

7. Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen

Von

Arne Strömberg

Inhalt.

	Seite
Einleitung	199
Übersicht über Gebirgsbau und Topographie	201
I. Der postkristallin deformierte Gesteinskomplex des Gebietes von Hede- Vemdalen	202
Der geologische Bau der östlichen Quarzitgebirge	202
Die Gebiete der Sparagmitformation	209
II. Der Augengneiss zwischen Hede und Tännäs	214
Regionale und petrographische Beschreibung	214
Grünstein und Grünschiefer im Gebiet der Gneisse	217
Die Verschiebungskontakte des Augengneisses	220
III. Die Gangdiabas-Sparagmit-Decke (Särvdecke)	223
Übersicht	223
Die Basis der Särvdecke	225
Der sog. Ottfjälldiabas	232
Sedimentäre Gesteine der Särvdecke	235
Das Gefüge der armierten Decke	236
IV. Höhere Decken	239
Serizitische Sparagmitschiefer auf Flatruet	239
Die Mylonitzone zwischen Sparagmitschiefer und Åreschiefer	239
Die Åreschieferdecke	240
Literaturverzeichnis	241

Einleitung.

Die allgemeinen Fortschritte der geologischen Forschung haben für die Deutung des Gebirgsbaues in Härjedalen immer günstigere Voraussetzungen geschaffen. Die während der letzten Dezennien in angrenzenden Teilen der Skanden durchgeführten Untersuchungen haben Anregungen gegeben, auf

den Resultaten der älteren geologischen Forschung in Härjedalen weiterzubauen. Besonders bei der Planung der Untersuchungen des Verfassers war die geologische Karte von A. E. TÖRNEBOHM aus dem Jahre 1896 von grossem Wert. Die Beobachtungen von TÖRNEBOHM konnten oftmals bekräftigt werden. Mit Ausnahme der Umgebung von Tännäs beruhen die Veränderungen des Kartenbildes vornehmlich darauf, dass die Kartierung jetzt in weniger übersichtlicher Weise erfolgt ist.

Mit der vorliegenden Arbeit will ich eine Übersicht hauptsächlich über die tektonischen Verhältnisse geben, die in den Kirchspielen Hede, Vemdalen und Tännäs im mittleren Härjedalen beobachtet wurden.

In gewisser Hinsicht sind die Resultate der Untersuchung noch vorläufig, da sich die endgültige Lösung vieler Probleme im besten Fall erst nach Ausführung weiterer petrographischer und tektonischer Analysen erwarten lässt. Neue Fragen tauchten im Laufe der Untersuchungen auf, sodass sich Besuche und Kartierung von immer weiter entfernt liegenden Orten als notwendig erwiesen.

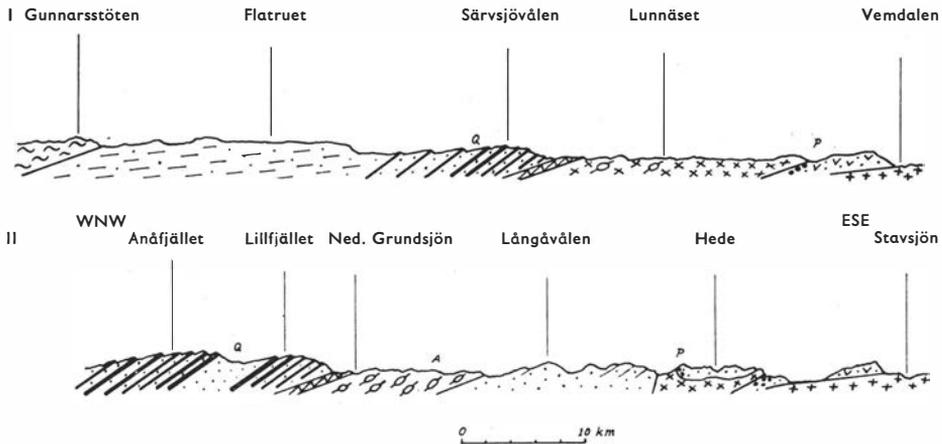
Wie es in der Geologie so oft der Fall sein kann, erboten die zur Verfügung stehenden Tatsachen manchmal mehrere Deutungsmöglichkeiten, besonders für die tektonischen Verhältnisse. Der Auffassung, der im Folgenden Ausdruck gegeben wird, liegen vor allem direkte Beobachtungen im Feld und Kartierungsergebnisse zu Grunde.

Die Untersuchungen in Härjedalen begannen im August 1950, als ich zusammen mit einigen anderen jungen Geologen unter der Leitung von Fil. lic. NILS MARKLUND Felduntersuchungen in Hede ausführte. Für seine damalige Initiative bin ich ihm zu vielem Dank verpflichtet.

Während der folgenden Jahre setzte ich die Untersuchungen fort. Im Jahre 1951 wurde der Gebirgsgrund längs eines Profiles von Hede bis Axhögen im oberen Mittådalen untersucht. Der Sommer 1952 wurde der geologischen Kartierung im Kirchspiel Hede gewidmet. 1953 wurde während einiger Wochen der Gebirgsgrund um das Pfarrdorf Tännäs untersucht. Im Sommer 1954 wurde der Gebirgsbau nordwestlich des Vemdalen studiert. Für diese Arbeiten standen mir Mittel aus dem Fond für Feldarbeiten der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät an der Universität Uppsala zur Verfügung.

Die Bearbeitung des im Felde eingesammelten Materiales wurde am Mineralogisch-Geologischen Institut in Uppsala ausgeführt. Dem Direktor des Instituts, Herrn Professor ERIK NORIN, bin ich für sein Interesse und seine Hilfe sehr dankbar.

Ganz besonders danke ich Herrn Doz. HANS J. KOARK, dessen Erfahrungen als Tektoniker und Petrograph mir sehr wertvoll waren.



A. Strömberg, 1953.

Fig. 1. Schematische Übersichtprofile durch den östlichen Teil der Skanden in Härjedalen. Profil I erstreckt sich von Gunnarsstöten, 4 km W vom Dorf Mittådalen bis zum Vemdalen. Profil II gibt einen südlicher gelegenen Querschnitt wieder, von Anåfjället, 6 km N von Ljusnedal zum Stavsjön, 15 km SE bei Hede. Der Übersichtlichkeit wegen wurden die Profile etwa 100 % überhöht, wodurch alle Einfallswinkel vergrößert und die Mächtigkeit der Formationen übertrieben wurden. Bezeichnungen, siehe Tafel III.

Allen meinen übrigen Freunden am Mineralogisch-Geologischen Institut in Uppsala will ich für die mir während meines dortigen Aufenthaltes so oft bewiesene Hilfsbereitschaft herzlich danken.

Übersicht über Gebirgsbau und Topographie.

Die schematischen Übersichtprofile in Fig. 1 zeigen Schnitte in WNW-Richtung durch den östlichen Teil der kaledonischen Bergkette.

Der überschobene Gebirgsgrund östlich des Augengneisses wird als ein hauptsächlich *postkristallin deformierter Gesteinskomplex* (*P*) aufgefasst. Derselbe besteht am weitesten im Osten aus Vemdalquarzit, der heute als isolierte Schollen verschiebungsdiskordant auf autochtonem Präkambrium oder Kambrosilur liegt. Bei Hede beginnt das kataklastische Kristallin im Gebirgsgrund aufzutreten, der von steilen Aufschiebungsflächen durchsetzt ist. Im Westen ist der postkristallin deformierte Gesteinskomplex durch eine Verschiebungsfläche gegen den Augengneiss begrenzt.

Mit dem *Augengneiss* (*A*) beginnt die komplexe, grosse Sevedecke, die aus mehreren untergeordneten Decken zusammengesetzt ist. Auf Grund der eigenartigen Tektonik des Augengneisses und seiner starken Metamorphose, sowie seiner deutlichen Verschiebungsgrenzen sowohl gegen das Liegende als das Hängende, wird er für das fragliche Gebiet als eine besondere tektonische Fazies ausgeschieden.

In der eigentlichen Verschiebungszone gegen die nächst höhere Einheit

tritt ein von Verschiebungsdiskordanzen umgebener und stark metamorphosierter *Sedimentkomplex* auf.

Dem Augengneiss und den sedimentären Gesteinen wurde eine meistens schwach metamorphe Decke überschoben, die aus *mit Diabasgänge armiertem, hellem Sparagmit* (Särvdecke, Q) besteht, der beim Verschwinden der Diabasgänge gegen W in *serizitischen Sparagmitschiefer* übergeht.

Die höhermetamorphe *Åreschieferdecke* bildet mit kalkigen und biotithaltigen Gneissen, Phylliten und Amphiboliten die oberste tektonische Einheit des Gebietes.

Das Panorama in Fig. 5, S. 206, zeigt die Aussicht vom Gipfel des Särvfjället gegen Süden. Die gestrichelten Linien markieren das Ausbeissen der Verschiebungsflächen. Von Osten her treten nacheinander die tektonischen Einheiten auf wie sie oben beschrieben worden sind.

Die Topographie ist je nach Art des Gebirgsgrundes verschieden ausgebildet. Das Graniterrain ist manchmal flach und kleinhügelig, aber oft tiefliegend und von weiten Mooren bedeckt. Die aus Vemdalquarzit bestehenden Berge haben flache Westflanken und Abstürze gegen Osten. Der rote Sparagmit bildet Berge mit stark zerklüfteten und steil abfallenden Flanken. Gegen Südwesten hat der Augengneiss seine eigene Topographie, welche der des Sparagmites mit steilen und recht hohen Bergen (rel. 200—400 m) weitgehend ähnelt. Die Front der Särvdecke ist im allgemeinen durch Berge oder niedrigere Höhen gut markiert, in denen das Ausstreichen der Gänge des Ottfjälldiabases die Profile der Bergkämme typisierend zackt.

Über das gesamte Gebiet erstreckt sich eine besonders mächtige Decke von Moränen und glaziofluvialen Bildungen. Daher ist es Bächen und Flüssen nur sporadisch gelungen, die quartären Ablagerungen zu unterschneiden. Ein Beispiel dafür bietet Lunån, der auf seinem 30 km langen Lauf von Särvfjället zum Ljusnan nur an drei bekannten Stellen über kleinen Felsenpartien strömt.

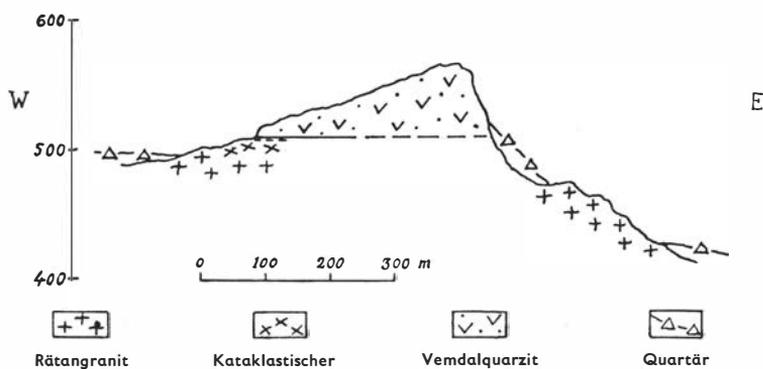
Für die geologische Aufnahme wurden die Kartenblätter der schwedischen Generalstabskarte von Hede, Tännäs, Åsarne im Masstab 1 : 50 000 und von Ljusnedal im Masstab 1 : 100 000 verwendet. Die Ortsangaben beziehen sich auf die Auflage dieser Karten im Masstab 1 : 100 000.

I. Der postkristallin deformierte Gesteinskomplex von Hede-Vemdalen.

Der geologische Bau der östlichen Quarzitgebirge.

Die Überschiebung des Vemdalquarzites.

In den Bergen rings um die Seen des Ljusnan südlich vom Vikarsjön tritt der Vemdalquarzit in verschiebungsdiskordanter Lage auf autochthonem Granit auf. Stavsjöberget, Glomberget und die Höhen am Südufer des Vikar-



A. Strömberg, 1952.

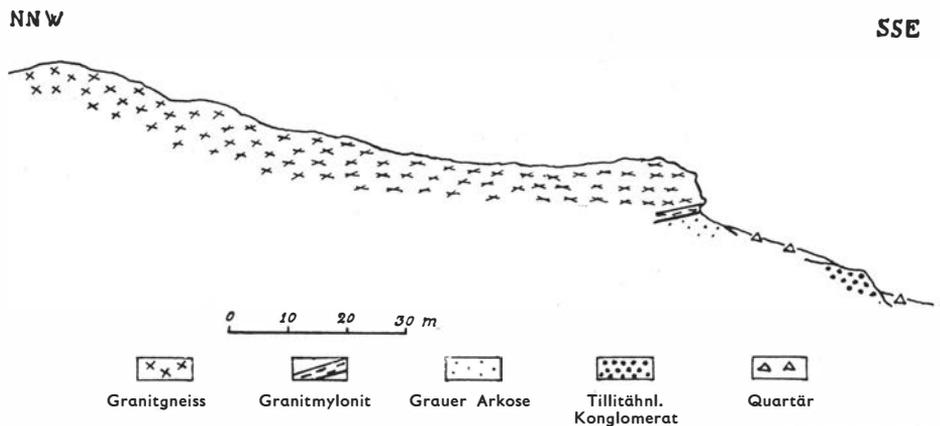
Fig. 2. Profil über den Stavsjöberget.

sjön bei Sörviken liegen als Relikte der Quarzitdecke auf einer Unterlage von präkambrischem Rätangranit.

Quer über den *Stavsjöberget* wurde ein Profil gelegt, dessen Höhen barometrisch bestimmt wurden (Fig. 2). Vom Kontakt mit dem Quarzit und etwa 10 m nach unten ist der Granit in abnehmendem Grad verschiefert. Das N—NNE Streichen der mehr oder weniger steil einfallenden *s*-Flächen zeigt gute Tautozonalität und gibt Hinweis auf eine nördlich streichende B-Achse. Unterhalb der genannten Kataklastizone ist der Granit, mit Ausnahme vielleicht von einzelnen Spalten, vollständig ungestört. Der mittelkörnige, schön rote Mikroklin-Granit ist dann als Baustein vollgut verwendbar. Die Fundamente der Ljusne-Brücke bei Hede sind mit Rätangranit bekleidet, der am Vikarsjön, etwa 20 m unter der dortigen Überschiebungszone, gebrochen worden sein soll.

Zunächst der Verschiebungsebene und einige Meter aufwärts ist der Quarzit deutlich rekrystallisiert. Höher oben zeigt sich eine allgemeine Schieferungsebene, die ungefähr 35° nach Westen einfällt. Vereinzelt Konglomeratbänke und Bänke von pelitischem Schiefer deuten darauf hin, dass die sedimentäre *s*-Ebene oft mit der genannten Schieferungsfläche zusammenfällt. Sonst sind die überschobenen quarzitischen Sandsteine im allgemeinen feinklastisch und von grauer, graugrüner oder weisser Farbe. Bezüglich des Feldspatgehaltes zeigen sie grosse Variationen von reinen weissen Quarz-Sandsteinen bis zu feldspatreichen grauen und grünen Arkosen.

Ein 20 m mächtiger grauer Tonschiefer mit vereinzelt, bis zu 0,5 m dicken Kalklinsen ist längs der Schlucht des *Hällbäcken* im Abhang gegen den Nordgipfel des *Sonfjället* entblösst. Der Schiefer fällt mit 25° gegen NW und ist stark gefaltet und verschmiert. Fossilien wurden nicht angetroffen. Einen ähnlichen grauen Tonschiefer findet man auch an der Brücke über den Valmån auf dem Weg nach Gammelbodvallen entblösst. Er ist gefaltet und fällt 80° gegen NW. Wo immer es möglich war, in den Quarzitmassen



A. Strömberg, 1954.

Fig. 3. Profil eines der nordwestlichsten Gipfel des Ornhögberget, 1200 m WNW vom Buchstaben „O“ im Ornhög.

eine Sedimentationsebene zu erkennen, wies sie ein westliches oder nordwestliches Fallen von wenigstens 30° auf.

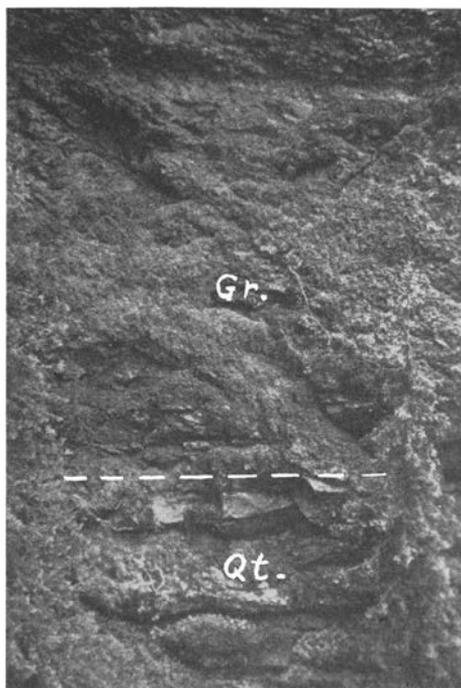
Das Vorkommen von Kalksteinbänken in der Schieferzone an der Nordböschung des Sonfjället kann möglicherweise kambrosilurisches Alter dieses Schiefers andeuten. Da der Schiefer als Gleitmittel für die Quarzitmassen gedient hat, scheint die starke Durchbewegung alle Fossilspuren zerstört zu haben. Ein näherer stratigraphischer Zusammenhang zwischen dem Vemdalarquarzit und den in diesem auftretenden kalkführenden Schiefen braucht nicht zu bestehen. Letztere können nämlich aus der parautochthonen Unterlage mitgeschleppt worden sein.

Östlich vom Stavsjön, im *Kalkberget*, findet man Orthozeratiten-Kalk auf niedrigeren Niveaus gegenüber dem höherliegenden Vemdalarquarzit.

Die Lokale am Kalkberget sind früher von ASKLUND (1933) beschrieben worden. Im südlicheren Kalksteinbruche am Bache fand ich einige fragmentarische und stark schiefgedrückte Exemplare von Orthozeratiten, die durch Verwitterung freigelegt waren.

430 m südwestlich von dem nördlicheren Kalksteinbruche findet sich in den überlagernden Quarziten ein stark kataklastisches Gestein. Sowohl im Anstehenden als auch im Handstück gleicht es geknetetem Granit und besteht aus in mylonitischer Grundmasse eingeschlossenen Granitfragmenten. Die Unterlage des Granitmylonites ist nicht entblösst, nach oben zu geht derselbe aber in der Höhe von 530 m ü. d. M. in verschieferten Quarzit über. Im Osten dieser Masse kataklastischen Granits, die offenbar bei der Überschiebung mitgeschleppt wurde, trifft man in 500—510 m ü. d. M. Orthozeratitenkalk an.

Barometrische Höhenbestimmungen im Gebiete südlich vom Vikarsjön deuten darauf hin, dass die Urgebirgsfläche unter dem überschobenen Vem-



Photo, A. Strömberg, 1954.

Fig. 4. Auf Quarzit (*Qt*) aufgeschobener, verschmierter Granit (*Gr*). Photographie vom Ostufer des Oddån am „b“ im Orrhögåb.

dalquarzit ziemlich eben ist und eine schwache Neigung gegen NW von der Grössenordnung $0,5^\circ$ besitzt (vgl. LJUNGER, 1950).

Das allgemeine Einfallen gegen W der sedimentären *s*-Flächen im Vemdalquarzit deutet auf eine starke Kompression dieses ganzen Gesteinskomplexes durch isoklinale Falten oder durch zu Aufschiebungen zerrissene Flexuren.

Die Länge und Richtung des Deckentransportes lässt sich nur mit grosser Unsicherheit einschätzen. Die Bewegungszone unter dem Vemdalquarzit kann als viel weniger ausgeprägt als die Verschiebungszonen im Seve-Gebirgsgrund bezeichnet werden. Soweit keine unbekanntenen Störungen vorliegen, bedarf es einer Bewegung von wenigstens 40 km um zu erklären, dass das Kambrosilur jetzt westlich vom Quarzit der Vemdalsfjällen hervortritt (ASKLUND, 1933, S. 53). Dazu kommt noch, dass die Erosion wahrscheinlich die östliche Erstreckung des Vemdalquarzites reduziert hat, sowie weiterhin, dass die beobachtete „Dachschindeltektonik“ eine wesentlich weitere Verbreitung der Sedimente in ihrer ursprünglichen Lage voraussetzt.

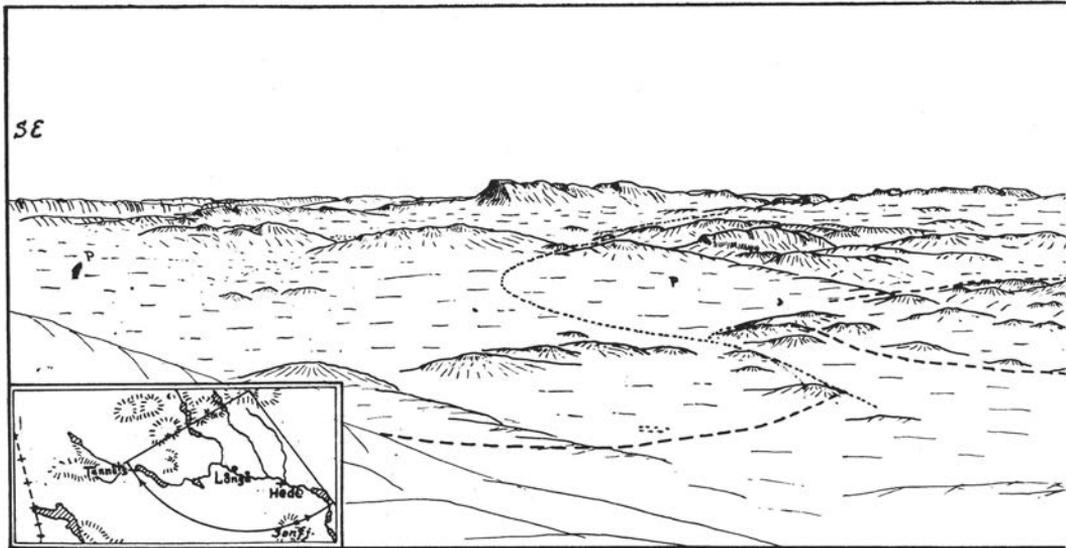


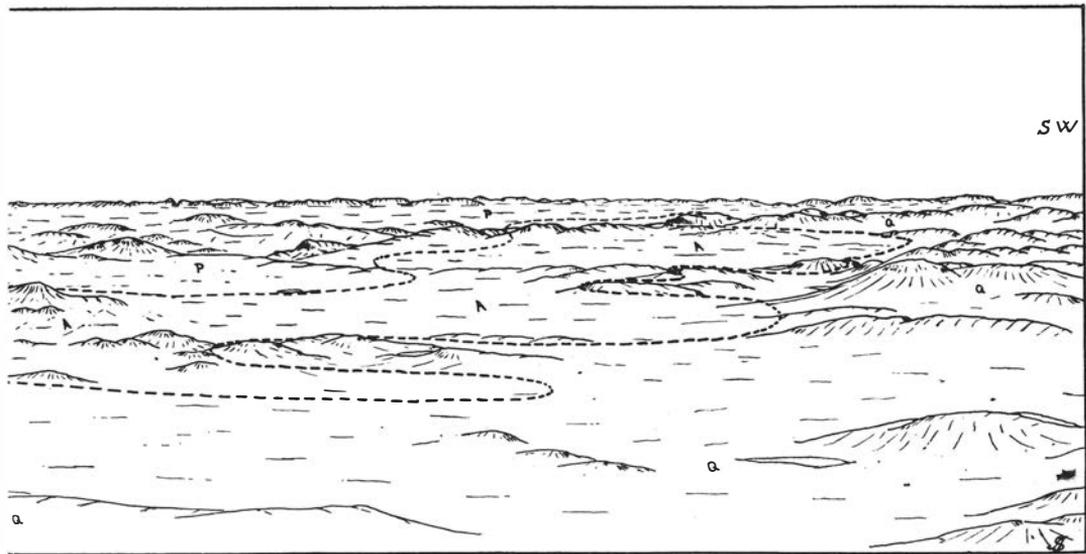
Fig. 5. Aussicht vom Gipfel des Särvfället (1169 m ü. d. M.) gegen Süden. Der Horizont erstreckt sich etwa 60 km von Vemdalen bis Tännäs. — Anfangs im Osten sieht man die postkristallin deformierten Gesteinskomplexe (*P*) mit einer gerade westlich von Hede markierten inneren Ver-

Das Verhältnis zwischen dem Präkambrium im NW und dem daran grenzenden Vemdalquarzit.

Wo die Grenze zwischen dem nordwestlichen Granitgneiss und dem Vemdalquarzit das Tal des Sör-Vemån oberhalb Vemdalen durchquert, tritt verschieferter Granit auf, der über die zur Formation des Vemdalquarzites gehörenden Gesteine überschoben ist.

Das Profil in Fig. 3 stammt von einem der nordwestlichsten Gipfel des *Orrhögberget*. In der Südflanke ist dort in etwa 570 m Höhe ein direkter Kontakt zwischen Granit und Arkose entblösst. Der Granit ist überschoben und zeigt von der Bewegungszone und aufwärts Kataklyse von allmählich abnehmender Stärke. Die Kontaktfläche streicht $N35^{\circ}E$ und fällt 28° gegen NW ein. Der kataklastische Granit ruht ohne scharfe Grenze auf einem 1 m mächtigen, stark verschmierten Schiefer (Granitmylonit).

Unter dem Granit und Schiefer folgt eine graue, feinkörnige, etwas umkristallisierte, quarzitisches Arkose. 10 m unter der Verschiebungsebene wird die Arkose dunkel und grobklastisch, mit verstreuten, oft deutlich kantigen Komponenten von Granit und Porphy. Ein derartiges tillitähnliches Konglomerat ist früher von DU RIETZ (1952) aus den tiefsten Lagen des Strömsquarzites beschrieben worden. Die Mächtigkeit dieses Konglomerates geht an diesem Lokal nicht klar hervor. Weiter südlich am *Orrhögberget*, wo eine ähnliche Sedimentplatte zwischen über- und unterlagerndem Granit einge-



A. Strömberg, 1952.

werfung, die schmale Zone des Augengneisses (*A*), der nach SW streicht, und schliesslich gegen Westen und im Vordergrund der Rand der Särvedeck (*Q*) in Lillfjället, Grundvålan und Särvsjövålarne.

klemmt beobachtet wurde, beträgt die totale Mächtigkeit des gleichen konglomeratischen Sandsteines etwa 20 m.

In der Bergschlucht des *Oddån östlich von Orrhögberget* liegt 20° gegen W einfallender Granit auf feinkörnigem, grauem, quarzitischem Sandstein (Fig. 4). Der Granit ist in einer 10 m mächtigen am Kontakt angrenzenden Zone stark verschiefert.

An der Nordseite des Sör-Vemån scheinen somit Platten von Sedimentgesteinen zu wiederholten Malen im überschobenen Granit aufzutreten. Erst am Brattberget, östlich des Oddån, besteht der Gebirgsgrund völlig aus feinklastischem, quarzitischem Sandstein von weisser oder grauweisser Farbe. Selbst so weit östlich wie am Kilberget trifft man Zonen von stark verschmierem Gestein. In der Nähe einer solchen Schieferzone zeigt auch der umgebende Quarzit ausgeprägte *s*-Flächen, die konform mit dem verschmierten Schiefer streichen. Sie haben eine Faltenachse, die in N85°W streicht und 35° gegen W einfällt.

Die Schuppentektonik, die sich für grosse Teile des überschobenen Gebirgsgrundes im Hede-Vemdalen als charakteristisch erwies, hat somit an der Grenze zwischen dem Vemdalquarzit und dem überschobenen Granit in einem Übergangsbereich mit Platten aus miteinander abwechselndem quarzitischem Sandstein und kataklastischem Granit ihren Ausdruck gefunden.

An der Südseite des Sör-Vemån sind die Aufschlüsse innerhalb des aktuellen Gebietes zwischen dem Nävjarne-Gebirge und Vemdalshammaren sel-

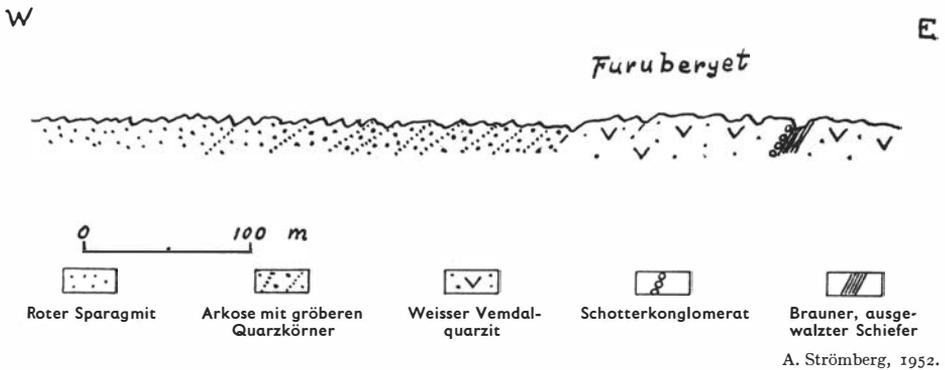


Fig. 6. Profil des Furuberg, 7 km südlich von Hede.

tener. Im Südhang von Nävjarna findet sich ein vergneisster Rätangranit, dessen Kataklyse offenbar nach unten zunimmt. Hier sind auch einzelne Zonen von Augengneiss beobachtet worden. Den Nupån aufwärts, ungefähr 3 km vom Vemån, tritt eine westwärts einfallende quarzitische Arkose auf. Das Einfallen weist darauf hin, dass die Verhältnisse den an der Nordseite des Vemån entsprechenden analog sind, d. h. der Granit ist vom Nordwesten den Gesteinen des Vemdalquarzites überschoben. Die Grenze zwischen den sedimentären Gesteinen und dem Granitgneiss biegt später nach Westen ab. Die Verhältnisse nördlich von Hede scheinen dafür zu sprechen, dass der dortige Sparagmit auf dem Granitgneiss ruht und gemeinsam mit diesem bei Überschiebung und Faltung deformiert wurde.

Die genannten Verhältnisse sowie die allgemeine tektonische Beanspruchung beinahe aller Gesteine westlich des Vemdalquarzites haben mich zu der Ansicht kommen lassen, dass der ganze Komplex aus postkristallin deformierten Gesteinen als eine Einheit gegen Osten verschoben worden ist.

Die Beziehungen zwischen Vemdalquarzit und rotem Sparagmit.

Folgende Beobachtungen können vielleicht die etwas unklaren Verhältnisse zwischen Vemdalquarzit und rotem Sparagmit ein wenig beleuchten.

Beim Furutjärn, im Südosten des *Furuberg*, 7 km südlich von Hede, tritt ein 5 m mächtiger, brauner, ausgewaltester Schiefer auf, der mit 40° gegen Südwesten einfällt. In seiner Streichrichtung gegen NNW hat die Erosion eine etwa 4 m tiefe Talsenke eingeschnitten (Fig. 6). Der Schiefer wird von einem schotterkonglomeratischen, groben Sandstein überlagert, worauf ein ziemlich reiner, weisser Quarzit 150 m nach Westen auf den Furuberg fortsetzt. Hier und da enthält dieser Quarzit dünne Konglomeratbänke mit oft steilem Einfallen. Die Gerölle in solchen Konglomerathorizonten können bis 5 cm im Durchmesser messen und bestehen hauptsächlich aus Gangquarz und Quarziten.

Der weisse Quarzit geht nach Westen in immer schlechter sortierten, rot verwitternden Sandstein über. Dieser ist zuerst von einem dunklen Typus, der durch verstreute, gröbere, kantige Körner aus Quarz in einer dichteren, feldspatreichen, grauen Grundmasse besonders ausgezeichnet ist. Die verstreuten Körner sind ungefähr 2 mm gross und sind oft in Sedimentationsebenen geschichtet, die im allgemeinen 35° gegen Westen bis Nordwesten einfallen. Konform orientierte Fugen treten innerhalb des ganzen Gebietes auf. Irgendwelche markierte Verschiebungsebenen konnten nicht beobachtet werden; die genannten Fugen bilden z. T. die Festigkeits-Anisotropie der sedimentären *s* ab.

Gegen Westen zu verliert der dunkle Sandstein immer mehr den Einschlag an grobklastischem Quarz und wird gleichzeitig heller. Ungefähr 200 m westlich des weissen Quarzites ist der Gebirgsgrund ganz in hellen roten Sparagmit übergegangen, der feinkörnig ist und verstreute kleine Körner von rötlichem Feldspat enthält.

Durch seine Lage zwischen dem weissen Quarzit und dem roten, hellen Sparagmit macht der dunkle Sandstein mit dem gröberen Quarz den Eindruck, eine Art Übergangsfazies zu sein.

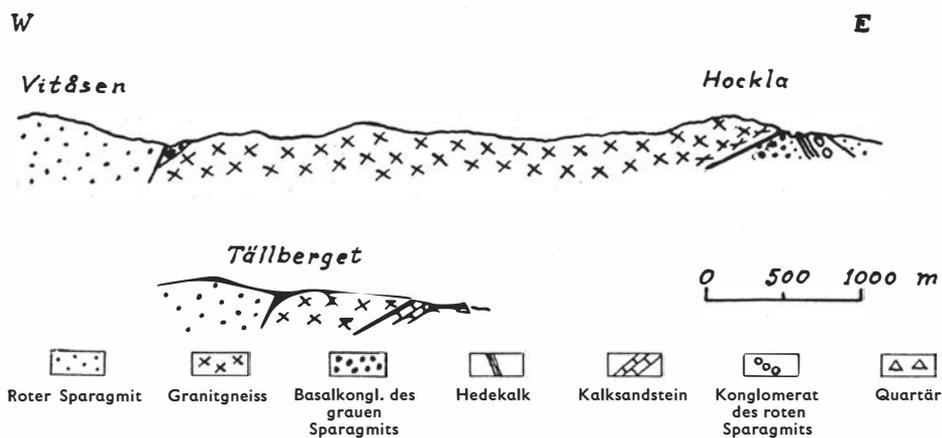
Die Gebiete der Sparagmitformation.

Der Gebirgsgrund um Hede.

Das westlich des Vikarsjön vorkommende Präkambrium ist durch im Anstehenden, im Handstück und unter dem Mikroskop erkennbare Kataklyse charakterisiert. Steile Bewegungsflächen zeichnen auch diesen Teil der Bergkette aus.

Das *Granitgneissgebiet südlich von Hede* ist im Westen, im Osten und wahrscheinlich auch im Norden von Verwerfungs- bzw. Verschiebungsflächen begrenzt. Das Ausbeissen einer Verschiebungsebene streicht von der Kirche von Hede über Åsen, Hockla, Mon und Tällberget gegen SSW. Längs dieser Linie wurde eine westliche Partie von kataklastischem Granit über aufgebogene und weich gefaltete Gesteine der Sparagmitformation geschoben. Unmittelbar im Süden von Tällberget trifft diese Verschiebungszone eine fast nord-südlich verlaufende Verwerfung, die bis gegen das Tal des Ljusnan westlich von Hede verfolgt werden konnte.

Am *Tällberget* findet sich von Sedimentgesteinen an der östlichen Seite der Verschiebungen nur ein rekristallisierter, sandiger Kalkstein (Fig. 7). Dieser fällt mit 35° gegen Westen unter Granit ein. Im Anstehenden erweckt der Granit den Anschein, als ob er ein Porphyr sei, was dazu geführt haben kann, dass ein entsprechendes Gebiet von HÖGBOM (1920) als Porphyr kartiert wurde. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein jedoch als ein kataklastischer Granit, in dem Mikroklin in einer granulierten Grundmasse aus Quarz, Feldspat und teilweise rekristallisiertem Glimmer Porphyroklasten bildet.



A. Strömberg, 1952.

Fig. 7. Profile des Gebietes von Granitgneiss südlich von Hede.

Der westliche Teil des Tällberget besteht aus zur oberen Sparagmitabteilung gehörendem, rotem, feinkörnigem, quarzitischem Sandstein in direktem Kontakt mit Granitgneiss. Dieser ist zunächst dem Kontakt in einer Breite von einigen Metern verschiefert, mit steil (60° — 80° gegen W) einfallenden, chloritbelegten *s*-Flächen. Der Verlauf der Kontaktzone über Tällberget zeugt von einer steil einfallenden Bewegungsebene.

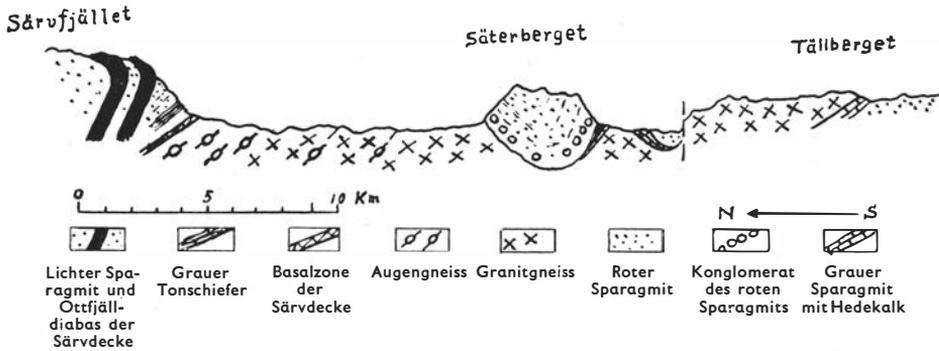
Gegen Norden nimmt die Breite des Granitgneissgebietes rasch zu. Etwa 3 km südlich von Hede erstreckt es sich zwischen Vitåsen und Hockla; siehe Fig. 7. Wie am Tällberget ist die westliche Bewegungsebene viel steiler als die östliche. Im Berg *Hockla* hat der Granitgneiss die Basalbildungen des Sparagmites überglitten, und gegen Westen die Sedimentgesteine der Sparagmitformation aufgerichtet.

Am Tal des Ljusnan werden plötzlich beide Verschiebungslinien abgelenkt. Die westliche Verwerfung findet sich auf der Nordseite des Tales östlich von der Mündung des Särvån bei Särvoset wieder und zieht von dort gegen Norden am Gehöfte Västra Röstan vorbei, wo sie wie im Süden zwischen dem westlichen Sparagmit und dem Granit von einer steilen (80° gegen W einfallenden) Verwerfung markiert wird.

Die Verwerfung setzt sich über Vinbergen weiter nach Norden fort und dürfte mit einer vermuteten Verwerfung bei Klackarna und Nysättern in Zusammenhang stehen, wo der Augengneiss durch die Aufbiegung des Granitgneisses gegen den Fuss des Särvfället hochgeschoben wurde (Fig. 8).

An der Nordseite des Ljusne-Tales, etwa 3,5 km weiter nach Osten, findet man in Ulvberget, Hede, eine östlichere Aufschiebung. Dort ist ein Granitkeil in die Verschiebungsebene eingetrieben worden (Fig. 9). Wie bei Hockla sind die Sedimentgesteine vor der Front des Granites zusammengefaltet.

Nördlich von Hede ist das Gebiet zwischen den Verschiebungen von



A. Strömberg, 1952.

Fig. 8. Schematisiertes Profil in Nord-Süd-Richtung vom Särvfjället bis Tällberget.

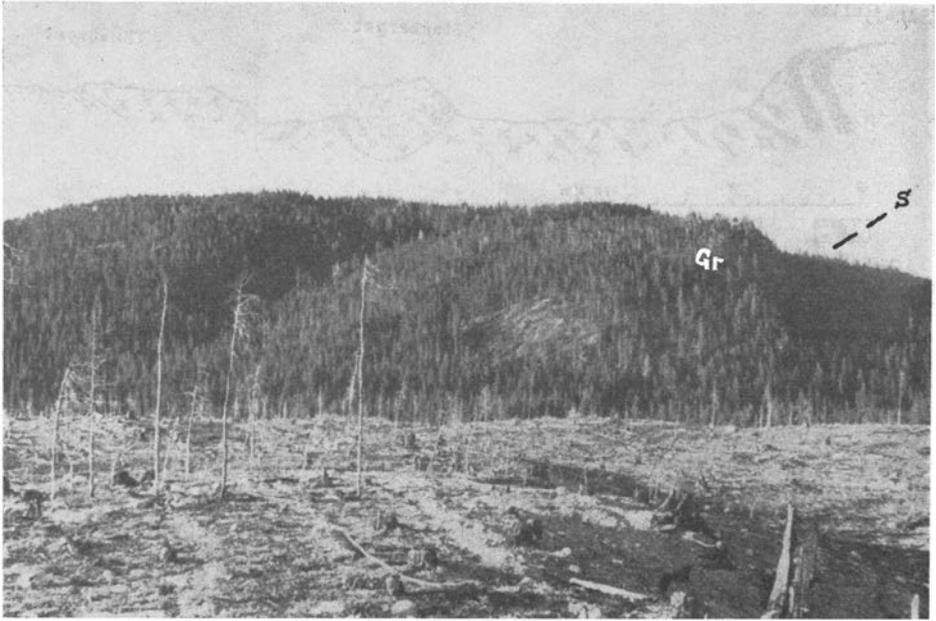
einer starken Synklinale am Säterberget gekennzeichnet, deren Faltungssache flach in $N60^{\circ}W$ liegt (Fig. 8). Gegen Südosten, im Husberget und Torrberget, tönt diese grosse Synklinale ab und wird flacher, um gegen die östliche Aufschübung in Ulvberget, Hede, ganz zu verschwinden. Im Tiefland zwischen dem Ljusnan und den genannten Bergen an der nördlichen Seite dürfte das Sedimentpaket nach derselben Faltungssache zusammengefaltet sein (STRÖMBERG, 1952).

Die Kartierung bei Hede wurde später von G. STÅLHÖS, Uppsala, fortgesetzt, der dem Gebirgsgrund der Umgebung von Hede ein eingehendes Studium gewidmet hat. Ich gebe daher nur eine kurze Übersicht über die Gesteine der Sparagmitformation. Dieselben zeigen um Hede grosse Variationen in der Mächtigkeit, wobei auch auskeilende Lager und Veränderungen im Charakter der Sedimente vorkommen.

Die untere, graue Sparagmitabteilung.

Die Basalbildung des grauen Sparagmites besteht aus einer Verwitterungsbreccie, die nach oben in ein basales Konglomerat übergeht. Das letztgenannte besitzt einen starken Einschlag von Material aus dem darunterliegenden Präkambrium samt von weissem Quarzit und Gangquarz in kantigen und flachen Stücken. Die Grundmasse ist grauschwarz und besteht zum grossen Teile aus dunklem Quarz. Dieser dunkle Quarz scheint übrigens in der unteren Sparagmitabteilung gewöhnlich zu sein und ist u. a. kennzeichnend für gewisse Varianten des Kalksandsteins, den ich früher (1952) von nördlichem Hede beschrieben habe.

Gegen Westen zu scheint der untere Sparagmit zu verschwinden und sein ausdauerndster Repräsentant ist das genannte Basalkonglomerat, das ausser bei Hockla auch bei Gethögen, 1 km SO von Hede sowie auf dem Säterberget angetroffen wurde. Das Vorkommen auf dem Säterberget ist insofern interessant als der obere, rote Sparagmit unmittelbar auf dem Basal-



Photo, A. Strömberg, 1952.

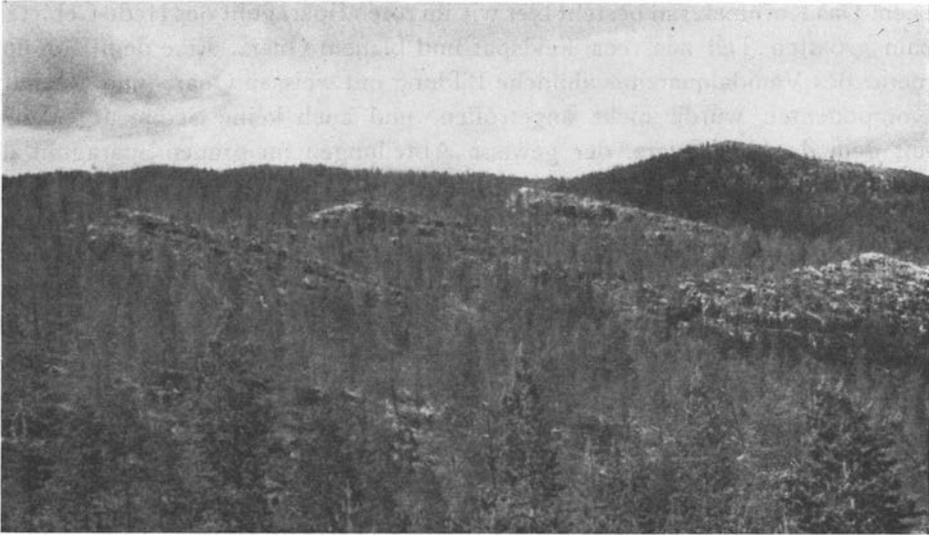
Fig. 9. Ulvberget, 4 km E von Hede. Photographie aus SW. Ein Granitkeil (*Gr*) ist im Aufschiebungsplan (*S*) aufgedrückt.

konglomerat ruht, also der Schiefer und der Hedekalk samt anderen Sedimentgesteinen fehlen. Deutliche Anzeichen einer Verschiebungsdiskordanz fehlen, wenngleich eine Diskordanz irgendeiner Art vorliegen dürfte.

Oberhalb der untersten Bildungen enthält die untere Abteilung: Schiefer, graue Arkose, quarzreichen Hedekalk, Kalksandstein mit verstreuten Knollen, sowie graugrüne Arkose. Es erscheint möglich, dass die untere (graue) Sparagmitabteilung ausserhalb eines begrenzten Gebietes nicht zur Ablagerung gekommen ist. Die Variationen in der Mächtigkeit aller Gesteine und besonders des Hedekalkes sprechen für eine solche Erklärung seines begrenzten Auftretens. Schon bei einer früheren Gelegenheit habe ich (1952, S. 315) hervorgehoben, dass der Hedekalk auf einer geneigten Unterlage zur Ablagerung gekommen sein dürfte.

Die obere Abteilung der Sparagmit-Formation.

Diese Abteilung enthält in ihrem unteren Abschnitt immer grobes Material. Dieses tritt im allgemeinen in der Form von konglomeratischen Bänken mit begrenzter Ausbreitung auf. Die Konglomerate sind äusserst polymikt, mit Elementen aus Granit, Quarz- oder Feldspat-Porphyren, Glimmerschiefern, Quarziten und Grünsteinen. Eine Diskontinuität wird ausser durch das Konglomerat auch durch das Auftreten des Sparagmites auf variierender Unterlage



Photo, A. Strömberg, 1952.

Fig. 10. Westlich einfallende Schuppen am Sunnanåsen, 1 km S von Långå.

angedeutet. Am Westende des Säterberget liegt, wie schon genannt, der rote Sparagmit direkt auf der Basalbildung der unteren Abteilung; in der Südflanke des Husberget auf den obersten Gebilden der unteren Abteilung, einer graugrünen Arkose.

In den oberen Teilen ist der rote Sparagmit ein feinkörniger, lichtroter bis violetter, quarzitischer Sandstein mit eingestreuten Körnern aus rotem Feldspat. Wo er gelegentlich gröber wird, treten zentimetergrosse Körner von rosa Feldspat und blauem Quarz auf. In diesen Fällen hat ein grobkristalliner oder mittelkörniger Granit das Material für den Sandstein geliefert.

Innerhalb des untersuchten Gebietes kommt nur mittelkörniger, manchmal etwas mikroklinaugenführender Rätangranit vor. Dieser ist reich an rosa oder rotem Mikroklin, enthält hellen Quarz und Muskovit oder hellen Biotit, sowie als akzessorischen Bestandteil besonders Titanit. Unter tektonischen Einflüssen kann der gewöhnlich rote Granit seine Farbe in violett oder graugrün verändern. Letztere Farbe zeigt der Granit im Ulvberget, Hede, wo er vom Verfasser früher als dem Revsundgranit ähnlich bezeichnet wurde.

Das Gebiet mit Schuppen-Tektonik südlich von Långå.

In dem weiten Gebiet mit Sparagmit zwischen Hede und Lossnen habe ich nie grössere Variation in der Ausbildung des hellen, feldspatführenden, quarzitäen Sandsteins beobachtet, der hier allein die Sparagmit-Formation repräsentiert. Der Sparagmit ist gleichmässig feinklastisch, mit eingestreuten Körnern von weissem und rotem Feldspat. Es kommen jedoch auch gröber klastische Bänke vor, in denen die Körner bis 1 cm im Durchmesser errei-

chen. Das Kornmaterial besteht hier wie im roten Sparagmit des Hede-Gebietes zum grössten Teil aus rosa Feldspat und blauem Quarz. Eine dem Konglomerat des Vemdalquarzites ähnliche Bildung mit weissen Quarz- und Quarzit-Komponenten wurde nicht angetroffen, und auch keine Sedimentgesteine mit dem dunklen Quarz, der gewisse Abteilungen im grauen Sparagmit zu kennzeichnen scheint.

Im Westen innerhalb des Gebietes der hellen Sparagmite drücken starke Zerklüftung längs steiler Klüfte und westlich einfallende kleine Verschiebungsebenen der Tektonik ihr Gepräge auf. Fig. 10 zeigt derartige Verschiebungsflächen am *Sunnanåsen*, 1 km S von *Långå*. Jede Fläche fällt ungefähr mit 25° nach Westen ein und besitzt eine 5—10 cm dicke Schicht von mylonisiertem Quarzit mit etwas Kristalloblastese.

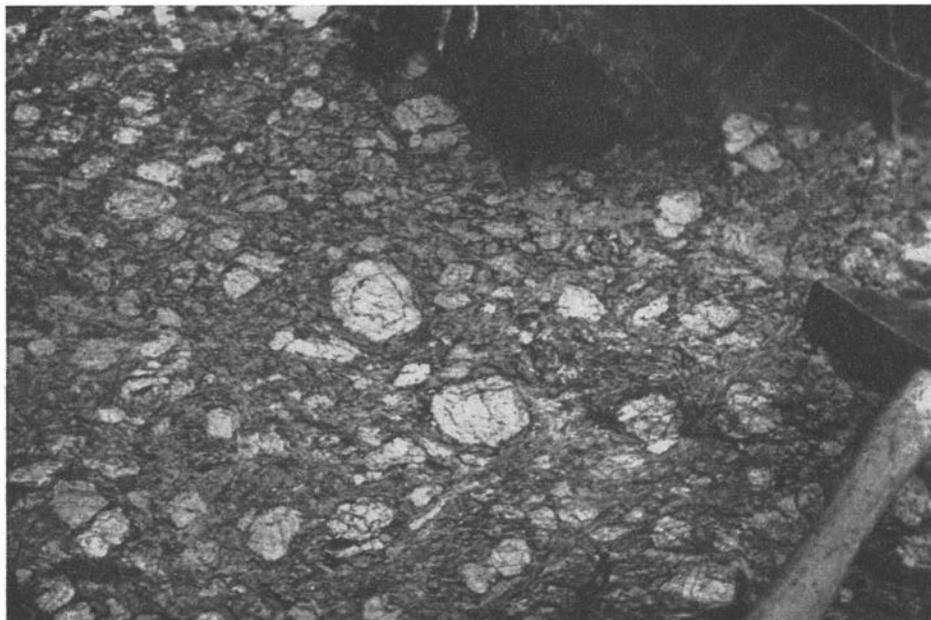
II. Der Augengneiss zwischen Hede und Tännäs.

Regionale und petrographische Beschreibung.

Einleitung.

Im Kirchspiel Hede tritt der Augengneiss innerhalb eines ungefähr 5 km breiten Streifens auf, der sich von Frösjön im Südwesten bis zum Dorf Lunnäset im Nordosten erstreckt. Östlich der Wasserscheide zwischen den Tälern des Särvån und Lunån fehlen dem Gneiss die Feldspatagen. Man findet dort ausgedehnte Granitgebiete mit relativ schwacher tektonischer Beeinflussung. Innerhalb dieses ganzen östlichen Gebietes zeigt das Präkambrium Ähnlichkeit mit dem Granitgneiss in dessen Gebiet unmittelbar südlich von Hede. Diese Gebiete mit kataklastischem Granit möchte ich in tektonischer Hinsicht mit den sedimentären Gesteinen um Hede vergleichen, die zusammen mit dem umgebenden Granitgneiss nur einer Kataklase ausgesetzt wurden. Dagegen ist der Augengneiss durch Neubildung von Mineralen in einer durchgreifenden Weise umgestaltet.

Als Augengneiss wird in dieser Arbeit ein Gestein bezeichnet, das in einer rekristallisierten Grundmasse mehr als erbsengrosse Porphyroblasten aus Feldspat enthält (Fig. 11). Die Grundmasse kann oftmals eine makroskopisch gut erkenntliche Kristallinität besitzen. Wo der Augengneiss gut ausgebildet ist, bietet er mit nussgrossen Porphyroblasten aus grauweissem oder fleischrotem Feldspat in einer durch Epidot grüngefärbten Grundmasse aus ausgewalztem Quarz und Plagioklas einen prächtigen Anblick. Die Metamorphose im Gebiete des Augengneisses scheint nicht gleichmässig zu sein. Im östlichen Teil, um das Tal des Särvån herum, ist das Gestein von zahlreichen, bis zu 1 dm breiten Sprüngen durchzogen, die von neugebildeten Quarz und Kalifeldspat erfüllt sind. Schieferigkeitszonen mit Kristalloblastese wechseln mit mehr massigem Granitgneiss. Im Westen dagegen, am Lossnen, ist der Augengneiss im allgemeinen mehr homogen, die Feldspatagen sind



Photo, A. Strömberg, 1952.

Fig. 11. Augengneiss von Bockhammaren, 7 km W vom Dorf Lunnäset. Man beobachtet den dunklen Anwachsrand einer der grössten Porphyroblasten in der Mitte des Bildes.

gut ausgebildet und die Kristallisation ist im allgemeinen weiter fortgeschritten. Ausgefüllte Spalten kommen selten vor, und das Gestein hat in seiner Gänze ein mehr granitisches, gleichkörniges Aussehen mit z. T. beibehaltener porphyroblastischer Struktur.

Der Augengneiss westlich von Tännäs.

Beim *Långberget*, 2 km W von Tännäs, beginnt ein neues Gebiet mit Augengneiss. Dieses Gestein ist dort durch intensive Deformation und starke Neubildung von Kristallen gebändert. Zolldicke, helle Bänder bestehen aus Zoisit und Quarz mit akzessorischem Kalzit, Apatit, Fluorit, Titanit und Hämatit. Diese Bänder wechseln mit mehr oder weniger normalem Augengneiss ab, in dem Kristalloblasten aus Mikroklin in einer Zwischenmasse aus rekristallisiertem Quarz und Albit eingebettet liegen. Im östlichen Abhang des *Långberget* kommen mehrere Meter dicke, bankförmige Partien aus stark gefaltetem, hartem Quarzitschiefer vor. Relikte von Granitgneiss wurden nicht angetroffen. Da gleichzeitig der Grad der Metamorphose hoch ist, kann das ursprüngliche Gestein in diesem Falle ebensogut eine Arkose als ein granitisches Ausgangsgestein gewesen sein. Dieses westliche Augengneiss-Gebiet wird im folgenden nicht behandelt werden. Wenn das fragliche Gestein ohne Lokalangabe genannt wird, ist das Augengneiss-Gebiet im zentralen Teil der Karte gemeint.

Petrographische Beschreibung des Augengneisses.

Infolge wechselnden Gehaltes an dunklen Mineralen können Farbe und Zusammensetzung des Augengneisses beträchtlich variieren, ohne dass sich seine blastomylonitische Struktur verändert. Ein helles Gestein von gleichmässiger Ausbildung zeugt von einem Ursprungsgestein von granitischer Zusammensetzung, während der dunklere Augengneiss einen Zuschuss von Kalzium, Eisen und Magnesium aus basischen Gesteinen erhalten zu haben scheint. Infolge der Metamorphose und des damit verbundenen Substanztransportes sind alle Übergänge diffus geworden und Kontraste in der Zusammensetzung haben sich etwas ausgeglichen.

Ein gewöhnlicher, ziemlich heller Typus von Augengneiss tritt in einem Einschnitt der Landstrasse am östlichen Ende des Lossnen, 3 km westlich von *Midskogsbygget*, auf. Das Gestein besitzt eine ausgeprägte *s*-Fläche mit einem Fallen von 10° gegen NW, und alle Minerale haben in dieser Ebene ihre grösste Erstreckung.

Hauptbestandteile: Kalifeldspat, Quarz.

Nebenbestandteile: Plagioklas, Biotit.

Akzessorische Minerale: Epidot, Apatit, Titanit, Ilmenit, Serizit, Klinozoisit, Chlorit.

Kalifeldspat: kommt als 0,5—5 cm hohe und 1—7 cm breite Porphyroblasten mit der grössten Breite in der Ebene der *s*-Fläche vor. In der Richtung der dominierenden B-Achse (10° gegen $N60^\circ W$ einfallend) haben die Porphyroblasten ihre grösste Erstreckung. Im Feld wurden bis 20 cm lange „Augen“ beobachtet. Kalifeldspat hat den Plagioklas korrodiert, von dem isolierte Reste mit beibehaltener Orientierung in den Porphyroblasten liegen. Letztere scheinen dagegen von Quarz korrodiert zu werden, der dadurch als scheinbar isolierte Einschlüsse auftritt. Anwachsränder aus kontrastierendem Material wurden beobachtet. Oftmals werden die Strukturen von Erzmineralen markiert, manchmal tritt eine Zone mit Quarz auf. Dies müsste andeuten, dass die Porphyroblasten teilweise unter paradeformativen Bedingungen gebildet wurden (vgl. SANDER, 1911).

Quarz kommt hauptsächlich in bis zu 5 mm langen, sich schlängelnden Bändern als „Plattenquarz“ vor. Dieselben sind stark undulös und zeigen Böhmsche Streifung von im Mittel 25° zur Auswalzungsebene. Einschlüsse von Quarz in Kalifeldspat besitzen schwache Undulosität.

Biotit bildet lamelläre Aggregate von bis zu 4 mm Länge. Das Mineral bildet oft Aggregatkomplexe mit den Spaltflächen abwechselnd in $\pm 30^\circ$ gegen die dominierende Auswalzungsebene. Pleochroismus in braun-grün. Die Lamellen sind oft stark gebogen und undulös. Auslöschungswinkel 3° . Der Biotit ist manchmal etwas zu Chlorit umgewandelt.

Plagioklas ist zu Bändern mit Längen von 10 mm oder mehr ausgewalzt. Er ist so gut wie vollständig in eine wirre Masse kleiner Kristalle von Klinozoisit, Epidot und Serizit sowie Albit verwandelt. Eine einheitliche Auslöschung kann im Plagioklas nicht beobachtet werden.

Epidot ist eine Komponente in den feinkristallinen Umwandlungsprodukten nach früherem Plagioklas. Ausserdem kommt Epidot in etwa 0,1 mm langen, gelbgrünen Kristallen mit pseudo-hexagonalem Querschnitt vor. Er findet sich im Gestein ziemlich gleichmässig verteilt.

Apatit tritt mit kurz-prismatischen Kristallindividuen von 0,1 mm Durchmesser auf.

Es scheint mit der kristallographischen C-Achse in der Richtung der Faltungsachse orientiert zu sein. Das Mineral kommt besonders in Biotit oder in seiner unmittelbaren Nähe vor.

Titanit findet sich in unregelmässigen, manchmal zwillingsbildenden Kristallaggregaten von bis zu 2 mm Länge. Besitzt Pleochroismus von hell- bis dunkelbraun. Kommt im Anschluss an Biotit, besonders aber im Zusammenhang mit Erzmineralen vor.

Oxydisches Erzmineral (Ilmenit und Magnetit) kommt als unregelmässige Anhäufungen von Körnern vor. Diese sind nicht geradezu dendritisch, liegen aber in löcherigen Aggregaten von tabularer Form. Im auffallenden Licht hat das Mineral stahlgraue Farbe. Das Erzmineral ist oft von Titanit umgeben.

Im Augengneiss haben sich oftmals deutliche Faltungsachsen ausgebildet. Am stärksten tritt eine B-Achse mit der Richtung N55°W mit verhältnismässig steilem Fallen von im Mittel 25° gegen W hervor. Längs dieser Achse ist nicht nur eine Kleinfaltung (mit monoklin symmetrischen Falten) eingetreten, sondern es haben sich auch Falten von grösserer Amplitude gebildet. Dieses verursacht, wie aus Tafel III hervorgeht, eine gewisse Welligkeit im Ausbeissen der Verschiebungsebene. Da die Erosion in Antiklinalen das stärkste Resultat erreicht (HÖGBOM, 1920, S. 84), findet man auch in den nördlichen Talflanken nordöstliches Einfallen.

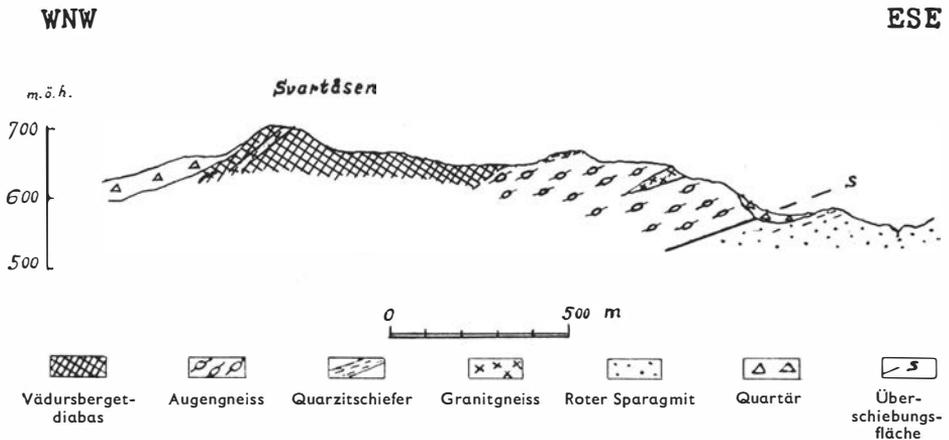
Faltenachsen mit Orientierung gegen Westen oder Norden liegen im allgemeinen flach. Das bisher aufgesammelte Material ist noch nicht ausreichend, um das Altersverhältnis zwischen verschiedenen Faltenachsenrichtungen im Augengneiss endgültig festzulegen.

Grünstein und Grünschiefer im Gebiet der Gneisse.

Ein prä- oder synorogener Diabas.

TÖRNEBOHM (1896, S. 116) erwähnt einen grauen Augengranit im *Vedursberget*. Im Profil und in der Beschreibung ist ein Gang von Otffjälldiabas angegeben, umschlossen von dem genannten Granit.

Ein petrographischer Vergleich zeigt, dass der Diabas im Vedursberget eine grobkristallinische, fast gabbroidale, ophitische Struktur mit gleichmässiger Korngrösse besitzt. Sein Plagioklas tritt in der Form von oft zonar gebauten Leisten mit der Zusammensetzung $An_{60}Ab_{40}$ auf. Der Pyroxen des Diabases ist Augit, der meistens zu pseudomorphen Kristallaggregaten von Hornblende uralitisiert ist. Strahlige Aggregate von Serpentin kommen vor. An akzessorischen Mineralen findet sich besonders Apatit, sowie oxydisches Erz. Olivin, oder Pseudomorphosen nach diesem Mineral, wurden nicht beobachtet (vgl. den Otffjälldiabas). Die porphyrischen Strukturmerkmale, die den Otffjälldiabas kennzeichnen, fehlen ganz. Die Unterschiede zwischen beiden Diabas-Typen können auf verschiedenen Erstarrungsbedingungen beruhen. Nach Meinung des Verfassers sind jedoch die Unterschiede so gross, dass die Gesteine kaum denselben magmatischen Ursprung gehabt haben können.



A. Strömberg, 1952.

Fig. 12. Profil von Svartåsen bis Vålungsbacken.

Dagegen scheint mir A. G. HÖGBOMS Auffassung richtiger, der auf seiner geol. Provinzkarte (1920) dieses Gestein als Åsbydiabas darstellt.

Am *Vemvallen* kommt ein uralitisierter Diabas vom selben Typus wie im Vedursberget vor. An den Rändern des Massives ist der Diabas verschiefert.

Noch deutlicher wurde diese Marginalverschiebung in einem ähnlichen Massiv in *Svartåsen* (Fig. 12) beobachtet. Das dortige basische Gestein gleicht in Petrographie und Auftreten dem Diabas des Vedursberget. Auch dieser Diabas besitzt in den inneren Teilen eine gut erhaltene kristallinische Struktur, zeigt jedoch gegen die Ränder des Massives eine zunehmende Verschieferung.

Im südwestlichen Abhang des Svartåsen wurde im Diabas ein Graniteinschluss beobachtet. Der Granitkörper ist 10 m dick und hat planparallele Begrenzungsflächen, die mit 30° gegen W einfallen. Man kann annehmen, dass die Platte mit den nicht beobachteten Grenzflächen des Diabasmassives konform liegt. Dies würde das ganze Massiv als einen Gang kennzeichnen. Der Granit ist ein gleichmässig mittelkörniger, roter Mikroklinggranit. Er ist etwas rekristallisiert und besitzt in der Richtung 35° gegen $N70^\circ W$ eine Tendenz zu Linearstruktur. Die Kontakte mit dem Diabas sind eben, ohne Apophysen oder andere Marginaleffekte. Im grossen ganzen ähnelt der Granit den als Relikte gedeuteten Partien des roten Granitgneisses im Augengneiss. Grössere derartige Reliktgebiete finden sich östlich von Norrsäteren im Talzug des Mittån, sowie unmittelbar nordwestlich vom Rännåfallet. Es hat den Anschein, als wäre die beschriebene Granitplatte ein bei der Intrusion eingeschlossener Teil des umgebenden Grundgebirges. Der Diabas in Svartåsen scheint somit prätektonisch zu sein.

Grünschiefer im Augengneiss.

In unmittelbarer Nähe des Grünstein-Massives im Augengneiss ist derselbe infolge Reichtums an Ferro-Magnesium-Mineralen dunkel gefärbt. Ein allmählicher Übergang in der Zusammensetzung der Gesteine tritt z. B. im Südhang des *Knätten* am Nedre Grundsjön hervor, wo ein harter, serizitischer Grünschiefer nach oben zunehmende Kristalloblastese mit Porphyroblasten aus Alkalifeldspat zeigt, wonach das Gestein über eine dunkle amphibolreiche Variante von Augengneiss in normalen, hellen Augengneiss übergeht. Dunkle, stark schieferige und stengelige Grünschiefer sind im Augengneiss häufig. Diese Schiefer sind gegen den umgebenden Augengneiss diffus begrenzt und haben meist eine Mächtigkeit von nur wenigen Metern. Ausser am Nedre Grundsjön wurden solche Schiefer am Bockhammaren, Kroksberget, 1 km S Vemvallen, Glommen S vom Ljusnan am Midskogsbygget, sowie im Südosthang des Särvdalsknätten beobachtet. Faltungachsen, die in mehreren dieser Schiefer beobachtet wurden, sind in naher Übereinstimmung mit der Struktur des umgebenden Augengneisses orientiert.

Man könnte den Grünschiefer vom Südosthang des *Särvdalsknätten* auf Grund seiner Struktur auch einen dunklen Augengneiss nennen, wie aus einer näheren Beschreibung hervorgeht.

Hauptbestandteile: Plagioklas, Hornblende.

Nebenbestandteile: Quarz, Serizit, Kalifeldspat.

Akzessorische Bestandteile: Epidot, Apatit, Chlorit, Titanit, Erzminerale.

Plagioklas kommt als feinlamellierte Albit-Zwillinge mit einer Länge von 3–5 mm vor. Der Feldspat ist im allgemeinen von Serizit und Epidot durchsetzt. Diese Minerale scheinen zum grossen Teile mehr Einschlüsse als Umwandlungsprodukte zu sein. Die Zusammensetzung wurde zu $Ab_{95}An_{05}$ bestimmt, also fast reiner Albit. Reste einer älteren und kalkreicheren Plagioklasgeneration werden von bis zu 1 mm breiten, welligen Bändern von Serizit mit oft stellenweise einheitlicher Auslöschung angezeigt. Kleine Kristalle von Epidot, 0,03 mm, liegen in den Serizitbändern eingestreut.

Hornblende tritt in kurz-prismatischen Kristallindividuen von bis zu 0,5 mm grössten Durchmesser auf, die oft in 2 mm grosse Kristallaggregate angehäuft sind. Das Mineral zeigt Pleochroismus in hellgelb—gelbgrün—olivgrün. Der Längsschnitt zeigt einen maximalen Auslöschungswinkel von 24°.

Quarz kommt in geringer Menge zwischen anderen Mineralen eingesprengt vor. 0,5 mm lange Quarzindividuen zeigen stark undulöse Auslöschung. In Reaktionsgefüge mit Hornblende hat der Quarz dieses Mineral korrodiert und findet sich als eingesprengte Körner mit schwacher Undulosität.

Kalifeldspat in der Form von Mikroklinperit tritt granophag als vereinzelte Kristalle ohne Einschlüsse auf.

Epidot liegt zum Teil als kleine Kristalle im Gestein gestreut, tritt aber auch in schwach grün gefärbten, 0,1 mm grossen Kristallaggregaten, besonders im Anschluss an Hornblende, auf.

Apatit ist kurzprismatisch mit 0,15 mm langen und 0,05 dicken Individuen. Dieselben kommen am reichlichsten in Hornblende, aber auch mit anderen Mineralen vergesellschaftet vor.

Titanit kommt immer zusammen mit einem oxydischen Erzmineral vor, das in aufgeschlitzten, 0,5 mm grossen Körnern vorkommt, die manchmal zerrissen und ausgewalzt und oft von Titanit umschlossen sind.

Chlorit kommt als kleine Schlieren im Zusammenhang mit Hornblende vor.

Die Verschiebungskontakte des Augengneisses.

In der Morphologie der Landschaft ist die untere Grenze des Augengneisses gegen den Sparagmit oft durch Berge und Wasserfälle markiert, wobei ein durch Mylonitisierung gehärteter Quarzit den Gipfel des Berges, bzw. die Schwelle des Falles bildet.

Ultramylonit in der Überschiebungszone unterhalb des Augengneisses.

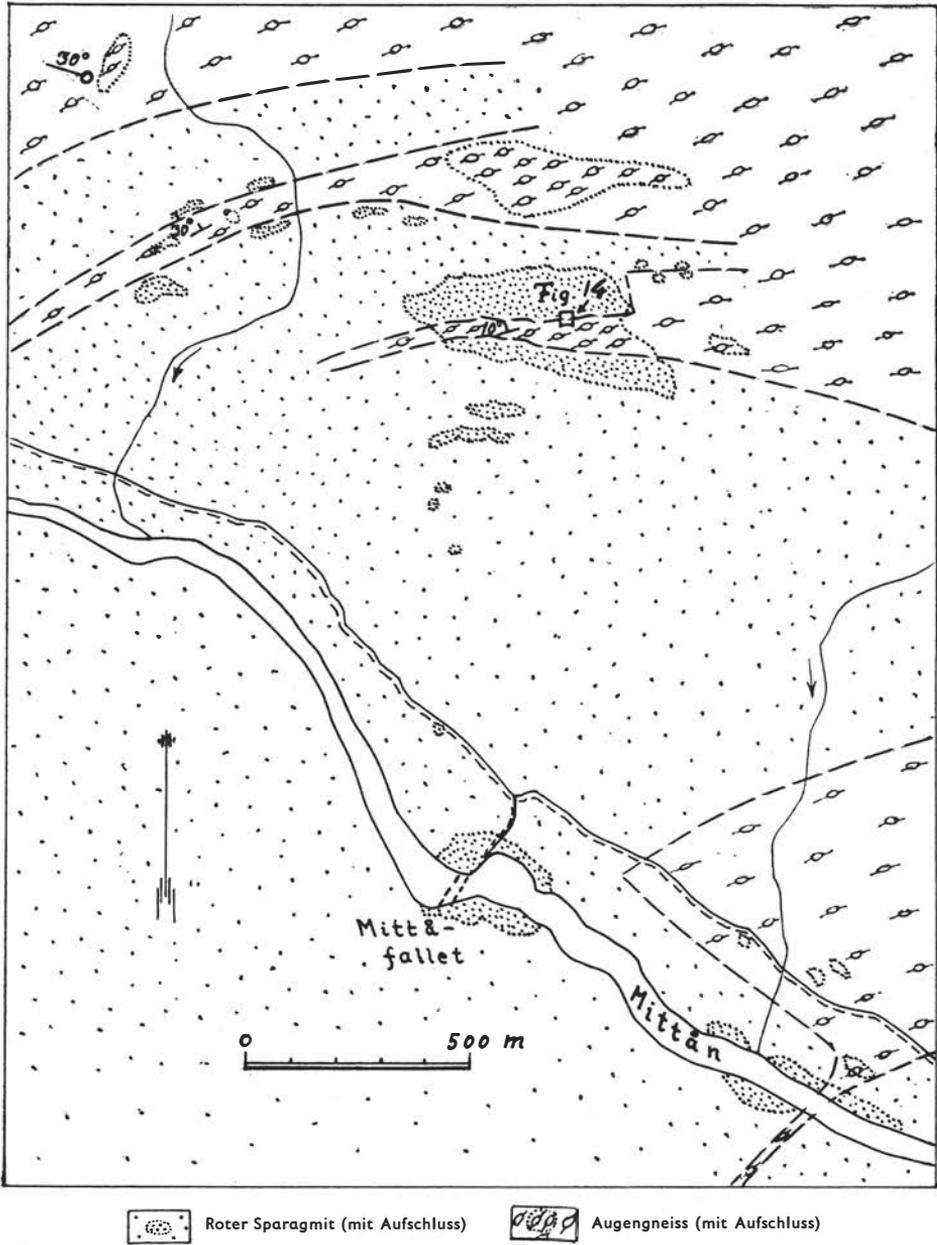
1400 m SO vom Stöptjärn, östlich vom *Vedursberget*, konnte ein direkter Kontakt studiert werden. Nur eine nicht entblösste Lücke von 1 m trennt dort den Augengneiss vom liegenden Quarzit. Die *s*-Flächen des Augengneisses streichen in der Richtung N30°W und fallen steil nach Norden. Seine Faltungsachse ist hier in der Schieferungsebene orientiert und besitzt ein nordwestliches Fallen von 27°. Die Kontaktzone verläuft horizontal entlang dem WSW streichenden Berghang.

Unter dem Augengneiss folgt ein feuersteinartiger, harter, quarzitischer Mylonit, der von einem System 1—3 mm breiter, violetter Adern durchsetzt ist (Flinty crush rock, siehe SHAND, 1917). Gesteine dieses Typus sind nur in nahem Zusammenhang mit einer ausgeprägten Verschiebungsebene angetroffen worden und scheinen für Zonen intensiver Bewegung charakteristisch zu sein. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als aus Adern mit einem ultramylonitischen Gesteinsmaterial in mylonitischer Umgebung bestehend. Letztere enthält fein verteilte Fragmente von Quarz, Kalifeldspat, Chlorit und Serizit, samt in den Zwischenräumen zwischen den Körnern und in Spalten eingesprengtem Magnetit. Die ultramylonitischen Adern enthalten eine grosse Menge feinkörnigen Magnetits (Durchm. 0,005 mm) in einer isotropen Grundmasse.

Auf Grund des schlängelnden Verlaufes der Adern und der isotropen Eigenschaft der Grundmasse könnte man geneigt sein, das Gestein im Adernetz als pseudoeruptiv zu bezeichnen. Es wurden jedoch keine Ansmelzungseffekte beobachtet. Der Reichtum des Adergesteines an Magnetit stimmt mit der entsprechenden Eigenschaft bei Pseudotachyliten überein (vgl. HAMMER, 1930 und DIETRICHSON, 1953).

JOHN und CRAIG (1923, 1925) haben Flinty crush rocks von den Hebriden beschrieben, wo sich diese Gesteine unter einer überschobenen Gneissmasse gebildet haben.

Infolge der losen Erdlager ist die Mächtigkeit des mylonitischen Quarzites

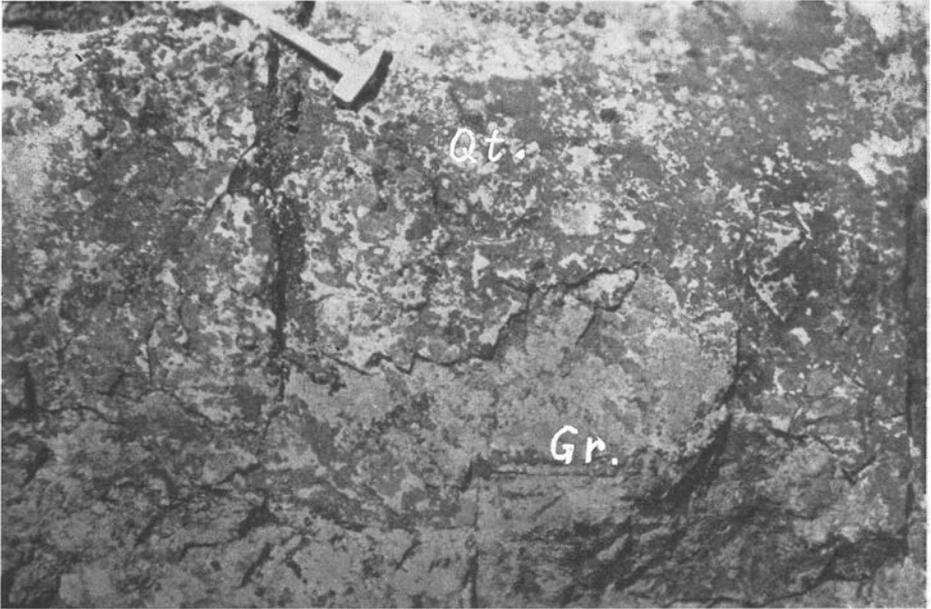


A. Strömberg, 1952.

Fig. 13. Geologische Karte des Gebietes am Mittåfallet.

nicht bekannt. Erst 25 m tiefer steht ein rot pigmentierter, heller Sparagmit an, der feinkörnig und an den Korngrenzen rekristallisiert ist.

Die Schwelle des *Rämmåfallet* besteht aus der unmittelbaren Unterlage des Augengneisses, dem oben beschriebenen makroskopisch dichten Quarzit-



Photo, A. Strömberg, 1952.

Fig. 14. Tektonisch beanspruchte Anlagerung von hellem, feinkörnigem Sparagmit (*Qt.*) auf kataklastischem Granit (*Gr.*). Lokal siehe Fig. 13.

mylonit mit einem Netz von violetter Ultramylonit. Das mylonitische Gestein ist nur 2 m mächtig und wird nach unten zu von einem serizitischen und schiefrigen Quarzit abgelöst, der nach weiteren 10 m in quarzitischen, hellen Sparagmit übergeht.

Schuppen-Tektonik an der Überschiebungszone.

Am *Mittåfallet* war die Bewegung kompliziert und resultierte in mehreren kleinen Falten, wobei sich die grosse Überschiebung in mehrere kleinere teilte (siehe Fig. 13). In den meisten Kontakten zwischen Gneiss und Sparagmit haben sich Mylonite gebildet. An einem Lokal 1000 m N vom *Mittåfallet* liegt heller, feinkörniger, quarzitischer Sparagmit in scheinbar primärer Anlagerung auf einem mikroklinreichen, etwas kataklastischen Granit. Die Bewegungen scheinen zum grossen Teil unter grossem Winkel zur Kontaktfläche vor sich gegangen zu sein, wobei letztere die auf der Photographie, Fig. 14, sichtbare Treppenform erhielt.

Die Verhältnisse weiter gegen Osten, am *Vålungsbäcken*, sind in Fig. 12 dargestellt. Der direkte Kontakt ist nicht entblösst, doch zeigt der Sparagmit eine nach oben zunehmende Rekristallisation mit beginnender Kristalloblastese. In dem darüberliegenden Augengneiss treten sowohl Grünschiefer als auch relikte Partien von schwach vergneisstem Granit, sowie eine Bank von eingefaltetem, hartem und stark rekristallisiertem Quarzitschiefer auf.

Über die Tektonik im Gebiet der Gneisse.

Auch der Granitgneiss im Osten wurde wenigstens an einigen Lokalen, wie es oben für den Talzug des S. Vemån beschrieben wurde, über Sedimentgesteine geschoben. Im Innern des grossen Gebietes mit Granitgneiss hat der Verfasser mehrere Verschieferungszonen angetroffen. Ein Grünschiefer im S. Vemån, 1000 m S vom *Vemvallen*, liegt in einer solchen Zone. Auf dem *Fröåsen*, 50 m S des Buchstaben *v* in *Stockåvallen*, findet sich eine andere Bewegungszone. Dort haben sich in dem roten Mikroklinggranit 2 mm grosse Kristalloblasten aus Mikroklin neugebildet, die durch um sie verlaufende Bänder von Quarz und Muskovit getrennt sind.

TÖRNEBOHM fasst der Augengneiss als ein gepresster, porphyrischer Granit auf (1896, S. 116). A. G. HÖGBOM meint (1920, S. 66) dass das Augengneiss ein ausgewalzter Granit wäre. Gemäss meinen Beobachtungen ist der Augengneiss zwischen Hede und Tännäs hauptsächlich ein mikroklinreicher Granit gewesen, der während kaledonische Bewegungen metamorphosiert worden ist.

Die früher erwähnte Vermutung, dass die niedrigeren Glieder der Sparagmitformation gegen Nordwesten verschwinden, scheint von den Beobachtungen am Mittåfallet bestärkt zu werden (Fig. 14). Dem gegenwärtigen Verlauf des Augengneisses dürfte zur Bildungszeit der Sparagmitformation ein Höhenzug des Granits entsprochen haben, der von dem angrenzenden geosynklinalen Randmeer transgrediert wurde. Anlässlich späterer orogener Bewegungen wurde der Landrücken durch eine Flexurbildung weiter gehoben und nach Osten über das Sparagmitfeld verschoben.

Gegen die nächst höhere tektonische Einheit zeigt der Augengneiss einen deutlichen Verschiebungskontakt. Die Überschiebung hat dort eine Reihe Sedimente metamorphosiert, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

III. Die Gangdiabas-Sparagmit-Decke (Särvede).

Übersicht.

In einem frühen Stadium der Felduntersuchungen beobachtete ich, dass die Sedimentgesteine zwischen den Gängen des Ottfjälldiabases nur schwache Spuren von Deformation zeigen. Beim Vergleich mit den serizitischen Quarzschiefen im Mittådalen oder dem kataklasierten und rekristallisierten Augengneiss im Osten wundert man sich darüber, in den Gipfeln des Anåfjället zwischen den dichten Diabasgängen einen deutlich klastischen, niedrigmetamorphem Quarzit zu finden; siehe Fig. 15, 18.

Die erste Beobachtung hat sich mit den im unteren Teil der Sevede im übrigen herrschenden Verhältnissen als übereinstimmend erwiesen. In dem *Gebiet um Särvsjö*, mit Särvfjället, Särvsjövåarna und anderen Ge-

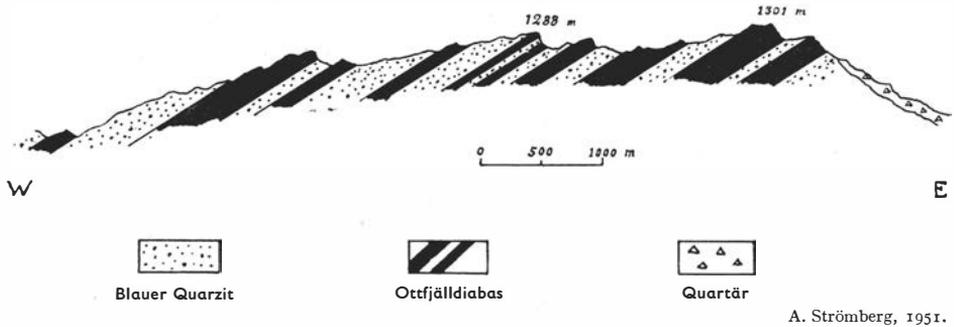


Fig. 15. Profil des Anåfjället.

birgen, treten überall nordsüdlich streichende und westlich einfallende Gänge von porphyrischem Diabas auf. Derselbe durchsetzt niedrigmetamorphe, schwach oder gar nicht beanspruchte, sedimentäre Gesteine. Die Gänge sind 15—100 m breit und liegen so dicht, dass die Zwischenräume selten breiter sind als die Gänge selbst. Innerhalb des Gebietes der Diabase, der *Särvedecke*, wurden nirgends sedimentäre Gesteine in breiteren entblösten Zügen als etwa 200 m angetroffen.

Der Diabas ist gegen die Erosion am widerstandsfähigsten und steht in den Höhen des Gebietes an, während die Sedimentgesteine abgetragen und meist unter quartären Bildungen verborgen sind. Das regelmässige Auftreten der Diabasgänge macht es wahrscheinlich, dass sie vermutlich überall in der Decke ebenso dicht vorkommen wie sie im entblösten Gebirgsgrund beobachtet worden sind.

P. J. HOLMQUIST (1894) scheint einer solchen Auffassung zu huldigen, wenn er in seiner Beschreibung des Ottfjället im Profil und in der Karte den Gebirgsgrund des ganzen Gebietes als eine regelmässige Serie stehender Platten aus abwechselnd Quarzit und Diabas wiedergibt. Er beschreibt auch eine dickbankige Zerklüftung im Quarzit, die dem Spaltensystem zugehört, das sich durch tektonischen Druck auf den Komplex von Quarzit und Diabas ausgebildet hat. Solche Spaltensysteme, von denen eines fast rechtwinkelig zu den Ebenen der Diabasgänge gerichtet ist, sind auch in Härjedalen sehr häufig. Es beruht vermutlich auf diesen Spaltensystemen, dass der Quarzit leichter von der Erosion angegriffen wird als der Diabas. HOLMQUIST erwähnt nur einen Diabasgang, der „... durch Druck fast zur Unkenntlichkeit metamorphosiert worden ist“ (übers. vom Verf.).

Betreffend des Ottfjälldiabases „in nicht überschobenen Partien“ konstatiert A. E. TÖRNEBOHM (1896, S. 159), dass „... nicht ein einziger Gang von *typischem* (kursiviert vom Verf., vgl. S. 217) Ottfjälldiabas in solchen beobachtet wurde“ (übers. vom Verf.).

Es ist interessant, dass TÖRNEBOHM (op. cit., S. 60), ohne den niedrigen Grad der Metamorphose des Quarzites mit dem Ottfjälldiabas in Zusam-

menhang zu bringen, im Gebiet der Åre-Schiefer nördlich vom See Glän, nahe der Landesgrenze bei Brekken, deutliche reliktklastische Strukturen erwähnt. In seine Karte hat er gerade in diesem Gebiet Gänge von Ottfjälldiabas eingetragen.

Bezüglich der Verbreitung des Ottfjälldiabetes im übrigen erwähnt TÖRNEBOHM Diabasgänge vom gleichen Typus in Hummelfeld, sowie an einigen Stellen an der Landesgrenze.

Möglicherweise können einige der Diabasvorkommen, die O. KULLING (1942) aus dem östlichen Teil der Glimmerschiefer-Decke beschreibt, mit dem Ottfjälldiabas gleichalterig sein. In einem Falle hat er beobachtet, dass die Grenze des Diabetes die *s*-Flächen in einem Sedimentgestein diskordant abschneidet. Im allgemeinen scheinen jedoch diese Diabase in Lappland keine deutlichen Ähnlichkeiten mit dem Ottfjälldiabas aufzuweisen.

A. G. HÖGBOM war sich der scheinbaren Widersprüche im Auftreten der Diabasgänge wohl bewusst. Über die Gänge von Ottfjälldiabas in der Alsen-Decke sagt er: „Ihr dortiges Vorkommen, anscheinend ohne Fortsetzung in der Unterlage und Fortsetzung der Decke, würde am ehesten darauf deuten, dass sie mit der Decke aus dem Westen transportiert worden wären; dann ist es aber andererseits eigentümlich, dass sie der starken Deformation und Metamorphose entgangen sind, welche die Gesteine der Decke im übrigen zeigen“ (1920, S. 71; übers. vom Verf.).

G. FRÖDIN (1921) beschreibt eine grosse Zahl von Beobachtungen über verschieferten und metamorphosierten Gangdiabas vom Ottfjäll-Typus. In seiner Arbeit zeigt er eine ausgezeichnete Photographie des Funäsdalberget „... mit an der Basis nachschleppenden Diabasgängen“. FRÖDIN weist einen allgemeinen deutlichen Unterschied im Grade der Metamorphose zwischen den oberen Teilen der Decke und der in ihrer Randzone hervortretenden Basalzone nach. Er vergleicht auch verschieferten und amphibolitisierten Diabas vom Ottfjället mit den Amphibolit-Bändern im Åre-Schiefer. In einer Zusammenfassung seiner Beobachtungen unterscheidet FRÖDIN drei Faltungsphasen.

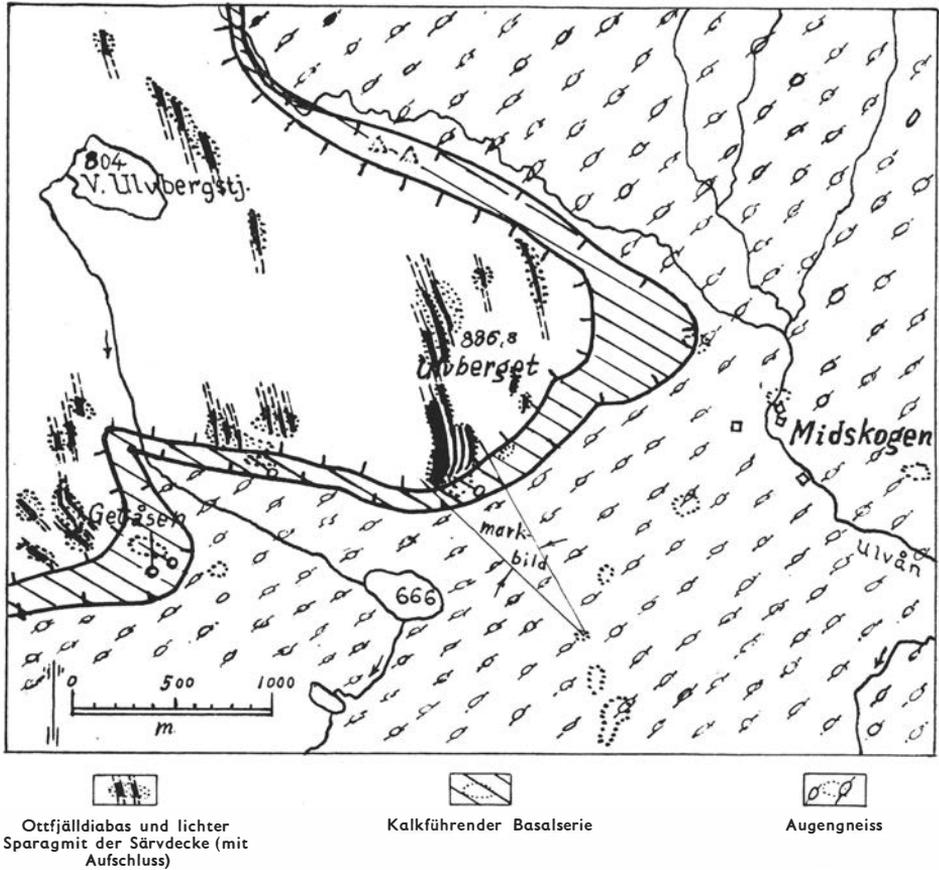
Durch einige der früheren Untersuchungen ist somit angedeutet, dass der Ottfjälldiabas in seiner Gänge mit der Decke aus dem Westen transportiert worden ist. Im nachstehenden wird diese Tatsache weiter erhärtet.

Die Basis der Särvdecke.

Einleitung.

Die Grenze zwischen Augengneiss und der diabasarmierten Decke liegt am Fuss der Lågfjäll-Zone, siehe Fig. 5. Die Kontakte sind dort oft unter Moränenmaterial und Schutthalden verborgen.

Aus Taf. III geht hervor, dass an der Grenzzone eine Reihe von Sedi-



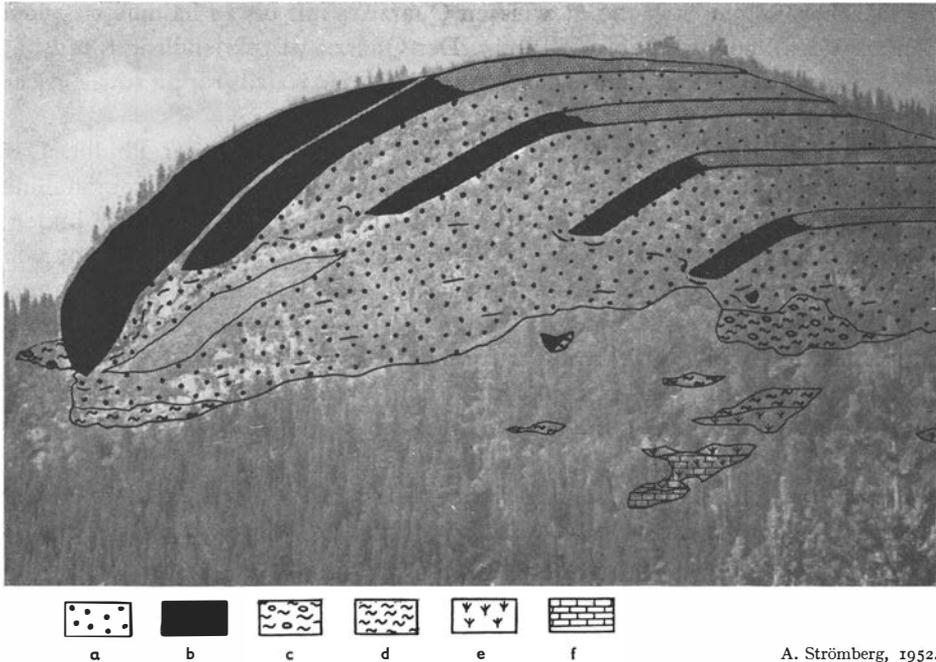
A. Strömberg, 1952.

Fig. 16. Geologische Karte über die Umgebung des Ulvberget beim Dorf Midskogen.

mentgesteinen auftritt. Infolge der exponierten Lage dieser Gesteine zwischen Gesteinen mit verschiedener Kompetenz für Deformation sind sie an allen bisher untersuchten Aufschlüssen stark gefaltet und metamorphosiert, sowie durch Verschiebungsdiskordanzen sowohl vom Augengneiss als vom Sparagmit der Decke getrennt.

Direkt über dem Augengneiss folgt oft ein heller, blastomylonitischer Schiefer, der eine stark metamorphosierte Arkose sein dürfte. Der Übergang vom Augengneiss zum quarzitischen Schiefer mit porphyroblastischem Feldspat ist nie scharf, sondern erscheint als eine gradweise Abnahme des Gehaltes an Feldspat und femischen Bestandteilen des Gneisses. Ein unmittelbarer Kontakt zwischen dem blastomylonitischen Schiefer und anderen Sedimentgesteinen ist nie beobachtet worden.

Das am meisten charakteristische Gestein der Serie ist ein weisser bis blaugrauer, dolomitischer Kalkstein. Über dem Kalkstein treten weisser oder



A. Strömberg, 1952.

Fig. 17. Die Gesteine im Südosthang des Ulvberget. Nach einem Bild vom Talboden aus 1000 m SW. Objektivbrennweite 13,5 cm. (Die zu diesem Lokal gehörigen Gefügediagramme über *s*-Flächen und B-Achsen sind in gewöhnlicher Weise in der Horizontalebene orientiert.) Masstab 1 : 2000. — *a*, heller, feinkörniger Sparagmit; *b*, Ottfjälldiabas; *c*, Blastomylonit; *d*, serizitischer Phyllit; *e*, weisser Quarzit; *f*, grauer Kalkstein.

grauer Quarzit sowie Phyllit auf, die an verschiedenen Lokalen stark verschieden ausgebildet sind.

Der Ottfjälldiabas ist nie in intrusivem Kontakt mit der kalkführenden Serie angetroffen worden.

Ulvberget beim Dorf Midskogen.

Die Südostseite des *Ulvberget* hat einen über 100 m hohen Absturz, dessen Flanke des Berges 70° gegen Südost geneigt sind. Mehrere Schuttkegel mit einem natürlichen Böschungswinkel von 35° finden sich an seinem Fusse.

Ein horizontales Kartenbild würde wegen der starken Neigung des Absturzes sehr zusammengedrängt erscheinen (siehe Fig. 16). Aus diesem Grunde wurde der Berg mit Hilfe einer Ansicht von Südosten kartiert, siehe Fig. 17. In das so erhaltene perspektivische Bild wurde der Gebirgsgrund als Projektion auf eine vertikale Ebene eingetragen.

Ganz unten tritt ein weisser bis grauer, stark dolomitischer Kalkstein auf. Er ist völlig rekristallisiert und besitzt einen Einschlag von quantitativ untergeordnetem, ebenfalls rekristallisiertem Quarz. Fossilien wurden nicht beobachtet. Der Kalkstein ist in einer Höhe von 3 m entblösst, seine totale Mächtigkeit ist jedoch unbekannt.

Darüber folgen etwa 20 m weissen Quarzites mit bis zu halbmeterdicken Bänken von dolomitischem Kalkstein. Der Quarzit ist rekristallisiert, mit gut geregeltem Quarz. Er enthält Karbonatminerale der Kalzitgruppe sowie etwas Mikroklin.

Über dem Quarzit liegt ein etwa 10 m mächtiger, grüner Phyllit. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Serizit und Chlorit, die feinkristalline Aggregate mit etwas neugebildetem Kalifeldspat in dünnen Schlieren bilden.

In einer obersten Zone, wo die Bewegung am intensivsten war, hat sich ein Blastomylonit gebildet. Der grösste Teil des Gesteins ist in eine graue, feinkörnige Grundmasse übergegangen, in der nussgrosse Porphyroblasten aus fleischrotem Mikroklin mit pertitischen Partien auftreten. Quarz kommt in myrmekitischen Reaktionsgefügen mit Mikroklin vor, der ausserdem Einschlüsse von Serizit enthält. Die Grundmasse ist postdeformativ kristallisiert, mit 0,03 mm grossen Individuen von Quarz und Albit, Serizit in 0,05 mm breiten Bändern, und Epidot in 0,02 mm grossen, unregelmässig geformten, gleichmässig verteilten Kristallen. Der Mikroklin tritt selten in kleineren Individuen als 0,5 mm auf.

Der Blastomylonit wird nach oben zu härter, gleichzeitig werden die Porphyroblasten kleiner, dichter und regelmässiger verteilt. Schliesslich verschwinden die porphyroblastischen Knoten des Gesteins, wonach ein serizitischer, harter Quarzitschiefer übrigbleibt. Der Quarzitschiefer erstreckt sich den ganzen Absturz entlang, unter und um die abgeschnittenen Enden der Diabasgänge, in deren Nähe der Schiefer dunkel und verschmiert ist. Diese dunklen Schiefer scheinen mechanische und metamorphe Mischprodukte aus Quarzit- und Diabasfragmenten zu sein. An den Abscherungsflächen der Diabase trifft man Schichten von grünem Ultramytonit mit dunkelvioletten Bändern von „Schmelztektonit“.

Zwischen den Diabasgängen oben auf dem Berge ist der helle, feinkörnige Sparagmit schwach deformiert, mit erhaltenen klastischen Zügen, wenngleich etwas serizitisch und mit Rekristallisation an den Korngrenzen. Zwischen den Gängen treten manchmal schmale Bewegungszonen parallel mit den Sparagmit-Diabas-Kontakten auf und zeigen somit ein Einfallen von etwa 35° gegen W.

Im Diabas finden sich Einschlüsse von Sparagmit. Das Spaltensystem, nach welchem der Diabas das Sediment intrudiert hat, scheint recht ausgeprägt gewesen zu sein. Die Einschlüsse zeigen nämlich vorzugsweise planparallele Form und liegen dann gern konform mit den Grenzflächen der Gänge. Der Diabas in den abgeschnittenen Gängen des Ulvberget zeigt im Anstehenden keine Zeichen von Deformation. Unter dem Mikroskop zeigt sich der Augit des Gesteins stark uralitisiert, und der Olivin ist zum grossen Teil in Serpentin in pseudomorphem Kristallaggregaten mit einem Saum von Erzmineralen umgewandelt.

Die Tektonik beim Ulvberget, Midskogen.

Der jähe Abschluss der Diabasgänge nach unten tritt sehr distinkt hervor. Die Unterkante des Diabases liegt auf verschiefertem Quarzit. Wie oben genannt ist der Quarzitschiefer teilweise stark metamorph, mit Kristalloblastese in Form von Magnetitbändern und porphyrischem Feldspat. Ein Stück unterhalb der abgescherten Diabasgänge kommen zwei isolierte Fragmente von Diabas vor. Das obere derselben, dessen Begrenzung überall beobachtet werden kann, misst 5×5 m und besitzt stark verschieferte und verschmierte Grenzflächen. An dem Diabasfragment habe ich die Deformation an den phyllosilikatisch belegten Harnischflächen des Diabases bzw. an dem umgebenden Quarzitschiefer durch Messung der Orientierung der s -Flächen und der B-Achsen untersucht. Es wurde dabei offenbar, dass die Harnischflächen des Diabaskörpers für die Schnittgeraden der s -Flächen ein Maximum (β -Maximum) mit Orientierung in der Richtung 36° gegen $N67^\circ W$ aufweisen (Diagramm I), was mit der dominierenden B-Achsenrichtung im Augengneiss nahe übereinstimmt. Auf diesen Harnischflächen konnte leider nur eine einzige B-Achse beobachtet werden.

Die s -Flächen des angrenzenden Quarzitschiefers haben bei 10° gegen $N55^\circ W$ ein diffuses β -Maximum, während sich seine B-Achsen bei 20° gegen $N46^\circ W$ zu einem Maximum sammeln (Diagramm II). Auf den s -Flächen der Quarzitschiefer wurden in einigen Fällen kreuzende B-Achsen beobachtet. Die Verschiedenheit der beiden Diagramme zeigt sich hauptsächlich in der Umstellung der B-Achsen, die durch die Nähe der Diabasgänge verursacht wurde, welche Gesteinspartien anderer Teilbeweglichkeit darstellen.

Das niedrigere und weiter gegen Westen belegene Diabasfragment zeigt einen ungestörten Kontakt gegen den quarzitischen Sparagmit. Die Kontaktfläche fällt 40° gegen Westen und liegt dadurch in einem Winkel zu der Verschiebungsebene. Hinter dem schützenden Diabaskörper ist der Sparagmit offenbar der Deformation entgangen. An diesem Diabasfragment konnten Begrenzungsflächen gegen die quarzitischen Schiefer nicht beobachtet werden.

Ganz im Westen der Südostflanke des Ulvberget wurde die Orientierung der s -Flächen teils an der Unterkante des grössten, westlichsten Diabaskörpers (Diagramm III), teils in dem umgebenden quarzitischen Schiefer (Diagramm IV) gemessen.

Bei der graphischen Darstellung musste ein Teil der Schnittgeraden der Flächen wegen ihres flachen Einfallens und der damit verbundenen unbedeutenden Schnittwinkel unbeachtet bleiben. Da die Zahl der Schnittgeraden mehrmals grösser als die Zahl der Flächen ist, geht es hervor, dass der Fehler durch β -Ausfall in den dicht besetzten Gebieten am grössten wird. Die Maxima sollten also ausgeprägter sein, was ich durch eine zweckmässige Wahl der Dichtemarkierung zu kompensieren versucht habe.

Der westlichste Diabaskörper (Diagramm III): Im NNW fällt ein deutliches β -Maximum mit einem Teil der B zusammen. Die Tendenz gegen eine Streuung der B-Achsen gegen W und ein β -Neben-Maximum gegen SO veranlassen die Vermutung einer lokalen Umstellung der starken, späten, NWlichen B-Achse in eine NNWliche Richtung, wobei sie in bessere Übereinstimmung mit dem Streichen der Diabasgänge kommt.

Der Quarzitschiefer (Diagramm IV): Die s -Pole geben einen unsicheren π -Kreis, übereinstimmend mit der ziemlich breit gestreuten Häufung der β . Ein anderer schief kreuzender undeutlicher π -Kreis mit zugehörigem β -Maximum deutet $B \perp B'$ -Gefüge an.

Die wenigen möglichen B-Messungen lassen keine definitive Schlüsse zu, deuten jedoch an, dass im Verhältnis zum Flächengefüge die B-Achsen nach Prägung der B häufig verstellt wurden.

Im Quarzitschiefer am östlichsten Diabasfragment ist *Korngefüge* untersucht in einem ac -Schnitt. Das Quarz-Diagramm VIII zeigt einen Gürtel um die nordwestliche B-Achse und ein Maximum um c .

Das Glimmergefüge in demselben Gestein (VII) weist für Pole auf (001) ein deutliches Maximum in c auf, aber hier um 15° schief von der Symmetrie im Quarzdiagramm.

Andere Lokale an der Basalzone der Decke.

Auf dem *Getåsen*, 1,5 km westlich vom Ulvberget, fehlt die kalkführende Basalserie; nur ein stark verschieferter und gefalteter Quarzitschiefer trennt die Särvdecke vom Augengneiss. In diesem Schiefer habe ich sich schneidende Faltungsachsen mit einem Kreuzungswinkel von 50° beobachtet, siehe Fig. 17. Eine ältere, nördlich streichende Faltungsachse wird von einer jüngeren nordwestlich streichenden Achse deformiert. Der Übergang gegen den Augengneiss ist nicht scharf, sondern die Gesteine weisen unterwärts eine allmählich zunehmende Kristalloblastese auf.

Bei *Tjärnbräcken*, unweit der Mündung des Tännån in den Lossnen, tritt ein weisser, dolomitischer Kalkstein von 10 m Mächtigkeit auf. Sonstige damit zusammenhängende Gesteine wurden nicht beobachtet.

In den meisten der *um Tännäs* gelegenen Berge, Grönstacksberget, Ö. Kröket und Fröstsjöberget, finden sich grosse Massive von amphibolitischem Grünstein, der Relikte mit der typischen Struktur des Ottfjälldiabases enthält. Im Fröstsjöberget tritt der Grünstein als ein wenigstens 200 m dicker, horizontaler Lagergang auf, der von etwas verschiefertem und serizitischem Sparagmit überlagert ist.

Eine starke Verschieferungszone zieht gerade am Pfarrdorf Tännäs vorbei. Das Diabasmassiv ist hier zu gebänderten, dunklen Gesteinen verschiefert, in denen Reste von Plagioklasphänokristen zu weissen Bändern ausgewalzt sind. Porphyroblaste von Mikroklin in diesen Schiefen lassen manchmal das Gestein einem dunklen Augengneiss ähnlich erscheinen.

In den umliegenden Bergen, am Rande der Decke, Rosselberget, Valm-åsenberget, Ramberget und Stentjärnberget, kommen die Gänge von Ottfjälldiabas im Sparagmit in gewöhnlicher Weise vor, doch sind sie hier öfter abgeschnitten als das weiter im Norden der Fall ist. Der südwestliche Teil der Särvedeckung ist offenbar von stärkeren tektonischen Störungen betroffen worden. Grosse Teile des Gebirgsgrundes um Tännäs sind von TÖRNEBOHM als Augengneiss bezeichnet worden. Mit seiner Auffassung des Ottfjälldiabas als postorogen war es nicht möglich, die höhere Metamorphose den Tännäs-Massiven mit der im allgemeinen gut bewahrten Erstarungsstruktur des Ottfjälldiabas in Einklang zu bringen.

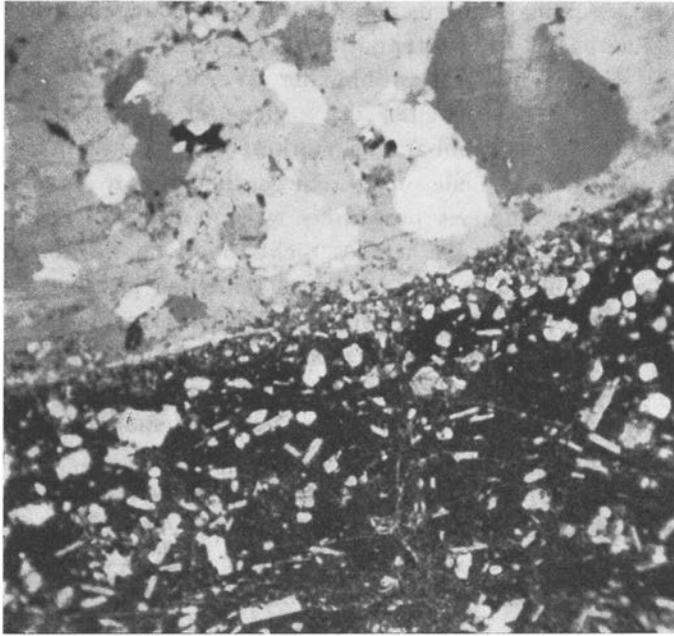
Nordöstlich vom *Ulvberget*, in einer Höhe 500 m NW vom Dorf Midskogen, trifft man den kristalloblastischen Schiefer an, der unmittelbar auf Augengneiss liegt. Nördlich vom *Ulvberget*, zwischen diesem und *Ulvån*, findet man eine kleine Schürfung auf Kalkstein.

Am Fuss des *Messlingeberget*, am Nedre Grundsjön, kommt wieder Kalkstein vor, der von weissem Quarzit gefolgt ist. Beide Gesteine sind längs einer Achse mit der Richtung 0° gegen $N70^\circ W$ stark gefaltet, sowie zu kalkigen Quarziten zerrissen und zusammengeknetet, die sich etwas 1 km gegen Osten zu auf dem Rücken des *Långtjärnåsen* ausbreiten.

Da die Abhänge des *Messlingeberget* gegen Süden und Osten nach unten von Schutthalden bedeckt werden, sind Abschneidungen der Diabasgänge nicht beobachtet worden. Dagegen ist der gelegentlich hervorscheinende Sparagmit im Bergrand teilweise stark verschiefert, und im Quarzitschiefer sind kreuzende Faltungsachsen beobachtet worden. Die Faltungsachsen haben die Richtungen 10° gegen $S40^\circ W$, bzw. 17° gegen $S45^\circ W$, wovon die erstgenannte älter ist, und es lässt sich vermuten, dass sie durch die Nähe der Diabasgänge stark umgestellt sind. Auf dem Gipfel des Berges ist der Sparagmit zwischen den drei Diabasgängen nicht verschiefert, aber etwas serizitisiert und enthält verstreute Knollen von Gangquarz und grauem Quarzit.

Auf dem östlichen Teil des *Brändskallen* kommt ein quarzitischer Schiefer mit kalkigen und phyllitischen Bänken vor. Im übrigen sind die kalkigen Sedimentgesteine erst beim *Frödeberget* und beim *Fittjeåsen*, beiderseits des *Rörtjärnåsen*, wieder angetroffen worden. Dort ist der Kalkstein sehr unrein und so stark schiefrig und mit phyllitischen Bändern erfüllt, dass er als serizitischer Kalkphyllit bezeichnet werden könnte. Auf dem *Fittjeåsen* ist dieses Gestein von einem feinkörnigen, grauen Quarzit überlagert, wobei die Gesteine bekannte Mächtigkeiten von 3 m bzw. 2 m, sowie ein Fallen von 15° gegen $N30^\circ W$ besitzen.

Weiter gegen Nordosten verschwindet die Basis der Decke unter den Moorengebieten am Fusse des *Särvfjället*.



Photo, A. Strömberg, 1954.

Fig. 18. Mikrophotographie eines Kontaktes zwischen Ottfjälldiabas und Quarzit am Anåfjället (1301 m). Nicht völlig gekreuzte Nicols. $\times 110$.

Der sog. Ottfjälldiabas.

Allgemeine petrographische Beschreibung.

In dem System der dichtstehenden Gänge in der Decke hat der Diabas ein recht charakteristisches Aussehen. Er ist im allgemeinen porphyrisch ausgebildet, mit Phänokristen aus zonal gebautem, kalkreichem Plagioklas. Auch porphyrische Streukörner von primärem Hypersthen sowie monokl. Augit kommen in geringerem Ausmasse vor, wobei diese Minerale zu grösseren Aggregaten assoziiert auftreten können.

Auf angewitterten Flächen des Gesteines zeigen sich die porphyrischen Feldspatleisten als kleine Vertiefungen. Die Oberflächen der Felsen erhalten dadurch einen besonderen Zug, so dass sich der Diabas schon im Felde leicht sowohl von anderen Grünsteinen als auch anderen Gesteinen des Gebietes unterscheiden lässt.

Am *Lillåsvallen*, westlich vom Anåfjället, ist der Diabas grobkristallin, mit bis zu 5 mm langen, oft zonal gebauten Plagioklas-Zwillingen von Albit- oder Periklin-Typus. Oft besteht ein grosser Unterschied in der Zusammensetzung zwischen dem inneren, älteren Plagioklas (An_{75-80}), der oft eine idiomorphe Kristallbegrenzung besitzt, und der äusseren Zone von kalkärmerem Plagioklas. Der Gehalt an Anorthit kann in der äusseren Plagioklas-Zone

um 10–20 Prozent niedriger sein. Kristalle von dunklem Hypersthen kommen in 4 mm grossen Individuen vor, in denen der Pyroxen oft durch Plagioklas korrodiert ist. Zwischen porphyrischem Plagioklas und Hypersthen liegt eine ophitische Masse mit 0,5 mm grossen Kristallen von hellem Augit und Plagioklas. Der mit Albit-Gesetz lamellierte Plagioklas der Grundmasse hat bei Messungen an Material aus Anåfjället eine Zusammensetzung von $Ab_{45}An_{55}$ aufgewiesen. Von akzessorischen Mineralen kommt Titanomagnetit in reichlicher Menge vor; Apatit ist dagegen selten. In den untersuchten Dünnschliffen sind nur Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin beobachtet worden, vgl. TÖRNEBOHM (1896), HOLMQUIST (1894).

Das eben beschriebene Gestein scheint im Innern eines breiten Ganges zu liegen. Im allgemeinen ist der Diabas mehr feinkörnig, wobei die Phänokristen die oben angegebene Grössenordnung beibehalten haben, während die Grundmasse mit 0,1 mm langen Plagioklas-Prismen wesentlich feinkristalliner ist. Dadurch werden die porphyrischen Strukturmerkmale des Gesteins verstärkt. Hypersthen kommt nur als kleinere Körner vor. Diese feiner kristalline und gleichzeitig stärker porphyrische Ausbildung wird besonders in den abgekühlten Marginalzonen der Gänge deutlich, wo man auch eine Orientierung der Plagioklasplatten parallel mit der Kontaktfläche merken kann. Das angrenzende Gestein ist meist primär sedimentär mit schwach undulösem Quarz und klastischem Feldspat, siehe Fig. 18.

Mit Ausnahme der Basalzone und vereinzelter Verschiebungszonen höher oben in der Decke zeigt der Diabas in den Gängen selten Spuren von Deformation. Solche wurden jedoch in einigen Fällen in der Gegend um Särvsjö beobachtet, wobei die Feldspatphänokristen zu ovaler Gestalt ausgezogen wurden. Der stark verschieferte Diabas (von A. G. HÖGBOM 1920 als Porphyrschiefer bezeichnet) im Tännäsberget ist schon genannt worden.

Der Ottfjälldiabas ist selten ganz frisch. Meist ist der Augit teilweise zu grüner Hornblende uralitisiert und der Hypersthen und der Olivin zu Serpentine umgewandelt.

Chemische und normative Zusammensetzung des Ottfjälldiabetes.

Das in Tab. 1 gezeigte Gestein hat eine beinahe normalbasaltische Zusammensetzung mit einem schwachen Defizit an Kieselsäure.

Aus der von P. J. HOLMQUIST (1894) angegebenen chemischen Analyse wurde zum Vergleich eine entsprechende Berechnung abgeleitet (Tab. 2).

Das in Tab. 2 gezeigte Gestein hat ein recht hohes Defizit an Kieselsäure und Aluminium. Die Berechnung führt indessen alles dreiwertige Eisen als Magnetit auf, was zusammen mit dem niedrigen Al-Werte einen normativen Gehalt an Wollastonit und nur Nephelin anstatt Olivin ergibt, der modal im Gestein vorkommt.

Tabelle 1.

Berechnung der molekularen Norm (nach BARTH, 1932) von Ottfjälldiabas vom Ulvberget, Midskogen. Die chemische Analyse wurde von Herrn Ing. I. LUKINS, Mineral.-Geol. Institut, Uppsala, ausgeführt.

	Gewicht %	Mol.-Gew.	Kation-Prop. × 1000	Kationen %	Molekulare Norm	
SiO ₂	48,48	60	808	45,6	Or 5,0	Di 24,0
TiO ₂	1,38	80	17	0,9	Ab 22,0	Ol 6,6
AlO _{1½}	18,07	51	355	20,0	An 30,5	Mt 3,3
FeO _{1½}	3,08	80	38	2,3	Ne 6,6	Il 1,8
FeO	7,51	72	104	5,9		Ap 0,2
MnO	0,19	71	3	0,1	Σ Sal. 64,1	Σ Fem. 35,9
MgO	3,8	40	95	5,4		
CaO	11,91	56	214	12,1		
NaO _½	3,68	31	119	6,7		
KO _½	0,84	47	18	1,0		
PO _{2½}	0,15	71	2	0,1		
H ₂ O	0,80					
	99,89		1772	100,0		

Tabelle 2.

Molekular-normative Zusammensetzung von Ottfjälldiabas vom Ottfjället und Middagsvålan. Berechnung nach BARTH (1932). Σ Alkali wurde als Na gerechnet.

	Gewicht %	Mol.-Gew.	Kation-Prop. × 1000	Kationen %	Molekulare Norm	
SiO ₂	47,97	60	800	46,8	Ab 26,0	Wo 18,2
TiO ₂	1,68	80	21	1,2	An 16,0	Hy 13,9
AlO _{1½}	11,26	51	221	12,9	Ne 13,5	Mt 10,0
FeO _{1½}	9,09	80	114	6,7		Il 2,4
FeO	5,46	72	76	4,5	Σ Sal. 55,5	Σ Fem. 44,5
MnO	0,87	71	1	0,1		
MgO	3,95	40	99	5,8		
CaO	11,76	56	210	12,3		
NaO _½	5,14	31	165	9,7		
KO _½						
	99,56	(47)	1707	100,0		

Sedimentäre Gesteine der Särvdecke.

Eine wohlbegründete Stratigraphie für die Sedimentgesteine in der Särvdecke lässt sich bis heute nicht aufstellen. Die beobachteten Aufschlüsse sind dazu allzu zerstreut und gestatten nur eine Darstellung der Schichtenreihe in grossen Zügen.

Das erste Gestein, das am Fuss des Särvfjället aus den Moorböden auftaucht, ist ein grauer Tonschiefer. Er ist schwach gepresst und fällt in den Südhängen von Orrstädjan und Svartuggen gegen Nordost. Im Bankhammaren und Rönningssäsen setzt der Schiefer nach Westen fort, jedoch in mehr dickbankiger Ausbildung. Am Rönningssäsen erhält der Schiefer direkten Kontakt mit dem Ottfjälldiabas. Der Schiefer wird vom Diabasgang diskordant abgeschnitten und zeigt eine, wahrscheinlich präintrusive, Faltung \perp zwei Achsen in NNW bzw. WSW. Fossilien scheinen dem Tonschiefer zu fehlen. Er ist gebändert und besteht aus gut geregelten, feinkörnigen Tonmineralen.

Am Fuss des Särvfjället, wo man gerne das Liegende des Schiefers untersuchen würde, ist die Basalzone der Decke nicht entblöst. Gegen Südwesten, entlang dem Rande der Decke, verschwindet der Schiefer und gleichzeitig beginnt das Auftreten der metamorphen Sedimentgesteine in der Bewegungszone. Es liegt nahe, einen Zusammenhang zwischen dem Schiefer im Norden und dem Phyllit, der aus der Basalzone im Südwesten beschrieben wurde, anzunehmen. Nach der Faltung und Umbiegung am Rönningssäsen wäre dann der Schiefer in die Bewegung der Basalzone einbezogen worden und würde durch seinen späteren metamorphen Zustand auf einen Zusammenhang zwischen der kalkführenden Basalserie und den Gesteinen der überlagernden Decke hinweisen.

Der Ottfjälldiabas ist wie früher erwähnt bisher nie in ungestörtem intrusivem Kontakt mit einem der Gesteine in der Basalzone der Decke angetroffen worden. Es erscheint daher dem Verfasser am richtigsten, die kalkführende Serie und die Gesteine weiter oben in der Decke als zwei, durch Diskordanz getrennte und nicht unmittelbar zusammengehörige Einheiten zu betrachten.

Über dem Schiefer liegt im Orrstädjan ein feldspatreicher, feinkörniger Sandstein. Er weist Diagonalschichtung auf und liegt wie der Schiefer in normaler Lage mit nordöstlichem Einfallen. Nach oben zu geht er in einen grobklastischen, quarzitischen Sandstein über, der charakteristisches Kornmaterial aus blauem Quarz und grossen, rosafarbenen Feldspatkörnern besitzt. Der Sandsteintypus mit diesem klastischen Material kommt auch sonst in der Decke vor.

Es lässt sich vermuten, dass ein Granit das psammitische Detritus-Material zu diesen Arkosen geliefert hat. Ein Granit von einem entsprechenden Typus dürfte auch weiter westlich anstehen. Auf den Flanken des Lillfjället kommen zahlreiche grosse Blöcke eines hellen, gleichmässig grobkristallinen Granites mit rosa Feldspat und hellblauem Quarz vor.

In zahlreichen Berggipfeln kommt der feinkörnige, feldspatreiche Sandstein mit relikten Zügen sedimentärer Schichtung vor. Als Beispiele können der Hochgipfel des Särvfället und Storstädjan auf dem Lillfället genannt werden. In diesen Gesteinen ist die Metamorphose sehr schwach und hat nur eine teilweise Ausbildung von Serizit im Feldspat sowie von Chlorit aus den ursprünglichen Tonmineralen des Sandsteins mit sich geführt. In einigen Fällen treten Titanit und oxyd. Erzminerale in abbildungskristallinen Bändern auf.

Der zackige Kamm des Anåfjället kann durch selektive Erosion von Quarzit und Diabas gebildet worden sein (siehe Fig. 15). Der blauweisse Quarzit ist ziemlich rein, mit sparsamen Streukörnern von rosafarbenem Mikroklin.

Das sedimentäre Anteil der Särvdecke scheint wesentlich aus den erwähnten quarzitischen Sandsteintypen aufgebaut zu sein. A. G. HÖGBOM hat diese Gesteine als heller Sparagmit bezeichnet. Diese Bezeichnung wird auch von mir vorläufig benutzt.

Das Gefüge der armierten Decke.

Im Kontrast zu der höheren Deformation der tektonischen Umgebung macht die Särvdecke als Ganzes einen Eindruck von Steife. Eine tektonische Einheit von dieser Grösse muss aber bei ihrem postintrusiv fortgesetzten Transport gegen Osten teilweiser Zerbrechung und inneren Gleitungen ausgesetzt gewesen sein. Im folgenden werden derartige innere Bewegungen in der Decke beschrieben.

Abgeschnittene Diabasgänge bei Särvsjö.

In den Bergen beim *Dorf Särvsjö* findet man stark deformierte Diabasgänge. Im westlichen Hang des *Husberget*, entlang dem Pass zwischen diesem Berg und *Buarberget*, kann man die Zerreiassungen der Diabasgänge besonders deutlich beobachten.

Anscheinend isolierte Fragmente von Diabas springen hier und dort aus dem verschieferten Quarzit hervor. Rings um die Diabasfragmente ist der Quarzitschiefer aufgewölbt, sodass sich seine s -Flächen den Diabaskörpern anschmiegen. Das Eruptivgestein war offenbar bei der Deformation nur wenig kompetent und war Abscherung ohne Faltung ausgesetzt.

An einem solchen Buckel aus Quarzitschiefer rings um einen wenigstens 10 m grossen Kern aus Diabas wurde die Orientierung der s -Flächen des Schiefers gemessen. Das Gefüge-Diagramm über Schieferungsflächen und B-Richtungen (Diagramm V) zeigt eine starke Anhäufung der in s geprägten B-Achsen in Richtung NNW. Vereinzelt B treten in WSW bzw. SSW auf.

In einem ac -Schnitt wurde das Korngefüge von Quarz und Glimmer unter-

sucht. Das Quarzdiagramm (X) hat einen ziemlich ausgeprägten B-Gürtel mit Tendenz gegen S-Tektonik. Die um ca. 15° heteroaxiale Glimmer-Regelung im Diagramm IX zeigt, dass das markierteste Maximum des Quarzdiagrammes in der Nähe von c liegt.

Es handelt sich hierbei wohl um eine jüngere, schiefe, B-axiale Überprägung von älterem tautozonalem Flächengefüge.

Verschiefter Quarzit auf dem Särvfället.

Zwischen Svartuggen und dem Hochgipfel des *Särvfället* wurde ein Gebiet mit verschieftertem Quarzit entdeckt. Eine Untersuchung der s -Flächen und Achsen an diesem Lokal ist in Diagramm VI wiedergegeben. Die B-Achsen orientieren sich in einer schwachen Anhäufung in westlicher Richtung. Zwei β -Maxima treten in NNÖlicher, bzw. WSWlicher Richtung auf. Hier ist besonders zu bemerken, dass die B-Maxima nicht mit den β -Maxima zusammenfallen, sowie die ungewöhnliche Orientierung beider.

Der Kontakt zwischen dem Quarzit und dem Diabas war nicht hinreichend entblösst, um konstatieren zu können, ob der Diabas tektonisch abgeschnitten ist oder selbst die s -Flächen diskordant abschneidet. Es lässt sich daher nach dieser Beobachtung allein nicht entscheiden, ob die Verschieferung vor der Intrusion des Diabases existiert hat oder ob das Aufschluss einer der vermuteten späten Bewegungszonen im Inneren der Decke zugehört.

Ein Vergleich von allen Diagrammen über s -Flächen und Achsengefüge zeigt, dass bei Messungen, die in unmittelbarer Nähe von Diabaskörpern gemacht sind (Diagramme I, II, III, V), ein kräftiges β -Maximum zwischen NW und NNW auftritt. Entfernt man sich jedoch von den Diabasen, so liegen die β -Maxima in SW (Diagramme IV, VI).

Ein vor der Diabasintrusion geprägtes Korngefüge.

An einem Lokal zeigt sich verschiefter Quarzit deutlich von Diabasgängen diskordant durchbrochen. So tritt ein Diabas von gewöhnlichem porphyrischem Aussehen am *Bläckberget* auf. Dieser Diabas ist entweder jünger als die Mehrzahl der anderen Gänge oder es ist das quarzitisches Gestein von einer präintrusiven orogenen Phase stärker als anderwärts deformiert worden. Da sich der Diabas von den in den anderen Gängen der Decke vorkommenden Gesteinen nicht unterscheiden lässt, dürfte letztere Vermutung als die besser begründete erscheinen. Um in diesem Punkte Klarheit zu gewinnen, wurde der verschiefterte Quarzit auf sein Korngefüge hin untersucht.

Die Regelung des Quarzes (Diagramm XII) zeigt einen schwachen Gürtel in einer nach Osten fallenden Ebene mit nord-südlichem Streichen. Die Quarzachsenstreuung ist stark und die Maxima sind undeutlich. Das zentrale

Maximum des Diagrammes liegt in b zum vorhergenannten Gürtel und ist möglicherweise als a eines $B \perp B'$ -Gefüges aufzufassen.

Das Glimmerdiagramm (XI) zeigt hingegen breite Häufung der Pole auf (001), mit Streuung zu einer Gürtelendeutung, deren konstruiertes B von dem des Quarzgefüges um 40° abweicht.

Ein Vergleich zeigt, dass sich dieser Regulierungstypus deutlich von ähnlichen Diagrammen über das Korngefüge der Schiefer in der Unterkante der Särvedecke (Diagramme VII bis X) unterscheidet. An Stelle der gewöhnlichen, deutlichen B -Achse im NW tritt hier eine sehr schwache B -Richtung im Westen auf. Dem tektonischen Bilde fehlt die sonst gewöhnliche homoxiale Regelung von Quarz und Glimmer.

Das Regelungsbild des Korngefüges spricht somit für die Auffassung, dass der Sandstein vor der Diabasintrusion von einer frühen Faltungsphase deformiert wurde.

Über die Tektonik der Särvedecke.

Die Diabasgänge in der Decke streichen vorzugsweise in nördlicher oder nordnordwestlicher Richtung. Rechtwinkelig dazu hat die Decke, z. B. in der Richtung Funnäsdaalsberget—Lillfjället, noch eine Erstreckung von etwa 25 km. Wenn man von inneren Verschiebungen in der einen oder anderen Richtung absieht und annimmt, dass die Decke aus Diabas und Sediment zu gleichen Teilen besteht, müsste sich der östliche Rand um mehr als 10 km weiter bewegt haben als der westliche. Wenn diese Dehnung der Decke allein die Ursache der im östlichen Rand der Decke beobachteten Verschiebungen wäre, so könnte man erwarten, dass sich nur eine mit den Diabasgängen konforme B -Achse an denselben ausgebildet hätte. Die nordwestliche B -Achse hat im Quarzitschiefer und auf niedrigeren Niveaus im grossen ganzen eine übereinstimmende Orientierung. Die Abschneidung und Verschieferung von Diabas und Quarzit können somit kaum ausschliesslich auf dem Anschwellen der Decke beruhen. Dagegen muss man voraussetzen, dass das Eindringen des Diabases im Zusammenhang mit Verschiebungsbewegungen erfolgt ist, welche die bedeutende Dehnung der Decke in ostwestlicher Richtung gefördert haben.

Oftmals hat sich gezeigt, dass das Spaltensystem der Diabasgänge nicht mit der Sedimentationsebene zusammenfällt. Dagegen zeigt das Fallen der Gänge eine auffallende Übereinstimmung mit der Schuppen-Gleitebene des Sparagmit-Gebietes und der dominierenden s -Flächenebene des Vemdalsquarzites. Es ist auch deutlich, dass eine präintrusive Faltung und Zusammenschiebung stattgefunden hat.

Beobachtungen von sich kreuzenden Faltungsachsen wurden im Feld in der Bewegungszone an der Basis der Decke gemacht. Die eine derselben ist die allgemein auftretende Faltungsachse in $N55-60^\circ W$. Unter einem Winkel von

ungefähr 50° gegen diese Richtung tritt eine Faltungsachse auf, die gemäss meinen Beobachtungen von der nordwestlichen Faltungsachse deformiert ist und also als älter als diese angesehen werden muss.

Berücksichtigt man die gemachten Beobachtungen, so hat es den Anschein, als ob der beschriebene Gangdiabas im Zusammenhang mit der tektonischen Faltungsphase intrudiert ist, die eine frühe, ungefähr nord-südliche Faltungsachse und ein Spaltensystem mit zum überwiegenden Teil nord-südlich streichenden Zugspalten hinterlassen hat. Vor dem Ausklingen dieser Phase musste sie an der Abscherung der Diabasgänge mitwirken und ihre Faltungsachse in die Bewegungszone unter der Decke einprägen.

Danach wurde im Zusammenhang mit neuen Bewegungen die letzte Faltungsachse in $N55-60^\circ W$ geprägt. Diese jüngere Faltungsachse hat den Charakter eines B' von $B' \perp B$ (KOARK, 1952). B hingegen ist nur schwach angedeutet.

IV. Höhere Decken.

Serizitische Sparagmitschiefer auf Flatruet.

Der Gebirgsgrund auf Flatruet besteht überwiegend aus feinklastischem Sparagmitschiefer mit verstreuten, abgeplatteten Knollen aus grauem Quarzit, samt größeren Körnern von Quarz und Feldspat.

Der quarzitische und serizitische Sparagmitschiefer weist durchgehend eine flache Lagerung mit einem Fallen von einigen Graden gegen NW und sehr schwache Faltung auf. Diese flache Schieferigkeit hat die topographische Ausbildung des Flatru-Gebietes als ebenes Bergplateau begünstigt. Amphibolite oder Diabasgänge wurden nicht beobachtet.

Das Verhältnis zwischen diesem Gebiet und das Gebiet der Särvdecke ist nicht vollständig klar. Auf jeden Fall scheint im Norden eine nordwestlich streichende Verwerfung längs des Särvån eine Begrenzungslinie zu bilden, und vielleicht gibt es auch im Süden eine entsprechende Störung. Es scheint, als ob die Metamorphose dieser serizitisierten Schiefer einer höheren tektonischen Lage entspräche als der der Särvdecke.

Die Mylonitzone zwischen Sparagmitschiefer und Åreschiefer.

Im Westen ist das Gebiet der Flatru-Schiefer durch eine Zone mit starker Mylonitisierung abgeschlossen. Da gleichzeitig eine deutliche Veränderung im petrographischen Charakter des Gebirgsgrundes eintritt, muss diese Mylonitzone als das Ausstreichen einer Überschiebungsebene betrachtet werden. Über Mittåberget, Gunnarsstöten und Korpåsen verläuft die Zone in nord-östlicher Richtung.

Die Mylonit-Zone ist durch starke Kataklyse in den quarzitischen Gesteinen mit Bildung von Serizit und durch Kristalloblastese von K-Feldspat

gekennzeichnet. In der SW-Flanke des Gunnarstöten tritt ein 10 m mächtiger, mikroskopisch dichter, fast feuersteinartiger, heller Mylonit auf, der von einem Netzwerk von 1—10 mm breiten, violetten Adern durchzogen ist. Der feuersteinartige Mylonit enthält Fragmente von Quarz, Kalifeldspat, Chlorit und Magnetit. Die Adern bestehen aus einer ultramylonitischen Masse, in der kleine Magnetit-Kristalle (0,003 mm) in grosser Menge auftreten. Vereinzelt Einschlüsse von Quarzkörnern von 0,2 mm Grösse kommen vor. Mitten in einer grösseren Ader liegt eine 0,1 mm breite Partie von völlig isotropem Material mit Fluidalstruktur (Pseudotachylyt?) und nur wenig Magnetit. Angrenzend an dieses isotrope Material findet man Schlieren von Leucocoxen sowie schmale Streifen von Ultramylonit, der besonders reich an Erzmineral ist.

Der feuersteinartige Mylonit mit Magnetit und Ultramylonit ähnelt dem Arkosmylonit an der Überschiebungsebene unter dem Augengneiss. (Vgl. auch SANDER, 1911, LJUNGNER, 1927, HAMMER, 1930.)

In der Nähe der Überschiebungszone ist der Gebirgsgrund durch komplexe Falten nach Achsen mit nördlicher, westlicher und nordwestlicher Orientierung ungewöhnlich stark gefaltet.

Die Åreschieferdecke.

Ein besonderes Gepräge erhalten die Gesteine der überlagernden Decke durch das allgemeine Vorkommen von neugebildetem Biotit und eingesprengtem Kalzit oder Ankerit, welche letztere Minerale im besonderen die leichte Verwitterung der Gesteine verursachen. Der Metamorphosegrad ist überhaupt stark und hat zu einer allgemeinen Neubildung von Mineralen — wie Quarz, Muskowit, Biotit, Epidot, Kalifeldspat, Albit und Kalzit — Veranlassung gegeben.

Die Gesteine sind aus diesem Grunde etwas schwierig stratigraphisch voneinander zu unterscheiden; man kann aber doch sehen, dass Sandsteine, Tonschiefer und einige basische Intrusivgesteine primär vorkommen, welche letztere als Amphibolite mit stengelig oder schiefriger Struktur auftreten. Die Sandsteine sind in Gneisse und die Tonschiefer in serizitische Quarzphyllite verwandelt worden. Von Amphibolit kommen grössere Massive vor, wie z. B. bei den alten Sulfidgruben der Hütte von Ljusnedal unter dem Südhang des Stora Mittåstöten. Impregnierung durch Pyrit und Kupferkies, aber nur in dünnen Schlieren, kommt recht häufig vor.

Bei einem Vergleich zwischen dem tektonisch beeinflussten amphibolitischen Ottfjälldiabas der Särvede bei Tännäs und den eben genannten amphibolitischen Schiefern in der Biotitschiefer-Zone tritt vor allem der Unterschied in der Intensität der Metamorphose zutage. Die Verschiedenheit ist somit vor allem durch den Unterschied im tektonischen Milieu bedingt, und es ist deshalb möglich, dass einer von den Amphibolit-Typen in der höheren Decke

gleichzeitig mit dem Ottfjällidiabas intrudiert wurde und diesem in der Primärstruktur ähnlich war (vgl. FRÖDIN, 1921).

Infolge des Mineralgehaltes dürften die jetzt erwähnten Åre-Gneisse und Amphibolite der beschriebenen Decke der oberen Grünschiefer-Subfazies, der Biotit-Chlorit-Fazies zuzurechnen sein.

Über die Tektonik dieser Decke sowie ihre Erstreckung gegen Westen ist bisher wenig bekannt. Es ist meine Hoffnung, über diese Gebiete später weitere Beobachtungen mitteilen zu können.

Literaturverzeichnis.

- ASKLUND, B. (1933). Vemdalskvartsitens ålder. S. G. U. Ser. C nr 377.
 — (1935). Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar. S. G. U. Ser. C nr 387.
 — (1938). Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. S. G. U. Ser. C nr 417.
 ASKLUND, B. u. THORSLUND, P. (1934). Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. S. G. U. Ser. C nr 382.
 BACKLUND, H. (1919). Om kemiska förändringar vid metamorfos. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 41.
 BARTH, T. F. W. (1952). Theoretical Petrology. London 1952.
 DIETRICHSON, B. (1953). Pseudotachylytt fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen og deres dannelsesbetingelser. N. G. U. nr 188.
 DU RIETZ, T. (1954). Berggrunden mellan Ormsjön och Stor Sjougen. Aus: Aktuella skandinaviska fjällproblem. Referat av Geologiska sekt. av Naturvet. Stud.-sällsk. i Uppsala förh. den 28—29 nov. 1952. Geol. Fören. i Sthlm Förh. Bd. 76. H. 1.
 ESKOLA, P. (1939). Die Entstehung der Gesteine. (BARTH-CORRENS-ESKOLA.) Springer, Berlin.
 FRÖDIN, G. (1920). Om de s. k. prekambrika kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. S. G. U. Ser. C nr 299.
 — (1921). Über die Geologie der Zentralschwedischen Hochgebirge. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Bd. 18.
 HAMMER, W. (1930). Über Pseudotachylyt in den Ostalpen. Jahrb. der Geol. Bundesanst. 80. Bd. H. 3—4.
 HOLMQUIST, P. J. (1894). Om diabasen på Ottfjället i Jämtland. Geol. Fören. i Sthlm Förh. Bd. 16.
 — (1919). Några ord om de sedimentära seveskiffrarnas sammansättning och geologiska ställning. Geol. Fören. i Sthlm Förh. Bd. 41.
 HOLMSEN, G. (1935). Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. N. G. U. nr 144.
 HOLMSEN, P. (1943). Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset-Femunden. N. G. U. nr 158.
 HÖGBOM, A. G. (1899). Om kvartsit-sparagmit-området mellan Storsjön i Jämtland och Riksgränsen söder om Rogen. Geol. Fören. i Sthlm Förh. Bd. 11.
 — (1920). Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. S. G. U. Ser. C nr 140, 1894. 2:a uppl. 1920.

- JEHU, T. J. u. CRAIG, R. M. (1923—25). Geology of the Outer Hebrides. I. u. II. Teil. *Transact. of the R. Soc. of Edinburgh*, 53. Bd., II.—III. Teil.
- KOARK, H. J. (1952). Über Quersaltung, Bewegung // B und Erzlagerung mit Beispielen aus MalMBERGET/GÄLLIVARE. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, Bd. 34.
- KULLING, O. (1942). Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. S. G. U. Ser. C nr 445, Årsbok 36 nr 2.
- KVALE, A. (1953). Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*, Vol. 6, pp. 51—74, Nov. 23.
- LJUNGNER, E. (1927). Die Morphologie der schwedischen Skagerakküste. Bd. I, II, 1927.
- (1950). Urbergsytans form vid fjällranden. *Geol. Fören. i Sthlm Förh.* Bd. 72.
- OFTEDAHL, CHR. (1954). Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde. N. G. U. nr 188.
- SANDER, B. (1911). Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tschermaks Min. u. Petr. Mitt.* Bd. 30.
- (1950). Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Bd. I, II. Wien 1950.
- SHAND, S. J. (1917). The pseudotachylyt of Parys (Orange Freestate) and its relation to "Trapshotten gneis" and "flinty crush rock". *Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London*, Vol. 72, No. 287.
- STRÖMBERG, A. (1952). Om Hedekalken. *Geol. Fören. i Sthlm Förh.* Bd. 74. H. 3.
- THORSLUND, P. (1933). Bidrag till kännedomen om kambrium och ceratopyge-regionen inom Storsjöområdet i Jämtland. S. G. U. Ser. C nr 378.
- (1940). On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland. S. G. U. Ser. C nr 436.
- THORSLUND, P. u. ASKLUND, B. (1935). Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. S. G. U. Ser. C nr 388, Årsbok 29.
- TÖRNEBOHM, A. E. (1873). Über die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. Bihang till K. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd. 1. N:o 12.
- (1896). Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. K. Sv. Vet. Akad. Handl. 28.
- VOGT, TH. (1922). Bidrag til Fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. *Geol. Fören. i Sthlm Förh.* Bd. 44.
- (1924). Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjösen. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd. VII, H. 3—4.
- (1946). Vulkanismens faser i Trondheimsfältet. *Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Forh.* Bd. XIX, 551, 2 (484).

Eingereicht am 8. Dezember 1954.

*Erklärungen zu den Tafeln.***Tafel I. Flächenpole der eingemessenen *s*-Flächen und auf den *s*-Flächen eingepprägten B-Achsen.**

Schmidt-Netz (untere Halbkugel) ist benutzt worden.

Schwarze *Punkte* markieren in den Diagrammen I, II, IV, V, VI die Pole der eingemessenen *s*-Flächen. Im Diagramm III sind die Dichte der Flächenpole durch Konturen mit Dichtebezeichnung dargestellt. Die Pole sammeln sich in allen Diagrammen zu einem mehr oder weniger hervortretenden π -*Grosskreis*.

Konturen ohne Dichtebezeichnung geben die Verteilung der Schnittgeraden, β , an. Die *schwarzen Flächen* bezeichnen β -Maxima.

Kreuze stellen auf den *s*-Flächen beobachtete B-Achsen dar.

Diagramm I. Ulvberget, Fig. 17. Das kleine Diabasfragment im Osten. 17 *s*-Flächen, 1 B-Achse. β -Konturen: 14, 10, 7, 3, 1,5 % der β .

Diagramm II. Ulvberget, Fig. 17. Quarzitischer Schiefer in der Nähe von dem kleinen Diabasfragment im Osten. 33 *s*-Flächen, 21 B-Achsen. β -Konturen: 4, 3, 2, 1, 0,2 %.

Diagramm III. Ulvberget, Fig. 17. Am abgesicherten Diabaskörper am weitesten im Westen. 112 *s*-Flächen, 21 B-Achsen. β -Konturen: 1,5, 1,2, 0,9, 0,7, 0,5, 0,2 %.

Diagramm IV. Ulvberget, Fig. 17. Quarzitischer Schiefer im Westen. 30 *s*-Flächen, 6 B-Achsen. β -Konturen: 6, 4, 3, 2, 1, $\frac{1}{2}$ %.

Diagramm V. Husberget, Särvsjö. Quarzitischer Schiefer in der Nähe von einem Diabasfragment. 26 *s*-Flächen, 20 B-Achsen. β -Konturen: 17, 10, 5, 3, 2, 1 %.

Diagramm VI. Särvfjället. Quarzitischer Schiefer im Südabhang des Särvfjället. 56 *s*-Flächen, 11 B-Achsen. β -Konturen: 1, 0,6, 0,4, 0,2, 0,1 %.

Tafel II. Korngefüge von Glimmer und Quarz.

Schmidt-Netz (untere Halbkugel).

Konturen, Glimmer: 15, 10, 5, 2, 1 %.

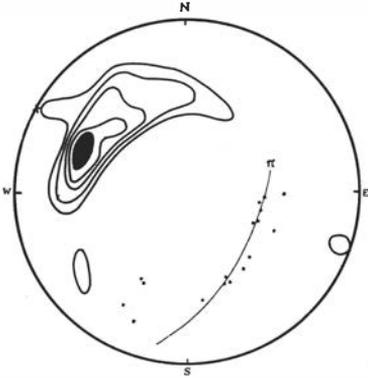
Konturen, Quarz: 6, 4, 2, 1, $\frac{1}{3}$ %.

Diagramme VII, VIII. Ulvberget, Fig. 17. Quarzitischer Schiefer in der Nähe von dem kleinen Diabasfragment am weitesten im Osten. Dünnschliff streicht SW-NE und fällt 75° gegen E ein. Diagr. VII: Muskovit, 110 Blätter. Diagr. VIII: Quarz, 313 Körner.

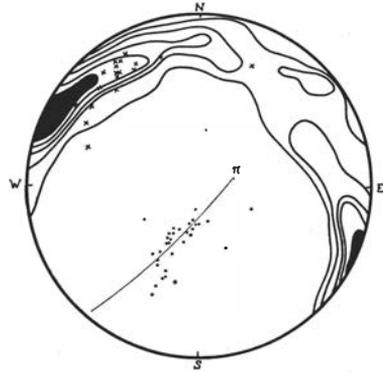
Diagramme IX, X. Husberget am Särvsjö. Quarzitischer Schiefer in der Nähe von einem Diabasfragment. Dünnschliff streicht WSW-ENE und fällt 80° gegen E ein. Diagr. IX: Muskovit, 104 Blätter. Diagr. X: Quarz, 300 Körner.

Diagramme XI, XII. Bläckberget. Präintrusives Korngefüge in quarzitischem Schiefer zwischen Diabasgängen. Dünnschliff streicht S-N und fällt 60° gegen E ein. Diagr. XI: Muskovit, 107 Blätter. Diagr. XII: Quarz, 307 Körner.

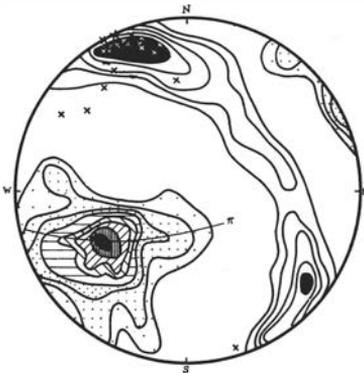
Ulvberget.



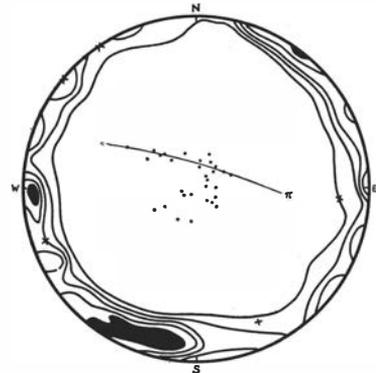
I. Ulvberget. Kleines Diabasfragment im Osten. 17 Flächen.



II. Ulvberget. Quarzitschiefer am östlichen Diabasfragm. 33 Flächen.

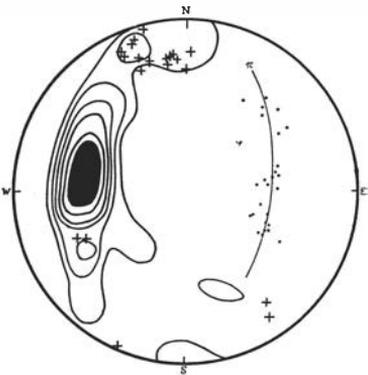


III. Ulvberget. Diabasrand im W. 112 Flächen.



IV. Ulvberget. Quarzitschiefer im W. 30 Flächen.

Husberget, Särvfället.

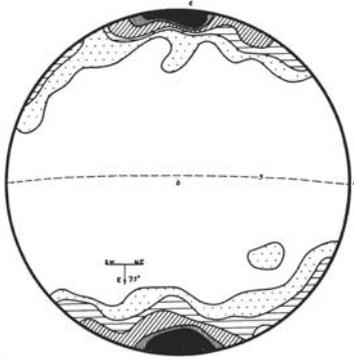


V. Husberget, Särvsjö. 26 Flächen.

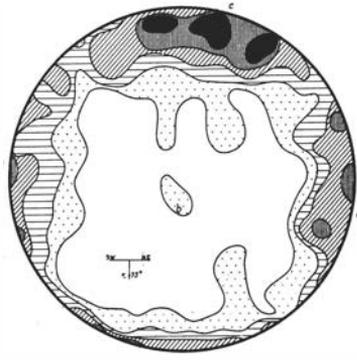


VI. Särvfället. 56 Flächen.

Ulberget, Midskogen.

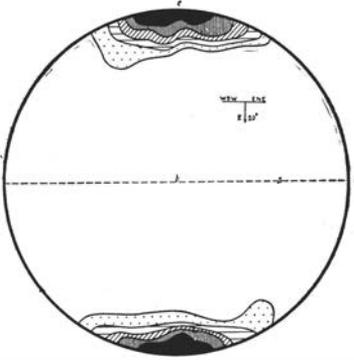


VII. 110 Glimmerblätter. Konturen:
15, 10, 5, 2, 1 %.

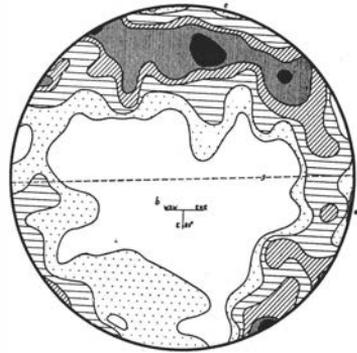


VIII. 313 Quarzkörner. Konturen:
6, 4, 2, 1, 1/3 %.

Husberget, Sävsjö.

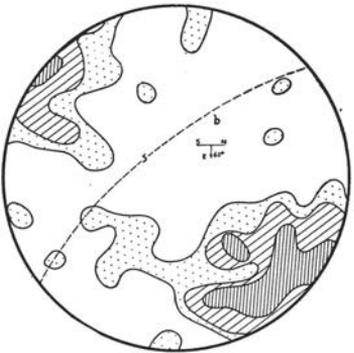


IX. 104 Glimmerblätter. Konturen:
15, 10, 5, 2, 1 %.



X. 300 Quarzkörner. Konturen:
6, 4, 2, 1, 1/3 %.

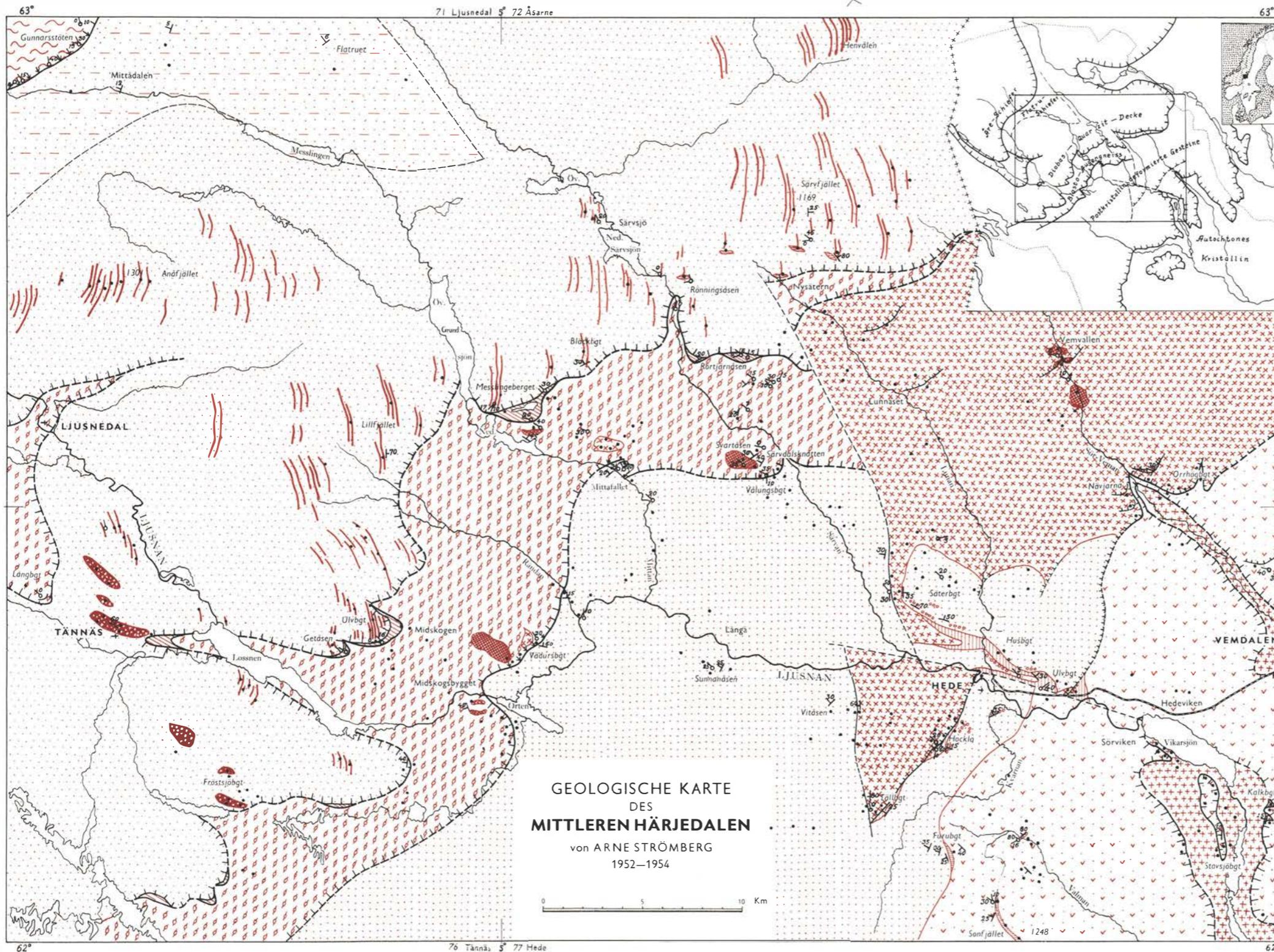
Bläckberget.



XI. 107 Glimmerblätter. Konturen:
(15, 10,) 5, 2, 1 %.



XII. 307 Quarzkörner. Konturen:
(6,) 4, 2, 1, 1/3 %.



BEZEICHNUNGEN

- Gesteine der Äreschieferdecke.
- Serizitische Sparagmitschiefer.
- Lichter Sparagmit der Särvede.
- Grauer Tonschiefer.
- Ottfjälldiabas in Gängen.
- Ottfjälldiabas in grösseren Massiven.
- Basalserie der Särvede.
- Blasto-Augengneiss.
- Vådursbergetdiabas, samt Grünschiefer.
- Archaischer Mikroklingranit.
- Kataklastischer Granit.
- Roter, feinkörniger Sparagmit.
- Konglomerat des roten Sparagmites.
- Konglomerat mit kantigem Material.
- Grauer Sparagmit mit Hede-kalk.
- Vemdalarquarzit.
- Orthoceraskalkstein.
- Untersuchte Aufschluss.
- Faltenachse.
- Streichen und Fallen.
- Überschiebung.
- Aufschiebung.
- Verwerfung.
- Mylonitzone.