om Storsjö och under Seveskollan öster om Kall. Det mylonitiserade urberget bildar underlag för förskiffrad, kvartsitisk fältspatsandsten som finns blottad i Stråan och tycks ligga isoklinalt sammanveckad väster om urbergsmyloniten. Sömlingsåsen innehåller vit till gråvit kvartsit i tämligen monoton utbildning.

RÅNDDALEN

Hotagenskollans front framträder i Ránddalen (17D 1e) både i form av en granittopp och sparagmitlager som är överskjutna med basal mylonit på den undre skollberggrunden. I Leveråsens södra del, 3 km NNV om Ránddalen, finns en röd, medelkornig, salisk biotitgranit, som liknar graniten i Tällbergsområdet söder om Hede. Den är i vissa zoner starkt omvandlad genom kataklas. Norr om graniten vidtar utan kända basalbildningar en röd, finkornig Långåsandsten (sparagmit). Såväl öster om granittoppen som vid Lillrånden på den västra sidan uppträder Hedekalksten växellagrande med gråvit, kvartsitisk sandsten. Vid Lillrånden avlöses Hedekalkstenen norrut av röd Långåsandsten som börjar med en basal breccia med talusblock av granit och ett några meter mäktigt rött polymikt konglomerat. Detta innehåller upp till 2 dm stora bollar av grå och röd sandsten av Dalasandstenstyp, grovkristallin mikroklingranit, kvarts- och fältspatporfyrer med tegelröd, violett eller brunröd färg, gångkvarts och vit kvartsit. Konglomeratet har en sandig till grusig mellanmassa med korn av röd fältspat. Detta konglomerat ligger intill en 10 m mäktig granitplatta som stryker i N16°V. Alla lagren av Hedekalksten m.m. vid Lillrånden har strykningar mot norr och stupningar omkring 50° mot väster (fig. 39). En småskalig veckaxel vid Lillrånden stupar 25°V.

I Leveråsbäcken på den sydöstra sidan av Leveråsen stupar Hedekalkstenen 60° mot NV. Också där växellagrar kalksten med kvartsitisk sandsten. Kalkstenarna av Hedetyp både öster och väster om Leveråsen är dolomitiska, vanligen laminerade samt rika på sandigt och lerigt detritusmaterial. Vid fallet i Rånden, 3 km VNV om Ránddalen, framträder Hotagenskollans överskjutning (fig. 40). Fallhuvudet utgörs av en hård, planförskiffrad, grönvit mylonit som bl.a. innehåller Hedekalkstensliknande fragment. Den mylonitiska skiffern är mer än 5 m mäktig och överlagras av tektoniserad Hedekalksten, som sträcker sig i strandhällar 100 m uppströms Rånden. Hedekalkstenen är uthållig i Hotagenskollans lägsta del och sträcker sig 5 km mot väster, där den hela

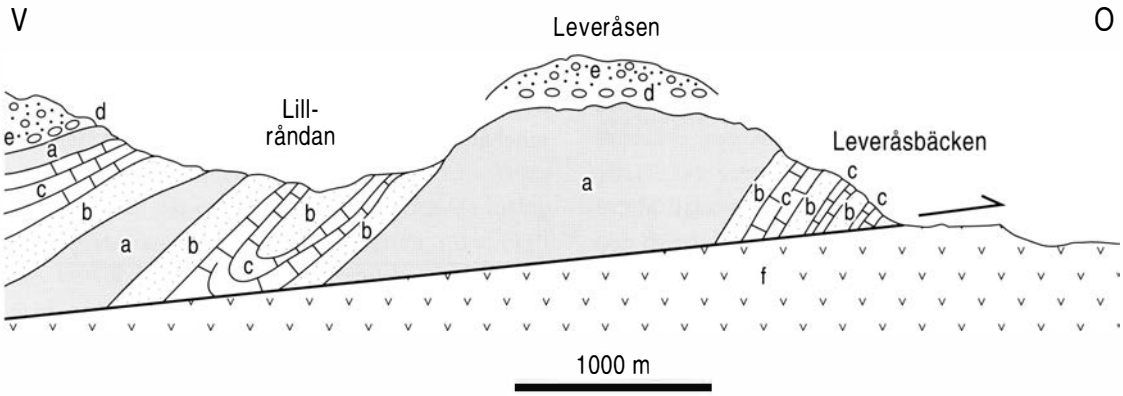


Fig. 39. Schematisk profil över Hotagenskollans front i Råndalen med: (a) granit, (b) kvartsit, (c) Hedekalk, (d) polymikt konglomerat och (e) röd Långåsandsten, alltsammans överskjutet på Vemdalskvartsitskollan (f). (17D 1e).

Simplified section through the Hotagen nappe front at Rånddalen. Symbols: (a) granite, (b) quartzite, (c) Hede arenitic limestone, (d) polymict conglomerate and (e) Långå sandstone, the above thrust onto the Vemdalen Quartsite.

tiden är begränsad till Råndens dalgång. Hedekalkstenen synes vara en basal randfacies till den röda sparagmiten, Långåsandstenen, vilken utbildad som finkorniga, kvartsitiska sediment har mycket stor utbredning i Hotagenskollan väster och sydväst om Rånddalen. Både vid Lillråndan och i Leveråsbäcken öster om granitklumpen i Leveråsen växellagrar som nämnts Hedekalksten med vit kvartsitisk sandsten. Sedimentära strukturer vid Leveråsbäcken indikerar en invertering av kalksten- och kvartsitlagren där (fig. 40).

Omkring 2 km uppströms fallet och bron vid Rånddalen har påträffats häll av veckad ordovicisk kalksten av annan faciestyp än den i Rånddalen (Karis Ca 53:2). Denna kalksten antas därför tillhöra den undre skollberggrunden.

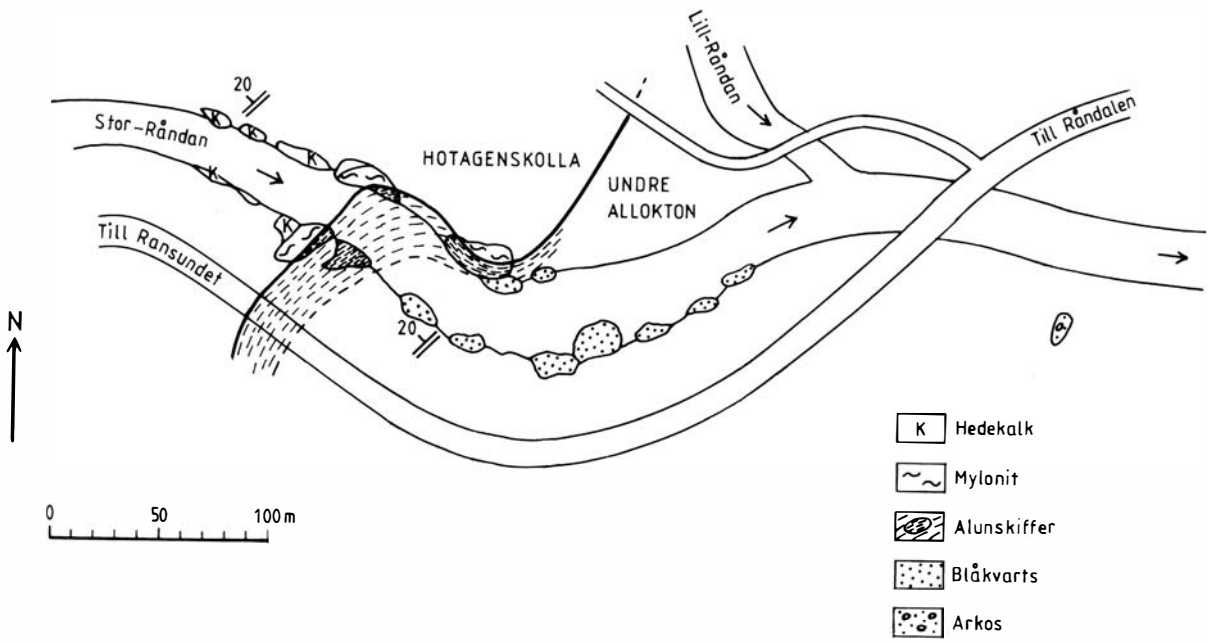


Fig. 40. Kartskiss över berggrunden vid fallet i Rånden. (17D 1e).

Detail map of bedrock geology at the Hotagen Nappe front. Rånddalen, S Jämtland (17D 1e).

HEDEOMRÅDET

Redan före sekelskiftet studerades berggrunden i Hedeområdet (17D 4–5 g–h) av Schiötz, Törnebohm, Högbom m.fl. Hedeområdet har senare beskrivits bl.a. av Strömberg (1952, 1955) och Stålhös (1956).

Hotagenskollans överskjutningsgräns markeras av en rad granitförekomster, som framgår av fig. 41. Överskjutningen framträder bl.a. vid Ulvberget, som ligger på Ljusnandalens norra sida, omkring 4 km öster om Hede. Hotagenskollan innehåller granit med pålagrad Hedekalksten samt Långå-

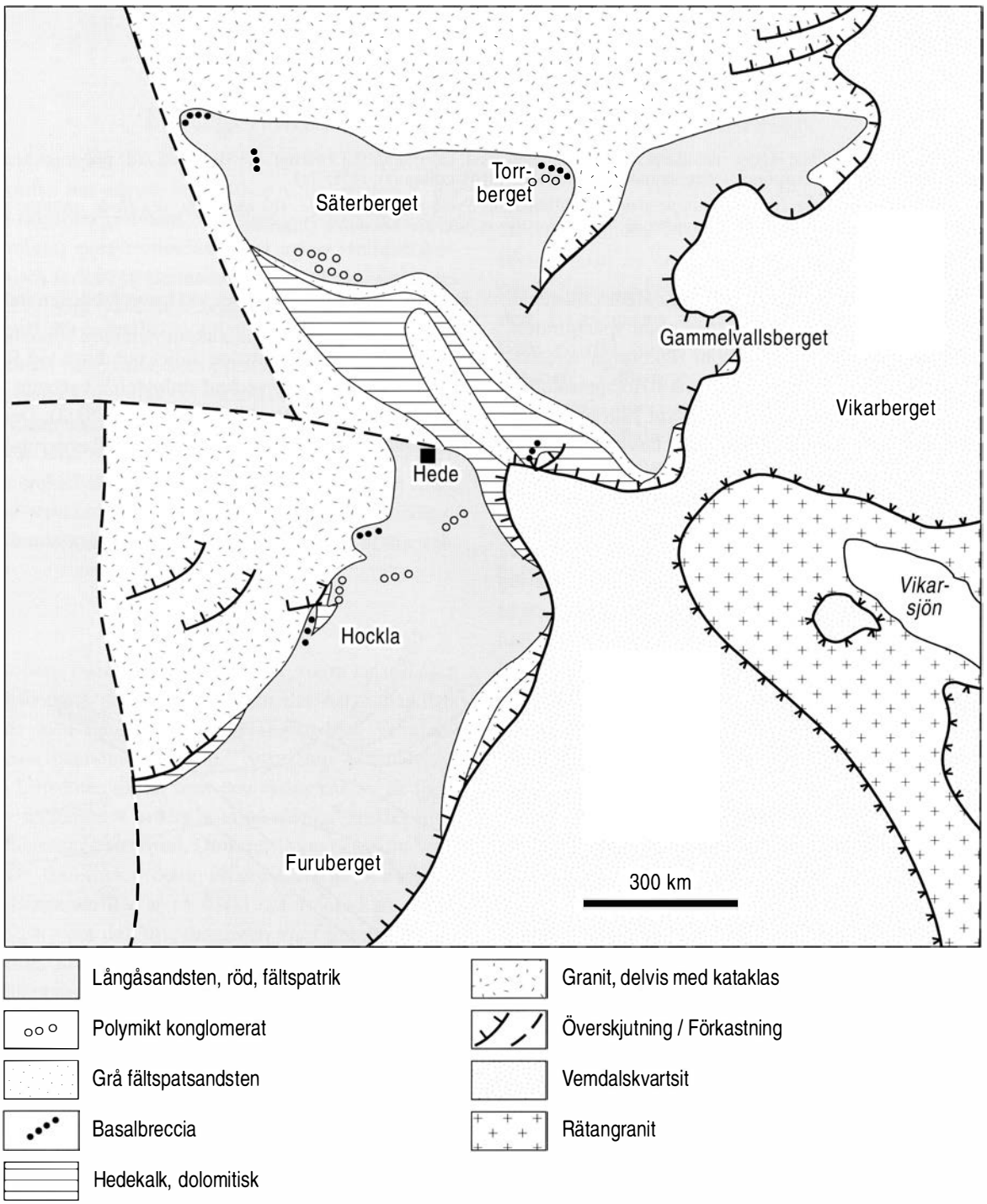


Fig. 41. Berggrunden i Hedeområdet (17D 4h), i huvudsak efter Stålhös (1957).
Bedrock map of the Hede region (17D 4h). Mainly based on Stålhös (1957).

sandsten med skiffer och konglomerat. Inslaget av prekambriska granitoidbergarter ökar successivt mot norr i Hotagenskollan, från sporadiska granitberg vid Strådalen och Rånddalen till en fullständig prekambrisk dominans norr om Hede.

Den undre skollberggrunden utgörs nästan helt av Vemdalskvartsit, men även där märks norröver ett ökande inslag av sedimentbergarternas prekambriska underlag, i detta fall övervägande ryolitiska bergarter (Östbergsporfyr). Vemdalskvartsiten tycks försvinna in under Hotagenskollan. I Ljungans dal, öster om norra Hede finns en sista häll av Vemdalskvartsit.

I Ulvbergets sydöstra brant kan man på avstånd från Ljusnan se ett västligt stupande hak, kallat Getgrottan (Stålhös 1956). I Getgrottan utgörs taket av tektoniserad, grågrön och ganska grovkristallin granit, som i den öppna grottans bakre vägg vilar på svart mylonit. Längre ner, i grottans golv, finner man mörka, moiga lerskiffrar samt en sandig breccia med kantiga bollar av kvarts och granit. Det synliga förskjutningsplanet, som tycks ingå i Hotagenskollans system av rörelseplan, förefaller att ha en stupning av omkring 15° mot väster. Öster om Ulvbergets brant fortsätter de moiga skiffrarna, med inslag av arkoslager innehållande kantiga fragment av kvarts och kvartsit.

Graniten i Ulvberget är gröngrå, biotitförande och relativt grovkristallin. Den är genomsatt eller breccierad av cm-breda sprickor innehållande en kloritisk krossbergart. Uppe på Ulvbergets hjässa vilar en grå sandsten direkt på den tektoniserade graniten utan några tecken på tektonisk förskiffring vid kontakten. Omkring 150 m längre mot norr följer en 20 m hög brant av finkornig, röd Långåsandsten (sparagmit). Man finner alltså där inga bestämda tecken på överskjutning mellan granit och pålagrade sandiga sediment. En ytterligare bekräftelse på den nära stratigrafiskt tektoniska samhörigheten mellan granitberggrunden i Hedeområdet och de på denna lagrade sandstenarna finner man i Torrberget. Från nordost mot sydväst finner man på Torrbergets nordöstra topp bergarter i följande ordning:

1. Grovkornig, röd granit av Rätantyp.
2. Granit med sprickfyllnad av violett, moig lersten.
3. Breccia och konglomerat med stora bollar av underlagets granit.
4. Rosa till violett, kvarsitisk fältspatsandsten av Långåtyp.

Hedeområdet ger en god belysning av sparagmitbergarternas (jfr Hedmarkgruppen, Björlykke m.fl. 1976) stratigrafiska förhållanden (tabell 1). Långåsandstenen i vidaste bemärkelse representerar en flera tusen meter mäktig serie av övervägande sandiga sedimentbergarter. Den sedimentära utvecklingen har lokalt varierat starkt och sedimenten har inslag av grovbolliga konglomerat, skifferlager, fältspatrika sandstenar och tämligen rena kvartsiter. Vanligen är sandstenarna röda, med variationer från violett till brunt eller rosa, men även sandstenar med grå nyanser förekommer. Sandstenarna lagrar vanligen direkt på granit, så som nyss

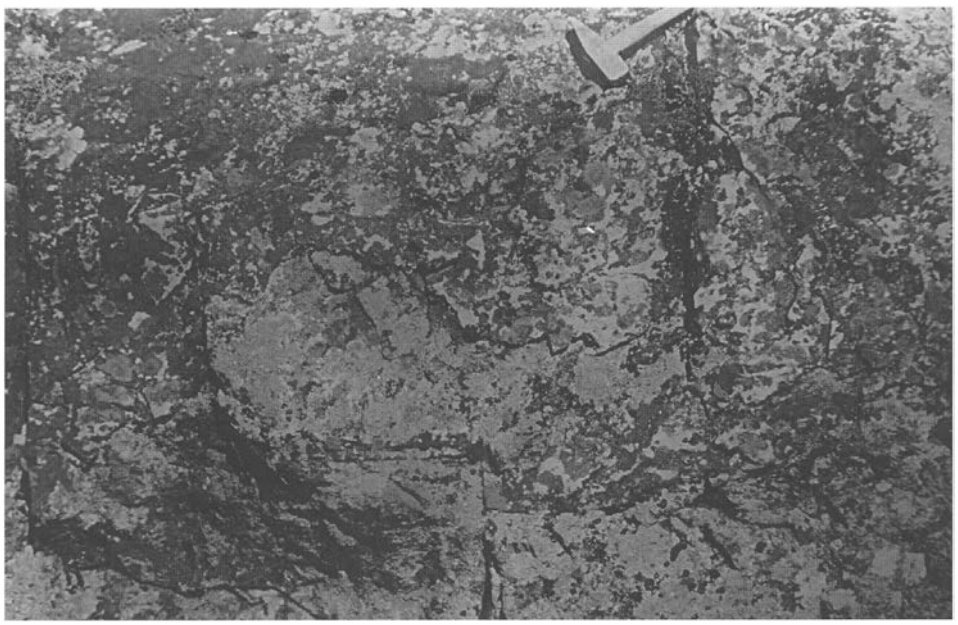


Fig. 42. Breccierad och mylonitisk kontakt mellan överliggande, skölig ögongnejs (bildens övre del med hammaren) och ljus kvartsit i Långåsandsten (bildens undre del). 1 km norr om Mittåfallet (17D 7e).

Sheared as well as brecciated contact between tectonized Tännäs Augengneiss and mylonitic quartzite of the Långå Formation at Mittåfallet (17D 7e).

beskrivits från Torrberget. På några ställen uppträder laminerade kalkiga lager (Hedekalksten), till synes vid sandstensseriens lägsta led.

Hedekalksten är i normal utbildning en laminerad kalksandsten. Den är troligen en grundvattenbildning med tidvattenprägel och den har avsatts i skyddade, avsnörda småbassänger. Vid berget Hockla, 3 km sydväst om Hede (Stålhös 1956), finns lager av kalkig, laminerad skiffer och dolomitisk kalksandsten på flera nivåer i den understa delen av den sandiga lagerserien. Underst anstår ett basalt, mörkt konglomerat, som innehåller bollar av företrädesvis vit kvarts och kvartsit i en mellanmassa av granitens mineral. Liknande basalbildningar har iakttagits också på andra håll, såsom vid Säterbergets västra ände, på Stavsåsen söder om Hede och vid Vemdalen (Strömberg 1955). Den granitklump som finns blottad norr om gamla vägen och järnvägsövergången i Norra Hede har pålagrade arkosartade breccior med kalksandsten och Hedekalksten, alltsammans med tektonisk deformation eftersom lokalen ligger nära Hotagenskollans bas. Intraformationella konglomerat med porfyrbollar uppträder i denna lägre delen av Långåsandstenen vid Hede. Konglomerat av denna typ finns också vid Hockla, på Stavsåsen, vid Dammen i Kvarnån, växellagrande med brun skiffer, och som grusiga skikt i stor mängd i Säterbergets södra brant. Den tektoniska bilden domineras av granitmassiven vid Hede. I det södra området har det stora granitblocket delvis tryckt ihop sparagmitfältet och särskilt i söder skjutits mot sydost över detta. Graniten är så tektoniserad i den södra delen att bergarten av Högbom i den dåvarande länskartan (1920) markerades som porfyr. Den begränsade överskjutningen av granit över sparagmit vid Hockla blir ännu tydligare vid Tällberget, där deformerad Hedekalksten stupar in under granit.

I det norra området är sedimenten regionalt sammanveckade med en nordvästligt strykande veckaxel. Sandstenslagren synes bilda en flack synklinal, under det att den mer plastiska Hedekalkstenen veckats isoklinalt, och delvis med sönderslitna veck. Dessutom finns det tektoniska störningar av ost–västlig riktning både söder om Husberget och i Ljusnandalens mitt. Vemdalskvartsiten öster och söder om Hede är delvis ganska mäktig, uppskattningsvis 500 m. Den är i allmänhet veckad i isoklinala veck, med axialplanet stupande 20–40° västligt. Endast längst i öster, vid Sörviken och runt Vikarsjön, finns autokton Rätangranit.

Väster om Hede till ca 10 km väster om Långå anstår den finkorniga röda sandstenen. I dessa västligare områden saknas både de grövre konglomeratlagren och till synes även Hedekalkstenen. Dessa sediment förefaller därför att vara knutna till en strandnära miljö, eventuellt en högre strand med porfyrberg. De finkorniga kvartsitiska sandstenarna torde ha en mäktighet av flera tusen meter.

VEMDALEN

Tolv kilometer uppströms Sör-Vemån mot nordväst från Vemdalen (17D 6i) kan man finna flera lokaler med överskjutning av granit på Vemdalskvartsit. Kontaktytorna stryker i allmänhet NNO till NO och stupar vanligen 20–25° mot nordväst. Både över- och underliggande bergarter är mer eller mindre starkt tektoniskt förskiffrade. Lokalt har graniten några meter mylonit och i allmänhet är bergarten sköligt uppkrossad flera tiotal meter ovanför rörelseplanet. Det tycks vara en hel serie av uppskjutningar och denna imbrikationstektonik sträcker sig i en zon av flera kilometers bredd vidare mot norr och nordost. I Vemdalskvartsiten visar förskiffringszoner bl.a. veckaxlar som stupar ungefär 35° mot väster. Tunna plattor av sparagmitliknande sediment finns även i den nordvästligare, i stora drag granitiska Hotagenberggrunden och är deformerade analogt med omgivande urberg.

DOVELSÅN

Mer svårtolkade är förhållandena vid Dovelsån (18E 0b) vid norra änden av Lännässjön. Längs sjöns västra strand i söder finner man den undre skollberggrundens överskjutning av kvartsit på rotfast Rätangranit. Vid Dovelsån uppträder både mylonitiskt urberg och kvartsit lagrad på granitiskt eller porfyrartat underlag. Mylonitisk granit finns även i Dovelshögen och Lillbörtnansbergen söder om Börtnan. Väster om Börtnan framträder åter ett fönster av den undre skollberggrunden, där representerat ej endast av Vemdalskvartsit utan även av ordoviciska turbiditer. Hotagenskollan bildar här tydligen ett begränsat täcke och överskjutningens västra sida har iakttagits både 6 km norr om Börtnan och vid Flåsjöberget, 5 km sydväst om Börtnan. Den undre skollberggrundens stratigrafiskt högsta led i detta område, turbiditskiffrarna, finns normalt anstående strax under skollgränsen.

Väster om Börtnan är Hotagenskollans förekomst osäker. Offerdalsskollan förefaller normalt vara enda förekommande enhet mellan undre skollberggrund och Särvskollan. Endast granitfönstret öster om Storsjö Kapell och Storsjön kan tänkas motsvara Hotagenskollan. Över graniten följer Särvskollan direkt över en mylonitisk Offerdalsskolla.

OMRÅDET NÄRMAST FUDAUTLIGGAREN

Norr om Börtnan saknas nästan helt observationer från Hotagenskollans gränser. På Skrovelberget går en nordvästlig förkastning mellan granit och Långåsandsten. Vid Lötsjön finns nära skollgränsen en tillitliknande ”boulder clay” som har lerigt matrix och strödda, små kantiga bollar men föga tecken på någon tektonisk brecciering. Fyra kilometer norr

om Moberget finns ett grustag i en skölig, tillitliknande breccia, som uppåt övergår till ett konglomerat i Långåsandsten. Breccian har ett intressant inslag av rödgul fältspat från en pegmatit av okänt ursprung. Vid Persåsen finns i ett vägdike en tektonisk breccia med branta s-ytor i ett granitiskt material och den torde snarast höra samman med (Mörsil-) Persåsen (-Hoverbergs) förkastningen. Hotagenskollan representeras i förkastningsbranten av ett grovbolligt konglomerat i nu övertäckta vägskärningar. Den övre skollgränsen mot Offerdalsskollan markeras av mylonitiska skiffrar i en hög vägskärning längs vägen Persåsen–Börtnan.

I mellersta Jämtland kan västliga delar av Oldfjällen uppfattas som en motsvarighet till Hotagenskollan. Gränsen till denna skolla är emellertid osäker. Inom urbergsfönstret märker man en regionalt och stegvis tilltagande grad av tektonisering mot nordväst. Denna starkare tektonisering är särskilt tydlig vid överskjutningarna öster om Torrön, men även redan väster och nordväst om St. Mjölkvattnet märks denna ökning av berggrundens deformation. I mylonitzonen vid Korsvattnet i Oldenfönstret tycks graden av deformation avta mot söder. De små imbrikationerna i den östligaste delen av urbergsfönstrets gräns mot Ansättenutliggaren utgör tecken på uppskjutning och delvis överskjutning av urberget mot öster.

Björnhåberget, 10 km öster om Storsjö Kapell (18D 3e), representerar en stor kropp av urberg, som endast med tvekan skulle kunna räknas in i den undre skollberggrunden. Detta tektoniska fönster gränsar uppåt direkt till Särvskollan och måste därför förmodas tillhöra Offerdalsskollan eller Hotagenskollan. Vid detta urbergsfönster saknas underpaleozoikum, men en tektoniserad kalksten uppträder under urberget på den östra sidan.

Risekonglomeratet i mellersta Jämtland

Ovanför Rise by i Offerdal reser sig bergbranten av Risekonglomeratet, som av Asklund (1938), (fig. 43) kallades Offerdalskonglomeratet. Det är här tydligen lokalt mer än hundra meter mäktigt och sträcker sig i en samlad förekomst från Västbyn i öster till Ekeberg i väster. Förskiffringen är lokalt ganska stark i konglomeratet och i dessa partier är bollmaterialet deformerat med en s-yta som stupar omkring 20° mot väster. På andra lokaler påträffas partier med välbevarat, ringa pressat Risekonglomerat, exempelvis vid bergtäkten på Kläppberget. Konglomeratbollarna består till en helt dominerande del av porfyr och kvartsit. Vid Rise kan man finna konglomeratets liggandekontakt på några ställen under branten. Där vilar det med en tektonisk störning direkt på en pressad svart skiffer. På ett ställe är konglomeratets front genomskuren av en liten dal där en skogsbilväg går upp. Inne i dalen, omkring 1,5 km från bergets södra brant, finns några hällar av Bergekalksten, som där tydligen bildar den närmaste bergarten under konglomeratet. Kalkstenens sedimentära lagringsplan stupar mot norr under det att skiffrighetsplanet i den närmaste hällen av konglomerat stupar 30° mot VNV. Redan av dessa observationer framgår att Risekonglomeratet vanligen vilar på de översta leden i den undre skollberggrundens paleozoiska lagerserie, men till synes utan något stratigrafiskt samband med dessa.

I bergryggen norr om Rise uppträder sedimentet vanligen i form av västligt stupande lager av konglomerat, ibland omväxlande med röd sandsten. I den östra delen av berget, nordväst om Tulleråsen, påträffades även porfyrmylonit i detta paket av grusartade sediment. En liknande deformerad ryolitporfyr finns även i den norra delen av Västbyn, samt längre västerut vid vägen till Almåsa.

På den västra sidan av hela höjdområdet och söder om Hållan har jag funnit att konglomeratet ingår i en intressant serie:

- Offerdalsskollans bas med biotitskiffer (överst)/vit kvartsit/dolomitiska skikt/grå skiffer, delvis laminerad/Risekonglomeratet/tillitoid breccia.
- Dolomitlager uppträder lokalt inne i konglomeratet (jfr Hedekalkstenen). Norr om Hållan har jag funnit ett par stora, lokala glacialblock av konglomeratet med en inlagrad, dm-tjock lins av dolomit.

Bollmaterialet i Risekonglomeratet undersöktes och kvantifierades av Göran Åberg 1966 i några västliga lokaler. Porfyr och kvartsit förekommer till vardera nära 50% med enstaka bollar av kalksandsten. Sammansättningen varierar emellertid i olika lager av konglomeratet. Sammanfattningsvis kan sägas att Risekonglomeratet med tillhörande lager förefaller att utgöra led i en senprekambrisk lagerserie som mycket liknar sparagmitkonglomeraten i de södra och norra länsdelarna.

Fig. 43. Hotagenskollans överskjutning på den undre skollberggrunden. Ett rött porfyrbolligt konglomerat i Risebergets sydbrant vilar med överskjutningskontakt på pressad, ordovicisk Kogstaskiffer. Rise by öster om Offerdal (19E 8d). Hammaren nära bildens centrum är ca 40 cm lång.

The basal thrust-plane of the Hotagen Nappe covering the Lower Allochthon. A conglomerate of porphyry cobbles, representing the Hotagen Nappe, is thrust on the Ordovician Kogsta Shale of the Lower Allochthon. Rise, E of Offerdal (19E 8d). Length of hammer c. 40 cm.

Fig. 44. Konglomerat i den röda sparagmiten (Långåsandsten) med bollmaterialet helt dominerat av porfyr med ett inslag av kvarts. Väghäll 1 km norr om Linjeviken (21F 6d).

Conglomeratic member in the Långå Sandstone. Pebbles dominated by porphyry, and with a few pebbles of quarts. Road-cut c. 1 km N of Linjeviken (21F 6d).

Hotagenskollans gränser norr om Hotagen

Tre strukturella element har präglat den tektoniska strukturen i Hotagenskollan. Det viktigaste utgörs av imbrikationstektonik med övervägande nordnordöstlig orientering av rörelseplanen, som troligen till stor del först tillkommit under den Finnmarkiska deformationsfasen i kambrisk och tidig ordovicisk tid. Vidare påträffar man en förkastningstektonik med nordvästlig strykning. Den hör samman med Hotagenförkastningen m.fl. och den förefaller att växelvis vara såväl äldre än, samtidig med som yngre än andra dokumenterade kaledoniska rörelser. Slutligen inträffar den skandiska överkjutningstektoniken vid silurtidens slut, varunder Hotagenskollan förts till sin nuvarande plats under kompletterande rörelser i alla äldre lineament och förskjutningsplan. Hotagenskollans liggande gräns är alltid en söndersliten flexur.

Vid Hotagensjön framträder Hotagenskollan som en betydande tektonisk enhet. Sjön och förkastningen vid denna utgör som tidigare nämnts en viktig gräns, där den geologiska strukturen plötsligt ändras. De paleozoiska lagren, som i mellersta Jämtland sträckt sig långt västerut, saknas väster om den flexurliknande gräns för Hotagenskollan som sträcker sig norröver från Ålviken.

Från Rötviken kan Hotagenskollans gräns följas mot nordväst i Häbbersdalen, och vidare över riksgränsen in i Norge. Överskjutningsgränsen mellan den undre skollberggrunden i Oldenfönstret och Hotagenskollans prekambriska berggrund är topografiskt tydlig, men fattig på myloniter. Skollorna av tektoniserat urberg i de norra och västra kanterna av Oldenmassivet kan förmodas vara motsvarigheter till Hotagenskollan, som endast sporadiskt finns representerad i länets mellersta del. Dessa västligaste delar av Oldenmassivet behandlas i avsnittet med detta namn.

På udden vid Hotagens kyrka finns en fyllit som liknar den mylonitiska fyllit som vanligen, t.ex. öster om Ansättenutliggaren, bildar den mellersta skollberggrundens bas. Norr om Hotagens kyrka finns Vemdalskvartsit och Långåsandsten (sparagmit). De sedimentära lagren är här imbrikerade tillsammans med porfyr och granit i ett system av små sammanskjutningar.

Nordost om Ålviken (20E 7g) markeras Hotagenskollans övre gräns tydligt vid en liten tjärn. Vid skogsbilvägen 2 km sydost om St. Brinnsjön, finns ett manglat, kvartsitbolligt konglomerat, som påminner om Vemdalskvartsitens konglomerat och har bollar av kvarts och vit fältspat. Ovanpå konglomeratet ligger en packe av mylonit, delvis porfyrmylonit, som kan följas mot norr. Denna mylonitzon fortsätter med mer osäkra mellansteg till Bågede och bildar en gräns mellan Offerdals- och Hotagenskollorna i detta område. Vid Hotagenskollans liggande, zonen Ålviken–Finnvattshöjden, framträder normalt en flexurartad uppböjning i den undre skollberggrunden. Därigenom finns de lägsta stratigrafiska leden såsom kvartsit och svart skiffer vanligen närmast intill överskjutningen. De underpaleozoiska lagren saknas där-

emot som nämnts i Hotagenskollan, vilket förhållande gäller såväl i norra som i södra Jämtland. Det förefaller som om Hotagenskollan, med sitt inslag av urberg och avsaknad av paleozoiska lager, under paleozoisk tid fram till de kaledoniska överskjutningarna, har utgjort del av ett resistensområde.

Omkring 1 km nordväst om Ålviken har en förekomst av tillit omnämnts av V. Schenk (1975). Förekomten har inte påträffats i föreliggande undersökning. I området förekommer dock en starkt breccierad granit, troligen sönderdelad till följd av närheten till Hotagenförkastningen som stryker mot nordväst längs sjön. Den tektoniska breccian, som kan vara förvillande lik tillit, men som är monomikt i blockmaterial, kan vara den enhet som tolkats på annat sätt.

Vid Tjärnafjällsjön nordväst om Tuvattnet (20E 7i) finner man exempel på den komplicerade tektonik som normalt kännetecknar Hotagenskollans gräns mot den undre skollberggrunden. Den sistnämnda är sammanskjuten genom imbrikationer i höjden norr om Tuvattnet. I höjdryggen norr om Tjärnafjällsjön finns också Hotagenskollans överskjutning, som framträder genom att granitiska bergarter i höjderna omger den undre skollberggrundens kvartsit vid Lillsjön. Överskjutningen kan också följas i en utliggare av granit på kvartsit och porfyr i höjden Tjärnafjället.

Vid den västra änden av Lakavattnet börjar glacialblock av förskiffrat porfyrbollskonglomerat att uppträda. Blocken ökar i frekvens västerut och de kommer från en mindre överskjutning under Erfjällets sedimentpacke. Erfjället (se nedan) representerar en kvarstående rest av de senprekambriska sandiga lagren, Långåsandsten, som eventuellt haft en större utbredning i området innan de troligen eroderats i omgivningen. Erfjällets sandstenar och konglomerat överlagras mot nordväst vid den gamla gården Almdalen (21E 9h) av grå laminerad Ekreskiffer och Vemdalskvartsit. Där finns också en mindre överskjutning av porfyr vid foten av Kojklumpen. Fjällbranten väster därom har av författaren uppfattats som Offerdalsskollans front. Gränsdragningen mellan skollorna är här i viss mån schematisk, eftersom både Hotagenskollan och Offerdalsskollan i detta område uppvisar flera inre överskjutningar som det är svårt att klassificera till storleksordning. Offerdalsskollans basala myloniter, som omnämndes från trakten väster om Foskvattnet, är vid Almdalen dolda av jordlager och talusblock från Grubbfjällets höga bergbrant av porfyr.

Vid Öjarsklumpen och Finnvattshöjden (21E 1e) fortsätter Hotagenskollans undre gräns mot nordost som en gräns mellan den undre skollberggrundens kvartsit och rotfast berggrund i öster och sparagmit plus granit och porfyr i Hotagenskollan. Skollgränsen saknar kända myloniter och är dold till Svanavattnet, men man finner dock en tendens till små imbrikationer och flexurstrukturer längs skollgränsen. På Granberget, 3 km söder om Svanavattnet, finner man den röda fältspatsandstenen i Långåformationen lagrad på granit.

Intill den västra stranden av Svanavattnet har jag funnit en liten höjd av förskiffrad granit som ligger över pelitisk skiffer, blottad i en bäck. Branten av Hotagenskollan med urberg och sparagmit reser sig mer än hundra meter högt i terrängen väster därom. Den mycket måttliga grad av förskiffring som kännetecknar gränszonen där mellan den undre skollberggrunden och Hotagenskollan överensstämmer påtagligt med förhållandet mellan dessa enheter i Härjedalen i söder, som beskrivits i det föregående. Där finns också uppkrossad granit, (Lofsdalen, Råndalen, Hede) men även imbrikationsstrukturer (Vemdalen, Dävlan). Av detta att döma föreligger en väl bevisad överskjutning (Börtnan), men ändå av begränsad storleksordning.

I området omkring St. Byvattnet visar Hotagenskollan en stratigrafi av yngsta prekambrisk ålder, med bland annat basala konglomerat lagrade på granit, samt sandstenslager som delvis är grusförande och arkosartade, tillsammans i kartan betecknat som Långåsandsten. Här och var finns även tillit, grå till violett skiffer samt vit kvartsit, i nämnd ordning lagrade på Långåsandstenen. Konglomeraten vid Strömberget väster om Lidsjöberg synes motsvara det av Asklund (1938) beskrivna, likaså basala konglomeratet vid Storåns gamla kraftstation (21F 7d), norr om Lidsjöberg. Överskjutningen mellan Hotagenskollan och den undre skollberggrunden är av osäker karaktär norr om Lidsjöberg. Deformationen genom veckning är emellertid ganska stark. Inre överskjutningar som av allt att döma tycks ligga inom Hotagenskollan, finns i det just beskrivna området. Toppen av berget Rönnhögen mellan Svaningssjön och St. Ringsjön (21F 5c) synes bilda en utliggare, som troligen hör samman med urberget väster om Svaningen. Vid Torsfjärden (21F 7b) märker man en ökning av deformationen i urberget västerut. Gränsen mellan Hotagenskollans deformerade urberg, lokalt närmast en form av kataklasgranit, och Offerdalsskollans myloniter kommer i Ströms Vattudal först något öster om Bågede (21F 7a) och kan därifrån följas mot norr.

Hotagenskollan i Harrsjöområdet (21G 8d) är imbrikerad och uppdelad i flera delskollor, varför ingen distinkt gräns förekommer mot den undre skollberggrunden (jfr Storånkonglomeratet och profiler av Asklund 1938 vid Sjougdälven samt Gee 1972).

ERFJÄLLET MED OMGIVNINGAR (20E 8I)

Stakafjället reser sig högt över låglandet vid Storåns dalgång och Hotagenskollans överskjutning är där dold under talusfyllda branter. Porfyrer med granitinslag vid Lakavattnet tycks vara något överskjutna österut på kvartsit och Föllingegråvackor och bildar en övergångzon. Längre mot sydväst är en granithätta på Tjärnafjället överskjuten på

kvartsit och porfyr och utgör tydligen en utliggare från Hotagenskollans huvuddel. Runt Lillsjön, 2 km norr om Tjärnafjällsjön, anstår Vemdalskvartsit som avgränsas uppåt av Hotagenskollans överskjutning, med granit i alla höjder däromkring. Väster om Lakavattnet tilltar deformationen mot nordväst i urberget och därmed bekräftas i första hand Hotagenskollans överskjutning över den undre skollberggrunden.

Lagerserien i Erfjället stupar mot nordväst in under Grubbfjället och Offerdalsskollan. På Erfjällets östra sida ligger tjocka linser av Långåsandstenens grova, mäktiga konglomerat. Det är kraftigt förskiffrat vid fjällets fot och visar att lagren sträckts ut i riktning SO–NV och stupar 60°. Konglomeratet innehåller 2–10 cm stora bollar av bl.a. porfyr, kvartsit och kvarts. De mer finkorniga leden av Långåsandsten är också något förskiffrade och bildar med nordstupande lager de högsta topparna på Erfjället. Den totala mäktigheten av Långåsandstenens lager kan uppskattas till mer än 2000 m. På den västligaste av topparna innehåller sandstenen skikt av lerskiffer. Genom förskiffring har Erfjällets sandstenar erhållit en karaktär av hård glimmerskiffer, varigenom de liknar motsvarande hårda skiffrar i Offerdalsskollan och Särvskollan. Dalen norr om Erfjället har eroderats fram i den varviga, mjuka Ekreskiffern, som också den stupar brant mot norr och nordväst. Den tycks vara isoklinalt sammanveckad och visar en västlig lineation, t.ex. S70°V/25°. Blottningar av Ekreskiffern finns bl.a. där bäcken från Almdalen faller ut i St. Djupvattnet.

Granit, sparagmit och tillit i norra Jämtland

Hotagenskollans basala överskjutning möter man längst i norr vid länsgränsen (enligt den gamla länsindelningen), väster om den lilla Åsjön, omkring fyra kilometer nordost om Norrsjön (22F 2f). Några hundra meter öster om Norrsjöns östra vik markeras den tektoniska gränsen av den dalgång som stryker i sydväst–nordost. Hotagenskollans röda fältspatsandsten anstår både öster och väster om Norrsjöns by och stupar 30°–50° mot nordväst. Vid Näset och Sörsjön, sydväst om Norrsjön, ligger den röda fältspatsandstenen hela tiden över och väster om sammanveckad Vemdalskvartsit och Ekreskiffer. På Långmarkberget (fig. 49) öster därom finner man den undre skollberggrundens lagerserie överstjälpt mot öster och delvis inverterad (fig. 51).

Vid Hansselet och Tomas Hansselet blir den tektoniska bilden mer komplicerad. Nordvästligt riktade tvärförkastningar vid Näset har spjälkat upp den röda sparagmitens gräns, som återfinns vid Bergvattnet i väster. Samtidigt förflyttas Hotagenskollans yttre gräns långt österut till Harrsjön, troligen genom en relativ sänkning av det södra berggrundsblocket. Vid Harrsjöån finns flera nordöstligt strykande imbrikationszoner parallellt med skollans gräns som fortsätter i sydvästlig riktning till Gärdsjön (21F 6d). Vid denna sjö finner man flera uppskjutna granitkilar som antyder imbrikationsstrukturen. I detta område finner man alltså en motsvarighet till de imbrikationsstrukturer i samma zon mellan Vemdalskvartsiten i den undre skollberggrunden och Hotagenskollan som beskrivits från Sör-Vemåns dalgång i södra Jämtland (Strömberg 1955).

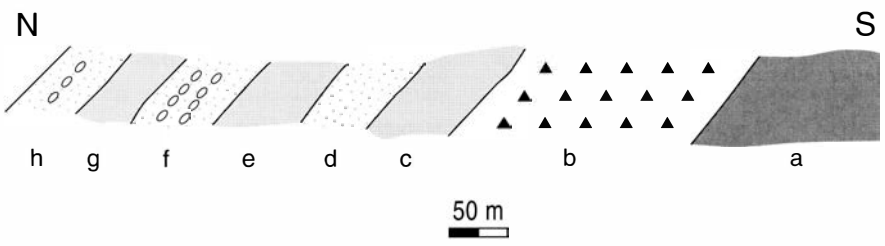


Fig. 45. Schematisk profil av de senprekambriska lagren vid Bergvattnet (22F 1f). a = basal granit, b = tillit, c = grön lersten, d = finkornig grå sandsten, e = grön, laminerad skiffer, f = konglomeratisk arkos, g = mörk lersten, k = konglomeratisk arkos.

Schematized section of the late Precambrian strata at Lake Bergvattnet (22F 1f). a= basal granite, b= tillite, c= greyish green shale, d= grey, fine-grained sandstone, e= grey, laminated shale, f= arkose, partly conglomeratic, g= dark grey shale, k= arkose, partly conglomeratic.

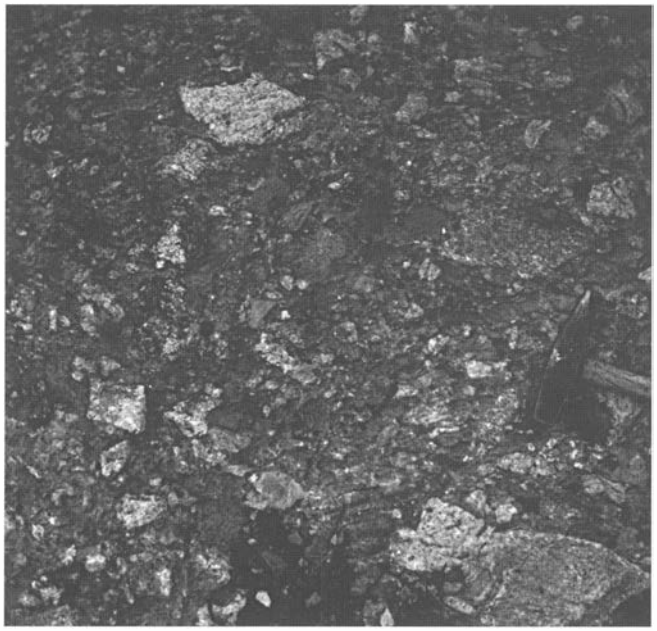


Fig. 46. Tillit som kan hänföras till grusig lokalmorän avsatt på ett granitiskt underlag och med starkt inslag av lokal granit i bottenmaterialet. Bergvattnets södra sida (22F 1f).

Late Proterozoic tillite, deposited on a basement of granite and with mainly granite pebbles of local origin. Bergvattnet, northern Jämtland (22F 1f).

Fig. 48. Basal, röd Långåsandsten med isräfflor under senproterozoisk tillit vid Erik Mattsselet (22F 0f).

Glacial striae below the upper Proterozoic tillite. Locality as in Fig. 46.

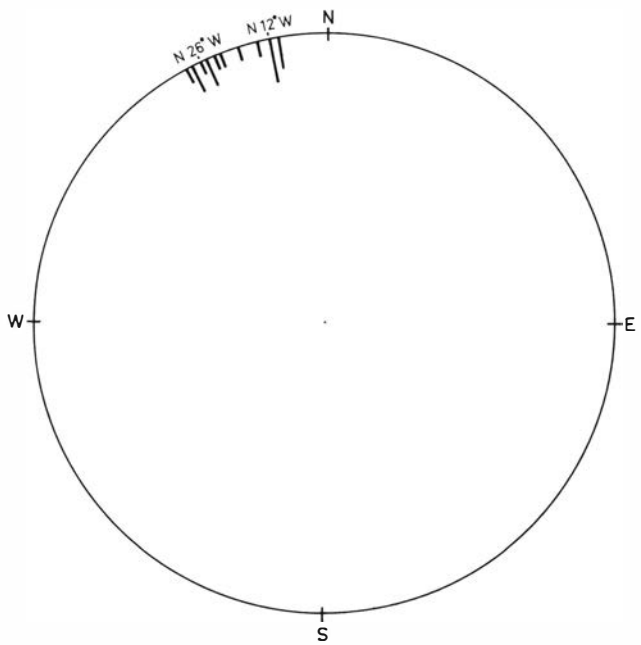


Fig. 47. Orientering av 15 isräfflor från den senproterozoiska glaciationen (Varangeristiden). Isräfflorna är något oskarpa, men 3–5 mm djupa på underlaget av röd sparagmit. Berggrundsytan frampreparerades 1959 på initiativ av Bror Asklund vid Erik Mattsselets utlopp vid Sjougdälven (22F 0f).

Orientation of some glacial striae from the late Proterozoic Varangerian glaciation, on a surface of red Långå Sandstone. Artificial exposure 1959 at Erik Matsselet, N Jämtland (22F 0f)

OMRÅDET LIDSJÖBERG – FINNVATTSHÖJDEN (21F 6E)

Hotagenskollan är i detta område rik på urberg. Norr och väster om Lidsjöberg framträder gränsen till Hotagenskollan som en rad av höjder av granit. Under dessa urbergshöjder ligger den undre skollberggrundens lagerserie, vanligen inverterad i regional skala så att de stratigrafiskt lägsta leden kommer närmast under granitbranten. Vid Strömberget fann Stålhös (1957) Vemdalskvartsitens basala konglomerat i dalar mellan bergen. En tektonisk gräns förefaller därför att ligga över dessa lager. Förskjutningarna tycks vara uppdelade på flera mindre överskjutningar och Hotagenskollans gräns har därför inte markerats i detta område, där delöverskjutningar ibland tonar av, varvid rörelsen fördelas på andra tektoniska nivåer. Den starka sammanskjutning man lokalt observerar i den undre skollberggrunden är karaktäristisk för tektoniken i detta område. Öster om St. Ringsjön finns en utliggare av en övre del av Hotagenskollan, dels i Ögelhättan och dels i Storberget, 2 km nordväst om Linjeviken. Storberget innehåller en grå, något porfyrisk granit och en delvis dioritisk grönsten. I Rönnhögens topp, söder om Svaningssjön, uppträder också denna västligare delskolla med granit och diabas. Västerut tycks den ha en möjlig fortsättning vid Torsfjärden, där urbergets deformation blir starkare och där samtidigt mer av basiska intrusiv åter börjar

uppträda. Hela Storberget, inklusive Ögelhättan, utgör alltså en utliggare av en delskolla västerifrån. Berget innehåller en stor massa av gabbro samt en ljus granit. Den sistnämnda visar sig mot skollgränsen vid bergets västra fot vara kraftigt tektoniserad. Kvartsgångar som brecciefyllnad och en viss fältspatnybildning förekommer i denna överskjutningszon, som kan studeras mellan bergfoten och den lilla sjön Hemvattnet.

Den massiva, basiska intrusivbergart man finner i Storbergets norra del (21F 4d) är som nämnts gabbroartad och skiljer sig till typ och uppträdande från det tektoniskt lägre urbergets små diabasgångar. Liknande intrusiv finns också längre norrut i terrängen söder om Bergvattnet (22F 1e), där dessa ej deformerade bergarter tycks vara direkt sammanhängande med den medelgrova, saliska, röda granit av Risedetyp, som underlagrar och lämnat klastiskt material till tillitlagren vid den västra änden av Bergvattnet (fig. 45). I båda dessa områden tillhör gabbron en tektonisk enhet som ligger väster om och tektoniskt närmast över den undre skollberggrunden, vilket innebär Hotagenskollan. Från Offerdalsskollan tycks denna del av Hotagenskollan vara skild i tektoniskt läge och därtill sakna Offerdalsskollans delvis starkare deformation. Jämför dock Kumpulainen (1982), som delvis sammanför Offerdals- och Hotagenskollorna.

I den nyss nämnda överskjutningen mellan Storberget och Hemvattnet (3 km söder om St. Ringsjön) märker man som nämnts en nedåt tilltagande tektonisering i graniten med riklig förekomst av kvartsgångar. Under Storberget uppträder närmast Vemdalskvartsit och grågrön till violett Ekreskiffer. Den sistnämnda har stor utbredning vid St. Ringsjöns södra strand. Söder om Hemvattnet vilar dessa bergarter på granit och längre mot söder på Långåsandsten. Vid sjön Hemvattnet verkar skiffer och kvartsit veckade tillsammans med denna undre granit.

Ett konglomerat med kvarts- och fältspatbollar uppträder nära basen av Vemdalskvartsiten norr om Hemvattnet. Glacialblock (kvartära) av konglomeratisk kvartsit finns också längs Hemvattnets södra strand. Därtill finns vid sjön blottningar av mot västnordväst strykande lager av veckad Ekreskiffer.

Den grå till violetta Långåsandstenen omkring St. Byvattnet innehåller vanligen konglomerat, som har en för ”sparagmiter” ganska typisk sammansättning med en hög halt av porfyrbollar. Konglomeratet i Långåsandstenen har en avsevärd utbredning norr om Holmvattnet (21F 3c) och tycks vara flera hundra meter mäktigt. I höjden nordost om denna sjö ligger konglomeratet till synes direkt lagrat på den underliggande graniten med ett 15 m tjockt lager av granitisk arkos underst. I flera höjder öster om St. Byvattnet ligger varvig skiffer under vit Vemdalskvartsit. Sydost om Mellerstvattnet (5 km söder om St. Ringsjön) ligger även tillit under varvskiffern. Tilliten innehåller kantiga block av olika bergarter i en lerig-finsandig mellanmassa och blocken kan vara upp till meterstora. I övrigt har tillit inte påträffats, men kan förmodas förekomma som en mindre tydligt urskiljbar undre del av varvskiffer. Sålunda har sydost om Svanaberghögen tilliten karaktär av ”boulder clay”, med små strödda block i lerskiffer, underlagrande varvig skiffer och vit kvartsit.

Konglomeratisk Långåsandsten uppträder längs St. Byvattnets norra strand med ett undantag vid Båtviken, där Ekreskiffer ligger nedveckad. 2 km väster om denna vik innehåller konglomeratet ca 66% porfyr och 20% kvartsit samt mindre mängder granit och andra bergarter. Vid södra stranden av den sydöstra viken av St. Byvattnet observeras en tydlig förkastningsbreccia med kvartsgångar i kontaktzonen mellan röd Långåsandsten (sänkt) och röd granit (höjd). Strukturen hos denna kvartsbreccia är relativt brant, VNV/40°N. I jämförelse med den ovan nämnda pålagringen på granit öster om Holmvattnet har det tydligen här skett rörelser mellan granit och Långåsandsten. Graniten, röd och med fenokrister av kalifältspat, ligger nästan överallt högre än Långåsandstenen, som alltså regionalt vanligen uppträder i små sänkor mellan höjder av granit. Hotagenskollans stora berggrundsblock av granit med senprekambriska lager förefaller i Byvattnetområdet att vara lokalt överstjälpta mot öster eller nordost. Några mil längre mot söder ligger på motsvarande sätt Långåsandsten i en sänka mellan granithöjderna Hidberget och Granberget. Där är emellertid sandstenen lagrad på Granbergets granit under det att Hidberget tycks vara uppskjutet.

På Svanaberghögen (21F 2c) vilar Ekreskiffer och Vemdalskvartsit på Långåsandsten, tydligen dock med en del mindre störningar mellan enheterna. Intill och under Svanaberghögens mot öster troligen något uppskjutna granittopp uppträder som nämnts även en lerig tillit med små bergartsfragment. Öster om Hotagenskollans brant finns på Svanavattnets (2 km sydost om Svanberghögen) västra sida en liten topp av mylonitisk granit vid vägen och under denna i en bäckskärning skymtar som nämnts en lerskiffer tillhörig den undre skollberggrundens underpaleozoicum.

Väster om Granberget, (21F 2 b–c) vid de små sjöarna Djupsjön och Klingervattnet, uppträder en laminerad, något kalkhaltig skiffer som liknar laminerad Hedekalksten och stupar mot söder under Långåsandsten. En brant, nordvästligt strykande förskjutningszon skiljer dessa skiffrar från graniten norr därom. Det är möjligt att denna nordvästliga störningszon markerar en mindre uppskjutning av det nordligare blocket av bl.a. granit och Långåsandsten, varvid den nämnda Hedeenheten snarare kan utgöra ett högre lager i serien, t.ex. Ekreskiffer, vilken anstår på sydkanten av Granberget längre mot öster.

Vid Finnvattshöjden, Öjarsklumpen och Harrflyhöjden framträder Långåsandstenen i Hotagenskollans front som en

rad av höjder, med den undre skollberggrunden i låglandet framför. Området är till stor del täckt av myrmarker utan hällar och har därför en något osäker bergartsfördelning. I de inre delarna av Hotagenskollan finns även delar av den senprekambriska och eokambriska (vendiska) lagerserien, lagrade på granit eller porfyr. Vanligen är berggrunden sönderbruten genom tektoniska störningar med nordlig eller nordvästlig strykning.

Nordvästut från Storfulvurn (21E 3j) till Fälpvattnet har en överskjuten granit vilande på en kvartsit kunnat följas längs en bergbrant (Stejskal, dagboksant. 1971). Överskjutningen uppfattas som gräns till Offerdalsskollan, men även andra tolkningar är möjliga i dessa områden där ett flertal överskjutningsplan uppträder, såväl mellan som inom respektive skollor. Stejskal har dokumenterat ett flertal profiler med sådana tektoniska störningar.

Många nordvästriktade tektoniska störningar som observeras vid Hotagenskollans gräns i öster kan följas som ett slags flexurer med blockrörelser långt in i fjällkedjan, vilket tyder på att de griper djupt ned i skollbyggnaden. Blockrörelserna i St. Byvattnetområdet får en viss fortsättning mot nordväst till Gräsvattnet och tycks också ha haft betydelse för Särv- och Seveskollornas strukturer och inbördes fördelning i den västra delen av Ströms Vattudal.

OMRÅDET BERGVATTNET – LÅNGMARKBERGET

Gränsen mellan Hotagenskollan och den undre skollberggrunden passerar mellan Bergvattnet och Långmarkberget (22F 1f). Bland annat av den anledningen är detta område av stort intresse. Överskjutningens komplexa karaktär är emellertid också där tydlig. Vid överskjutningsgränsen norr om Långmarkberget föreligger en karaktäristisk regional kontrast mellan Hotagenskollans övervägande senprekambriska enheter med äldre urberg och den undre skollberggrundens övervägande kambriska och ordoviciska lager. Söder och väster om Långmarkberget fördelas rörelserna på flera mindre överskjutningar.

Stora inneslutningar av urberg, som tektoniskt är mer kompetent än de sedimentära bergarterna, uppträder i området söder om Bergvattnet. Kontrasterna i kompetens har utlöst branta rörelser vid lokala förkastningar och uppskjutningslinjer. Förutom de normalt kaledoniska överskjutningar och imbrikationer som stryker ungefär nordost finns flera förkastningar i andra riktningar. En av dessa går i nära sydöstlig riktning från Bergvattnets östra ände förbi Sörsjöns västra ände och fortsätter ungefär längs Sjoutälvens dalsystem. Längs Bergvattnets södra strand sträcker sig en stor förekomst av tillit och närmast yngre sediment. Tilliten förefaller att till största delen vara lagrad direkt på urberg, vilket även antyds genom det stora inslaget av underlagets granit i tillitens bergartsfragment. Upp till meterstora block av denna ”Risede”-granit förekommer. I tillitens lägsta del i väster utgörs uppskattningsvis 80% av alla mindre samt alla större block av denna röda granit. Därtill förekommer andra grå och gröna graniter samt grönstenar. De finkorniga fraktionerna i tilliten är grus och sand av granitliknande sammansättning. En viss rundning av bollmaterialet (svallat) kan observeras lokalt i vissa skikt av tillitlagret. Detta ligger som en platta på bergsluttningen söder om Bergvattnet, stupar 30–40° mot norr och tycks vara 30 m till mer än 100 m mäktigt. Underlagets granit är grovkristallin och lättvittrad. Någon basal, eventuellt glacialräfflad yta på graniten under tillit har ej kunnat iakttas.

Väster om en liten tjärn på berget söder om Bergtjärn finns intill den prekambriska diabasen en häll av arkos och grön skiffer. Den kan eventuellt ligga basalt som en grusficka och stupar in under tilliten, för såvitt ingen lokal förkastning kraftigt stört förhållandena. Tillitlagrets kant framträder i en 30 m hög brant norr om nämnda lilla tjärn. En väg som bröts vid 60-talets kraftverksarbeten till tunnelintaget i sjöns västra del har givit en rad instruktiva skärningar längs Bergsjöns södra sida (fig. 45).

Lagren närmast över tilliten består av växelvis uppträdande sandstenar och laminerade skiffrar. Växellagringen förefaller att vara primär och ej enbart bestå av tektonisk upprepning, exempelvis isoklinal veckning. Sandstenslagren innehåller arkosartade konglomerat med bollar på 1–5 cm av företrädesvis kvarts, fältspat och porfyr. I det översta arkoslagret förekommer även enstaka block av laminerad skiffer, vilken alltså först måste ha blivit något konsoliderad eller varit frusen och blivit sönderskuren i rännor som fyllts med gruslager. Den snabba växlingen i facies mellan sandsten och skiffer ger intryck av en miljö liknande postglaciala sandurfält, som i dag utfyller dalar och stränder nedanför glaciärer på Island. De enskilda lagren av laminerad skiffer och sandsten är vid Bergvattnet ej uthålliga utan sedimentationen domineras lokalt än av arkos, än av skiffer (jfr Gärdsjöenheten, Gee 1972).

Vid kraftverksdammen i Bergvattnets östra ände är tilliten synnerligen mäktig, troligen flera hundra meter. Norr om det gamla sjöutloppet överlagras tilliten först av 5–10 m arkos, som innehåller runda bollar av granit. Därpå följer en lagrad tillitlera (”boulder clay”), som är varvig och innehåller troligen drivistransporterade, 0,1–1 dm stora stenar av övervägande porfyr och arkos. Den varviga skiffern av Ekretyp fortsätter mot norr och nordost där den breder ut sig i det stora fältet av varvskiffer, som tycks bilda ett nordöstligt strykande synklinorium tillsammans med och primärt överlagrande den omgivande Långåsandstenen. Den sistnämnda anstår i hällområden väster och norr om sjön. Den innehåller normalt lager av violett skiffer och är mest finsandig kvartsit med små korn av fältspat.

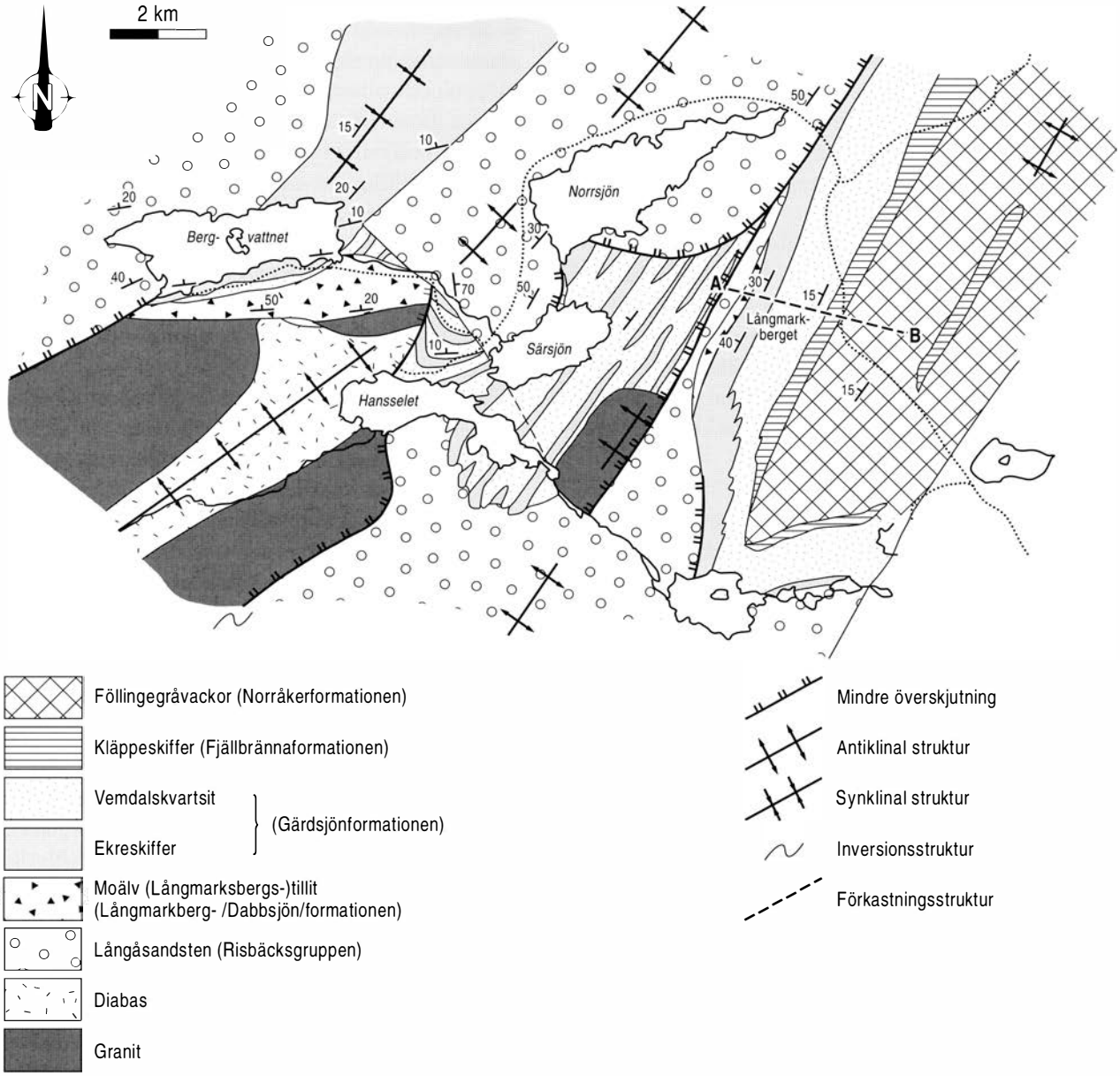


Fig. 49. Berggrunden i området Bergvattnet–Långmarkberget (22F 2f).
Bedrock map of the Bergvattnet–Långmarkberget region, northern Jämtland (22F 2f).

Intill den nordvästligt strykande förkastningen eller uppskjutningen vid utloppsbäcken ur Bergvattnet tunnar tilliten ut och ligger i brant (stupning 70° mot ONO) kontakt med Långåsandsten. Vid förkastningskontakten märks föga förskiffring. Kumpulainen (1980) har antagit en överskjutning där, med en långt överskjuten Risbäcksskolla, som till största delen innehåller Långåsandsten (Risbäckenheten). Flera av överskjutningskontakterna för denna Risbäckskolla visar emellertid på flera håll liknande branta kontaktplan som nyss nämnda kontakt mellan tillit och Långåsandsten. Andra punkter i Risbäckskollans överskjutningszon har visat sig vara pålagringskontakter med sandsten och konglomerat på urberg (Holmtjärn, söder om St. Byvattnet, jfr ovan). Enligt mina egna observationer har jag inte kunnat verifiera Risbäckskollans (Kumpulainen 1980) överskjutning och har därför valt min egen tektoniska tolkning med till bergartsinnehåll mer komplexa tektoniska enheter som denna framställning konsekvent följer.

EN PROFIL ÖVER LÅNGMARKBERGET

På Långmarkberget (22F 1f) påträffas en mot sydost överstjälpt serie som omfattar alla lager från röd Långåsandsten till ordoviciska skiffrar (fig. 50). Lagerserien är till synes helt komplett men som vanligt vid de senprekambriska lagren finns ändå smärre stratigrafiska avvikelser från det generella schemat. Här uppträder t.ex. en 5–10 m mäktig bank av rödviolett sandsten mellan den bruna lerskiffern över tilliten och den överliggande grå varvskiffern av Ekre-typ. Nedanstående bergarter ingår i lagerserien på Långmarkberget.

Fig. 50. Isoklinalt veckad, skifferlaminerad, röd Långåsandsten. Vid timmerrännan nedströms Dabbsjödammen (22F 5e).

Isoclinal folding and refolding of the Långå Sandstone. Section downstream the dam at Dabbsjön, northern Jämtland (22F 5e).

Röd Långåsandsten. Uppe på toppen av Långmarkberget finns bara en liten häll av röd sparagmit (Långåsandsten) nordväst om tilliten. Längre norrut i västkanten på berget finns fler blottningar av en kvartsitisk, rödaktig bergart som troligen tillhör Långåsandstenen. Inlagringar av grönaktig skiffer uppträder i denna röda kvartsit, som är finkornig med omkring 0,1 mm stora kvartskorn och röda korn av fältspat. Kontakten mot tilliten är skarp.

Tillit. Tilliten på Långmarkbergets topp är grön till violett och mycket finkornig, närmast lerig till moig i den dominerande grundmassan. Inslaget av grövre material är relativt glest i tilliten. Endast ett fåtal bergartsfragment är större än 5 mm och tilliten är mycket fattig på blockmaterial som är större än 2–3 cm. I det grövre materialet tycks röd porfyr vara den vanligaste bergarten. Denna finkorniga karaktär, som gör att tilliten påminner om en ”boulder clay” förefaller att vara mest utpräglad i tillitens övre del. Likväl är kontakten skarp mot liggandet av den överliggande rödbruna lerskiffern. Kulling (1942) nämnde två tillitnivåer vid Långmarkberg, en mörkt grå, undre tillit och en grön till violett, övre tillit.

Rödbrun lerskiffer. Gränsen är som nämnts skarp mellan den leriga, ”boulder-clay”-liknande tilliten och den rödbruna skiffern. Kontakten finns blottad på Långmarkbergets topp, omkring 10 m söder om en triangelpunkt. Skiffern är relativt moig, närmast mostensartad och har endast måttlig spjälkning i skiffrighetsplanet. Den har en jämn kornstorlek och förefaller inte laminerad. Mäktigheten är omkring 15 m.

Rödviolett sandsten. En finkornig, kvartsrik bergart, som påminner om Långåsandstenens mörkaste varianter uppträder i en 10 m mäktig bank öster om och stratigrafiskt över den röda skiffern. Bergarten blir uppåt (österut) allt grövre och övergår från moig kornstorlek i den understa delen till grusartad utbildning i det översta partiet. Denna kvartsitbank i skiffrarna har ej observerats vid andra lokaler. Dess uppträdande påminner dock om växellagrade arkoser och skiffrar vid Bergvattnet (ovan).

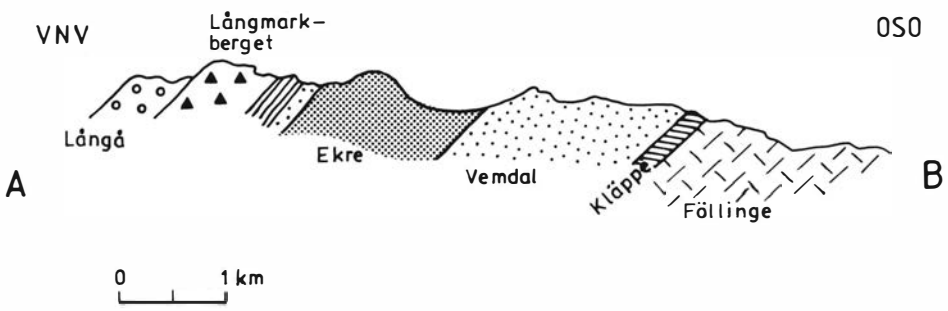


Fig. 51. Översiktsprofil över Långmarkberget (22F 2f).

Schematized section of Långmarkberget. (22F 2f).

Grågrön, laminerad Ekreskiffer. Denna skiffer torde motsvara den varvutbildade Ekreskiffern från Mjösenområdet i Norge. Lamineringen uppkommer genom en regelbunden växling mellan ljusa, finsandiga lager och mörka, moiga till leriga skikt som båda varierar i tjocklek mellan gränserna 0,2 och 2 cm. De sandiga lagren är vanligen linsformade och därtill vanligen avslitna genom tektonisk deformation. Jämförd med en kvartär, varvig glaciallera visar alltså denna skiffer tydliga skillnader i kornstorlek mellan ljusa och mörka varv. Skiffern är förhållandevis mäktig, till synes omkring 500 m. Man får emellertid räkna med möjligheten att bergarten är isoklinalt sammanveckad, varvid lagrens primära tjocklek kan ha uppgått till en mindre del av nämnda mäktighet. Därtill är skiffern ej helt blottad utan avslöjar delvis sin förekomst endast genom ett starkare nederoderat parti, mest myr, på Långmarkbergets rygg. Laminerad skiffer av denna typ förekommer i spridda fält i norra Jämtland, alltifrån länsgänsen i norr till Erfjället norr om Laxsjö i söder.

Mörk Vemdalskvartsit. Kontaktförhållandena mellan den mörka kvartsiten och den grågröna Ekreskiffern framgår ej av blottningar på Långmarkberget. Båda bergarterna förekommer emellertid tillsammans vid åtskilliga andra lokaler i norra Jämtland, varvid kvartsiten allmänt överlagrar skiffern. Kvartsiten på Långmarkberget är ren, kompakt och visar föga tecken på primära strukturer. Den är blottad i form av massiva bankar av 2–3 m mäktighet. Intill dessa förekommer ibland lager av svart skiffer, 1–5 cm tjocka. Skifferlagren har påträffats endast i den översta delen av den mörka kvartsiten. Kvartsiten förefaller vara mer än 500 m mäktig.

Kläppeskiffer. En mindre blottning av svart, grafitförande Kläppeskiffer (alunskiffer) har iakttagits omkring 100 m väster om bilvägen Korsselbränna–Norrsjön, omkring 1200 m söder om avtagsvägen till Dabbsjödammen. Skiffern är småskaligt veckad i decimeterskala. Veckaxeln har stupningen 10° mot NNO. Denna grafitrika Kläppeskiffer representerar sannolikt mellan- och överkambrium. I konsekvens därmed torde den närmast äldre, mörka kvartsiten böra uppfattas som underkambrisk, i varje fall i dess övre del.

Föllingegråvackor. Öster om Kläppeskiffern följer ordoviciska Föllingegråvackor, som framträder i en rad blottningar vid Norrsjönvägen söder om Långmarkberget. Den mäktiga sekvensen av ordoviciska gråvackeskiffrar – av storleksordningen 1000 m mäktighet – bildar ett stort synklinorium, ibland med lokala antiklinaler där lägre led som Kläppeskiffern ibland uppträder.

Tektonik. Lagren vid Långmarkberget är genom en storskalig veckning uppresta och inverterade genom överstjälpning mot OSO. I samband med denna tektonisering uppträder förklyftning i axialplanet och ibland sekundär veckning med ungefär decimeteramplitud. Dessa deformationer kan ha påverkat lagrens mäktighet men torde ej ha förstört den inbördes lagerföljden. Långmarkbergets profil visar sålunda upp en förhållandevis komplett lagerserie, som utan kända större luckor avspeglar den geologiska utvecklingen från tillitens avsättning till mellanordovicisk tid.

Offerdalsskollan

Offerdalsskollan (Asklund 1938, Strömberg 1974) utgör (jfr kap. ”Hotagenskollan”) den lägsta delskollan av det stora överkjutningstäcke som är förflyttat långt från väster in över den Baltiska sköldens västliga kant. Genom att Offerdalsskollan befinner sig i botten av det komplexa överskjutningstäcket har differentialrörelserna varit särskilt starka i denna skolla, som till stor del består av deformerade bergarter. Prekambriska kristallina bergarter utgör ett dominerande inslag, men skollan innehåller därutöver åtminstone en sedimentär lagerserie. Fanerozoiska lager saknas troligen helt. Möjligen utbildades vissa kvartsiter under vendisk –äldre kambrisk tid.

Den starka deformationen i Offerdalsskollan har vanligen skapat metamorfa bergarter av typ B-tektoniter, i vilka emellertid den dominerande B-axeln ligger i riktningen för den sena kaledoniska överskjutningen, N60°V, som enligt klassisk uppfattning motsvarar den tektoniska A-riktningen. Den bör därför betecknas som en sträckningslineation. Detta tycks vara karaktäristiskt för deformationsbilden i hela den undre delen av det stora överskjutningstäcket. Då en säker stratigrafi saknas har den starka deformationen delvis blivit ett kriterium för Offerdalsskollan som därigenom ibland fått diffusa gränser. Strömberg (1961) kallade denna tektoniska enhet ”Mylonitskollan”, enligt Asklund (1960), men det här använda Offerdalsskollan är en bättre beteckning, som dessutom har längre hävd (Högbom 1920).

Fig. 52. Storbolligt, kraftigt pressat polymikt konglomerat, Bottenvikskonglomeratet, som troligen representerar Hotagenskollan eller en del av den undre skollberggrunden. Stranden av Bottenviken på Stora Rensjöns östra sida (20C 2i).

A strongly tectonized, polymictic conglomerate, the Bottenviken Conglomerate, possibly a part of the Hotagen Nappe or a unit in the Lower Allochthon. Exposure on the eastern side of St. Rensjön (20C 2i).

Fig. 53. Bottenvikskonglomeratet, starkare deformerat än i föregående figur. Lokal som ovan (20C 2i).

The Bottenviken Conglomerate, stronger deformed than in figure above. Locality as above (20C 2i).

Fig. 54. Tektonit, sannolikt ett starkt valsat parti av Bottenvikskonglomeratet. Bottenvikens södra strand i Stora Rensjön (20C 2i).

Tectonite, possibly a deformed Bottenviken Conglomerate. S shore of Stora Rensjön (20C 2i).

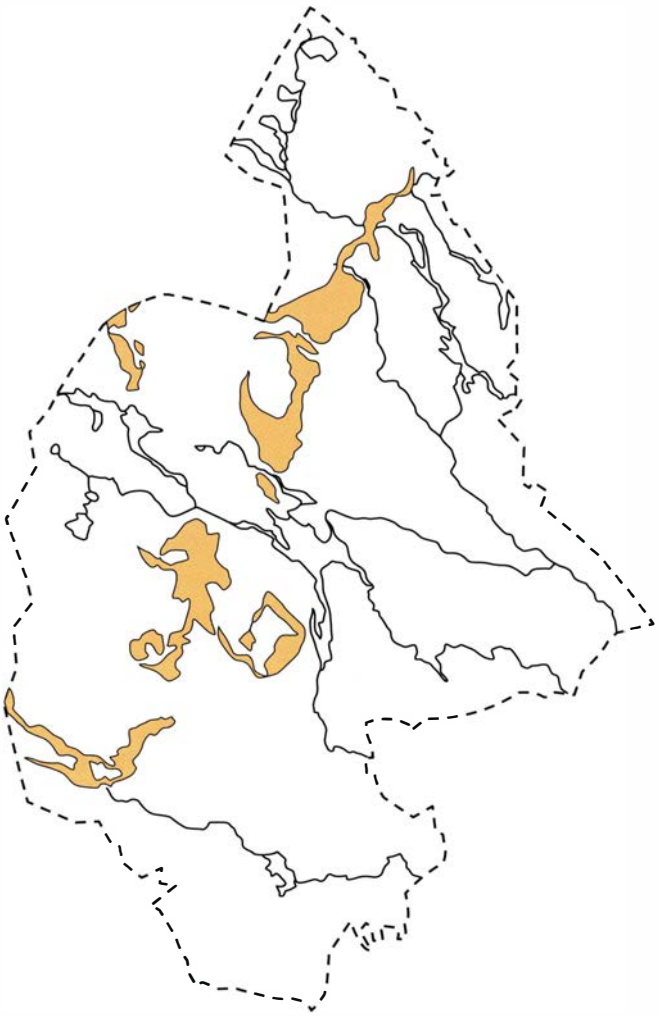


Fig. 55. Offerdalsskollans utbredning i Jämtland.

Distribution of the Offerdal Nappe in the Middle Allochthon of Jämtland.

OFFERDALSSKOLLANS TEKTONOSTRATIGRAFISKA LÄGE

Som inledningsvis framhållits innebär gränsdragningen mellan de olika tektoniska huvudenheterna en viss grad av generalisering. Detta gäller i hög grad om Offerdalsskollan. Genom dess läge underst i stapeln av långt överskjutna delskollor har denna skolla i samband med överskjutningarna tillförts tektoniserat material från både över- och underliggande berggrund.

Den undre gränsen för Offerdalsskollan har lagts under de mylonitiska skikt som skiljer denna skolla från svagare deformerade bergarter i Hotagenskollan eller undre skollberggrund i mellersta Jämtland. Hotagenskollan med dess sedimentbergarter är relativt nära ansluten till Offerdalsskollan och har även av Kumpulainen & Thelander (1978) räknats in i Offerdalsskollan. Hotagenskollan uppträder sporadiskt och där den saknas vilar Offerdalsskollans myloniter direkt ovanpå underpaleozoiska lager. Gränsen mot de paleozoiska lagren är särskilt tydlig genom att lagerserien i den undre skollberggrunden är lågmetamorf, vanligen rättvänd och på alla sätt lätt igenkännlig.

Den övre gränsen för Offerdalsskollan utgörs generellt av Särvskollans överskjutning, där denna skolla finns representerad. I de fall då Särvskollan saknas bildar Offerdalsskollan underlag för Seve-Kölikomplexets delskollor. I en del områden, t.ex. ställvis vid antiklinalerna i mellersta Jämtland, finns vanligen endast ett tunt mylonitskikt, som kan sägas representera Offerdalsskollan, mellan Seveskollorna och undre skollberggrund.

Utbredningen av Offerdalsskollan inom länet framgår av länskartan och fig. 55. Sammansättningen av skollan varierar. I länets sydligaste del, från Tännäs till Börtnan, dominerar helt prekambriska bergarter, företrädesvis ögongnejs. I mellersta Jämtland, från Persåsen till Hotagen, innehåller skollan övervägande senprekambriska sedimentbergarter, med ett begränsat inslag myloniter av kristallina bergarter. I norra Jämtland uppträder åter mer kristallina prekambriska bergarter i Offerdalsskollan, samtidigt som den östligare Hotagenskollan blir mer framträdande.

OFFERDALSSKOLLAN I LÄNETS SÖDRA DEL

Deformerade, kristallina prekambriska bergarter dominerar som nämnts helt den sydligaste delen av Offerdalsskollan. Gnejser, myloniter och blastomyloniter, som tillsammans med primär granit ingår i Tännäs ögongnejs, ger exempel på detta. Norr om Ljungans dalgång sker efter hand en övergång till mer inslag av starkt deformerade sedimentära bergarter, som delvis torde härröra från den överliggande Särvskollan. Inslaget av sedimentära bergarter ökar mot norr för att i området söder om Mörsil kunna utskiljas som en särskild stratigrafisk enhet, Håckrengruppen. Denna lagerserie kan följas mot norr till sjön Torröns västra sida, där Håckrengruppens bergarter stryker vidare in i Norge. Där har bergarter motsvarande Håckrengruppen påträffats vid Tömmeråsantiklinalen (Peacey 1967).

Offerdalsskollan bildar den undre delen av Fudautliggaren, där man finner ögongnejs på den södra sidan (18E SV) av utliggaren. På dess norra sida (18E NV) innehåller skollans myloniter relikter av sandstenar och tycks i stort sett sakna inslag av kristallint urberg.

Tännäs ögongnejs

Lokala förekomster av blastomyloniter uppträder på många håll inom Offerdalsskollan. Den porfyroblastes som tagit sig uttryck i bildning av dessa blastomyloniter tycks vara särskilt förbunden med rörelsezoner. Tännäs ögongnejs utgör en speciell typ av urbergsgnejs med inslag av blastomylonit. Den är begränsad i sitt uppträdande till den södra delen av Jämtlands län, men även längre mot söder, i Kopparbergs län och västerut i Norge, förekommer ögongnejs (Frönbergsgnejs) av liknande utseende och med analogt tektoniskt läge mellan lägre och högre skollberggrund (Törnebohm 1896). Både Törnebohm och Högbom (1920) har beskrivit ögongnejsen som en deformerad granit och författaren kom till samma uppfattning (Strömberg 1955, s. 233). Den framställning som lämnats av Röshoff (1978) återgav tyvärr en något komplicerad tektonisk indelning, t.ex. i kartbilderna, men har ändå givit ett väsentligt bidrag till kännedomen om Tännäs ögongnejs.

Törnebohm kartlade i stora drag ögongnejsens utbredning (1896). Han framhöll likheten mellan den granitiska, grovporfyriska formen av ögongnejs i Drivdalen och vissa postsvekokarelska graniter såsom Filipstadsgraniten. Han registrerade också ögongnejsens förekomster utmed Trondhjemsfältets västra gräns, vilka är av en viss betydelse ur regional tektonisk synpunkt eftersom de östra förekomsterna i Jämtland kan tänkas vara överskjutna därifrån (Wegmann 1959). Likheten med andra postsvekokarelska graniter har bekräftats genom åldersbestämningar (Claesson 1980). Rb-Sr-analyser av svagt deformerad ögongnejs har givit isokroner motsvarande en ålder av 1610±20 Ma. Dessa bestämningar anger troligen tidpunkten för ögongranitmagmans intrusion och kristallisering.

Tidpunkten för den senaste homogeniseringen i en starkt deformerad mylonitzon i ögongnejs från Tännäsområdet har av Claesson (1980) med Rb-Sr-metoden bestämts till 485± 50 Ma, vilket skulle motsvara en deformation inom tiden kambrium till undre ordovicium. Denna homogenisering torde infalla under någon fas av överskjutningsrörelserna. Den berör emellertid i första hand endast överskjutningen av

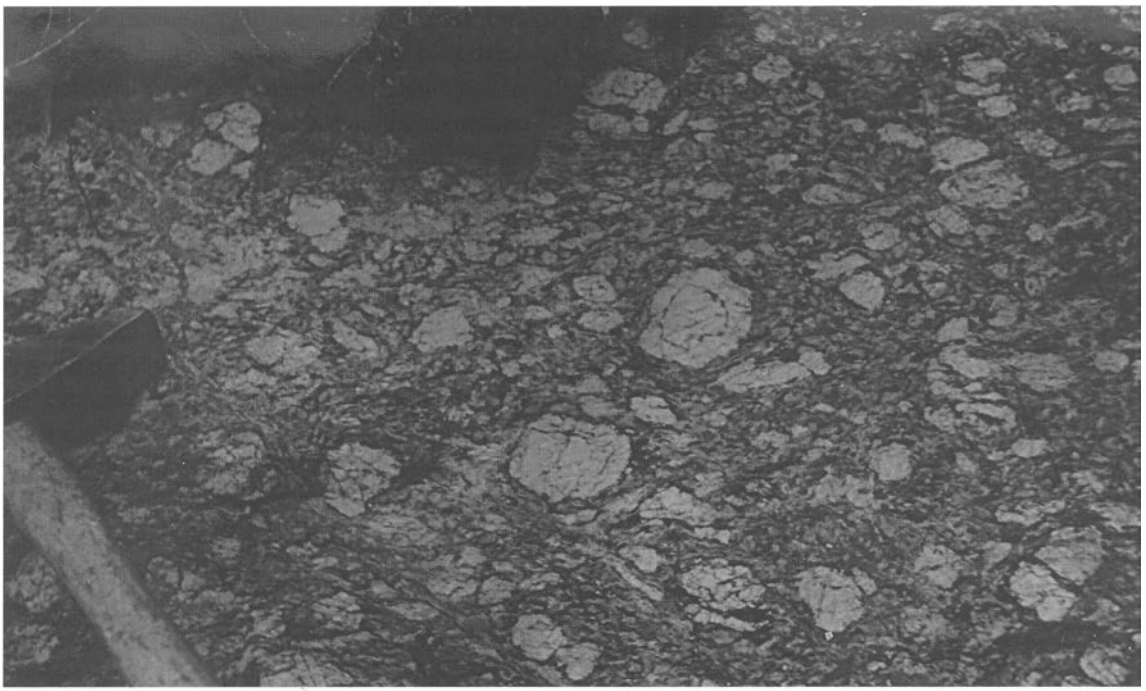


Fig. 56. Tännäs ögongnejs med såväl utmanglade ögon av kalifältspat som runda porfyroblaster, vilka kan vara utdragna flera decimeter i den tektoniska riktningen N60°V. Hammarbergsvallen, öster om Grundsjön (19D 7c).

Tännäs Augengneiss, containing rounded porphyroblasts showing concentric growth as well as deformed feldspatic augen, elongated along the main direction of deformation N60°W. Exposure at Hammarbergsvallen, east of Grundsjön (19D 7c).

Särvskollan över Offerdalsskollan, vilken process sålunda kan ha startat tidigare än som antagits av Gee (1975 b). En uppdelning av överskjutningarna på flera faser av kaledonisk aktivitet har man fått belägg för i andra delar av Skanderna (Naterstad 1976, Sturt & Shon 1976, 1978a, 1978b, Gee & Wilson 1974, Sturt m.fl. 1978, Reymer 1979, Claesson 1980 samt andra modernare arbeten). Man måste också räkna med att överskjutningsförloppen ej endast i tid utan även till riktning och sammanhang kan ha varit betydligt mer komplexa än som tidigare antagits (jfr kap. ”Regionala huvudstrukturer”).

Ögongnejsen växlar starkt lokalt i fråga om graden av deformation och metamorfos. Flera successiva faser av deformation och rekristallisering tycks ha drabbat bergarterna. Även sammansättningen växlar, men ursprungsbergarten tycks till största delen vara en grovkornig, närmast granodioritisk bergart med primär porfyrstruktur (Strömberg 1955, 1961).

Porfyroblastesen i ögongnejsen tycks ha skett i flera faser, med mellanliggande deformationsfaser. Därigenom förekommer i samma bergartsparti såväl utmanglade, långsträckta porfyroblaster av kalifältspat som senare bildade eller regenererade porfyroblaster (fig. 56). Genom att fältspatmineralet företrädesvis intar en av de tektoniska huvudriktningarna beroende orientering, medför rotationen av en porfyroblast att nya generationer av annorlunda orienterad fältspat bildas i de tidigare fältspatgenerationernas sprickor och spaltplan i porfyroblasten. Upp till tre generationer av inbördes olika orienterad sprickfyllnad har iakttagits i samma porfyroblast av kalifältspat.

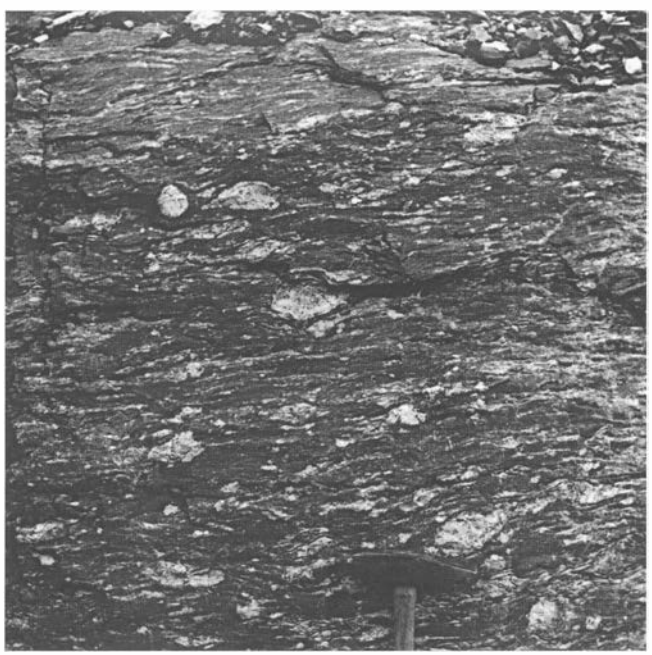


Fig. 57. Tännäsögongnejs i en utblidning som dominerar i den västra delen av utbredningsområdet. Tvarubergetvägen, väster om Tännäs (17C 7g).

The Tännäs Augengneiss with tectonization and porphyroblastesis, dominating in the western part of its occurrence. Road-section at Tvaruberget, W of Tännäs (17C 7g).

Ögongnejsens utbredning

Ögongnejsen i Jämtland är som nämnts i stort sett begränsad till den södra delen av länet, där den underlagrar Särvskollan och på den östra sidan sträcker sig till Glen. Vid Sylarnaantiklinalens södra ände når ögongnejsen upp mot Gröndalen, där den är överskjuten på Långåsandsten, som i sin tur tycks ligga med tektonisk kontakt över den undre skollberggrunden i Vigelenfönstret. Vid Biskopsån nära dess utlopp i Sylsjön påträffades år 1960 en lins av några meters tjocklek bestående av grovporfyroblastisk ögongnejs direkt under Särvskollan, med en nedåt successivt avtagande grovlek i porfyroblaster av kalifältspat (fig. 58). Tydligen är detta en blastomylonit av analog typ och tektoniskt läge direkt under Särvskollan som exempelvis den näst översta myloniten vid Ulvberget, Medskogen, vilken innehåller 5 cm stora porfyroblaster av kalifältspat.

Vid sjön Bolagens norra ände (17C NV) finner man basala lager av sandsten lagrade på röd granit. Tektoniskt över och öster därom följer Vättafjället–Muggdalenområdets något förskiffrade Långåsandsten (17C). Med en tydlig överskjutningskontakt ligger däröver och längre mot nordost ögongnejsens framträdande rygg. Ögongnejsen uppfattades av Röshoff (1978) som uppdelad i två skollor längs hela sträckan från Vigelen till Tännäs. Där finns flera förekomster av Ulvbergskomplexets sedimentbergarter inveckade i ögongnejsen (Strömberg 1961). Denna imbrikationstektonik är vanlig i ögongnejsen och bör inte enligt författarens mening uppfattas som en sammanhängande inre skollgräns. Detta bestyrkes för övrigt av att grönsten, som liknar deformerad Ottfjällsdiabas, har påträffats tillsammans med troliga bergarter motsvarande Ulvbergskomplexet vid Vigelen (Röshoff 1978). I dessa imbrikationsstrukturer framträder ett sent tektoniskt drag, som återfinns på många håll i fjällberggrunden. Vid antiklinalernas norra avslutning upprepas dessa strukturer, som troligen antyder en sen tektonisk fas. Överstjälpningen av isoklinala tvärveck och imbrikationer tyder på ett tryck riktat mot söder.

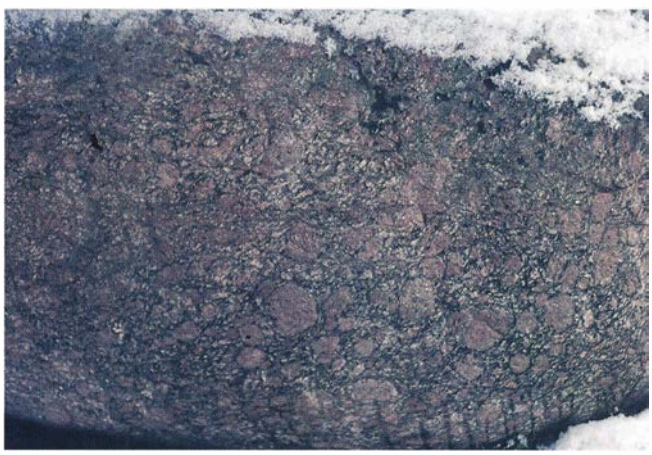


Fig. 58. Ögonförande gnejsig granit öster om Ulvberget, Medskogen. Ögonen av kalifältspat är 3–8 cm stora (17D 5a).

Augengneiss with red K-feldspar surrounded by greenish quartz + plagioclase + biotite. Locality E of Ulvberget, Medskogen (17D 5a).

Vid Malmagen bryts den enhetliga regionala bilden av en nordöstligt strykande tektonisk störning (17C NV–18 C SV) som förskjutit alla tektoniska gränser. Förskjutningen kan förmodas vara en sen förkastning som utgått från Sylarna-Vigelenantiklinalens prekambriska kärna. Ögongnejsen bildar mellan Vigelen och Tännäs en kilometertjock platta som stupar mot nordost. Deformationen i denna har ojämn intensitet, men är likväl mer homogen än i östligare områden. Ögongnejsens alloktona karaktär tycks avta ju längre ut mot fjällranden man kommer. Den stora fliken av ögongnejs vid Käringsjön bildar en platta som är tydligt överskjuten på en skiffrig, dolomitisk kalksten vid Myskelåsen. Det är osäkert om den sydligare lilla förekomsten av ögongnejs i dalen söder om Högvålens by verkligen är överskjuten på Långåsandsten i omkringliggande höjder. Den kan här möjligen ligga som ett primärt underlag till Långåsandstenen.

Den dolomitiska kalkstenen uppträder uthålligt vid kontakten mellan Långåmetasandsten och ögongnejs (17C SO, kap. ”Offerdalsskollan”). Förmodligen är detta ingen tillfällighet utan torde antyda ett stratigrafiskt samband, nämligen ögongnejs-kalksten-Långåsandsten. Därmed framgår också kalkstenens karaktär av basal bildning, stratigrafiskt i undre kanten och troligen marginalt till Långåsandstenen. Samtidigt ger denna kalksten en intressant jämförelse med å ena sidan Ulvbergsenhetens kalksten vid Särvskollans bas och å den andra sidan Hedekalkstenen i övrigt i Hotagenskollan. Om man starkt schematiskt uppfattar hela ögongnejsen som en till skolla utvalsad antiklinal struktur av prekambriskt underlag, med en inverterad övre del av Hotagenskollans Långåsandsten, ingår troligen kalksten som en basal stratigrafisk enhet i dessa tre tektoniska enheter. Det kan emellertid också vara fråga om kalkstenslager som tillhör olika stratigrafiska nivåer. Den jämförelse av dolomithalten i ett antal av dessa kalkstenar som gjorts (Strömberg 1961) tyder snarast på att kalksten uppträder på flera olika nivåer, t.ex. både nära topp och botten i Långåsandstenen.

I området nordväst och norr om Långå visar ögongnejsen genomgående en stänglighet N50–60° V/10–30°. Bergartens porfyroblaster av kalifältspat kan vara utdragna till närmare en halv meter i denna stänglighetsriktning. Ögongnejsen varierar starkt i sammansättning. De flersta förekomster av basiska intrusiv har inte skarpa kontakter utan uppvisar diffus övergång med successiva steg av basisk och intermediär porfyroblastgnejs i övergångszonen till normal, granitisk eller granodioritisk ögongnejs (Strömberg 1961).

Kraftverkstunneln från Lossenmagasinet till Långå kraftverk passerar vid Oxberget (810 m ö.h.) på en höjd över havet av ca 500 m. Under Oxberget passerar tunneln en kul-

mination av Hotagenskollans Långåsandsten. Strukturen är omkring 1 km bred. Nära Lossen passerar tunneln tre partier av diabas av Åsbytyp med mellanliggande ögongnejs. Dessa diabaskroppar hör troligen samman med den flacka gången i berget Glumen söder om Medskogsbygget. I tilloppstunneln till Långåkraftverket från Nedre Grundsjön har man däremot endast påträffat ögongnejs. Öster om den skarpa kröken i Ulvån går tunneln igenom en zon med cordieritförande glimmerskiffer, som möjligen kan vara rester av sedimentära bergarter, inveckade i ögongnejs. På många andra håll har sådana plattor av sedimentbergarter iakttagits i ögongnejsen, såsom tunna skikt av kvartsit väster om Tännäs (Strömberg 1961) eller bankar av dolomit vid Lossenmagasinet.

Albit-porfyroblastskiffern vid Bottenbäcken

I en väglokal nära 3 km nordost om Storsjö Kapell påträffas ett exempel på en mindre vanlig typ av blastomyloniter i Offerdalsskollan. Bergarten är grågrön och växelvis bandad med ljusa och mörka lager, som innehåller vita strökorn. Skikten är 1–10 cm tjocka. Både de mörka och ljusa skikten innehåller rundade korn av 0,5–5 mm stora vita albitkristaller. Den inre delen av dessa albitporfyroblaster är rik på små korn av omvandlingsmineral som zoisit och muskovit, men randzonen, som har samma orientering, saknar dessa inneslutningar. Tvillinglameller i albiten (An_{10}) är vanligen böjda. Albitporfyroblasterna utgör omkring 60% av bergarten och resten är mest kvarts, varav de ljusa skikten innehåller omkring 40% och de mörka skikten ungefär 20%. 5–10% av bergarten är glimmer, epidot och titanit. En viss laminär fördelning märks hos albit och kvarts.

Den blastomylonitiska skiffern har möjligen bildats ur övervägande basiska bergarter, såsom plagioklasrik amfibolit eller Ottfjällsdiabas. I området öster om Storsjö ligger den nuvarande bergytan nära intill gränsen mellan Särv- och Offerdalsenheterna. Därigenom kommer en del små förekomster av mylonitskiffrar ur Särvskollans bottenzon att uppträda bland Offerdalsskiffrarna. Vanligen är dock förskiffrade diabasgångar mer fyllitiska, och har större halt av bl.a. biotit. Mylonitskollans skiffrar omkring Björnhåberget och St. Svartåsen är sålunda vanligen mörka fylloniter, som lokalt ersätts av ögongnejsartade blastomyloniter med växlande typ och grad av deformation. Porfyroblastskiffern vid Bottenbäcken ger ett exempel på de många bergartsvarianterna i Offerdalsskollans kristallina del. Öster om Storsjö finns också andra mylonitiska varianter som vanligen givits ögongnejsbeteckning i kartan. På Digerberget öster om Rotsjöarna uppträder, dels svarta biotitfylloniter som troligen utgör deformerad och metasomatiskt omvandlad Ottfjällsdiabas, och dels ljusa kvartsitiska skiffrar med linser av pegmatitliknande kristallaggregat innehållande fyra mineral: grovkristallin kalifältspat, kvarts, karbonatmineral och bladformig hämtatit (fig. 66). Vid Helgtjärnåsen, 2 km söder om Ottsjöns utlopp (19D 2d), observerades en albitporfyroblastskiffer, som liknar den vid Bottenbäcken. Den ligger emellertid i Sevens basala överskjutningszon, där Seve ridit över både Offerdalsskolla och Särvskolla. Även där torde ursprungsmaterialet till blastomyloniten ha varit en basisk intrusivbergart.

SEDIMENTBERGARTER I OFFERDALSSKOLLAN (HÅCKRENGRUPPEN)

Offerdalsskollan förefaller att – liksom Särvskollan – helt sakna paleozoiska bergarter. Detta är ett viktigt diagnostiskt kännetecken, som skiljer Offerdalsskollan från den undre skollberggrunden och redan därigenom antyder en lång överskjutning mellan dessa tektoniska enheter. Det är också paleogeografiskt betydelsefullt, eftersom Offerdalsskollan och Särvskollan tillsammans primärt måste ha täckt ett brett landområde.

Deformation och metamorfos i en del av Offerdalsskollans mylonitzoner har som tidigare nämnts geokronologiskt daterats (Rb-Sr) till 485±50 Ma (Claesson 1980), vilken tidpunkt motsvarar yngsta kambrium eller äldsta ordovicium. De nämnda tektoniska enheterna Särv och Offerdal, som saknar paleozoiska lager, kan därför redan i kambrisk tid ha blivit inblandade i tidigkaledoniska överskjutningsförlopp motsvarande den Finnmarkiska orogenfasen, och Offerdalsskollan har därigenom ej kunnat bilda underlag för en sedimentation av underpaleozoiska lager.

Sedimenten i Offerdalsskollan skiljer sig avsevärt från de i Särvskollan, även om man för båda måste räkna med en senprekambrisk ålder. Offerdalsskollans sediment sammanfattas här under benämningen Håckrengruppen. Namnet kommer av sjön Håckren och det uppdämda Håckrenmagasinet (19D 2f) vid Hottögsfjället i mellersta Jämtland. I området öster och nordost om Anarisfjällen har Offerdalsskollans sediment en stor utbredning. Skollans basala del är där utbildad som blastomylonit, vilken kan betraktas som en nordligare fortsättning av Tännäs ögongnejs. Från att i Härjedalen vara en flera tusen meter tjock packe, minskar blastomyloniten lokalt och regionalt norrut allt mera i mäktighet samtidigt som kalifältspatens porfyroblaster till synes avtar i såväl storlek som frekvens. Vid Persåsenförkastningen återstår endast några tiotal meter mylonit, som kan studeras i vägskärningar vid Persåsen. En basal mylonit av minst denna tjocklek är normal för Offerdalsskollan och den förekommer med sporadiska undantag i hela den mellersta regionen upp till Hotagen.

Det understa lagret i Håckrengruppen är svagt representerat i Håckrenområdet. Dess typlokal ligger 1 km öster om byn Edevik (21D 0a), vid den norra stranden av sjön Torrön.

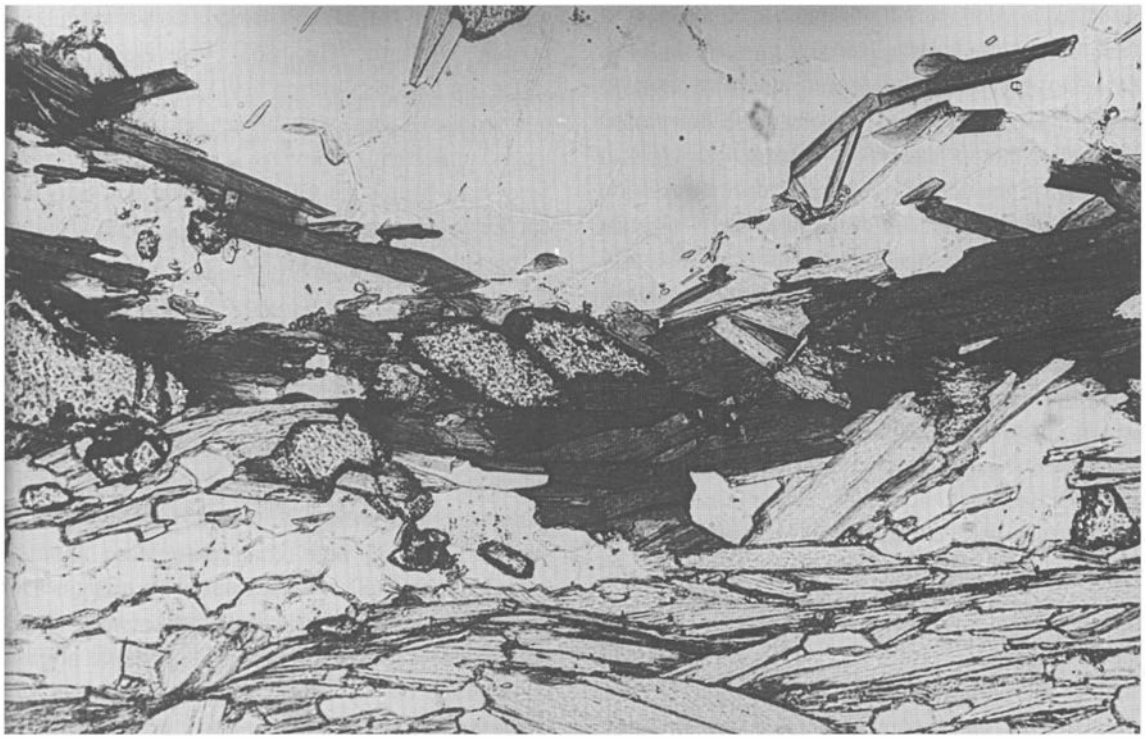


Fig. 59. Kristallin skiffer, Holmtjärnsfyllit, i Håckrengruppen, i Offerdalsskollan. Mineralen har under omvandlingsfasen delats upp i skilda skikt med mineralen muskovit, fältspat, biotit och kvarts (överst). Cirka 18 gångers förstoring och polariserat ljus. Anasjön (19D 0f).

Phyllitic schist (Holmtjärn Phyllite) in Håckren Group sequence. 18x,+nic. The minerals are separated in different layers of muscovite, feldspar, biotite and quartz (uppermost). Sample from Anasjön (19D 0f).

Där finner man en albitisk, hämatitrik tuffit vilande till synes direkt på postsvekokarelsk ryolitisk porfyr, här kallad Östbergsporfyr. Tuffitens sammansättning framgår av tabell 3. Eftersom den starkt skiffriga tuffiten är helt olik andra tuffitiska bergarter, som på några håll förekommer i Östbergsporfyrgruppen och uppåt övergår i Håckrengruppens Holmtjärnsfyllit, räknas tuffiten där till den överliggande serien. Dess definitiva tillhörighet uppåt eller nedåt får fastställas framgent. Några motsvarande, till synes vulkanogena bergarter finns även vid södra stranden av Djupsjön (19D 2h), där de eventuellt bör underlagra Holmtjärnsfylliten.

Holmtjärnsfyllit, som uppåt avlöser nämnda Edevikstuffit har stor utbredning och förekommer från Anarisfjällen till norra Jämtland. Bergarten, som tidigare av mig kallats fyllonit, (Strömberg 1961) är i allmänhet flera hundra meter mäktig. Fylliten är normalt skivvis segregerad vid den metamorfa kristalliseringen så att fältspat och kvarts, muskovit respektive biotit uppträder i skilda lager, vilket framträder i mikroskopisk skala (fig. 59). Grövre kvartskörtlar bildar platta, oregelbundna utsöndringar i fylliten. I ett block av fyllit vid Holmtjärn iakttogs en halvmetertjock gång av diabasporfyrit, som övertvärat fyllitens metamorfa rekristallisering. Holmtjärnsfylliten framträder väster om Oldenkulminationen som ett 3 km brett stråk längs den västra sidan av sjön Torrön och norrut mot Edeviksfjället, där fylliten fortsätter in på norskt område med nordlig strykning. I hela detta område är stupningen i medeltal 20° mot VSV. Fyllitens veckaxlar stupar 0–15° mot väster respektive 60° mot norr, men det har ej varit möjligt att närmare bestämma veckningens mönster. Bergarten är glimrig och bucklig, grå eller svart med biotit och kvarts som mest framträdande mineral. Fyllitlagrets stupning och bredd tyder på att Holmtjärnsfylliten kan vara närmare tusen meter mäktig i detta område. Fylliten sticker också fram i en liten kulmination vid Germundtjärn och Nordfjäln (20D 5b).

I Ansättenutliggaren (20E) kommer Holmtjärnsfylliten också fram i den sydvästra kanten, där likaså i basalt läge, underst i Offerdalsskollan. Intill det västligare Offerdalskonglomeratet öster om Oxböle och Hållan stupar fylliten hela tiden österut, ned i den dal som markeras av Acktjärn och en rad småtjärnar. Längre mot öster och norr i Ansättenutliggaren har den egentliga Holmtjärnsfylliten inte påträffats, även om den mellersta skollberggrundens basala zon med mylonit vid Skärvången (20E 3e–7f) påminner om fylliten. Myloniten är rätt lik en förskiffrad, grå laminerad skiffer och ett sådant utseende har också hällarna längst ut på Kyrkudden vid Hotagen (20E 9e), som ligger i samma tektoniska zon.

I Alsenutliggaren (19E) tycks Offerdalsskollan till stor

Fig. 60. Laminerad sandsten och skiffer (Falkvalenskiffer) i Håckrengruppen. Norr om Håckrendammens norra ände (19D 1h).
Grey sandstone, intercalated with lamina of siltstone (Falkvalen Shale in the Håckren group). N of the dam at Håckren (19D 1h).

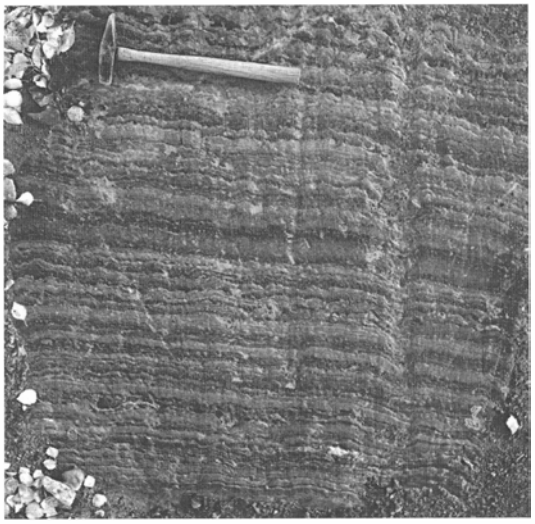


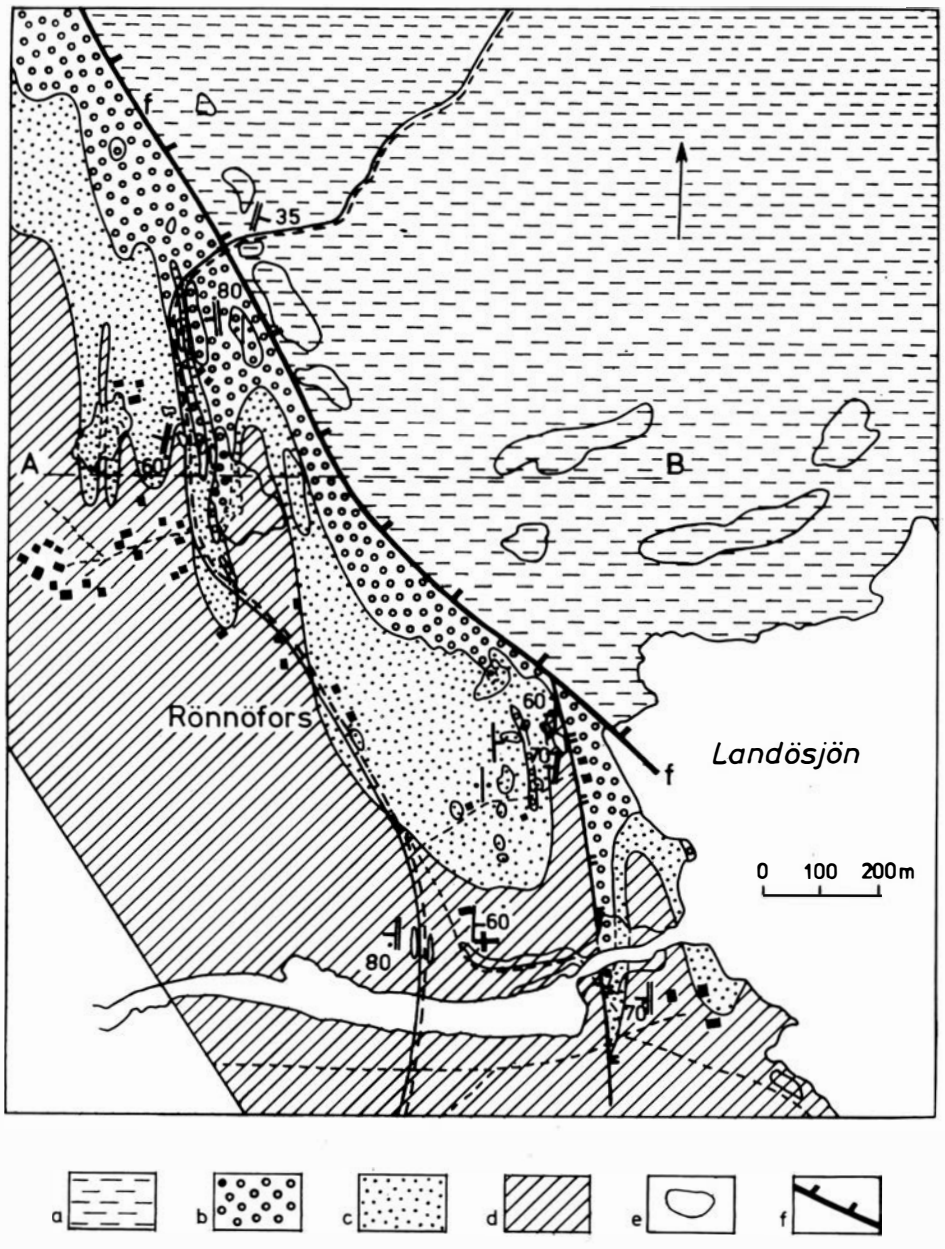
Fig. 61. Laminerad, hård Finnsäterskiffer. Kvartärt glacialslipad bergyta (korsande räfflor) vinkelrät mot skiffrigheten. Liens stenbrott, söder om Landögssjön. (20E 1c).
Hard, laminated Finnsäter schist of the Håckren Group exposed in a quarry at Lien (20E 1c). The surface shows crossing sets of glacial striae approx. perpendicular to the layering.

del utgöras av Holmtjärnsfyllit. En analys av fyllitisk mylonit från Rödebergets topp (tabell 3) visar hög halt av aluminium och kalium. Offerdalsskollan i denna utliggare innehåller även kvartsrikare glimmerskiffrar och dessutom, vid Öretjärn, en liten förekomst av porfyr (19E 7c). Holmtjärnsfyllitens bergartstyp uppträder sporadiskt i Offerdalsskollan öster om Hotagensjön (20E 8g–9h), men förskiffringen är stark och det är osäkert om dessa fyllitiska skiffrar motsvarar samma stratigrafiska enhet. Längre mot norr är det övervägande mer sandiga skiffrar som representerar Offerdalsskollans sediment. Vid Bågede (21F 9b) uppträder ett svart, något fyllitiskt metasediment, som emellertid påminner mer om Falkvalengråvackan, fastän i starkt tektoniserad form.

Över Holmtjärnsfylliten följer *Falkvalenformationens* gråvackeartade skiffer. Eftersom tektoniseringen vanligen är stark i Offerdalsskollan är det ibland svårt att fastställa gränsen mellan Holmtjärns- och Falkvalenenheterna liksom relationerna till yngre laminerade skiffrar. Falkvalenformationen består av finsandiga, laminerade skiffrar eller gråvackor, vilka tycks successivt gå över till övervägande sandig eller skiffrig facies i olika områden. I typområdet vid Falkvalen är den utvecklad som täta, bandade gråvackeskiffrar, vilka norrut i Hottögsruen går över i ganska mjuk, laminerad skiffer liknande Holmtjärnsfylliten. Nordväst om Håckrendammen och söder om denna är Falkvalenskiffern representerad av en sandig gråvacka, som är genomgående märkbart metamorf (fig. 60). Denna prekambriska gråvackeskiffer som anstår söder och norr om Håckrenmagasinets damm skiljer sig dessutom från de ordoviciska gråvackeskiffrarna i den undre skollberggrunden nedströms dammen genom en mindre distinkt uppdelning mellan leriga och sandiga skikt. I de nämnda prekambriska lagren är allt material finsandigt. Falkvalenskiffrarna tycks kila ut längre mot norr, men kommer möjligen igen i Offerdalsskollan i norra Jämtland, där det emellertid är svårare att skilja mellan de olika enheterna i Håckrengruppen.

Djupsjösandstenen är utbildad som en serie av växellagrande sandsten och skiffer, med sandstenen 1–2 dm och skifferlagren någon centimeter tjocka. Formationen har en avsevärd utbredning i området omkring Håckrenmagasinet och söderut till sjöområdet mellan Oviksfjällen och Anarisfjällen (19D 3g – 18D 9g). Formationens mäktighet uppskattas till storleksordningen ett par tusen meter. I formationens övre del är sandstensbankarna tunna, omkring 1–2 cm och mer kvartsrika. Med någon ökande grad av tektonisk valsning blir denna kvartsitskiffer hård och ganska lättkluven och har därmed övergått i den översta enheten, Finnsäterskiffer, efter det stenbrott vid Landögsjöns västra ände, där man sedan många decennier brutit denna s.k. Offerdalsskiffer. Både Djupsjösandstenen och Finnsäterskiffern har också utbredning norrut, dels i ett stråk vid Torröns västra sida, och dels i Ansättenutliggaren, där större delen av Offerdalsskollan utgörs av dessa skiffrar. Båda enheterna uppträder vidare i mindre stråk norr om Hotagensjön och vid Ströms Vattudal, norr om Bågede.

I basalt läge, under Håckrengruppen i Offerdalsskollan, finns nästan alltid en del starkt tektoniserat, mylonitiskt urbergsmaterial. Denna platta av deformerat urberg framträder på kartan som ett bräm till Offerdalsskollan sydväst om Mörsil. Där deformationen varit mindre stark kan urbergsmaterialet ta formen av en tektonisk breccia. Vid Imbergen väster om Bydalen (19D 0i) uppträder en sådan breccia som innehåller fragment av övervägande rosa porfyr liggande i en grönaktig krossbergart. Här och var intill denna rivningsbreccia uppträder partier av mindre förstört urberg som kan identifieras som porfyr och granit.



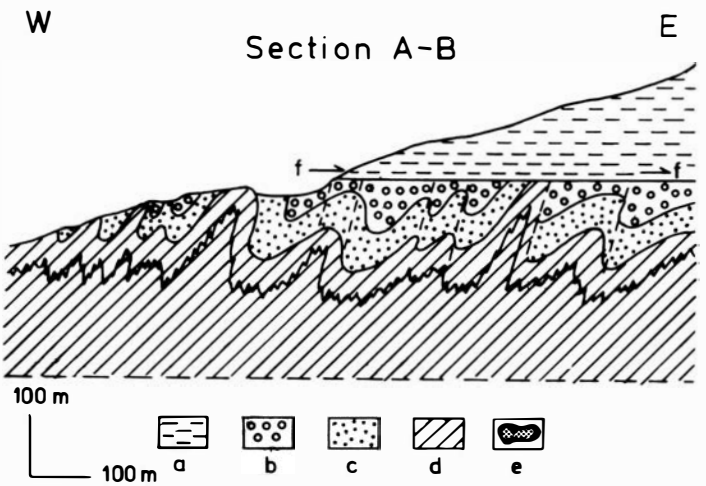


Fig. 62. Berggrundskarta och profil som visar Offerdalsskollans överskjutning på den undre skollberggrundens översta del vid Rönnöfors (20E 2a).
a = skiffrig sandsten (Håsjögruppen), b = Rönnöforskonglomeratet, c = mörk kvartsit (blåkvarts), d = svart skiffer och gråvackeskiffer, e = blottad berggrund, f = Offerdalsskollans överskjutning.

Geological map and section at Rönnöfors (20E 2a) showing the Offerdal Nappe overriding strata of the Lower Allochthon.
Legend: a= flaggy sandstone (Håsjön Group), b= Rönnöfors Conglomerate, c= dark quartzitic sandstone, d= dark shales and greywackes, e= exposures, f= Thrust plane of the Middle Allochthon.

OFFERDALSSKOLLAN I NORRA JÄMTLAND

I norra Jämtland utgör tektoniserade metamorfa bergarter den genomgående dominerande delen av Offerdalsskollan. Det tycks till stor del vara fråga om postsvekokarelska porfyrer och graniter med lokalt inslag av basiska intrusiv. Regionalt utbredda stråk av metamorfa sedimentbergarter bildar vanligen skollans översta zon.

Fig. 63. Veckad och bandad mylonit, som intar Offerdalsskollans tektonostratigrafiska plats mellan undre skollberggrund och Särvskolla. Axialplan och förklyftning stupar 15° mot NO. Veckaxeln stryker ungefär i nord–syd. Hammarens skaft (i bildens nedre kant) pekar mot väster. Stenbrott öster om Kallrör (20D 0c).

Folded and laminated mylonite at the Offerdal Nappe level. Axial plane dip 15°NE, axial strike close to N –S. Quarry east of Kallrör, western Jämtland (20D 0c). Hadle of hammer in lower part of picture pointing westwards.

Väster och norr om Hotagen (21E 0b–d)

Norra dalsidan vid Grubbdalsåns dalgång (21E 0b) uppvisar både Hotagenskolla och Offerdalsskolla, där de skiljande överskjutningarna markeras av mindre hack i dalsidans profil. Båda överskjutningsplanen stupar mot nordost, utåt från kulminationen i Oldenmassivet. Mylonitiska skiffrar, som kan härledas från urbergsmaterial såsom porfyr och finkornig granit, utgör den undre delen av Offerdalsskollan, som från sjön St. Kingen via Sausjön (2 km nordväst om Rösjön) stryker i sydväst–nordostlig riktning mot Valsjön. Den övre och nordvästra delen av skollan består i allmänhet av hårda, kvartsitiska skiffrar av typ Djupsjösandsten eller Finnsäterskiffer.

Norr om Hotagen blir Offerdalsskollan bredare och innehåller mer av delvis ögongnejsartade porfyroblastskiffrar. En del inre överskjutningar förekommer och dessa markeras lokalt genom spår av sedimentbergarter, t.ex. kvartsitblock vid sjöarna Hasslingarna. Starkt förskiffrad (NV/10–20°N) och stänglig (60V/10°) porfyr uppträder i ett stråk mellan Valsjön och L. Brinnsjön omkring 1 km nordväst om St. Brinnsjön. Denna deformation kan eventuellt förmodas ha samband med Hotagenförkastningen. Begränsade stråk av metasediment, övervägande glimmerrika, kvartsitiska skiffrar, förekommer nordost om Hotagensjön (Walser 1980). Även porfyroblastiska skiffrar och ställvis ögongnejs uppträder.

I Furuviksklumpen nordost om Valsjön finns en serie tektoniserade, smala gångar av metadiabas eller amfibolit, som ligger i en medelgrov, röd granit. Längre mot norr och nordost övergår graniten i ögongnejs. Öster om Hasslingarna finns stora områden av granit med inslag av porfyr. Den översta delen av Offerdalsskollan utgörs av relativt hårda kvartsitiska skiffrar som tycks bilda ett sammanhängande band från Valsjön och norrut mot Vinklumpen och vidare mot nordost. Tidigare (kap. ”Området Lidsjöberg–Finnvattnshöjden”) har nämnts den skärning genom Offerdalsskollans basala överskjutning, som kan följas vid dalgången från Storfulvurn (21E 2j) mot nordväst till Fälpvattnet (Stejskal 1971).

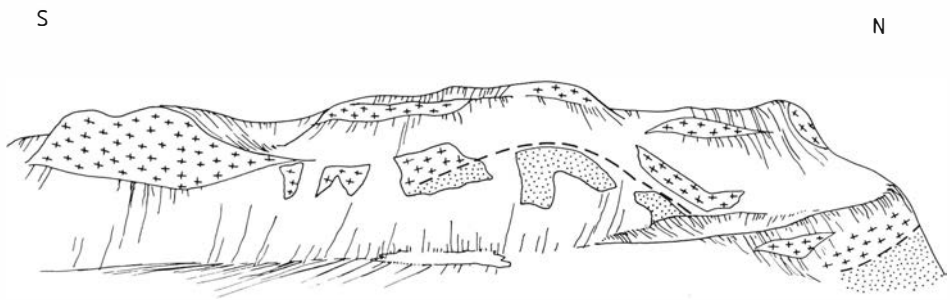


Fig. 64. Överskjutning av Offerdalsskollans röda granit (kryss) på kvartsiter (prickat), konglomerat och skiffer. Utsikt över sjön Storfulvurn mot Länsmansfjällets nordöstra brant (21E 2j). Teckning av Vladislav Stejskal, juni 1971.

Red granite, indicated by corss pattern, in the Offerdal Nappe thrusted on quartzites (dotted), conglomerates and shales in the Lower Allochthon at Länsmansfjället, northeastern slope (21E 2j). Sketch by V. Stejskal, 1971.

Området Gräsvattnet–Bågede–Svansele (21F)

Öster om Gräsvattnet (21F 0a) ligger en flik av Offerdalsskollan, som här är uppbyggd av ögongnejs och skiffriga, metamorfa sedimentbergarter med inslag av amfibolit. De sedimentära bergarterna här och i huvudstråket av skollan söder om Dunnervattnet är till stor del mörka biotitrika, deformerade metaargilliter, som något påminner om Holmtjärnsfylliten i den södra och mellersta länsdelen. Liknande mörka skiffrar finns också i vägskärningar vid Bågede. De är mylonitiserade liksom de förskiffrade graniterna öster därom i den lägre delen av skollan. En motsvarande gräns mellan metasediment och deformerade graniter kan också följas i skollan norrut mot Klumpvattnet (21F 9c).

Söder om Svansele (22F 0d) tycks övervägande granitiska myloniter representera Offerdalsskollan. Väster om Svansele är både deformation och metamorfos stark och berggrunden påminner mest om Seve. Gränsen mellan metamorf Offerdalsskolla och seveberggrund är emellertid osäker. Även Särvskollan är i dessa områden starkt metamorf och har kunnat utskiljas endast genom förekomsten av de ibland regelbundet uppträdande gångarna av metadiabas.

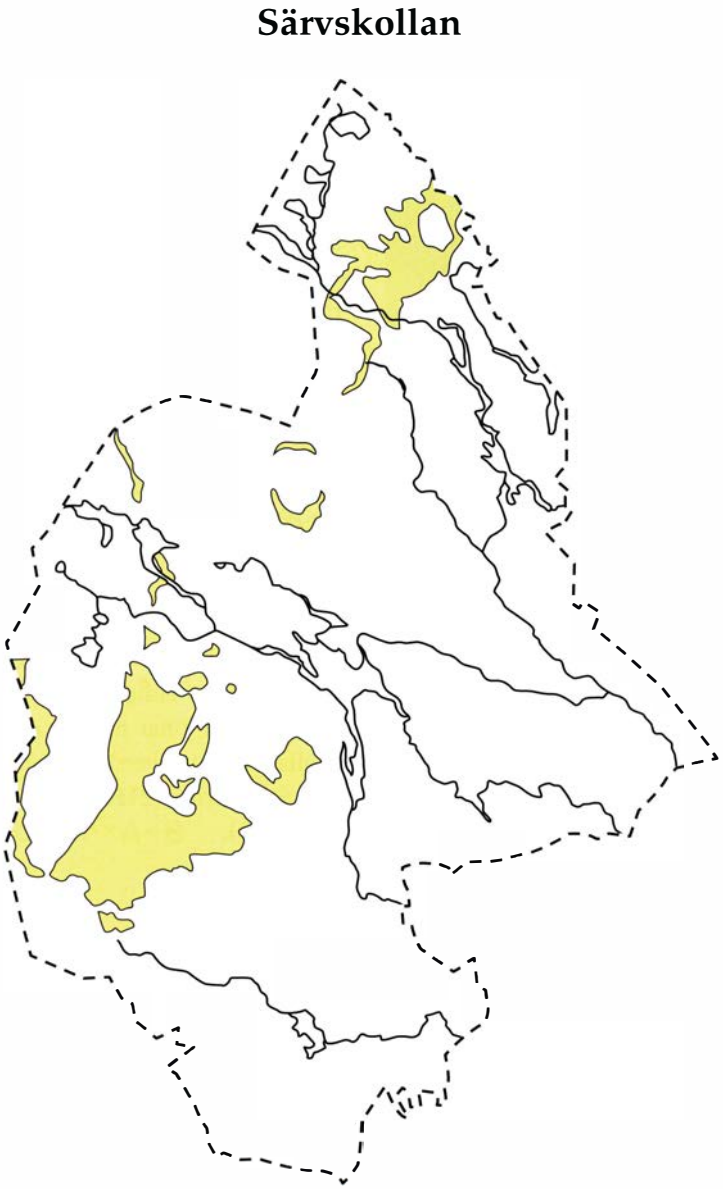


Fig. 65. Särvskollans utbredning i Jämtland.
Regional extension of the Särv Nappe in Jämtland.

ÖVERSIKT

Särvskollan är en av de mest intressanta delskollorna i den mellersta och övre skollberggrunden. Den förekommer sporadiskt från söder till norr i hela västra Jämtland, men har sin största utbredning i Särv-, Lunndörrs- och Anarisfjällen (Strömberg 1961). Den domineras av arkosartade och kvartsitiska bergarter av överrifeisk och vendisk ålder och har en sammanlagd mäktighet av ett par tusen meter. På några ställen innehåller Särvskollan de senprekambriska sedimentlagrens primära underlag av prekambrisk porfyr, granit och basiska eruptivbergarter. Vid Tännäs finns en migmatitisk dioritgnejs med inslag av flera basiska bergarter. Den undre delen av skollans stratigrafi utgörs av fältspatsandstenar. En dolomitisk kalksten uppträder uthålligt vid skollans bas. Stratigrafiskt högre upp följer en tillitavdelning, som i sin tur överlagras av fältspatsandstenar, skiffer och kvartsitlager, sannolikt av vendisk ålder.

Täta gångsvärmar av porfyrisk olivindiabas slår igenom Särvskollans sedimentbergarter. Efter tidigt undersökta förekomster på Ottfjället har bergarten kallats Ottfjällsdiabas (Holmquist 1894). Gångarna är vanligen 5–50 m breda och så talrika att man kan räkna med att närmare en tredjedel av skollan är diabas. En väsentlig utvidgning av skollans berggrund måste alltså ha skett vid intrusionen. Kemiska analyser visar att Ottfjällsdiabasens magmatyp är jämförbar med oceanbottentholeiit (Solyom m.fl. 1979a).

Diabasgångarna är vanligen orienterade nära vinkelrätt mot sedimentbergarternas lagringsplan (Strömberg 1955). Endast lokala och svaga deformationer uppträder före eller under intrusionen, som måste ha inträffat före Särvskollans överskjutning mot öster. Gångarnas strykning varierar inom skollan. Den orientering som dominerar i ett skollpartis centrala del uppvisar allt större avvikelse ju närmare enhetens yttre begränsning gångarna observeras. Deformationer i Särvskollan har vanligen skett längs starkt förskiffrade plan och diabaserna har där retrogressivt omvandlats till amfiboliter och kloritiska fylloniter. Sedimentbergarterna blir då starkt folierade. Detta är särskilt tydligt vid skollans bas. Paleomagnetiska mätningar på diabasgångar i Särvskollan visar att gångarna till stor del omställts under skolltransporten (Bylund & Zellman 1980). Sålunda visar det sig att Ottfjällets skolldel har roterat cirka 80° motsols. Geokronologisk datering med Rb-Sr-metoden av Ottfjällsdiabasen har givit en sannolik intrusiv ålder av omkring 650 miljoner år (Claesson 1980). Hittillsvarande resultat tyder alltså på att Särvskollans sedimentbergarter blivit genomsatta av branta gångar av oceanbottenbasalt vid en tidpunkt då det förkaledoniska Iapetushavet började öppna sig långt väster om skollans nuvarande läge. Detta kan utgöra en tidig episod i sammanskjutning av bl.a. Särvskollan över Offerdalsskollan under Finnmarksfasen (485–500 Ma). Vid de senare överskjutningarna i sen silurisk tid, för ca 400 miljoner år sedan, gled alltsammans vidare österut, varvid skollan delvis tillsammans med under- och överliggande tektoniska enheter flöt ut som en glaciär med deformationer och rotationer alltefter omgivningens olika tryck.

Fig. 66. Veckad arkosmylonit med pegmatitliknande lateralsekretioner av kvarts, kalifältspat, ankerit och hematit. (Tallbarr i bildens nedre kant anger skala.) Mylonitzonen under Särvskollan, 10 km öster om Storsjö (18D 4e).

Pegmatitic lateral secretions of quartz, feldspar, ankerite and haematite in a folded arkosic mylonite below the Särv Nappe. Section 10 km E Storsjö (18D 4e). (Scale: spruce needle in lower part of picture.)

Särvskollans struktur, deformation och metamorfos

I alla framställningar om Särvskollan (Strömberg 1955, 1961 och 1969) har författaren följt följande principiella definition: Särvskollan är den tektoniska enhet i Skanderna i vilken gångar av Ottfjällsdiabas kan urskiljas. I tveksamma fall, vid starkt metamorf Särvskolla, har vissa indicier, t.ex. gångarnas karaktäristiska uppträdande i kvartsitiska metasediment kunnat ge ledtrådar. Särvskollan avviker också ifråga om bergarternas deformation och metamorfos från andra tektoniska enheter, främst genom att diabasgångarnas täthet medfört ett slags förstärkande armering i skollan. Deformationer i skollans berggrund har därigenom till stor del koncentrerats till begränsade svaghetszoner, dels vid skollans mylonitiserade bas, och dels i sporadiska inre förskjutningszoner. Många sådana inre tektoniska störningar av växlande storleksordning har iakttagits, ända ner till parallellrörelser mellan gångarna. Genom små delrörelser har hela skollan kunnat böjas om och mjukt deformerats, både till blockvisa horisontella rotationer omkring branta rotationsaxlar (fig. 68) och till överstjälpta veck i regional skala (Kumpulainen 1980, 1982).

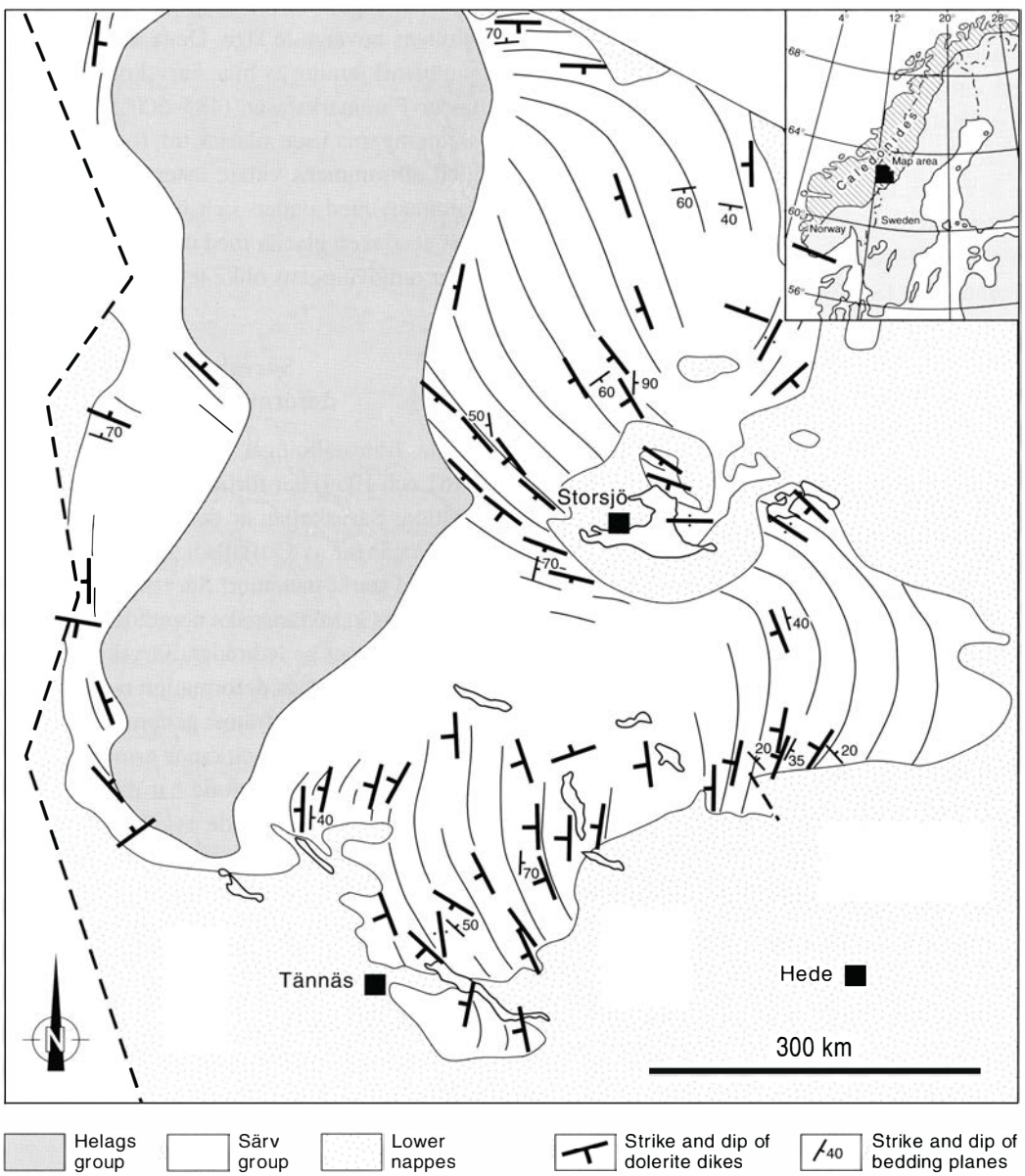
Fig. 67. Blastomylonit med stora ögon av kalifältspat i Särvskollans överskjutning vid Ulvberget, Medskogen. Vid foten av hög bergbrant, 1 km väster om Medskogens by (17D 6b).

Blastomylonite with porphyroblasts of potassium feldspar. Part of the basal Särv thrust at Ulvberget. 1 km W Medskogen (17D 6b).

Ottfjällsdiabasens närvaro tycks märkbart ha minskat deformationerna inne i skollan. I regional skala framträder detta om man jämför diabasrika och diabasfattiga områden. Flatruetområdet saknar till synes diabasgångar och där har fältspatsandstenarna manglats ut till ljusa, hårda glimmerskiffrar med reliktkorn av kvarts och fältspat. På samma sätt är förskiffringen stark i de östligaste delarna av Särvskollan där diabasgångarna tunnar ut. Det gäller särskilt i Fudaut-

Fig. 68. Strukturer i Särvskollan i södra Jämtland. Heldragna tunna linjer markerar strykningar av Ottfjällsdiabasens gångar. Tjocka stupningstecken (kort tvärstreck = brant stupning) visar gångstupningar under det att tunna stupningstecken med pil anger lagringsplanens orientering. 'U'= Ulvberget, se fig. 75 (efter Strömberg 1969).

Structures in the Särv Nappe in southern Jämtland. Fine lines indicate orientation of dolerite dykes. Marked symbols indicate orientation of dyke, thinner indicate bedding of the sandstones U indicates the Ulvberget hill, see also Fig. 75. After Strömberg 1969.



liggaren (18F), men också t.ex. i Håsjöfjällen i söder (18D 0h) och på Håckervalen (19D 2i) söder om Mörsil.

Där diabasgångarna deformerats och metamorfoserats till amfibolit har deras kompetens (styvhet) minskat och därmed har hela Särvskollekomplexet övergått till lägre kompetenta skiffrar. Detta har inträffat både i Särvskollans basalzon, i smalare skjuvzoner här och var i skollan samt i kraftigare metamorfoserade områden med Särvskolla, exempelvis väster om Helagssynformen och i hela den nordligare delen av Jämtland. I de sistnämnda områdena utgörs Särvskollan av omväxlande basiska och ljusa, kristallina skiffrar i vilka endast lokalt mer välbevarade gångstrukturer anträffats.

Diabasgångarnas uppträdande

Gångsvärmarna av Ottfjällsdiabas sätter en stark prägel på Särvskollan. Många fjällryggar, t.ex. Anåfjället, får en taggig profil genom att diabasgångarna är hårdare än sidobergets kvartsiter och har eroderats fram som små tvärkölar (Strömberg 1955). Se även fig. 69.

Redan 1873 noterade Törnebohm brantstående gångar av grönsten i Funäsdalsberget, gångar som enligt hans teckning (Törnebohm 1873, fig. 11) står brant genomsättande i flacka lager av kvartsit. Holmquist (1894) beskrev den med diabasgångar tätt genomsatta berggrunden på Ottfjället, där han även påvisade flera exempel på deformationer i diabasen. Törnebohm (1896) påpekade den rikliga förekomsten av Ottfjällsdiabas i fjällen söder om Ottfjället och i Haftorstöten vid norska gränsen samt så långt västerut som i Hummelfjeld på norska sidan. Av flera skäl uppfattade emellertid Törnebohm både Ottfjällsdiabasen och Oldenfönstrets diabasgångar som postsiluriska, dvs. postkaledoniska. Han uttryckte samtidigt också sin förvåning över diabasernas ställvis starka omvandling, med bland annat metamorfos av Ottfjällsdiabasens augit till amfibol, vilket, som vi nu vet, har skett i samband med den regionala metamorfosen och deformationen i Särvskollan.

Frödin (1922) nämnde att Ottfjällsdiabasen lokalt kan vara förskiffrad och metamorfoserad. I bildtexten till ett fotografi av Funäsdalsbergets södra sida påpekade han att Ottfjällsdiabasens gångar ”släpat efter” vid foten av berget (och Särvskollans bas).

Högbom (1920) var medveten om skenbara motsägelser i Ottfjällsdiabasens uppträdande. Alsenutliggarens diabasgångar saknas i underlaget och bör därför ha följt med skollan västerifrån. Då är det å andra sidan egendomligt att dessa gångar av Ottfjällsdiabas till stor del undgått den deformation och metamorfos som många skollbergarter i övrigt har fått. Strömberg (1955) visade att detta beror på den armeringseffekt som diabasgångarna haft i Särvskollan. Diabasgångarnas uppträdande i Särvskollan kunde använ-

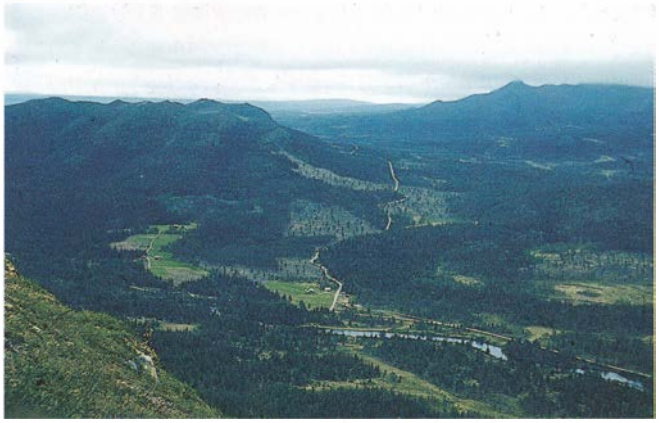


Fig. 69. Bergen som innehåller Särvskolla får ofta en taggig kontur på grund av att diabasgångarna eroderas mindre starkt än den mellanliggande sandstenen. Ormberget och Anåfjället, sedda från sydväst (Funäsdalsberget) (17C 8g).

Jagged contour of mountains as a result of differential weathering in the Särv Nappe composed of metasandstones and the Ottfjället dolerite dikes. Hills at Ormberget and Anåfjället seen from SW (17C 8g).

das vid studier av skollans struktur och rörelser (Strömberg 1961).

Diabasgångarna stryker företrädesvis i N–S eller NNO–SSV. Det spricksystem som diabasmagman trängde in i kan därför antas ha haft en orientering nära parallellt med den skandiska zonens huvudriktning mot NNO–SSV. Gångarna stupar generellt mot väster och gångplanet bildar normalt nästan rät vinkel till lagringsplan i sidobergets sandstenar. Avvikelser från dessa orienteringsförhållanden har som nämnts antagits (Strömberg 1961) till största delen bero på olikformiga rörelser i skollans berggrund, som under överskjutning flutit fram nästan som en glaciär.

Det primära spricksystemet tycks ha varit uthålligt och dominerande i Särvskollans sandstenslager. Sedimenten var också ordentligt konsoliderade och delvis kvartsitiska vid intrusionen. Diabasgångarna är vanligen raka, om man ser i liten skala, därtill parallella och mycket uthålliga, under det att tvärgående gångar undantagsvis går att observera. Kontakterna är i allmänhet plana, på något ställe med vinklande språng på några centimeter. Den kylda kontaktzonen kan vara av varierande bredd. Plattor på några decimeter av sidobergets sediment finns lokalt inne i en bredare gång och kan då vara isärflutna i flera delar, omgivna av diabas, men fortfarande liggande parallellt med diabasgångens kanter och med bibehållen orientering, dvs. med sprick-spaltplanet nära vinkelrätt mot lagringen. Gångarnas frekvens och bredd varierar i hög grad, i stort sett mellan gränserna 0,1 m till 100 m för både gång och sidoberg (fig. 70). Andelen diabasgångar i skollan är vanligen 20–30%, men kan lokalt, t.ex. på Ulvberget vid Medskogen (17D 5a) (fig. 71-73) och på Middagsvålen vid Valbo (19D 1c) kraftigt dominera över sidobergarten.

Ett så omfattande magmatiskt förlopp som Ottfjällsdia-

Fig. 70. Särvskollans branta gångar av Ottfjällsdiabas i Lundörrpassets norra del (18D 8d).
Steep dikes of Ottfjället dolerite in the Särv Nappe (Lundörren gorge) (18D 8d).

basens tillkomst måste ha medfört flera steg av magmaintrusioner. I några fall har också flera intrusionsfaser iakttagits. På Håckelberget, 4 km NNV om Ljusnedal finns nära bergets högsta punkt en nästan vertikal och 20 m bred gång av grovkornig Ottfjällsdiabas. En 5 cm bred, yngre gång av mer finkornig diabas har intruderats i kanten av den större gången. Kontakten mellan de två diabasfaserna visar ett vinklande förlopp. Båda gångarna innehåller strökorn av basisk plagioklas och är lika med undantag av texturens grovlek. Dessa två faser av Ottfjällsdiabas kan ha uppträtt nära varandra i tid. Sannolikt förekommer fler variationer av diabastyp och intrusionssätt. De närmare kontaktförhållandena och intrusionssätt för de mer alkalina diabaser som beskrivits av Solyom m.fl. (1979a), bland annat från glacialblock på Ottfjället, är inte kända.

Intrusionerna tillkom inte generellt i en tektoniskt helt ostörd berggrund. Enstaka lager, särskilt vid botten av Särvskollan, tycks ha varit något deformerade vid diabasintru-

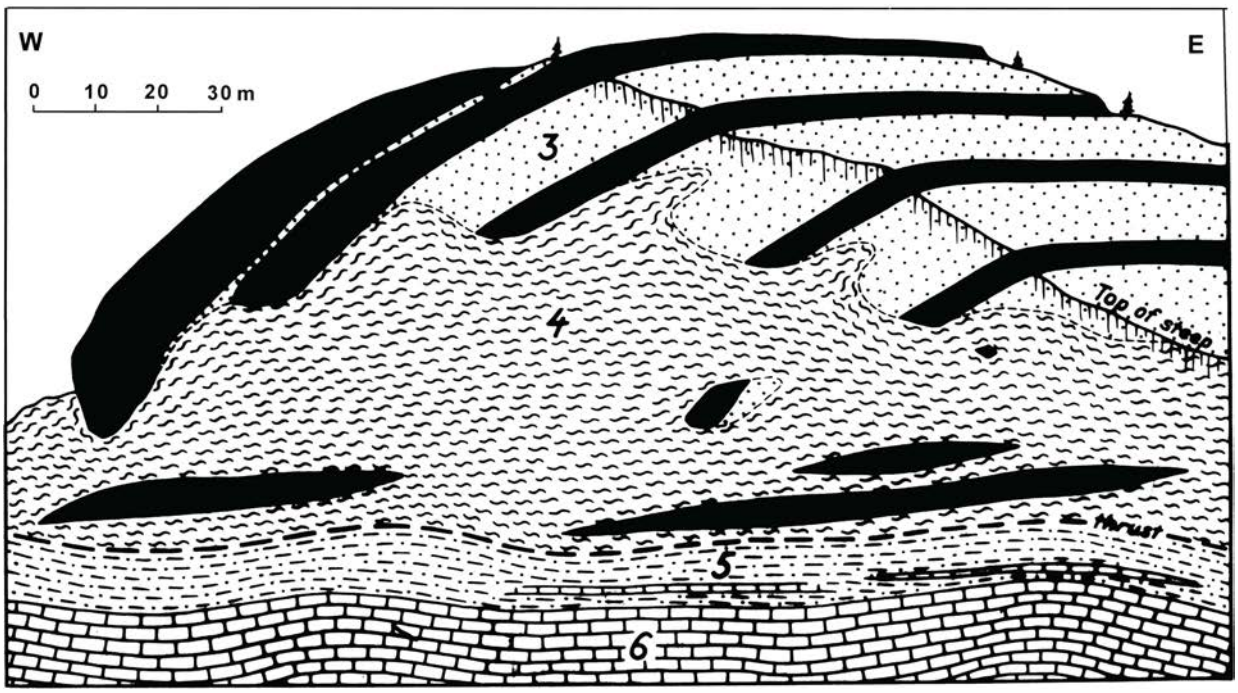


Fig. 71. Berggrunden i Ulvbergets sydbrant, Medskogen (17D 5a) (lokalen 'U' i fig. 68).
l= Gångar av Särvskollans Ottfjällsdiabas, tektoniskt avklippta nertill.
2= Starkt utvalsade och metamorfoserade fragment av diabasgångar.
3= Kvartsitisk fältspatsandsten.
4= Mylonitiska skiffrar som bildats genom tektonisk omblandning av skollans sediment- och eruptivbergarter.
5) Mylonit med porfyroblastes av kalifältspat.
6) Dolomit och kalksandsten (Ulvbergskomplexet).
Efter Strömberg 1955.

Bedrock in the southward facing slope of Mt Ulvberget (17D 5a), locality U in Fig. 68.
1= Ottfjället dykes cut by basal thrust.
2= Strongly deformed and altered segments of dykes.
3= Dense feldspathic sandstone
4= Mylonite of sediments and dolerites.
5= Mylonite with porphyroblasts of potassium-rich feldspar.
6= Dolomite and calcareous sandstone (Ulvberget Complex).
After Strömberg, 1955.

sionen (Strömberg 1961). Det tidiga spricksystemet kan ha varit tensionssprickor i ett ac-plan eller något slags axialplanförklyftning till en regionalt homogen, tidig, deformativ fas. Den stora utbredning och primärt homogena riktning som diabasgångarna har kan tyda på en tidig fas av tension. Så har Gee (1975b) tolkat denna diabasintrusion såsom en inledning till en expanderande uppsprickningszon i samband med Iapetusoceanens öppningsfas i förkaledonisk tid.

Ottfjällsdiabasens petrografi

Ottfjällsdiabasen är en i allmänhet porfyrisk, basisk bergart av oceanbasaltisk, s.k. tholeiitisk sammansättning. Plagioklas, olivin och augit uppträder som megakrister i en ofitisk mellanmassa av övervägande augit och intermediär plagioklas (fig. 81). Strökorn av kalkrik plagioklas markeras av gropar på vittrad bergyta, vilket underlättar identifiering av Ottfjällsdiabasen i fält. Fältspatströkornen är zonarbyggda, med en bytownitisk kärna, som är rik på inneslutningar och visar idiomorfa kristallbegränsningar. I de yttre, mer natriumrika zonerna av strökornen sjunker anortithalten med 10–20% från kärnans 70–80% anortit. Strökorn av olivin förekommer lokalt i upp till 5 mm stora, avrundat euhedrala kristaller. En optisk axelvinkel på 2VZ = 87° har uppmätts i olivinströkorn, vilket motsvarar en olivinsammansättning av 90% forsterit (Mg_2SiO_4) (Strömberg 1969). Olivinkornen har i allmänhet en rand av magnetit vid kristallens kant och även i övrigt uppträder magnetit och titanomagnetit. Mindre olivinkorn har även helt serpentiniserats.

Augit av pigeonitisk typ uppträder också som fenokrister

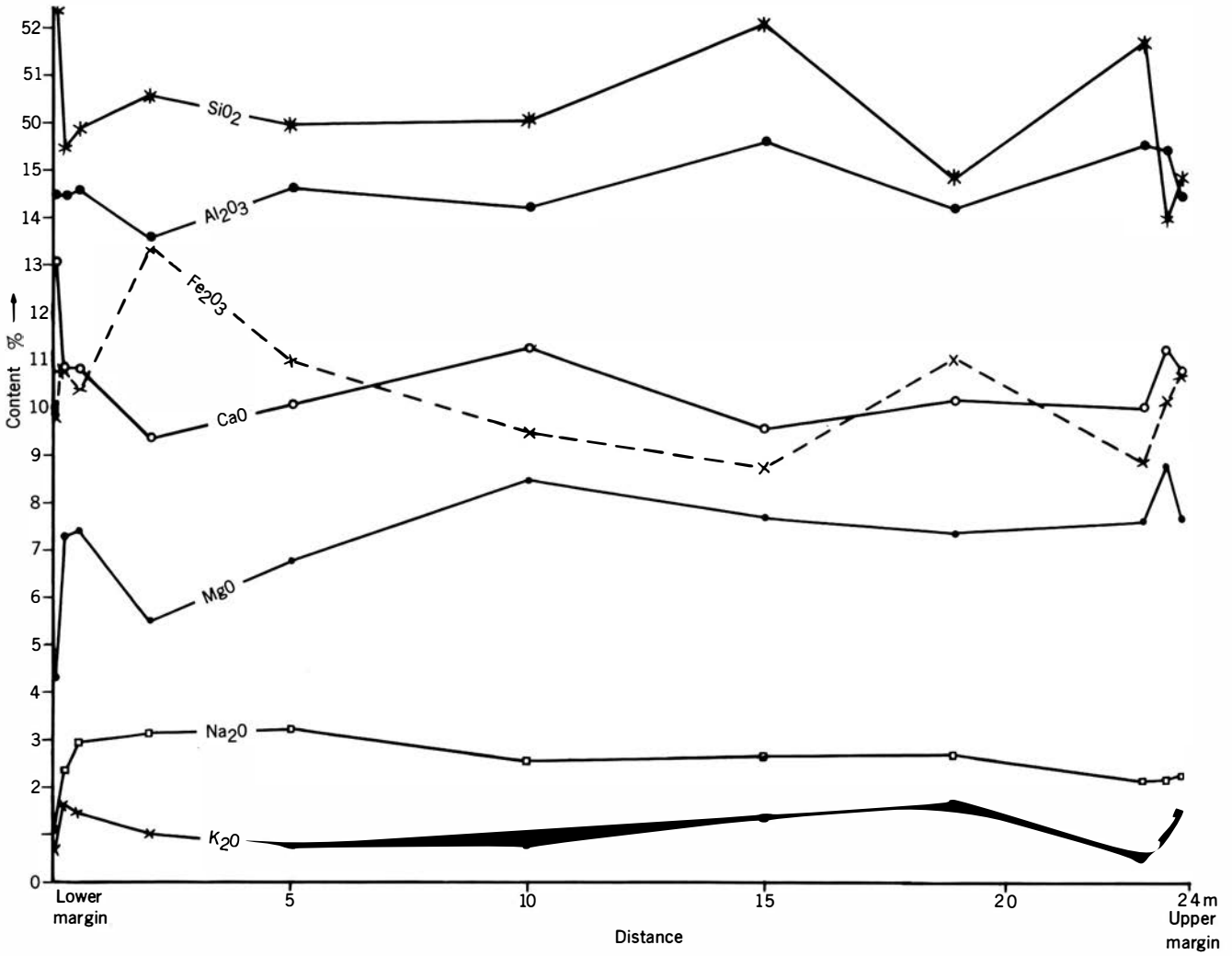
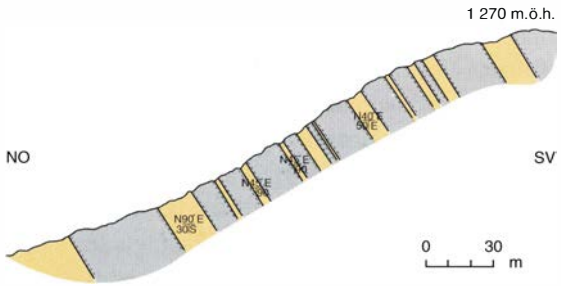


Fig. 72. Geokemisk variation i en 24 m bred gång av Ottfjällsdiabas på Middagsvalen, 2 km sydväst om Valbo (19D 1c). Gångens liggande kontakt till vänster. Gångarna stupar 30° mot SSV.

Changes in chemical composition of the Ottfjället dolerite across a 24 m wide dyke at Middagsvalen (19C 1d). Base of dyke to the left, dip 30° towards SSW. Curves give weight percent variations.



Ottfjällsdiabas och grå sparagmit på östra sidan av toppen Gakka i Lunndörrsfjällen

Fig. 73. Profil på en fjällsida i Lundörrsfjällen i vilken man ser Särvskollans rikedom på diabasgångar. Östsidan av Gakka, öster om Dörrsjön (18D, 8d).

Section in a slope at Lundörrsfjällen showing numerous dikes of Ottfjället dolerite and intermittent quartzitic metasandstone. Eastern slope of Gakka, E of Dörrsjön (18D 8d).

Fig. 74. Mylonitiskt paket av blandade, tektoniserade och metamorfoserade skiffrar under Särvskollan. Ulvbergets sydbrant, Medskogen (17D 6b).

Tectonized dikes of Ottfjället dolerite form "fishes" of amphibolite, intermingled with quartzitic schists below the Särv Nappe. Exposure in S face of Ulvberget, Medskogen (17D 6b).

och är då ofitiskt sammanvuxen med plagioklas. I den finkornigare mellanmassan finns mest augit och prismor av andesitisk plagioklas (ca. $Ab_{45}An_{55}$). Vid kontakterna finner man vanligen en zon av finkornig bergart som tillkommit genom att magman snabbt kylts mot sidoberget. Dessa kylda kontaktzoner kan vara 3 dm till 2 m mäktiga. Då sidobergarten varit mycket tunn, mindre än l dm, har den spruckit lokalt och kringflutits av diabas som nämnts. Dessa bitar förlorar aldrig sin orientering utan uppträder i helt parallell inbördes orientering. Troligen har sidobergarten varit rik på vatten (submarin intrusion). Sammanväxning av augit och plagioklas synes bekräfta en snabb stelning i dessa kylda kontaktzoner (Strömberg 1969), där också finkornigt magmatiskt hornblände förekommer. Förutom de nämnda mineralen uppträder i Ottfjällsdiabasen också biotit, rutil, samt titanomagnetit och apatit. I kontaktzonerna finns lokalt en ökad frekvens av sprickor, under det att ostörda kontakter direkt har avgjutit sidobergartens klastiska korn.

En framträdande metamorfos har omvandlat många av mineralen i diabasen, såsom augit till grönt hornblände, olivin till serpentin och plagioklas till klinozoisit. Vid deformation och samtidig metamorfos kan Ottfjällsdiabasen stegvis övergå i:

Fig. 75. Gång av Ottfjällsdiabas som slår igenom sedimentbergarternas proterozioska kristallina underlag i Särvskollan. Vegalsbergets sydbrant, öster om Tännäs (17C 6h).

Dyke of Ottfjället Dolerite cutting the Proterozoic crystalline basement of the Särv Nappe. Southern slope of Vegalsberget (17C 6h).

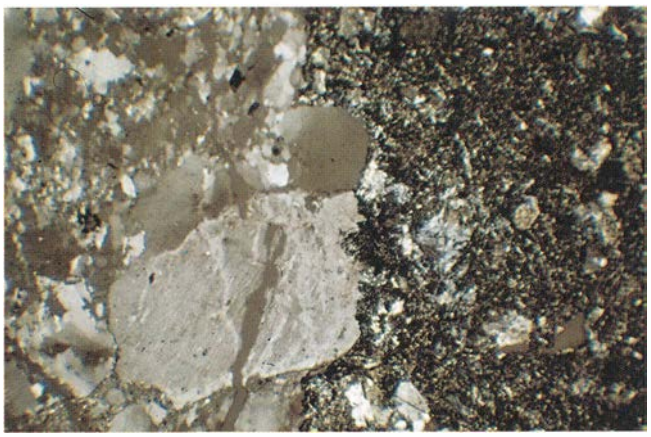


Fig. 76. Tunnslipsbild av porfyritisk, olivinförande Ottfjällsdiabas i intrusiv kontakt mot fältspatkvartsit med klastisk struktur och endast små tryckinducerade sprickor och rekristallisationer. Förstoring 20x ,+nic. Husberget, Särvsjö by (17D 9c).

Photomicrograph showing intrusive contact between Ottfjället dolerite and feldspar-bearing metasandstone. Notice the very small fissures and zones of recrystallisation. Locality Husberget at Särvsjö (17D 9c). 20 x, + nic. Husberget at Särvsjö (18D 9c).

1. Amfibolit med blastoporfyrisk textur, i vilken fläckar av sekundär oligoklas har bildats från den primära plagioklasen.
2. Amfibolit med jämnt finkornig textur, lokalt stänglig.
3. Fyllonit med epidot och biotit, varvid den kemiska sammansättningen väsentligt förändrats (Strömberg 1969).

Förutom den beskrivna förekommer, särskilt i länets västra och norra delar, en ännu mer genomgripande regional metamorfos, varvid Ottfjällsdiabasen kan ha övergått till granatamfibolit etc och endast kan identifieras genom sitt regelbundna uppträdande i skollberggrund som liknar Särvskollans typ av sediment med sandstenslager och kalkhaltiga lager.

Valmåsenkomplexets prekambrium

Den äldsta delen av de bergarter som ingår i Särvskollan är en grupp kristallina prekambriska eruptivbergarter, som synes ha utgjort det primära underlaget för skollans sedimentära bergarter. Detta komplex av äldre eruptivbergarter betecknades tidigare Tännäskomplexet (Strömberg 1961), men har nu ändrats till Valmåsenkomplexet, efter Valmåsen by vid Tännäs, varigenom Tännäs ögongnejs (Högbom 1920, Röshoff 1978) kunnat återfå sitt namn. Eruptivbergarterna motsvarar en omväxlande prekambrisk berggrund, som vid Tännäs domineras av en delvis anortositisk metagabbro med brecciestrukturer.

Graniter förekommer på flera håll i den södra delen av Särvskollan, t.ex. i den mellersta Krökettoppen söder om Tännäs och på Röstberget vid Funäsdalen. Vid den sistnämnda lokalen har iakttagits dels en grå, salisk mikroklingranit, som påminner om en granit vid Sylarnaantiklinalen, dels en röd granodiorit med fragment av gabbro (Strömberg 1961). I passet mellan Norrstädjan och huvudtoppen på Lillfjället (17D 8a) har påträffats ett blockstråk av en ovanlig, medelkornig, röd granit. Ett likartat blockstråk har också observerats mellan Norra Ljungdalsberget och topp 1271 på Dunsjöfjället (18C 5j). I dessa fjällområden är granitblock så ovanliga att sådana samlade blockstråk torde antyda lokal granitberggrund i Särvskollan.

Ryolit uppträder tillsammans med granit vid Kröketfjällen söder om Tännäs. Dessutom förekommer på flera ställen i den södra Särvskollan fältspatrika bergarter som förefaller att vara metamorfa ryoliter. De tillitliknande bergarterna som påträffades på Lillfjället innehåller som huvudkomponent olika varianter av ryolit (Strömberg 1961). Ryoliterna är glimmerfattiga och fluidalt laminerade samt har band av växelvis kvarts och alkalifältspat. Lokalt förekommer band av malmmineral. Ett speciellt tektoniskt läge har en förekomst av ryolitporfyr vid Sandtjärnen norr om Kall (19D 9f). I basen av Seveskollan, överskjuten på den undre skollberggrunden, finns en föga deformerad ryolitporfyr med pålagrat basalt konglomerat. Vad som där anknyter till Särvskollan är, dels det tektoniska läget under seveberggrund, dels att porfyren är rikligt genomsatt av intrusiva gångar av porfyrisk diabas som liknar Ottfjällsdiabas. Gångarna är endast några centimeter breda och bildar ett oregelbundet, breccierande nätverk.

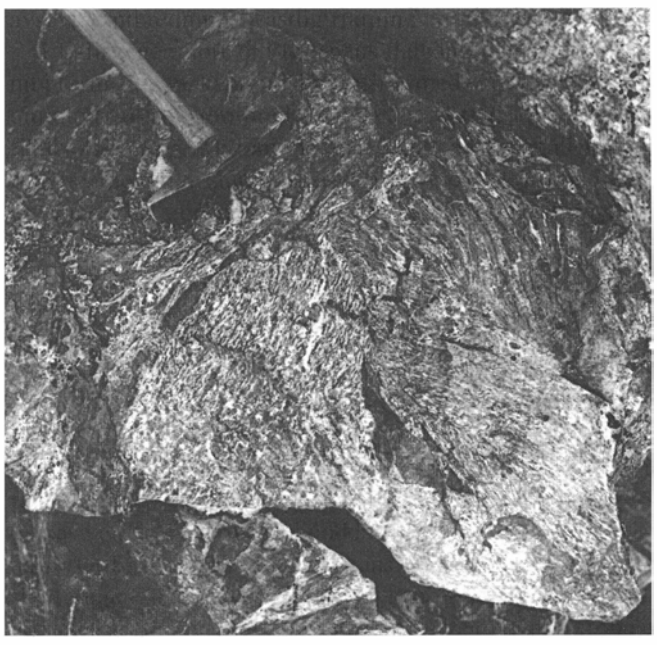


Fig. 77. Magmatisk breccia med dioritisk sammansättning och med fragment av anortosit och amfibolit. Breccian ingår i Särvskollans proterozoiska underlag. Västra Tännäsberget (17C 6h)

Basement magmatic (agmatitic) breccia of dioritic composition in the basal part of the Särv Nappe. Western part of Tännäsberget (17C 6h).

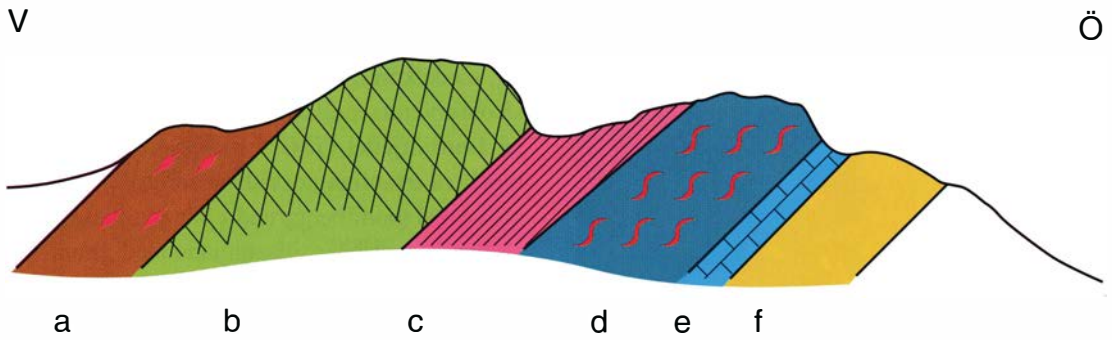


Fig. 78. En basal del av Särvskollan, eventuellt inverterad, framträder i en profil över Tallberget (17C 4i), ca 2,5 km sydöst om Tännäs. a = ögongnejs, b = Tännäsbergets diorit, c = grön skiffer, d = tillitliknande breccia, e = dolomit, f = vit kvartsit.
Section through the basal part of the Särv Nappe atTallberget, southeast of Tännäs (17C 4i)
a=augengneiss, b=diorite, c=greenish slate, d= breccia with tilloid character, e=dolomite and f=light quartzite of the Särv Nappe.

Metagabbro, anortositisk-charnockitisk, i något varierande former, förekommer i Särvskolan vid Tännäs och väster därom (Strömberg 1961). Denna bergart visar en egendomlig struktur av plastiskt deformerad breccia. Breccian har en slingrande, nästan migmatitisk struktur (fig. 77). Man kan urskilja flera skilda bergarter som förekommer i dm-stora fragment i denna ”agmatitiska” breccia och några sådana varianter har analyserats (tabell 3). I alla dessa bergartsvarianter är kalihalten förhållandevis hög, särskilt i de ljusa, fältspatrika partierna. Strökorn av pyroxen, delvis retrogressivt omvandlade, uppträder i bergarterna, som också i övrigt visar en kraftig retrograd omvandling till en i denna del av Särvskollan vanliga lägre grönskifferfacies. I Svansjökläppens mörka gabbro finns grön amfibol samt skapolit. Tännäsbergets metagabbro genomslås av smala, deformerade diabasgångar (Strömberg 1961). Se figur 75.

Strömberg (1961) jämförde Tännäs-Valmåsenkomplexet med den norska Bergen–Jotungruppens bergarter (Goldschmidt 1916). Jotunbergarterna innehåller förutom kaledoniska intrusiv en grupp av eruptivbergarter med förhållandevis hög kalihalt i både saliska och mafiska varianter. Även en del ögongnejser, som innehåller porfyroblastisk kalifältspat, har ansetts höra ihop med Jotunbergarterna (Holtedahl 1953).

Jotungruppen förefaller att innehålla prekambrisk berggrund, troligen av svekonorvegisk ålder. Den har fått nya intrusioner, metamorfoserats och överskjutits i kaledonisk tid (Battey-McRitchie 1973). Vid Valdres intill Jotunmassivet uppträder en eokambrisk sparagmitserie som avlagrats på eroderade, prekambriska Jotunbergarter och överskjutits tillsammans med dessa (Nickelsen 1967). Analogin med Särvskolla är märkbar även om övriga jämförelser måste utelämnas. Den kaledoniska orogenzonen med nordnordöstlig strykning övertvärar i södra och västra Norge den äldre svekonorvegiska orogenzonen som där har nordvästlig strykning. Svekonorvegisk berggrund och strukturer har därmed involverats i det kaledoniska förloppet. Detta är kanske också orsak till att ögongnejs, med eventuellt Jotunfrändskap, finns rikligast företrädd i den del av den skandiska bergskedjan som vid Trondheimsfältets södra del har inlemmat en del av Jotungruppens bergarter.

I en del senare framställningar förefaller den principiella gränsen mellan Särvskolla och Tännäs ögongnejs mindre klar. Röshoff (1978) antyder att amfibolitmassiv i Tännäs ögongnejs kan vara metamorf Ottfjällsdiabas. Detta påstående låter sig inte så lätt bevisa eftersom dessa amfiboliter inte visar något karaktäristiskt gånguppträdande och saknar relikt porfyrstruktur. Ett visst samband mellan en del porfyroblastiska skiffrar och Valmåsenkomplexets bergarter tycks ändå föreligga. På det lilla Tallberget, som ligger 2,5 km sydost om Tännäs (17C 5i) finner man en berggrund som återges i figur 78. En gång av Ottfjällsdiabas har iakttagits vid den dolomitiska kalkstenen längst i öster, vilket stöder uppfattningen att alla bergarterna i profilen, liksom omgivande berggrund, måste räknas till Särvskollan. Blastomyloniten väster om metagabbron är av mindre vanlig typ. Den kan närmast beskrivas som en porfyroblastskiffer med ögon av kalifältspat i en mindre grovkristallin, nästan grönskifferartad mylonitisk gnejsmassa. Tallbergets bergartskomplex ligger nära Särvskollans bas och de deformerade bergarterna kan höra samman med överskjutningsrörelserna.

Ulvbergsenheten

Vid Särvskollans bas uppträder ganska regelbundet en bergartsserie som består av fältspatsandsten, dolomitisk kalksten och vit kalkig sandsten samt i nära anslutning därtill emellanåt även andra skiffriga sedimentbergarter. Dessa lager kallades Ulvbergskomplexet (Strömberg 1961) och enheten fick denna särskilda beteckning därför att skollans överskjutning ser ut att gå ovanför Ulvbergslagren. Den har i länskartan markerats med dolomitens blå färg. De tekto-

niska störningarna är särskilt tydliga vid Ulvberget, Medskogen (17D 5a), där alla avklippta diabasgångar och ett helt paket av 30 m rekristalliserade och metamorfa mylonitiska skiffrar med utmanglad diabas och sandsten ligger ovanför de kalkförande lagren (fig. 74). Genom att Ulvbergslagren vanligen befinner sig i själva överskjutningszonen har stratigrafin inte kunnat helt utredas. Lagren är boudinerade och helt eller delvis inverterade. Deformationen under Ulvbergsenheten är ännu starkare, med mylonitbildning ned till och delvis genom hela Offerdalsskollan som tidigare beskrivits.

Röshoff (1978) utskiljde två stycken ”Middle metasedimentary unit”, med bl.a. dolomitisk kalksten, sandiga sedimentbergarter och fylliter. Dessa enheter låg dels inuti hans ”Tännäs augengneiss nappe” och dels i Särvskollan. Röshoffs tektoniska framställning är något oklar, vilket särskilt framgår av kartskisserna, och det har därför varit svårt att infoga hans resultat i den regionala tektoniska bilden. Enligt Röshoff är Särvskollans ”Middle metasedimentary unit” ”everywhere intruded by the Ottfjäll dolerites”. Därmed avser han eventuellt deformerade fragment av Ottfjällsdiabasens gångar.

En intressant observation omnämns från Vigelenområdet, där Röshoff (1978) funnit en kontakt mellan prekambriska plutoniter i Särvskollan och blastomylonit, varvid blastomyloniter genomskärs av en föga deformerad gång av Ottfjällsdiabas. Detta skulle tyda på att vissa blastomyloniter i likhet med förhållandena vid Tallberget (fig. 78) bör vara äldre än Ottfjällsdiabasen och alltså skulle vara prekambriska.

En tydlig överskjutning som åtminstone delvis går över Ulvbergsenheten finner man vid Funäsdalen (17C 8h). Där slutar de avklippta och böjda diabasgångarna vid foten av Funäsdalsberget och man kan finna spår av utmanglad diabas i mylonitskiffrarna här och där i sluttningen närmare dalens botten. Ulvbergsenhetens bergarter finns i spridda förekomster i dalbottnen, från Röstberget i öster till vägen mot Bottenvallen i väster. Röstberget, öster om Funäsdalen (Strömberg 1961, fig. 19) ger inom ett litet område prov på många av bergarterna i den aktuella zonen. I toppen av berget finns rester av ett par gångar av Ottfjällsdiabas, som stupar flackt mot väster. Intill dessa och tektoniskt i lä av diabasklumparna finns Särvskollesedimentets lokala, primära underlag av graniter, dels röd granodiorit som breccierat gabbro, dels en grå mikroklingranit. Lagerseriens lägsta del i Särvskollan vid Röstberget innehåller bland annat grönaktiga skiffrar, en laminerad moig skiffer och lerskiffer med kalkstensskikt. Flera tektoniska skifferzoner skär denna basala del av skollan och har postintrusivt förskiffrat bergarterna mellan diabasgångarna. De delvis mylonitiska skiffrarna mellan diabasgångarna kan eventuellt motsvara Grönstacksenhetens breccieartade bergarter, som tidigare tolkats

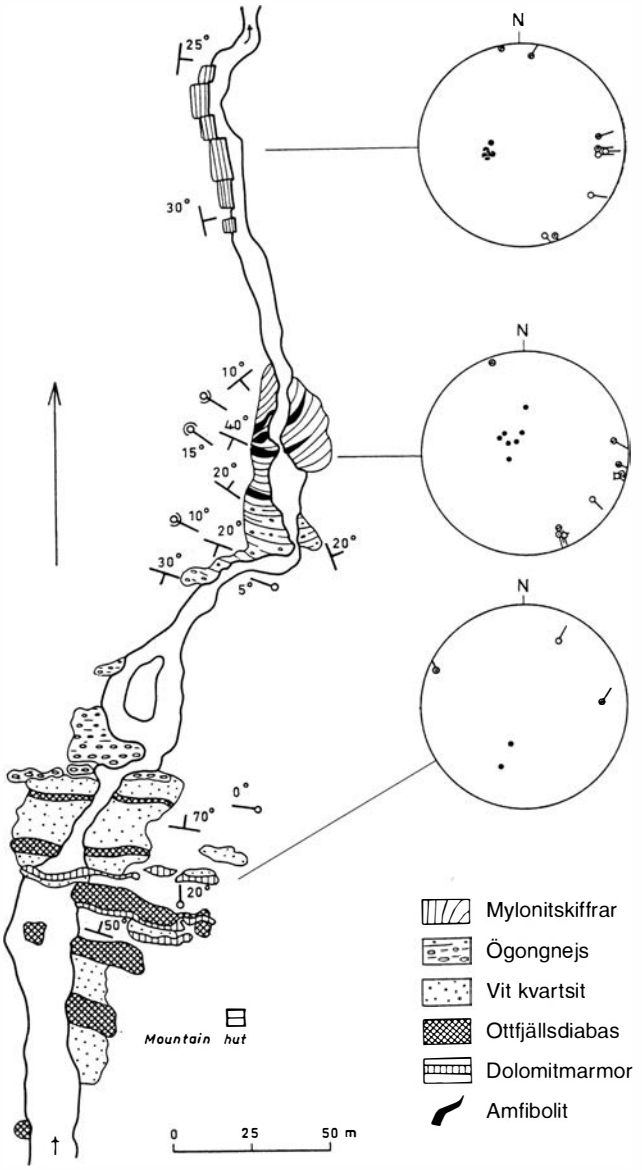


Fig. 79. Understa delen av Särvskollan och underliggande Offerdalsskolla med ögongnejs och mylonitiska skiffrar vid Biskopsån på södra sidan av Sylsjön (19C 3c). (Från Strömberg 1961)

Top of the Offerdal Nappe below the basal Särv Nappe with augengneiss and mylonites at Biskopsån (19C 3c). (Strömberg 1961)

som tilliter (Strömberg 1961). På en topografiskt och tektoniskt lägre nivå följer både på södra och norra sidan om Röstberget Ulvbergsenhetens dolomitiska kalksten samt vita kvartsitiska skiffrar.

Ulvbergslagren har på några ställen iakttgits genomsatta av diabas. Den bästa lokalen finns i Biskopsån vid Sylsjön (18C 6d), där dolomitisk kalksten och vit kvartsit är genomsatta av en serie gångar av Ottfjällsdiabas (fig. 79). Diabasgångarna är 2–10 m breda och uppträder som nära lagerkonforma gångar. En av gångarna har kluvit kalkstenen och skurit igenom ett preintrusivt veck i denna. Diabasen är föga

deformerad och innehåller de vanliga fenokristerna av plagioklas i en finkornig, ofitisk mellanmassa. Den preintrusiva veckningen kan betecknas som en F1-fas i Särvskollan.

Även öster om Storsjö finns några tecken på preintrusiv deformation vid Ottfjällsdiabasens kontakter. Det är mest små störningar, dels en veckning i kalksten, dels tecken på lokal deformation i sandsten vid diabaskontakten (Strömberg 1961). Trots lokala stora variationer i Ulvbergsenheten, representerar den en generell sekvens, som i stort sett gäller för uppträdandet i Härjedalen, räknat uppifrån:

fyllonitiska lager
30 m vit kvartsit
fyllitiska lager ev. tilliter
omkring 10 m kalksten, i varierande grad dolomitisk
10–50 m fältspatsandsten

Dessa bergarter tycks vara knutna växelvis till Särvskollan (diabasgångar) och till Offerdalsskollans översta del. Lager av Ulvbergsenheten, t.ex. kalksten är på vissa lokaler inveckade i den underliggande Offerdalsskollans ögongnejs.

Norr om Anarisfjällen saknas Ulvbergslagren, i ungefär samma området som Håckrengruppens (jfr Offerdalsskollan) sedimentbergarter börjar dominera i Offerdalsskollan, där emellertid Ottfjällsdiabasens gångar saknas. I norra Jämtland förekommer kalkstenslager vanligen i den metamorfa Särvskollans lägsta del och man kan förmoda att det rör sig om liknande kalkstenslager som i Ulvbergsenheten. En nära association mellan tillitlager och kalksten har beskrivits av Kumpulainen (1980). Troligen uppträder lager av karbonatsten på flera stratigrafiska nivåer i Särvskollans berggrund.

Särvskollans sedimentbergarter

Kumpulainen (1980) har undersökt sedimentbergarterna i Särvskollan i Härjedalen–Jämtland och kallade hela serien Tossåsfjällsgruppen. Han bedömde gruppens totala mäktighet till 4,5–6 km. Flera av de i denna grupp ingående formationerna uppträder skilda från varandra i separata områden. Eftersom kontaktförhållandena är bristfälligt kända mellan flera av de enskilda formationerna i Tossåsfjällsgruppen, kan man befara att formationerna delvis utgör laterala variationer med kulminationer i olika regioner. Den totala mäktigheten kan kan därför vara mindre än ovan angivna värden. Tektoniska upprepningar kan också förekomma. Hela Särvskollan har endast omkring 500 m mäktighet beräknat ur topografiska uppgifter. Tossåsfjälletgruppen innehåller enligt Kumpulainen följande formationer: *Lundörrsfjällets fältspatsandsten*, *Kråkhammarens fältspatkvartsit*, *Storådolomit*, *Lillfjällstillit* och *Lövankvartsit*. I en sektion Lunndörrsfjället–Lövan uppfattas hela skollan som veckad i ett storskaligt antiklinalt veck, med östligaste delen nedböjd och delvis inverterad. Storveckets axel stryker ungefär i NNO–SSV. Förutom denna storskaliga veckning finns flera förskiffringszoner inom skollan, t.ex. väster om Tossåsfjället. Dessutom är det som nämnts stark förskiffring i ett stort område vid Flatruet, där Ottfjällsdiabasens gångar saknas och bergarterna blivit utmanglade till ljusa muskovitglimmerskiffrar.

Lunndörrsfjällets fältspatsandsten utgör en mycket mäktig serie av fältspatsandstenar med inlagrade, upp till dm-tjocka skifferlager. Olika former av strömskiktning och andra lagringsstrukturer har observerats. De sandiga lagren är diskordant skiktade, medan finkornigare skikt är horisontellt laminerade och ställvis visar strömskiktning s.k. böljeslagsmärken. Enstaka fall av glidningar har förekommit i de mjuka sedimenten. Vanligen kan man i ett lager eller en serie sammanhörande lager finna en korngradering. Många av dessa strukturer har givit möjlighet till bestämning både av uppåtriktning och strömningsriktning (Kumpulainen 1980). Gemensamt och specifikt för Lunndörrsfjällsformationen är en generellt uppträdande biotit i strödda metamorfa korn (Strömberg 1961) som inte i jämförbar omfattning tycks finnas i övriga enheter i Tossåsfjälletgruppen. Varken botten eller stratigrafiska toppskikt av Lunndörrsfjällets sandsten är säkert kända. På Ottfjällets norra del finner man Särvskollans översta parti, med rester av överskjuten Seve, som fortsätter norr om Ottsjön. I Lunndörrspasset, på den östra bergväggen ovanför vindskyddet, finns en klippa av grafitrik kalkfyllit, starkt veckad, som påminner något om kambriska lager i den undre skollberggrundens lagerserier (Strömberg 1961, Pl I). Det är inte fastlagt om berggrundspartiet är fast berg eller ett lokalt eller långt transporterat glacialblock.

Kråkhammarens fältspatkvartsit utskiljdes som formation av Kumpulainen (1980). Den uppfattas som överlagrande Lunndörrsfjällets fältspatsandsten och underlagrande dolomit och Lillfjällets tillit. Formationen innehåller massiva, gråblå, fältspatförande kvartsiter och grå till rödaktiga, mer skiktade kvartsiter.

Kvartsit, gråvit till vit och med växlande fältspathalt, har en rätt stor utbredning i den östra Särvskollan. Efter förekomsterna sydost om Stor-Lövsjön benämns dessa bergarter Lövanformationen (Kumpulainen 1980). Den översta banken av tillit överlagras vid Stor-Lövsjön av mostensartade sandstenar, som uppåt under 300–500 m blir allt grövre tills grova sandstenar och slutligen konglomerat med bollar av kvartsit, kvarts och fältspat uppträder. I den sydöstra delen av Särvskollan vid Särvfjället, fann jag en i viss mån analog serie av uppåt något grövre sediment. Den konglomeratiska sandstenen överst innehåller också där bl.a. bollar av kvarts och vit och skär fältspat. Detta bollmaterial påminner för övrigt om konglomeraten i Vemdalskvartsiten längre i öster.

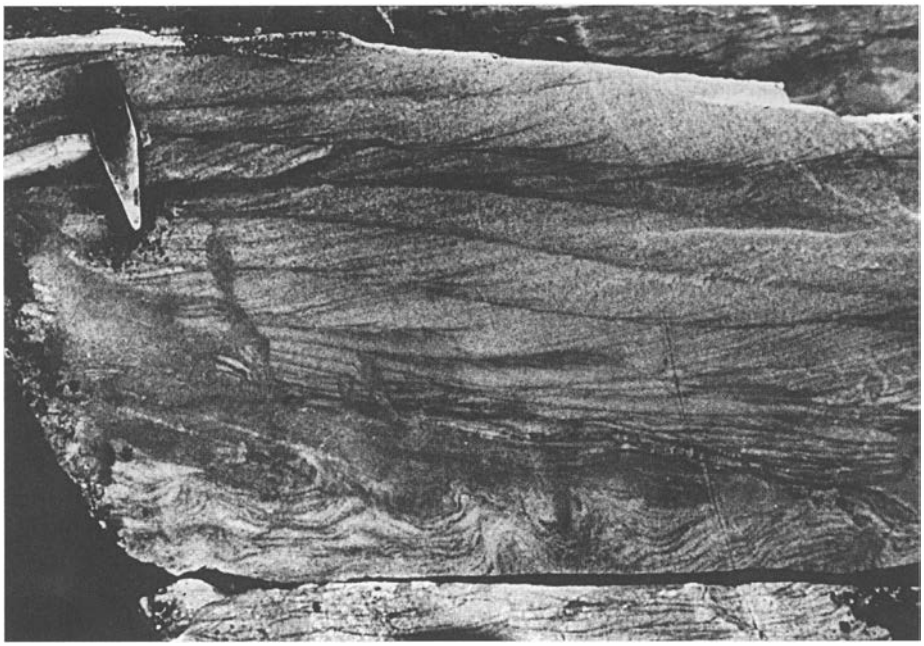


Fig. 80. Diskordantskiktning i kvartsitisk sandsten. Genom diabasgångarnas armeringseffekt har Särvskollans sedimentbergarter till stor del skyddats från deformation. Vid fördämning till Lossenmagasinet, öster om Ljusnedal (17C 7h).

Cross-bedded quartzitic sandstone in the Särv Nappe preserved between steep intrusions of dolerite dykes. At the Lossnen Dam, east of Ljusnedal (17C 7h).

Vid Orrstädjans sydbrant (Strömberg 1961, fig. 16) uppmättes omkring 300 m av denna mot öster stupande serie, som ligger öster om ett par förekomster av laminerad lerskiffer av den typ som uppträder växellagrande med tillit i Lillfjället och över den basala dolomiten. Detta skulle kunna tyda på att endast de yngre formationerna av Tossåsfjällsgruppen, nämligen dolomit, tillit med skiffer och Lövankvartsit, bildar skollans yttersta del mot sydost. De i Särvskollans sydligaste del vid Tännäs uppträdande prekambriska bergarterna som beskrivits i det föregående kan indikera en lokal gräns för den bassäng långt västerut där Särvskollans sedimentbergarter avlagrades.

Lillfjällstillit ("moränsten"). Flera förekomster av tillitliknande bergarter beskrivs av Strömberg (1961) som basala fragmentbergarter och breccior (Grönstackskomplexet med röda breccian). Författaren ansåg att tillräckliga kriterier saknades för att beteckna dessa som tillitbildningar. Vid fortsatta jämförelser under senare år (Röshoff 1975, Kumpulainen 1980) har flera nya förekomster påträffats och alla kunnat bevisas vara glacialbildningar. Tillitbildningarna på den norra sidan om Lillfjället påträffades av Engelmark och Hesselbom (1970). De utgör en serie av flera tillitskikt, mellanlagrade av laminerade, delvis dolomitiska, moiga skiffrar. På några ställen har Kumpulainen (1980) också påträffat drivisburna stenar i dessa laminerade skiffrar, vilket måste anses bekräfta lagrens glacigena (skapat direkt eller indirekt av nedisning) karaktär. Kornstorleksfördelningen i tillitlagren är mycket heterogen, med alla dimensioner representerade upp till dm-stora block. Kantigheten är påtaglig och det förekommer inspringande vinklar på blocken. Observationen av sandstenskilar som skär igenom några av tillitlagren är ett starkt indicium för djup frost. Vid bildningen har den primära moränen varit djupt frusen och spruckit, med påföljande insvämning av sand i sprickan. De tillitförande lagren är tillsammans minst 120 m mäktiga. Varken underliggande dolomitlager eller överliggande kvartsiter har iakttagits i direkt kontakt med tillitlagren.

Vid Lillfjället förekommer i enhet 1 (underst) block av dolomit 25%, sandstenar 38% och kristallina bergarter 38% (Kumpulainen 1980). I enhet 8 består blocken av övervägande kristallina eruptivbergarter, 75% granit, och mindre mängder porfyr, diabas och gnejs. Även längre söderut på Lillfjället innehåller den röda breccieliknande tilliten övervägande block av kristallina bergarter (Strömberg 1961), i grövre block enbart felsitisk ryolit, i finare fraktioner ungefär 50% andra bergarter, mest eruptivbergarter. Tillit vid Yttre Röversjön innehåller 20–50% sedimentära bergarter (Kumpulainen 1980), bl.a. dolomit och 50–80% eruptivbergarter. Från tilliten vid Tännäs rapporterade Röshoff (1975) övervägande eruptivbergarter, liksom Strömberg (1961), som vid Grönstackberget fann övervägande eruptivbergarter och endast enstaka kvartsit- och sandstensblock.

ÖVERSKJUTNINGEN VID SÄRVSKOLLANS BAS

På ett tidigt stadium av mitt arbete i Härjedalen (Strömberg 1955) upptäcktes att förskjutningseffekter är synnerligen starka mellan ögongnejsen och de tektoniskt överliggande sedimentlagren (Särvskollan). Samtidigt visade det sig att diabasgångar av Ottfjällsdiabasens typ helt saknas i ögongnejsen. Gränszonen visar som nämnts stark mylonitisering och stora klumpar av diabas har slitits loss från Särvskollans bas och deformerats på olika sätt. Vid Husberget intill Särvsjö by (17D 8b) påträffades ett 3 m stort parti av Ottfjällsdiabas, som brutits loss från en diabasgång i skollans botten och delvis rundats genom rotation i omgivande, övervägande kvartsitiska, mylonitskiffrar. Utanför de mjukt omböjda skiffrarna av mylonit framträder veckaxlar med riktningar N20°V/20° samt N80°V/30°. Av dessa är den sistnämnda veckaxeln yngst (Strömberg 1955, Pl. I, V).

Genom att bergartskomponenterna i Särvskollans bas är så många, exempelvis Ottfjällsdiabas, Särvskollans sedimentbergarter, andra eruptivbergarter från Särvskollan och Offerdalsskollan samt dolomit och kvartsit från Ulvbergsenheten, föreligger där en geokemiskt ytterst variabel miljö. Den tektoniska omblandningen i basalzonen ger också stor variationsbredd ifråga om intensitet och tidsfördelning mellan deformativa och metamorfa faser. Därigenom uppträder förvånande många olika typer av metamorfiter, t.ex. amfiboliter och skiffrar av olika utseende och sammansättning samt myloniter och blastomyloniter som likaså kan se ut på många olika sätt.

Ulvberget, 1 km nordväst om Medskogen (17D 5b)

Särvskollans lägsta del är blottad i Ulvbergets brant mot söder. Fem gångar av Ottfjällsdiabas med mellanliggande sediment är tvärt avklippta undertill vid överskjutningen (fig. 71). Gångarnas nedre ändar vilar på kvartsitiska mylonitskiffrar som visar kristalloblastes i form av 1–3 mm stora korn av porfyroblastisk kalifältspat, vilka ligger i en laminerad kvartsitisk mylonit med band av magnetitkorn. Några meter under de avskurna diabasgångarna ligger två isolerade fragment av diabas i skiffermassan. Det övre av dessa mäter omkring 5x5 m och har starkt förskiffrade och sköliga gränsytor. Det tycks härröra från någon diabasgång längre österut. I de omgivande mylonitiska skiffrarna uppmättes veckaxlar N55°V/10° och N45°V/20° och på s-ytorna kan även korsande veckaxlar observeras. Det lägre och västligare diabasfragmentet tycks vara större och förbundet med sidoberg, men ligger även det skiljt från den egentliga skollan av många meter mylonitiska skiffrar. Under diabasfragmenten i Ulvbergets brant ligger kvartsitiska mylonitskiffrar och några tiotal meter mäktig blastomylonit, i vilken röd kalifältspat uppträder som upp till 5 cm stora porfyroblaster. Från de översta kvartsitiska skiffrarna tilltar alltså nedåt porfyroblasterna i storlek. Längre ner finns 10 m grön till svart fyllit, som innehåller klorit, muskovit och fältspat i relativt finkristallina aggregat. Mörka fyllonitiska lager uppträder längs hela branten i denna nivå. Dessa har antagits utgöra diabasfragment som valsats ut, under deformationen tillförts mer kiselsyra och alkali, och kristalliserat om med en betydligt ändrad sammansättning (tabell 3).

En vit kvartsit med mäktighet omkring 20 m innehåller linser av dolomitisk kalksten, vilken uppträder längst ner i branten i ett mer än 3 m mäktigt lager. Dessa lager av vit kvartsit och dolomitisk kalksten uppträder regelbundet vid Särvskollans bas och har kallats Ulvbergsdolomit i länskartan. Grå till vita kvartsiter uppträder även under dolomiten. Omkring 500 m nordost om Ulvberget finns blastomylonitiska skiffrar av typ metasandsten, vilket antyder att lagren av metasediment under den diabasförande Särvskollan kan ha en mäktighet av storleksordningen 100 m.

Andra lokaler vid Särvskollans bas

Mylonitzonen under Särvskollans front är dold av rasblock eller andra sediment. Endast undantagsvis kan därför delar av mylonitzonen observeras. Vid Getåsen, 1,5 km sydväst om Ulvberget vid Medskogen, saknas Ulvbergsdolomit och endast några meter av en starkt förskiffrad och veckad kvartsitisk skiffer skiljer Särvskollan från grov, granitisk ögongnejs. Korsande veckaxlar i skiffern visar att den vanliga veckningen med nordvästlig veckaxel har deformerat en äldre veckning med nordligt strykande veckaxel. Kvartsitskiffern går nedåt successivt över i ögongnejs genom ökad porfyroblastes. På Långtjärnåsen, som nu är en halvö i den dämda och höjda Grundsjön (17D 7b), har Ulvbergsdolomitens serie en stor utbredning. Kvartsitskiffrarna där visar lokalt korsande veckaxlar med nära sydvästliga stupningar under det att den starkaste, sena veckningen har axialriktningen N70°V· På Långtjärnåsens södra del möter man ögongnejs, som även innehåller ett förskiffrat grönstensmassiv. Vid kontakterna till detta är det successiva övergångar till ögongnejs, med plagioklasporfyroblastskiffrar intill grönskiffern. Särvskollans sandsten i Messlingebergets topp vid Grundsjöns östra strand innehåller spridda bollar av grå kvartsit och vit gångkvarts.

Vid foten av Brännskallen, liksom vid Rörtjärn och Klackarna öster om Särvan (17D 8d), markeras mylonitzonen av skiffriga, orena kalkstenar och kalkiga skiffrar, som tydligen där representerar Ulvbergsenheten. Längre mot öster försvinner Särvskollans basala mylonitzon i myrmarkerna under Särvfjället. Vid Gavelåsen, 3 km söder om Flåsjödammen, saknas kalkstenslager, och kvartsitiska skiffrar går där i kontakt mot ögongnejs.

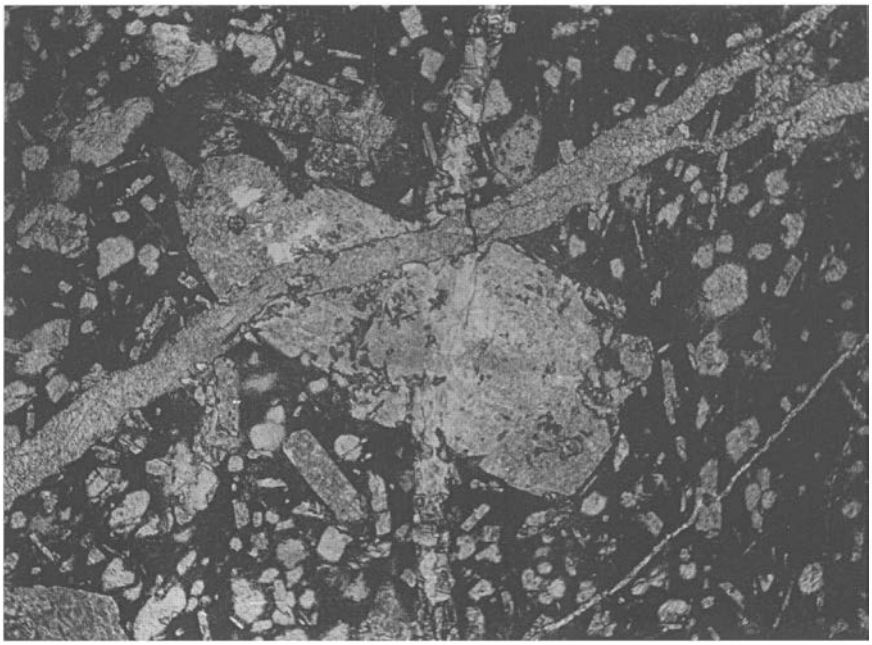


Fig. 81. Två korsande spricksystem i Ottfjällsdiabas vid Ulvberget (17D 5a). Den äldsta sprickan i kristallen av tidig, zonerad plagioklas är läkt med plagioklas och den korsande sekundära sprickan med epidot. Flera generationer av spricksystem i Särvskollans Ottfjällsdiabas tyder på att den gått igenom flera faser av deformation.

Two generations of healed microfractures cutting a prism of zoned plagioclase in the Ottfjället Dolerite at Mt Ulvberget, Medskogen (17D 5a). The older generation is filled by plagioclase and the crossing by epidot. Smaller plagioclase crystals to the right are aligned parallel to the original flow direction. Magnification 50 x, + nic.

Omkring Storsjö (18D 4c) förekommer sporadisk dolomitisk kalksten t i mylonitzonen, som överallt har växlande mäktighet alltefter hur högt deformationen gripit upp i Särvskollan eller i vad mån myloniterna blivit kvar lokalt vid överskjutingsrörelsen. Exempelvis i Åvikeberget nordost om Storsjön har hela skollans berggrund fått en genomgripande förskiffring, varvid metasandsten övergått i glimmerskiffer och Ottfjällsdiabasen omvandlats till amfibolit. Överstjälpning mot öster till delvis invertering av lagren har också påvisats (Gee & Wilson 1974).

Även i området söder och väster om Tossåsen (18D 6d) är förskiffringen stark och hela den med Särvskollan associerade berggrunden utgör mylonitiska skiffrar, till största delen av kvartsitisk hårdskiffertyp. Skolldelen tycks vara en nordöstlig fortsättning på Flatruets skifferområde och behandlas tillsammans med detta. I den östra foten av Munkskallen, 8 km öster om Tossåsen, observerades en förskiffrad, amfibolitisk f.d. Ottfjällsdiabas som tydligen ligger i Särvöverskjutningen där. Vid Stora Lövdalen, 12 km NNO om Tossåsen, finns lager av metadolomit. Denna representerar tydligen Särvskollans bottenzon, som annars är föga känd i detta område. På Fudautliggarens södra sida vid Galån (18D 4j–18E 3a) finns kvartsitiska skiffrar med en kalkstensbank i kontakt med underliggande ögongnejs som där representerar Offerdalsskollan.

SÄRVSKOLLANS ÖVERSTA ZON

Vid gränsen mot den överliggande Helagsskollan visar Särvskollans berggrund tecken på en deformation av växlande styrka. Väster om Anåfjället och Flatruet finns ett stråk med kvartsitiska och kloritiska skiffrar samt myloniter som skiljer Särv- och Helagsskollorna.

På den norra sidan av nordöstligaste toppen av Ottfjället (19D 2b; norr om punkten 1246,6) märks en uppåt tilltagande grad av förskiffring. Man anar där närheten till den tektoniskt överliggande Seveskollan, som har stor utbredning norr om Ottsjön. I detta område uppträder Ottfjällsdiabasgångarna överst som amfibolit, i vilken man kan se enstaka strökorn av fältspat. Dessa tycks närmast vara porfyroblaster eller starkt omvandlade fenokrister. Metasandsten (tabell 3, analys 25–26) ligger som plastiskt deformerade sliror i amfiboliten. Lokalt finner man större plattor av sandsten som är intakta, men särskilt i mindre fragment märks en albitomvandling och plastisk deformation med anslutning till omgivande amfibolit. Gränsen mot områden med oförändrad Särvskollestruktur stryker här mot VNV, men är oregelbunden och svår att följa i detalj. Särvskollan förefaller lokalt vara veckad över amfibolit, som är oregelbunden och slirig. Lokalt innehåller den fragment av Ottfjällsdiabas, ställvis uppträder hornbländenålar. De sliriga vita fragmenten i amfiboliten visar mylonitartad bandstruktur med en

Fig. 82. I Särvskollans toppzon eller Seve bottenzon vid Smällhögskaftet finns en västligt stupande, laminerad serie av alternerande basiska och sura vulkaniter, som är veckade men lågmetamorfa (kloritfacies). De ljusa banden består av ryolit med svag deformation. (19D 0a).

A sequnce of low metamorphic, alternating layers of greenschist and rhyolite is situated at the top of the Särv Nappe or in the lowermost part of the Seve-Köli rocks. Lighter bands are rhyolites with low grade of deformation (19D 0a).

finkornig kristallmassa av fältspat och kvarts samt epidot och med porfyroblaster av albit. Tydligen utgör den lilla förekomsten av amfibolitiska och metasedimentära skiffrar på nordsidan av Ottfjället en packe av tidigt deformerade myloniter mellan Särvskollan och den överliggande seveberggrunden i Helagsskollan.

I Södra Ljungdalsbergets nordsluttning mot Ljungdalen (18C 4j) är Särvskollans diabasgångar nästan intakta, med undantag av lokala skjuvzoner, men en västligare 200 m bred zon saknar blottningar. I Ljungan i Ljungdalen finns däremot förskiffrad kvartsit och diabas. Norr om Ljungdalen följer Ljungan den lättast eroderade mylonitzonen, där alla diabasgångar omvandlats till skiffrig amfibolit och den mellanliggande metasandstenen är starkt skiffrig. I den överliggande skollans basala del uppträder deformerade kristallina bergarter, t.ex. blastomylonitisk ögongnejs och myloniter av ryolit och granit.

Efter en lång lucka i blottningar vid Vålåsjön och Härjångsån återkommer kontaktzonen Seve-Särv vid Smällhögskaftet (19C 0j). Mellan skollorna ligger där en särpräglad svit av amfibolit och ljus metamorfit, vilka uppträder växelvis i regelbundna skikt som är 5–10 cm tjocka (jfr kap. ”Seveberggrunden”). De ljusa skikten tycks vara homogent fältspatrika och kan antingen vara metaryolit eller metasediment (fig. 82). Den beskrivna växellagrade serien kan tektoniskt höra antingen till särv- eller seveberggrunden. Över och västerut följer metamorfa lager som tillhör Seve. Under och österut däremot vidtar efter några hundra meters lucka en tämligen ordinär Särvskolla med branta diabasgångar, som är 10–20 m breda. Andra lokaler som illustrerar de tektonostratigrafiska förhållandet mellan Seve och Särv finns exempelvis norr om Kall och öster om Gäddede. Dessa och andra karaktäristiska lokaler beskrivs inom respektive regionalområde. Ett gemensamt drag för alla dessa iakttagelser är den relativt höga metamorfosen i övergångszonens metamyloniter. Det är därför möjligt att överskjutningen av Seve på Särv har inträffat under ett tidigt orogent stadium, möjligen under kambrisk eller ordovicisk tid.

SÄRVSKOLLAN I SÖDRA JÄMTLAND

Särvskollan uppträder med en oregelbunden utbredning i hela den västra delen av länet. Den oregelbundna fördelningen torde bero på en primär begränsning av utbredningen och på tektonisk utklämning, varvid olika tektoniska enheter lokalt förtjockats eller förtunnats under de bergskedjebildande rörelserna.

Sylfjällsantiklinalen (18–19C)

Att Särvskollan verkligen är uthållig under och väster om Helagssynformen betyder mycket för den regionala tektoniska bilden. Man kan i häll följa Särvskollans berggrund västerut i Tänndalen och sedan mot norr. Diabasgångarna är visserligen sporadiska i Rutfjällen och vid Fjällnäs, men de finns där, om än i deformerat skick. Ännu starkare är deformation och metamorfos i Glänvålen. Ett flertal 10 m breda

diabasgångar ligger tätt intill varandra, men Ottfjällsdiabasens porfyriska textur är maskerad genom stark omvandling. Detsamma gäller om berggrunden i Grönvålen och Skarsfjällets västra del. Metasedimenten är där omvandlade till gnejsliknande bergarter och diabasgångarna är i växlande grad metamorfoserade till amfibolit. Hela Gråvålenfjället uppvisar samma starka metamorfos men vid Biskopsån, nära dess utlopp i Sylsjön, återfinns Särvskollans lägsta del med diabasgångar som har skurit igenom rekristalliserad sandsten och veckad kalksten (fig. 79).

Sylarnaamfibolit

Sylarnaamfibolit är ett mäktigt massiv av metamorf porfyrisk diabas som tektoniskt ligger i gränsen mellan enheterna Särv och Seve. Endast metamorfoserade rester av suprakrustala bergarter har iakttagits i amfibolitmassivet. Amfiboliten vilar på ett 50 m mäktigt skikt av mjuk, grågrön fyllit. Fältspatfläckarna i amfiboliten visar sig bestå av kalkfattig plagioklas som bildats ur primär kalkrik plagioklas genom retrograd omvandling. Även i Ottfjällsdiabasen ser man tecken på att en sådan omvandling förekommit.

Väster om Sylarna i Norge finns flera liknande fjäll med massiv av Sylarnaamfibolit (Schaar 1962). Dessa förekomster antyder att ett större sammanhängande täcke av denna amfibolit har existerat vilket genom erosion reducerats till flera utliggare. Sylarnaamfiboliten tycks alltså utgöra en del av ett primärt sammanhängande stort täcke av en basisk magma, vars sammansättning liknar Ottfjällsdiabas (tabell 3), men ändå avviker något i fråga om alkaliproportioner (Solyom m.fl. 1979b)

Söder om Lossenmagasinet (17C)

Särvskollan innehåller som ovan nämnts en del basala eruptivbergarter som granit och porfyr. Dessa uppträder i den västra delen av skollan, t.ex. Krökettopparna och Tallberget. I den östra delen av skollutliggaren dominerar däremot de sedimentära bergarterna. Den kvartsitiska sandstenen i Ramberget, som brant reser sig söder om Lossen, innehåller ett halvt dussin diabasgångar som stupar brant mot VNV. Den sydligaste delen av utliggaren uppvisar i Fröstsjöberget (873 m) och Stentjärnåsen förskiffrad amfibolit och kvartsitisk glimmerskiffer. I låglandet mellan Fröstsjöberget och Röråsvallen representeras skollan av skiffrig och porfyroblastisk metasandsten. Vid skollgränserna i hela området förekommer dolomitiska lager av Ulvbergstyp.

Norr om Ljusnans dalgång

Olika avsnitt av Särvskollans stora område i mellersta och norra Härjedalen har redan behandlats. Gemensamt för denna del av skollan är bergarternas vanligen låga omvandlingsgrad, som motsvarar grönskifferfacies. I den södra delen märks bara en nybildning av klorit, muskovit och epidot. Norr om Storsjö-Ljungdalen uppträder däremot biotit allmänt i skollans sedimentbergarter (fig. 83). På de ställen där direkt kontakt mellan Ottfjällsdiabas och sidoberg kunnat

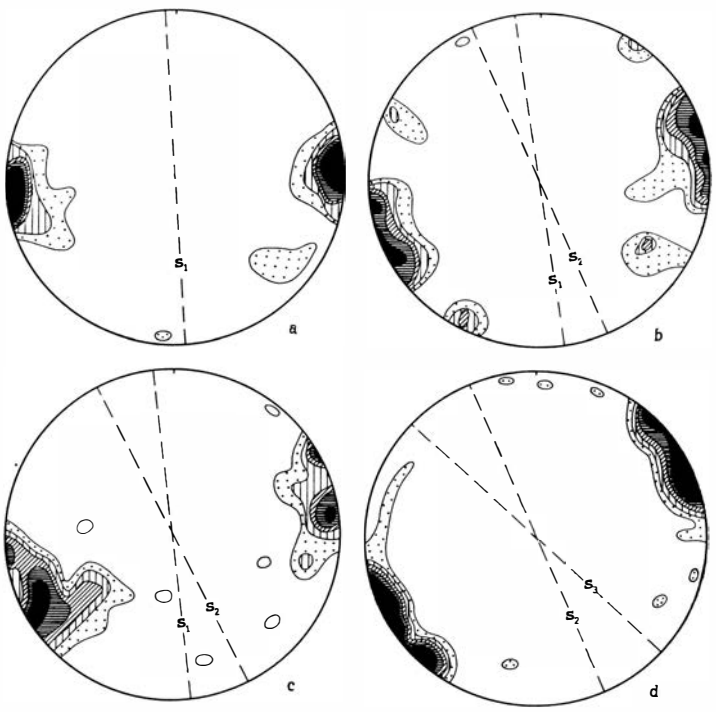


Fig. 83. Reglering (väster t.h.) av olika bladformade mineral: primärklastisk muskovit, biotit, grafit och postdeformativ ljus glimmer i en mörk sandsten från Lunndörrsfjällen (18D NV). Man kan därav se hur stegvisa rotationer fortskrider i skollan, troligen i samband med successiva överskjutningsrörelser.

Petrofabric diagrams of phyllosilicates and graphite of different ages in a dark sandstone penetrated by the Ottfjället Dolerite dykes at Lunndörrsfjällen (18D NV). Contours give distribution in respectively 10, 8, 6, 4, 2 % per 1 % area, Schmidt net. a=38 flakes of clastic muscovite; b=51 flakes of biotite; c=69 flakes of graphite; d=48 flakes of postdeformative muscovite.

iakttas finns vanligen sedimentära strukturer kvar. Skiffrighetszoner uppträder lokalt på olika punkter i skollan och vid dessa har de sedimentära bergarterna övergått till glimmerskiffrar. Amfibolitomvandlad Ottfjällsdiabas förekommer också och torde ha samband med dessa rörelsezoner. Även förskiffring parallellt med diabasgångarna är mycket vanligt förekommande. De regionalt plastiska rörelser som skett i skollan har fördelats på dessa rörelsezoner och på en mer småskalig omböjning av sedimentlagren mellan diabasgångarna.

Flatruetskiffrarnas område

(Tjölen–Flatruet–Storsjön–Kroktjärnvallen; 18C–D 1–2)

Ett brett stråk med diabasfattig muskovitglimmerskiffer, som här kallas Flatruetskiffer, skiljer Särvskollans södra Härjedalsområde från det nordligare området i Lunndörrsfjällen upp till Ottfjället. Vid Tandåsen mellan Ljungdalen och Storsjö finns undantagsvis en kompakt, föga deformerad sandsten med biotit. Inga diabasgångar har iakttagits där. I övrigt kännetecknas skifferbältet av mer eller mindre starkt deformerade skiffrar. Vanligen är skiffrarna kvartsitiska, som på Flatruet, men lokalt är de av varierande sammansättning som i området söder om Tossåsen, där bl.a. en del diabasgångar manglats in bland skiffrarna. I stråket vid Kroktjärnsvallen finns det fältspatrika, vita skiffrar och grönskiffrar, troligen båda härstammande från förskiffrade diabasgångar.

Isolerade partier av Särvskolla

Hottögsfjällsutliggaren (19D 1–2e–f) innehåller till största delen grå, lagrade metasandstenar med skifferlager. De sandiga skikten är 0,1–0,5 m mäktiga, medan skifferlagren är 0,05–0,1 m. Strömskiktningar i sandstenslagren visar att lagerföljden blir yngre mot öster. Fangvalen uppvisar 10–50 m breda gångar av Ottfjällsdiabas i skifferförande sandstenar av likartad typ. Diabasgångarna stupar flackt mot väster under det att strykningarna växlar mellan NNO och NV. Till största delen beror gångarnas orientering på deformation med överstjälpningar i skollan åt öster. I Rulldalen söder om Hottögsfjället uppträder förskiffrad Särvskolleberggrund och myloniter.

Glänsjöutliggaren (19D 4g) består av en tunn, skiffrig Särvskolla, delvis täckt av seveamfibolit. Ottfjällsdiabasens gångar uppträder som högst dm-tjocka, utvalsade och s-ytekonforma gångar i ljusa, kvartsitiska skiffrar.

Håckervalsutliggaren (19D 1h) uppvisar endast enstaka, små diabasgångar i finkornig, kvartsitisk fältspatsandsten med växlande skiffrighet. Även på Gestvalen väster därom anstår metamorfa, kvartsitiska skiffrar, men ingen diabas har påträffats där och därför har denna bergstopp räknats in i Offerdalsskollan.

*Fudautliggaren (*18E) innehåller skiffriga, vita, grå eller rödaktiga fältspatförande sandstenar, lokalt med gruskonglomerat. Diabasgångar har endast påträffats i den västra delen av skollan. Vid skollranden mot ögongnejs i sydväst förekommer tunna lager av dolomit, som överensstämmer med motsvarande i västligare delar av Särvskollan. Fudautliggarens tunna flak representerar den östligaste förekomsten av Särvskolla i länet. I avseende på diabasgångarnas avtagande frekvens mot öster överensstämmer denna del av skollan med skolldelen söder om Ljugans dalgång, med utkilande gångar vid exempelvis Råberget och Håsjöruet.

SÄRVSKOLLAN I MELLERSTA JÄMTLAND

Skolldelen väster om Åre och Kall (19D 7c – 20D 1c). Väster om Åre men öster om de mylonitiska skiffrar, som där motsvartar Offerdalsskollan och som ligger över undre skollberggrundens Bergekalksten, finner man ett tektoniserat komplex av bl.a. ljusa metasandstensskiffrar, lager av metakalksten samt amfibolit i utkilande linser, som ligger utvalsade i den dominerande s-ytan. En serie kvartsgångar i grupper med olika grad av deformation visar att flera faser av deformation helt har omformat detta skiffriga berggrundsparti, som tydligen utgör en mycket omvandlad Särvskolla. Samma typ av berggrund, med till amfibolit omvandlade diabasgångar, representerar även Särvskollan väster om Huså. På den östra sidan av Kallsjön vid byn Berge kan man vid stranden finna delvis relikta gångar av porfyrisk Ottfjällsdiabas i ljus metakvartsit. I lågfjällen Brattåsen, Sjustensvalen och Tempelhögen är gångarna talrika, men grönstenen är utbildad som stänglig amfibolit och mellanliggande sidoberg är kvartsitisk glimmerskiffer. Båda dessa bergarter är planförskiffrade med amfibolitskivorna liggande i den dominerande s-ytan, som stupar mot öster. Längre mot norr vid Kallsjöns strand i Skagen finns också några övertvärande gångar av diabas, delvis med en porfyrisk reliktstruktur, som påminner om Ottfjällsdiabas (fig. 84). Vid gränsen mot Seve på Brattåsen, 5 km nordväst om Kall, har ingen tydlig mylonitzon kunnat påträffas. Däremot uppträder där många tunna och s-ytekonforma gångar av amfibolitisk grönsten, delvis utkilande eller åderartade. Det är möjligt att dessa strukturer bör uppfattas som en rekristalliserad mylonitzon mellan Särv- och Seveskollorna.

Norr om Gråsjön (20D 4a). Nordväst om Kallsedet, finns en lins av Särvskolla, inklämd mellan Seve och Gråsjöns Offerdalsskolla.

Väster om sjön Torrön (20D 5b–20C lj) ligger skiffrig Särvskolla mellan Offerdalsskollans Djupsjösandsten och Seve. Inslaget av diabasgångar är ringa och gångarna är smala och nästan alltid deformerade. Några kilometer norr

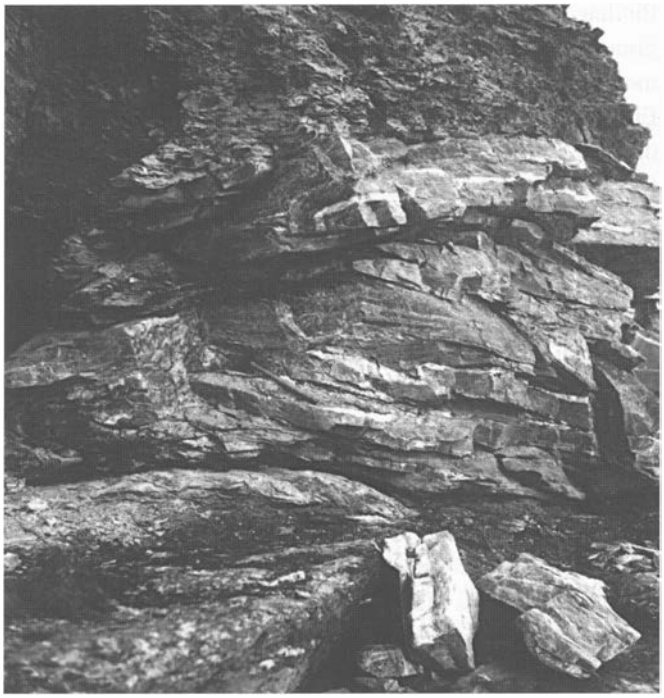


Fig. 84. Särvskollans berggrund på Skagenudden, norr om Kallrör (20D 1c). Exponering mot väster. Ett komplext veck, med kvartsitisk sandsten i mitten, veckad tillsammans med metamorf Ottfjällsdiabas, här omvandlad till grönskiffer.

Folded, metamorphic Särv Nappe bedrock complex with quartzitic sandstone and metamorphosed dolerite at Skagenudden, N of Kallrör (20D 1c).

om sjön Äcklingen har två generationer basiska bergarter observerats i Särvskollan. Den äldre generationen ligger som s-ytekonforma, 5 cm breda skikt av reglerad amfibolit i metaarkos, båda postmetamorft genomskurna av en tunn gång av porfyrisk diabas. Vid två andra lokaler har liknande förhållanden iakttagits, men endast i glacialblock. Det ena blocket, i skidbacken väster om Valbo, innehöll ett skarnliknande amfibolitskikt, genomsatt av porfyrisk diabas. Det andra blocket, av Offerdalsskollans biotitfyllit (Holmtjärnsfyllit) vid Holmtjärnen observerades genomsatt av en 1 dm bred gång av ett porfyriskt, basiskt intrusiv. Endast i fallet vid Äcklingen gäller det en hällobservation i Särvskollans miljö. Observationen torde böra tolkas antingen som bevis för existensen av en pre-intrusiv metamorfos i Särvskollan eller förekomst av en postmetamorf, yngsta porfyrisk diabas. Vid Gånälven, som är ett nordligt inlopp i sjön Torrön, uppträder en kalkstenslins vid Särvskollans bas samt breda gångar av mörk amfibolit.

Alsenutliggaren (19E 7c). Särvskollan i Alsenutliggaren utgör en liten genombruten hätta på Hällbergets höjdrygg, under det att höjden i övrigt till största delen består av Offerdalsskollans myloniter. Fördelningen av diabasgångar är ojämn. Den sydvästra delen av Särvskollan där innehåller bara enstaka, halvmeterbreda diabasgångar i en ljus, finkornig, kvartsitisk fältspatsandsten. Den nordöstra kanten av höjdryggen uppvisar däremot en serie av 10–20 m breda gångar av Ottfjällsdiabas i ett något tektoniserat, kvartsitiskt sidoberg. Den nu resterande Särvskollan på bergsryggen är endast några tiotal meter mäktig och vilar på Offerdalsskollans myloniter. Särvskollans diabaser har förstyvat skollans högre partier, medan en stark utmangling har observerats i den understa delen och i lokala förskjutningszoner (Kumpulainen 1982).

Ansättenutliggaren (20E). Öster om Oldenkulminationen ligger en regional depression med mittpunkt omkring Ansättenfjället. I depressionens utliggare finns hela skollbyggnaden representerad med Offerdalsskolla, Särvskolla och Seveskolla. Depressionen kan uppfattas som del av den regionala nord–sydliga synklinal som sträcker sig från Rötviken vid Ansätten, via Offerdal och Mattmar till Fudautliggaren, där den vid Persåsenförkastningen bryts till sydvästlig strykning (se fig. 1). Vid Åkersjön uppträder Särvskollans diabasgångar glest. Söder om sjön finns diabasgångar intill dolomitisk kalksten vid Ängebodarna f.d. fäbodar. Troligen ligger kalkstenen nära intill skollgränsen, som markeras av en hel rad äldre fäbodar. Som tidigare omnämnts har fäbodar anlagts vid den bördigare jordmån som hör samman med Särvskollans överskjutningszon. Även i skogsterräng innehåller floran arter, t.ex. trolldruva, tibast, hägg m.fl., vilkas härdighet gynnas genom närvaron av kalk från överskjutningszonens metamorfa skiffrar och kalkstenar. Vid vägen på Åkersjöns östra sida kan man finna flera, 1–10 m breda gångar av porfyrisk Ottfjällsdiabas, genomsättande metamorf kvartsitisk fältspatsandsten. Gränsen till Seve är något osäker och ingen bestämd mylonitzon har iakttagits. Metamorfosen i Seve, t.ex. på Önrun, är emellertid högre, med granatamfibolit och granatglimmergnejs till skillnad från Särvskollans diabaser och muskovit- eller biotitglimmerskiffriga bergarter. I det norra området av Särvskollan, söder om sjön Rörvattnet, finns endast få hällar av kvartsitisk glimmerskiffer. Däremot är moränen rik på grönskifferfragment, som kan förmodas tyda på närvaron av förskiffrade gångar av Ottfjällsdiabas i den underliggande berggrunden. I Ansättenutliggarens kanter mot öster och väster har ingen säker Särvskolla kunnat återfinnas.

SÄRVSKOLLAN I NORRA JÄMTLAND

Särvskollan är vanligen starkt metamorfoserad i de nordliga områdena i Jämtland. Ottfjällsdiabasens primära kristalliseringsstruktur med porfyrisk textur kvarstår endast undantagsvis. Söder om Munsfjället är Särvskollan tunn och till synes utkilande mot söder. Diabasgångarna är glest spridda och bergarten starkt uralitiserad även om relikt porfyrisk textur kan urskiljas makroskopiskt. Särvskollans sedimentbergarter representeras av sparagmitartad arkos vid Lilla Djupsjöns västsida (21E 3h) och arkosartad glimmerskiffer

vid Stuesjöbäcken. Dessa bergarter fortsätter i ett stråk mot norr under seveberggrundens överskjutning. Norr om Dunnervattnet böjer Särvskollans stråk mot väster till Häggnäset (21E 8f). Kristallin kalksten förekommer i ett långt stråk nedanför Hällingsåfallet. Kalkstenen finns även intill den övre skollgränsen sydväst om Häggnäset.

Längs vägen mellan Bågede och Gäddede påträffar man en övergångszon vid Sjulsåsen. De mörka, skiffriga myloniterna vid Bågede, som tycks bestå av utvalsade sandiga och skiffriga sediment och utgöra Särvskollans underlag, ersätts i skollans översta delar av amfibolitrika myloniter i Storbergets östra sida. Något väster om gårdarna i byn Sjulsåsen (21E 7j) ligger i vägkanten hällar med skiffrig amfibolit och kalkhaltiga sedimentlager. Denna berggrund förefaller att representera basen av Särvskollan i detta område. Särvskollans basala överskjutning går därifrån mot norr till Ö. Fiskåvattnet och sedan vidare mot nordost.

Längs Gäddedevägen söder om Storberget kan man finna omväxlande ljus metasandsten med Ottfjällsdiabas och skiffrig amfibolit. Troligen är de här och var uppträdande amfibolitbankarna delar av ursprungliga diabasgångar, som blivit förskiffrade och utsatta för metamorfos accelererad av deformation, på samma sätt som iakttagits vid Särvskollans bas i Härjedalen (Strömberg 1961). Den metamorfoserade sandstenen är antingen vit, rödaktig eller violett och liknar på det hela taget sandstenar i den södra regionens Särvskolla. Veckaxlar i deformerade partier är dels västligt orienterade, dels strykande nordväst till västnordväst, normalt med 20°–30° stupning.

Intill Särvskollans område finns vid Bågedevägen också en eklogitförekomst som tillhör eklogiterna i Seve och därför har närmare beskrivits tillsammans med denna berggrund. Eklogitbergarterna är påfallande dekorativa, med meterstora ansamlingar av violett granat och grön pyroxen. Enligt Andreasson (1987) skulle eklogit kunna ha bildats ur diabas i Seve eller Särv genom torr högtemperaturmetamorfos. Det ovan beskrivna flaket av Särvskolla stupar in under Seveskollan, representerad av Fågelbergets och Karlbergets amfibolitmassor. Omvandlingen i Särvskollan tilltar också märkbart mot denna övre skollgräns. Särvskollans berggrund dyker emellertid upp igen längre mot väster vid Gussvattnet. I blottningarna norr om vägen möter man en berggrund med en nästan förvirrande blandning av seveliknande metraarkos och amfibolit, och som ger föga intryck av Särvskolla. I de skiffriga bergarternas strykningsriktning norr om Gussvattnet blir Särvskollan emellertid mer lätt att känna igen. Där finns, t.ex. vid Sväljåsen, ett utvalsat komplex av amfibolit och metasandsten med kalkhaltiga lager. Visserligen är bergarterna starkt omvandlade med mineralnybildning, bl.a. av granat, men ändå med prägel av deformerad Särvskolla. Ännu mer påtagligt möter man denna något modifierade Särvskolla vid Grubbelsjön norr om Klumpfjället (22E 1g). Där består Särvskollans berggrund av 1–2 m tjocka plattor av skiffrig amfibolit. Enstaka kalkband finns också där och hela komplexet av deformerad Särvskolla stryker med växlande orientering i dalgångarna mellan högre fjäll av amfibolitrik seveberggrund.

Kontaktzonen mellan den underliggande Särvskollan och överliggande Seve finns ganska väl blottad i passet mellan Brattlidfjället och Klumpfjället. Det intressanta med denna lokal är att myloniternas uppbyggnad visar den senaste postmetamorfa fasen av överskjutning mellan Särv och Seve. En

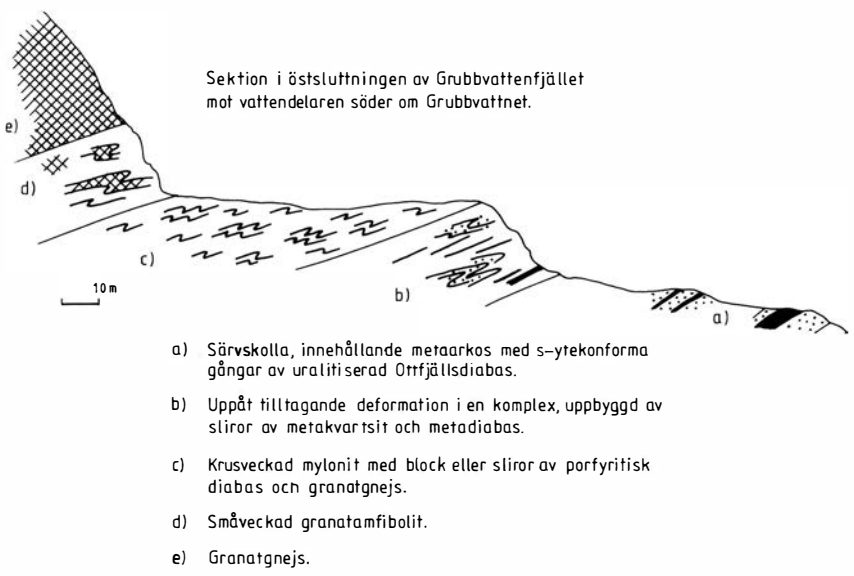


Fig. 85. Ett välbevarat paket av myloniter i överskjutningszonen mellan Seve och Särvskolla i passet mellan Brattlidfjället och Klumpfjället, öster om Gäddede (22E 1g).

Mylonites indicating the thrust zone between Seve and Särv Nappes, in the gorge east of Brattlidfjället, east of Gäddede, northwestern Jämtland (22E 1g).

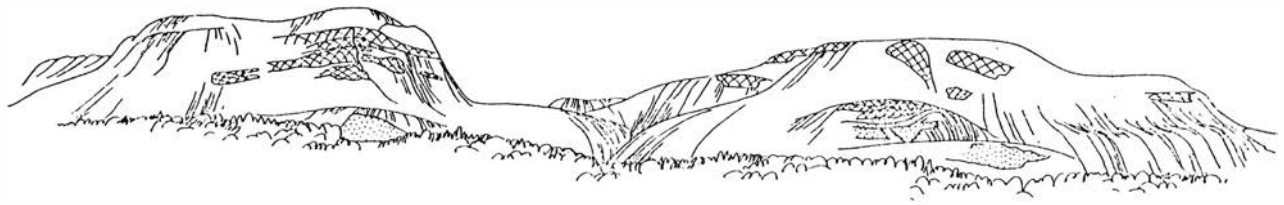


Fig. 86. Utsikt mot Fiskåfjällen norrut från Stormyrhöjden (höjd 572,7, 22E 0–1 i–j). Gränsen mellan amfibolitrik Seve (rutor) och Särvskolla (prickar) går i Fiskåfjällens södra brant. Teckning av Vladislav Stejskal 1972.

View of the Fiskåfjällen mountain (22E 0-1 i-j) seen from the south. The thrust between the amphibolitic Seve Nappe (checked) and the Särv Nappe (dotted), runs in the southern slope.

närmare hundra meter mäktig serie av mylonitiska lager har bildats mellan skollorna (fig. 85). Närmast över Särvskollan ligger omkring 30 m av Särvskollemylonit. Graden av deformation tilltar uppåt och man kan tydligt se hur Särvskollans av diabas och sandiga lager sammansatta berggrund blir alltmer söndermald även om enstaka mindre förstörda fragment fortfarande finns kvar. Uppåt följer omkring 30 m av en bandad mylonit i vilken hela bergartsmassan är jämnt skiffrig, nästan utan relikta fragment. Bandningen i denna mylonit uppvisar ådror av pseudotachylit, som genom sitt pseudointrusiva uppträdande och oregelbundna textur antyder att en del av bergartsmaterialet vid rörelsen varit mycket mobilt och närmast fluidalt. Den översta delen av mylonitpacken utgörs av en krossbergart med fragment från den överliggande Seveskollan i form av decimeterstora fragment av granatförande skiffer, som ligger inbakade i mer fullständigt utvalsat mylonitiskt material.

Hela sekvensen av myloniter ger intryck av att vara bildad i ett sent stadium eftersom bergarterna som ingår i relikta fragment har kvar sin karaktäristiska metamorfos så som den föreligger i respektive intilliggande skolla. Under överskjutningen torde sådana fullständiga serier av myloniter vara relativt tillfälliga eftersom mylonitpaketet snart manglats vidare, skjuvats sönder och lämnas efter i rörelsen. Därför finner man också att myloniter lokalt helt saknas mellan de inbördes förskjutna enheterna. Då har tillfälligt skollorna glidit samman genom att mylonitpaketet lämnats kvar i ett tidigare läge av överskjutningen. Man kan uppfatta detta som ett lokalt utkilande, så som förekommer i hela skollenheter (”pinch and swell”-struktur).

I hela området norr om Ströms Vattudal har Särvskollan eroderats fram i dalgångar och lägre områden. Överskjutningsgränsen går vanligen i fjällbranten så som demonstreras i figur 86 från Fiskåfjällets södra sluttning och Seveskollan med amfibolit utgör delvis isolerade utliggare i fjälltopparna (22E 1h). Särvskollans berggrund är i dessa områden vanligen starkt metamorf så att Ottfjällsdiabasens primära porfyriska textur endast i undantagsfall kan urskiljas. I stället är diabasgångarna och sidobergarterna starkt och plastiskt deformerade. Där gångarna ligger tätt har berggrunden karaktär av ett plastiskt vindlande granatgnejskomplex, sammansatt av böjda amfibolitgångar och metasediment. Där Särvskollans diabasgångar ligger glest utgörs dess berggrund av muskovitrika, kvartsitiska skiffrar, t.ex. i dalen omkring V. Fiskåvattnet. Kalkstenarna i den sedimentära serien tycks ligga nära botten eller toppen i denna Särvskolleberggrund. Även om gränsen mellan skollorna Särv och Seve markerar en utpräglad överskjutning som nyss beskrivits har den starka metamorfosen i Särvskollan delvis försvårat särskiljandet av enheterna. Öster om Jougdabergsdalen och norrut mot Dabbsjön är diabasgångarna glest spridda och Särv liknar då Seve så att gränsdragningen mellan dessa enheter blivit något osäker. Den speciella beteckning som på kartan införts för en del av Seveskollan, med vågrät streckning i grönt, kan anses beteckna en osäker ”hybrid” mellan särv- och seveberggrund, som sannolikt delvis innehåller metamorf Särvskolla.

DEN ÖVRE SKOLLBERGGRUNDEN

Helagsskollan

Helagsskollan, som den avgränsats på kartan, är i sig mycket komplex och innesluter flera mindre delskollor med sinsemellan olika stratigrafi och metamorfos. Förhållandet gäller såväl delen med västlig underpaleozoisk berggrund, vilken sedan gammalt kallats Köli, som den i allmänhet mer metamorfa och gnejsartade sevedelen. Vanligen är metamorfosen i Seveskollan av amfibolitfacies eller högre. Den högsta metamorfosen finner man i en övre Sevedelskolla, som i mellersta Jämtland uppträder i de högsta topparna av Åreskutan och fjällen söder om Ånnsjön. Geokronologiska bestämningar på sevebergarter norr om Jämtland och i Norge ger antydan om att en prekaledonisk metamorfos förekommer, möjligen av svekonorvegisk ålder (Zwart 1978). Därutöver har seveberggrunden utsatts för en genomträngande kaledonisk metamorfos (Claesson 1979, Andreasson 1983). Huvudkomponenterna i seveberggrunden är amfibolit och ljus sevegnejs. Den sistnämnda är metaarkosartad, med något inslag av kalksten, men dess rekristallisering är stark och de ljusa gnejserna torde även innesluta eruptivmaterial (tabell 3). Fragmentbergarter, som kan förmodas vara agglomerat, finner man vid stranden av sjön Juvuln (fig. 95), väster om Grimsåvallen (20D 4d). En ryolitisk bergart förekommer mer eller mindre uthålligt vid Helagsskollans bas, alltifrån Härjedalen till norr om Kall. Genom dess läge intill överskjutningen är dessa effusivbergarter i varierande grad tektoniserade och omvandlade till mylonit. Kalksten, vanligen kvartsförande och kristallin, förekommer sporadiskt i många nivåer, men särskilt i seveberggrundens basala del och toppzon.

Seveamfiboliter förekommer i alla former, både som mäktiga massiv och som tunna sliror, därvid veckade och sannolikt till åldern syntektoniska i anslutning till någon av de polymetamorfa processer som medverkat (jfr fig. 99 och 101). En del av amfiboliterna i seveberggrunden överensstämmer i kemisk sammansättning med Ottfjällsdiabasen. Som något mer ovanligt kan betecknas förekomster av eklogit öster och norr om Gäddede. Massiv av ultrabasit (peridotit) är till sin förekomst särskilt bundna till seveberggrundens översta del. Möjligen föreligger flera olikåldriga serier av ultrabasit. uppträder också konglomeratbildningar med ultrabasiskt bollmaterial i köliberggrundens bas och de är då sanolikt av tidig mellanordovicisk ålder. En grupp kopparkismalmer är knutna till seveberggrunden, t.ex. Handöl- och Åremalmerna.

Skarvarnaområdets berggrund (18C) domineras av kalksandstenar och kalkfylliter, ganska starkt metamorfoserade, och med inslag av svart skiffer och kristallin kalksten. Finbolliga konglomerat förekommer, särskilt i höga nivåer. Enstaka gångar av amfibolit har iakttagits, bl.a. av Meråkergabbrons typ, som även förekommer i Tännforsfältets berggrund. Ett stråk av kopparkismalmer uppträder nära ryolitstråket vid Helagsskollans östra gräns (Ljusnedalsgruvorna i Ramundberget, 18C 2g).

I Tännforsområdet (2D) består sedimenten av kvartsfyllit och kalkfyllit, metamorfoserade till granatförande biotit- och hornbländeskiffer. De tycks representera en ordovicisk-silurisk lagerföljd, schematiskt sett liggande i en skål, omgiven och underlagrad av seveberggrund.

Blåsjöområdets berggrund (22E) är noggrannt kartlagd (Nilsson 1964, Zachrisson 1969). Där finns en ordovicisk till silurisk lagerserie som möjligen når till översilur, då natronrika, sura eruptiv uppträder rikligt i lagerserien. Till dessa s.k. kvartskeratorfyrer hör kopparkismalmer av Stekenjokktyp.

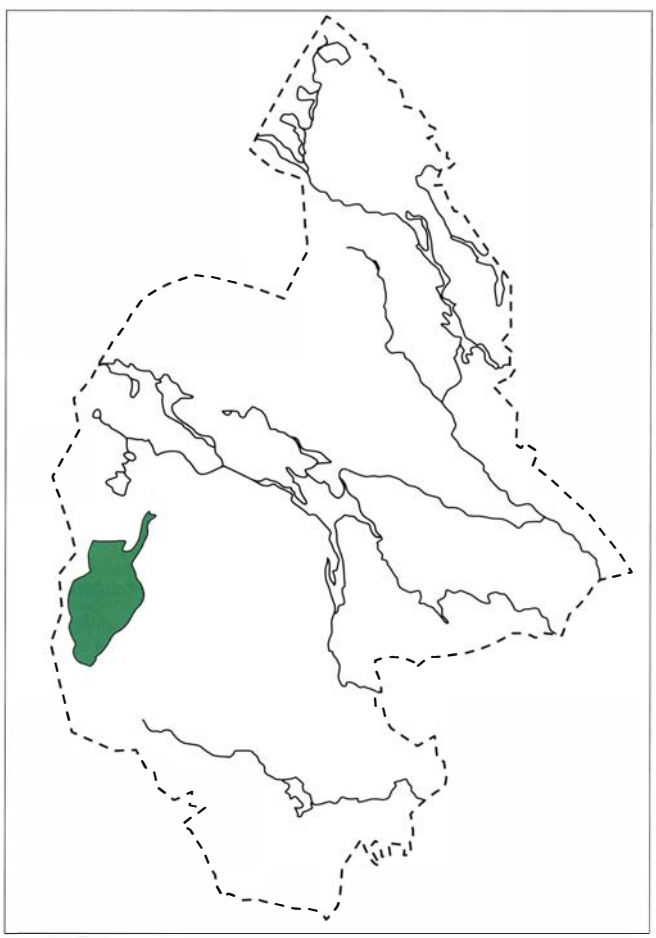


Fig. 87. Skarvarnagruppens utbredning i Jämtland.
Distribution of the Skarvarna Group in Jämtland.

SKARVARNAGRUPPEN

Helagsskollan uppvisar i västra Härjedalen en lagerserie av metamorfa, sedimentära bergarter som hittills ej har kunnat säkert korreleras med någon annan serie av känd ålder. Lagerserien i fråga har därför i kartlegenden givits en särskild stratigrafisk beteckning: Skarvarnagruppen. Gruppen avgränsas nedåt av Särvskollan och myloniter vid det överskjutningsplan som markerar gränsen mot Särvskollan. Uppåt följer i Helags- och Herrångstötarna metamorfa sandstenar och konglomerat. Dessa tillhör en högre metamorf tektonisk enhet, vars basala överskjutning emellertid är svår att entydigt fastställa. Skarvarnagruppen har översiktligt kartlagts av Sjöstrand (1975).

Skarvarnagruppen har indelats i följande enheter:

Amfibolitgångar
Helagsskaftets grafitfyllit
Vargtjärnstötens kalksten
Kesusjöns fyllit
Mittåkläppens grönskiffer
Axhögens kalksandsten och gråvackeskiffer
Ljungdalens kalksten
Gunnarstötens ryolit med myloniter

Några av dessa enheter beskrivs nedan.

Amfibolitgångar

Enstaka, smala genomskärande gångar av amfibolit förekommer som nämnts även i Skarvarnagruppens berggrund. Dessa är emellertid sällsynta i jämförelse med andra områden med seveberggrund. Amfibolitgångarna är i allmänhet endast några meter breda. Några större gångar finns emellertid väster om Kesudalen och dessa bergarter påminner till utseende om gabbrorna i Tännforsfältet.

Helagsskaftets grafitfyllit

I den övre delen av Skarvarnagruppens lagerserie finns ett starkt inslag av fylliter, som förekommer i lågland och småfjäll på den östra sidan av Helagsfjällen. Det förefaller som om fyllitbältet sträcker sig parallellt med och väster om de spridda grönskifferförekomsterna som markerats på kartan. Endast säkert kända områden med fyllit har lagts in i länskartan. Lagerseriens stratigrafi är osäker och det är möjligt att fylliter uppträder både över och under den kalksten som påträffats vid Vargtjärnstöten och i bäcken från Krustjärn (18G 6i). Fylliterna innehåller en hel del kalkspat och är i allmänhet grafitförande även om grafithalten varierar inom vida gränser. En skrynklande veckning framträder i mikroskala, genom att den av grafitskikt markerade S_0 eller S_1-ytan fortfarande kan skönjas. Dessa starkt veckade tidiga s-ytor övertväras av en senare utbildad skiffrighetsyta som markeras av biotit med orientering i detta plan. Senare kristalliserad muskovit, klorit och kvarts har brutit sönder biotitens starka reglering, som det förefaller i samband med nya deformationer. Kalifältspat och albit samt göthit och limonit förekommer även, och som nämnts ett konstant inslag av kalcitgruppens karbonatmineral.

Mittåkläppens grönskiffer

Denna enhet innehåller som mest karaktäristiska element epidotrika, gröna bergarter som här kallas grönskiffer. Grönskifferlagren bildar bankar på bara några meters mäktighet. Mellan grönskifferbankarna uppträder lager av kalkhaltig sandsten och ljusa, bandade bergarter av tuffitisk karaktär. I sydostbranten av Mittåkläppen (18C 2f) framträder bergarterna med nära horisontell lagring i en 60 m hög blottning, där följande lager kan särskiljas (uppmätt av Strömberg sommaren 1951):

4 m sericitisk och kloritisk kalksandsten
5 m ej blottat
4 m sandsten
6 m sandsten, i undre delen växellagrad med kalksandsten. Pyritförande, epidotrika sliror i övre delen.
6 m svart, kloritisk och kalkhaltig fyllit med 0,5 m breda, lagerkonforma kvartsgångar. De fyllitiska leden innehåller insprängda pyritkristaller.
4 m finkornig sandsten med veckaxel N30°O.
2 m grov, nästan konglomeratisk, något kalkhaltig sandsten
15 m växellagrande (2 cm skikt) fyllitisk, epidotförande, kalkhaltig sandsten och en starkt veckad kalksten
4 m tämligen ren sandsten, något fyllitisk och kvartsimpregnerad
8 m växlande kalkhaltiga och fyllitiska skikt
2 m epidotrika, gröna, finkorniga 1 cm-skikt, omväxlande med starkt kalkhaltiga skikt (2 cm)
1 m kalkhaltig sandsten med hornblände prismor.

Av den beskrivna serien framgår att grönskifferlagren är starkt uppblandade med kalkhaltiga lager av ljusa bergarter som liknar sandsten. Under dessa lager vidtar mer än 5 m av grönskiffer och längre ner följer en ljusare skiffer med laminering och porfyroblaster av amfibol i ljusa skikt. Denna grönskiffer och laminerade tuffit visar en veckaxel N10°O. Nere i den intilliggande Mittån finns grå fyllit, med kvarts och kalcit utskilda i körtlar. I grönskiffrarna finns, förutom epidot, plagioklas (finkornig, mindre än 0,1 mm) och kvarts samt kalcit i varierande mängd och undantagsvis grön amfibol. Skiffern har en måttlig hög metamorfos, ungefärligen motsvarande klorit-epidot till epidot-amfibolitfacies. Pyrit

och kopparkis uppträder i strödda kristaller eller band. Tydligen är Mittåkläppenenheten företrädesvis bärare av de malmanledningar som påträffats på flera håll vid grönskifferarna och även brutits vid Bruksvallarna.

Axhögens kalksandsten och gråvackeskiffer

I den lägre delen av Skarvarnafjällen, västra Mittådalen och sjöområdet Viksjön–Öjön (18C), består berggrunden av en mäktig serie av kalkhaltiga och sandiga sedimentbergarter. Eftersom den metamorfa omkristalliseringen är stark i dessa bergarter, skulle de närmast kunna betecknas som kalksilikatgnejser eller fylliter. Variationer i grovlek och kalkhalt förekommer. Runt omkring Viksjön finns relativt finkorniga gråvackeartade skiffrar, som tycks bli grövre sandiga mot väster. I Mittådalen möter man en liknande tendens till förgrovning mot norr och där bildar Axhögenfjällens branter en flera hundra meter hög serie av kalksandsten. I denna framträder lagringen genom utvittrande kalkhaltiga lager, men bergarten är så starkt kristallin att de flesta primära sedimentära dragen inte längre kan urskiljas. I Axhögenbergarterna är det mindre vanligt med gångar av basiska intrusivbergarter. Flera olika, smala amfibolitgångar har dock observerats på några ställen i de sedimentära bergarterna, snett övertvärande lagringen i dessa.

De kalkhaltiga sandstenarna växlar i sammansättning och innehåller både kalifältspat och plagioklas i form av millimeterstora korn. Kvartskornen är i allmänhet deformerade och åter rekristalliserade. Kalkhalten växlar skiktvis. Bergarten vittrar därför särskilt starkt i de kalkhaltigare skikten och därigenom framhävs den grova skiktningen i cm- till dm-skala samtidigt som finare strukturer inom de grovkristallina skikten delvis döljs. Biotit uppträder i något böjda kristaller, som är starkt korroderade av kvarts. Muskovit finns i mer finkristallin form.

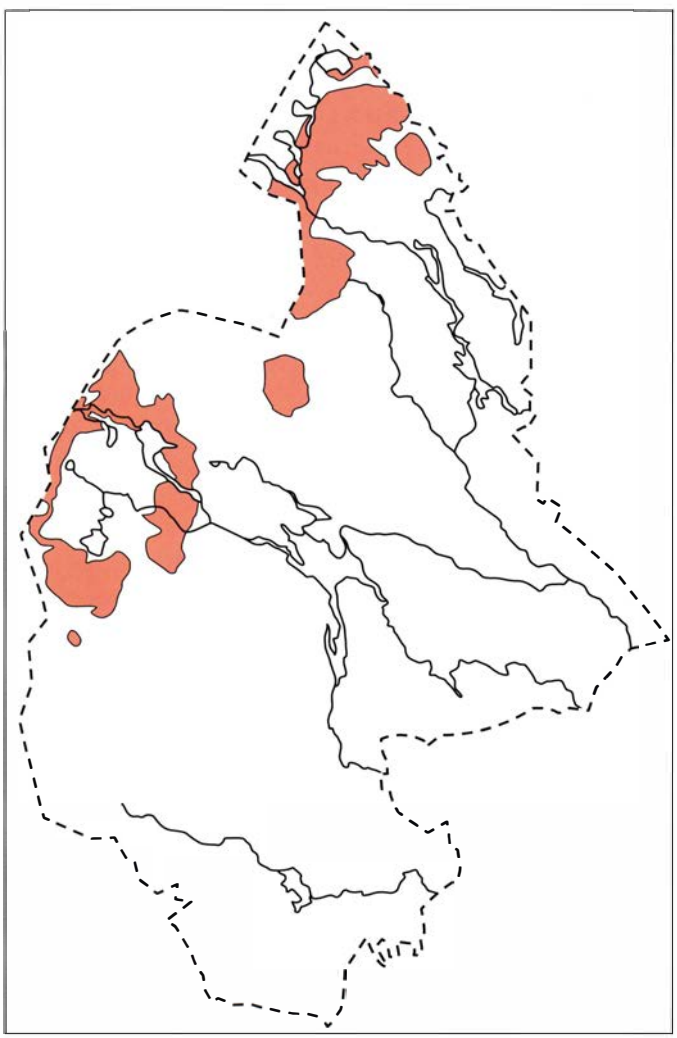


Fig. 88. Seveberggrundens utbredning i Jämtland.
Disribution of the Seve rocks in Jämtland.

SEVEBERGGRUNDEN

Vad som här betecknas som Seve utgör en mycket heterogen grupp av bergarter. Generellt kan sägas att dessa bergarter tektoniskt tillhör den övre skollberggrunden, är starkt rekristalliserade och har metamorfos varierande mellan högre grönskifferfacies och högsta amfibolitfacies. Eklogitförekomster (E på kartan) i norra Jämtland bekräftar bl.a. denna höga metamorfosgrad, men dessa bergarter tycks ha en speciell tillkomsthistoria (Andreasson 1987).

Seveberggrunden kan indelas i fyra avdelningar som är mer eller mindre skilda i fråga om berggrundstyp och uppträdande:

1. Den första av dessa har tidigare, med en något flytande gränsdragning, kallats ”egentlig Seve” eller ”amfibolitseve” (jfr Asklund 1938). Den utgör huvuddelen av seveberggrunden och är uppbyggd av metamorfa, sandiga och kalkhaltiga sediment samt eruptivbergarter, bland vilka särskilt amfiboliter är rikligt förekommande.

2. En lagerserie i nära anslutning till amfibolitseve vill jag här beteckna som Handöl-Sandnäskomplexet (19C–20C). Det innehåller kalksten och andra sediment samt en del basiska bergarter och stratabundna lager av ultrabasiska bergarter. I kartbilden framställs dessa bergarter som högsta led i seveberggrunden.

3. En annan stratigrafisk uppbyggnad visar det beskrivna Skarvarnakomplexet, som innehåller kalkhaltiga gråvackesandstenar, svarta skiffrar, kalksten och grönskiffrar med kopparkismalmer. Basiska eruptivbergarter förekommer sparsamt.

4. Åreskutans högmetamorfa gnejser utgör en speciell kategori av högre metamorf seveberggrund. I tektoniskt avseende bildar dessa gnejser en särskild, högre skolla.

Fig. 89. Porfyr, breccierad av en porfyritisk diabas (Särvskollan?). Vid basen av Seveberggrunden, 5 km nordost om Kall. Sandtjärnens norra strand (19D 8f).

Porphyritic rhyolite brecciated by a porphyritic dolerite (possibly Särv Nappe). Close to the base of Upper Allochthon Seve rocks, c. 5 km NE Kall at northern shore of Sandtjärnen. (19D 8f).

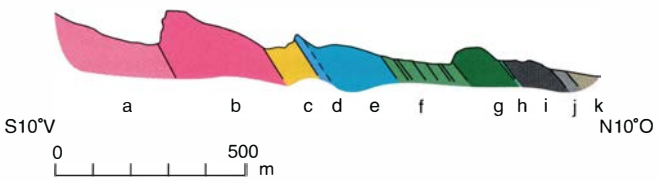


Fig. 90. Schematisk profil av gränszonen mellan granatgnejs (Åreskutankomplexet), Seve och Köli vid Grötmjölhögen, 1 km öster om Bunnerviken (19C 7e).

Section showing the transitions between garnet gneiss, Seve and Köli rocks at Grötmjölhögen, 1 km E Bunnerviken (19C 7e).

a = granatförande biotitskiffer med amfibolitbankar / *garnetiferous biotite shist with amphibolite sheets*
b = mörk biotitskiffer / *dark biotite shist*
c = violett förskiffrad sandsten / *purple shistose sandstone*
d = kristallin kalksten med tektonisk breccia vid kontakt mot amfibolit / *marble with brecciated contact to amphibolite*
e = svart amfibolit / *black amphibolite*
f = kalkig kvartsitisk skiffer / *calcareous quartzite shist*
g = peridotit / *peridotite*
h = glimmerskiffer / *mica shist*
i = basaltisk lava / *basaltic lava*
j = grafitfyllit / *graphite phyllite*
k = Stuedalskiffer / *Stuedal Shist*

Ryolit och mylonit

I den södra och mellersta delen av länet uppträder effusiva bergarter och mylonit vid basen av Helagsskollan som förefaller att till stor del bestå av sura och intermediära eruptivbergarter. Denna zon är inte mycket känd söder om Ljusnans dalgång. Väster om Funäsdalen finns emellertid en mylonitisk breccia i en rad små bergstoppar i dalen mellan Funäsdalsberget och Skarvarna (17C 8e). Denna bergart verkar att till större delen bestå av grönstensmaterial. I Ljusnan vid Bruksvallarna (18C 0g) finner man rikligt med block av grov ögongnjes. Med stor säkerhet kan man anta att denna anstår i ett stråk tvärs över dalen. Bergarten liknar påtagligt

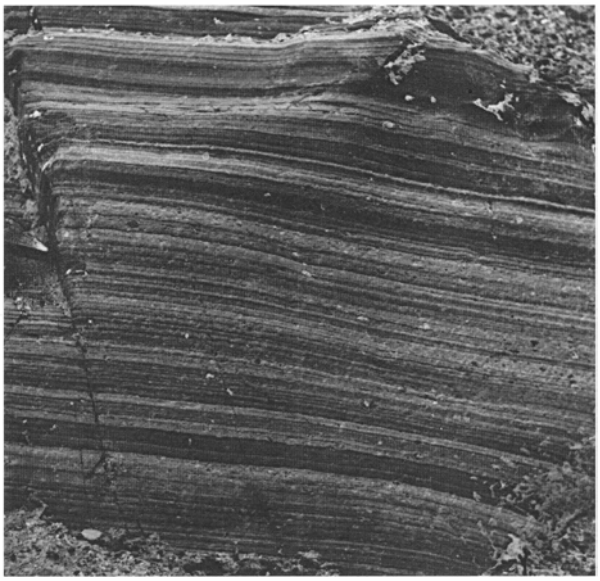


Fig. 91. Mylonit med blastes av fältspat. Överskjutningszonen mellan Särvskollan och Helagsskollan i Tänndalen (17C 8d).

Blastomylonite in the thrust zone between the Särv Nappe and the Helags Nappe at Tänndalen (17C8d)..

Tännäs ögongnejs och man frestas räkna med möjligheten av något slags tektonisk kulmination som fört upp Offerdalsskollan mellan Särv och Seve. Emellertid kan detta knappast vara fallet, särskilt som ögongnejsen förekommer också längre norrut i samma skollgräns. Ögongnejsens uppträdande i två tektoniska enheter kan däremot tyda på att dessas ursprungsbergart, troligen en porfyrisk granit, haft en avsevärd utbredning i västlig riktning.

I fjällryggen norr om Ljusnans dalgång uppträder mylonit i form av vita, kvartsitiska skiffrar med spridda gångar av ultramylonit. En dm-bred sådan gång påträffades på Högfjället (fig. 94). Mylonitmassan i gången innehåller flera fragment av olika starkt krossad bergart och dessa fragment är inneslutna i en tät massa av pseudotachylit (Strömberg 1969). Norr om Mittåns dalgång (18C 1h) finner man en delvis massformig mylonit i Mittåberget och Gunnarsstöten (918,5 m ö.h.). Bergarten är finkornig och visar oregelbunden veckningsstruktur samt till synes en sammansättning motsvarande en sur eruptivbergart. Väster om Flatruet finns en smal zon av ögongnejs i mylonitstråket, som fortsätter mot norr över Ljungans dalgång. Södra Ljungdalsbergets norra brant (18C 4j) består av mylonit. Där är de tektoniska förhållandena entydiga, genom att Särvskollan med dess diabasgångar är väl blottad under berget vid vägen. Gångarna av Ottfjällsdiabas i Särvskollans topp blir upp mot överskjutningen allt mer deformerade och är sönderklämda till horisontellt orienterade, långsträckta och roterade kroppar av amfibolit. I bergbrantens mylonit ligger även mindre, veckade fragment av grönsten av okänt ursprung. Under myloniten förekommer bankar av kristallin kalksten.

Sammansättningen av mylonitmaterialet öster om Kesuvallen (tabell 3) motsvarar närmast en natriumbetonad, sur till intramediär eruptivbergart. Vid Ljungris lappläger finns

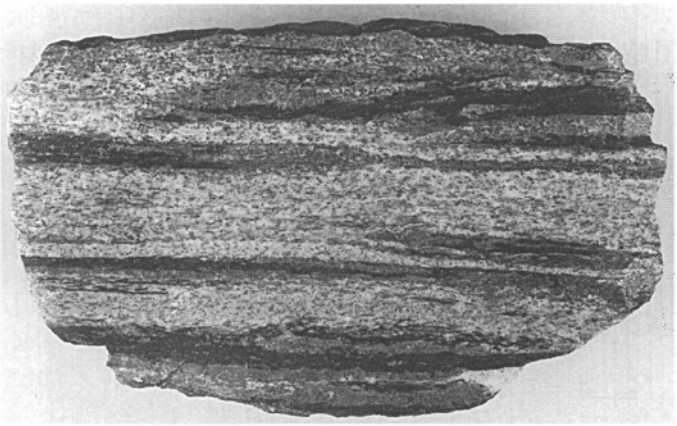


Fig. 92. Blastomylonitisk skiffer. Väghäll i Åredalen vid väg E14. Svarta band av biotit, omgivna av grön epidot (grå). Ljusa partier består av plagioklas och kvarts samt finkristallin klorit. Skala ungefär 1:1.

Blastomylonite. Polished section showing dark bands of biotite, green epidot (greyish in the picture) and light bands of plagioclase, quartz and microcrystalline chlorite. Roughly nat. size. Road section near Åre.

en häll av föga deformerad ryolit, vars likhet med Östbergsporfyren är påfallande, men som av allt att döma utgör en enhet i sevetäckets mylonitzon. Vid Smällhögskaftet (19C 0j), 9 km sydväst om Vålådalen, uppträder en egendomlig, laminerad svit som består av ungefär dm-tjocka skikt av växelvis lagrade sura och basiska eruptivbergarter. Enhetens samlade mäktighet är omkring 300 m. Hela denna enhet stupar 60–80° mot väster och är starkt förskiffrad. Den skulle kunna uppfattas som ett slags mylonit, men mot detta talar de enskilda lagrens uthållighet och enhetlighet, eftersom tektonisering i allmänhet åtföljs av differentiella rörelser med sönderslitningar och veckningar. De ljusa lagren består av ungefär 50% kvarts och 30% oligoklas-albit samt biotit

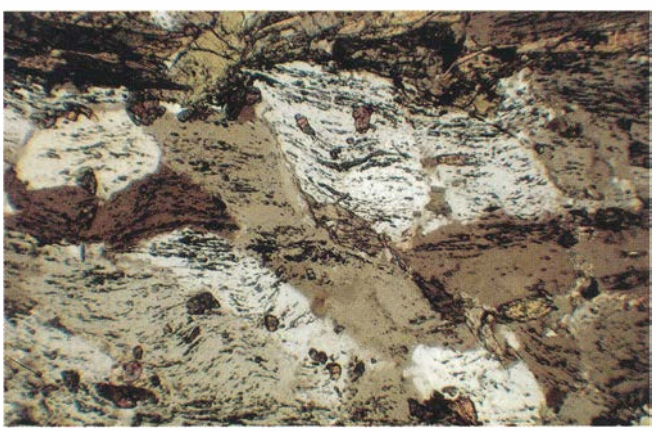


Fig. 93. Tunnslipsbild av albitporfyroblastisk grönskiffer med en äldre mylonitstruktur som framträder genom magnetitränder i albitkristallerna. 20x, + nic. Helgtjärnåsen, 3 km SO om Fångåmon (19D 2c).

S-structure of magnetite in albite porphyroblasts discloses an earlier mylonitic phase of deformation near the base of the Seve sequence. 20x, part. + nic. Helgtjärnåsen 3 km SE Fångåmon (19D 2c).

Fig. 94. Lager av violett ultramylonit i tektoniserade, kvartsitiska skiffrar. Lagret innehåller pseudofluidala sliror av mylonitmaterial med varierande grad av finkrossning. Lokalen ligger i den breda mylonitzon som bildats genom överskjutningen av Helagsskolla på Särvskolla. Högfjället, väster om Mittådalen (18C 3h).

A layer of violet-coloured ultramylonite with pseudofluidal schlieren in quartzitic schists. Exposure of the thrust-plane separating the Helags and Särv Nappes, west of Mittådalen (18c 3h)

och accessoriska mineral. I vissa partier av bergarten ligger kvarts och fältspat i växelvisa skikt. En del strökorn av oligoklas är 0,1 mm stora. De amfibolitiska lagren består av övervägande grön amfibol samt biotit och plagioklas. Sistnämnda mineral är en oligoklas-andesin med ungefärlig sammansättning $Ab_{70}An_{30}$. Om den beskrivna laminerade serien vid Smällhögskaftet inte är en mycket ovanlig, tektoniskt utmanglad bergart, måste den kanske uppfattas som en produkt av bimodal vulkanism. Den kan då möjligen vara en motsvarighet till Skogsbäcken (-Ankarede) vulkaniterna av underordovicisk ålder i norra Jämtlands köliberggrund (kap. ”Köliberggrunden i norra Jämtland”).

Över den växellagrade sviten vidtar massformig, grönskifferartad amfibolit samt lager av metasandsten och längre mot norr kalksten och skiffer. Sistnämnda metasediment finns också företrädda i en seveutliggare i Vålåsen, 3 km söder om Vålådalen. I ett tektoniskt analogt läge, vid Sevens bas, har en liknande serie av alternerande amfibolit och ljus metamorfit iakttagits på Brattåsen, 5 km nordväst om Kall (19D 9d). De alternerande skikten är oregelbundna och kan utgöra tektoniskt utvecklade bildningar, som till stor del härrör från Särvskollans diabas och metasedimentkomplex.

De ryolitiska bottenbildningarna i Helagsskollan uppträder endast sporadiskt öster om Åreskutan (19D 6f) men är

åter väl företrädda vid skollgränsen öster och norr om Kall. Skollans basala mylonit kan studeras i en liten höjd på vägens norra sida 5 km öster om Kall kyrka (19D 8f). Denna mylonit är laminerad med mångfärgade skikt och plastiskt deformerad. Ryoliten väster därom bildar ett sammanhängande stråk, flera hundra meter brett längs skollgränsen upp till Sulsjön. Vid Gravatjärn, 3 km norr om Staberget (20D 0f) är ryoliten breccierad av en porfyritisk grönsten som uppträder i form av några centimeter breda ådror. Här finns även en konglomeratisk vittringsbreccia på ryoliten, i nära kontakt mot överliggande metakalksten och metasandsten, båda av sevetyp.

Fragmentbergarter

Konglomerat vid den egentliga seveberggrundens bas. De fragmentbergarter som iakttagits där har delvis karaktär av konglomerat i vulkanisk miljö. I strandklipporna vid sjön Juvuln, 5 km öster om Ytteräng (20D 9e), finns konglomeratbildningar, knutna till vulkaniska bergarter. Vid kontakten mot den underliggande undre skollberggrunden, som här utgörs av ordoviciska gråvackeskiffrar), börjar Helagsskollan med en 15 m mäktig mylonit som innehåller fragment av ryolit och grönsten. Över denna följer 300 m av delvis konglomeratiska bergarter. En del av dessa förefaller att vara keratofyrkonglomerat, som innehåller 1–3 cm stora, platta fragment av ryolitisk sammansättning. Väster om och delvis inflikande i konglomeraten uppträder lager av kristallin kalksten samt mörk och ljus amfibolit. Trots deformation och stark rekristallisering kan en del primära strukturer iakttas. I alla lager finns skikt och körtlar med karbonatmineral. Den ljusa amfiboliten kan vara en kalkrik tuffit. Osäkra strukturer av pillowtyp (fig. 100) förekommer i amfibolitlagren, som är rika på karbonatmineral, närmast gultonad ankerit.

Fig. 95. Agglomerat med bollar av kvartskeratofyr i seveberggrund vid norra stranden av Juvulnsjön (20D 4d).

Agglomerate in the Seve units, mainly containing pebbles of quartz keratofyre in an exposure at the northern shore of Juvuln (20D 4d).

Ett annat område med konglomerat finns på den tunna plattan av seveberggrund som täcker Mullfjällsantiklinalens lägre skollberggrunden öster om Forsaberget (19D 6b) och därmed på kartan delar upp Mullfjällsantiklinalen i två delar. Fragmenten i de starkt deformerade och rekristalliserade konglomeratiska skiffrarna består, dels av ryolitiska bergarter, dels av basiska eruptivbergarter. Bollarna i konglomeraten är 1–10 cm stora och är alltid starkt utvalsade. Det nu beskrivna konglomeratet vid Forsaberget ligger nära Seveskollans bas, liksom konglomeraten vid Juvuln och den tidigare nämnda basala breccian på ryolit norr om Kall.

I de stora områdena med seveberggrund har endast enstaka och osäkra iakttagelser gjorts av konglomeratliknande strukturer. Högt uppe på St. Herrjångsstöten (18C 9i), liksom även på Helags, har konglomeratbildningar iakttagits. Dessa ligger till synes vid basen av den egentliga seveberggrundens gräns mot Skarvarnakomplexet. Konglomeraten i den översta delen av seveberggrunden behandlas nedan i samband med övriga stratigrafiska led som förekommer tillsammans med de ultrabasiska bergarterna i västra Jämtland.

Metamorf kalksten, kalksandsten och sandsten

Både kalkhaltiga och sandiga bergarter förekommer i Skarvarnakomplexet och vid Sandnäs och behandlas i särskilda kapitel. De stratigrafiska förhållandena i seveberggrunden är som nämnts mycket osäkra. Man kan urskilja en tendens till att kalkhaltiga lager företrädesvis uppträder i enhetens tektoniskt sett undre del samt i dess översta del, men därutöver är successionen osäker. Det är viktigt att ha i minnet att beteckningar som överst eller underst här hela tiden avser tektoniska eller tektonostratigrafiska positioner. Den rent stratigrafiska lagerföljden är osäker genom att det här gäller starkt veckningsdeformerade lagerföljder. Inversioner av hela eller delar av en skolla förekommer och detta är särskilt vanligt i skollfronter.

Kalkhaltiga lager som uppträder i anslutning till och lokalt under den mylonitiska ryoliten, t.ex. vid Flatruet och Ljungdalen (Strömberg 1961), behöver inte direkt höra ihop med seveberggrunden och inte ens med Skarvarnakomplexet, utan kan möjligen höra samman med den underliggande Särvskollan. På Helagssynklinalens västra sida finns ett eventuellt motsvarande kalkhaltigt lager som uppträder på båda sidor om Sylarnaantiklinalen, alltså även i den lilla fliken av Seve som fortsätter in i Norge vid Enlidvallen (19C 2d). Denna kalksten är bäst blottad i Klöftälven (19D 1d),

Fig. 96. Ett starkt veckat lager av kalksten överlagrar den nu utbrutna stora linsen av täljsten i Handöls gamla täljstensbrott. I täljstenen förekomer normalt utläkta breccieringsstrukturer. Boudiner av Merakergabbro uppträder (vid hammaren) och därintill utsöndringar av vit kvarts och ankerit. Foto av den nordvästra väggen i brottet (19C 3d).

Limestone, possibly of Ordovician age, overlies the brecciated soapstone in the old Handöl quarry (19C 3d). The soapstone is partly brecciated. Lenses of the Meraker Gabbro at the hammer in association with white quartz and ankerite.

där den är starkt deformerad och visar en karaktäristisk laminering, eventuellt primär växellagring i sedimentet, med mylonitisk kvarts. En bank av kalksten i nära analogt tektoniskt läge vid lägsta Seve finns också norr om Storlien, på den nordöstra sidan av urbergskulminationen i Hästryggarna (19C 7d–e). Denna kalksten förefaller vara svagare metamorf och kan därför vara en lins av den annars ovanliga ordoviciska kalkstenen i antiklinalens undre skollberggrund.

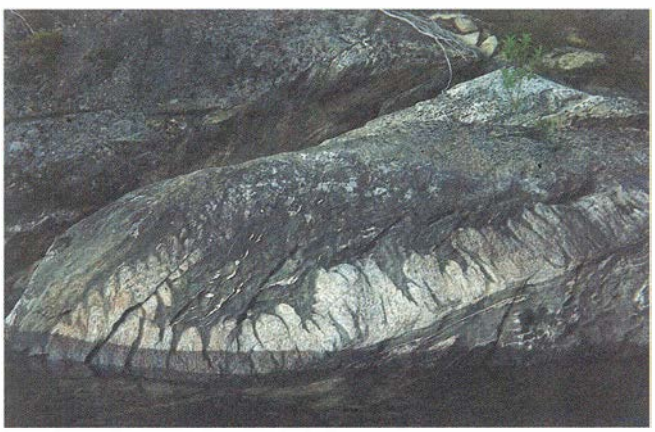


Fig. 97. Seveamfibolit som intrusion i deformerad, kvartsitisk fältspatsandsten. Ö i Lilla Rensjön (20C 3g).

Deformed quartzitic feldspar sandstone with intrusions of Seve amphibolite. Exposure on an island in Lilla Rensjön (20C 3g).

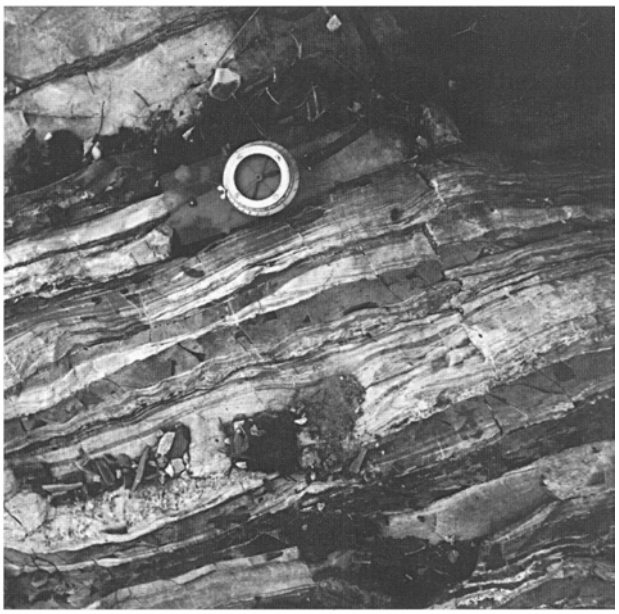


Fig. 98. Närbild av det mot nordväst utkilande kalkstensstråket vid Handöls täljstensbrott. Möjligen har tektoniskt eller kemiskt mobiliserad kalcit flutit in mellan sevegnejsens mörka, amfibolitiska skikt.

Detail of the limestone at Handöl old soapstone quarry. the limestone is tailing out towards the northwest. Tectonically or chemically mobilized calcite has been introduced between the dark lamina of Seve gneiss. Locality as in Fig. 96.

Seveberggrunden innehåller ett fåtal kompakta karbonatbergarter och kalkstenslagren är i allmänhet en blandning av karbonat och silikatmineral. Dessa bergarter förefaller att ha bildats som kalksandsten med växlande proportioner mellan sand och kalk. Det förefaller också som om kalkhalten varierar lateralt, så att kalkstenen övergår i en sandsten, som båda i sina nuvarande rekristalliserade och metamorfa former ger flytande övergångar. När därtill de nästan allestädes i Seven närvarande amfibolitgångarna och amfibolitlagren har fingrat in i den primära lagerserien har hela komplexet, slutligt veckat och metamorfoserat, förlorat mycket av sina primärt urskiljbara lagringsförhållanden. Det stora området med seveberggrund som sträcker sig från Ottsjön i söder till Torrön i norr (20C) är rikt på kalkhaltiga bergarter. Svårigheten ligger i att hela komplexet är starkt deformerat och att gränserna är flytande mellan kalkstenarna och de kringliggande bergarterna, kalkrika sandstenar och eruptivbergarter.

Ljusa sevegnejser

De ljusa sevegnejserna är svåra att klassificera till ursprung och bildningssätt. En övergripande beteckning måste därför användas sedan det visat sig svårt att i fält skilja mellan ljusa, sedimentära och eruptiva bergarter utan omfattande provtagning och analys. Några exempel kan hämtas från bergarter som undersökts närmare:

1. Ljus sevegnejs, 300 m uppströms från Storulvåvägen i bäcken mellan Getryggen och Tväråklumpen (19C 3f). Den ljusa gnejsen innehåller granat och är något skiffrig med västlig stupning och oregelbunden strykning mot NNO. En till synes isoklinal och komplex (fig. 101) veckning förekommer här. Veckningen har flacka veckaxlar som stryker i ungefär SSV–NNO. Till utseendet påminner bergarten mest om en skiffrig sandsten. Med hänsyn till bergartssammansättningen (tabell 3, analys 137) kan gnejsen ha bildats av en pelitisk skiffer. Många kvartskorn är 2–3 mm stora och starkt undulösa, vilket visar på en stark deformation av hela bergarten. Glest förekommande granater är starkt sönderbrutna och ställvis starkt uppsplittrade med kvarts och fältspat nykristalliserade mellan granatfragmenten. Kalifältspat är rikligt förekommande. Av mörka mineral förekommer endast en äldre biotit, som är deformerad och korroderad av kvarts, sillimanit och granat.

2. Ljus sevegnejs i området söder om Handöl. Gnejsen visar rekristalliserad kvarts i murbruksstruktur i spindelformade fält, som troligen utgjort deformerade, äldre kvartskorn. Bergarten visar ett slags mikrobandning i strukturen genom att nykristalliserad biotit och finkornig kvarts bildar sliror mellan de grövre kristallaggregaten. Granater och porfyroblaster av fältspat är föga störda, medan en äldre biotit är starkt deformerad. De båda anförda gnejserna visar exempel på bergarter som är påverkade av flera faser av deformation och metamorfos.

3. Norr om Gråsjön på Rismyrfjället (20D 5a) provtogs en ljus, relativt finkornig bergart, vilken uppträder som ljusa lager i amfibolit. Både dessa lager och skiffrigheten stupar 60° mot sydväst. De ljusa lagren består av en laminerad kvartskeratofyr i vilken kvarts och plagioklas uppträder separerade i olika 2–3 mm tjocka skikt. I de kvartsdominerade skikten framträder dessutom en tunnare bandning genom skiktvis anlagrad klorit och klinozoisit. Denna kvartskeratofyr synes representera en sur vulkanit som bildats syngenetiskt tillsammans med omkringliggande amfibolit. Bergarterna tycks ha en förhållandevis låg metamorfosgrad. Längs den norra sidan av sjön Anjan har liknande bandade bergarter med amfibolit och ljus gnejs en stor utbredning. Vid vägen från Sågen mot Ottsjöarna (20C 4i) uppträder dessa migmatitliknande, bandade vulkanitskiffrar, på varierande sätt deformerade (fig. 99).

På många andra ställen i seveberggrunden förekommer liknande bandade bergarter, t.ex. i fjället Ansätten (20E 6c) eller som tektoniserade grönstenar med roterade albitfenokrister vid Helgtjärnåsen mellan Ottsjön och Hottöjenvattenmagasinet (19D 2d). De amfiboliter och ljusa gnejser som givits en särskild beteckning (gröna streck på gul botten) i norra Jämtland hör eventuellt till samma stora grupp av bandade sevebergarter. Det har inte varit möjligt att någorlunda säkert i kartan skilja mellan ljusa sevegnejser av olika ursprung. Även om en typ av ljusa bergarter dominerar lokalt, tycks växlingar komma inom korta avstånd och man får räkna med att seveberggrunden innehåller ljusa element av både sedimentärt och vulkaniskt ursprung samt uppträdande i olika metamorf grad, eventuellt beroende på olikhet i ålder.

4. Den starka metamorfosen i seveberggrunden har medfört att alla sedimentära bergarter omvandlats till kristallina skiffrar och gnejser. Primärt tycks en del av dessa bergarter ha varit sandiga och delvis kalkhaltiga sediment. Däremot förefaller det som om egentliga lerskiffrar skulle saknas nästan helt. Emellertid torde en del metamorfa gnejser av sammansättningen att döma kunna ha varit lerskiffrar (jfr tabell 3). Ljusa gnejser, som liknar metamorfa sandstenar, förekommer i seveberggrunden. Förekommande glimmer är reglerad in i ett skiffrighetsplan som i allmänhet har enbart tektoniskt ursprung och döljer ett eventuellt tidigare lagringsplan. Genom att dessa ljusa gnejser eller metasandstenar övervägande saknar leriga skikt blir den sedimentära orienteringen osäker.

Kalkstenar och kalkhaltiga skikt förekommer lokalt i seveberggrunden. I de flesta fall varierar kalkhalten oregelbundet samtidigt som flera faser av amfibolitintrusioner och deformationer synes ha stört sambanden. Det har därför endast i ett fåtal fall varit möjligt att klarlägga någon korrelerbar stratigrafisk lagerföljd i den egentliga seveberggrunden. Förhållandena norr om Kall bär syn för sägen. I en seveberggrund som domineras av amfibolit uppträder lager av ljus gnejs, kalksandsten och kristallin kalksten. Ryolit bildar en uthållig platta vid skollans bas under det att flera mindre massiv av ultrabasit synes markera en hög nivå av lagerserien. I kontakter mellan amfibolit och kalksten uppträder lokalt en viss brecciering. Även gångar eller lager av intermediära och sura eruptivbergarter förekommer.

Basiska eruptivbergarter – amfibolit

Amfibolit är den vanligaste bergarten och bygger på vissa ställen helt upp stora delar av Seveskollan. Flera typer av amfibolit förekommer. En av dessa påminner om Ottfjällsdiabasen och har visat sig vara mycket lik denna i kemisk sammansättning (Strömberg 1969, Solyom m.fl. 1979a och b). Amfiboliten i det stora Sylfjällsmassivet liknar som nämnts också i viss mån Ottfjällsdiabas och har givits en särskild beteckning i kartan. Sylfjällsamfiboliten är porfyrisk med centimeterstora fenokrister av plagioklas. Detta mineral har emellertid i metamorfosen omvandlats till en mer albitrik form än den ur magman kristalliserade plagio-

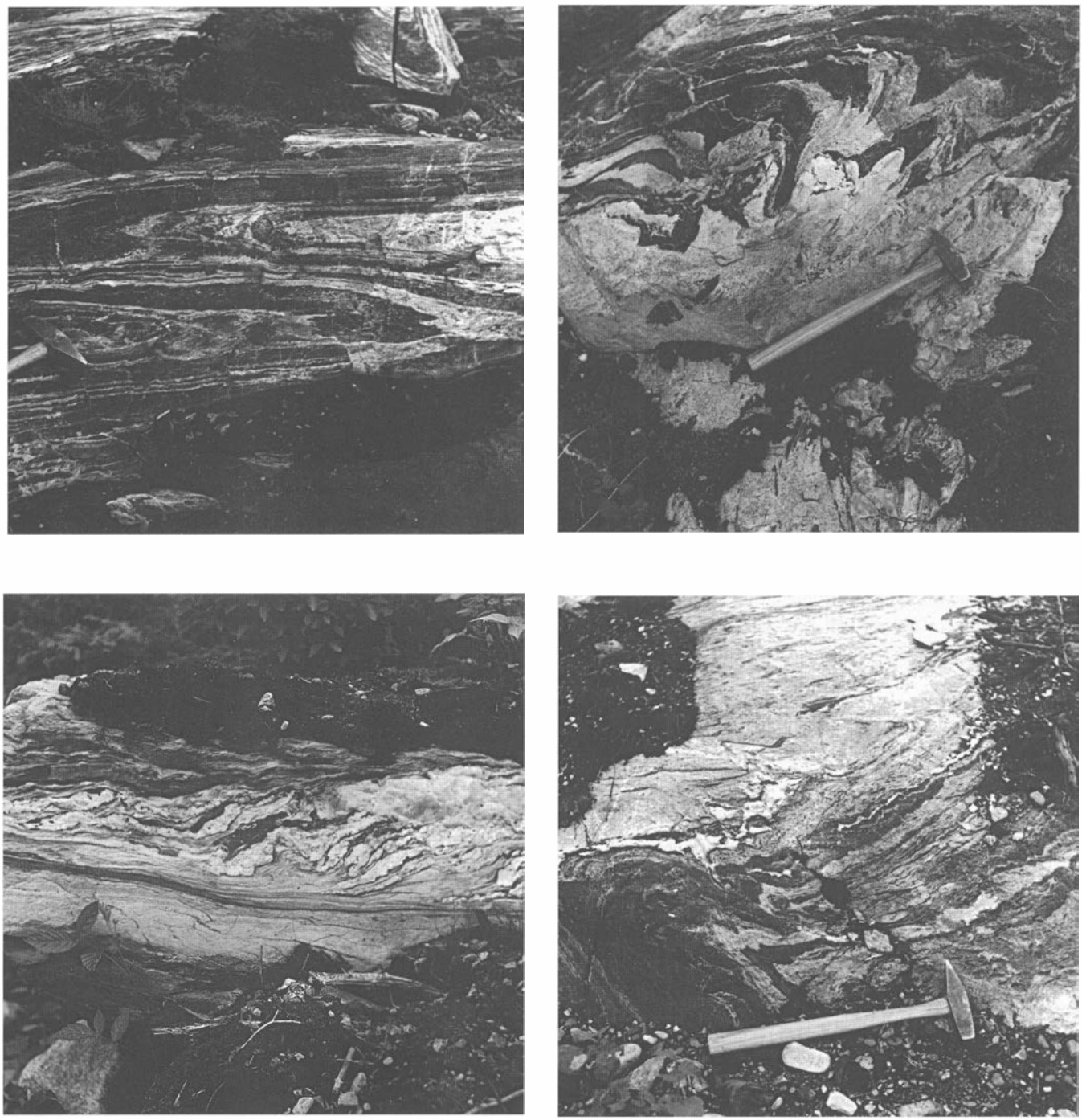


Fig. 99. Tektoniserad, amfibolitrik Seve vid vägen till Nedre Ottsjön. Komplex deformation och kristalloblastes (20C 4i).
Tectonization in a mixture of amphibolitic Seve and meta-arkosic Seve rocks. Exposure along the road to Nedre Ottsjön. (20C 4i).

klasen. Övriga seveamfiboliter varierar till utseende och metamorfosgrad. Granatbildning förekommer. Amfibolitkropparnas form varierar starkt. På vissa ställen ligger amfibolit i stora lakkolitformade massiv, som helt kan dominera berggrunden. Lokalt uppträder amfibolit i några decimeter breda gångar konformt med skiffrigheten i sidobergarten. Då blir hela seveberggrunden en amfibolitbandad migmatitliknande gnejs, som ovan beskrivits från flera typområden (fig. 99).

I lägre delar av Seveskollan kan växlingen mellan ljusa och mörka skikt ha tillkommit genom tektonisk påverkan, såsom imbrikering, isoklinal veckning och stark utmangling. Vägskärningar längs väg E14 i Åredalen ger exempel på sådana effekter. En berggrund som består av ljusa sedimentbergarter med basiska gångar övergår vid stark deformation till en sådan blandning av mörka och ljusa skiffrar. Genom metasomatiska förlopp åtföljs en sådan deformation av stark förändring av dessa skiffrars kemiska och minera-

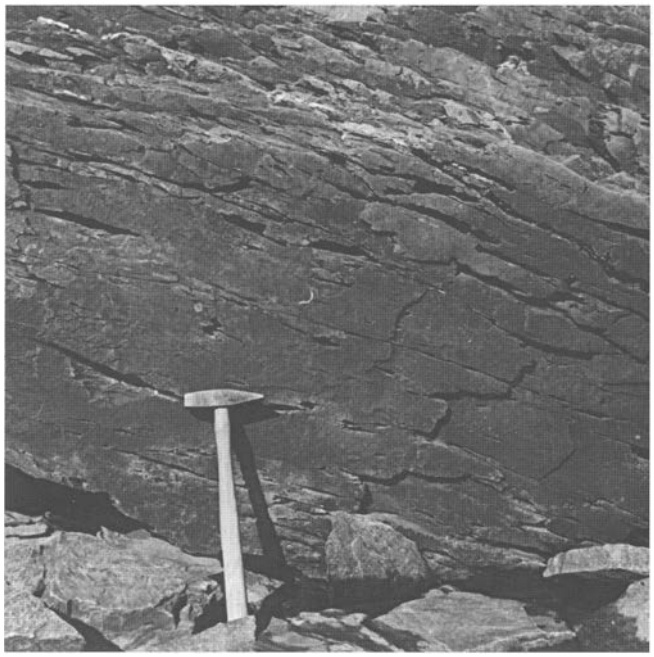


Fig. 100. Amfibolit i seveberggrunden med deformerade pillowstrukturer. Strandhällar på norra sidan av Juvulnsjön (20D 4d).

Meta-pillows in Seve amphibolite. Shoresection, northern shore of Juvuln (20D 4d).

Fig. 101. Ett komplicerat veckningsmönster i seveberggunden vittnar om deformationer i flera veckningsfaser. "Ögonveck" i berghällar vid vägen till Storulvåstugan (19C 3c).

Polyphase folding in the Seve rocks exposed along the road to Storulvåstugan (19C 3c).

logiska sammansättningar. Det är därför mycket svårt att avgöra om berggrunden före deformationen varit av Särvskolletyp med gångar av lågmetamorf diabas i arkosartad sandsten eller av Seveskolltyp med amfibolitkroppar blandade med sura vulkaniter och metamorfa sedimentbergarter. I båda fallen ger deformation och rekristallisering alla möjliga blandbergarter av skiffrar, i vilka klorit, mörk glimmer, serpentin och epidot ger varierande mörka färgtoner (fig. 92).

Ultramafiska (ultrabasiska) bergarter, serpentinsten och täljsten

I den övre skollberggrunden uppträder isolerade bergartsmassiv av ultramafiska bergarter (peridotiter). De återfinns i stort sett i två tektonostratigrafiska positioner, nämligen dels i vissa delar av seveberggrunden och dels i den understa (underordovicium) delen av köliberggrunden. Här behandlas först de ultramafiska bergarterna i seveberggrunden. Alla ultramafiska massiv ligger i en relativt central zon och troligen i en hög nivå inom seveberggrunden. Ultramafiterna har växlande storlek, med en variationsbredd av 0,1–5 km^2. Också i sammansättning växlar bergarterna från dunit till peridotit, pyroxenit och serpentinsten. De sydligaste ultramafitkropparna i Seve finns på Enkälen (19C 0f), omkring 18 km söder om Handöl samt på den nordvästra sidan om Bunnersjöarna (19C 2 g), omkring 10 km söder om Handöl. Dessa förekomster ligger vid en brant imbrikationszon med strykning i NNO–SSV. Ultramafiterna påträffades av R. Sjöberg och L. Eriksson 1970 och har senare undersökts av T. Sjöstrand (pers. medd.). Enligt Stigh (1979) är ultramafiterna vid Enkälen av cortlanditisk sammansättning, innehållande ca 30% olivin, 40% amfibol, 15% enstatit och mindre mängder tungmineral, malmmineral, serpentin och klorit. Enkälenultramafiterna är mörkvittrande och svagt folierade. De är närmast associerade med gabbror och amfiboliter med inlagringar av ljusa gnejser. De nordligare ultramafitförekomsterna vid Bunnersjöarna visar endast en liten yta av ultramafit, men därtill ett pålagrat konglomerat med bollmaterial av ultramafit.

Betydligt längre mot öster finns ultramafit i Välaberget (19D 5d), 3 km sydost om Undersåker station. Även denna ultramafit tycks vara av cortlanditisk typ. Bergarten bildar en uppstickande topp och alla blottningar utgörs av samma ultramafit, vars utbredning alltså är minst 9 000 m^2. Denna ultramafit tillhör tydligen ett östligare stråk i seveberggrunden. En indelning av Seveenheten i ett östligare, ett centralt högmetamorft men ultramafitfattigt och ett västligare stråk, alla separerade av överskjutningar, har gjorts av Zwart (1974) för motsvarande seveberggrund i Västerbottensfjällen.

Öster om Åre fortsätter det östliga stråket av ultramafiter mot norr. Många av dessa bergarter, som i fält uppfattas som peridotit, står emellertid till sin sammansättning närmare gabbro än ultramafit. Stigh (1979) betecknar dem som olivingabbro. Även de peridotitlika ultramafiterna norr om

Kall (19D 9e; 20D 0e) tycks höra till gruppen olivingabbro eller cortlandit med kiselsyrahalter mellan 41 och 47% (tabell 3). Både massivens form och bergarternas utseende överensstämmer emellertid med motsvarande hos ultramafiska bergarter, varför alla massiven av denna typ öster om Åreskutan och öster om Kallsjön betecknats som peridotit i kartan. Norr om sjön Torrön har inga peridotiter påträffats inne i seveberggrunden, varken i Anjeskutanområdet, Ansättenutliggaren eller Munsfjälletområdet. Det är möjligt att den högsta, peridotitförande nivån av Seve saknas i dessa områden. Väster om Anjanfjällen vid gränsen mot Köli i väster finns däremot en rad peridotitmassiv som närmare beskrivs i det följande (kap. "Kölibergarter längs riksgränsen mellan Anjan och Gånälven").

Peridotiterna vid Kall (19D 9e) uppträder i små hällar nära vägen Järpen–Kallsedet och träder också fram i några bergstoppar några kilometer norr om samhället. Peridotitkropparna ligger omgivna av amfibolit, glimmerskiffer och gnejs med trondhjemitisk pegmatit, men också kristallina kalkstenar och kvartsiter samt en ryolitzon lägst i skollan. Den ultramafiska bergarten är realtivt finkornig och innehåller grågrön olivin som är rikligt uppblandad med aktinolit och klorit samt även biotit. Olivinen innehåller 24 mol% Fe_2SiO_4 enligt Du Rietz (1935) och hela bergarten är olivinfattigare och mer järnrik än många andra ultramafiter. Den kan snarast betecknas som olivingabbro.

Ultramafiter i norra Jämtlands seveberggrund

Också i norra Jämtland är ultramafiterna starkast koncentrerade till seveberggrundens övre del. Berggrunden i området Muruhatten-Lillfjället (22E 1c) väster om Gäddede består av glimmerskiffrar, migmatitiska gnejser, amfibolit och ultramafiska bergarter. De sistnämnda uppträder i många mindre och större massiv, samlade i grupper. Muruhattenområdet har, delvis i detalj, beskrivits av Du Rietz (1935). Av fig. 102 och 103 framgår bergartsfördelningen vid det stora peridotitmassivet vid Muruhatten. De ultrabasiska massiven ligger i delvis migmatitartade, grova skiffrar, som av Du Rietz (1935) betecknades som injektionsgnejser, som närmast liknar pegmatitkörtlar. Den mörkt gröna turmalinen i denna innehåller 9,5% B_2O_3. Täljsten och kloritskiffer uppträder bland annat i gränszonen vid peridotitmassiven och bildar inramning omkring de nämnda pegmatitartade slirorna (fig. 103). Injektionsgnejsen innehåller en stor del albit (Du Rietz 1935). Intill peridotitkroppen i Muruhatten har påträffats mineralisering av krom samt nickelförande magnetkis.

En mindre förekomst av täljsten finns på Junsternäset (22E 2d). Den täljstensbank som brutits är 5–10 m mäktig. Den är starkt veckad, med en veckaxel stupande 10° mot N60°O. Någon intilliggande peridotit har ej påträffats, varför man får anta att peridotitkroppen helt omvandlats till täljsten och med denna associerade bergarter. Kvartsitisk glimmerskiffer utgör huvudbergart runt omkring. Branten över täljstenen består av plagioklasrik glimmerskiffer med pegmatitsliror. Lokalt uppträder turmalin och granat. Pegmatitinjektionerna ökar i riktning mot täljstenen. Granat från Junsternäset analyserades av Du Rietz och visade sig sammansatt av almandin 64%, pyrop (+spessartin) 20%, grossular 14% samt andradit 2%.

Peridotiten vid Routats (22E 7g) är en av de största förekomsterna av ultramafit i Sverige. Bergarten visar en viss lagring, markerad genom skiktvis fördelning av större enstatitkorn i olivinmassan. Enstatit, som blir upp till 1 cm stor, visar en fin lamellering genom polysyntetisk tvillingbildning. Du Rietz (1935) iakttog band av kromitmalm i Routatsmassivet, därav ett 20 m långt, men endast 1 dm brett, med lokalt nära 50% Cr_2O_3. Av sekundära mineral finns tremolit, klorit, serpentin och talk. Serpentiniseringen kan omfatta mer än hälften av bergartens volym. En blekt brungul, amorf serpentin har bildat pseudomorfoser efter olivin under det att färglös krysotil kristalliserat i sprickor och korngränser. Peridotiterna i norra Jämtland uppträder som små linsformade blottningar i svärmar, lokalt i långa strängar. Större massiv förekommer också, men de är vanligen mindre än 1 km i längd. Intrusionerna tycks vara av en lakkolitisk typ till formen och ligger flackt, men beroende av den dominerande skiffrigheten.

Det förefaller att finnas ett intressant samband mellan peridotiterna och de gnejser som omger dem, med pegmatitiska sliror, ställvis omgivna av en aureol av turmalin och kloritskiffer. Tydligen har det funnits en bestämd fas av granit- och pegmatitbildning. Huruvida denna är sent tektonisk eller syntektonisk är ännu osäkert. Peridotiterna har i varje fall tagit del i veckningen. Enligt Du Rietz (1935) förefaller serpentiniseringen i de ultramafiska bergarterna att öka i riktning mot lägre metamorfa områden. Peridotiterna i de fyllitiska områdena (Köli) är sålunda vanligen helt serpentiniserade. En del av serpentiniterna i Köli är emellertid bildade genom ansamling av detritus.

Peridotiterna i den högmetamorfa seveberggrunden är däremot i allmänhet lite omvandlade även om de kan vara starkt serpentiniserade lokalt. Det är på några ställen möjligt att se att denna omvandling är förbunden med täljstensbildning. Hydrotermala utsöndringar från kiselsyrarika intrusioner tycks ha medverkat vid omvandlingen till täljsten. En viss generationsföljd finner man, gällande för de sekundära mineralen, nämligen tremolit – klorit – antigorit – (sulfider) – talk – karbonat. Klorit förekommer som en kärna i antigorit. Peridotitens klorit är vanligen pennin. De pegmatitiska slirorna är ställvis albitrika ((jfr albitgångar i mylonitzonen vid Särvskollans överskjutning på Rekhuvudet (Strömberg 1961)).

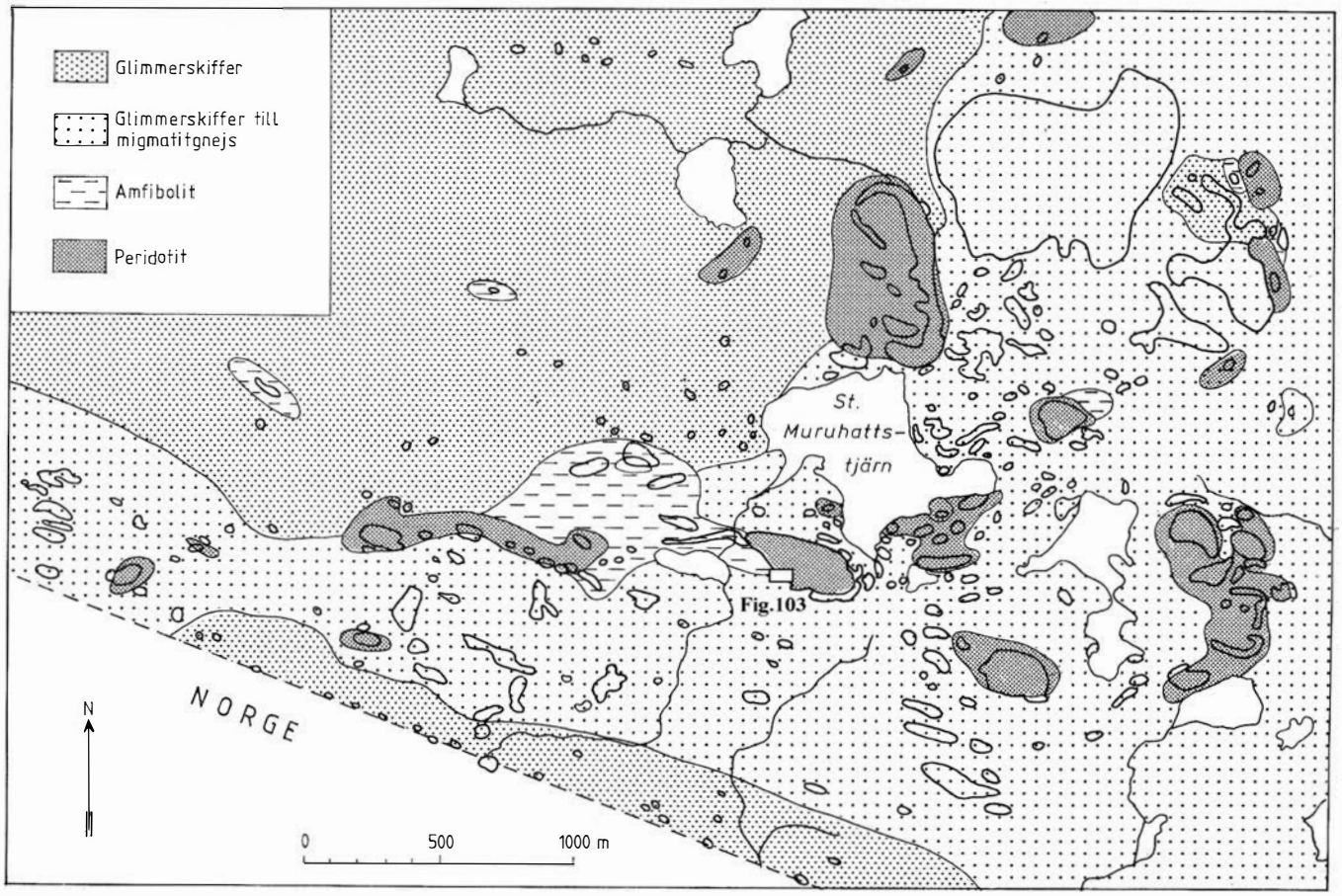


Fig. 102. Seveberggrund i Muruhatten-Lillfjälletområdet enligt Du Rietz 1935. (22E 0-1 d-e)
Geological map of the Muruhatten-Lillfjället region. After DuRietz 1935. (22E 0-1 d-e).

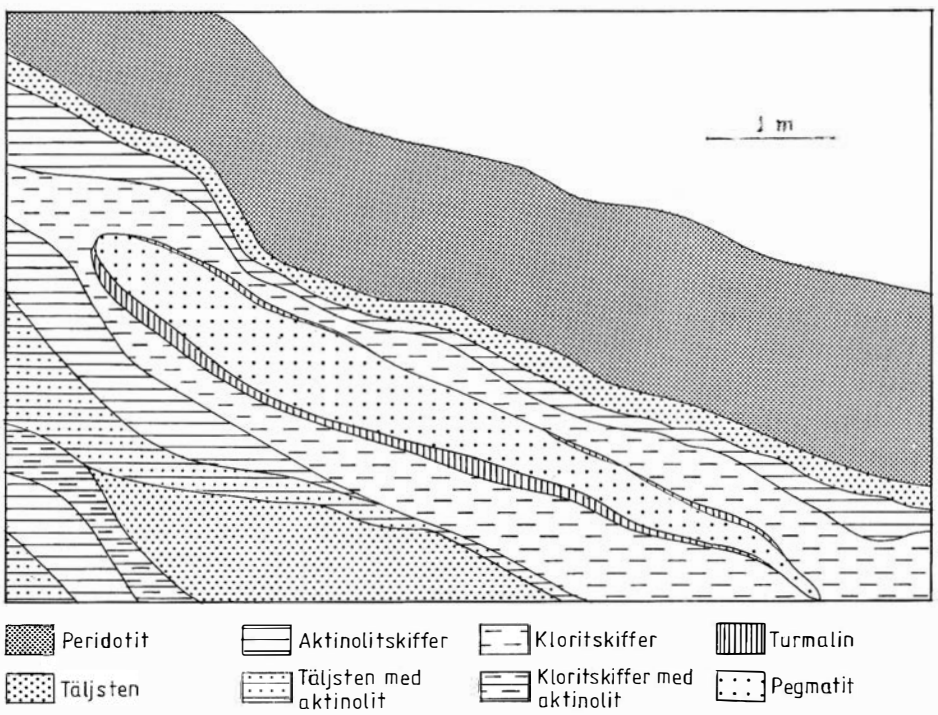


Fig. 103. Metamorf zonering vid Muruhattens sydbrant enligt Du Rietz 1935.

Detail section showing metamorphic zonation in the southern wall at Muruhatten. After Du Rietz, 1935.

Bildningssätt för peridotit och serpentinsten

En speciell grupp av ultramafiska bergarter (alpinotyp) förekommer enbart i en geosynklinal del av bergskedjezoner. I den skandiska bergskedjan uppträder dessa ultramafiter endast i vissa zoner i den långtransporterade och metamorfa, övre skollberggrunden (Stigh 1979). Där har de samlats i övre delen av seveberggrunden samt i Köliberggrunden, men förekommer ej i yngre lager än äldre ordovicium. Bristen på kontaktmetamorfos runt ultramafiterna samt förekomst av med omgivande berggrund konforma strukturer kan ej förklaras med intrusion i form av en smält ultramafisk magma. Man har därför tänkt sig en tektonisk process, varvid en fast bergart under en intensiv veckningsfas pressats upp i submarina sedimentlager. En teori för gravitativ protrusion uppåt av en vattenrik, serpentinitisk-peridotitisk bergartsmassa har framlagts av Lockwood (1972). Han framhöll att ultramafiskt bergartsmaterial bevisligen tränger upp på oceanbottnarna och inlagras med bergarter av eugeosynklinal faciestyp.

Den plattektoniska underskjutningen av oceanisk krusta under kontinentplattan för ned serpentinitmaterial till allt större djup och högre temperatur, varigenom serpentinitmaterialet med låg densitet (täthet 2,4–2,6 men för starkt deformerad serpentinit i New Idria-massivet så låg som 2,2) hamnar under tyngre sedimentära och eruptiva bergarter som trycks samman i den eugeosynklinala bassängen.

Det ökade trycket och temperaturförhöjning ger avvattnings-(dehydrerings)reaktioner med volymökningar som framkallar stigande domer från en mindre del av serpentiniterna upp genom lagerserierna. Samtidigt bildar resterande serpentinit efter vattenavgång en tung eklogitfas som i huvudsak följer den undre plattan med oceankrusta in under kontinentplattan. Ringwood (1975) räknar med att detta tunga material är ett pådrivande element i plattektoniken. Denna process, med stigande serpentinitmaterial, pågick i Skanderna endast till underordovicium. Under sin väg uppåt i jordskorpan sker ytterligare vattenavgång från ultramafiten i den varma seveberggrunden. Vandringen uppåt avstannar på olika nivåer. Endast delar av materialet når bottensedimentens yta och avsätts där i form av peridotitisk ultramafit som till stor del består av olivin och pyroxen.

Under senare stadier av den orogena utvecklingen i Skanderna än de äldre ordoviciska har såvitt känt inga nya ultrabasiska bergarter bildats. Detta är ett intressant faktum eftersom serpentiniseringsframkallande subduktioner bör ha inträffat även vid senare faser av deformation och överskjutning, t.ex. i övergången silur–devon. Ordoviciums början är emellertid ett unikt tillfälle i den kaledoniska utvecklingen. Endast då avbryts den dåvarande oceanbottnens utvidgning som fortgick under vendisk och kambrisk tid vid då existerande centralzoner. Detta måste ha inneburit att den länge rådande tensionen i ost–västlig riktning förbyttes till en kompression dvs. att huvudriktningen för spänningarna i den tunna havsbottnen vändes. Detta kunde knappast ske utan ny sprickbildning, t.ex. ac-sprickor, som fylldes med inträngande havsvatten. Vattnet kan sannolikt cirkulera till många kilometers djup och framkalla serpentinbildning, med ovan nämnda diapireffekter. Enligt en sådan teori kan sålunda mer utbredda peridotitförekomster ha bildats utan direkt binding till en subduktionszon.

Eklogit

Seveberggrunden i den norra delen av länet visar som nämnts en genomgående relativt hög metamorfos. Där uppträder små partier berggrund av eklogitisk typ med grovkristallin granat och pyroxen. Dessa förekomster av eklogitliknande material tycks inte vara entydigt knutna till någon viss annan bergart, möjligen dock de nästan allestädes närvarande seveamfiboliterna. Däremot finns inte något säkert samband med de peridotitkroppar som också förekommer talrikt i dessa områden (22E, 22F, 21E). Dessa eklogiter eller eklogitliknande bergarter har på kartan markerats med ”E” (=eklogit), även om bildningssättet måste betraktas som osäkert.

En liten eklogitkropp ligger i en skärning vid vägen Bågede–Gäddede (21E 9j). Tektoniskt befinner den sig nära kontakten mellan Särvskollan och överliggande Seve, men det direkta sambandet med dessa skollor har ej kunnat avgöras. Det förefaller som om eklogit förekommer även i Särvskollan längre norrut. Andreasson (1984) har också i Västerbottensfjällen funnit eklogit uppträda i berggrund av Särvskollans typ. I den nämnda vägskärningen uppträder kompakta massor av en violett till bronsfärgad granat (övervägande andradit) rikligt uppblandad med mörkt grön pyroxen (ferroaugit) och insprängd kalcit. Pyroxen och granat uppträder delvis i bandformig inbördes fördelning. I sprickor och korngränser förekommer epidot och kalcit. Eklogitförekomsternas närmare karaktär och bildningssätt är ännu otillräckligt undersökta. Förekomsten av dessa eklogiter torde ändå få anses tyda på att seveberggrunden i dessa områden genomgått en metamorf fas, kännetecknad av mycket högt tryck och hög temperatur.

Intrusiv granit

Gångar av kaledonisk intrusiv granit förekommer på många håll, men är ändå förhållandevis sällsynta. Endast några exempel kan nämnas. Vid Mullfjällsantiklinalen, nära den övre skollberggrundens bas vid Tjärndalsfjället (19D 5a), iakttogs en flackt liggande 5 m bred gång av röd, medelkornig granit. Omkring 4 km norr om Kall kyrka uppträder gångar av vit granit, som troligen har en trondhjemitisk sammansättning. Likaså i de stora områdena med Seve i norra Jämt-

land uppträder gångar av liknande granit, som eventuellt kan uppdelas i flera typer. Stora delar av berggrunden i Åreskutankomplexet synes vara intrusiva, bland annat den framträdande granatgnejs som uppträder nära Åreskutans topp (fig. 105 och 121). På länskartan har inga av de nämnda granitförekomsterna lagts in.

Åreskutankomplexet

I fjällmassivet Åreskutan, mellan Åredalen och Kallsjön, uppträder den vanliga seveberggrunden och de lägre tektoniska enheterna Särv och Offerdal, liksom också en högsta, starkt metamorf tektonisk enhet som här kallas Åreskutankomplexet eller Åreskutanskollan (Yngström 1969). Området tillhör de klassiska i skandinavisk fjällgeologi. Åreskutan ingick som en väsentlig del av den ”geognostiska profil” tvärs igenom fjällkedjan som Törnebohm beskrev redan år 1873. Törnebohm konstaterade (1888, 1896) att fossilförande, lågmetamorf underpaleozoisk berggrund uppträder runt och stupar in under den högmetamorfa berggrunden i Åreskutan. I en lång rad av senare geologiska arbeten har man särskilt studerat den metamorfa berggrunden i Åreområdet: Högbom (1894, 1909, 1920), Frödin (1922), Asklund (1960), Helfrich (1967), Yngström (1969), Gosh m.fl. (1979), Arnbom (1980), Koark m.fl. (1981), Claesson (1980).

Den lägre delen av seveberggrunden norr om Åre utgör en fortsättning av Seveskollan i den stora nord–sydliga synklinalen mellan Kallsedet och Ottsjön. Denna lägre Seve betecknades av Helfrich (1967) som Fröå–Bjelkeskollan och av Arnbom (1980) som Undre Seveskollan. Den undre seveenheten där har en metamorfos motsvarande amfibolitfacies och innehåller övervägande sandiga och kalkiga sediment samt sura, basiska och ultrabasiska intrusiv. Den lägre Seven under Åreskutan visar stor likhet med seveberggrunden norr om Kall. Nära 1000 m-nivån på Åreskutan visar den undre Seveskollan en uppåt tilltagande förskiffring och bergarterna övergår lokalt i tunnbankade myloniter. Den tektoniska gränsen visar regionalt en stupning mot öster. Den övre skollan, Åreskutanskollan, uppvisar migmatitiska gnejser samt metabasiter (Yngström 1975). Gnejserna har växlande utseende, men kan betecknas som två gnejstyper: granat-sillimanitgnejs respektive ljus kvarts-fältspatgnejs (Arnbom 1980). Det är gradvisa övergångar mellan dessa två gnejstyper. I gnejserna uppträder xenoliter av metabasit (fig. 105), som har en tydlig primär parallellstruktur och lokalt även en inre veckning. Båda dessa primärstrukturer i metabasitfragmenten ligger ställvis diskordant mot gnejsens struktur. Några meter stora intrusivkroppar av granit före-

Fig. 104. Glaciärkittelns västra vägg i Helags år 1955, med tecken på omveckning av ett ljusare skikt (18C 6g).

The steep western wall in the Helags glacier cirques with faint signs of refolding (18C 6g).

Fig. 105. Fragment av tektoniskt bandad, äldre amfibolit i Åreskutans granatgnejs. Vandringsleden, 1 km söder om toppstugan (19D 8c).

Fragments of schistose amphibolite in the Åreskutan garnet gneiss. 1km S of the hut at the top of Åreskutan (19D 8c).

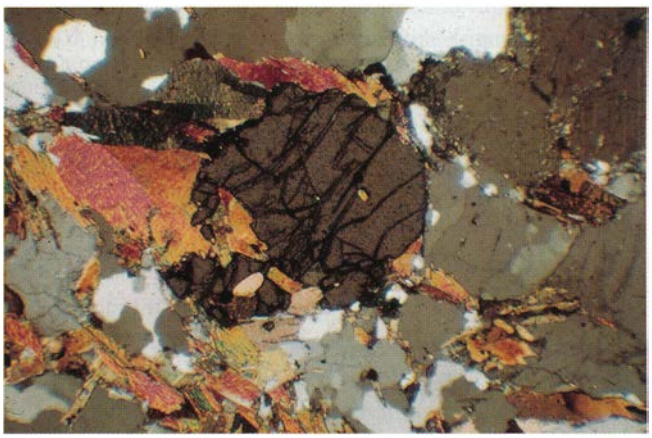


Fig. 106. Tunnslipsbild visande retrograd metamorfos med bildning av biotit och kvarts i Åreskutans granatgnejs (19D 8c). Granaten i bildens mitt är roterad under utbildningen av en ny s-yta markerad av biotitflak i diagonal orientering. 20x, + nic.

Photomicrograph showing garnet gneiss with retrogressive formation of biotite and quartz. 20 x, + nic. Central garnet grain is rotated and a new foliation plane is indicated by diagonal biotite (19D 8c).

Fig. 107. Mylonitisk skiffer med intrusion av albitgranit (Trondhjemit). En övertvärande, postintrusiv s-yta i graniten framträder genom den homogena regleringen av stora biotitflak. Vägskärning i Björnänge, 2 km öster om Åre (19D 6d).

Intrusion of Trondhjemite in mylonites of the Seve thrust. A post-intrusive surface is indicated by large homogenous biotites. Road section at Björnänge, 2 km east of Åre, (19D 6d).

kommer lokalt. I dessa är granitens gräns undantagsvis skarp, men visar vanligen en diffus övergång till intilliggande gnejs (Claesson 1980). Granitkropparna är i allmänhet utvalsade och visar en förskiffring parallellt med gnejsens. Därtill innehåller graniten lokalt fragment av gnejs eller metabasit.

Pegmatitgångar uppträder i metabasiter och gnejser och de slår igenom dominerande s-ytor och har själva endast svagt deformerats. Det finns också sprickfyllnader med grovkristallin skapolit och många strukturer i Åreskutanskollan indikerar komplicerade tidsrelationer mellan deformationer och faser av metamorfos. Omveckade veck (”refolding”) och deformerade intrusiva eller metamorfa strukturer utgör sådana exempel. Gosh m.fl. (1979) särskiljde fem steg av deformation och flera stadier av metamorfos, däribland en tidig migmatitisering.

En rödlätt, ”pelitisk” granatgnejs är den vanligaste bergarten i Åreskutanskollan. Mineralen i denna granatgnejs är sillimanit, kyanit, granat, kalifältspat, plagioklas, biotit, spinell och kvarts (Yngström 1969). Metabasiterna som ingår i samma skolla innehåller brunaktigt grönt hornblände, klinopyroxen, ortopyroxen och plagioklas med biotit, kvarts, epidot och klorit. Arnbom (1980) har mineralogiskt bekräftat den tektonostratigrafiska indelningen av berggrunden vid Åreskutan:

1. Särvskollan (underst) har övre grönskifferfacies, som vid deformation delvis sjunker till undre grönskifferfacies.

2. Undre Seveskollan har amfibolitfacies, med delvis retrograd metamorfos i skollans deformationszoner till undre grönskifferfacies. Detta antyder att låga tryck- och temperaturförhållanden har förekommit under den senaste fasen av överskjutning.

3. I Åreskutanskollan förekommer två former av förskiffring, som båda är äldre än mylonitbildningen vid skollans bas. Den äldsta s-yteserien hör samman med en granulitfaciesmetamorfos, under det att den senare förskiffringen anses ha tillkommit under metamorfa förhållanden motsvarande amfibolitfaciesmetamorfos. I mylonitzonen mellan den undre Seveskollan och Åreskutanskollan har föga retrograd omvandling skett. De troligen kaledoniska gångarna av granit och pegmatit skär den äldre förskiffringen, men är deformerade vid Åreskutanskollans bas (Arnbom 1980). Det förefaller därför som om Åreskutanskollan sköts över den undre Seveskollan i kaledonisk tid. Migmatitbildningen skedde troligen före tillkomsten av de sura intrusivgångarna och överskjutningen.

I en geokronologisk undersökning har Claesson (1980) visat att migmatitbildningen i Åreskutanskollan och metamorfosen torde ha inträffat före omkring 400 Ma. Neosomdelen i en migmatitgnejs gav 414±27 Ma, vilket anses kunna betraktas som tidpunkt för migmatitiseringen. Mineral i en deformerad granitgång gav 390±45Ma och en sen, övertvärande pegmatitgång gav åldern 395±40 Ma. U/Pb i zirkon från granitgång och från metabasit gav concordia-snittpunkter (intercepts) motsvarande en äldre ålder av 1570 Ma och en yngre (kaledonisk) ålder av 386 Ma. Som en jämförelse kan nämnas att Koark m.fl. (1981) erhöll åldrarna 1500±325 respektive 1761±349 Ma vid bestämning av den tunga rymdstrålningens spår (”fission track”) i mineralet titanit från den undre Seveskollan vid Åreskutan.

Den yngsta biostratigrafiska enheten i den undre skollberggrunden är Rödeformationen (Bassett m.fl. 1982) av Wenlockålder, ca 425 Ma. Den långa överskjutningen av den högre skollberggrundens skollor över den undre bör ha varit avslutad vid underdevonisk tid, ca 390 Ma, då nya underdevoniska sediment avlagrades över de eroderade kaledoniska skiffrarna på flera ställen i fjällkedjan, bl.a. vid Röragen, väster om Tänndalen. Den skandiska fasens långa överskjutning måste alltså ha inträffat inom tidsavsnittet 425–390 Ma och dessförinnan bör också de mest intensiva kaledoniska stadierna av metamorfos med bl.a. migmatitbildning i Åreskutanskollan ha ägt rum.

Den tektoniskt högsta delen av seveberggrund har också på andra håll inom länet en metamorfos jämförbar med Åreskutankomplexet. Det gäller delar av Snasahögarna, Bun-

ner- och Kyrkstensfjällen samt Helagsfjället, vilka därför i kartan givits samma beteckning. I norra Jämtland har också ett område på Jurufjället söder om Gäddede givits beteckning som Åreskutankomplexet. Metamorfosförhållandena inom seveberggrunden är emellertid så komplexa att säkra gränsdragningar varit svåra att göra.

KÖLIBERGGRUNDEN

Tännforsfältet

Tännforsfältets Köli representerar en östligaste form av paleozoisk stratigrafi i den övre skollberggrunden. Denna stratigrafi avviker från Trondheimskollans västligare faciesutveckling, som visar en mer ”geosynklinal” karaktär, med bl.a. starkare inslag av effusiva eruptivbergarter. I norra Jämtland – södra Västerbotten skiljer Stephens (1982) på samma sätt mellan en östlig synform och en västlig synform, åtskilda av en överskjutning. I Tännforsfältet (19D) finner man emellertid en påtaglig likhet i sedimentutveckling mellan å ena sidan gråvackesekvenserna i den undre skollberggrunden och å den andra motsvarigheterna i den östliga köliberggrunden. Likheterna är uppenbara vid jämförelse mellan exempelvis vägskärningar i skiffrar längs väg E 14 vid Undersåkers kyrka och öster därom (undre skollberggrund) och i skärningarna mellan Duved och Indalsälven (Tännforsfältets övre skollberggrund). Se figur 112.

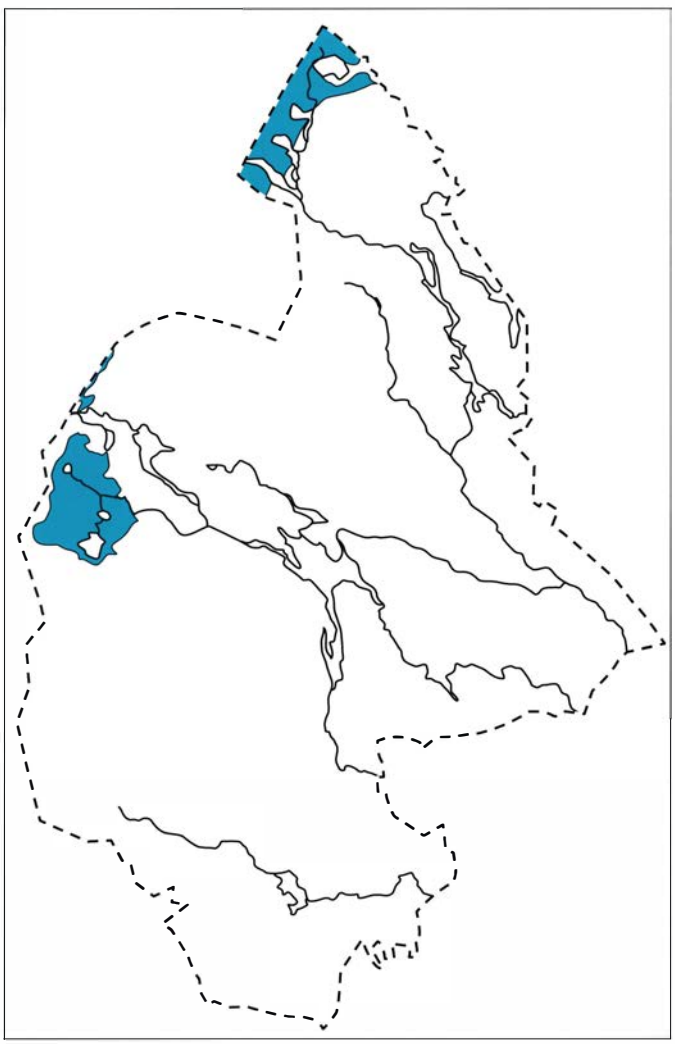


Fig. 108. Kölibergarternas utbredning i Jämtland.
Regional distribution of Köli units in Jämtland.

Frödin (1922) gjorde många intressanta observationer i Tännforsfältet. Hans tektoniska tolkningar präglas emellertid av den uppfattning om en ”in situ” metamorfos utan större överskjutningar, som under dessa decennier (1910–1930) gjorde sig gällande inom hela gruppen av skandinaviska fjällgeologer (Svenonius, Holst, Carstens, Quensel m.fl.). Då man läser Frödins framställning måste man därför hela tiden hålla i minnet dessa förutsättningar och bedöma slutsatserna därefter.

Tännforsfältet bildar en skålformad depression av kölibergarter, som nästan överallt runt omkring gränsar till seveberggrund (Beckholmen 1980, 1983). I gränszonen mellan Seve och Köli finner man i kölisedimentens bas runt hela fältet stratigrafiska serier som i en komplett utbildning torde ha ungefär följande schematiserade utseende):

1. pelitiska skiffrar och gråvackor
2. svart skiffer (Duved, Bunnerviken)
3. fyllitisk grönskiffer.

Mullfjällsantiklinalens västra sida

Mullfjällskulminationens antiklinala karaktär framhävs tydligt genom att pålagrade underpaleozoiska bergarter stupar från antiklinalen på ömse sidor. Detta gäller alltså om den verkliga lagerstupningen, ej lokala s-ytor, som inreglerats i ett västligt stupande axialplan. Genom sin mäktighet (ca 500 m) domineras kartbilden här av de turbiditiska gråvackeskiffrarna som delvis omvandlats till kvartsfyllit. De representerar en stor del av ordovicium.

Från Duved i söder till norr om tjärnen 478 (Mångtjärnen) påträffas följande lagerserie i den undre skollberggrunden underifrån räknat:

- basal kvartsit,
- svart skiffer
- turbiditskiffrar
- mörka skiffrar (Kogstaskiffer)
- Edekvartsit
- Bergekalksten
- ?svart skiffer

Underlaget till högre tektoniska enhet utgörs till en helt dominerande del av Bergekalkstenen, som stupar mot väster

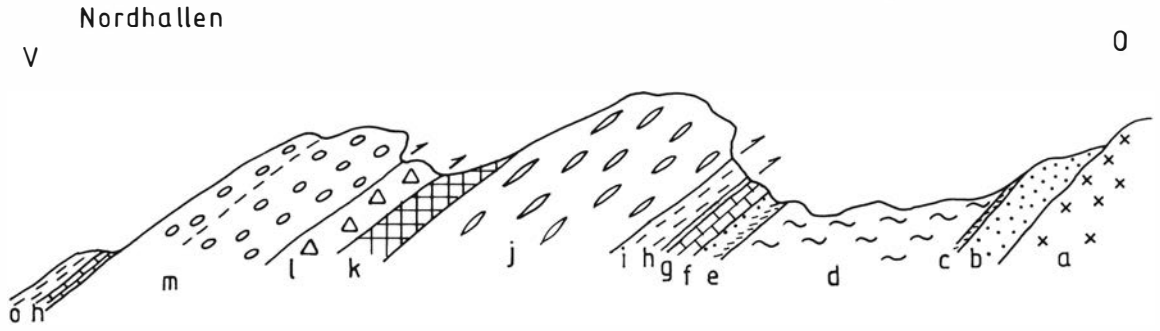


Fig. 109. Schematisk profil över berggrunden öster ut från Nordhallen (19D 8a). Undre skollberggrund: a = Östbergsporfyr (prekambrisk), b = Vemdalskvartsit, c = Kläppeskiffer, d = ordovicisk gråvackeskiffer, e = Kogstaskiffer, f = Edekvartsit, g = Bergekalksten, h = mylonit. Övre skollberggrund (Seve-Köli): i = mylonit, j = ryolit med amfibolit i deformerade gångar och lager, k = skiffrig amfibolit med kalkstenslager, l = grönstensbreccia, m = polymikt konglomerat med bl.a. serpentinstensbollar samt med linser av porfyrbolligt konglomerat, n = kalksten, o = fyllitisk gråvackeskiffer.

Simplified geological section through the Mullfjället Antiform east of Nordhallen (19D 8a).
Lower Allochthon: a= Proterozoic Östberget Porphyry, b= Vemdalen Quartzite, c= Kläppe Shale, d= Föllinge Turbidites, e= Kogsta Shale, f= Ede Quartzite, g= Berge Limestone, h= mylonite. Upper Allochthon: i= mylonite, j= rhyolite and amfibolite as deformed bodies. k= slaty amphibolite and limestone beds, l= breccia, m= conglomerates, pebbles of serpentinite and porphyry, the latter in lens-shaped bodies, n= limestone, and o= phyllitic turbidites.

in under överskjutningen. Den övre skollberggrundens paleozoiska berggrund (Köli) utgörs av konglomerat (Duvedbron, ovan), skiffrar och fyllitiska turbiditer med en mot väster ökande metamorfosgrad. Mellan Duved och Nordhallen finns indikationer om en smal remsa av amfibolitförande seveberggrund.

Vid Nordhallen (profil, fig. 109) förefaller den övre skollberggrundens överskjutningsplan att stupa mer än 20° mot väster vid Nordhallen. Det är skarpt markerat i topografin. En kvartsitisk mylonit på några tiotal meter skiljer de tektoniska huvudenheterna. Eftersom arkosskiffrar och konglomerat förekommer i denna zon både norr och söder om profilen, kan myloniten möjligen uppfattas som representerande Offerdalsskollan. Över denna följer en starkt utvalsad, rosavittrande, ryolitisk bergart. Den innehåller i undre delen partier av metasedimentära bergarter som är starkt utklämda i förskiffringsplanet (stupning 20°V). I övrigt förekommer i den rosavittrande ryolitmyloniten utklämda fragment av metagrönsten. Trots deformationen påminner ryoliten om den ryolit som norr om Kall bildar den lägsta delen av seveberggrunden. Där är ryoliten lokalt breccierad av en porfyrisk grönsten. En jämförelse kan också göras med den tidigare nämnda grönstensbandade ryolit som förekommer mellan Särv och Seve vid Smällhögskaftet söder om Vålådalen.

Forsaberget

En bank av konglomerat i köliberggrunden, Forsabergskonglomeratet, finns blottat i Forsabergets nordöstra brant, varifrån det stryker mot norr ner i dalen och påträffas i Indalsälven vid järnvägsbron. Konglomeratbollarna består till större delen av kvartsit och gråvacka, men även bollar av kalksten samt eruptiva bergarter är företrädda. Inslaget av konglomeratlinser avtar uppåt i lagerserien, som både på Forsaberget och i dalen domineras av växellagrande skikt av gråvacka och fyllit. Norr om Duved intar denna gråvacke-kvartsfyllitlagerföljd en bredd av flera kilometer och kan följas mot norr till Nordhallen och vidare till byn Häggsjön. Konglomeratenheten är kraftigt tektoniskt påverkad. Konglomeratförekomsten vid Duvedsbron är den mest välkända av konglomeraten runt omkring Tännforsfältet. Frödin (1920) uppfattade dessa konglomerat som tektoniska och

Fig. 110. Kinkveckning i gråvackeskiffer (Köli). Väghäll på Indalsälvens södra sida, ungefär 500 m sydväst om järnvägsbron i Duved (19D 6b).

Chevron folding in shaly turbidites (Köli, Upper Allochthon). Roadsection 0.5 km southwest of the railroad bridge at Duved (19d 6b)

kallade dem ”pseudokonglomerat”. Beckholmen 1980 har noggrannt beskrivit zonen Nordhallen–Duved–Greningen. Förutom den konglomeratiska enheten uppträder vid Forsaberget breccierande grönsten i ryolit, liknande den deformerade bergarten av samma typ i östra Nordhallenberget.

På älvens norra strand överlagras konglomeratet av svart skiffer. Möjligen är detta samma skiffer som observerats över konglomeratet vid Stöditjärn och i Forsabergets topp. Konglomeratet vid Duvedsbrons norra landfäste innehåller spridda bollar i en arkosartad matrix. Bollarnas storlek och frekvens varierar starkt. En konglomerathäll i älvens mitt uppvisar en rikedom på stora block. Bollmaterialet är vanligen arkos och kvartsit, med ett svagt inslag av skiffer samt sura och basiska eruptivbergarter. Både matrix och bollar är vid norra brofästet avsevärt deformerade.

Några kilometer öster om sjön Greningen uppträder sevebergarter, både amfibolit och ljus, metamorf glimmerskiffer. Dessutom finns där en fragmentförande sevebergart (agglomerat), som innehåller kantiga och tillplattade bollar av ryolitiska bergarter. Helagsskollans berggrund representeras där öster om antiklinalen endast av sevebergarter. Den lägsta delen av den övre skollberggrunden är laminerad och förefaller att vara sammansatt av bergarter av växlande sammansättning. Det är troligen ett starkt utvalsat konglomerat, som västerut blir mer homogent och övergår i en serpentinitisk bergart. Denna överlagras i sin tur av mörk lerskiffer och Tännforsfältets kalkiga fylliter.

Nordhallen

I Årsberget vid Nordhallen (19D 8a) finner man ett konglomerat, som troligen motsvarar Forsabergskonglomeratet, men som är ännu mäktigare. Beckholmen (1978), som utskiljde ett flertal formationer med olika namn och varierande uthållighet, fann en viss grad av ekvivalens mellan de två konglomeratformationerna. Konglomeratens bollmaterial varierar starkt lokalt och just denna variation tycks vara en för denna stratigrafiska nivå karaktäristisk egenskap. Konglomeratbildningarna i Forsaberget-Årsberget, öster om Mullfjället, utgör den östligaste kända delen av köliberggrunden i denna del av fjällkedjan. Norr, öster och söder därom växer mäktigheten hos seveberggrunden. En sannolik förklaring torde vara att sena branta rörelser vid antiklinalen har klippt av eller tunnat ut seveberggrunden på antiklinalens västra sida. Det är möjligt att den underpaleozoiska köliberggrunden i sin utbredning aldrig har nått längre mot öster inom denna tektoniska enhet. De nämnda konglomeraten vid Tännforsfältets östra sida skulle därmed kunna uppfattas som randbildningar i ett västligt beläget underpaleozoiskt bäcken. Lokala variationer i utbildning och eventuellt olikhet i ålder skulle då kunna bero på att det är fråga om marginalbildningar.

Konglomeratet vid Nordhallen omnämndes redan av Törnebohm (1896). Det har sedan behandlats av Frödin (1922), som underströk tektoniseringen i konglomeratet, vilket han kallade kloritiserad konglomeratskiffer. Årsberget är den första bergstoppen, 500 m öster om Nordhallens by. Årsbergskonglomeratet är flera 100 m mäktigt och innehåller bollar av många olika bergarter. Den skiffriga mellanmassan är rik på klorit och serpentin. Vid konglomeratets bas dominerar basiska eruptivbergarter i bollarna, medan det är ett starkt inslag av kvartsitbollar i konglomeratets översta del, där bollfrekvensen minskar. Lager av grå, metamorf kalksten med osäker uthållighet har påträffats både över och under konglomeratet, som stupar brant mot väster. Inslaget av serpentinstensmaterial i konglomeratet antyder dess ålder till yngre än underordovicium, då ultramafiterna framträdde. Öster om konglomeratet följer berggrund av sevetyp, här sammansatt av ryolit och amfibolit. Amfiboliten uppträder till synes breccierande i den porfyriska ryoliten. En del amfibolitbollar i konglomeratet liknar denna seveamfibolit, som därmed ger intryck av att kunna ha utgjort underlag till konglomeratet. Enligt Frödins (1922) uppfattning är den porfyriska ryoliten lik Mullfjällets porfyr, men jag finner en tydlig skillnad mellan dessa bergarter. Ryolit och amfibolit är deformerade tillsammans så att de amfibolitiska partierna ligger som tunna plattor i skiffrig ryolit. På den östligare bergstoppen, kallad Kalkberget, är den deformerade ryoliten med amfibolit överskjuten över en mylonitiserad kvartsitisk bergart. Amfibolitintrusionerna är rikligast vid ryolitens topp, där amfiboliten delvis blir massiv. Detta kan betecknas som att längs sevezonen vid Tännforsfältets östra gräns omväxlande amfibolit och ryolit uppträder, delvis på samma sätt som i bredare partier av seveberggrund. Nordost om Nordhallens by finns blottningar av konglomerat i Brännbäcken. Här är bollmaterialet övervägande kvartsit och ryolit och konglomeratet ligger över en berggrund av sevetyp som från Skalsberget fortsätter mot norr upp mot Häggsjön (19D 9a). Halvvägs mellan byarna Nordhallen och Häggsjön finns ett nedlagt stenbrott som upptagits på en täljstensliknande grönsten, rik på breccciestrukturer. Täljstensbrottet synes vara tektonostratigrafiskt beläget i Sevens översta del.

Den undre skollberggrunden vid Mullfjällsantiklinalen har behandlats i ett särskilt avsnitt om denna antiklinal. Öster om Nordhallen ligger de underpaleozoiska lagren visserligen starkt tektoniserade, men ändå med en i allmänhet obruten successiv lagerföljd, alltifrån den eokambrisk-kambriska Vemdalskvartsiten närmast den prekambriska porfyren till de siluriska lagren närmast under den övre skollberggrundens överskjutning. På antiklinalens västra sida är lagerkontakterna tektoniserade men här och var påträffas ändå den primära basala pålagringen av Vemdalskvartsit på prekambrisk Östbergsporfyr. Tirén (1980) har sökt att ut-

skilja en särskild skolla, Kallskollan, som skulle vara tektoniskt helt skild från den basala porfyren. Utöver varierande mindre, tektoniska förskjutningar i lagerserien (och även i porfyren) saknas emellertid belägg för denna tektoniska uppfattning. Snarare torde det finnas ett nära stratigrafiskt samband mellan antiklinalens prekambrium och den därpå lagrade sedimentserien. Geofysiska data (Dyrelius 1980) antyder att djupet till det prekambriska underlaget ökar ju längre västerut i riktning mot Mullfjällsantiklinalen sonderingen sker. Detta tyder på att ett överskjutningsplan stupar in under antiklinalen. Ett system av förkastningar i antiklinalens porfyrkärna visar att hela porfyrmassan blivit utsatt för starkt tektonisk påverkan.

Norr om Häggsjön (20C 0i–2i) saknas seveberggrunden helt på en sträcka av 8 km, ända till Bottenviken på St. Rensjöns östra sida. Längs denna del av Tännforsfältets randzon uppträder istället en allokton serie som författaren (1967) kallade Rensjönäsgruppen. Denna enhet innehåller ett mäktigt konglomerat, Bottenvikskonglomeratet, som innehåller bollar av allehanda eruptivbergarter. Nära konglomeratet uppträder en grafitrik svart skiffer. I Rensjönäsenhetens nordvästra del finner man också en serie av växellagrande kvartsit och lerskiffer. Det är osäkert vart Rensjönäsenheten egentligen hör. I tektoniskt avseende ligger den mellan Seve och den undre skollberggrunden och liknar även stratigrafiskt Hotagenskollans berggrund, dit den tills vidare räknas. Vid St. Rensjöns östra strand (20C 3i) finner man tektoniserad porfyr och porfyroblastförande mylonit, som underlagrar sevebergarter och granatförande köliskiffrar, alltsammans stupande 30–70° mot VSV. Gränsen mellan Seve och Köli böjer där mot väster och markeras i Lilla Rensjön av kalkstenslager och konglomeratiska skikt.

Tännforsfältets västra del

På den västra sidan avgränsas Tännforsfältet av Sylarnaantiklinalen. Trondheimskollans gräns bekräftas där tydligt av myloniter och breccior under Käringfjällets (19C, 7d) östra brant (jfr Hardenby 1980). Däremot är i nordväst och väster gränsen mellan Seve och Köli dåligt blottad och osäker. Törnebohm (1896, s. 79) hade emellertid där observerat konglomeratiska bildningar i kontaktzonen.

Längre mot söder, i Hästryggarna öster om Skurdalssjön (19C 7d), finns ett fönster av undre skollberggrunden. Detta fönster, som tydligen motsvarar en kulmination av Sylarnaantiklinalens fortsättning mot norr, uppvisar en kärna av prekambriska bergarter omgivna av ett stråk av mylonit. I mylonitstråket, som endast är något hundratal meter brett, ligger rester av den lägre skollberggrunden sedimentbergarter. Kulminationens prekambriska kärna är till största delen en finkornig, ryolitisk gnejs med tydlig laminering av magnetit. Lamineringen stupar mot SSV, en orientering som tydligt avviker från skiffrighetens orientering i den omkringliggande övre skollberggrunden. Vid Storlien är gränsen mellan Seve och Köli väl blottad men ändå ganska svår att fastlägga. En postdeformativ kristallisering av amfibol och biotit har delvis utjämnat olikheter i utseende hos de båda skiffertyperna. Mindre skikt av kalksten finns även där vid köliskiffrarnas bas.

Fig. 111. Veckad, fyllitisk gråvackeskiffer i Tännforsfältets mittzon (19C).
Folded greywacke schist. Main schistosity corresponds to the axial plane cleavage (19C).

Tännforsfältets södra del

Tännforsfältets södra gräns är lättast att observera vid Handöl (19C 3g–h). I det gamla täljstensbrottet vid Handöl är en 100 m mäktig brantstående platta av täljsten belägen intill kontakten mot seveamfibolit. Mellan den nu utbrutna täljstenen och amfibolit står endast några meter av en kalkhaltig fuchsitförande sandsten. Mot nordväst fortsätter nära täljstenslinsens högsta nivå en tio meter mäktig kristallin kalksten (fig. 96 och 98), som stupar brant mot nordost. Man kan följa denna kalksten över Handölans fallhuvud och några hundra meter vidare mot nordväst, där den förlorar sig i ett komplex av ljusa och amfibolitiska gnejsskikt av sevetyp. Veckningen är där stark, liksom metamorfosen och rekristalliseringen i detta område, där även kopparmineralisering givit flera små malmanledningar. Handölsområdet med dess närmaste omgivning har beskrivits av Bergman (1995)

Öster om Handöls täljstensbrott och mot Bunnerviken i sydost uppträder rikligt kalkhaltiga och delvis fragmentförande serpentinskiffrar vid köliskiffrarnas bas. I Västra Bunnerån kan fyllitiska köliskiffrar följas flera kilometer mot söder i en synform struktur med sydsydöstlig strykning. Det är möjligt att denna struktur utgör en mot söder utkilande avslutning på den starkare tektoniska störning som fortsätter i Tännforsens zon norr om Ånnsjön. Längs Långmyren, mellan Bunnerviken och Rödberget (19C 3h–i), stryker en brant norrstupande lagerserie som representerar köli-

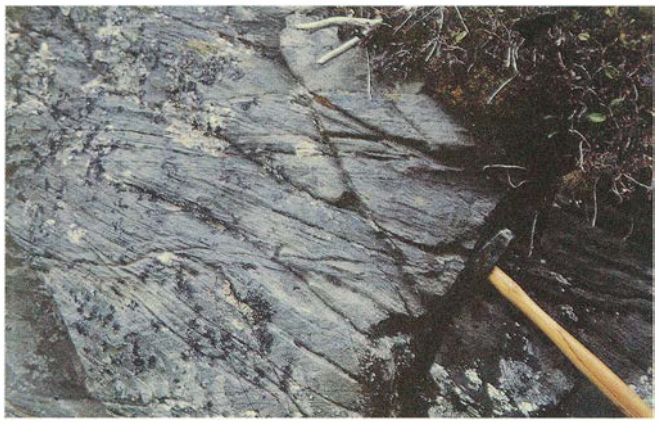


Fig. 112. Tännforsfältets gråvackeskiffer med veckning, axialplansförskiffring och omveckning (19C).
Refolded and foliated greywacke schist in the Tännforsen area (19C).

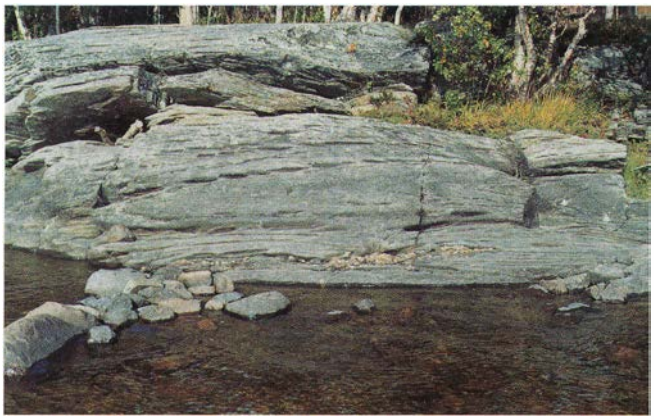


Fig. 113. Ett isoklinalt veck i Tännforsfältets biotitskiffer (metagråvackor) med kvartskörtlar och ett boudinerat lager av kalksandsten. Bergytan stryker i öst–västlig riktning och veckaxeln stupar ungefär 20° mot nordost. Långudden i sjön Ånn (19C 5h).
Isoclinal fold in biotite schist (metagreywacke) with lenses of quartz and boudins of calcareous metasandstone. Strike E–W, fold axis plunges 20° NE. Långudden, lake Ånn (19C 5h).

skiffrarnas lägsta led (fig. 112 och 113). I Grötmjölhögen anstår med brant nordlig stupning en grå fyllit, som tycks vila på Bunnerfjällens granatgnejser. Över den grå fylliten följer tunna sandiga lager samt kalksten och svart amfibolit. I kontakten mellan de två sistnämnda bergarterna har bildats ett tektoniskt pseudokonglomerat genom att kalkstenen flutit in i den breccierade, mer kompetenta amfiboliten. Norr om och över dessa lager följer bl.a. lager av grönskiffer och slutligen horisonten med serpentinskiffer eller täljsten.

Rödberget utgör en stor klump av ultrabasit, som ingår i ett nästan sammanhängande lager med utsträckning flera kilometer, både mot väster och nordost. Den överlagras av grönskiffer. Tyvärr tar blottningarna slut för hela serien i nordöstlig riktning mot Rekdalen. Det förefaller som om hela det södra blocket är nedsänkt flera hundra meter vid den nordvästligt strykande förkastningen i Rekdalen. Rörelserna är troligen komplicerade vid detta lineament, i vars närhet Mullfjällsantiklinalen är tvärt avskuren och Särvskollan i Ottfjället är roterad 90° motsols (Strömberg 1961, Bylund & Zellman1980).

Tännforsfältets mellersta del

De inre delarna av Tännforsfältets breda depression är mindre väl blottade. Berggrunden där är också förhållandevis monoton. Den består i stora områden av kalkfyllit som förgrovats genom utkristallisering av biotit, amfibol och granat. De metamorfa mineralen visar en reglerad orientering, som bestämts av bergartens tektoniska riktningar. Amfibolmineralen har kristalliserat i aggregat där hornbländenålarna visar en viss spridning och därigenom kommer att likna en sädeskärve, åtsnörd på mitten. Bergarten kallas då kärvskiffer. Sådana grovkristallina kärvskiffrar, vanligen med flacka stupningar, täcker hela västra delen av Tännforsfältet.

Redan Törnebohm (1896) observerade en tredelning av Tännforsfältet, med fyllit öster om Tännforsryggen, grövre biotitskiffer (Törnebohms Stuedalsskiffer) vid Gevsjön och Bådsjön samt hornbländeskiffer (Rörosskiffer) väster om Stalltjärnstugan. Han hade även observerat de ”fiskar” av kalksandsten som emellanåt uppträder (fig. 113) i de metamorfa skiffrarna. Högbom (1920) uppfattade Tännforsskiffrarnas olika utseende som beroende på olika grad av metamorfos. Frödin (1922) markerade en tektonisk störning vid zonen Tännforsen-Tannraden och Beckholmen (1982) har påträffat ådror av ultramylonit både vid Tännforsenzonen och vid förskjutningszonen väster om Stalltjärnstugan. Liksom Strömberg (1955, 1961) fann Beckholmen ultramylonitens ådror vara rika på bl.a. malmmineral.

Fig. 114. Granatförande kärvskiffer med amfibol och biotit samt körtlar av kvarts, albit och ankerit (Fe,Mg,Mn)CaC_2O_6). Skiffrigheten stupar 10° mot SO, veckaxel stupar 5° mot öster (hammarskaftets riktning).
Garbenschiefer, with garnet, amphibol, biotite and concretions of quartz, albite and ankerite. Shistocity 10°SE axial plunge 5°E (direction of hammer).

I Tännforsfältets mellersta del har intrusiva kroppar av en gabbro påträffats i Saxvallsklumpen, i stråk väster om Norensjöarna, söder om Gevsjön och vid vägen mellan Enafors och Handöl. Utanför Tännforsfältet har gabbron iakttagits även i Skarvarnakomplexets berggrund 3 km nordväst om Kesudalen (18C 5i). Bergarten påminner om gabbrointrusionerna i Blåsjöfylliten i norra Jämtland.

Kölibergarter längs riksgränsen mellan Anjan och Gånälven

Seve i Anjeskutans fjällområde bildar nuvarande underlag och inramning mot öster för den västra randen av kölibergarter vid riksgränsen. I Skäckerfjällen och Anjefjällen förekommer stora mängder av amfibolit med ett underordnat inslag av ljusa gnejser och metasediment. Amfiboliterna är till största delen homogena och jämnkorniga, på en del ställen med en svag reglering. Granat och andra högmetamorfa mineral förekommer men överallt märks en kraftig retrograd metamorfos. I avvikelse mot den starka dominansen för amfiboliter är ljusa gnejser vanligast i Anjeskutans södra branter. Vid Sågvalen och i terrängen omkring Ottsjöarna är amfiboliter och ljusa gnejser starkt uppblandade med varandra. Därvid har det bildats en migmatitartad struktur som förefaller att ha uppkommit genom flerfasiga deformationer och syntektoniska basiska intrusioner (fig. 99).

Väster om dessa komplicerat deformerade seve-”migmatiter” vid Sågvalen och Ottsjöarna följer en sammanträngd och mot väster stupande depression av kölibergrund. Denna innehåller som karaktäristiska sedimentära led ett konglomerat med bollar av övervägande sura och basiska vulkaniter samt en kristallin kalksten. Konglomeratet är lättast att nå vid en på 50-talet framsprängd häll omkring 500 m norr om Sandnäsgårdarna (20C 5g, fig. 115). Sandnäskonglomeratet finns också tillsammans med kalkstenslager på öar och halvöar i Äsingenviken av Anjansjön. Kalkstenen är mer än 20 m mäktig vid Sågvallstjärnen, 5 km nordost om Sandnäs. Den är grå, kristallin och stänglig N15°V/25° och bildar vid tjärnen ett skarpt veck. Där observerades även en gång av vit trondhjemit.

Längre mot nordost finns i Röknölen en på samma sätt omböjd, utsträckt kropp av ultramafit, som ligger konform med intilliggande glimmerskiffrar och amfibolitiska lager. Från det beskrivna området vid Sandnäs och Sågvallstjärnen

Fig. 116. Konglomerat i lägsta Köli vid Sandnäs. Konglomeratbollarna av övervägande grönsten och kvartskeratofyr är 2–5 cm stora (20C 5g).

Conglomerate with volcanite pebbles, 2–5 cm in diameter, basal portion of the Köli sequence. (20C 5g).

Fig. 117. Kölibergrund vid Riksgränsen (öster om Riksröse 174) med västligt stupande konglomerat och kalksten (20C 9h).

Köli rocks at the Norwegian border with westerly dipping conglomerate and limestone (Rr 174) (20C 9h).

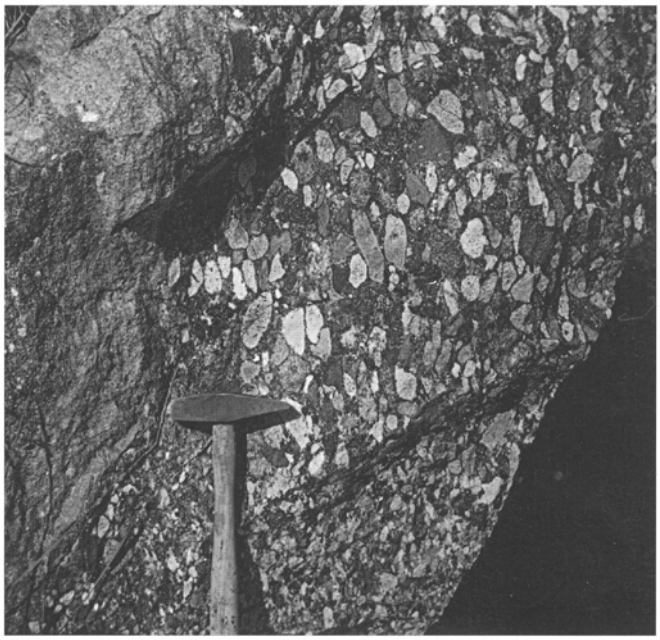


Fig. 115. Konglomerat i kölibergrunden nära gården Sandnäs vid viken Äsingen i sjön Anjan (20C 5g). Konglomeratbollarna består av kvartskeratofyr och grönstenar.

A conglomerate in the Köli sequence with pebbles of greenstones and quartz keratofyre. Shore exposure near the Sandnäs farm at lake Anjan (20c 5g).

löper i nordöstlig riktning en serie liknande utsträckta ultramafitkroppar längs med ett dalstråk vid riksgränsen till Gånälven vid Torröns norra ände. Ultramafiterna skiljs från Seven i öster av en serie metasediment med basiska intrusiv. Väster om eller över ultramafitstråkets nivå följer några till gnejser och kärvskiffrar omvandlade sediment. Dessa innehåller karaktäristiska led av sedimentära lager, som där bäst kan studeras i ostsluttningarna under Trondheimskollans överskjutning.

Kalkstenen i den lägsta delen av Burvattsklumpens östbrant (20C 8i; fig. 118a) är mer än 25 m mäktig och överlagras av ett 50 m mäktigt konglomerat, som innehåller bollar av bl.a. kvartskeratorfyr, amfibolit och serpentinsten. Över detta följer omkring 100 m av en nästan vit, finkristallin bergart, närmast att beteckna som kvartskeratorfyr. Den innehåller lager eller lagergångar av grön amfibolit. Den ljusa kvartskeratofyren överlagras (ej säkra ordningsföljdsförhållanden) av omkring 10 m svart skiffer och därpå följer ca 50 m breccierad grönsten. Över allt detta är Trondheimskollan med siluriska turbiditer överskjuten. Tre kilometer nordost om Burvattnet, i östbranten av toppen Nyamokokka finner man en till synes något lägre del av lagerserien (fig. 118b). Över kalkstenen ligger här ett konglomerat med bl.a. serpentinitbollar, men sedan följer under kalkstenen nedåt och österut: amfibolit, biotitgnejs och därpå omkring 30 m av ett konglomerat med bl.a. utvalsade, 5–10 cm stora bollar av kvarts, kvartsit och olika grönstenar. Detta östligare konglomerat vilar på en amfibolitbandad biotitgnejs.

De stratigrafiska sambanden hos de nu beskrivna lagren vid riksgränsen är osäkra. Hela eller delvisa inverteringar av lagerserien kan föreligga. Lagren kan förmodas motsvara Kullings (1932) Gilliks- och Seimaenheter och därmed vara av undre- till mellanordovicisk ålder. Ett av de mest intressanta dragen hos kölibergarterna i zonen vid gränsen är alltså att ultrabasiterna tycks bilda ett nästan sammanhängande lager, som troligen motsvarar en bestämd stratigrafisk nivå av snarast underordovicisk ålder i den eugeoklinala lagerserien.

Köliberggrunden i norra Jämtland

I norra Jämtland bildar köliberggrunden ett samlat stråk av 10–20 km bredd längs gränsen mot Norge. Detta område av Köli fortsätter på den norska sidan gränsen söderut mot kulminationerna vid Grong, och har norrut en fortsättning i västra Västerbottensfjällen.

Som tidigare nämnts utgör kölibergarterna sedimentära och vulkaniska bildningar av äldre paleozoisk ålder och visar en metamorfos som i allmänhet är lägre än i intilliggande seveberggrund. Den dominerande bergartstypen i Köli är fyllit av varierande utbildning och sammansättning. Den regionala strukturen kännetecknas av isoklinala veck, överstjälpta mot öster och i samband därmed bildning av underordnade skollor. Vissa stratigrafiska led kan följas tiotals mil i kaledonid riktning, men i transversell riktning (öst–väst) tycks de stratigrafiska förhållandena förändras så snabbt att korrelationer blir mer osäkra. En storskalig veckning tycks alltså föreligga (Sjöstrand 1978), med en antiformstruktur nästan parallellt med riksgränsen mellan Kvarnbergsvattnet och St. Blåsjön. En samhörande synform kan likaså ligga parallellt därmed i det breda stråket av

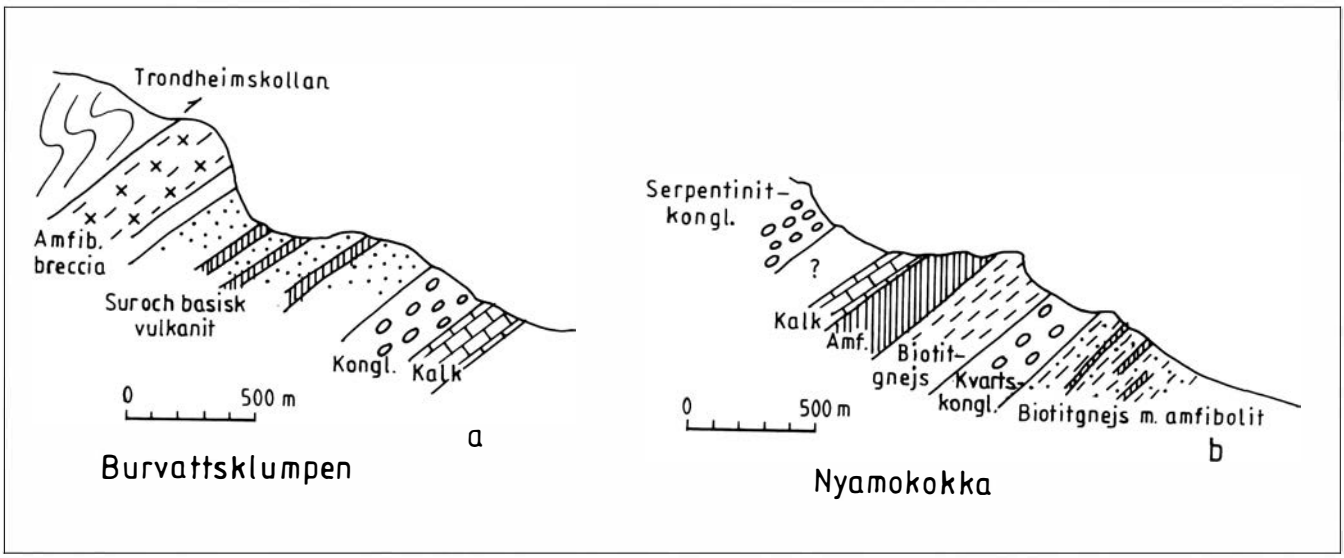


Fig. 118a och b. Profiler genom Köliberggrunden vid riksgränsen väster om Torrön. (20C). Profil a från Burvattsklumpen (20C 8i) har eventuellt en inverterad lagerställning under Trondheimskollans överskjutning.

Sections through the Köli sequences near the national border, west of lake Torrön (20C). In section a. at Burvattsklumpen (20C 8i) the sequence is probably inverted below the thrust of the Trondheim Nappe.

kalkrik Blåsjöfyllit. I det regionala veck som markeras av dessa strukturer är axialplanet överstjälpt mot öster och lagren mellan antiform och synform torde i huvudsak vara inverterade (Sjöstrand 1978). Strukturmönstret torde även innefatta mer småskalig veckning, varför det nämnda storvecket egentligen utgör ett synklinorium och ett antiklinorium.

I den serie av fylliter och vulkaniter som bygger upp köliberggrunden märker man relativt snabba faciella variationer inom praktiskt taget alla enheterna. Det tar sig uttryck i att sediment i lateral riktning förändras i grovlek och skiktningsfrekvens. Lätt observerbara enheter som kalksten eller konglomerat kilar ut och försvinner. Ändå tycks man kunna få räkna med en del fasta tidpunkter i den geologisk-stratigrafiska utvecklingen.

Uppträdandet av ultrabasiska massiv kulminerar alltid i den övre delen av Seve och markerar delvis gräns mot Köli, där konglomeratbildningar, i allmänhet med inslag av ultrabasitmaterial, uppträder mycket lågt i kölilagerföljden. I Björkvattnet–Virisenområdet räknade Kulling (1933) sådana peridotitbollskonglomerat, kallade Rotik eller Ro-konglomerat som ett slags basalbildning i köliserierna. I Trondheimfältets södra del vid Otta (No) finns rikligt med skalfossil med baltoskandisk prägel i ett peridotitbolligt konglomerat av samma typ. Därigenom har man kunnat bestämma åldern för detta konglomerat till Llanvirnian (tidig ordovicisk tid). Man kan förmoda att de peridotitförande konglomeraten i Jämtland har ungefär samma ålder. Till denna åldersgrupp, nämligen underordovicium, tycks man också få räkna stratigrafiskt närliggande konglomerat i kvartsitisk miljö, såväl Portfjällskonglomeratet m.fl. i regionalveckets västra, inverterade skänkel som de östligare konglomeraten vid Kvarnbäcken, norr om Kvesjön och vid Sannaren nordväst om Storjola (Sjöstrand 1978). De viktigaste enheterna i lagerföljden behandlas nedan i den förmodade stratigrafiska ordningsföljden.

Portfjällskonglomeratet

Du Rietz (1935) följde det mäktiga kvartsitkonglomeratet från Portfjället (Riksröse 195) till Mittiälven vid St. Blåsjön (22E 7d). Senare har Nilsson (1964) följt enheten vidare, delvis med elektromagnetiska metoder. Vid Portfjället når konglomeratet en maximal mäktighet av 250–300 m för att mot norr efterhand minska till några tiotal meter och bitvis helt försvinna. Delvis kan konglomeratet vara tektoniskt utklämt, men avbrotten kan enligt Nilsson (1964) bero på skillnad i sedimentationen, alltså en finkornigare sedimentation. Vid Brakkån avtar bolltätheten successivt och hela konglomeratet övergår i mellanmassans grå eller grafitiska fyllit eller fördelas på flera nivåer.

Portfjällskonglomeratets bollmaterial domineras av kvartsitbollar, som vanligen utgör mer än 95% (Sjöstrand 1978). Kvartsiten i bollarna är ljus och innehåller mer än 90% kvarts, med mindre mängder alkalifältspat och sericit. Lokalt uppträder rostbruna pigmentfläckar i kvartsitbollarna. Enstaka bollar av mer fältspatrik kvartsit samt kalksten har iakttagits. I det mycket starkt valsade konglomeratet kan bollar av mer plastiska bergarter ha manglats ut och homogeniserats till skenbar mellanmassa mellan de dominerande, hårda kvartsitbollarna. De kvartsitiska konglomeratbollarna är kraftigt utvalsade till ellipsoid form med axelförhållande ca 1:5:20 och med längdaxeln vanligen i nordlig riktning. Konglomeratets mellanmassa är fyllitisk, vanligen kvartsfyllitisk eller grafitfyllitisk. Lager av kalksten förekommer intill och stratigrafiskt över Portfjällskonglomeratet. Såväl Nilsson som Sjöstrand tycks vilja tillskriva Portfjällskonglomeratet en underordovicisk ålder.

Fig. 119. Kinkveckning i kvartskeratofyr. Veckningens axel stryker ungefär vinkelrätt mot det utsträckta hammarskaftet. Hammaren hålls av Dr. Gunnar Kautsky. Foto Gunnar Nilsson 1961. 3,4 km ONO om landsvägsbron över Brakkån (22E).

Chevron folding of quartz keratofyre in the Köli sequence. Fold axis approx. perpendicular to hammer held by Dr. G. Kautsky. Exposure 3.4 km ENE bridge crossing Brakkån (22E). Photo G. Nilsson 1961.

Östra zonens konglomerat

Ett flertal spridda konglomeratförekomster uppträder på den östra sidan om köliskiffrarnas område, nära intill och över kontaktzonen Seve-Köli. Åldrarna för dessa konglomerat är osäkra, men de ligger alla i ungefär den zon som torde representera undre ordovicium och skulle därmed motsvara det västligare Portfjällskonglomeratet i ålder. Längst i söder, 1 km norr om Riksröse 193, ligger Kvarnbäckenkonglomeratet som beskrivits av Sjöstrand. Det är rikt på bollar av ljus kvartsit, som ligger i en grönaktig mellanmassa av kvarts-

fyllit. Enstaka bollar av skiffrig grönsten har observerats i detta konglomerat, som i övrigt liknar Portfjällskonglomeratet. I Kvarnbäckenkonglomeratets tänkbara fortsättning mot norr uppträder mylonitiska skiffrar som indikerar att konglomeratet kan vara tektoniskt utklämt. Vid Klumplidklumpen (22E 5e) ligger polymikta konglomerat intill flera massiv av ultrabasit. Mellanmassan i konglomeraten är grå, fyllitisk skiffer. Vid Lejarälven nordost om St. Blåsjön (22E 8f) uppträder ett konglomerat, med bollar av bl.a. kalkhaltig kvartsit, i glimmerskiffer. Konglomeraten norr om Sannaren (22E 9j) uppträder i en mer kvartsitisk miljö men även där varierar bollmaterialets sammansättning, troligen till följd av varierande omgivning, t.ex. närheten till flera massiv av ultrabasit.

Bjurälvskalkstenen

I närheten av och stratigrafiskt över Portfjällskonglomeratet uppträder kalkstensbankar av varierande mäktighet. Nära besläktad med dessa är Bjurälvskalkstenen vid Leipikvattnet (22E 9d), där den lokalt får en samlad mäktighet av flera hundra meter (Nilsson 1964). Denna kalksten är vit till blågrå och tydligt skiktad. Kalkstenen är ren, med en hög halt, över 99%, av kalciumkarbonat (Högbom 1920). Vid kalkstensstråken intill Leipikvattnet och särskilt i Bjurälvsdalen har det vanligen utbildats karstområden. Insjunkna markpartier (s.k. doliner) och kalkgrottor förekommer där, liksom bäckar som ställvis försvinner i marken. Bjurälvskalkstenen ligger i en annan, västligare delskolla än den övriga sydligare och östligare köliberggrunden. Kalkstenens stratigrafiska läge är därför något osäkert. Inga säkra fossil har påträffats. Intilliggande sediment är fyllitiska gråvackor som innehåller grövre bergartsfragment av diverse eruptivbergarter, särskilt keratofyrer. Såväl tunna kalklinser, kalkfylliter, kvartsfylliter och grafitfylliter förekommer i dessa intill kalkstenen liggande skiffrar. I de konglomeratiska lagren uppträder bollar av keratofyr, kvartskeratofyr, grönskiffrar och kvartsit samt lokalt bollar av röd jaspis. Associationen av olika bergartsled tyder på att Bjurälvskalkstenen och de intilliggande gråvackeartade sedimentbergarterna kan vara av underordovicisk ålder, och troligen motsvarar de fyllitiska leden mellan Portfjällskonglomeratet och vulkanitformationen i det sydöstra området omkring Kvarnbergsvattnet.

Skogsbäckens (-Ankarede) vulkanitformation

Stråk av en karaktäristisk stratigrafisk enhet som är uppbyggd av omväxlande kiselsyrarika, ljusa och basiska, mörka vulkaniter uppträder både öster och väster om Blåsjöfyllitens långa synklinorium. Sjöstrand (1978) betecknade dessa zoner som Ankarede vulkanitformation i öster och Skogsbäcken vulkanitformation i väster. Ankaredeformationens typprofil ligger helt på den norska sidan om gränsen under det att Skogsbäcken mynnar ut i den södra viken av Kvarnbergsvattnets västra ände (22D 6j). I båda stråken har lagerserierna mäktigheter av några hundra meter, men den västra formationsdelen når lokalt vid Skogsbäcken och på den västra sidan av Björkvattnet en mäktighet av mer än tusen meter.

Under vulkanitformationen eller i basen av denna finns vid Portfjällskonglomeratet en serie fyllitiska skiffrar med inlagrade kalkstensbankar. Det är en varierande blandning av grönaktiga fylliter eller tuffiter med grönskiffrar och på något ställe kalklinser och med en total mäktighet av 10–50 m. Sedan följer den egentliga vulkanitserien med skikt av kvartskeratofyrartade sura vulkaniter, respektive basaltiska grönstenar. Lagren varierar en hel del till kemisk och mineralogisk sammansättning och visar sedimentationsstrukturer som vittnar om att det troligen är en serie av vattenlagrade, vulkaniska asktuffer, möjligen med inblandade lavabäddar som representeras av de mäktigare lagren. De enskilda lagrens mäktighet varierar från några millimeter till 30 m.

Även agglomerat uppträder i vulkanitformationen (Nilsson 1964). Dessa tycks uppträda mest i grönstenslagren och bildar då några meter mäktiga skikt. Mellanmassan har karaktär av skiktad grönstenstuff och i den ligger 1–30 cm stora brottstycken som vanligen är kantiga och något rundade. Dessa agglomeratbollar utgörs till största delen av grönsten, men även bollar av epidotrika karbonatbergarter förekommer. Vanligtvis är agglomeratbrottstyckena glest och ojämnt fördelade och mellanmassan varierar i grovlek. Karbonatstenarna i bollmaterialet är vanligen starkt omvandlade till järnrik epidot som visar oregelbunden orientering och idiomorf kristallform.

Söder om sjön Leipikvattnet (23E 0e) uppträder agglomeraten som smala stråk i grönskiffrarna. Nordväst om Björkvattnet finns några välbevarade agglomeratbankar. De uppvisar glesa, rundade bollar av grönsten som innehåller epidot-klinozoisit, aktinolit och kalcit. Även bollar av ljusa, keratofyrartade vulkaniter förekommer. En del, påtagligt sfäriska bollar av grönsten, som liknar lapilli har observerats (Sjöstrand 1978). Vulkanitformationen övergår uppåt gradvis i varierande fylliter, särskilt grafitfyllit, med inslag av kristallin kalksten och grönskiffrar. Kvartskeratofyrerna förekommer endast i vulkanitformationen. De är sura vulkaniter, ljust gröngrå eller vita till färgen. Dessa lager är till största delen avsatta som tuffer, vilket antyds av att vanligtvis tydliga skiktningsstrukturer framträder.

Kvartskeratofyrerna är i allmänhet porfyriska med albit och kvarts som några millimeter stora strökorn, bäst synliga på vittrad yta. Albitströkornen är nästan idiomorfa med välbildade tvillinglameller, under det att kvartskornen är rundade. Grundmassan är tydligt reglerad och visar dessutom

en parallellstruktur. Enligt den kemiska sammansättningen har kvartskeratofyrerna i vulkanitformationen en hög natronhalt, 5–6%, under det att kalihalten är mycket låg, vanligen betydligt mindre än 1%. Detta återspeglas också i mineralsammansättningen, som i medeltal visar ungefär 60% (volym-%) albit, 30% kvarts och 10% övriga mineral. Bland de senare förekommer särskilt klorit och epidot medan glimmer är sällsynt. Den höga natronhalten kan höra samman med jonbyteseffekter mellan det sedimenterande tuffmaterialets tunnväggiga glasfragment och finkorniga kristaller och omgivande havsvatten med dess höga halt av natrium.

Blåsjöfyllit

Ett av de yngsta leden i köliberggrunden utgörs av Blåsjöfylliten, som bildar ett brett stråk tvärs över de stora sjöarna i nordvästra Jämtland (22E–23E), från Kvarnbergsvattnet i söder till gränsen mot Västerbotten i norr (Nilsson 1964). Det är en mäktig kalkfyllit som är ett skiktat, turbiditartat sediment, uppbyggt av växelvisa sandiga och leriga skikt. Lokalt förekommer även tunna skikt av grafitfyllit. Blåsjöfylliten bildar ett stort synklinorium vars huvudaxialplan stupar mot väster (Sjöstrand 1978). Regionalt utgör strukturen schematiskt ett synklinalt veck, överstjälpt mot öster. I veckets kärna och västra, inverterade skänkel dominerar en småveckning, medan Blåsjöfylliten i den östra, flackare skänkeln visar mer planförskiffring. Både diskordantskiktning och graderad lagring har observerats i lagren, som visar skikttjocklekar från 1 mm till några decimeter. Bergartens färg varierar från ljusgrå färgton till ljusgröna eller rödbruna färger. Kornstorleken är i regel mindre än 1 mm, men starkare porfyroblastes av t.ex. biotit och hornblände förekommer som makroskopiskt skönjbara uttryck för den allmänna rekristallisering som hela bergarten varit utsatt för. Tillväxt av hornblände ger lokalt fylliten karaktär av kärvskiffer. I denna har knippen av hornbländekristaller vuxit ut strålformigt från en äldsta kristall, vilken fungerat som ympkärna.

Fig. 120. Veckade, fyllitiska köliskiffrar vid Blåsjöns strand (22E).
Laminated, intensely folded schists belonging to the Köli rocks. Beach exposure, Blåsjön (22E).

I Blåsjöfyllitens mineralsammansättning ingår som huvudmineral kvarts, sur plagioklas, klorit, sericit och karbonatmineral samt i varierande mängd epidot, klinozoisit och biotit, granat eller hornblände. Enligt volymetriska bestämningar av Nilsson (1964) är mineralsammansättningen ungefär: kvarts 40%, sur plagioklas 25% och andra mineral som klorit och biotit 25% samt karbonat av ankerittyp (kalcium-magnesium-järn-karbonat) 10%. Inslag av metamorfa mineral som biotit, granat eller hornblände minskar de angivna halterna av huvudmineralen i motsvarande grad.

Gabbrointrusioner i Blåsjöfyllit

En rad linsartade, delvis stratabundna intrusivkroppar av metagabbro uppträder företrädesvis i Blåsjöfylliten, men undantagsvis även i närliggande stratigrafiska enheter. Många av gabbrolinserna visar en anmärkningsvärd uthållighet i någon viss stratigrafisk horisont och sådana enstaka uthålliga gabbrokroppar har kunnat följas längs många kilometer i strykningsriktningen (Nilsson 1964). En sådan stor utbredning av en eruptivbergart skulle kunna tyda på ett vulkaniskt-effusivt bildningssätt. Gabbron är emellertid mycket homogen utan vare sig fluidalstrukturer eller ”pillows”, som borde uppträda i ett lavaflöde. Den basiska magman har troligen trängt in som lagerkonforma gångar på ytnära nivåer i kalkfylliten relativt nära efter sedimentets konsolidering men före den senaste fasen av kaledonisk deformation.

Intrusiven har en tämligen normal gabbroid kemisk sammansättning (Sjöstrand 1978). Den mineralogiska sammansättningen varierar något beroende på både primär sammansättning och senare metamorfos. Nilsson (1964) beskrev två huvudtyper av gabbro, den ena medelkornig, med idiomorfa plagioklas- (An30) och amfibolkorn och den andra finkornig med bl.a. albit, aktinolit, epidot, klorit och ljus glimmer. Den senare gabbrotypen tycks vara metamorft omvandlad, varvid metamorfosen givit kalkfattigare plagioklas som står i jämvikt med nya tryck och temperaturförhållanden och kalk har då konsumerats för bildning av exempelvis epidot-klinozoisit. Vanligen är gabbrokropparna deformerade, vilket synes ha underlättat metamorfosen. Många nybildade mineral har därvid till sin orientering reglerats in i deformationens påkänningsfält. Den metamorft bildade aktinolitens långsträckta kristaller ligger exempelvis företrädesvis orienterade i förskiffringsplanet.

Trondheimskollan

Trondheimskollan innehåller till en dominerande del siluriska sedimentbergarter av gråvacketyp och är genom sin lägre metamorfos tydligt skild från det näraliggande Tännforsfältets berggrund (Hardenby 1980). Däremot kan den möjligen höra närmare tektoniskt samman med någon av Blåsjöområdets lägre metamorfa Kölidelskollor. Vid riksgränsen i västra Jämtland påträffar man lokalt en smal bård av en tektonisk enhet med huvudsaklig utbredning på norsk sida. Denna tektoniska enhet har här givits en särskild beteckning, Trondheimskollan, eftersom den genom sin tektoniska prägel och karaktär kan skiljas från intilliggande Seve-Köliberggrund. Den del av Trondheimskollan som uppträder på svensk sida om riksgränsen utgörs av gråvackeskiffrar med en till synes lägre metamorfosgrad än Tännforsfältets skiffrar. En undersökning och beskrivning av delar av Trondheimskollans Köliberggrund gjordes redan av Getz 1890. Han fann bl.a. siluriska graptoliter i en skifferzon, som sedan dess inte kunnat identifieras på nytt. Senare har gråvackeskiffrarna undersökts av Peacey (1967) i samarbete med Wolff m.fl. Bergbyggnaden inom östra Trondheimskollan har vidare beskrivits av Hardenby (1980).

GEOKEMI

Det stora antalet bergarter och bergartsgrupper som uppträder i Jämtlands komplexa fjällberggrund har endast översiktligt kunnat undersökas. Speciella problem har belysts genom provtagning gruppvis. Sevebergarternas sammansättning och metamorfos har studerats liksom Ottfjällsdiabasens variabilitet.

Därutöver har också många enstaka bergarter provtagits och analyserats (tabell 3). Eruptiva bergarter med sannolik homogenitet karakteriseras ganska väl genom sin kemiska sammansättning. Sedimentära bergarter däremot visar i de flesta fall en stor variabilitet mellan enskilda skikt. Där ger den kemiska analysen endast i vissa fall bättre information än en petrografisk undersökning av tunnslip som också lämnar uppgifter om bergartens struktur. Som nämnts har Ottfjällsdiabasens geokemiska karaktär undersökts genom ett stort antal bergartsanalyser (Strömberg 1955, 1961, 1969). Ottfjällsdiabasen har vidare undersökts av Solyom m.fl. (1979a), som fann att diabasmagman närmast visar en oceanbasaltisk karaktär. Sylarnaamfiboliten, som till utseendet liknar Ottfjällsdiabasen, har en något avvikande geokemisk karaktär (Solyom m.fl. 1979b). Genom kemiska analyser (tabell 3) har Yngström undersökt Åreskutanskollans amfiboliter och även påvisat inslaget av metaarkos i både Åreskutanskollans berggrund och i delar av Seveberggrunden. Peridotit har ej påträffats i Åreskutanskollan. Sammansättningen hos både eruptivbergarter och sediment samt myloniter av olika tektoniskt ursprung har vidare bestyrkts genom de kemiska analyser som redovisas i tabell 3.

Tabell 3. Kemisk sammansättning av bergarter inom Jämtlands fjällberggrund. Värden anges i viktsprocent. Bergartsprovernas ursprung anges i text under varje deltabell.

Chemical composition of different rock-types from the Jämtland mountain area. Values, percentage by weight. Location of samples given below each part of table.

	Tännäsamfibolit				Ottfjällsdiabas	
	1	2	3	4	5	6
	48	47	51	50	49	52
	Sg 1052	Sg 1122	Sg 1121	Sg 1054	Sg 1053	Sg 1055
SiO_2	46,3	46,9	59,3	54,1	49,1	50,2
TiO_2	1,03	0,38	0,22	0,90	1,12	1,14
Al_2O_3	13,9	18,9	21,6	18,3	14,8	15,0
Fe_2O_{3tot}	13,9	7,3	2,4	8,1	9,8	9,8
FeO						
MnO	0,21	0,06	0,03	0,12	0,16	0,14
CaO	7,3	10,9	4,9	6,9	11,3	10,4
MgO	11,5	8,7	1,2	4,0	7,20	6,9
Na_2O	2,4	2,0	6,2	3,9	2,0	2,6
K_2O	1,0	1,8	2,8	2,9	1,3	1,4
H_2O>105°C	3,3					
BaO	0,02	0,06	0,20	0,2	0,05	0,04
Summa	100,82	97,06	98,85	99,42	96,83	97,62

1. Sg 1052 (48). 640920 Tännäsamfibolit. Vid bergbrantens bas i västra Tännäsberget, ovanför nya vägen till Funäsdalen. 17C 7h, 693016/133766.
2. Sg 1122 (47). 640921. Breccierand, ljus amfibolitvariant av Tännäsamfibolit, västra Tännäsberget. 17C 7h, 693016/133766
3. Sg 1121 (51). 640921. Breccierande, ljus amfibolitvariant av Tännäsamfibolit, östra Tännäsberget, öster om Tännäs. 17C 6h, 692915/133972.
4. Sg 1054 (50). 640920. Tännäsamfibolit i östra Tännäsberget, intill genomslående gång. 17C 6h, 692915/133972.
5. Sg 1053 (49). 640920. Genomslående gång av Ottfjällsdiabas i östra Tännäsberget. 17C 6h, 692915/133972.
6. Sg 1055 (52). 640920. Genomslående gång av Ottfjällsdiabas, östra Tännäsberget. Vid hängande kontakt (fig. 00). 17C 6h, 692915/133972.

	Ottfjällsdiabas	Metamorfiter		!	Amfibolit	
	7	8	9	10	11	12
SiO_2	49,3	41,6	64,6	63,0	51,0	48,6
TiO_2	1,38	0,20	0,86	0,93	2,40	1,12
Al_2O_3	14,6	3,9	14,10	14,0	14,0	14,3
Fe_2O_3	11,0	0,9	3,9	5,1	13,8	10,2
FeO					1,7	1,5
MnO	0,20	0,02	0,08	0,11	0,21	0,16
CaO	9,6	14,7	1,6	4,6	9,2	10,2
MgO	6,8	12,4	2,7	3,7	5,7	9,0
Na_2O	0,1	0,6	2,5	2,6	2,9	3,3
K_2O	3,9	1,7	3,7	2,1	0,2	0,4
H_2O>105°C	1,9	2,6	1,5			
CO_2	0,7		21,7		0,6	
BaO	0,03	0,03	0,06	0,05	<0,01	0,01
Summa	99,01	99,65	99,00	99,19	99,41	97,29

7. Sg 1048. 640920. Ottfjällsdiabas. Sydbranten av Ulvberget, Medskogen. 17D 5a, 682863/135160.
8. Sg 1049. 640920. Tektonisk blandskiffer, kalkig. Sydbranten av Ulvberget, Medskogen. 17D 5a, 682863/135160.
9. Sg 1050. 640920. Biotitglimmerskiffer. Sydbranten av Ulvberget, Medskogen. 17D 5a, 682863/135160.
10. Sg 1051. 640920. Diabasmylonit. Under den västligaste diabasgången i sydbranten av Ulvberget, Medskogen. 17D 5a, 682863/135160.
11. Sg 1056. 640914. Kallamfibolit. Sölfsved, 800 m längs landsvägen väster om bron vid Sölfsvedviken. 19D 8e, 704292/137347.
12. Sg 1057. 640914. Kallamfibolit. Sölfsved, 900 m längs landsvägen väster om bron vid Sölfsvedviken. 19D 8e, 704298/137336.

	Seveamfibolit, Kall (Peridotit)		Seveamfibolit, Välliste (Peridotit)			
	13	14	15	16	17	18
SiO_2	49,8	44,8	48,6	49,1	45,5	46,1
TiO_2	2,10	0,64	0,89	1,33	0,99	1,18
Al_2O_3	14,2	9,8	15,2	15,3	10,7	13,9
Fe_2O_3	12,3	11,9	6,9	10,0	12,6	11,0
FeO						2,3
MnO	0,18	0,16	0,16	0,18	0,18	0,20
CaO	9,8	7,9	10,9	10,4	18,2	13,1
MgO	6,5	19,5	8,2	7,9	18,0	10,9
Na_2O	3,4	0,4	3,0	3,1	0,9	1,0
K_2O	0,5	0,2	0,7	0,7	0,5	0,4
H_2O>105°C	4,0		1,7			3,4
BaO	0,02	0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01
Summa	98,80	99,30	98,54	98,04	100,97	97,78

7

13. Sg 1058. 640914. Amfibolit, Kallområdet, 1100 m längs landsvägen väster om bron vid Sölfsvedviken. 19D 8e, 704300/137317.
14. Sg 1059. 640914. Peridotit, Kallområdet, 2700 m längs landsvägen väster om bron vid Sölfsvedviken. 19D 8e, 704321/137158.
15. Sg 1060. 640915. Seveamfibolit, Vällistefjället, vid stig, 1 km väster om Trillevallen. 19D 3d, 701930/136755.
16. Sg 1061. 640915. Seveamfibolit, Vällistefjället, vid stig, 1 km +20 m väster om Trillevallen. 19D 3d, 701930/136753.
17. Sg 1062. 640915. Peridotit. Vällistefjället, vid stig, 1 km +25 m väster om Trillevallen. 19D 3d, 701930/136753
18. Sg 1063. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, vid stig, 1 km +50 m väster om Trillevallen. 19D 3d, 701930/136748.

	Seveamfibolit					
	19	20	21	22	23	24
SiO_2	47,0	49,2	50,0	53,5	49,4	48,9
TiO_2	1,48	0,98	1,22	0,95	1,30	1,63
Al_2O_3	14,3	16,8	14,7	16,8	14,1	15,2
Fe_2O_3	11,6	9,2	10,0	8,4	11,2	10,3
MnO	0,18	0,14	0,16	0,09	0,17	0,14
CaO	10,6	12,2	11,8	6,8	10,3	10,4
MgO	10,9	8,0	7,4	6,4	8,6	8,2
Na_2O	2,3	2,3	1,9	3,2	3,1	3,4
K_2O	0,29	0,35	0,98	1,7	0,46	0,29
BaO	<0,01	0,01	0,02	0,03	<0,01	<0,01
Summa	98,65	99,17	98,18	97,87	98,63	98,56

19. Sg 1064. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, 1 km + 45 m väster om Trillevallen. 19D 3d, 01937/136743.
20. Sg 1065. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, 700 m VNV om raststugan 1,5 km väster om Trillevallen. NNO/20°V–N60°V, 30°. 19D 3d, 701967/136630.
21. Sg 1066. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, 600 m VNV om raststugan 1,5 km väster om Trillevallen. 19D 3d, 701962/136638.
22. Sg 1067. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, nordkanten av östra toppen, ca 2 m från kontakt till metaarkos. 19D 4d, 702078/136653.
23. Sg 1068. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjället, 50 m öster om provtagningspunkt 1067. 19D 4d, 702078/136658.
24. Sg 1069. 640915. Seveamfibolit. Vällistefjällets östra topp. 19D 4d, 702150/136730.

	Metaarkos	; Amfibolit	; Seveamfibolit			
	25	26	27	28	29	30
SiO_2	78,3	75,1	49,4	51,0	49,5	51,3
TiO_2	0,57	0,60	0,88	1,21	1,45	1,42
Al_2O_3	10,6	11,7	15,0	13,7	14,2	13,5
Fe_2O_3	1,0	4,3	10,5	12,3	12,0	11,2
FeO		1,9				
MnO	0,06	0,08	0,18	0,18	0,18	0,17
CaO	0,7	0,7	10,8	10,0	10,2	10,0
MgO	1,1	1,4	8,5	7,5	7,5	8,4
Na_2O	2,0	2,7	2,6	2,9	3,3	2,7
K_2O	2,5	0,6	0,6	0,2	0,2	0,4
H_2O>105°C	1,3					
BaO	0,07	0,04	0,01	<0,01	<0,01	0,01
Summa	100,10	97,22	98,47	98,99	98,53	99,10

25. Sg 1072. 640917. Metaarkos, Särvskolla. Sjustensvalen, 7,5 km NV om Kall kyrka, 50 m över trädgränsen. 19D 9d, 704900/136700.
26. Sg 1073. 640917. Metaarkos, Särvskolla. Sjustensvalen, 7,5 km NV om Kall kyrka, vid trädgränsen. 19D 9d, 704900/136686.
27. Sg 1070. 640917. Amfibolit. Sjustensvalen, 1 m bred gångmg, ca 100 m NO om landsvägen. 7,5 km NV om Kall kyrka. 19D 9d, 704825/136671.
28. Sg 1071. 640917. Amfibolit. Sjustensvalen, 7,5 km NV om Kall kyrka, 2 m bred gång, 120 m NO om landsvägen. 19D 9d, 704827/136672.
29. Sg 1074. 640917. Amfibolit. Sjustensvalen, 7,5 km NV om Kall kyrka, >10 m bred gång, strax under trädgränsen. 19D 9d, 704900/136687.
30. Sg 1075. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, toppen längst i sydost, ca 1000 m nordväst om den västligaste gården i Ottsjö. 19D 3b, 701582/135955.

	Seveamfiboliter			Amfibolit		
	31	32	33	34	35	36
SiO_2	50,7	52,8	50,3	50,9	49,6	46,8
TiO_2	1,49	1,41	1,20	1,45	1,24	1,30
Al_2O_3	13,2	14,0	14,3	14,3	14,7	18,6
Fe_2O_3	11,2	11,3	10,6	10,8	10,1	10,3
MnO	0,17	0,18	0,16	0,16	0.17	0,14
CaO	11,0	9,5	9,4	11,1	11,0	10,0
MgO	9,0	7,3	8,5	7,1	8,4	7,3
Na_2O	2,0	2,9	4,0	2,8	3,1	2,2
K_2O	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2
BaO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Summa	99,07	99,69	98,86	99,01	98,61	96,84

31. Sg 1076. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, toppen längst i sydost. 1000 m mot nordväst från den västligaste gården (Önet) i Ottsjö by. 20 m mot väster från Sg 1075 19D 3b, 701582/135953
32. Sg 1077. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, som 1075/76. Intill kontakt mot metaarkos 19D 3b, 701582/135953.
33. Sg 1078. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, som ovan. 3 m från kontakt mot metaarkos 19D 3b, 701582/135953.
34. Sg 1079. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, som ovan 19D 3b, 701582/135953.
35. Sg 1080. 640922. Seveamfibolit. Kläpphögarna, sydbranten av den sydöstra toppen. 19D 3b, 701577/135965
36. Sg 1081. 640923. Amfibolit i Köli. Saxvallsklumpen, sydost om St. Rensjön, pkt 811, ca 600 m nordost om toppen 879,3. 20C 1g, 705892/133300.

Seveamfiboliter nordväst om Tännforsfältet

	37	38	39	40	41	42
SiO_2	50,6	53,0	50.0	57,0	47,6	47,7
TiO_2	1,31	1,31	1,58	1,31	1,60	1,30
Al_2O_3	14,3	14,4	14,9	13,5	13,8	14,1
Fe_2O_3	11,4	11,3	11,2	9,1	12,6	11,7
MnO	0,18	0,15	0,16	0,15	0,19	0,16
CaO	9,7	8,5	9,1	7,7	10,6	11,2
MgO	7,3	6,3	6,9	4,0	7,5	6,8
Na_2O	3,0	2,5	3,5	3,4	2,8	2,8
K_2O	0,4	0,2	0,5	1,0	0,4	0,2
CO_2			1,8			
BaO	0,02	<0,01	0,01	0,03	0,01	<0,
Summa	98,21	97,66	97,85	97,16	97,10	97,76

37. Sg 1082. 640924. Seveamfibolit. ”Sågen”, vid bäck, 350 m nordost om Skalstugans gård. 20C 1e, 705690/132495.
38. Sg 1083. 640924. Seveamfibolit. Cirka 1 km NNV om Skalstugan. Vid vägen Skalstugan–Norge. 20C 1e, 705735/132440.
39. Sg 1084. 640924. Seveamfibolit. 2 km norr om Skalstugan, vid landsvägsbron över Långsjöbäcken. 20C 1e, 705913/132500.
40. Sg 1085. 640924. Seveamfibolit. Vid norra änden av Långtjärn, vid landsvägen Sandviken (Norge)–Melen. Mörkt band i Seve. 20C 3f, 706982/132751.
41. Sg 1086. 640924. Bandad amfibolit. Lokal som 40.
42. Sg 1087. 640924. Amfibolit, övervägande mörkt band. Lokal som 40.

Seveamfiboliter norr om Tännforsfältet

	43	44	45	46	47	48
SiO_2	49,2	44,3	48,6	55,3	49,5	49,1
TiO_2	2,6	3,0	2,7	1,30	1,71	1,65
Al_2O_3	12,7	14,4	14,0	13,9	13,9	13,8
Fe_2O_3	14,4	16,2	14,8	10,8	12,6	12,8
MnO	0,21	0,23	0,22	0,23	0,21	0,23
CaO	7,5	6,7	7,0	6,6	11,0	10,2
MgO	4,6	5,5	4,6	6,0	6,5	6,6
Na_2O	0,9	1,3	0,9	3,6	2,5	2,4
K_2O	5,0	6,0	5,1	0,6	0,6	0,8
BaO	0,04	0,07	0,06	<0,01	0,02	0,02
Summa	97,15	97,70	97,98	98,33	98,54	97,60

43. Sg 1088 (79b). 640924. Amfibolitgång, 0,5 m. Väghäll vid Summelsjöns sydspets. Detta prov togs mitt i gången. 20C 4f, 707012/132862.
44. Sg 1089 (80). Samma basitgång som 43. Liggande randzon. 20C 4f, 707012/132862.
45. Sg 1090 (81). Samma basitgång som 43. Hängande randzon. 20C 4f, 707012/132862.
46. Sg 1091 (82). 640924. Bandad amfibolitisk gnejs. Väghäll vid Norge–Melenvägen, 5 km öster om riksgränsen 20C 4g, 707142/133073.
47. Sg 1092 (83). 640924. > 1 m bred gång av amfibolit. Vid landsvägen 300 m väster om gården Melen 20C 4g, 707160/133443.
48. Sg 1093 (84). 640924. > 5 m bred amfibolitgång. Vid landsvägen 500 m öster om gården Melen 20C 4h, 707167/133513.

Seveamfiboliter norr om Anjan

	49	50	51	52	53	54
SiO_2	60,8	52,4	47,8	47,4	50,7	47,1
TiO_2	1,05	1,65	1,16	1,39	1,02	1,16
Al_2O_3	12,9	13,7	14,8	14,2	13,7	14,6
Fe_2O_3	7,1	11,7	10,2	11,6	9,4	9,6
MnO	0,14	0,18	0,16	0,15	0,12	0,15
CaO	6,5	7,9	11,5	11,1	5,6	11,1
MgO	3,5	5,8	8,0	6,4	7,5	6,8
Na_2O	2,4	2,6	2,2	2,3	2,3	1,8
K_2O	2,2	1,1	1,2	0,5	0,6	1,0
CO_2	0,6			3,0	3,4	3,3
BaO	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Summa	97,24	97,05	97,04	98,06	94,36	96,64

49. Sg 1094 (85). 640924. Sevegnejs. Vid vägen Melen–Anjan, väghäll på den östra sidan om bron vid sundet Äsingen–Anjan 20C 4g, 707450/133551.
50. Sg 1095 (86). 640924. Skiffrig amfibolit, 1 m från kontakt mot metaarkos. Väghäll längs vägen Melen–Anjan, 700 m öster om vägskälet mot Ottsjöarna 20C 4h, 707309/134036.
51. Sg 1096 (87a). 640924. Amfibolitkropp (boudin) om 2x4 m, liggande i blandad sevegnejs. Väghäll 1,5 km öster om vägskälet mot Ottsjöarna 20C 4i, 707274/134108.
52. Sg 1097 (87b). 640924. Amfibolit vid vägen nära öster om Anjan turisthotell 20C 4h, 707069/134354.
53. Sg 1098 (88). 640924. Amfibolit, lokal som 52. Vid hängande kontakt mot metaarkos. Kontakt orienterad N/60°V. 20C 4h, 707069/134354.
54. Sg 1099 (89). 640924. Amfibolit, lokal som 52. 0,5 m från kontakt. 20C 4h, 707069/134354.

	Amfiboliter i Seve			Graniter		
	55	56	57	58	59	60
SiO_2	47,6	49,5	46,7	48,9	57,3	61,4
TiO_2	0,75	2,0	0,60	0,91	0,83	0,61
Al_2O_3	19,4	13,7	16,5	14,3	17,4	14,6
Fe_2O_{3tot}	9,0	13,1	9,1	8,8	6,9	5,1
MnO	0,13	0,21	0,14	0,15	0,17	0,14
CaO	7,0	8,1	12,1	12,3	4,9	3,6
MgO	8,7	7,3	9,5	9,3	2,8	3,5
Na_2O	2,2	3,6	1,8	2,0	4,7	3,6
K_2O	0,7	0,2	0,2	0,3	3,1	3,7
BaO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	0,2
Summa	95,50	97,71	96,64	96,96	98,24	96,45

55. Sg 1100 (90). 640924. Amfibolit, 10 cm från kontakt mot metaarkos. Lokal som 52. 20C 4h, 707069/134354.
56. Sg 1101 (94). 640925. Vid landsvägen i byn Grötom, 2,5 km nordväst om Kall kyrka. 19D 9d, 704674/136807.
57. Sg 1102 (98). 640925. Vid landsvägen, 1600 m nordväst om Kall kyrka 19D 8e, 704390/137037.
58. Sg 1103 (99). 640925. Vid landsvägen, 1700 m nordväst om Kall kyrka. 19D 8e, 704395/137025.
59. Sg 1104. 640915. Gnejsgranit. Vid Vålådalsvägens bro, i Vålån nära Valbo. 19D 3c, 700950/136247.
60. Sg 1105. 640922. Granit med tektonisering. Sydkanten av hjässan på Ulvberget, öster om Hede 17D 4h, 692460/138621.

	Gråvackeskiffer i Tännforsfältet				Kalksandsten	
	61	62	63	64	65	66
SiO_2	70,4	76,8	73,2	73,8	72,7	40,5
TiO_2	0,36	0,22	0,25	0,24	0,23	0,54
Al_2O_3	13,8	9,7	9,5	12,3	13,0	13,4
Fe_2O_{3tot}	3,6	1,8	2,0	2,3	2,3	5,0
MnO	0,15	0,23	0,48	0,15	0,16	0,07
CaO	0,5	1,8	4,1	1,1	1,2	21,1
MgO	1,0	0,6	0,6	0,7	0,6	2,4
Na_2O	3,7	2,9	3,2	4,0	4,7	1,6
K_2O	3,6	2,3	2,3	2,8	2,7	3,1
H_2O>105°C		1,3		1,4		
CO_2		1,4	3,5			11,5
BaO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06
Summa	97,14	99,07	100,54	97,41	97,61	99,27

61. Sg 1106. 640911. Gråvacka (0). Vägskärning (E14) vid Fannberg, 10 km väster om Duved. 19C 6j, 703394/134677.
62. Sg 1107. 640911. Gråvacka (1). l0 cm öster om 61.
63. Sg 1108. Gråvacka (2). 20 cm öster om 61.
64. Sg 1109. Gråvacka (3). 30 cm öster om 61.
65. Sg 1110. Gråvacka (4). 40 cm öster om 61.
66. Sg 1111. 640914. Kalksandsten i Seve. Vid landsvägen i Kall, 2300 m väster om bäcken från Sandtjärn. 19D 8e, 704267/137417.

	Sevegnejser (Metaarkoser eller metaryoliter)					
	67	68	69	70	71	72
SiO_2	70,7	73,6	79,6	77,5	87,6	62,5
TiO_2	0,44	0,53	0,35	0,45	0,36	1,55
Al_2O_3	9,3	9,9	8,1	10,6	5,3	10,8
$Fe_2O_{2\ tot}$	2,2	2,1	1,3	2,5	1,6	8,9
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,11
CaO	7,7	5,6	4,2	4,8	3,1	12,5
MgO	0,9	0,6	0,7	0,1	<0,1	0,7
Na_20	1,8	2,9	1,4	2,7	0,8	0,4
K_2O	3,0	2,0	2,0	0,5	0,4	0,3
BaO	0,05	0,05	0,04	<0,01	<0,01	<0,01
Summa	96,14	97,32	97,73	99,18	99,18	97,76

67. Sg 1112 (7). 640916. Sevegnejs (metaryolit?). Välliste, 500 m VNV om raststugan vid skidliftens slut 19D 4d, 707049/136612.
68. Sg 1113 (8). 640916. Sevegnejs (metaryolit?). Välliste, 600 m VNV om raststugan vid skidliftens slut 19D 4d, 707051/136607.
69. Sg 1114 (14). 640916. Sevegnejs . Välliste, nordkanten av den östra toppen 19D 4d, 707087/136650.
70. Sg 1115 (63). 640922. Sevegnejs (metaarkos?), meterbrett stråk. Kläpphögarna, väster om Ottsjö. Sydöstra toppen 19D 3b, 701590/135961.
71. Sg 1116 (66). 640922. Sevegnejs (metaarkos?), 2 m brett stråk.Kläpphögarna, väster om Ottsjö. Sydöstra toppen 19D 3b, 701591/135960.
72. Sg 1117 (77). 640924. Sevegnejs, ljust band. Vid nordänden av Långtjärn, längs vägen Sandviken (Norge)–Melen 20C 4g, 706982/132751.

	Sevegnejser		Kärvskiffer	Kalksst.	Grönskiff.	
	73	74	75	76	77	78
SiO_2	83,3	70,8	49,3	58,6	55,3	33,0
TiO_2	0,33	0,56	1,56	0,87	0,59	0,38
Al_2O_3	7,3	11,9	14,3	17,2	9,8	7,1
Fe_2O_{2tot}	1,5	4,1	12,6	7,8	3,6	2,0
MnO	0,03	0,05	0,21	0,06	0,18	0,03
CaO	1,1	1,5	10,4	1,8	13,4	30,5
MgO	0,5	3,7	7,9	4,6	1,7	1,2
Na_2O	2,0	3,0	2,7	2,6	2,7	0,5
K_2O	2,1	1,4	0,6	3,5	1,4	2,4
CO_2					10,5	21,9
BaO	0,07	0,04	<0,01	0,06	0,03	0,05
Summa	98,23	97,05	99,17	97,09	99,20	99,06

73. Sg 1118 (79a). 640924. Sevegnejs (metaarkos?). Summelsjöns sydspets,vid landsvägen Sandviken (Norge)–Melen. 20C 4f, 707017/132867.
74. Sg 1119 (96). 640925. Sevegnejs, bandad skiffer (metafelsit?). Landsvägen, 2300 m väster om Kall kyrka. 19D 8d, 704437/136978.
75. Sg 1120 (97). 640925. Sevegnejs, bandad amfibolit. Landsvägen 2500 m väster om Kall kyrka. 19D 8d, 704460/136971.
76. Sg 1123 (70). 640923. Kärvskiffer (Stuedalsskiffer). Vägen Duved–Skalstugan, 1 km söder om Bodsjöedet. 19C 8j, 704045/134560.
77. Sg 1124 (69). 640923. Kalksandstensboudiner (”fiskar”). Lokal som för analys nr 76.
78. Sg 1125 (95). 640923. Kalkig grönskiffer (kalksten). I byn Backen vid vägen 900m nordväst om Kall kyrka. 19D 8e, 704354/137087.

Gnejser, metaarkoser och metabasiter i Åreområdet

	79	80	81	82	83	84
SiO_2	31,5	50,7	87,3	65,9	44,4	59,0
TiO_2	0,24	0,80	0,32	0,46	0,75	0,47
Al_2O_3	3,9	15,8	5,6	11,1	13,2	11,0
Fe_2O_{3tot}	0,7	10,5	2,2	2,6	6,5	2,9
MnO	0,02	0,14	0,04	0,05	0,11	0,06
CaO	34,1	11,5	0,3	8,0	15,9	11,2
MgO	0,4	8,6	0,7	1,3	2,7	0,9
Na_2O	0,5	0,3	0,8	2,4	1,4	4,3
K_2O	1,5	0,5	1,7	3,7	2,9	0,9
CO_2	24,5				11,5	8,1
S	0,36	0,07	0,01	0,50	0,45	0,63
BaO	0,04	<0,01	0,04	0,08	0,05	0,01
Summa	97,76	98,91	99,01	96,09	99,86	99,47

79. 1965 (fältår).Y 107(fältnr, Yngström). P1152 (lab.nr). Kalksten eller snarast kalksandsten i Seve, Skuttorpet, Huså. 19D 8d, 704352/136523.
80. 1965. Y 108. P1153. Granatglimmergnejs (metabasit) i Åreskutankomplexet. Åreskutan, 400 m norr om Mörvikshummeln 19D 7c, 703686/136406.
81. 1965. Y113. P1154. Kvarts-fältspat-granatgnejs (metaarkos). Åreskutan söder om vindskyddet 19D 8c, 703862/136467.
82. 1965. Y 130. P1155. Sevegnejs. Vik, Åre 19D 6d, 703350/136610.
83. 1965. Y 134. P1156. Kalkfyllit. Bräckebäcken, Åreskutans sydbrant 19D 7c, 703693/136277.
84. 1965. Y 137. P1157. Kalksandsten. Bräckebäcken, Åreskutans sydbrant 19D 7c, 703711/136284.

Gnejser i Åreområdet

	85	86	87	88	89	90
SiO_2	91,1	61,7	83,5	91,0	68,1	84,4
TiO_2	0,30	1,30	0,41	0,29	0,66	0,39
Al_2O_3	3,9	15,7	7,9	4,7	15,2	7,1
Fe_2O_{2tot}	1,6	9,3	2,8	1,5	5,3	2,1
MnO	<0,01	0,10	0,05	0,23	0,86	0,03
CaO	0,4	1,3	0,3	0,5	0,9	0,8332
MgO	0,2	4,1	0,9	0,4	1,7	0,6
Na_2O	1,5	0,9	0,4	1,9	2,1	1,6
K_2O	0,1	2,4	2,7	0,1	3,9	1,6
S	0,61	0,34	0,05	0,05	0,21	0,09
BaO	<0,01	0,08	0,06	<0,01	0,08	0,03
Summa	99,71	97,22	99,07	100,67	99,01	98,74

85. 1965. Y 139. P1158. Metaarkos i Bräckebäcken, Åreskutans sydbrant. 19D 7c, 703718/136288.
86. 1965. Y 142. P1159. Grafithaltig granatglimmergnejs i toppartiet på Åreskutan. 19D 7c, 703847/136456.
87. 1965. Y 144. P1160. Kvarts-fältspat-granatgnejs. Åreskutan, 1000 m sydväst om toppen. 19D 7c, 703800/136400.
88. 1965. Y 154. P1161. Metaarkos. Vik, Åre. 19D 6d, 703350/136600.
89. 1965. Y 157. P1162. Fyllonit i Vikböle, Åre. 19D 6d, 703383/136510.
90. 1965. Y 159. P1163. Arkosmylonit. Vikböle, Åre. 19D 6d, 703382/136520.

	91	92	93	94	95	96
SiO_2	49,0	46,7	48,5	46,9	52,0	49,5
TiO_2	1,10	1,35	0,90	1,14	1,00	1,02
Al_2O_3	14,5	13,9	14,2	15,6	13,5	14,0
Fe_2O_{3tot}	12,1	14,1	10,0	11,3	9,6	11,5
MnO	0,21	0,21	0,15	0,17	0,16	0,18
CaO	12,9	11,6	12,8	10,7	9,0	9,9
MgO	7,4	8,1	9,1	7,7	9,9	7,6
Na_2O	1,7	2,6	1,8	2,5	3,3	3,6
K_2O	0,7	0,5	0,3	0,3	0,3	0,6
S	0,05	0,02	0,06	0,41	0,04	0,05
Ba	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Summa	99,66	99,08	97,81	96,72	98,80	97,95

91. 1965. Y 111. P1165. Metabasit. Åreskutan ca 400 m norr om Mörvikshummeln. 19D 8c, 703691/136400.
92. 1965. Y 112. P1166. Metabasit. Åreskutan ca 100 m söder om toppvindskyddet.19D 8c, 703857/136464.
93. 1965. Y 115. P1167. Amfibolit. 500 m VNV om Byxtjärn. 19D 7d, 703755/136890.
94. 1965. Y 135. P1168. Förskiffrad amfibolit. Bräckebäcken, Åreskutans sydbrant. 19D 7c, 703671/136260.
95. 1965. Y 136. P1169. Förskiffrad, gröngrå amfibolit, Bräckebäcken. 19D 7c, 703691/136277.
96. 1965. Y 138. P1170. Amfibolit. Bräckebäcken, vattenfallet. 19D 7c, 703738/136305.

	97	98	99	100	101	102
SiO_2	49,3	49,5	45,1	49,2	49,6	48,4
TiO_2	1,83	1,28	0,87	1,36	1,74	0,71
Al_2O_3	15,2	13,6	20,8	14,5	13,9	11,0
Fe_2O_{3tot}	12,9	13,5	12,4	10,7	14,5	8,9
MnO	0,21	0,20	0,16	0,18	0,22	0,18
CaO	9,5	10,2	8,1	11,6	9,0	10,8
MgO	7,1	7,5	7,3	7,5	5,6	14,9
Na_2O	3,2	2,2	1,3	2,7	2,9	1,2
K_2O	0,3	0,2	2,9	0,1	0,9	1,2
S	0,05	0,14	0,05	0,03	0,01	0,02
Ba	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Summa	99,59	98,32	98,98	97,87	98,36	97,31

97. 1965. Y 140. P1171. Amfibolit från Bräckebäcken i Åreskutans sydbrant. 19D 7c, 703747/136320.
98. 1965. Y 143. P1172. Metabasit från Åreskutans topp. 19D 7c, 703870/136466.
99. 1965. Y 146. P1173. Metabasit, ca 1000 m sydväst om Åreskutans topp. 19D 7c, 703807/136310.
100. 1965. Y 155. P1174. Amfibolit från Vik, Åre. 19D 6d, 703350/136615.
101. 1965. Y 158. P1175. Diabas, tektoniserad. Åre. 19D 7c, 703520/136400.
102. 1965. Y 161. P1176. Metabasit med ultrabasitkaraktär. Totthummeln. 19D 7c, 703513/136550.

	103	104	105	106	107	108
SiO_2	48,3	47,1	48,4	75,5	75,2	71,5
TiO_2	0,90	1,00	0,73	0,39	0,27	0,42
Al_2O_3	13,8	16,0	14,2	9,8	7,7	9,9
Fe_2O_{3tot}	8,9	8,2	9,0	2,0	1,2	2,6
MnO	0,14	0,13	0,15	0,03	0,03	0,05
CaO	10,6	12,6	12,2	4,5	5,3	7,2
MgO	11,8	10,3	10,7	0,8	0,4	0,7
Na_2O	1,5	1,7	1,6	2,3	1,7	0,8
K_20	0,8	0,5	0,5	3,4	3,5	3,3
H_2O>105°C					0,9	1,1
S	0,02	0,01	0,08	0,16		
BaO	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	0,07	0,04
Summa	96,76	97,54	97,56	98,94	99,97	99,81

103. 1965. Y 162. P1177. Metabasit. Totthummeln. 19D 7c, 703530/136552.
104. 1965. Y 163. P1178. Amfibolit. Totthummeln. 19D 7c, 703507/136541.
105. 1965. Y 165. P1179. Amfibolit. Totthummelns sydbrant. 19D 6d, 703494/136540.
106. 1965. Y 164. P1164. Grafithaltig arkosgnejs. Totthummelns östra brant. 19D 7d, 703515/136564.
107. 1966. 32. P1426. Kalksilikatgnejs i Seve. Kartbl. Åre NV koncept 1:50 000, 500 m norr om bokst. r i Brattland. 19D 5e, 702970/137150.
108. 1966. Y 35. P1427. Kalksilikatgnejs, gröngrå, bandad. Kartbl. Åre NV, Brattland, 900 m nordväst om tjärnen pkt 508. 19D 6d,703053/136954.

	109	110	111	112	113
SiO_2	50,5	48,0	50,0	51,2	44,5
TiO_2	1,2	1,2	1,33	1,3	0,78
Al_2O_3	14,2	14,5	14,4	13,1	9,5
Fe_2O_{3tot}	13,1	9,6	10,1	9,9	12,0
MnO	0,2	0,14	0,16	0,18	0,18
CaO	12,5	10,6	11,0	10,1	7,7
MgO	7,6	11,1	7,5	8,7	22,1
Na_2O	0,6	1,9	3,5	3,4	0,4
K_2O	0,4	1,1	0,2	0,2	0,3
H_2O	0,6	1,8	1,3	1,8	2,1
CO_2	0,1				0,1
BaO	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01
Summa	101,00	99,97	99,49	99,88	99,66

109. 1966. Y 20A. P1428. Skarn. Åre NV, Åreskutan. 19D 7d, 703870/136470.
110. P1429. Y66-33. Amfibolit, Seve. 600 m norr 2:a t i Brattland. (Gamla top. konceptbladet Åre NV 1:50 000). 19D 5e, 702930/137000.
111. P1430. Y 66-38. Amfibolit, Seve. Fröå gruva. 19D 7e, 703530/137033.
112. P1431. Y 66-44. Gröngrå amfibolit, Seve. Blåmyrberget, Åre. 19D 6d, 703045/136970.
113. P1432. Y 66-34. Peridotit, Seve. Brattland, 200 m väster om Brattlandstjärnen; 19D 5d, 702988/136992.

Håckrengruppen i Offerdalsskollan

	114	115	116	117	118	119
SiO_2	58,9	60,4	61,5	57,0	57,8	71,0
TiO_2	0,82	0,81	0,76	0,98	0,87	0,50
Al_2O_3	19,0	18,1	17,7	20,5	18,8	14,0
Fe_2O_3	1,2	1,3	1,0	1,2	1,1	1,3
FeO	4,7	4,9	4,7	6,0	5,1	2,3
MnO	0,11	0,11	0,11	0,15	0,15	0.07
CaO	2,4	2,0	2,0	2,2	2,7	2,4
MgO	2,7	2,5	2,5	2,7	2,5	1,5
Na_2O	2,7	2,9	2,6	2,3	3,1	3,0
K_2O	3,9	3,2	4,7	4,6	4,1	3,1
H_2O>105°C		3,6		2,3	2,8	1,3
Summa	96,43	99,82	97,56	99,93	99,02	100,47

114. 3/6-66 (ins.datum). Sg 2001 (analysnr). P1402 (lab.nr). Biotitfyllit (i Håckrengruppen), vid gamla ödetorpet ca 1 km nordväst om Bräcke i Alsen. 19E 6b, 703240/140854.
115. 6/6-66. Sg 2002. P1403. Biotitfyllit. Toppen av Rödeberget i Alsen. 19E 6c, 702890/141386.
116. 18/6-66. Sg 2003. P1404. Biotitfyllit. Vägskärning vid bilväg söder om Håckrenmagasinet, 2,8 km väster om Öntjärnsbäcken. 19D 2f, 701260/137730.
117. 10/9-66. Sg 2004. P1405. Biotitfyllit. Vid skogsbilväg 200 m söder om dammen vid Gäddtjärnarna, 6 km sydost om Undersåker. 19D 4g, 702258/138217.
118. 7/9-66. Sg 2005. P1406. Biotitfyllit. Genomsprängd häll vid skogsbilväg norr om Håckrenmagasinet, ca 500 m väster om Gammalbodtjärn. 19D 2e, 701410/137195.
119. 18/6-66. Sg 2006. P1407. Falkvalenskiffer (bandade serien). Skärning vid bilväg norr om f.d. Myckelgårdshåckren. 19D 3f, 701195/138770.

	Håckrengruppen				Gnejser	
	120	121	122	123	124	125
SiO_2	70,5	78,6	77,6	73,0	74,2	73,6
TiO_2	0,81	0,30	0,44	0,51	0,48	0,47
Al_2O_3	13,4	11,1	11,3	12,5	10,6	12,0
Fe_2O_3	3,9	1,2	1,2	1,4	0,6	0,5
FeO	0,8	0,3	1,3	2,2	1,4	1,5
MnO	0,08	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04
CaO	2,5	0,9	1,5	2,3	3,5	4,4
MgO	1,6	0,4	0,6	1,1	1,1	0,7
Na_2O	1,8	2,5	2,2	2,4	2,7	2,7
K_2O	3,8	3,9	3,3	3,2	2,3	2,9
H_2O	1,3		0,8		1,4	
CO_2					2,1	
Summa	100,49	99,23	100,29	98,68	100,52	98,81

120. 29/7-66. Sg 2007. P1408. Falkvalenskiffer (prekambrisk gråvackeskiffer, arbetsnamn ”bandade serien”), relativt ljust skikt. Skärning vid bilväg, norr om Håckermagasinet vid f.d. Korsjön 19D, 3f, 701666/137643.
121. 10/9-66. Sg 2008. P1409. Falkvalenskiffer, ljust skikt, stenbrott vid St. Gäddtjärn, 6 km sydost om Undersåker kyrka. 19D 4g, 702185/138284.
122. Prov intill 121. Mörkt skikt. 19D 4g, 702185/138284.
123. Prov vid 121. Tvärsnitt över l kvadratmeter yta av Falkvalenskiffer. 19D 4g, 702185/138284.
124. 4/9-66. Sg 2011. P1412. Gnejs med till synes kaledonisk deformation. Skalberget, 5 km söder om Undersåker. 19D 4e, 702065/137245.
125. 6/9-66. Sg 2012. P1413. Gnejs med kaledonisk deformation. Henån, öster om Edsåsdalen, 50 m nedströms landsvägsbron 19D 4e, 702422/137070.

	Metaarkos	Granit	Tännäs-amfibolit		
	126	127	128	129	130
SiO_2	87,0	75,7	58,7	53,2	50,2
TiO_2	0,14	0,04	0,30	1,0	0,81
Al_2O_3	8,2	13,5	21,0	18,9	11,1
Fe_2O_3	0,05	0,3	2,9	7,9	11,6
FeO	0,5				
MnO	0,01	0,01	0,03	0,15	0,15
CaO	0,1	1,0	4,0	6,6	9,2
MgO	0,3	<0,1	1,5	3,9	10.5
Na_2O	1,0	3,0	4,9	3,7	1,6
K_2O	3,7	5,6	4,6	2,9	2,4
BaO	0,15	0,50	0,25	0,10	
Summa	101,0	99,30	98,43	98,50	97,66

126. 10/9-66. Sg 2013. P1414. Metaarkos ev. i Särvskolla. Bergstopp 6,5 km S30°O om Undersåker kyrka. 19D 4g, 702020/138300.
127. 4/6-64. Sg 09. 010-23(labnr). Granit, Movallenvägen 2,5 kmkm norr om Kal l(19D, 9e).
128. 1960. Sg 10. 010-24. Ljus gnejs, breccierad av mörk amfibolit. Östra Tännäsbergets sydbrant. 17C 5h, 692917/133972.
129. 1960. Sg11. 010-25. Intermediär, gabbroliknande amfibolit. Östra Tännäsbergets sydbrant. 17C 5h, 692917/133972.
130. 1960. Sg12. 010-26. Mörk, breccierande amfibolit. Östra Tännäsbergets sydbrant. 17C 5h, 692917/133972.

	Kalksandsten	Diabas	Ryolit	Granit	Granit	Metaarkos
	131	132	133	134	135	136
SiO_2	79,5	48,8	71,7	74,0	67,4	81,5
TiO_2	0,4	1,14	0,32	0,3	0,51	0,34
Al_2O_3	8,5	16,0	8,6	14,2	15,9	9,8
Fe_2O_{3tot}	3,2	8,8	1,2	1,9	3,0	0,8
MnO	0,05	0,15	0,04	0,03	0,07	0,02
CaO	2,5	11,2	6,5	3,5	2,1	1,6
MgO	1,5	7,5	0,7	0,5	0,89	0,07
Na_2O	1,5	0,4	2,9	3,6	3,9	4,2
K_2O	1,3	2,3	1,1	1,6	5,0	0,4
CO_2		1,9				
BaO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,09	0,02
Summa	100,38	96,33	93,1	99,67	98,86	98,75

131. 7/6-68. Sg-68-25(stuffnr). 68-31010(lab.nr). Kalksandsten associerad med Risekonglomeratet, 2 km nordost om Käfåsen, Offerdal. 20E 1b, 705501/140685.
132. Sg-68-64. 68-31011. Diabas. Lagerkonform xx m bred gång vid fallet i Tandån,1 km uppströms Västsätern öster om Storsjö. 18D 4b, 697342/135527.
133. Sg-68-6D. 68-31012. Ryolit(ev.kalksandsten). Nära stranden av Kallsjön, ca 1,5 km öster om Kall kyrka. 19D 8e, 704250/137313.
134. Sg-68-116. 68-31013. Oldengranit.Vid utloppstunnelns mynning från St.Stensjön 23 km väster om Hotagen. 20D 9j, 709900/139790.
135. Sg-69-84. 68-31007. Granit i Offerdalsskollan, 2 km väster om St.Foskvattnet. 20E 8g, 709400/143400.
136. Sg-67-90. 68-31008. Vit metaarkos. Ottfjällets stortopp. 19D 2b, 701195/135784.

	Sevegnejs	Seveamfiboliter		Basitgångar	
	137	138	139	140	141
SiO_2	58,9	47,8	48,0	45,9	48,1
TiO_2	1,2	1,5	2,7	1,2	1,9
Al_2O_3	18,7	15,0	15,7	15,9	15,5
Fe_2O_3	<0,1	0,7	2,5	3,1	0,7
FeO	7,4	7,8	9,3	5,0	8,9
MnO	0,17	0,22	0,26	0,19	0,23
CaO	1,6	8,5	10,0	8,9	10,5
MgO	3,0	8,7	6,1	12,1	7,2
Na_2O	2,0	2,7	3,4	2,7	3,3
K_2O	3,7	2,1	0,4	<0,1	0,6
H_2O>105°C	1,2	2,3	1,4	3,2	1,4
H_2O<105°C	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
P_2O_5	0,11	0,17	0,43	0,20	0,22
CO_2	0,07	0,63	0,12	0,20	1,46
F	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03
S	0,12	0,o6	0,01	0,06	0,07
BaO	0,19	0,14	0,01	0,01	0,02
Summa	98,60	98,57	100,47	98,88	100,33

137. 20/9-70. 68-031016(lab.nr). Ljus sevegnejs. 300 m uppströms bäcken Sönner-Tvärån från bilvägen till Storulvåstugan. 19C 3f, 701383/132776.
138. 20.9-70. 68-31017. Seveamfibolit. Vid forsnacken på östra stranden ovanför Handölsfallen. 19C 3g, 701990/133117.
139. 21/9-70. 68-31018. Seveamfibolit i Sevens översta zon i Bunnerviksbrottet, hällar mellan täljstensstråket och olivinstenen. 19C 3h, 701663/133874.
140. 21/9-70. 68-31019. Diabas. Tektoniserad klump i Bunnerviksbrottet. 19C 3h, 701670/133874.
141. 21/9-70. 68-31020. Basit (Merakergabbro?). Vägen Handö–Enafors, ca 2 km väster om Handöl. 19C 4d, 702194/132876.

Sevebergarter, både eruptiva och sedimentära.

	142	143	144	145	146	147
SiO_2	70,2	53,0	73,0	58,5	50,9	78,0
TiO_2	0,26	0,23	0,16	0,92	1,6	0,39
Al_2O_3	15,4	16,3	15,0	18,9	14,2	8,5
Fe_2O_3	0,8	1,6	0,3	1,0	2,8	0,9
FeO	0,9	4,3	0,6	4,8	7,7	1,0
MnO	0,06	0,16	0,04	0,14	0,20	0,10
CaO	1,5	8,0	1,1	2,9	10,4	3,0
MgO	0,88	7,7	0,59	2,4	6,3	0,83
Na_2O	4,3	2,1	3,4	3,2	2,4	3,5
K_2O	4,1	3,2	5,0	3,2	0,5	0,7
H_2O>105°C	0,7	2,4	0,8	2,5	2,1	0,7
H_2O<105°C	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
P_2O_5	0,07	0,03	0,08	0,29	0,15	0,08
CO_2	0,06	0,04	0,02	1,2	0,52	2,2
F	0,03	0,04	0,02	0,09	0,03	0,03
S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,38
BaO	0,12	0,09	0,11	0,09	0,02	0,02
Summa	99,58	99,39	100,42	100,43	100,02	100,53

142. Sg74-J33 (stuffnr). 74-94-809 (lab.nr). Ryolit. 300 m OSO om Nordhallenbergets västra topp. 19D 8a, 70+4263/135190.
143. Sg74-J36. 74-94-810. Grönsten. 350 m sydost om Nordhallenbergets västra topp. 19D 8a, 704250/135187.
144. Sg74-J34. 74-94-811. Ryolit. 300 m söder om Nordhallenbergets västra topp. 19D 8a, 704239/135162.
145. Sg74-J52. 74-94-812. Fyllit. 700 m sydväst om lilla tjärnen öster om Hållaberget, norr om Offerdal. 19E 9d, 704952/140880.
146. Sg74-J30. 74-94-813. Grönsten. 500 m väster om gamla parkeringsplatsen vid vägen till Kesudalen, väster om Ljungdalen. 18C 5i, 697802/134360.
147. Sg74-J29. 74-94-814. Ryolit. 700 m öster om nya parkeringsplatsen 3 km öster om Kesudalen. 18C 5i, 697988/134330.

	Kalksandsten	Sevebergarter			Risedegranit	Diabas
	148	149	150	151	152	153
SiO_2	66,9	77,4	73,3	80,3	74,7	48,5
TiO_2	0,34	0,41	0,51	0,44	0,35	3,3
Al_2O_3	9,7	8,6	10,6	9,7	12,5	13,8
Fe_2O_3	0,9	0,5	0,1	0,6	0,3	2,2
FeO	0,7	0,8	1,8	1,3	1,5	14,1
MnO	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,28
CaO	8,6	3,8	4,8	0,8	0,5	7,2
MgO	0,65	1,3	0,78	1,4	0,69	3,2
Na_2O	4,0	2,2	2,4	3,5	2,9	3,4
K_2O	0,9	2,3	3,0	0,7	5,6	2,2
H_2O>105°C	0,6	0,4	0,4	1,0	0,4	0,5
H_2O<105°C	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
P_2O_5	0,10	0,07	0,08	0,06	0,05	0,99
CO_2	6,5	1,7	2,2	0,05	0,11	0,03
F	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,18
S	0,51	0,17	0,20	0,28	0,02	0,19
BaO	0,03	0,07	0,06	0,03	0,04	0,11
Summa	100,72	99,98	100,51	100,42	99,90	100,38

148. Sg-74-J28 (stuffnr). 74 94 815 (lab.nr). Mylonitisk kalksandsten. 200 m öster om parkeringsplats vid vägen 3 km sydost om Kesudalen. 18C 5i, 697805/134380.
149 Sg-74-J48. 74 94 816. Ryolit. Vid Kallsjön, 500 m väster om den basala myloniten vid Sevens skollgräns. 19D 8f, 704180/137575.
150. Sg-74-J46. 74 94 817. Gnejs. 200 m uppströms bron över Henån, söder om Undersåker.19D 4e, 702422/137040.
151. Sg-74-J47. 74 94 818. Mylonitisk ryolit. Väghäll, 1 km nordväst om Kallsjöns utlopp. 19D 7f, 703637/137758.
152. Sg-71-121. 74 94 819. Risedegranit. Risedevägen, omkring 12 km söder om Svansele. 21F 9d, 714587/146778.
153. Sg-71- . 74 94 820. Diabas (Åsbytyp?). Väghäll 2,3 km norrut längs Valmånvägen, totalt omkring 15 km nordväst från Linsell. 17D 1i, 690628/139140.

	Hedekalk	Ortocerkalk	Seveamfiboliter		Metabasit	Ryolit
	154	155	156	157	158	159
SiO_2	43,0	19,4	48,3	47,5	61,2	75,9
TiO_2	0,26	0,32	1,6	1,1	0,64	0,26
Al_2O_3	3,6	3,8	17,1	15,9	16,8	12,8
Fe_2O_3	0,6	0,4	2,0	2,0	2,4	0,4
FeO	0.9	1,5	8,5	8,7	2,3	0,7
MnO	0,07	0,59	0,20	0,21	0,10	0,04
CaO	26,7	39,2	11,6	11,7	3,4	0,3
MgO	0,75	1,2	6,5	8,7	2,0	0,07
Na_2O	1,1	0,3	2,7	2,4	5,1	3,8
K_2O	1,0	1,0	0,6	0,7	4,2	5,6
H_2O>105°C	0,4	0,7	1,2	1,5	0,2	0,3
H_2O<105°C	0,2	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2
P_2O_5	0,08	0,07	0,17	0,11	0,24	0,01
CO_2	21,2	31,4	<0,01	0,04	0,11	0,12
F	0,02	0,03	0,03	0,03	0,17	0,01
S	0,12	< 0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
BaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10	0,03

154. Sg-71-03 (fältnr). 74 94 821 (lab.nr). Hedekalksten. 500 m uppströms Lillrånden från bron i Råndalen. 17D 1e, 690695/137050.
155. Sg-71-04. 7494821. Ortocerkalksten. Rånden, 1,7 km uppströms fallet i Rånddalen 17D 1e, 690680/136900.
156. RS (Rabbe Sjöberg) 71-07-05. Amfibolit, albitporfyroblastisk. Blomhöjdsvägen, Inviken, i branten mot Lillsjougden. 22F 3a, 716750/520000.
157. RS 71-07-05. 74 94 824. Amfibolit, finkornig. Blomhöjdsvägen, Inviken. 22F 3a, 716660/145360.
158. Sg 76-07-21. 74 94 855. 011-658. Metabasit i Sevens bas. Grustag vid tjärn, väster om Vargkojtjärn, Ljungdalen. 18C 5i, 697717/134274.
159. Sg 75-07- . 74 94 856. 011-659. Pofyrhäll i Ljungan vid Ljungris, vadstället. 18C 7i, 698580/134292.

REGIONAL TEKTONIK, DEFORMATION OCH METAMORFOS

Den ursprungliga skandinaviska fjällkedjans tillkomst har som nämnts sträckt sig över flera hundra miljoner år, från senprekambrium, ca 800 miljoner år, till devon, ca 400 miljoner år. Under denna långa tid tillväxte lagerserierna på olika sätt och det förekom flera perioder med starkare rörelser och mer intensiva omvandlingar i berggrunden. Man brukar därför utskilja olika tektoniska eller deformativa faser och stadier av metamorfos. Efter en högsta omvandlingsgrad inträder en temperatursänkning och mineralogiska anpassningar i bergarterna fortgår under lång tid. Genom geokronologiska åldersbestämningar på radioaktiva grundämnen kan man bedöma åldrar för homogenisering vid uppvärmning, avsvalning och för specifika mineral tidpunkter för mineralets bildning, med en avsevärd osäkerhet för inställning av jämviktsförhållanden och senare reaktioner.

Regional tektonik

Efter den svekonorvegiska (dalslandisk-grenvilliska) orogenutvecklingen för 1000–800 miljoner år sedan var den östeuropeiska plattformen (med den Baltiska Skölden) sammansvetsad med den laurentiska plattan (Amerika och Grönland). Relativt breda områden utgjorde grundhav intill en svekonorvegisk (dalslandisk-grenvillisk) bergskedja över bl.a. Götaland–Sydnorge–Grönland–Kanada. Erosion och nedbrytning av dessa äldre orogenzoner medförde isostatiska justeringar och livlig förkastningstektonik, varvid de förkastningsbegränsade bassänger bildades, där senprekambriska (rifeiska) grovsandiga sedimentserier avsattes (t.ex. sparagmit eller Långåsandsten, Särvskollans sediment). Dessa senprekambriska bassänger var utbredda i områden som sträckte sig långt väster om den nuvarande skandinaviska bergskedjan (Nystuen 1982). Den senprekambriska glaciationen (Varangeristiden, Kulling 1951) har lämnat tillitbildningar vid dessa bassänger runt hela nuvarande Nordatlanten, i såväl Skottland, Nordnorge och Spetsbergen som sporadiskt längs fjällkedjans östra rand till Sydöstnorge (jfr kap. ”Särvskollans översta zon”).

I yngsta prekambrisk tid, 650–600 milj. år, börjar basisk vulkanism, med basaltskikt i de vendiska lagren (Anderton 1982, Nystuen 1982). Ungefär vid denna tid började en sprickzon öppna sig mellan Skandinavien och Grönland (Strömberg 1969, Gee 1975a). Särvskollans senprekambriska (rifeiska och vendiska) sandstensserier med tilliter (Tossåsgruppen, Kumpulainen 1982) låg då nära mitten av shelfområdet mellan östeuropeiska och laurentiska kontinentalblocken. Nord-sydliga sprickor fylldes av Ottfjällsdiabasens magma i enorma kvantiteter. Diabasgångarna i Särvskollan, nu liggande öster om riksgränsen, har en samlad bredd av många mil. Kontinentblocken gled allt längre isär. Efterhand utfyllde diabasmagman nya sprickor i centralzonen och det växte ut kompakta massor av enbart diabas. Denna utgör nu troligen den till amfibolit omvandlade berggrunden i Sylarna och fjällen sydväst därom.

Efter detta inledande stadium fortsatte oceanbotten (Iapetusoceanen) att utökas i en eller flera sprickzoner, samtidigt med sedimenttillväxt över de basala lagren på centralryggens sidor. Sedimenten utgjordes av övervägande kalkhaltiga sandstenar och turbiditer, med inlagringar av effusiv och intrusiv. Denna oceanbottenvulkanism med sedimentation fortsatte troligen under kambrisk tid och skapade större delen av den nuvarande seveberggrundens amfibolitrika form. Seveberggrunden har ett inslag av ultrabasiska bergarter, vilka särskilt rikt, men klumpvis, uppträder i sevelagrens översta del och delvis bildar botten för köliberggrunden (Kulling 1933). Detta tyder på att Iapetusoceanens utvidgning avbrutits eller att i vissa zoner havsbottnen skjutits under i en s.k. subduktionszon. Uppträdandet av ultrabasiska bergarter i orogena zoner har man förklarat (Lockwood 1972) som en serpentinisering av jordmantelns olivinrika material vid vatteninträngning i subduktionszoner, varvid en lätt serpentinmassa i form av diapirer stiger upp genom oceanbottnens berggrund. I hetare och torrare lager omvandlas serpentinen efterhand till olivinsten och rörelsen uppåt avstannar (Stigh 1979). Lagerformade serpentinstenar torde kunna ha överlagrats av mer sediment och först senare omvandlats till olivin under ett metamorfosstadium. Serpentin- och olivinstensbergarter har senare kommit i erosionsposition under tidigt ordovicium, eftersom serpentinstenskonglomerat bildades på många ställen i köliberggrundens basala del (Vogt 1887). Vid denna tidpunkt hade tydligen oceanbottnens tillväxt avstannat och utbytts mot en kompression och subduktion med minskande oceanbotten (jfr kap. ”Regional tektonik” och ”Metamorfos”). Vid övergången mellan kambrium och ordovicium och under en del av äldsta ordovicium har man på många håll i den skandiska bergskedjan registrerat förhöjd tektonisk aktivitet.

FINNMARKSFASEN

I Finnmarken, nordligaste Norge, har man kunnat åldersbestämma deformation och intrusion i en östlig skolla, Kalakskollan. Där påvisades (Sturt m.fl. 1978, Stephens & Gee 1985) en tidig fas av överkambrisk till underordovicisk ålder i den kaledoniska orogenesen. Kalakskollan innehåller senprekambriska sediment, inklusive glacialbildningar samt kambriska turbiditer, allt avsatt i grundhav eller som shelfbildningar. En ofiolitisk vulkanism, inklusive ultramafiska bergarter har också förekommit där. Den tektoniska och metamorfa utvecklingen av Kalakskollan innefattade två deformationscykler, D_1 och D_2, som låg före och efter ett metamorft maximum. Under vardera av dessa cykler inträffade flerfasig deformation av berggrunden, men endast en regional huvudveckning i vardera cykeln.

I Seilandområdet vid Atlantkusten i norr har man funnit intrusioner av såväl mafiska och ultramafiska plutoner som flera andra eruptivbergarter. Den regionala metamorfosen i Kalakskollan är relativt hög, nämligen ungefär almandinamfibolitfacies. Även migmatitkomplex utbildades och små ytor med granulitfaciesmetamorfos har iakttagits (Roberts 1983). Roberts & Sturt (1980) ville jämföra Kalakskollan med seveberggrunden i sydligare områden.

I den sydvästligaste delen av den skandinaviska kaledonzonen har man också funnit bevis för en Finnmarkisk orogen fas. Vid Bömlo, 8 mil söder om Bergen, har kvartskeratofyr, vilande på en äldre ofiolitbergart, givit en Rb/Sr-ålder av 535±46 Ma (Furnes m.fl. 1983). Bergarten har sedan

deformerats och överlagrats av en ny serie ryoliter och andesiter med en Rb/Sr-ålder (helbergartsbestämning) 464± 16 Ma. Den äldsta kaledoniska fasen karaktäriseras alltså i sydvästra Norge av deformationer inom tidsramen ca 535–464 Ma.

Geokronologiska bestämningar på senprekambriska argilliter (Rb/Sr på bergart) i norra Jämtlands Hotagenskolla (Welin & Strömberg, under arbete) har givit en antydan om en isotophomogenisering vid omkring 530 Ma. Dessa resultat tyder på möjligheten av deformation och metamorfa effekter under den tidigkaledoniska Finnmarksfasen även i fjällranden i Jämtland. Det finns en rad stratigrafiska belägg för tidiga störningar även i den undre skollberggrunden vid ungefär denna tidpunkt (Karis, Ca 53:2).

Under ordovicisk tid fortsatte sedimentationen i den kaledoniska zonen. I det centraljämtska tvärbäckenet med angränsande mindre bassänger avsattes i öster kalkrika sediment och skiffrar. Under senordovicium bildas mot väster övervägande turbiditer, som till stor del visar sedimenttransport från väster. Efter den finnmarkiska fasen och med fortsatt tektonisk aktivitet i hela ordovicium uppträder både i söder och i norr efterhand stora, delvis överskjutna (Hotagenskollan) höjdområden som utsätts för erosion. I de östra sedimenten, nu tillhöriga den undre skollberggrunden, har man på flera nivåer i lagerserien funnit spår av flygaska, nu bentonitlager, som torde ha kommit från vulkanutbrott i Iapetushavet. I väster börjar under ordovicium nya ökedjor växa upp. Vulkaner tillför sura och basiska lavor och det blir efterhand avsättning av kalkrika turbiditsediment.

Den övre skollberggrundens skollor med seveberggrund och köliberggrund representerar generellt bottenbildningarna i Iapetushavet. Sannolikt förelåg inte, i varje fall inte under hela tidsavsnittet kambrium till silur, en enda ocean utan där tycks ha funnits ett komplicerat mönster av mikrokontinenter och bassänger med girlander av vulkanöar (Sturt & Roberts m.fl. 1978). Mönstret växlade allteftersom den plattektoniska utvecklingen fortskred, med en hela tiden genom subduktion och obduktion minskande bredd på oceanen. Man kan misstänka att en av suturerna (läkt skarvzon) kan ligga väster om riksgränsen, under Trondheimskollan. Det förefaller som om stora suturzoner kan vara betydligt svårare att fastställa än en stor tektonisk överskjutning. Detta kan förklara att denna eventuella suturzon nu är svår att påvisa, t.ex. i Grongfältets omböjning.

Om Särvskollan som nämnts kan antas innehålla de första, senprekambriska gångintrusionerna i ett shelfområde där Iapetusoceanen börjar bildas, så visar seveberggrunden den kambriska utvecklingen i en västligare del av samma ocean, medan Köli slutligen visar sedimentationsförlopp under ordovicium-silur i en eventuell, ännu västligare del av samma ocean. Eftersom åldrarna ligger kronologiskt i följd kan man också tänka sig att dessa tre delar av Iapetusoceanen inte behöver ha varit helt skilda utan att t.ex. köliberggrunden generellt kan ha blivit avlagrad på den yngsta delen av de enheter vi idag betraktar som Seve. Eruptivbergarterna i Seve är till största delen intrusioner. Särskilt intrusionerna av gabbrotyp tycks ha försiggått både före, under och efter Finnmarksfasen.

Den komplexa karaktären hos seveberggrunden, med rester av en högmetamorf Åreskolla som endast vilar på lägre metamorf Seve, men till synes aldrig på Köli, skulle kunna förklaras genom antagandet att finnmarkiska överskjutningar eller imbrikationer inom sevefältet skedde före avlagringen av kölisedimenten. Köliberggrunden i Tännforsfältet omges så gott som överallt av en zon med seveberggrund, som överallt stupar in under köliskiffrarna. Vid kontakten mellan dessa enheter finner man lokalt tecken på stark deformation, vilket skulle kunna tolkas som bevis för att enheterna är långt överskjutna i förhållande till varandra (Sjöström 1982). På andra håll saknas tecken på rörelser och i stället har sena rekristalliseringar nästan helt kamouflerat kontaktzonen.

I den perifera, basala delen av Tännforsfältets Köli finns runt hela fältet många förekomster av inbördes nära associerade, dels konglomerat med eruptivbergartsbollar, dels tunna kalkstenslager. Det direkta stratigrafiska sambandet mellan alla dessa konglomeratförekomster är osäkert. Sandnäskonglomeratet, tidigare beskrivet av Frödin (1922), bedömdes av Kulling (1933) som närmast likartat med Gilliksseriens konglomerat, som motsvarar ungefär mellanordovicium i Björkvattnet–Virisenområdet. I Jämtlands norra köliområde, omkring Kvarnbergsvattnet, är likaså det tektonostratigrafiska förhållandet mellan Seve och Köli något osäkert (Nilsson 1964, Zachrisson 1964, 1969, Sjöstrand 1978, Stephens 1982). Den tektoniska bilden kompliceras av att flera delskollor påvisats både i köli- och seveenheterna.

Vid övergången mellan ordovicium och silur ökade den tektoniska rörligheten i många delar av den kaledoniska orogenzonen. Vissa imbrikationer antyds i den undre skollberggrunden och stratigrafisk-litologiska förändringar uppträder i både den eugeoklinala (centrala Iapetusoceanen) och miogeoklinala (shelfområden) zoner. Deformationer vid denna tidpunkt har i andra områden betecknats som den takoniska orogena fasen. I vilken grad sådana takoniska rörelser gjort sig gällande generellt och regionalt är ännu osäkert. Den fortsatta sedimentationen i silurtid börjar med skiffriga, sandiga och kalkhaltiga sediment i både eugeoklinal och miogeoklinal miljö och fortsätter efterhand med bl.a. avsättning av turbiditer. De tidigsiluriska grundvattenbildningarna med bl.a. konglomerat och kalksten kan höra samman med över hela jorden märkbara sänkningar av havsytan som berodde på glaciationer i andra områden. Under silur fortsatte i de eugeoklinala områdena en minskning av oceanens bredd

genom successiva rörelser. Troligen förekom bakåtgripande subduktioner och obduktioner varigenom sevelagren undersköts och veckades tillsammans, medan de lättare sedimenten i Köli sannolikt sköts över varandra. Ökningen i de suprakrustala lagrens adderade mäktighet och djupläge samt eventuella nya intrusioner höjde temperatur och tryck, varför metamorfosen stegrades till en topp, sannolikt under yngre silur.

SKANDINAVISKA FASEN

Den yngsta siluriska sedimentationsenheten i den undre skollberggrunden, Rödesandstenen, har biostratigrafiskt daterats till äldsta delen av mellersta silur (Bassett m.fl. 1982). Dessa yngsta lager är avskurna av överskjutningen vid den sista stora deformationen som innebar överskjutning av de metamorfa skollorna över den undre skollberggrunden. Därmed får man en äldsta möjlig tid (Llandovery) för denna stora överskjutning, som av Sturt m.fl. (1978). har kallats skandinavisk fas (Scandinavian). Under denna deformationsfas inträffade de mest framträdande, mycket långa överskjutningarna i bergskedjan. Ett flertal geokronologiska bestämningar har givit åldersbelopp omkring 400 Ma för en motsvarande stark och sen homogenisering i berggrunden (Claesson 1981).

Även efter den nämnda stora överskjutningsfasen förekom ännu senare rörelser. Erosionen tycks ha satt in mycket snart och grovklastiska lager av devonisk ålder samlades i lokala intermontana förkastningsbegränsade bäcken inom orogenzonen. Ett av dessa finns vid Röragen strax väster om Fjällnäs vid riksgränsen. Devonlagren där ligger på metamorfa skiffrar och innehåller grovbolliga konglomerat, samt kalksten och skiffer med växtfossil. Sedimenten är något deformerade genom sena rörelser (Roberts 1983) som tycks vara ungefär samtidiga med den särskilt i Appalacherna (USA–Kanada) framträdande, sent kaledoniska akadiska orogenfasen.

Metamorfos

Åtskilliga geologer har beskrivit flerfasiga deformationer och metamorfos i skilda avsnitt av den skandiska bergskedjan (Strömberg 1969, 1974, Zachrisson 1974, Sturt, Roberts 1974, Sjöstrand 1978, Sjöström 1983a,b, Beckholmen 1980, Hardenby 1980 m.fl.). Eftersom den allmänna geologiska bilden är så komplex måste man räkna med att olika deformativa faser har medverkat olika starkt inom skilda tektonostratigrafiska enheter och regioner. Därigenom är det svårt eller praktiskt taget omöjligt att med någon säkerhet dra paralleller mellan de deformativa mönster som präglats in i berggrunden i olika områden. Detta blir helt klart redan genom att de deformerade bergarterna tillhör olika åldersskategorier, såsom senprekambrium, kambrium, ordovicium och silur, med inslag av de successiva faser av deformation och metamorfos som i tidsföljd beskrivits i det föregående. Metamorfosen är starkast i seveberggrunden, där den normalt är i amfibolitfacies, men delvis har nått eklogitstadium. I Köli är omvandlingen vanligen amfibolitfacies. I Särvskollan har sydliga områden grönskifferfacies till lägre amfibolitfacies under det att nordliga områden genomgående visar amfibolitfacies och lokalt högre. Lägre tektoniska enheter visar grönskifferfacies eller lägre metamorfos.

Fig. 121. Granitådror i breccierad amfibolit. Åreskutan, vid den av generationer fjällbestigare nötta vägen, 1 km söder om vindskyddet på Åreskutans topp (19D 7c).

Granite veins in brecciated amphibolite, belonging to the Åreskutan Complex. Along the foot-path, 1 km S of the crest at Åreskutan (19D 7c).

MALMER SAMT INDUSTRIELLA MINERAL OCH BERGARTER

Med nutidens utveckling av teknik och industri förändras snabbt behovet av olika grundämnen, mineral och bergarter. Detta är för övrigt ett mycket starkt skäl för allsidig geologisk kartläggning, eftersom man idag inte kan förutse vilka ämnen i jordskorpan som inom de närmaste decennierna kommer att efterfrågas. Enligt tradition från tidigare tekniska utvecklingsstadier användes begreppet malm endast för sådana förekomster i naturen där någon tungmetall kan ekonomiskt utvinnas ur en ansamling av metallen i fri form eller bunden i mineral. Om man exempelvis bryter kvarts för kiselframställning betecknas inte fyndigheten som kiselmalm analogt med järn- eller blymalm utan som kvartsfyndighet. Detta vedertagna beteckningssätt har följts i nuvarande framställning. Få av de nedan beskrivna malmerna har idag ekonomiskt intresse.

Alla mineral, inklusive malmmineral, omfattas av berggrundens allmänna geologiska utveckling. Den speciella beskrivning som ägnas förekomsterna i det följande avser närmast en inrangering i den stratigrafiska och tektoniska bilden. För en mer utförlig beskrivning av den geologiska miljön hänvisas läsaren till beskrivningen i det föregående av den speciella tektoniska enhet där respektive fyndighet ligger.

Malmer

Malmerna i Jämtland kan delas in i några få typer, som i stort är bundna till någon av de kaledoniska tektoniska huvudenheternas underlag – undre skollberggrund – övre skollberggrund. Så är exempelvis underlagets och den undre skollberggrundens malmer dels fjällrandens blymalmer, dels alunskifferns uranförekomster och slutligen uran och andra malmer i det prekambriska kristallina underlaget.

FJÄLLRANDENS BLYMALMER

Längs Skandernas östra gräns förekommer en rad impregnationer av blyglans med zinkblände och spår av silver. Malmerna uppträder alltifrån Laisvall i Norrbotten till Vassbo i västra Dalarna. Även inom Jämtlands län har dessa blyimpregnationer påträffats men de har hittills där visat sig alltför små för att vara brytvärda.

Blymineraliseringen är i hög grad bunden till sandstenar i den vendisk-kambriska basala lagerserien, antingen denna uppträder autoktont eller alloktont med kort överskjutning. Malmen uppträder både som sprickfyllnader och impregnationer i sandstenslagren. Dessa tektoniskt betingade malmansamlingar tycks vara samhöriga med på samma sätt mineraliserade gångar som uppträder såväl över sandstenen som i det rotfasta prekambriska underlaget. I södra Västerbotten ligger en rad blyglansförekomster spridda i det så kallade Doroteafältet (21F–22G), vars största förekomster är Ormsjö, Lövstrand och Bellviksberg. Den sistnämnda malmen, som ligger 25 km NNV om Hoting, utanför länskartans äldre länsgräns, innehåller (Grip & Frietsch 1973) över en miljon ton malm med ca 5% Pb, 3% Zn och 21g/t Ag. Mineraliseringen uppträder splittrat i ett stort antal småkroppar i ett imbrikerat flak av Vemdalskvartsit. Förutom den dominerande blyglansen förekommer något svavelkis och zinkblände samt kalkspat.

Malmparagenesen i fjällrandmalmerna omfattar totalt blyglans, zinkblände, pyrit, baryt, kalcit, fluorit och sericit. Mineraliseringarna har företrädesvis gått in i rena sandstenar och kvartsiter men inte ir lerhaltiga sandstenar, som förefaller att ha varit alltför täta. Mineraliseringen är starkt beroende av tektonisk påverkan på berggrunden. Tektoniskt uppkrossad kvartsit är sålunda i många fall impregnerad med malmmineral, som också gärna sökt sig till zoner med bergarter med stor olikhet i tektonisk kompetens, t.ex. i närheten av block eller massiv av prekambriska kristallina bergarter.

Inom länskartans område i norr är endast några få mindre blyförekomster kända, de flesta påträffade i samband med Bolidens prospektering i området under de första åren av 1940-talet. Vid den västra stranden av Flåsjön, omkring 3 km söder om Järvsand (21F 0a), finner man sprickimpregnationer av kalcit med blyglans och flusspat i urbergets Revsundsgranit. Sprickfyllnader av basal sandsten förekommer i samma granit och därmed blir associationen till de rotfasta vendisk-kambriska sandstenslagren tydlig. Den undre skollberggrunden torde tidigare ha sträckt sig längre mot öster och dess nuvarande gräns ligger i bergbranten väster om Järvsand, där många små blyglansimpregnationer påträffats i skollans kvartsit. Prospekteringsuppslag har undersökts vid Näsbodarna (29F 9i) och vid Kärrnässjön (20F 7e). Alla de påträffade blyglansimpregnationerna i detta område

tycks emellertid vara alltför små och spridda för att ha ekonomiskt intresse.

I mellersta Jämtland, mellan Hotagen- och Mörsilförkastningarna, saknas till stor del den mäktiga basala kvartsiten och även de blyglansimpregnationer som tycks vara särskilt förbundna med kvartsiten. Endast längre västerut, inne i Oldenfönstret av övervägande prekambrisk berggrund finns mindre mineraliseringar vid Olden.

Den gamla bly- och silvergruvan vid Övre Oldån (20D 3i) ligger i kaledoniskt störd prekambrisk porfyr och uppvisar samma typ av mineralisering i sprickgångar som förekommer i fjällranden. Fyndigheten är lokaliserad till ett system av kvartsgångar som synes ha bildats i anslutning till en kaledonisk uppskjutning. I kvartsgångarna uppträder impregnationer av blyglans och zinkblände samt mindre mängder kopparkis, svavelkis och flusspat. Från brytningsförsök under 1800-talet finns uppgifter om att den utskrädda blyglansmalmen har innehållit över 700 g/t silver (Tegengren 1924). De malmförande kvartsgångarna är emellertid alltför små och spridda, varför denna malm för närvarande saknar ekonomiskt värde. Längs samma tektoniska zon, exempelvis vid Rörtjärn 5 km söder omYttre Oldsjön (20D 1h), finner man likande små impregnationer av blyglans.

Vid Mörsilförkastningen ökar den överskjutna kvartsitens mäktighet och söder om förkastningen uppträder åter blyimpregnationer. På Ramberget (18E 1d), 6 km väster om Åsarna, har Ställbergsbolaget borrat igenom ett prospekteringsuppslag, men det visade sig att en ytnära mineralisering med blyglans upphör efter någon meter och det förefaller som om endast ren kvartsit kvarstår ända ner till överskjutningsplanet mot de föga störda underpaleozoiska lagren. Sydligast i Jämtlands län ligger några små blyglansförekomster på Häggingfjället, nordöst om Lövhögen. Impregnationer finns bland annat i Storhärjåns dalgång 1,5 km OSO från Varghöjden (16D 5d), där mineraliseringen innehåller blyglans, svavelkis och kalcit.

SEVE – KÖLIBERGGRUNDENS KOPPARMALMER

Malmstråket i västra Härjedalen

De flesta kopparmalmerna i seveberggrunden förefaller att vara knutna till en lägsta sedimentserie av grönskiffer, sandsten och gråvackeskiffer. Denna serie, som här kallas Skarvarnagruppen, har stor utbredning i västra Härjedalen, där den ensam representerar seveberggrunden i den så kallade Helagsskollan. Malmerna radar upp sig i en zon några kilometer väster om Helagsskollans överskjutning över Särvskollan. Detta stratigrafiskt-tektoniska samband hade framgått av undertecknads kartläggning på 1950-talet (Strömberg 1961). Alla dessa små malmanvisningar inmutades då av Stora Kopparberg. Resultatet av SGUs senare karteringar (Sjöstrand 1975) tyder på att malmerna är knutna till vissa stråk av grönskiffer. På Skarvarnas södra del finns en avsevärd kopparmalm, som undersökts av SGU. Den innehåller mindre än 50 000 ton malm med en medelhalt av 1,6% Cu. Några kilometer nordöst om Ramundberget ligger det gamla gruvområdet (18C 1f), från vilket man hämtade malm till Ljusnedals bruk, som drevs periodvis under 1700-talet. Gruvorna bröts både på järnmalm och kismalm. I Grufvålsgruvan ligger mineraliseringarna i en 300 m mäktig grönskiffer med sandstenslager. Järnmalmerna innehåller magnetit och förekommer tillsammans med epidotskarn. Kvartsitiska lager uppvisar tunna malmlinser med 5% Cu eller mera. Även zinkblände förekommer. Malmlagren är spridda och har vardera endast några meters mäktighet. Ljusnedalsgruvorna ligger drygt 1 km söder om den nämnda Grufvålen och ytterligare några kilometer mot söder finner man gruvan i Hästkläppen. I Mittåkläppens östra sluttning har den så kallade Kläppengruvan upptagits. Vogt (1887) ansåg att alla dessa små fyndigheter ligger på samma stratigrafiska nivå, vilket förefaller i princip riktigt.

Små impregnationer av kopparkis har under karteringen iakttagits i ett stråk mot nordöst, vanligen i samband med förekomster av grönskiffer. I Gröndörrstöten (18C 4h), 7 km väster om Ljungdalen, ligger flera små skärpningar på kopparkisförande kvartsit. 3 km sydligare, på Grönfjället, finns också flera skärpningar. Malmanledningarna är enligt Tegengren (1924) bundna till en zon av kalkhaltig kloritskiffer, som innehåller kvartskörtlar och band med kopparkis samt mellan skifferlamellerna smala ränder av magnetkis och svavelkis. Av allt att döma är detta samma som ovan nämnda grönskiffer. På Vargtjärnstötens sydvästra sida (18C 4h) ligger Vargtjärns kopparkismineralisering. Där finns impregnationer av kopparkis och svavelkis i anslutning till grafitrik skiffer och kalksten, vilka bergartsled ingår i Skarvarnagruppen och troligen överlagrar grönskiffern. Den malmförande zonen har även anträffats på Vargtjärnstötens nordöstra sluttning. Längre norrut, i Härjångsfjällen och Smällhögarna, kan man följa den kisförande zonen vidare i form av svaga impregnationer av övervägande svavelkis och magnetkis med kopparkis i en kvartsglimmerskiffer. Vid Gruvsmällen (18C 8i) finns ytterligare några skärpningar, de så kallade Bünzowgruvorna.

På den västra sidan av den nord-sydliga synklinal som seveberggrunden i Helags–Ånnområdet bildar, har man också påträffat små kisimpregnationer, möjligen en motsvarighet till det östra stråket. En av dessa ligger mellan Helags och Sylarna och utgörs av en svag kopparmineralisering i glimmerskiffer. Till samma västligare zon hör möjligen även malmförekomsterna omkring 2 km väster om Handöl (19C 3g). Under 1700-talets första hälft bröts där koppar på små impregnationer av kopparförande svavelkis. Längs riksgrän-

sen väster om Sylarna ligger den långa nord–sydliga riksgränsantiklinalen. Väster om denna möter man en ny synformstruktur, som sträcker sig från Enlidvalen och söderut. I seveberggrunden närmast gränsen och nära över en basal sevekalksten finns vid Storbäcken en svavelkisförekomst med låga halter av koppar och zink. Den kan förmodas genetiskt höra samman med de beskrivna malmerna i Helags–Ånnsynklinalen.

Längre norrut, vid sjön Rengen (21E 1d) väster om Valsjöbyn nära norska gränsen, fann författaren under fältarbetet sommaren 1967 ett tunt kislager, som innehåller magnetkis samt något kopparkis och zinkblände. Det är troligen frågan om en kisförande kvartsgång som ligger lagerkonformt i en pelitisk lagerserie av metamorfa, kalkhaltiga gråvackeskiffrar. De sistnämnda växellagrar med kalkfylliter och kvartsitiska eller arkosartade bankar. Hela lagerserien är rättvänd och stupar mot norr. Den underlagras av amfibolit och kvartsitisk glimmerskiffer och förefaller att tillhöra seveberggrunden analogt med exempelvis Skarvarnagruppen.

Lunndörrens kismalm

Särvskollan saknar i stort sett malmer men kisförekomsten i Lunndörrspasset (18D 2h) är ett undantag. I kanten av en av Särvskollans talrika gångar av Ottfjällsdiabas ligger en ansamling av svavelkis med insprängd kopparkis och nickelhaltig magnetkis. Diabasgången stupar mot väster och malmen är lokaliserad till gångens liggande kant. Kismineralen är dels insprängda i diabasen, dels samlade till stora körtlar. Magnetkisen förekommer mest i en skiva några meter från diabasens liggande kontakt mot sidoberget. Förekomsten är ogynnsamt belägen i den U-formade jökeldalens närmast vertikala västra vägg, omkring 40 m över dalens botten. I mitten på 1800-talet bröts där först något kopparmalm och senare även den nickelhaltiga magnetkisen (Vogt 1887, Tegengren 1924).

Det faktum, att malmen ligger ansamlad vid diabasens liggande, tyder på att en gravitativ separation skett. Diabasens kemiska sammansättning i gångar på Middagsvålen (Strömberg 1969) tyder också på att diabasen har stelnat i lutande gångar. Malmen i Lunndörren kan vara synmagmatisk med Ottfjällsdiabasen, vilken har daterats geokronologiskt (Rb-Sr) till 750±250 milj. år (Claesson 1976). Mineralassociationen överensstämmer delvis med mineralen i Helagssynklinalens malmer. Även om dessa ligger i en högre tektonisk enhet kan ett genetiskt samband i ursprung och tidpunkt föreligga.

Åreområdets malmer

Seveberggrunden i Åreområdet bildar en stor skålformig struktur med Åreskutans massiv liggande i skålens centrala del. Åreskutans topp bildar en högre tektonisk enhet. Berggrunden i den lägre enheten är ganska genuin Seve, sammansatt av kalksilikatgnejser med metapeliter, grönskiffer, kristallin kalksten, amfibolit och ultrabasit. Helfrich (1967) och Grip & Frietsch (1973) uppfattade närmast seveberggrunden där som en metamorf motsvarighet till kölizonen och man föreslog en ordovicisk ålder. Malmerna är delvis knutna till kalkstenar. Många av dessa kalkstenar i seveberggrunden tycks emellertid vara föga uthålliga. Det finns laterala övergångar i sedimentär facies mellan kalksilikatgnejs, metakalksandsten och kristallin kalksten. Detta förhållande är särskilt tydligt i området norr om Kallsjön. Som tidigare framhållits tycks dock uthålliga kalkstenar markera vissa utbredda förändringar i sedimentationen vid både basen och toppen av seveberggrunden i Jämtland. Åreområdets malmer ligger samlade i en halvcirkel åt öster, där de enskilda malmkropparna ligger skiktvis och har en stor utbredning i sidled. Endast de tre viktigaste av de gamla gruvorna har markerats i länskartan.

Bjelke gruvfält (19D 9d), som började brytas 1742, ligger 3 km söder ut från Huså hytta, på en höjd av 250 m över Kallsjön. Malmen uppträder i två långa lagerkonforma stråk ”falband” som har kunnat följas en halv kilometer i strykningsriktningen mot sydöst. Varje malmlager är endast några meter mäktigt och innehåller impregnationer av magnetkis, svavelkis och kopparkis samt zinkblände, i ett gråberg av kvartsglimmerskiffer och amfibolitskiffer.

Fröå gruvfält (19D 7e) ligger i låglandet öster om Åreskutan. Malmzonen böjer av från rakt nordlig strykning i söder till nordvästlig i fältets norra del och lagren stupar 20–30° mot väster och sydväst inåt Åreskutan. Också i detta område fördelas malmen på ett flertal, endast några meter mäktiga falband med insprängda malmmineral. Associationen är kopparkis med svavelkis och magnetkis samt ställvis bornit, med något olika fördelning i respektive falband. Bergarterna är kvartsitisk skiffer samt grå, glimmerskiffrig, kalkrik gnejs. Vid fältets huvudgruva, Gustavsgruvan, har två falband blivit brutna tillsammans.

Gruvorna i Åre har brutits från mitten av 1700-talet fram till 1919 och har lämnat omkring 3 000 ton koppar (Grip & Frietsch 1973). Flera smärre malmimpregnationer finns i området öster om Åreskutan. De tycks alla vara av samma typ som vid de beskrivna gruvorna, med relativt tunna falband.

Frostvikenområdets malmer

Under det att malmerna i den södra delen av länet ligger i seveberggrund uppträder Frostvikenområdets kopparmalmer i köliberggrunden. Den största malmfyndigheten i området är Stekenjokkmalmen (23E 3g), som varit föremål för omfattande undersökningar (Zachrisson 1970). Den ligger jämte tillhörande nordligare Levimalm till största delen inom Västerbottens län och endast den sydligaste änden av Stekenjokkmalmen når innanför den jämtländska länsgränsen. Malmen hör samman med en serie vulkaniter med inslag av grafitförande, sedimentära skiffrar. Vulkaniterna är natronrika, vita kvartskeratofyrer, som regelbundet innehåller inlagringar av basaltiska grönskiffrar. En växlande uppblandning med sedimentärt material markeras av övergångar till tuffiter. Det rent sedimentära inslaget av grafitrika skiffrar är särskilt starkt vid malmkropparna. Intrusiv av gabbro förekommer som lagerkonforma sliror eller linser i lagerserien.

Bergarterna i Stekenjokkområdet har utsatts för tektoniska och metasomatiska omvandlingsprocesser i samband med den kaledoniska veckningen. Därvid har särskilt de mjuka, grafitrika skiffrarna reagerat på deformationen och delvis smörjts ut till grafitskölar. Genom metasomatisk omvandling har vulkaniterna intill malmerna i viss mån övergått till sericitskiffrar (s.k. malmkvartsiter). Stekenjokkmalmen ligger som en flack linjal med nordlig strykning men mycket oregelbunden detaljutformning. Mineralassociationen är svavelkis, kopparkis, zinkblände och magnetkis samt något blyglans. Silver förekommer till ca 50 g/ton. Zachrisson (1970) skiljer ut tre malmtyper:

1. En blötmalm av övervägande finkornig FeS_2, med omkring 30% S samt Cu och Zn i varierande halter.

2. En kopparhårdmalm i ljust berg, innehållande rika impregnationer av kopparkis och magnetkis i malmkvartsit.

3. Övriga impregnationsartade malmer.

Stekenjokkmalmen beräknades 1966 innehålla mer än femton milj. ton malm av medelhalt, 1,46% Cu, 3,03% Zn och 0,31% Pb. Malmkroppen har senare följts med borrningar vidare flera kilometer mot söder.

Ankarvattnetmalmen (22E 9d) ligger 30 km söder om Stekenjokkgruvan. Den tillhör samma malmprovins som Stekenjokkmalmen, men malmen ligger här i en kalkfyllit av silurisk ålder. Kalkfylliten tillhör en lägre tektonisk enhet inom kölikomplexet. Magnetkis och svavelkis är dominerande i respektive norra och södra delarna av malmkroppen, som har kunnat följas 600 m. Ankarvattnetmalmen har beräknats innehålla omkring 800 000 ton malm med approximativt 0,5% Cu, 5% Zn samt något bly och silver.

Jormlimalmen (22E 6c) ligger vid Jormsjöns norra del, 50 km söder om Stekenjokk. Geologiskt står den nära Ankarvattnetmalmen och innehåller omkring 500 000 ton malm av samma typ som denna. Bland Frostvikenområdets många mindre prospekteringsuppslag som undersökts av SGU märks Björkvattnetförekomsten, vilken ligger 25 km nordväst om Gäddede. Malmkroppen innehåller omkring 90 000 ton med endast 0,8% Cu och 0,3% Zn.

Peridotitanslutna malmer

I seveberggrundens övre del uppträder spridda förekomster av olivinsten och peridotit med växlande grad av serpentinomvandling. Ultrabasiterna bildar linsformade kroppar som vanligen har en utsträckning mindre än en kilometer. Peridotiterna innehåller små mängder krommagnetit och kromit. Vanligen är peridotitens olivin mer eller mindre starkt omvandlad till serpentin, varvid frigjort nickel övergått till nickelhaltiga sulfider. Peridotit kan därigenom innehålla 0,3% Cr och 0,2% Ni. Fyndigheterna vid Röfjällsgruvan (22E 7f) har brutits på krom och Lejarklumpen (22E 8g) har provbrutits på nickel. Vid förekomsterna av ultrabasiska bergarter uppträder magnesit sekundärt på några ställen. Flera mindre förekomster ligger i Frostviken, såsom Lillklumpsberget och Junsterklumpen norr om Gäddede och Lermon 25 km nordväst om Gäddede.

MALMER I DEN UNDRE SKOLLBERGGRUNDEN

Uranimpregnationer uppträder i två tektoniskt störda urbergsområden inom fjällberggrunden, Oldenmassivet och urbergsområdet öster om Storsjö Kapell. I båda fallen tycks impregnationerna vara förknippade med tektoniska rörelser, varvid uranmineralen gått in i genomsättande sprickor eller breccierad berggrund.

I *Oldenfönstret* finns flera mineraliseringar i den nordvästligaste delen, vars berggrund kännetecknas av små överskjutningar och delvis brant förskiffring. Förekomsten i fjället Sjaule (21D 3e), nordväst om Burvattnet ligger nära en relativt stor överskjutning i den undre skollberggrunden. Samma överskjutning möter man också vid Flistjärn (20D 9b), öster om Torrön, där en mindre liknande uranimpregnation påträffats. Överskjutningen markeras genom de basala lagren av den underpaleozoiska serien, som ligger inklämda mellan ett undre och ett övre flak av prekambrisk porfyr. I den nordöstra delen av Oldenfönstret ligger två uranmineraliseringar omkring 10 km väster om Rörvattnet i en delvis breccierad Oldengranit (20E 9a). Uranfyndigheterna vid Lilljuthatten ligger i mineraliserade sprickzoner i Oldengranit, mellan två diabasgångar som genomsätter graniten (Troëng 1982). Vid *Storsjö Kapell* (18D 4e) i sydvästra Jämtland har ett par prospekteringsuppslag undersökts av SGU. Uranmineraliseringen har där koncentrerats till den

mylonitiska zonen mellan Särvskollan och underliggande röd granit av Rätantyp.

Små järnförekomster finns på flera håll. Vid *Oldklumpen* (20D 4h), 8 km nordväst om Olden, finns en liten skärpning på magnetitansamlingar i gabbro. *Vemdalens järnmalm* (17E 5a), som beskrivits i det föregående, uppträder i autoktona lager med mycket begränsad utbredning. Under kanten av kvartsitskollan sticker en smal rand av dessa sannolikt vendiska (eokambriska) lager fram sporadiskt längs några kilometer. Några få meter av växellagrande lerskiffer och hämatitförande sandsten kvarstår (Tegengren 1962).

URANFÖRANDE ALUNSKIFFER

Kläppeskiffern, den kambriska (-ordoviciska) alunskiffern, har genom sin halt av uran på senare år blivit föremål för intresse. Dess ekonomiska värde har länge utnyttjats inom flera områden. Namnet kommer av att man i gamla tider (Hülphers 1775) utvann alun, $KAl(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$, genom luftning och urlakning, varvid skifferns svavelkis oxiderades till svavelsyra, vilken löste ut aluminium och kalium ur skifferns lermineral. Skiffern förekommer i Jämtland i den korttransporterade lagerserien längs yttre fjällranden från norra länsgränsen och söderut till Klövsjö. I södra Härjedalen finns den åter i ett begränsat område omkring Glöte. Den finns i allmänhet också representerad i den undre skollberggrundens underpaleozoiska lager vid riksgränsen, men saknas till största delen söder om Mörsil-Hoverbergsförkastningen. Norr om Hotagenförkastningen tycks också alunskiffer saknas i västliga områden. Förekomsterna av alunskiffer i Tåsjöområdet norr om länsgränsen har utretts vid upprepade tillfällen (t.ex. Asklund & Thorslund 1938, Armands 1972, Gee 1972). Genom omfattande borrningar av SGU under 1970-talet, företrädesvis i mellersta Jämtland, har skifferns utbredning undersökts (Gee m.fl. 1979–1982). Det har visat sig att den, delvis genom tektonisk sammanskjutning, har en stor mäktighet i Myrvikenområdet och att den därtill i just detta område har en hög halt av bitumen och kol och relativt hög halt av vanadin. Uranhalten varierar (150–225 ppm) men halten av vanadin (0,2%) och molybden (3–400 ppm) når förhållandevis höga nivåer.

Industriella mineral och bergarter

TÄLJSTEN

I hundratals år har man i Skandinavien använt täljsten till husgeråd och eldsäkra infodringsstenar. Handöls täljstensbrott har troligen bearbetats redan under 1500- och 1600-talen. I Kungliga Vetenskapsakademiens handlingar av år 1742 är detta stenbrott beskrivet. Det var ingen enhetlig brytning utan – som Hülpers (1775) berättar – rättigheten att bryta täljsten i Handöl tillhörde byar runt Ånnsjön ”Handöls, Tångböle, Walloms, Bunnerwiks och Wiks byamän”, som alla bröt sten i varsin grop. ”Tingslags-Sigillet vittnar, at denna Handtering är uråldrig. Man har ock häri negden funnit lemningar af fordna Arbets- eller Panne-hus med tjock torf och stor skog beväxte” (Hülpers 1775). I Handöl tillverkades ”allehanda nyttiga arbeten av pannor, grytor, kakelugnar, stoder m.m”. Enligt sägen skall dopfunten i Trondhjems domkyrka vara tillverkad av sten från Handöl. I första hand sålde man täljstensföremål i omkringliggande bygder, men från mitten av 1700-talet ökade exporten till Ångermanland och vidare söderut. År 1895 inköptes täljstensbrottet av ett Stockholmskonsortium och man bildade år 1900 ”Handöls Täljstens och Vattenkraft AB”. Av täljstensmaterialet tillverkades bl.a. vedkaminer och i nyare tid elektriska kaminer och öppna spisar. Det gamla täljstensbrottet är nu utbrutet. Brytningsområdena har flyttats längs ultramafitstråket mot sydöst. Täljstenen synes ha utgjort en körtel av hydrotermalt omvandlat ultrabasiskt material. I strykningsriktningen mot norr fortsätter en kalkstensbank ungefär på täljstenens nivå. Denna kalksten, som till synes ekvivalerar täljstenen, fortsätter sporadiskt i spridda blottningar i gränsen mellan Seve och köliskiffrar runt omkring hela Tännforsfältet. Även vid peridotiterna i norra Jämtland finns mindre förekomster av täljsten samt även magnesit som sekundär produkt. Olivinsten har brutits för tillverkning av högtemperaturbeständigt magnesiategel.

GLIMMER

Under andra världskrigets år av avspärrning från världsmarknaden uppstod inom landet behov av glimmer för tekniska ändamål. Då inventerades bl.a. några förekomster i Frostvikenområdet, omkring 20 km norr om Gäddede, där man i sevegnejserna funnit produkter av hydrotermal glimmerbildning. Vid Norra Väktarklumpen (22E 5g) finns flera små skärpningar där små mängder muskovit brutits. Före-

komsterna befinner sig i en miljö av kraftigt metamorfoserad seveberggrund, innehållande ljus granatgnejs, mörk amfibolit, ultrabasit samt ljus glimmerskiffer. Den ljusa glimmer som brutits uppträder som pegmatitskarn, vanligen i ljus, laminerad metavulkanit och gärna i anslutning till peridotit. Denna bildar vanligen stråk med relativt stor uthållighet, konformt med sediment och metavulkaniter. Bergarternas allmänna strykning i detta område är V–VNV, vilket markerar en tvärveckning. Även söder om Väktardalen har glimmer brutits vid Avardo i en analog geologisk miljö. I närliggande del av seveberggrunden har *asbest*, som metamorf bildning i peridotitmiljö, brutits vid Riksvardo (22E 6h) och Grutjenvardo, omkring 25 km nordöst om Gäddede.

HÅRDSKIFFER (FINNSÄTERSKIFFER)

En av de stora överskjutningarna i Skanderna ligger, som ovan nämnts, vid gränsen mellan den undre och den mellersta skollberggrunden. I den mellersta skollberggrundens undre del uppträder mer eller mindre mylonitiska skiffrar av växlande mäktighet och de överlagras av metamorfa skiffrar, hårdskiffrar, som i västra Jämtland tillhör den lägre delen av Offerdalsskollan. De utgör ett slags valsningsprodukt efter den stora överskjutningen. Dessa skiffrar har av Asklund (1938) betraktats som rena mylonitbergarter med starkt inslag av krossade graniter. Den kemiska sammansättningen antyder snarare att de har sedimentärt ursprung. Hårdskiffrarna synes också ha kvar vissa strukturdrag, t.ex. klastiska korn, som vittnar om ett sedimentärt ursprung. Den primära växellagringen mellan leriga och sandiga skikt avbildas i den nuvarande skiffern som skikt rika på glimmer respektive kvarts och fältspat. Glimmerskikten, som återkommer med några millimeters till centimeters intervall är utslagsgivande för klyvbarheten hos skiffern. Den är grå eller grågrön i varierande mörka nyanser. Ytterst viktig för kvaliteten är skifferns planhet. Ett litet kinkveck eller en kvartsfylld spricka kan framtvinga kassation av flera kubikmeter skifferberg. För närvarande bryts den hårda skiffern endast vid Finnsäter (20E 2a). Brytning har också bedrivits i Lien söder om Landögssjön och på flera ställen norr om sjön. Tillgångarna synes vara goda eftersom skiffer av denna typ har ganska stor utbredning, ej endast i den nämnda södra delen av Ansättenutliggaren utan även söder om Mörsil och i begränsade områden mot väster (Gråsjön vid Kallsedet) och norr (Hotagen).

KVARTSIT

I centrala Jämtland är det ont om hållbart bergmaterial för krossgrustillverkning. Morän- och gruslager där innehåller övervägande alltför mjukt stenmaterial för användning till betong och makadam. Till krossning har man därför använt Kyrkåskvartsit i Rannåsen, 10 km norr om Östersund och vid Ljusberget (19E 3j) samt vid Storhögen väster om Kyrkås, där begränsade uttag fortfarande sker.

Vemdalskvartsiten i länets södra och norra delar är normalt ljusgrå eller gulvit och ger ett utmärkt krossmaterial för ytbeläggning som ljust slitskikt på asfalterade vägar. Skollans berggrund (den undre skollberggrunden) är grovt breccierad flera tiotal meter från basen och uppåt. Genom att bryta kvartsiten vid skollgränserna i Bingsta (18E 2e) och Kläppberget (18E 0h) har man kunnat få en delvis för-krossad produkt som ändå har god slitstyrka i vägbanan. Brytningen har nu avslutats vid Bingsta och flyttats till Kläppberget. Även om kvartsitlagren just vid dessa brytningsplatser, som ligger i utliggare av skollan, snart kommer att sina torde tillgången på Vemdalskvartsit vara närmast obegränsad om man tar hänsyn till de stora förekomsterna i Härjedalen och norr om Strömsund. Väster om Alanäs fick man exempelvis i samband med en ny vägdragning under 1970-talet en stor materialvolym från den i väglinjen utsprängda kvartsiten (fig. 32), som sedan krossades och användes till vägbeläggning.

Under andra världskrigets avspärrning uppstod ett behov av bergkristall (kvarts) inom landet. Bergkristall bröts i små mängder bl.a. vid Åkersjön och Bakvattnet (20E 5d) i Offerdal. Bergkristall uppträder som sprickfyllnader i omvandlade skiffrar.

KALKSTEN

Kalksten har brutits i Brunfloområdet sedan mycket lång tid. Ett bevis för detta är äldre byggnader som murats av kalksten. Klockstapeln vid Brunflo kyrka, vilken egentligen är ett försvarstorn (kastal), har antagits vara uppförd i början av 1100-talet. I mitten av 1800-talet tog stenindustrin fart vid Brunflo och produktionen ökade särskilt snabbt vid sekelskiftet. Stenindustrin vid Brunfloviken har betytt mycket för den ekonomiska utvecklingen i hela Östersundsområdet.

Ett av de äldsta brotten för ordovicisk kalksten ligger i Fugelsta på den västra sidan av Brunfloviken. Därifrån har byggnadssten fraktats per båt till Östersund. Öster om Brunflo ligger en rad av kalkstensbrott på den höjdrygg som går parallellt med och omkring 1 km nordöst om Brunfloviken. Där ligger brotten, Gusta, Lunne, Gärde, Åkre och Vamsta. På olika nivåer bryter man grå, gråröd eller röd kalksten. Färgvariationerna är ej helt förknippade med den stratigrafiska nivån även om de röda kalkstenarna allmänt sett ligger under de grå. Gustabrottets kalksten var ljust grå under det att den grå kalkstenen i Vamstabrottet var mörk, och som polerad nästan svart. Den ordoviciska kalkstenen visar genomgående en växellagring mellan karbonatrika och skifferrika skikt. Därigenom framträder en påtaglig mäktig

bankning med kalkstensbankarna vanligen 0,6–1,6 m mäktiga. Underordnade mellanliggande skifferrika skikt ger flera men svagare spaltytor med minsta bankar på 0,1–0,2 m. De ordoviciska kalkstenarnas halt av $CaCO_3$ växlar mellan 70 och 90%. (Shaikh m.fl. 1989)

I den västra delen av mellersta Jämtland har den siluriska Bergekalkstenen stor utbredning. Den passar mindre bra som byggnadssten eftersom den saknar den ordoviciska kalkstenens regelbundna bankning och förklyftning. Genom sitt västligare läge i den undre skollberggrunden har denna kalksten blivit starkare tektoniskt påverkad än den korttransporterade Brunflokalkstenen och innehåller en mängd öppna eller kalcitfyllda oregelbundna sprickor. Bergekalkstenen har vanligen en låg halt av lermineral, men i den kompakta kalkstenen utgörs normalt mer än 90% av karbonat, därav upp till 10% som $MgCO_3$. Bergekalkstenen har använts för bränning till jordbrukskalk samt i cellulosaindustrin för sulfitlutstillverkning. Stenbrotten vid Åse, Åslägden och Mattmar är för närvarande nerlagda.

SUMMARY

Orogenic development in the Scandes

In the Baltic Shield the Scandinavian Caledonides (Scandes) form a rim of bedrock deformed in Lower Palaeozoic time. The designation ”Skanden” (Engl. Scandes) for the Scandinavian Caledonides was first used by Ljungner (1950) and Strömberg (1955).

Long before the Caledonian movements took place, the early Laurentian Shield and the early East European Platform had been aggregated during the Grenvillian–Sveconorwegian orogeny, 1000–800 million years (Ma) ago. Later, in post-Grenvillian time, more anorogenic conditions with intracratonic basins seem to have prevailed during the sedimentation of late Riphean ”Sparagmite” basinal deposits, now found mostly in the Hotagen, Offerdal and Särv nappes. These sequences were deposited upon extensively eroded igneous and metamorphic rocks from the Svecokarelian, Post-svecokarelian and Grenvillian orogenies.

The presence of tillites and tilloids in the Hotagen and Särv nappes suggests a period of possible subarctic climate in the time span 750–650 Ma. Whether or not the glaciation was connected with a semipolar position for the Laurentian – Baltic megaplatform has been questioned (Bylund 1984). A trans-continental rift appears to have opened in the Laurentian–Baltic megaplatform in late Precambrian time (Gee 1975b) at about 650 Ma (Claesson 1983). Ocean-basaltic intrusions then occurred along the rift, evidenced by the numerous dikes of Ottfjället dolerite in the Särv Nappe (Strömberg 1969, Solyom et al. 1980). Along this rift zone a pre-Caledonian Iapetus Ocean formed during subsequent events connected with global platetectonic crustal movements, when the Iapetus probably moved successively to a sub-equatorial position. In the Atlantic region, tectonic movements of the Avalonian–Cadomian–Pan African orogeny occurred at about the same time, 645–615 Ma (Strachan-Taylor, 1990).

The Iapetus Ocean seems to have been connected with a Tornquist ocean basin which formed a branch from Iapetus between the African Platform and the East European Platform (Strömberg 1981). Inside these pre-Caledonian ocean basins there were probably also other microcratonic cores, which took part in the early Caledonian development and later became involved in the final Caledonian pattern. The cratonic core, which now forms the pre-Caledonian part of the Baltic Shield with adjoining parts of the East European Platform, has been called Baltica (Gee & Sturt 1985). During the early stages of Caledonian orogenesis this Baltica craton appears to have been involved in several phases of ocean spreading and plate subduction and in consequence has been transported one or more times over parts of the globe (Stephens 1988).

Some features in the Seve rocks indicate that much of this amphibole-rich rock may have formed during a phase of ocean spreading (Strömberg 1969) in distant oceans, which to a certain extent could have proceeded during Cambrian time. In late Cambrian time this was replaced by a phase of subduction evidenced in the higher nappes, and that process continued in early Ordovician time with partly ophiolitic volcanism recorded in the Seve-Köli units and rocks displaced in successive movements in parts of the Caledonides. This has been called the Finnmarkian phase with an age of about 530–500 Ma (Sturt, Pringle & Ramsay 1978 , cf. Krill et. al. 1987).

Subsequently, in the late Ordovician, some movements

followed in the Lower Allochthon of Jämtland at about 440 Ma. This resulted in raising of the land and local erosional effects as for instance in some regions of the Olden Window. During most of the Silurian time subduction, island arc volcanism and sedimentation proceeded, mostly in subtropic oceans as evidenced in the Köli nappes.

In late Silurian to Devonian times the Laurentian and East European platforms finally collided during the Scandian phase at about 400 Ma. The rim of Baltica then became imbricated and formed the Lower Allochthon, which was buoyant on the Foreland. The higher nappes appear to have glided gravitationally eastwards on the westward thickened and sinking Lower Allochthon.

A late deformation by extension tectonics occurred and thrust faults of extension are visible, especially along the large culminations. From the Olden Window, features of extension tectonics have been recognized by Sjöström (1988). Post-caledonian erosion began already in Devonian time and basins in the Scandes filled up with sediments. One of these basins is situated at the Norwegian lake Röragen, to the west of Fjällnäs. These Middle Devonian sediments became faulted and somewhat thrusted during a weak, probably Devonian, last orogenic phase (Roberts 1983).

Regional tectonics

An extensive nappe structure is characteristic of the Scandes and a complex of subhorizontal thrust sheets is particularly conspicous in the eastern, Swedish part of the mountain chain. In the Jämtland area one can discern and trace the different nappes intermittently along the Caledonian zone. Most of the thrust movements have proceeded eastwards over the margin of the Baltic Shield. A regional tectonic participation of thrust units has produced a few principal tectonic complexes with mutually different tectonic behaviour:

During a late phase in the Caledonian orogeny, the Baltic Shield, i.e. the westernmost part of the East European Platform, constituted a foreland with a thin lowermost sequence of Lower Palaeozoic sedimentary rocks lying undisturbed (autochthon). According to many observations along the Caledonian margin the surface of this autochthonous foreland dips increasingly steeply westwards beneath the Lower Allochthon (LA).

Over the autochthonous Precambrian basement and basal sedimentary strata follows the imbricated LA complex. Precambrian crystalline rocks, late Precambrian (Riphean–Vendian) sedimentary rocks and Lower Palaeozoic strata are stacked together in this tectonic unit, where it is widely distributed from the easternmost Scandian margin where the foreland disappears, to the Swedish/Norwegian frontier in the west. In synformal zones the LA is hidden beneath the thrust sheet complex of higher allochthonous nappes. In the higher nappes cover of antiformal structures form windows of LA, in which Proterozoic basement and Lower Palaeozoic strata are exposed. Thus, all the large windows, e.g. Sylarna, Mullfjället and Olden, are parts of the LA.

The LA unit described is deformed by small thrust faults, limited faults and extensive folding. As an effect of differences in competence, deformation is most intense around thick bodies of Precambrian crystalline rock. Basement shortening with stacking tectonics is the main model for the deformation in the LA. Lower Palaeozoic strata, especially Ordovician, show sedimentary facies changing westwards, as Ordovician limestones in the east are replaced by shales and greywackes in the west.

The Higher Allochthon comprises a tectonostratigraphic pile of metamorphic nappes, which have been thrust upon the LA during a major thrust displacement of Upper Silurian to Devonian age. Most of the nappes contain rich spectra of rock sequences. Precambrian crystalline rocks seem to occur in nearly every nappe, between which there are mutual differences in tectonic structure, deformation and metamorphism. A characteristic geographic name has been given to each individual nappe. Thus the Hotagen, Offerdal, Särv, Helags and Trondheim nappes represent different tectonic units.

As a model, generalization can be used to simplify the tectonic situation of the different nappes by placing them partly side by side in a far western primary position. The Hotagen Nappe may thus be regarded as a more westerly continuation of the LA, or as an eastern part of the Offerdal Nappe. The latter may be said to be a more easterly mylonitic basement part of a sole thrust for the Särv Nappe. The Särv itself is defined by the dolerite dykes, which appear only there. The Seve could be a westward continuation of the Särv Nappe, partly on the ocean floor and with contributions from unknown microcontinents. The Köli nappes contain parts deposited in island arcs remote from the East European Platform (Stephens 1988).

If these nappes of the Higher Allochthon were placed side by side in this way they would probably cover 1000 km, a figure which also may be considered as a minimum measure of the total tectonic transport magnitude.

Regional stratigraphic calculations are difficult because

of the wide extension of the nappes in earlier stages of development. However, a general feature of the LA is that Silurian rocks were hardly ever deposited outside the central region between the Hotagen and Persåsen faults, described below. The extensive shortening of this tectonic unit suggests a central Jämtland basin during Silurian time, elongated in a roughly E–W direction (Strömberg 1974).

Some of the nappes in the Upper Allochthon contain several integrate subunits such as the Helags Nappe, which comprises a couple of Seve nappes and Köli nappes. Ophiolites, represented partly by ultramafites, occur mainly in the uppermost zone of the Seve. The Köli nappes contain Lower Palaeozoic sequences with volcanic rocks of Ordovician and Silurian age.

Three main geographical-geological regions can be distinguished in Jämtland, found along the axis from south to north and separated by two major faults striking about NW. A linear structure through Mörsil–Persåsen–Berg (19D–18E) gives the location of the southern fault while the northern fault runs parallel along the Hotagen–Gåxsjö (21E–20F) line. Differences in tectonostratigraphic development can be attributed to these faults, which are components of a regional lineament pattern in the western part of Fennoscandia (Strömberg 1976). These faults may have existed and permitted disturbances from Precambrian through Caledonian to post-Caledonian times. Interactions between steep fault zones of different depths and the thrusting movements play an important but neglected role in orogenic development.

LOWER ALLOCHTHON (LA)

According to our investigations, all rocks west of the eastern Scandian margin (Fig. 2 and profiles) are allochthonous in relation to the eastern Foreland. The allochthonous tectonic unit below the metamorphic nappes is the Lower Allochthon (LA).

The LA is characterized throughout by a general thick-skin tectonic, in which elevated slabs of basement are included in the LA tectonic unit. Beside this and on a lesser scale, some kind of a softer, thinskin tectonic is also visible, especially inside the separate stratigraphic units.

Contrasts in competence between different rocks are important for the development of the complicated tectonic pattern in the LA. Rigid quartzites and basement porphyries appear together with soft metasediments such as Lower Palaeozoic shales and limestones.

EASTERN RIM OF THE LOWER ALLOCHTHON

One of the most obvious thrust situations is found in southern Jämtland, where the LA, composed mainly of Vendian to Lower Cambrian Vemdalen Quartzite, is thrust over and now rests upon autochthonous Precambrian crystalline rocks or Lower Palaeozoic strata. This southern part of the Scandian margin is a classic area for Caledonian geology in Scandinavia. In the region between Glöte and Vemdalen, early investigations were made by Schiötz (1883), Svenonius (1881), Högbom (1920), Törnebohm (1896), Frödin (1922) and Asklund (1933).

In this south Jämtland region called Härjedalen, the Vemdalen Quartzite of the LA is isoclinally folded, partly together with its base of Early Proterozoic Östberget Porphyry and occasionally granite or Precambrian dolerite. The amplitude of this folding is 100–500 m. Exceptionally, Lower Palaeozoic rocks also occur in the LA nappe. In comparison with central Jämtland, the Vemdalen Quartzite is much thicker here, reaching to 600 m. This seems to be one reason why the sole thrust of La is especially well defined under this nappe of quartz-rich, tectonically competent rocks.

According to the width of the LA nappe in outlying Klippes and along valleys in this area, the thrust transport towards E–SE must have been at least 30 km in magnitude for the frontal section. As most layers in the nappe are dipping westwards, 30°–80°, there is an important imbricative shortening with thrust faults and isoclinal folding inside the nappe. For the western parts of the LA, this implies even still longer transport distances, probably 50–200 km.

Autochthonous rocks, mainly Precambrian granite and rhyolite, are visible in the valleys eroded through the front of the LA nappe. In the region between Ránddalen and Klövsjö (17D) the autochthonous Lower Palaeozoic sequence is missing. In Klövsjö a NW fault seems to separate a northern region with more than 50 m of autochthonous Lower Palaeozoic strata from the mentioned southern region without L. Pal. rocks. Possibly a phase of faulting and erosion has operated in Ordovician–Silurian time.

In Vemdalen (l7D–E) there are autochthonous beds of an oölitic iron ore with intercalated sandstone. These beds were ascribed by Tegengren (1962) to the late Precambrian age.

North of the Persåsen fault (18E–l9D) in the central Jämtland region, the thickness of the Vemdalen Quartzite is reduced and the Lower Palaeozoic sequence is more completely developed. In the same area, a change to more homogeneous deformation is visible in the LA tectonic unit. More small thrusts, faults and a softer folding characterize this part of the LA. A great deal of the thrust movement may have occurred in soft short-transported shales of the sole thrust.

North of the Hotagen fault (20E) the thickness of the Vemdalen Quartzite gradually increases and the eastern thrust front becomes more similar to the above described LA nappe front in southern Jämtland. North of Strömsund (20F) the Vemdalen Quartzite with basement granites and Lower Palaeozoic rocks again form a LA nappe of high tectonic competence, thrust upon less deformed, autochthon Lower Palaeozoic strata and the mainly granitic basement of the foreland. Only the uppermost short-transported units of these foreland rocks have been deformed there. East of Alanäs (21F) deformed granitic mylonites are found as imbricated near the base of the LA nappe. In this region, lead mineralizations appear, which are analogous to those of Laisvall and Vassbo (cf. Tegengren 1962).

SOLE-THRUST WITH A WESTWARD DIP

As a result of 400 million years of post-Caledonian erosion the surface of Early Proterozoic rocks, which predominate east of the Scandes, has been selectively eroded according to an old pattern of faults and shear zones. Only on the tops of the mountains in the Foreland does an early surface remain and which may be regarded as a sub-Cambrian peneplain, roughly parallel to the LA basal thrust.

Strömberg (1955) calculated the dip of the sole thrust plane on the basement east of Hede (17D) to be at least 0.5° to the west, while in the Ormsjö area in southern Västerbotten, Du Rietz (1960) estimated the angle of dip westwards to approximately 1°. Ljungner (1950) compared the westward tilted sub-Cambrian surface in the Scandian marginal zone of Lapland with other observations in Jämtland. He objected to Asklund's idea (1938) of a Cambrian coastal shelf surface and demonstrated that a certain inclination causes the peneplain to lie over the eastern Precambrian hills in the Lockne area.

In the sub-Cambrian basal surface, several geologists have drawn attention to a gradient of the same magnitude of dip to the westnorthwest outside the Scandian front. Frödin (1922) found the upper levels of Precambrian in that region to be relatively uniform in height, forming a surface which he regarded as a sub-Cambrian peneplain, now tilted to the NW. Du Rietz (1960) also presumed it to be a tilted surface, but with a Precambrian relief, as Cambrian strata of different ages in the Bingsta region (18E) in places are pinching out on the hillsides.

Karis (Karis-Strömberg, in prep.) has registered a northwestward dip of the sub-Cambrian surface of about 0.6°. In a WNW section at Skålan, north of Åsarna (18E) the basement contact drops 62 m in 6 km and in a NW profile between Bingsta and Hoverberget (18E) the corresponding figures of basement drop is 112 m in 11 km.

Later geophysical findings further confirm a general dip westwards of the sole thrust below the LA (Palm et al. 1991). To the west of Järpen (19D) the sole thrust may lie tens of km deep, with a steepening dip westwards.

BASEMENT AND LAYERED ROCKS IN CRUSTAL STACKING TECTONICS

Inside the wide complex of the LA there are many instances of how Precambrian slabs or massifs have been thrust up into the imbricated tectonic unit. The bodies of Precambrian rocks have all possible dimensions, ranging in size from a few metres to massifs measuring several kilometres in cross section. A kind of thick-skin tectonics with basement involved in stacking and sliding seems to be the main kind of major deformation. A real thin-skin tectonic style seems to have been developed only locally, inside parts of the wide LA unit.

Among the Precambrian rocks there are a few lithostratigraphic units which will be dealt with in the following.

Porphyritic rhyolites and granites are the main constituents of the post-Svecokarelian Dala sequence (Lundquist 1979), in which the rhyolites are rather heterogenous but here are generally called Östberget Porphyry, after Östberget hill on Frösön, west of Östersund (19E 1h). These Östberget porphyric rhyolites are widespread in LA of southern and central Jämtland. The rocks are mostly dark, reddish brown, greyish or greenish in colour. In a subcrystalline matrix of mainly quartz, feldspars and micas with some epidote and ore, there occur 1–5 mm phenocrysts of oligoclase and quartz. Volcanic features such as ignimbrite structures are fairly common, but semisedimentary layering also occurs (Fig. 4).

Granites of various kinds and origin locally occur in LA. In southern and central Jämtland, some mylonitic, greenish-grey granites appear, but only in the lowermost and easternmost part of the tectonic unit. Instances are found at Storhallen and in the lowermost subthrust in Hoverberget (18E). In northern Jämtland, rhyolites are less common and much LA basement is composed of granitic rocks, generally of Svecokarelian or post-Svecokarelian age.

The designation microgranite has been used for fine-grained granites that locally occur in connection with the Östberget porphyritic rhyolites and which seem to be a kind of intermediate crystalline facies between these and the granites of the same age. Besides the sialic rocks mentioned, there are also Precambrian greenschists and dolerites in LA, chiefly in the Olden culmination.

Repeated stacking and sliding movements seem to have forced the basement up through the westward thickening LA wedge of folded and imbricated rocks. Late extension tectonics may have been active in raising the basement highs. As shown by Sjöström (1988), a complicated pattern of defor-

mation is exposed in the basement and sediments of the Olden Window.

Lake Storsjön, with its surrounding basin, is partly enclosed between mountains of basement in the LA tectonic unit. Post-Caledonian erosion seems to have removed not only the higher allochthonous nappes but also selectively eroded away a several hundred metres thick sheet of the shale-rich softer part of the LA. This selective erosion has deepened the Storsjön basin where the soft Lower Palaeozoic sequences in LA are relatively free from the hard Precambrian basement. Thus, a series of less eroded cores of Precambrian basement remain as free-standing mountains, such as Hoverberget (18E) in the south, Östberget on Frösön (19E), Oviksfjällen (18D–E) and, westwards, Kaxås (19D) and others.

Hoverberget (18E) is an excellent example of the structural imbrication pattern which is characteristic of most of the LA. The eastern side of the mountain contains a pile of slices of basement and folded basal sediments. At the foot of Hoverberget, there protrude deformed autochthonous sediments of Kläppe shale and basal arkose of Cambrian age resting on an autochthonous foreland basement of Proterozoic granite.

Further north of Hoverberget, close to Sunne church (19E) on the eastern shore of lake Storsjön, basal Cambrian strata and some basement porphyry with basal breccia are exposed. This locality was described by Asklund (1938) and is shown in Fig. 9. Basal Vemdalen Quartzite, which disappears northwards for a distance as far as Strömsund (20F), has here its northernmost appearance. The sequence is softly folded and the basement porphyry appears in a small spot amid Vemdalen Quartzite. More of the same porphyry is visible on adjacent islands in Storsjön. Thorslund (1940) described a series of imbrications in this region.

Östberget on Frösön (19E) is another example of the crustal stacking deformation in LA (see also Karis, this volume). The core of Frösön island is a huge block of Precambrian allochthonous basement, mainly rhyolitic porphyry, which is surrounded by folded strata of Lower Palaeozoic rocks. Folds with 100 m amplitude and subhorizontal fold axes strike roughly SE - NW. Along the southern shore of Frösön uppermost Ordovician metasedimentary rocks are exposed. The Precambrian seems to be thrust upon these sediments and both belong to the LA.

In the Oviksfjällen area (18D–E) there are many instances of imbrication tectonics. As the area is situated immediately southwest of the Persåsen major fault on the elevated side, it is relatively well exposed. The small thrusts in Oviksfjällen are rearranged somewhat conformably to the Persåsen major fault and so are also many structures in the region north of this fault. This partial conformity between structures on both sides of the fault seems to indicate that some of the fault movements may be connected with a late phase of Caledonian deformation.

Kaxås (19E), NW of Offerdal, is a high hill formed by a unit of Precambrian porphyric rhyolite, partly surrounded by faults and thrusts. Basal Cambrian quartzite and Kläppe Shale cover the Precambrian, and the unit is thrust upon younger strata, which is clearly demonstrated in several exposures on the eastern side of the hill. Along the road between Kaxås and Nordbyn (19E) there is another rise of Precambrian, which indicates that it is separated from the underlying Lower Palaeozoic rocks by a thrust.

Between Djupsjön and Grässjön (20D), south of Olden, a western bloc of Precambrian Östberget Porphyry, Vemdalen Quartzite, Kläppe Shale and metamorphic Ordovician limestone is thrust over the youngest Ordovician. This Djupsjö thrust may be a continuation of some thrusts in the big Olden Window culmination, which belongs entirely to the LA.

The degree of thrusting rises stepwise westwards, an effect which is accentuated at the imbricative thrusts inside the LA. Examples of these imbrications are found at, seen from the east, the "nappes" of Lockne (18E 8j), Frösön (19E lh), Kaxås (19E 8b) and others. It is important to remember that there are many other thrusts inside the LA, which are hidden by Pleistocene strata.

A still stronger effect of imbrication is found at the large culminations where the LA is thick enough to include the high massifs of Precambrian in Olden, Mullfjället, etc.

Some diastrophism seems to have occurred already in Lower Ordovician, at about the time when the Lockne conglomerates (Thorslund 1940, cf also Wickman 1989) were formed, sedimentation ceased south of the central basin, and a main phase of greywacke sedimentation began in the western part of that basin. A strong tectonic change occurred in Uppermost Ordovician, when erosion began on the Olden culmination and detritus was spread as conglomerates and Ede - Kyrkås quartzites in the central Jämtland basin.

At Middagsberget (17E), about 3 km south of Skålan village, a series of thick, NW-striking plates of rhyolite porphyry alternate with Vemdalen Quartzite. The complex structure seems to have been formed by a kind of imbrication and probably some horizontal rotation. In this part of the LA between Klövsjö and Åsarna, many other remnants of Precambrian appear and most sedimentary structures strike NW, probably indicating an early compression in a northeast–southwest direction in the LA tectonic unit.

HOTAGEN NAPPE

In a regional aspect, the late Proterozoic sedimentary rocks of the Hotagen Nappe (HN) seem to have been deposited in a row of basins situated along the Scandes west of the de-

positional area of the LA. This probably means at a distance comparable to a position west of the present Atlantic shore.

During deposition of the Late Proterozoic Långå Sandstone, erosion detritus was added mainly from the eastern side where hills of rhyolitic rocks were situated, which now are enclosed in the LA. In late Precambrian time, an inversion of erosional levels seems to have occurred, when some HN regions came into erosional position and supplied a quartz-rich detritus for the deposition of the Vemdalen Quartzite. Conglomerates in this quartzite seldom contain pebbles of rhyolite, but mainly pebbles of quartzite and monomineralic pebbles of quartz and feldspar probably emanating from coarse granites or pegmatites.

Along the nappe front of the HN, many tectonic inversions have been observed, possibly indicating limitations in differential distance of thrusting between the LA and the HN tectonic units. However, numerous observations of basal mylonites in the HN at Rånddalen (17D), Hede (17D), Svanavattnet (21F) confirm a thrusting of the HN upon the LA. Hardly any Lower Palaeozoic sedimentary rocks have been found in the HN. Mainly granitic rocks form the Precambrian basement in the HN but pebbles of rhyolite are predominant in most of the conglomerates of the Långå Sandstone.

OFFERDAL NAPPE

The Offerdal Nappe (ON) is the lowermost unit in the large and complex thrust sheet of higher allochthonous rocks, which has been replaced from west of the early Baltic Shield. Differential movements have consequently been especially strong in this nappe, which contains a great deal of deformed rocks such as mylonites, blastomylonites, phyllonites and hard schists. The regional pinch and swell structure, which is common in the Scandes, is also visible in this nappe. The deformation fabric is very characteristic with a pronounced tendency for the developement of B-tectonites in some blastomylonites and augen gneisses, but also for a marked flattening as in the Finnsäter (20E) hard schists.

The southern part of the ON contains more augen gneisses than the more northerly representatives of this tectonic unit. In the western part of Central Jämtland, the ON is mainly represented by a Precambrian sedimentary sequence, the Håckren Group, deformed remnants of which also exist in the northern and southern regions. In the northern part of Jämtland, the nappe contains mainly Precambrian rocks such as granites, gneisses and rhyolites but also sediments in more limited amounts.

SÄRV NAPPE

Many of the most significant examples of Caledonian far-thrusting are found in connection with the Särv Nappe (SN). Characteristic of this tectonic unit are the steep dykes of the porphyritic Ottfjället Dolerite, occurring nearly everywhere. These dykes transect the sedimentary bedding planes in high angles, predating most of the deformations in the nappe. The lower tectonic units in Jämtland lack every sign of a similar pattern of dikes and even the occurrence of dolerite of similar type. Mafic bodies in the underlying ON have hardly any features in common with the Ottfjället Dolerite.

The SN contains a bedrock which shows features of an early geologic development in a far western region. In late Precambrian time this region was the location for an extensive crustal rifting. The sequence of metasedimentary rocks in the SN shows many analogies to the sequences of the HN.

THE HELAGS NAPPE COMPLEX

In the tectonostratigraphic pile the Helags Nappe Complex (HNC) has been introduced to include all the various Seve and Köli nappes. The individual nappes are not always distinguishable on the map, but in general the Seve nappes contain rather highly altered rocks such as garnet gneisses and schists which are very rich in amphibolites. In vast Seve regions, amphibolites are the only kind of rock. An uppermost, high metamorphic kind of Seve is called the Åreskutan Complex.

In contrast to the Seve, the Köli units are composed mainly of metamorphic schists of sedimentary or volcanic origin. Primary features of sedimentation and stratification are generally discernible in the Köli.

The Skarvarna Complex has been treated separately, as the relation of these rocks to Köli proper is not well documented.

SEVE ROCK SEQUENCES

The Seve rocks may be assumed to be products of sedimentation and submarine volcanic activity, probably on the floor of an expanding Iapetus ocean during a mainly Cambrian period of development. Metamorphism of amphibolite and higher facies (Andreasson et al. 1980) is characteristic of the Seve rocks. A complex pattern of polyphase deformation is also distinctive for the Seve rocks.

Several samples of Seve amphibolites in Jämtland have been analysed and their composition, as regards the main elements, seems to be the same as that of the Ottfjället Dolerite (Strömberg 1969). Other constituents of the Seve are light-coloured gneisses, crystalline limestones and ultrabasites.

KÖLI ROCK SEQUENCES

In the Upper Allochthon, the Köli represents the Lower Palaeozoic sequences which formed in regions far distant from the Baltic terrain, representing a lithostratigraphic picture different from the stratigraphy in the Lower Palaeozoic of the Baltic Shield and the margins of this cratonic area. Using older terminology, the Köli lithology presents "eugeosynclinal" features related to the "continental" features in the foreland and the "miogeosynclinal" features in the marginal basins partly represented by the Lower Allochthon. Contrary to the other districts mentioned, the Köli abounds in volcanic rocks and shows features of island arc sedimentation.

Correlations inside the Köli are rather difficult as the lithologies vary between parts of the Köli nappe complex. Stephen (1977) divided the Köli rock sequences of Västerbotten into an Eastern Synform, comprising the Björkvattnet –Virisen region, and a Western Synform which includes the Rendalen Synform and its continuation southward in the west Jämtland district treated in the present paper.

For the Björkvattnet–Virisen region, Kulling (1932, 1955, 1972) reported a rich fossil faunas in two units. The Slätdal Limestone is of Upper Ashgillian age and is rich in fossils of tabulate corals and shell-bearing animals which have been accumulated in a kind of reef-like framework. The Broken Group superimposed on the Slätdal Limestone contains slaty formations bearing graptolites which belong to the lowest zones of Upper Llandovery.

Far away from the tectonic situation in north Jämtland, other fossiliferous strata have been found in probable Köli equivalents of the Scandes. The fossiliferous Otta Conglomerate, composed of serpentinite pebbles and soapstone matrix containing a Lower Ordovician shelly fauna (Hedström 1930), has been referred to earlier. In the Hölonda area southwest of Trondheim, rich fossil faunas of Ordovician age show an only partly Baltic faunal provenance. In a slaty unit of the Trondhjem Nappe at Slågan a graptolite fauna of early Silurian age was reported by Getz in 1890 (Siedlecka 1967). This observation has not been affirmed and, taking the metamorphic grade of the rock into consideration, it may be doubtful. All these fossiliferous localities have been repeatedly commented on (Bruton et al. 1985).

Age determinations on U-Pb in zircon fractions from volcanic rocks in the Köli succession have been reported by Claesson et al. (1987). Two samples of metamorphosed trondhjemites from Stekenjokk and Björkvattnet–Kvarnbergsvattnet (22D) have given the ages 492±1 Ma and 476 ±l Ma. About 488 Ma corresponds roughly to the Tremadoc/Arenig transition of the Lower Ordovician.

A metamorphic trondhjemite from Viken in the Blåsjön Phyllite was given an age of 440±2 Ma, which is comparable to Ashgill in Uppermost Ordovician.

Metamorphism

Metamorphism in the Scandes have been involved in effects of two different kinds: strain metamorphism and thermodynamic metamorphism. There is a gradual change of thermodynamic metamorphism in different tectonic units that relates to varying pressure/temperature conditions. Such contrasts within the nappes also exist.

Strain metamorphism is the most characteristic agent in the thrust zones. Subsequently it is dominant in the Offerdal Nappe (cf. Table 2, p. 251). The age of the metamorphism in some Offerdal mylonites was dated by Claesson (1980) to about 500 Ma.

An illustrative instance of strain metamorphic effects is given by the changes in metamorphic appearance observed in the Ottfjället dolerites in the basal part of the Särv Nappe. In relation to the degree of local deformation, the dolerite is gradually transformed into:

amphibolites
amphibolitic schists
biotite schists
mylonite with albite porphyroblasts, and
submicroscopic ultramylonite.

Certain metasomatic effects, with mobilization of different elements such as K, Na, Mg, and Si, seem to be connected with this strain metamorphism.

In the tectono-stratigraphic pile the thermodynamic metamorphic degree appears according to the following principal lines (cf. Strömberg 1976).

The LA is very low metamorphic and the metamorphic facies reach the pumpelleyite-laumontite facies (cf. Kisch 1980). A somewhat increased metamorphism has been detected locally, e.g. north of Djupvattnet and at the southern end of Lake Juvuln. In both cases, Ordovician limestone has been transformed to marble and in the latter case alum shale (Kläppe Shale) has been metamorphosed to mica schist.

In the Hotagen Nappe, the metamorphism is of a slightly higher grade than in LA. The Offerdal Nappe, however, shows a general metamorphism of low to high greenschist facies. Mica schists appear in most levels, together with porphyroblastic gneisses.

The Särv Nappe shows most pronounced internal differences in metamorphic degree, ranging from lower green-

schist to amphibolite facies and, locally, granulite facies. Generally the metamorphic facies rises westward and northward inside the Särv. Where, in the south, the Särv appears west of the Helags syncline, it shows amphibolite facies, compared with lower greenschist facies in the Särv eastwards.

In the Seve nappes, the highest degree of metamorphism is reached with eclogites and garnet gneisses, especially in northern Jämtland (Roermund & Bakker 1984). Lower amphibolite and greenschist facies appear in the southern parts of Seve. In the Skarvarna Group, as well as in the Köli rocks, greenschist to amphibolite facies occur. A distinct facies step is visible between the Åre Complex and lower Seve nappe. The peak of metamorphism in the Åre Complex was dated by Claesson (1981) to about 400 Ma.

Dykes of trondhjemitic granite have been observed at places in the Seve gneisses. These granite dikes have been found west of the Tännforsen area north of Kall, and in the area north of Frostviken.

Scandian ores, rocks and minerals of economic value

The ore deposits of Jämtland are localized in a few tectonic environments. These are:

1. lead ores of the Scandian marginal zone (fjällranden),
2. uranium ores in the Lower Allochthon and in the Kläppe shale,
3. deposits of mainly copper in the Helags Nappe Complex,
4. other occasional ores, such as a pyrrhotite–niccolite ore in the Särv Nappe of the Lundörrsfjällen area, or the autochthonous iron ore strata of Vemdalen.

LEAD ORES (WITH ZN AND AG) IN THE SCANDIAN MARGINAL ZONE (FJÄLLRANDEN)

Along the whole Scandian margin, there are discontinuous impregnations of lead-zinc ores, which seem to be connected to the basal thrust of the Lower Allochthon. Some of these ore deposits are situated outside Jämtland, as at Vassbo in Dalarna, the Dorotea district in Västerbotten and at Laisvall in Norrbotten. In Jämtland, similar deposits have been investigated, from Häggingsfjället area in the south to Kärrnäset (20F 7c) and Järfsand (20C) in the north.

The composition of this Caledonian association of ore deposits is fairly uniform, with minerals such as galena, sphalerite, barite, calcite, fluorite and cericite. As an instance referred to by Grip & Fritsch (1973) the ore deposit of Bellviksberg at the northern Jämtland margin, 25 km NNW of Hoting, contains 5% Pb, 0.3% Zn and 21g/t Ag.

The ores are mostly connected to tectonically affected rocks, mainly sandstone and quartzite, near the LA basal thrust. The old mine with lead-zinc-silver ore at Olden (20D 3i) is tectonically situated in the Lower Allochthon and seems to belong to the same group of ore deposits.

DEPOSITS OF URANIUM IN THE LA CRYSTALLINE BASEMENT AND IN THE KLÄPPE SHALE

In culminations, the Lower Allochthon with crystalline Precambrian and Lower Palaeozoic strata protrudes as tectonic windows in the higher allochthon nappe complex. Some uranium deposits have been found in the crystalline Precambrian of these windows, e.g. in the Olden culmination (Troeng, 1982) and in the window south of Storsjö kapell (Gee & Wilson, 1976).

Kläppe Shale almost invariably contains a reasonable content of uranium. These uranium-bearing shales occur in the Scandian marginal zone, mainly in the autochthonous strata (Gee 1979, Gee et. al. 1981–1982).

DEPOSITS OF MAINLY COPPER-BEARING PYRITIC ORE WITHIN THE HELAGS NAPPE COMPLEX (SEVE–KÖLI)

In the Skarvarna Group of western Härjedalen a zone of greenschists containing pyrite strikes northwards from Skarvarna via Ramundberget (18C,1f), Vargtjärnstöten (18C,4h) toward Gruvsmällen (18C,8i), possibly with a western zone as counterpart at Helags and Sylarna. The copper ore deposits east of Åre seem to be situated at a distinct level in the metasedimentary and amphibolite-rich Seve schists. They were mined for 200 years at Fröå and Huså old mines. In the Frostviken region in northern Jämtland, copper ores occur especially associated with vulcanites and sedimentary rocks of the Köli sequence. The Stekenjokk ore (Zachrisson 1970) is situated mainly in south Västerbotten but with a part inside the northernmost part of Jämtland. Other ores in the Köli sequence are the Ankarvattnet ore about 30 km south of the Stekenjokk mine and the Jormlien ore 50 km south of Stekenjokk. Ultramafic rocks occur in the basal Seve and in

the uppermost part of the Köli sequence. In association with these ultramafites there is locally mineral enrichment of chromium and nickel, which emanate from serpentinized olivine.

Rocks and minerals of economical value

Soapstone

At Handöl, in western Jämtland, soapstone seems to have been quarried as long ago as the 15th and 16th centuries, being used in the manufacture of a variety of fire-resistant pots, bricks and stoves. The soapstone at Handöl forms a mass of hydrothermally metamorphosed ultramafic rock.

Offerdal hardschist

The hard schists of Jämtland constitute a part of the Offerdal nappe, where they have been impressed by flattening during the thrust movements. Their chemical composition mostly indicates that the original rock was of sedimentary origin, which is confirmed by the temporary occurrence of clastic grains. Original layering with intermittently occurring arenaceous and argillitic strata seems to have been accentuated in the present schist with micaceous layers separating more arcosic strata.

The hard schists are quarried mainly around the Landön lake (20E 2a). Similar schists have been found at corresponding tectonic levels in western Jämtland, such as at Gråsjön lake west of Kallsedet (20D 4a).

Quartzite

Quartzites have been quarried for use in crushed form for road construction,. In central Jämtland the Kyrkås Quartzite has been quarried at Rannåsen and Storkallhögen north of Östersund (19F 5a). In the southern and northern parts of Jämtland the Vemdalen Quartzite covers large areas, and it has been quarried at Bingsta (18E 2g) and other small quarries in the western Storsjön area as well as west of Alanäs in the north.

Limestone

In the Brunflo area east of Östersund, Ordovician limestone has evidently been quarried for several centuries, as many ancient buildings in the area also from medieval times were built of this same limestone. Several quarries lie about 1 km NE of Brunflo Bay (18F 9a). Grey and reddish limestone occur and bedding is 0,1–1,6 m.

In the western part of central Jämtland, the Silurian Berge limestone has extensive deposits. This limestone has been quarred in Mattmar (19E) for crushing and use in agriculture and industry.

LITTERATUR

Anderton, R.,1982: Dalradian deposition and the late Precambrian – Cambrian history of the N Atlantic regions: a review of the early evolution of the Iapetus Ocean. *Journal of the Geological Society of London 139*, 421–431.

Andreasson, P.G., 1982: *Structural, metamorphic and petrochemical aspects of nappe displacementin the central Scandies.* Dissertation. Department of Mineralogy and Petrology, Inst. of Geology, Univ of Lund.

Andreasson, P.G., 1987: Early evolution of Late Proterozoic Baltoscandian Margin: inferences from rift magmatism. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109*, 336–340.

Andreasson, P.G. & Gorbatschev, R., 1980: Metamorphism in extensive nappe terrains: a study of the Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 335–357.

Armands, G., 1972: Caledonian geology and uranium-bearing rock strata in the Tåsjö Lake Area, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 94*, 321– 345.

Arnbom, J.O., 1980: Metamorphism of the Seve Nappes at Åreskutan, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 359–371.

Asklund, B., 1933: Vemdalskvartsitens ålder. *Sveriges geologiska undersökning C 377.*

Asklund, B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. *Sveriges geologiska undersökning C 417.*

Asklund, B., 1946: En återblick på den svenska fjällkedjeforskningen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 68*, 212–250.

Asklund, B., 1955: Norges geologi och fjällkedjeproblemen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 77,* 185–203.

Asklund, B., 1960: The geology of the Caledonian mountain chain and adjacent areas in Sweden. *I* Magnusson, N.H m.fl.: *Description to accompany the Map of the Pre-Quaternary Rocks of Sweden*, 126–149. *Sveriges geologiska undersökning Ba 16.* With one map in three separate sheets in the scale 1:1 000 000.

Asklund, B., 1961: The extension of the Serv nappe in the Scandinavian mountain chain. *Sveriges geologiska undersökning C 584.*

Asklund, B. & Thorslund, P., 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. *Sveriges geologiska undersökning C 382.*

Bassett, M.G., Cherns, L. & Karis, L., 1982: The Röde Formation: an Old Red Sandstone facies in the Silurian of Jämtland, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 793.*

Battey, M. H. & McRitchie, W. D., 1973: A geological traverse across the pyroxene-granulites of Jotunheimen in the Norwegian Caledonides. *Norsk Geologisk Tidskrift 53*, 237–265.

Beckholmen, M., 1980: Geology of the Nordhallen–Duved–Greningen area in Jämtland, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100*, 335–347.

Beckholmen, M., 1983: Mylonites and pseudotachylites associated with thrusting of the Köli Nappes, Tännforsfältet, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 104*, 23–32.

Beckholmen, M., 1984: *Structural and Metamorphic Zonation in Tännforsfältet, Western Jämtland, Swedish Caledonides.* Gradualavhandling. Stockholm 1984. Medd. fr. Stockholm University Geol. Inst. 258.

Bergman, S., 1993: A possible ophiolite at Handöl, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109*, 340–343.

Björlykke, K., 1978: Latest Precambrian and Eocambrian Stratigraphy of Norway. *Norges Geologiske Undersökelse 251.*

Björlykke, K., Englund, J.O. & Kirkhusmo, L.A., 1967: Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. *Norges Geologiske Undersökelse 251.*

Blomberg, A. & Lindström, A., 1876: Praktiskt geologiska undersökningar inom Härjedalen och Jemtland, utförda sommaren 1876. *Sveriges geologiska undersökning C 32.*

Brotzen, F., 1962: Dagbok förd vid geologiska fältarbeten i södra Jämtland. SGUs arkiv, Uppsala.

Bruton, D.L. & Williams, S.H. (Eds.), 1982: Field excursion guide. IV Int. Smp. Ordovician System. *Paleontological Contributions. University of Oslo 279.*

Bylund, G. & Zellman, O., 1980: Palaeomagnetism of the dolerites of the Särv Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 393–402.

Carlsson, L. & Fält, U., 1975: *Tektoniska och geofysiska undersökningar i Anåfjället, Härjedalen.* Examenspapper, Geol. Inst., Chalmer Techn. Univ., Göteborg, Publ. B 56.

Carstens, C.W., 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. *Det Kongelige Norske Videnskabers Selskab. Skrifter. 1919, No 1.* Trondhjem.

Claesson, S., 1976: The age of the Ottfjället dolerites of the Särv Nappe, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 370–374.

Claesson, S., 1980: A Rb-Sr isotope study of granitoids and related mylonites in the Tännäs Augen Gneiss Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 403–420.

Claesson, S., 1981: Caledonian metamorphism of Proterozoic Seve rocks on Mt Åreskutan, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 291–304.

Claesson, S. & Roddic, K.C., 1983: 40Ar/39Ar data on the age and metamorphism of the Ottfjället dolerites, Särv Nappe, Swedish Caledonides. *Lithos 16*, 61–73.

Coleman, R.G., 1971: Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. *Journal of Geophysical Research 76*, 1212–1222.

Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. & Brannock, W.W., 1965: Eclogites and Eclogites: their differences and similarities. *Bulletin. Geological Society of America 76*, 483–508.

Du Rietz, T., 1935: *Peridotites, serpentinites and soapstones of northern Sweden with special reference to some occurrences in Northern Jämtland.* Acad. diss., Stockholm. P.A. Norstedt & Söner.

Du Rietz, T., 1960: Tectonic conditions in the front range of the Swedish Caledonian from Lake Malgomaj to Lake Hotagen in central Norrland. *Sveriges geologiska undersökning C 568.*

Dyrelius, D., 1980: Aeromagnetic interpretation in a geotraverse area across the central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 421–438.

Elliot, D., 1976: The motion of Thrust Sheets. *Journal of Geophysical Research 81*, 949–963.

Frödin, G., 1916: Einige Beobachtungen uber den Oldengranit und die sub-kambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jämtland. *Bulletin. Geological Institutions of University of Uppsala. Vol. XIII.*

Frödin, G., 1920: Om de s.k. prekambriska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. *Sveriges geologiska undersökning C 299.*

Frödin, G., 1922: Uber die Geognosie der zentralschwedischen Hochgebirgen. *Bulletin. Geological Institutions of University of Uppsala. XVIII.*

Furnes, H., Nystuen, J.P., BrunfelT, A.O. & Solheim, S., 1983: Geochemistry of Upper Riphean – Vendian basalts associated with the "sparagmites" of southern Norway. *Geological Magazine 120*, 349–361.

Gayer, R.A. (red.), 1989: *The Caledonide Geology of Scandinavia.* Graham & Trotman Ltd, London.

Gee, D.G, 1972: The Regional Geological Context of the Tåsjö Uranium Project, Caledonian Front, Central Sweden. With 2 plates. *Sveriges geologiska undersökning C 671.*

Gee, D.G., 1975a: A geotraverse through the Scandinavian Caledonides – Östersund to Trondheim. *Sveriges geologiska undersökning C 717.*

Gee, D.G., 1975b: A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *Am. J. Sci. 275*, 468–515.

Gee, D.G., 1976: Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics 47,* 393–419. Amsterdam.

Gee, D.G., Karis, L., Kumpulainen, R.& Thelander, T., 1974 : A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland/southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96*, 389–397.77

Gee, D.G. & Zachrisson, E: ,1974: Comments on stratigraphy, faunal provinces and structure of the metamorphic allochthon, central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96*, 61–66.

Gee, D.G. & Wilson, M., 1974: The age of orogenic deformation in the Swedish Caledonides. *American Journal of Science 274*, 1–9.

Gee, D.G. & Zachrisson, E., 1979: The Caledonides in Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 769.*

Gee, D.G. & Kumpulainen, R., 1980: An Excursion through the Caledonian mountain chain in central Sweden from Östersund to Storlien. *Sveriges geologiska undersökning C 774.*

Gee, D.G., Snäll, S & Steiskal, V.1979 - 1982: Alunskifferprojektet. *Sveriges geologiska undersökning, Prospekteringsrapport, BRAP 79511, 81512, 81525, 82502 och 82558.*

Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.), 1985: *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas.* Wileys, London.

Getz, A., 1890: Graptolitførende skiferzoner i de trondhjemske. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne (Oslo), 3*, 41–42.

Gorbatschev, R., Solyom, Z. & Johansson, I.,1979: The Central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 177–190.

Gorbatschev, R., Lindh, A., Solyom, Z., Laitakari, I., Aro, K., Lobach-Zhuchenko, S.B., Markov, M.S., Ivliev, A.I. & Bryhni, I., 1988: Mafic dyke swarms of the Baltic Shield. *I* H.C. Halls och W.F. Fahrig (red.): Mafic Dyke Swarms. *Geological Association of Canada Special Paper 34,* 361–372.

Goldschmidt, V.M., 1916: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des sudlichen Norwegens. IV· Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. *Videnskapsselskapets Skrifter, I, Mat. Naturv. Klasse No. 2.* Oslo.

Gosh, S.K., Roy, A.B. & Troëng, B., 1979: Supposed folding and metamorphism in the Seve Nappe around Åreskutan in the Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 85–103.

Grip, E. & Frietsch, R., 1973: *Malm i Sverige, 2 (Norra Sverige).* Almqvist & Wiksell, Stockholm.

Hardenby, C.-J., 1980: Geology of the Kjölhaugen area, eastern Tröndelag, central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 275–292.

Harland, W.B. & Gayer, R.A., 1972: The Arctic Caledonides and earlier Oceans. *Geological Magazine 109*, 289–314.

Helfrich, H.K., 1967: Ein Beitrag zur Geologie des Åregebietes aus dem zentralen Teil der Schwedischen Kaledoniden. *Sveriges geologiska undersökning C 612.*

Hedström, H., 1930: Om Ordoviciska fossil från Ottadalen i det centrala Norge. *Det Norske Videnskabs-akademi i*

Oslo. Matematisk – Naturvidenskaplig. Klasse 10.

Hjärne, U., 1763: En kort beskrifning av min resa – til Herjedalen, Norige och Jemtland. Nytryck, med en introduktion av E. Festin. *Jämten 1917.*

Holmquist, P.J., 1894: Om diabasen på Ottfjället i Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 16.*

Holst, N.O., 1910: A few words concerning Swedish High Mountains Geology. *Congrès Geologique International. Stockholm 1910.*

Holtedahl, O., 1922: A tillite-like conglomerate in the "Eo-Cambrian" Sparagmite of Southern Norway. *American Journal of Science.*

Holtedahl, O., 1953: Norges Geologi. *Norges Geologiske Undersökelse 140.*

Hulphers, A. Abrahamson., 1775: *Samlingar til en beskrifning öfwer Norrland. Andra och tredje samlingen om Jämtland och Herjedalen.* Westerås.

Häggbom, O., 1972: *Aspects on the Fjällfjäll Antiform.* Rapport och examensarbete, SGU och Lunds universitet.

Högbom, A.G., 1889: Om qvartsit-sparagmit-området mellan Storsjön i Jemtland och Riksgränsen söder om Rogen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 11.*

Högbom, A.G., 1909: Studies in the post-Silurian thrust region of Jemtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 31*, 289–346.

Högbom, A.G., 1894 och 1920: Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 140.*

Hörbye, J.C., 1855: Et strög af Riksgrändsen. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, 11, 1.* Oslo.

Jaanusson, V., 1972: Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia 6*, 11–34.

Johansson, H., 1921: Yttrande med anledning av V.M. Goldschmidts föredrag om metasomatosen i silikatbergarter. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 43*, 469–473, 475–476.

Johansson, L., 1980: Petrochemistry and regional tectonic significance of metabasites in basement windows of the central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 449–514.

Karis,.L. 1982: The sequence in the Lower Allochthon of Jämtland. *I* Bruton, D.G & Williams, S.H (eds.): *Field excursion guide. IV Paleontological Contributions. Universiy of Oslo 279*, 55–63.

Kautsky, F.E., 1978: New occurrences of mega-lenses of the Särv Nappe in Northern Tröndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift 58,* 237–240.

Kisch, H.J., 1980: Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden. Illite crystallinity and 'vitrinite' reflectance. *Journal of the Geological Society, London 137*, 271–288.

Kjerulf, T., 1873: Om Skuringsmerker, Glacialformationer, Terasser og Strandlinier, samt om Grundfjeldets och Sparagmitfjeldets maektighed i Norge. II. Sparagmitfjeldet. (Universitetsprogram for 1872). Oslo.

Klingspor, Inger & Gee, D.G., 1981: Isotopic age determination studies of the Tröndelag trondhjemites. *Terra cognita 1*, 55.

Klingspor, Inger & Troëng, B., 1980: Rb-Sr and K-Ar age determinations of the Proterozoic Olden granite, central Caledonides, Jämtland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 515–522.

Koark, H.J., Märks, T.D. & Ritter, W., 1980: Proterozoic and Caledonian fission-track ages on sphenes from the Fröå-Bielke Nappe of the Caledonides at Mount Åreskutan in Schweden. *Terra cognita 1*, 56.

Kornfält, K. A., 1976: Petrology of the Ragunda Rapakivi Massif, central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 725.*

Krill, A.G. & Zwaan, B., 1987: Reinterpretation of Finnmarkian deformation on Western Sørøi, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift 67*, 15–24.

Kulling, O., 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet-Virisenområdet i Västerbottensfjällens centrala del. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 55*, 167–422.

Kulling, O., 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning C 445.*

Kulling, O., 1951: Spår av Varangeristiden i Norrbotten. *Sveriges geologiska undersökning C 503.*

Kulling, O., 1955: Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 37*, 101–292.

Kumpulainen, R., 1980: Upper Proterozoic stratigraphy and depositional environments of the Tossåsfjället Group, Särv Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 531–550.

Kumpulainen, R., 1982: *Studies of Late Proterozoic sedimentation and Caledonian Tectonics in the central and southern parts of the Swedish Caledonides.* Gradualavhandling Uppsala Univ.

Kumpulainen, R. & Nystuen, J.P., 1985: Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. *I* D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas.* Wileys. London.

Lindström, M., 1958: Toward a Further Hypothesis on the Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 80*, 363–380.

Lindström, M., 1997: Locknekratern. *I* Gorbatschev, R.: *Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget*, 249–250. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1.*

Lindström, M. & Sturkell, E.F.F., 1992: Geology of the Early Palaeozoic Lockne impact structure, Central Sweden. *Tectonophysics 216*, 169–185.

Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T.. 1991: *Sveriges geologi från urtid till nutid.* Lund.

Ljungner, E., 1950: Urbergsytans form vid fjällranden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 72*, 269–300.

Loberg, B., 1980: *Geologi.* Stockholm.

Lockwood, J.P., 1972: Possible mechanisms for the emplacement of Alpine-type serpentinite. *Geological Society of America. Inc. Mem. 132,* 273–287.

Lundegårdh, P.H., 1997: Södra Härjedalens berggrund. *I* Gorbatschev, R.: *Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget*, 203–248. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1.*

Lundegårdh, P.H. & Laufeldt, S., 1984: *Norstedts stora stenbok: Mineral, bergarter, fossil.* Stockholm.

Lundqvist, T., 1979: The Precambrian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 768.*

Naterstad, J., 1976: Comments on the Lower Paleozoic unconformity in western Norway. *American Journal of Science 276*, 394–397.

Nickelsen, R.P., 1967: The structure of Mellene and Heggeberg. *Norges Geologiske Undersökelse 243.*

Nilsson, G., 1964: Berggrunden inom Blåsjöområdet i nordvästra Jämtlandsfjällen. *Sveriges geologiska undersökning C 595.*

Nystuen, J.P., 1980: Stratigraphy of the Upper Proterozoic Engerdalen Group, Kvitvola Nappe, southeastern Scandinavia. *Norsk Geologisk Tidskrift 102*, 551–560.

Nystuen, J.P., 1982: Late Proterozoic basin evolution on the Baltoscandian craton: the Hedmark Group, southern Norway. *Norges Geologiske Undersökelse 375.*

Palm, H., 1984: Time-delay interpretation of seismic refraction data in the Caledonian front, Jämtland, central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 106*,1–14.

Palm, H. & Lund, C.-E., 1980: A seismic refraction study in the Caledonian front of Jämtland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 561–568.

Palm, H., Gee, D.G., Dyrelius, D & Björklund, L., 1991: A reflection Seismic Image of Cakedonian Structure in Central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 75.*

Patchett, P.J., 1978: Rb/Sr age of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 747.*

Peacey, J.S., 1967: Eocambrian rocks of the northwest border of the Trondheim basin. *Norges Geologiske Undersökelse 251,* 83–91.

Point, R., Zimmermann, J.L. & Ploquin, A., 1976: Mise en evidence de materiaux svecofennocareliens dans les nappes des Caledoniens scandinaves orientales a partir de mesures K/Ar effectuees sur des filons basiques. *Comptes Rendus. Academie des Sciences, Paris, (D), 283*, 1571–1574.

Reymer, A.P.S., 1979: *Investigations into the Metamorphic Nappes of the Central Scandinavian Caledonides on the Basis of Rb-Sr and K-Ar Age Determinations.* Gradualavhandlingvid universitetet i Leiden, Holand. 123 sid.

Richter, H., 1838: Carl Magnus Robsahm och Anton Schwab: Resa genom Härjedalen till Norge och Röros Kopparverk 1796. *Jernkontorets Berghistoriska Skriftserie, No 6. Stockholm.*

Ringwood, A.E., 1975: Composition and petrology of the earth´s mantle s.l. *McGraw-Hill international series in the earth and planetary sciences.* McGraw-Hill. London.

Roberts, D., 1974: Sedimentary, metamorphic and tectonic features of the Devonian of Röragen. *Norges Geologiske Undersökelse 311*, 89–108.

Roberts, D., 1983: Devonian tectonic deformation in the Norwegian Caledonides and its regional perspectives. *Norges Geologiske Undersökelse 308*, 85–96.

Roermund, H.L.M. van, 1985: Eclogites of the Seve Nappe, central Scandinavian Caledonides. *I* D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas.* Wileys, London.

Roermund, H.L.M. van & Bakker, E., 1984: Structure and metamorphism of the Tängen-Inviken area. Seve Nappes, Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105 (for 1983)*, 301–319.

Röshoff, K., 1978: Structures of the Tännäs Augen Gneiss Nappe and its relation to under- and overlying units in the central Scandinavian Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C 739.*

Schaar, G., 1962: *Petrological and geological investigations in the Sylene-Skardörsfjell region (Sör-Tröndelag, Norway).* Gradualavhandling., Amsterdam 1962.

Schenk, V., 1975: Geologie der Kaledoniden am Hotagen-See, Zentral-Schweden. *Sveriges geologiska undersökning C 715.*

Schiötz, O.E., 1883: Sparagmit-Kvarts-Fjeldet langs Grensen i Hamar Stift og i Herjedalen. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, 32,1.* Oslo.

Shaikh, N.A., Karis, L., Kumpulainen, R.,Sundberg, A. och Wik, N.G., 1989: Kalksten och dolomit i Sverige. Del 1. Norra Sverige. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 54.*

Siedlecka, A & Siedlecki, S.,1967:Some new aspects of the geology of the Varanger Peninsula (Northern Norway). *Norges Geologiske Undersökelse 247,* 288–306.

SIND: 1980;4: *Berg och malm i Jämtlands län.*

Sjöstrand, T., 1975: Dagböcker och kartor. *SGUs arkiv, Uppsala.*

Sjöstrand, T., 1978: Caledonian geology of the Kvarnbergsvattnet area, Northern Jämtland, Central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 735.*

Sjöström, H., 1983a: The Seve-Köli Nappe Complex of the Handöl-Storlien-Essandsjöen area, Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105*, 93–118.

Sjöström, H., 1983b: Geothermometry garnet chemistry and geobarymetry of the Seve-Köli Nappe Complex in the Handöl-Storlien area. *Uppsala University, Department of Mineralogy and Petrology, Researsch Report 35.*

Sjöström, H., 1986: Handöl: an example of early Caledonian accretion of an exotic terrane to the Baltoscandian margin. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 108*, 300–303.

Sjöström, H. & Bergman, S., 1989: Asymmetric extension and Devonian (?) normal faulting; examples from the

Caledonides of eastern Tröndelag and western Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 111*, 407–410.

Sjöström, H. & Bergman, S. & Sokoutis, D.,1991: Nappe geometry, basement structure and normal faulting in the central Scandinavian Caledonides; kinematic implications. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113*, 265–269.

Sjöström, H. & Talbot, C.J., 1987: Caledonian and post-Caledonian structure of the Olden window, Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 359-361.

Solyom, Z., Gorbatschev, R. & Johansson, Inger, 1979a: The Ottfjäll Dolerites, geochemistry of a dyke swarm in relation to the geodynamics of the Caledonide orogen of central Scandinavia. *Sveriges geologiska undersökning C 756.*

Solyom, Z., Andreasson, P.-G. & Johansson, Inger, 1979b: Geochemistry of amphibolites from Mt Sylarna, central Scandinavian Caldeonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 17–25.

Stejskal, V., 1971: Dagböcker och kartor från Jämtland. *Sveriges geologiska undersöknings arkiv*, Uppsala.

Stephansson, O., 1976: A tectonic model of the Offerdal-Olden area, Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 98, 112-119.

Stephens, M.B., 1982: Field relationships, petrochemistry and petrogenesis of the Stekenjokk volcanites, central Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C 786.*

Stephens, M.B. & Gee, D.G., 1985: A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. *I* Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen-Scandinavia and Related Areas.* John Wiley & Sons Ltd. London.

Stephens, M.B., Gustavsson, M., Ramberg, I.B. & Zachrisson, E., 1985:The Caledonides of central–north Scandinavia – a tectonostratigraphic overview. *I* Gee, D.G. & Sturt, B.A. (red.): *The Caledonian Orogen-Scandinavia and Related Areas.* John Wiley & Sons Ltd. London.

Stigh, J., 1979: Ultramafites and detrital serpentinites in the central and southern parts of the Caledonian allochthon in Scandinavia. *Göteborgs Universitet. Geologiska Institutionen. Publikation A 27.*

Stuckless, J.S., Troëng, B., Hedge, C.E., Nkomo, I.T. & Simmons, K.R., 1982: Age of uranium mineralization at Lilljuthatten in Sweden and constraints on ore genesis. *Sveriges geologiska undersökning C 798.*

Sturt, B.A., Pringle, I.R. & Ramsay, D.M., 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian orogeny. *Journal of the Geological Society, London 135*, 597–610.

Stålhös, G., 1956: The Sparagmite Series and the Vemdal Quartzite of the Hede region, Härjedalen. *Bulletin. Geological Institutions of University of Uppsala 36.*

Stålhös, G., 1958: Fjällrandens sparagmit- och kvartsitformationer. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 80.*

Strand, T. & Kulling, O., 1972: *Scandinavian Caledonides.* Wiley-Interscience, London.

Strömberg, A., 1952: Om Hedekalken. En petrografisk och tektonisk studie. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 74,* 309–316.

Strömberg, A., 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. *Bulletin. Geological Institutions of University of Uppsala 35*, 199–246.

Strömberg, A., 1961: On the tectonics of the Caledonides in the southwestern part of the County of Jämtland, Sweden. *Bulletin. Geological Institutions of University of Uppsala 39.*

Strömberg, A., 1967: The conglomerate-bearing Rensjönäset Group in the Caledonides of western Jämtland, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 714.*

Strömberg, A., 1969: Initial Caledonian magmatism in Jämtland area, Sweden. *I*: M. Kay, (red.): North Atlantic-Geology and Continental Drift. *Memoirs. American Association of Petroleum Geologists 12,* 375–387.

Strömberg, A., 1971: Den skandinaviska fjällkedjan i svensk geologisk forskning under de senaste decennierna. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 93, 2.*

Strömberg, A., 1974: Kaledonisk tektonik i Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96,* 125–129.

Strömberg, A., 1976: A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 227–243.

Strömberg, A., 1978a: The Caledonides of Sweden. *I* Zwart, H.J. (red.): *Metamorpic map of Europe, 1:2.500 000. Explanatory text. Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World.* Leiden, Unesco, Paris.

Strömberg, A., 1978b: Kapitlet "Hur landskapet blev till". *I* Ragnar Olsson (red.): *En bok om Jämtland.* Östersund.

Strömberg, A., 1980: Fjällberggrunden (Jämtland). Del 4.2. *I* Berg och Malm i Jämtlands län. Sammanställning utförd av Statens Industriverk, SIND PM 1980:4. Stockholm.

Strömberg, A., 1981: The European Caledonides and the Tornquist Lineament. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 167–171.

Sturt, B.A., Pringle, I.R. & Ramsay, D.M., 1978: The Finnmarkian phase of the Caledonian orogeny. *Journal of the Geological Society of London 135,* 597–610.

Suess, F.E., 1938: Der Bau der Kaledoniden und Wegener´s Hypothese. *Zentralblatt für Mineralogie. Abt. B 9*, 321–337.

Svenonius, F., 1881: Till frågan om förhållandet mellan "Vemdals-qvartsiten" och siluriska formationen inom södra delen av Jämtlands län. *Öfersigt af Kongliga Svenska Vetenskapsakademiens Förhandlingar 10.*

Tegengren, F.R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca 17.*

Tegengren, F.R., 1962: Vassbo blymalmsfyndighet i Idre och dess geologiska inramning. *Sveriges geologiska undersökning C 586.*

Thelander, T. 1981. The Late Precambrian Långmarkberg Formation in the central Swedish Caledonides. *I* Hambrey, M.J. & Harland. W.B. (red.): *Earth's Pleistocene Glacial Record*, 615–619. Cambridge Univ. Press. Cambridge.

Thorslund, P., 1940: On the Chasmops Series of Jämtland and Södermanland. *Sveriges geologiska undersökning C 436.*

Thorslund, P., 1948: De siluriska lagren ovan Pentameruskalken i Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning C 494.*

Tilas, D., 1743: Rön om Nedre Måssevåla Fjell, beläget in vid siön Fämund i Riksgränsen mot Österdalarne. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar.* Stockholm.

Tirén, S.A., 1980: Kallsjön. *I* D.G. Gee & R. Kumpulainen (red.): An excursion through the Caledonian mountain chain in central Sweden from Östersund to Storlien. *Sveriges geologiska undersökning C 744.*

Troëng, B., 1982: Uranium rich granites in the Olden Window, Sweden. *Mineralogical Magazine 46*, 219–228.

Törnebohm, A.E., 1873: En geognostisk profil över den skandinaviska fjällryggen mellan Östersund och Levanger. *Sveriges geologiska undersökning C 6.*

Törnebohm, A.E., 1888: Om fjällproblemet. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 10*, 328–366.

Törnebohm, A.E., 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar 28.*

Videland, B. 1951: Relative gravity measurements in middle and north Sweden 1945–1948. Stockholm. *Rikets Allmänna Kartverks Meddelanden.*

Walser, G. 1980: Geology of the Hotagen area, Jämtland, central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 757.*

Wiman, C., 1898 Kambrisch-silurische Faciesbildungen in Jemtland. Pl. V–VII. *Bulletin of the geological Institution of the University of Upsala. Vol. III.* 269–304.

Wickman, F.E., 1988: Possible impact structures in Sweden. *I* Bodén, A. & Eriksson, K.G. (red): *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. 1. The Deep Gas Drilling in Siljan Impact Structure, Sweden*, 298–327. Springer, Berlin.

Vogt, J.H.L., 1887: Om malmförekomster i Jemtland och Herjedalen. Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län, II. *Sveriges geologiska undersökning C 89.*

Wegmann, E., 1959: La flexure axiale de la Driva et quelques problemes structureaux des Caledonides Scandinaves. *Norsk Geologisk Tidsskrift 39,1.*

Yngström, S., 1975: *Metamorphism in the Åreskutan high metamorphic complex.* Examination paper presented at Stockholm University.

Zachrisson, E., 1964: The Remdalen Syncline. *Sveriges geologiska undersökning C 596.*

Zachrisson, E., 1969: Caledonian Geology of Northern Jämtland – Southern Västerbotten. Köli stratigraphy and main tectonic outlines. *Sveriges geologiska undersökning C 644.*

Zenzén, N., 1930a: Om de äldsta geologiska undersökningarna inom området öster om Fämunden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 52*, 570–580.

Zenzén, N., 1930b: Om ett konglomerat i kambrosiluren vid Rönnöfors i Offerdals socken i Jämtland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 52*, 91–110.

Zwart, H.J. (red.) 1978:Metamorphic Map of Europe *Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World. Leiden, UNESCO, Paris.*

Distribution

SGU
Box 670, 751 28 UPPSALA
Sweden
Tel. 018-17 90 00
Fax. 017-17 93 70

Printed by: Wikströms Tryckeri AB, Uppsala 1998

ISSN 1103-3363
ISBN 91-7158-605-9