

13. Zur Deformation des Venna-Konglomerates im Trondheim-Gebiete, Norwegen

Ein Beitrag zur Frage von Formungsrichtung und Streckungsorientierung an skandischen Konglomerattektoniten

Von

Hans J. Koark

ABSTRACT:—The Venna conglomerate is described from a petrographical point of view. Structure and petrofabric have been examined. Preferred orientations of quartz and calcite indicate girdles in *ac* and *bc* of the fabric. Homogeneous areas of *hol*- and *okl*-shearings could be delimited. The rock is a *B*-conglomerate tectonite with part-areas of predominately $B \perp B'$ fabric.

Comparison with other conglomerate tectonites previously described from the Scandinavian Caledonides indicates that, contrary to the earlier opinion, these structures were not formed, by "pure shear", // *a* of the tectonic fabric. They are rather *B*-tectonites that can be referred to the transversal foldings which are very characteristic of considerable parts of the Scandinavian Caledonides.

Einleitung

Die bisher aus den Kaledoniden Norwegens ausführlich beschriebenen Konglomerate mit Deformationsstreckungen, haben nach Angaben von KVALE, CHR. OFTEDAHL und STRAND querkaledonische Orientierungen und zeigen angeblich als Geleise der Überschiebungen deren Richtung an. Die in ihnen verursachten Streckungen und Achsenbildungen werden als durch „einscharige Scherung“ // *a* des tektonischen Gefüges entstanden erklärt. Sie scheinen somit hinsichtlich Orientierung, Deformationstyp, u.a. von den aus anderen Orogenen bekanntgemachten Konglomerattektoniten abzuweichen.

Im Frühjahr 1953 hatte der Verfasser Gelegenheit, während einer Exkursion mit Professor ERIK NORIN und dem inzwischen verstorbenen Professor THOROLF VOGT, samt anderen Kollegen und Schülern aus Trondheim und Uppsala, das Venna-Konglomerat im Trondheim-Felde zu besuchen. Es fiel dabei sofort auf, dass die hier ausgeprägte Streckung „kaledonisch“ orientiert war (NNE–NE bis SSW–SW). Sie stand demnach im Gegensatz zu den obengenannten und als für das skandische Gebirge allgemeingültig angesehenen Streckungstypen und -orientierungen. Zeit zu eingehenden Untersuchungen am Platze, wie z. B. dreidimensionale Komponentenmessungen usw., fand sich nicht. Doch wurden eine Reihe orientierter Handstücke entnommen, die zusammen mit den regionalen Bearbeitungen von C. BUGGE, CARSTENS, TÖRNEBOHM und TH. VOGT die Unterlage zu diesem Beitrag liefern.

Das Trondheim-Feld ist eine stratigraphisch-tektonische Einheit, bestehend aus kambro-silurischen Lagerfolgen mit reichlich eingelagerten Effusiva, die durch kaledonische Tektonik und Metamorphose mehr oder weniger stark beeinflusst sind. Die Gesteine liegen in einer NNE-SSW streichenden gross-tektonischen Mulde des präkambrischen Untergrundes, die vom Gudbrands-Tal im Südwesten bis nach Nord-Trøndelag im Nordosten reicht.

Das behandelte Vorkommen des Venna-Konglomerates ist im zentralen Teile des Trondheim-Feldes gelegen; ca. 35 km SSW der Stadt Trondheim. Nach VOGT (1945) ist das Venna-Konglomerat basale Bildung der Hovin-Serie (Llanvirinan — ?Ashgillian) und liegt direkt den Støren-Grüngesteinen, dem obersten Gliede der Støren-Serie (Skiddavian), auf.

Die Faltungstektonik dieses zentralen Teiles des Trondheim-Synklinoriums, des von VOGT behandelten Hølanda-Hørg-Gebietes, lässt sich aus VOGT's Profilen ersehen. Aus den NNE-NE bis SSW-SW streichenden Gesteinsschichten mit mehr oder weniger steilen Einfallswinkeln liessen sich Querprofile rekonstruieren, die einen schwach isoklinalen Faltenbau mit überkippten Falten südöstlicher Vergenz zeigen. Faltendecken-Bildung scheint zu fehlen. Bemerkenswert vielfältige disharmonische Massenverlagerungen scheinen vorzüglich auf die sehr verschiedene Gefügefestigkeit der betroffenen Gesteinsglieder (Kalksteine, Kalksandsteine, Sandsteine, Schiefertone-Tonschiefer, Grünschiefer, Hornsteine, Rhyolithe, Porphyrite, Konglomerate, etc.) und ihre damit verbundene unterschiedliche mechanische Teilbeweglichkeit zurückzuführen sein. Molekuläre Teilbeweglichkeit ist bei dem sehr schwachen Metamorphosegrad im Hølanda-Hørg-Gebiete unmassgeblich.

GOLDSCHMIDT (1915) hat petrographisch Grundsätzliches über die Regionalmetamorphose im Trondheim-Gebiete beigebracht. Zusammenfassend ergibt sich eine regionale metamorphe Zoneneinteilung, die hauptsächlich auf mineralogische Neubildungen in den argillitischen Gesteinsgliedern baut. GOLDSCHMIDT's Chloritzone ist der Grünschieferfazies gleichzusetzen, die Biotit- und Granatzone der Epidot-Amphibolit-Fazies. Im Gebiete der Granatzone vorkommende Bereiche mit Kalksilikatglimmerschiefern und -gneisen dürften zur Amphibolit-Fazies zu rechnen sein. Das im vorliegendem Beitrag aktuelle Gebiet von Hølanda-Hørg wird von GOLDSCHMIDT als „nur mechanisch metamorphosiert“ eingestuft.

Das Venna-Konglomerat ist am besten am Ufer des Sees Grøtvatnet, nahe dem Bauernhofe Ven aufgeschlossen. Es wurde nur hier vom Verfasser besichtigt. Andere Lokale sollen sich 500 m SW der SW-Bucht des obengenannten Sees, samt ca. 500 m SW von Grøtåsen befinden.

Nach VOGT setzt sich das Konglomerat hauptsächlich aus Komponenten von grau bis hellpurpurrot gefärbtem Kalksandstein und weiss- bis rosafarbigem Kalkmarmor zusammen. Über die Herkunft der Kalksandstein-Komponenten ist nichts ausgesagt; die Kalkmarmor-Komponenten lassen sich möglicherweise auf den Klefstadås-Kalkstein der Støren-Serie beziehen. Ausserdem gibt es



Abb. 1. Lokal des Venna-Konglomerates am See Grøtvattnet, nahe dem Bauernhofe Ven. Das $N40^{\circ}E$ streichende und mit 35° gegen Westen einfallende s ist deutlich. Die in ac des tektonischen Gefüges (= Bildebene) geschnittenen Gerölle haben bis auf wenige Ausnahmen // s grössere Durchmesser als \perp dazu.

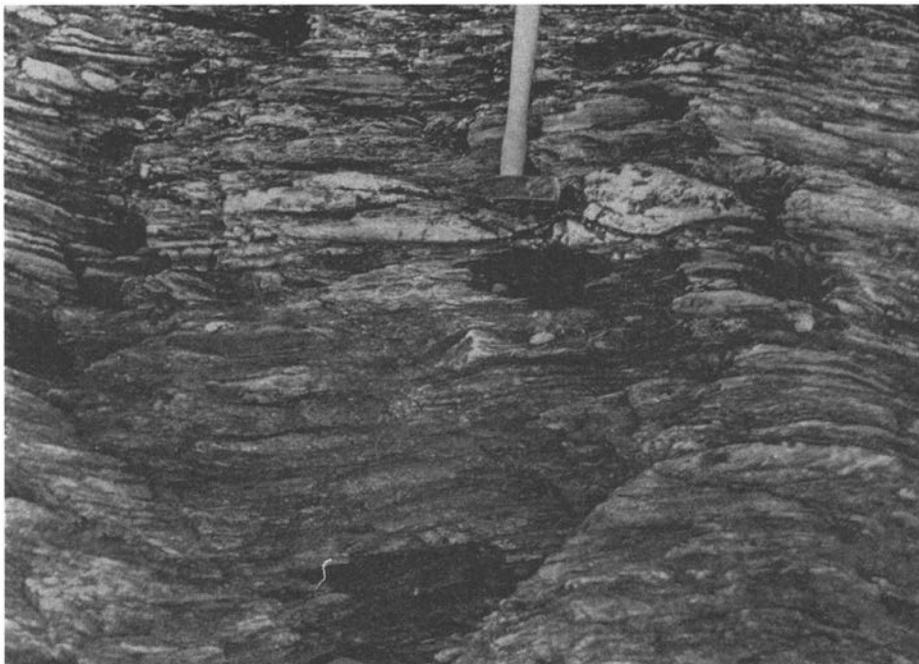


Abb. 2. Venna-Konglomerat. Gleiches Lokal wie Abb. 1. Aufsicht auf *hol* des Konglomerates (parallel zur Bildebene). Spindelförmige Streckung der Gerölle // *b* (= *B*). Das schwache Undulieren im Einfallen von *B* ist als Querfaltung aufzufassen.

zahlreiche Gesteinsbruchstücke aus Jaspis. Selten sind Quarzkeratophyr-Komponenten und solche von Støren-Grünschiefer.

Die Komponenten sind angeblich nur wenig gerundet und VOGT fragt sich, ob nicht möglicherweise die Bezeichnung Breccie zutreffender wäre. Das Material wird als nicht sehr weit transportiert angenommen.

Zur Petrographie des Konglomerates

Da von VOGT keine petrographische Beschreibung des Konglomerates gegeben wird, soll dies wenigstens für die vom Verfasser entnommenen Proben geschehen. Natürlich ist damit keine vollzählige Inhaltsangabe der Bestandteile möglich. Die petrographische Charakterisierung ist doch notwendige Voraussetzung für die anschließende Behandlung der Deformationserscheinungen.

Kalkmarmor

Zwei Handstücke dieser schwach rosafarbenen feinkörnigen Komponenten wurden untersucht. Das spindelförmige Geröll A hat nach Deformation die Maße 5,5 cm // *a*, 16 cm // *b* und 3,5 cm // *c*. Daraus ergibt sich ein Achsenverhältnis von 1,6:4,6:1. Die Probe B ist ein Bruchstück eines grösseren Gerölles, das in Fig. 1 in der linken

unteren Ecke als helle und etwas vierkantige Komponente hervortritt. Die Stücke sind mit 3–7 mm mächtigen grüngrauen Rinden umgeben, die auf Anreicherung von Chlorit zurückzuführen sind.

Die Mineralbestände wurden nach dem Punktzählverfahren von GLAGOLEV berechnet. Hierzu wurden durchwegs *ac*-Schliffe verwendet. Wenn *s* vorhanden, wurden die Messlinien normal dazu gelegt.

Zusammensetzung in Vol. %

	Hdst. A	Hdst. B
Calcit, Grundmasse	83,4	69,8
Calcit, Porphyroblasten	10,5	22,7
Quarz, Aggregate	4,3	4,2
Quarz, Einzelkörner	1,7	2,6
Kieselschiefer	—	0,5
Graphit	0,1	0,2
	100,0 Vol. %	100,0 Vol. %
Punktzahl	1427	1360

Calcit. Kleinkörnige granoblastische Grundmasse ($\varnothing = \perp B$ 0,02–0,06 mm, // *B* 0,03–0,08 = schwache Streckung // *B*) wird von porphyroblastischem Teilgefüge überlagert. Calcitporphyroblasten (\varnothing bis zu 1,5 mm, unregelmässig begrenzt, Tendenz zu schwacher Längung // *B*) beinhalten als Relikte im Interngefüge (*ri*) Grundmasse-*Calcit* und *Quarz*.

An Korndeformationen (Gleitzwillinge, Translationen, Biegungen) ablesbare intragranulare Teilbewegungen sind nur an Porphyroblasten, nicht an der Grundmasse zu sehen. Gleichfalls nicht an den peripheren Ausläufern von Grosskornverzweigungen, was selektive Tektonik an geschlossenen zentralen Bereichen der Grosskörner anzeigt. Das ist u. a. Hinweis auf deren Porphyroblast-Charakter, da sonst bei z. B. randlichen Abbau von Grosskörnern die Zwillingslamellen, unverstellt bis in die äussersten Verzweigungen erhalten sein müssten.

Quarz. Weder gerundet, noch scherbenförmig, sondern mehr unregelmässig begrenzt. Nicht selten einspringende Buchten. Kornaggregate (0,3–0,9 mm) von 5–15 Körnern ($\varnothing = 0,1$ –0,25 mm) ohne Glimmer (!) überwiegen gegenüber Einzelkörnern (\varnothing 0,1–0,4 mm). Aggregate mit deutlicher Streckung // *B*. Teilweise stark undulös. Einschluss frei, mit Ausnahme von Karbonat als zahlreiche Interpositionen und Ausfüllung des Intergranularnetzes.

Die Anordnung der Quarze weist auf schwache Lagertextur. Für *Calcit* hingegen ist kristalline Abbildung sedimentärer Schichtung nicht bzw. nicht mehr erkennbar.

Graphit. Feinst verteilte Graphitsubstanz ist selten. Konzentriert in/an vereinzelt Körnern oder Körnergruppen aus *Calcit*.

Gesteinskomponenten. Aggregate (0,04–0,4 mm) feinstkörnigen Quarzes (0,01 mm) mit Implikationsgefüge, reich an kleinsten eingeschlossenen Mineralstengeln ($\sim 0,001$ mm) sind als Kieselschiefer anzusprechen. Nur eine beobachtete Komponente aus *Quarz* (0,05–0,1 mm) mit Implikationsgefüge und reichlich anscheinend regellos verteiltem Hellglimmer (bis 0,12 mm) kann als Sericitschiefer gedeutet werden.

Gefüge und Mineralbestand dieser Kalkmarmor-Komponenten lassen unter Berücksichtigung der Veränderungen durch Kristallisation und Tektonik eine Entstehung durch hauptsächlich anorganische Sedimentation (*Calcit*interpositionen im *Quarz* sprechen für syngenetische Bildung) vermuten (vgl. S. 146), die durch Einschwemmung organischen Materials (vereinzelte punktförmige Konzentrationen von *Graphit*) und klastischer Gesteinskomponenten (*Kieselschiefer*, *Sericitschiefer*) ergänzt wird.

Kalkige Kieselschiefer

Es wurden zwei Proben entnommen und untersucht.

A) Graugrünes, sehr feinkörniges Gestein mit deutlicher Bänderung. Die spindelförmig-flatschige Geröllgestalt misst // a 5 cm, // b 20 cm, // c 2 cm (= Achsenverhältnis 2.5:10:1). Mit Achse b des Gerölls subparallele morphologische Achsenprägungen (= B). Selektive Verwitterungserscheinungen, die die Bänderung herauspräparieren, machen im Verhältnis zur übrigen Aussengestalt wahrscheinlich, dass schon vor der Konglomeratdeformation plattig-oblonge Form vorlag. Im Bereiche der Verwitterungsmorphologie eine Verwitterungskruste (6–8 mm dick), die hauptsächlich durch Herauslösung des Karbonatanteiles bei braun-schwarzen Rückständen (Chlorit, Sericit, Limonit, kohlige Substanz) zustande kam.

B) Hellgraues, feinkörniges Gestein mit splittrigem Bruch. Bruchstück einer grösseren Komponente, sodass keine Angaben über Grösse und Achsenverhältnis möglich sind. Schwaches Bänderungs-s.

Zusammensetzung in Vol. %

	Hdst. A	Hdst. B
Quarz	60,6	68,0
Calcit	30,8	23,8
Hellglimmer und Chlorit	8,6	8,2
	100,0	100,0
Punktzahl	1320	1434

Quarz. Retikulargefüge mit Mosaikstruktur (ac -Schnitte 0,02–0,05 mm, bc -Schnitte 0,03–0,08 mm. Deutliche Streckung // B . Mäßig undulös.

Calcit. Ziemlich homogene Verteilung der // B gestreckten Körner (0,05–0,1). Vereinzelte Porphyroblasten (bis 0,1 mm). In den grösseren Körnern Gleitzwillinge und Translationen.

Hellglimmer und Chlorit. \varnothing 0,33, gute Regelung mit (001) tautozonal B ; keine megaskopisch sichtbaren Glimmer-s. Bis 1 mm breite Rupturen sind mit heteroachsem Calcit und Quarz (0,3–0,5 mm) verheilt. Die in beiden Proben deutliche Bänderung ist durch lagenweisen Wechsel von Quarz- und Calcitdominanz verursacht.

Metakalksandstein

Das spindelförmige Geröll von graugrüner Farbe misst // a 6,5 cm, // b 18 cm, // c 5 cm (Achsenverhältnis 1,3:3,6:1). Megaskopisch in bezug auf Inhalt und Korngrössen inhomogen. Im ac -Schnitt zeigt der zentrale Teil Gleichkörnigkeit mit Übergängen \perp Gefüge- a zu größerem Korn und ungleichkörnigem Gefüge. Es ist nicht zu entscheiden, ob es sich um eine sedimentäre Bänderung, oder aber um eine randliche tektonische Einmischung des Zementes und kleinster Gerölle handelt. Die Aussenbegrenzung des Gerölls weist in chloritisch-sericitischer Bekleidung starke mit der Längserstreckung parallelverlaufende Achsenprägungen auf, in die auch stark gestreckte kleine Gesteinsbruchstücke eingelagert sind. Planimetriert wurde nur der homogene zentrale Teil der Komponente.

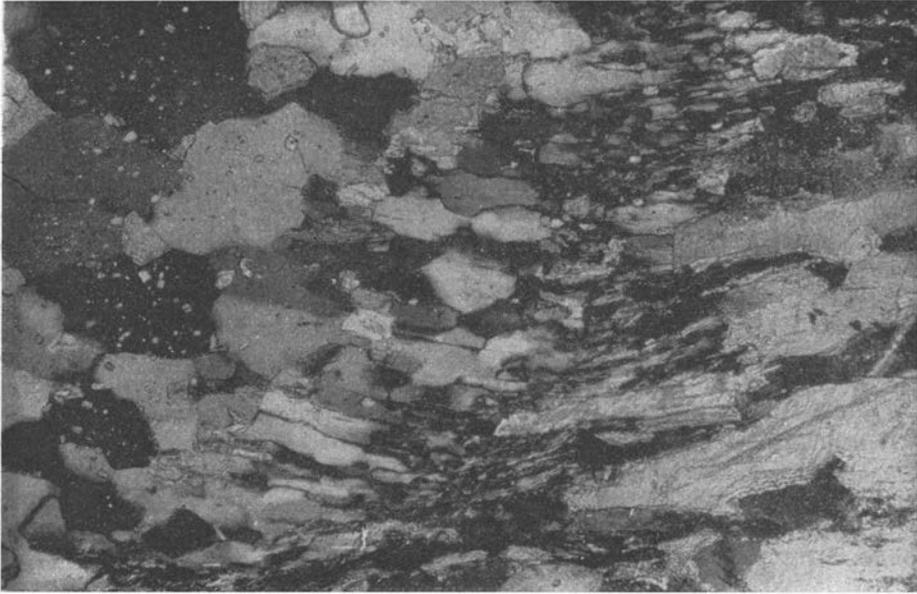


Abb. 3. Deformationsschweif // *B* an einem Quarzkornaggregate. Zwischen granulierten und tektonisch langgezogenen Quarzen finden sich gleichartig gestreckter Calcit, samt Orthochlorit und etwas Hellglimmer. Calcitinterpositionen in den Quarzen des nicht ausgeschwänzten Teiles der Quarzkorngruppe. Gestein: Metakalksandstein. Gekreuzte Nicols. $\times 100$ Vergr.

Zusammensetzung in Vol. %

Calcit, Grundmasse	29,3	} 55,5
Calcit, Porphyroblasten	26,2	
Quarz, Einzelkörner	7,7	} 37,2
Quarz, Aggregate	29,5	
Kieselschiefer	2,0	
Sericitschiefer	1,2	
Chlorit + Hellglimmer	4,0	
Epidot	0,02	
Turmalin	0,08	
	100,0	
Punktzahl	1462	

Quarz. Einzelkörner, kantig oft mit kleinen Einbuchtungen. Bis 1,3 mm \varnothing . Meistens einschlusse reich an Calcit und Chlorit. Bisweilen doch ohne jegliche Einschlüsse. Kornaggregate, // *B* stark gestreckt (bis zu 3 mm) bei isometrischen *ac*-Schnitten (bis 1,5 mm \varnothing). Granoblastisches Gefüge mit Korndiametern bis 0,5 mm. Gleichfalls hier zahlreich Interpositionen von Calcit samt Glimmer-Chloriteinschlüsse.

Sowohl Einzelkörner, als auch Kornaggregate sind durch Streckungsbewegungen mit partiellen linsigen Zerschneidungen randlich und besonders // zur *hol*-Gefügezone granuliert und stark ausgezogen. Das Resultat sind stark gestreckte und stark undulöse Quarze, die zusammen mit gleichfalls gestrecktem Calcit und paradeformativ gebildetem Chlorit samt etwas Sericit schweifartige Aggregate bilden (Fig. 3).

Calcit. In granoblastischer Grundmasse (*ac*-Schnitt 0,02–0,07 mm, *bc*-Schnitt 0,04–

0,1 mm) zahlreiche // *B* gelängte Porphyroblasten (// *ac* bis 1,0 mm, // *bc* bis 2,0 mm). Oft gebogen; Zwillingsgleitungen und Translationen. Molekular aggressiv gegen die Intergranulare der Quarzaggregate. Als Interpositionen im Quarz.

Chlorit. Blassgrüner Orthochlorit. Als Schuppen (bis 0,07 mm) und büschelige Aggregate (bis 0,3 mm) in der Calcitgrundmasse. Als Einschluss im Quarz (< 0,03 mm) und auf dem Intergranulargefüge der Quarzaggregate (bis 0,05 mm). Zusammen mit Quarz, Calcit und Hellglimmer in den spindelförmigen Deformationsschweifern der Quarze und Quarzaggregate. Besonders aber meist büschelig an Kontakten verschiedener Komponenten innerhalb des Gerölls. Durchwegs postkristallin deformiert, d. h. gestaucht und gebogen.

Hellglimmer. Als Schuppen (0,05 mm) tautozonal *B*. Ausserdem als Einschlüsse im Quarz. Weniger zahlreich als Chlorit; schätzungsweise im Verhältnis 1:2.

Graphit. Bzw. kohlige Substanz als feines Pigment in manchen quarzigen Komponenten, gewöhnlicher doch in karbonatischem Milieu.

Turmalin. Selten, blaugrün, mit idiomorphen Basisschnitten (0,04 mm).

Pistazit. An einer Stelle im Kontakt zwischen Sericitschiefer und Quarzaggregat-Komponente beobachtet.

Gesteinskomponenten. Kieselschiefer mit wenig Hellglimmerschüppchen (bis 1,5 mm) und Sericitschiefer mit hohem Hellglimmergehalt. Sowohl Kiesel- als auch Sericitschiefer immer in *B* gestreckt.

Bei so starker Umkristallisation und Deformation ist es schwer eine genetische Deutung und einen zutreffenden Gesteinsnamen zu geben. Besonders wenn man mit unsicheren Kriterien vermuten muss, dass komplizierte Bildungsbedingungen, d. h. verschiedene sedimentbildende Prozesse ineinandergriffen. Für die Kalkmarmore wurde ja vermutet, dass es sich um chemische Kalkkieselsedimente mit klastischen Einschwehmungen handelt. Im vorliegenden Falle haben wir deutlichere klastische Zeugen (Turmalin, Epidot, Gesteinsfragmente und ein Teil des Quarzes (ohne Calcitinterpositionen)). Das Calcit- und Quarzgefüge ähnelt doch stark dem der Kalkmarmore. Besonders hier die sehr zahlreichen Calcitinterpositionen in den Quarzen. Sie können ja auf sehr verschiedene Art und Weise dort hingelangt sein, wie z. B. als Relikte im Interngefüge gewachsener Quarzkörner, durch metasomatisches Eindringen, als mechanische oder molekulare Einschleppung während tektonischer Feinzerscherung der Quarze, durch isocheme Umkristallisation eines kieselig-karbonatischen chemischen Anlagerungsgesteins, oder durch Umkristallisation von organischem Detritus mit entsprechender Zusammensetzung. Unter gegebenen Umständen ist mit allen Vorbehalten für deduktive Schwierigkeiten die syngenetische Bildung von Quarz und Calciteinschlüssen den anderen Alternativen vorzuziehen. Die sedimentpetrographische Systematik lässt derzeit keine genetisch neutrale Namengebung zu. Andererseits lassen sich auch nicht polygenetische Bedingungen berücksichtigen. Es ist unklar, ob vorliegendes Gestein als quarziger Kalkmarmor, als Metakalksandstein oder als Metacalcitgrauwacke zu bezeichnen ist. Keine der Benennungen ist richtig adäquat. Nachdem VOGT diese Komponenten als Kalksandstein ansprach, will ich mich mit Bedenken anschliessen. Der relativ starken Kristallinität wegen möchte ich doch in Metakalksandstein abändern.

Zement

Bei so intensiv durchbewegten Konglomeräten ist es schwer, wenn nicht unmöglich, den Charakter des ursprünglichen Zementes noch quantitativ festzulegen. Einesteils kann die Umkristallisation den Stoffbestand verändert haben, andererseits die Deformation, nämlich dann, wenn linsige Zerschuerungen grössere Gerölle randlich abhobeln und kleinere Gerölle mehr oder minder aufarbeiten. Der so entstandene Friktions-

detritus wird mit zur Zementgrundmasse geschlagen. Es ist nicht gesagt, und im vorliegenden Falle auch nicht bewiesen, dass die Auslösung mechanischer Beanspruchungen bevorzugt im Zement geschah. Es ist durchaus denkbar, dass Gerölle, die gegen Deformation weniger widerstandsfähig sind, z. B. Kalkmarmor, Spuren stärkerer Teilbewegung als ein widerstandsfähigerer Zement zeigen. Es ist doch wahrscheinlich, dass der grössere Anteil des Bindemittels sedimentärklastisches Aufbereitungsprodukt der Gerölle ist. Wie die folgende petrographische Beschreibung zeigt, waren milieufremde Bestandteile nicht nachweisbar.

Der sehr ungleichkörnige und stofflich inhomogene Zement besteht zum grösseren Teile aus Calcit, Quarz und Hellglimmer. Meist mit schlierigem Gefüge, das sich mehr oder weniger an die Konfigurationen der Gerölle anschmiegt. Calcit ist oft als Porphyroblast ausgebildet. Für Quarz sind keine Rekristallisationen deutlich, im Gegenteil, er liegt nicht selten in typisch klastischen Formen vor. Hellglimmer bildet gut geregelte Schlieren. Bevorzugt in diesen finden sich Anreicherungen von mehr oder weniger feinverteiltem Magnetit. Chlorit kann als prä- bis paradeformative Bildung in die tektonischen Schlieren eingehen. Mehr gewöhnlich ist doch hier sein büscheliges Auftreten. Diese Bildungen sind nicht von den Feinzerscherungen betroffen worden. Wenn deformiert, dann höchstens leicht gestaucht. Der Büschelchlorit dürfte demnach in Hinsicht auf die Konglomeratdeformation postdeformativ gebildet sein. Auch ein Teil der Calcite zeigt keinerlei tektonische Beanspruchungen und muss als postdeformative Neu- bzw. Umbildung angesehen werden.

Das ist wichtig hinsichtlich GOLDSCHMIDTS (1916) metamorpher Zoneneinteilung, die für dieses Gebiet des Trondheimfeldes keine Neukristallisationen registriert hat und dementsprechend zu revidieren ist.

Die Tatsache, dass die Kalkmarmor- und Metakalksandstein-Gerölle metamorph sind, der in der Serie darüber liegende Hølanda-Kalkstein jedoch nichtkristallin, wird von VOGT als Kriterium herangezogen, dass diese Gerölle schon im metamorphen Zustand zur Konglomeratsedimentation kamen. Dem stehen meine Beobachtungen gegenüber, dass der Zement mit seinen Neu- und Umkristallisationen nicht mehr und nicht weniger metamorph ist als die Gerölle. Auch die Kieselschiefergerölle sind metamorph! Ausserdem hat die VOGT'sche Auffassung mit der Schwierigkeit fertigzuwerden, die doch nicht genannt ist, dass zwischen der Sedimentation des Kalkmarmors, den VOGT zum Klefstadås-Kalkstein im Skiddavian des unteren Ordovicium stellt und seiner mechanischen Aufbereitung und Sedimentation im Llanvirnian des mittleren Ordovicium, eine (? Regional-, Kontakt-) Metamorphose hätte stattfinden müssen. Falls der im Hängenden des Venna-Konglomerates liegende Hølanda-Kalkstein wirklich so unmetamorph ist, wie VOGT es darstellt, was von mir aus der Ferne nicht beurteilt werden kann, so könnte man sich vorstellen, dass der Metamorphosegrad mit der für das Konglomerat spezifischen tektonischen Fazies zusammenhängt.

Zum Gefüge des Konglomerates

Abb. 1 und 2 zeigen Teilbereiche des Aufschlusses nahe dem Bauernhofe Ven. Abb. 1 macht das N42°E streichende und mit 35° gegen NW einfallende s des Konglomerates anschaulich. Bis auf wenige Ausnahmen haben die im Quer-

profil des tektonischen Gefüges geschnittenen Gerölle grössere Diameter // s als senkrecht dazu. Abb. 2 zeigt in Aufsicht senkrecht zur Streckung des Konglomerates die charakteristische spindelförmige Längung der Gerölle // b (B). Das schwache Undulieren des ungefähr horizontal gelegenen B ist als schwache Querfaltung (B') aufzufassen. Statistisch besehen lässt sich im Bilde deutliche bilaterale Symmetrie erkennen, die die gebrauchte Koordinatengebung mit b (B) \perp zur gemeinsamen Deformations- und Symmetrieebene tektonischen Transportes und tektonischer Einengung, a als Schnittgerade von Deformationsebene (ac) und s , samt c als Normale auf ab , rechtfertigt.

Die als Resultate kaledonisch-orogener Bewegungen und Metamorphose vorliegenden deformativ gestreckten Gerölle sind mit ihren Längsachsen (B) subparallel zum allgemeinen skandischen Gebirgstreichen orientiert. Ihre Gestalt entspricht in Annäherung der 3-achsiger Ellipsoide mit längster Achse // b (B), mittlerer Achse in s // a und kürzester Achse normal s // c . Wie bereits angeführt, konnten aus Zeitmangel am Aufschlusse keine dreidimensionalen Gerölmessungen vorgenommen werden. Das wurde jedoch an Hand von Fotografien nachgeholt. Die Werte gelten mit Vorbehalt in Hinsicht auf die Zufälligkeit der vorgefundenen und fotografierten morphologischen Schnitte. Das grösste abgrenzbare Geröll maß // a 7,2 cm, // b 30,0 cm und // c 4,3 cm, das einem Achsenverhältnis von 1,7:7,0:1 entspricht. Messungen an 9 Geröllen ergaben einen Mittelwert des Achsenverhältnisses von 2,2:8,1:1. Als maximales Achsenverhältnis wurde 1,8:12,5:1 ermittelt.

Rückrechnungen auf prädeformative Kugeldiameter ($d = \sqrt[3]{abc}$) wurden als überflüssig erachtet, da keine zwingenden Kriterien zur Annahme solcher ursprünglicher Ausgangsgestalten vorliegen. VOGT stellt ja überhaupt eine Rundung der Komponenten des Venna-Konglomerates in Abrede. Ich selbst hatte doch keine Gelegenheit undeformierte Gerölle zu besichtigen. Es scheint überhaupt bei solchen Kalkulationen Vorsicht am Platze. Gefügeanisotrope Gesteine, besonders solche mit Schichtung, Bänderung, stoffkonkordanten Achsen, usw. werden bei mechanischer Verwitterung nur selten zu Kugelformen gerundet werden, sondern mehr oder weniger flache bis oblonge Formen annehmen. Bei ihrer Ablagerung wird sich, entsprechend deren Bewegungssymmetrien, oft eine Regelung nach der Geröllgestalt einstellen. Ausserdem ist nicht unwahrscheinlich, dass bei tektonischen Beanspruchungen solcher Art, eine konglomeratische Ablagerung bei genügend nachgiebigem Zement, durch Externrotationen der Gerölle reagiert, wobei heterometrische Komponenten nach ihrer Gestalt geregelt werden können. Es können somit bereits deutlich gerichtete Gefüge vorliegen, mit Anlagen die zu gezwungener Tektonik führen, bevor überhaupt Längungsbewegungen an den Geröllen durch Extern- und Internrotationen samt Kristallisationen einsetzen. An zumindest einer der untersuchten Proben konnte deren prädeformative flachoblonge Gestalt rekonstruiert werden (vgl. S. 144).

Anknüpfend an das auf S. 146 Gesagte über die petrographische Beschaffenheit des Bindemittels, ist es verständlich, dass in phyllosilikatreichen Bereichen des Zementes deutliche Achsenprägungen sich finden. Gleichdeutliche *B*-Strie-mung zeigen auch die Gerölloberflächen. Die für die grösseren Gerölle so charakteristischen Längungen sind auch in den kleinsten Gesteinsbruchstücken des Zementes nachweisbar.

Zur Korngefügeregelung in den Geröllen

Zur Konfrontation des tektonischen mit dem Korngefüge wurden an Geröllen von Kalkmarmor und Metakalksandstein Korngefügeanalysen an Calcit und Quarz ausgeführt. Die stark ungleichkörnigen Gefüge liessen leider eine gewisse Kornauswahl bei Calcit nicht vermeiden. Kleinste Korndiameter konnten U-tischmässig nicht mehr erfasst werden. Es waren doch während der Messungen sowohl für Calcit, als auch Quarz, keinerlei Tendenzen für unterschiedliche Orientierungen von Gross- und messbaren Kleinkörnern zu merken. Für Calcit machte die Tatsache, dass Lamellen nur in den grösseren Körnern sichtbar waren — zur Verhinderung weiterer Auslese — die optische Einmessung von kristallographisch *c* notwendig. Vorkommende Phyllosilikat-Teilgefüge (Hellglimmer und Chlorit) waren ebenfalls im U-Tische korngrös-senmässig nicht mehr zu registrieren. In dreidimensionalen Schnitten war doch bei starker Vergrösserung eine deutliche Regelung wahrnehmbar, die allem Anschein nach mit den übrigen Teilgefügen homotaktisch ist.

Das Gleiche gilt für den Quarz der Kieselschiefergerölle. Mit dem Hilfspräparat 1. Ordnung überlagert, war deutliche Regelung merkbar, ohne jedoch dass typisierbare Regelungszustände abgeleitet werden konnten, da ja allzu grosse Lagefreiheit trotz festlegbarer n_x bzw. n_y -Dominanzen vorliegt.

In den zwei untersuchten Kalkmarmor-Proben wurden an *ac*-Schnitten jeweils 250 Calcit-*c* mittels Zeilenanalyse eingemessen (*D*₁, *D*₂). Alle Mes-sungen sind in der flächentreuen Azimutalprojektion (untere Hemisphäre) dar-gestellt. Vorliegende heterometrische Kornformen (gestreckt // *B*) können als Schnitteffekt (SANDER 1954) die angetroffenen Regelungsgrade zwar beein-flussen, vermögen doch in keinem Fall vorgefundene Regeln zu ändern. Die Homogenität der Regelung wurde laufend während der Einmessungen qualitativ beachtet. Inhomogene Regelungsbereiche waren nicht feststellbar.

Auf die Grundlagen des Regelungsmechanismus von Calcit und Quarz in Tektoniten, samt ihre gefügeanalytische Nutzung, wird hier nicht weiter ein-gegangen. Sie werden im Folgenden als bekannt vorausgesetzt.

In beiden Fällen (*D*₁, *D*₂) liegen mehr oder weniger gut geschlossene, bilate-ralsymmetrische und gespaltene Gürtel in *ac* vor. Es sind typische *B*-Tektonite, wobei *D*₁ schärfere Regel als *D*₂ aufweist. Die internrotationale Umformung der Gerölle um *B* (*hol*-Zone) geschah entsprechend den Maximabesetzungen

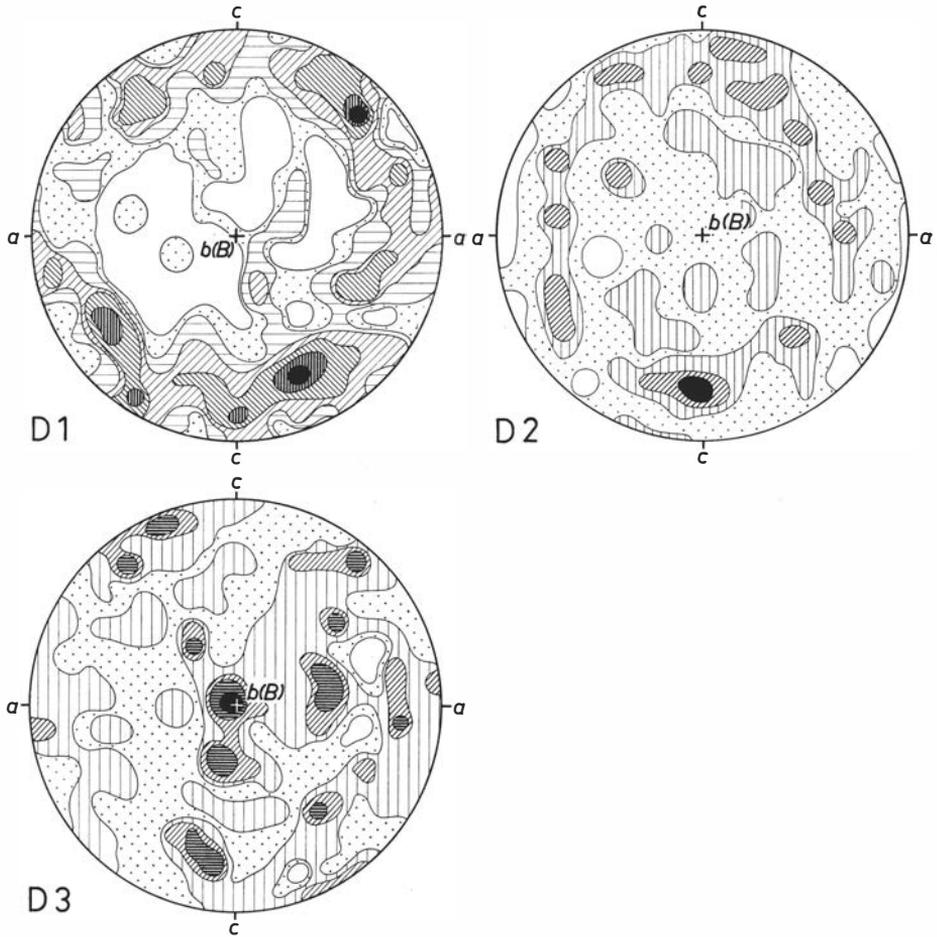


Diagramme D1–D3: Regelung von Calcit und Quarz in den Kalkmarmorgeröllen (ac -Schliffe).
 D1: 250 Calcit- c . 5-4-3-2-1-0,4-0%. D2: 250 Calcit- c . 3-2-1-0,4-0%. D3: 310 Quarz- c .
 2,5-2-1,5-1-0,3-0%.

in den Gürteln für D1 hauptsächlich zweischarig, für D2 mehr unscharf mehrscharig.

Aus dem Kalkmarmor der Probe von D1 wurden ausserdem das Quarz-in-Calcit-Gefüge gemessen. 310-Quarz- c ohne Auslese ergaben bei zu erwartendem schwächeren Regelungsgrade Lagenkugelbesetzungen (D3), die sich nur mit Risiko für Überdeutungen erklären lassen. Demgemäss kann ein unscharfer, in ac gespaltener Gürtel $\perp b(B)$ gesehen werden, der genetisch dem für Calcit gleichgestellt werden kann. Die stärkste Häufung (2,5%) liegt doch in $b(B)$ und lässt zusammen mit 2-1,5%igen Besetzungen einen weiteren Gürtel in bc vermuten. Beide „Gürtel“ zusammen können als $B \perp B'$ -Gefüge aufgefasst werden. Doch scheint mir hierbei der Umstand schwer erklärlich, dass die zum

„Gürtel“ $\perp B'$ führenden ungleichscharigen Scherungen der *okl*-Zone nicht auch im Calcit-Teilgefüge wirksam waren.

In dem Metakalksandstein-Geröll sind, wie auf S. 145 beschrieben, Quarzkorngruppen und -einzelnkörner bevorzugt parallel *B* des Gefügestengels granuliert und zu Deformationsschweiften ausgezogen (vgl. Fig. 3). Innerhalb der Deformationsschweiften zeigt der Quarz // *B* extrem langezogene und stark undulöse Kornquerschnitte. Er tritt zusammen mit gleichfalls gestrecktem Calcit und in der Streckungsrichtung eingelagerten Phyllosilikaten (besonders Chlorit) auf.

Zur Kenntnis des Regelungs- und Bildungsmechanismus dieser Erscheinungen wurden gesondert das Quarzteilgefüge der durch tektonische Ausschwängung nicht betroffenen Korngruppen und Einzelkörner eingemessen (*D*₄), die Quarze der Deformationsschweiften (*D*₅) und schliesslich das Calcitteilgefüge des gesamten Schlibfbereiches (*D*₆).

Das in der Probe dominierende und zugleich tektonische Formungen hier am deutlichsten registrierende Mineral, der Calcit, gab bei 250 ohne Auslese über den Gesamtbereich gemessenen Kornorientierungen *D*₆ das überraschende Resultat, dass die der bilateralsymmetrischen Gürtel Ebene entsprechende Deformationsebene, nicht mehr in *ac* wie in den *D*₁ und *D*₂, sondern hier in *bc* des Geröll-ellipsoides gelegen ist. Mit Spaltungstendenz und nicht ganz geschlossen ist der Gürtel auch in Maximaverteilung und Symmetrie im Prinzip gleich dem *ac*-Gürtel in *D*₁.

*D*₄ zeigt die Verteilung von 250 Quarz-c der zum grösseren Teil von den Ausschwängungen verschonten Quarze. Es liegen hier ähnlich heterotakte Regelungssymmetrien für Calcit- und Quarzteilgefüge vor, nur im umgekehrten Sinne, wie im Kalkmarmor aus *D*₁ und *D*₃ hervorgeht. Ein nicht geschlossener *ac*-Gürtel, mit deutlichem Maxima I (in *a*) und II ist nicht unwahrscheinlich. Die peripheren Maxima, besonders das im rechten oberen Quadranten dürften sich mit den Verhältnissen im *D*₅ erklären lassen. Sie fallen mit Besetzungen zusammen, die für die Quarze der Deformationsschweiften gelten. Es ist demnach denkbar, dass entweder die Regelungsbereiche der Deformationsschweiften nicht exakt abgrenzbar waren, oder aber die zu ihnen führenden Deformationen sich partiell auch im übrigen Quarz-Gefüge abbildeten.

Bereits bei Gipsüberlagerung zeigen die Quarze der Deformationsschweiften deutliche Regelungserscheinungen (γ -Regel), an denen ausserdem ein gewisser Grad von Regelungshomogenität sich ablesen lässt (vgl. KOARK 1956, S. 50). Das ist wichtig zu wissen, hinsichtlich der Schwierigkeiten, solch kleine (0,005–0,02 mm) dünne und stark undulöse Körner einzumessen, wobei leider eine gewisse Auslese nicht verhindert werden konnte. *D*₅ zeigt die Besetzungen von 155 Quarz-c, die einen mit dem Calcitteilgefüge homotakten Gürtel in *bc* zeigen. Seine Maximaverteilung spricht für ungleichscharige mehrscharige Scherung mit monokliner Symmetrie. Ob regelungsmechanisch Rhomboeder- und/oder Quarzlamellenfläche betätigt wurden, liess sich nicht entscheiden.

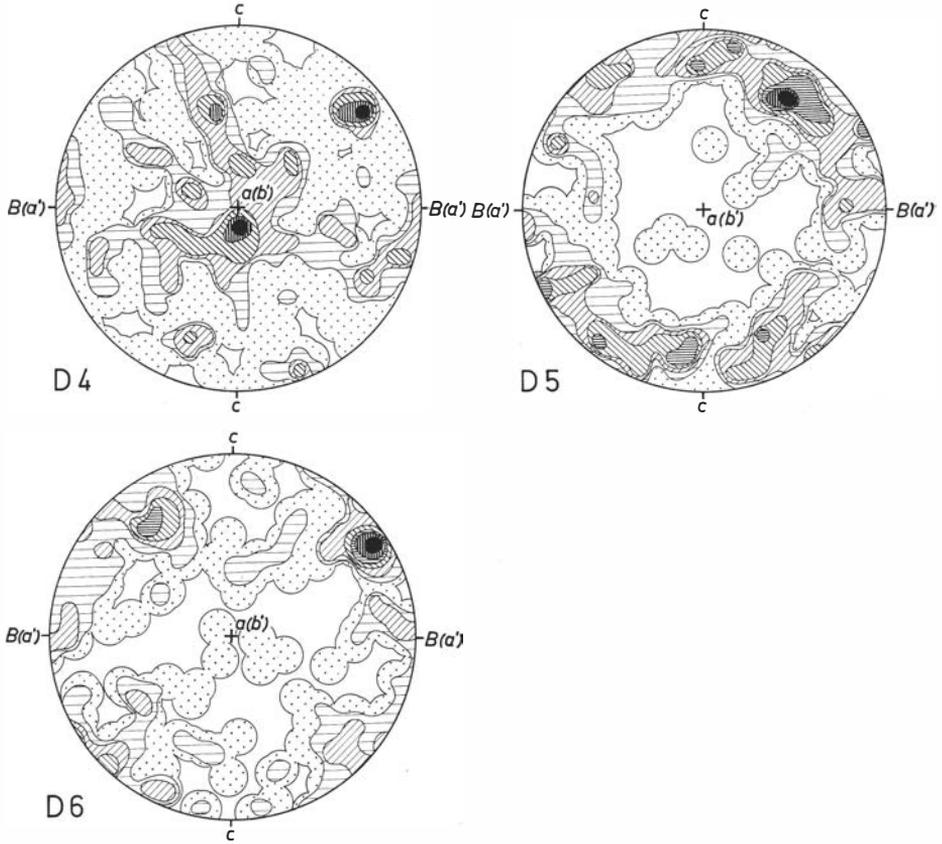


Diagramme D4–D6: Regelung von Quarz und Calcit in einem Metakalksandstein-Geröll (*bc*-Schliff). D4: 240 Quarz-*c* von Aggregat-Quarzen ohne sichtbare Ausschwängung. 3–2,5–1,5–1–0,4–0 %. D5: 155 Quarz-*c* von stark gelängten Quarzen aus den Deformationsschweiften. 6–5–4–3–2–0,7–0 %. D6: 250 Calcit-*c* ohne Auslese. 3,5–3–2,5–2–1,5–1–0,4–0 %.

Das deutliche Maximum bei II kann doch für dominierende Teilnahme der Rhomboederfläche sprechen. Nadelbildung nach *c* und Einregelung in *okl* lässt sich an Hand des Gefügebildes und Regelungszustandes ausschliessen. Die Chlorite konnten als zusätzliches Teilgefüge wegen zu kleiner Korngrößen leider nicht gemessen werden.

Mit dem *bc*-Gürtel für Calcit und Quarz ist erwiesen, dass das durch Transport-oder Einengungsbewegungen $\perp B$ resultierende syntektonische Ausweichen $\parallel B$ in solchem Umfange registriert wurde, dass Gürtelbildung $\perp B$ nur als unsicheres Reliktgefüge erkennbar ist (D4). Es liegt somit im Metakalksandstein-Geröll ein korngefügekundlich bestätigtes $B' \perp B$ Gefüge vor, wie es von KOARK (1952, S. 257) als für kaledonische Tektonik verbreitet vorausgesagt wurde. Der Umstand, dass die Parameter der Kristalllängungen stark hinter jenen der Gerölllängungen zurückbleiben, samt dass keine Hinweise oder

Verdacht auf Überindividuen vorliegen, beweist, dass sowohl um B , als auch um B' neben Internrotationen (Korngefügeregeln!) massgeblich Externrotationen beteiligt gewesen sein müssen.

Als Ganzes gesehen ist das Venna-Konglomerat bei monoklinen Teilsymmetrien ein Beispiel eines triklinsymmetrischen Konglomerattektonites mit $B \perp B'$ -Gefüge im Sinne SANDERS. Den im Metakalksandstein-Geröll dominierenden *okl*-Scherflächenbündeln stehen in den zwei untersuchten Kalkmarmor-Geröllen *hol*-Bündel gegenüber. Gemeinsam betrachtet sind sie durch voneinander abhängige rechtwinklig gekreuzte rotationale Strains zu erklären, die einen Deformationstyp kennzeichnen, der geologisch von SANDER als „Faltung des Streichens im gleichen Akt“ bekannt gemacht wurde. Inwieweit in den verschiedenen Geröllen die Umstellung von *hol*-auf *okl*-Bildung oder *v.v.* auf inhomogene Beanspruchungen oder/und verschiedene Gefügefestigkeit zurückzuführen ist, konnte wegen Mangels an Material nicht nachgegangen werden.

Zeitliche Relationen zwischen *hol*- und *okl*-Bildung waren mit Sicherheit nicht erkennbar. Theoretisch ist eine zeitliche Überlagerung der Formungen in *hol* und *okl* zu erwarten. Der *ac*-Quarzgürtel in D_4 ist ja auch als Regelungsrelikt nicht ganz gesichert. Es ist doch gedanklich wahrscheinlich, dass *hol*-Scherungen zu Beginn der Formung dominierten. *okl*-Scherungen setzten massgeblich ein, als die Ausweichbewegungen // B auf Widerstand stiessen. Im Schlusstadium dürfte *okl*-Bildung überwogen haben.

In Korngefügen sind $B \perp B'$ seit langem von SANDER definiert und diskutiert. Im Hornblendegarbenschiefer vom Greiner, Zillertal, Tirol konstatierte SANDER (1928, vgl. hierzu 1950, S. 354) $B \perp B'$ für Quarz und Karbonat, die sowohl als Relikte im Externgefüge, wie auch als Interngefüge (in Albit- und Hornblende-holoblasten) homotaktisch geregelt waren. FELKEL (1929) berichtet über $B \perp B'$ an Calcit- und Muskowitorientierungen in einem Marmor von Patsch, Tirol und SANDER (1930) an Quarz aus einer quergedehnten Quarzfalte im Brixner Quarzphyllit, Südtirol.

Diskussion

Konglomerate sind immer wichtige Zeugen besonderer sedimentologischer Vorgänge und nehmen darum in der Stratigraphie Schlüsselstellungen ein. Das Studium regionalmetamorph umgeformter Konglomerate erlaubt darüber hinaus bedeutsame Einblicke in bestimmte Fragen der metamorphen Gesteinskristallisationen und ihre Beziehungen zur Tektonik. Das gilt besonders dort, wo vorkonglomeratisch stoffliche, mineralfazielle und tektonische Inhomogenitäten unter gemeinsamen Bedingungen ein- bzw. umgeformt worden. D.h. wo Gerölle mit verschiedener chemischer und mineralogischer Zusammensetzung, samt Mineralfazies, wie auch verschiedener Gefügeanisotropien gleichen regionalmetamorphen *ptx*-Bedingungen ausgesetzt worden. Für die Festlegung

nachkonglomeratischer Umbildungseinflüsse bedarf es der Konfrontation mit dem metamorphen Zustande des Bindemittels. Neben den rein petrogenetischen Möglichkeiten liefern solche Konglomerate günstige Voraussetzungen für das Erkennen und das Abtrennen verschiedener Regionalmetamorphosen, wofür aus den Ostalpen schöne Beispiele beigebracht worden (Abgrenzung voralpidischer Kristallisationen von solchen alpidischen Alters).

Beim Venna-Konglomerat ergaben sich keine sicheren Hinweise auf vorkonglomeratische (präaledonische) Metamorphose in den Geröllen. Die Angleichung an die Gleichgewichte der Grünschiefer-Fazies ist nicht weit fortgeschritten. Vereinzelt Neubildung von Chlorit und Hellglimmer ist erkannt, wie auch mehr allgemein (Re-)Kristallisation von Calcit und Quarz. Die Zusammensetzung des Konglomerates spricht dafür, dass in seinem Aufbereitungsgebiete nur kambro-silurische Gesteine (Kalke bis Kalksandsteine, Kieselschiefer, Effusiva, usw.) vorkamen, da jeglicher Einschlag von präkambrischen Kristallingeröllen fehlt.

Was die Untersuchung der Spuren direkter Teilbewegungen an Konglomeraten anbetrifft, ergeben sich neben der allgemeinen Typisierung von tektonischem und Korngefüge einige spezifische Einsichten. So die schon oben ange-deutete Möglichkeit, Komponenten und Zement verschiedener Gefügefestigkeit nebeneinander unter annähernd homogenen Bedingungen gemeinsam verformt zu bekommen, woraus sich Aussagen über verschiedene (selektive) Deformierbarkeit in bezug auf Typ und Intensität ergeben. Stratigraphisch und regional wird die Frage interessieren, ob die teilnehmenden Gerölle schon vorkonglomeratische Gefügeanisotropien (Schichtung, Schieferung, stoffkoncordante *B*-Achsen, etc.) aufwiesen, was sich durch Konfrontation mit dem Gefüge des Zementes ermitteln lassen dürfte, und was für die richtige Bestimmung der Geröll-Herkunft erforderlich ist. Mehr allgemein wissenswert ist jedoch die Frage nach tektonischen Überprägungen solcher gefügeanisotroper Vorzeichnungen, wobei sich in solchen triklinen Tektoniten in übersehbaren Bereichen fastsymmetrische bis beliebig schiefe Überprägungen erwarten und auch analysieren lassen.

Für das Venna-Konglomerat lässt sich hinsichtlich vorstehender Gesichtspunkte folgendes feststellen. Für Kalkmarmor- und Metakalksandsteingerölle waren keine mit Sicherheit deutbaren Unterschiede betreffend Deformations- und Regelungsgrad wahrnehmbar. Verschiedene Regelungstypen, wie z. B. *ac*-Gürtel in Kalkmarmor und *bc*-Gürtel im Metakalksandstein sind sicherlich nicht materialbedingt, sondern Resultate inhomogener Beanspruchungen. Vergleiche mit Kieselschiefergeröllen fehlen wegen Uneinmessbarkeit ihrer Korngrößen. Ihre recht deutlich geregelten Quarzgefüge waren nur qualitativ (Hilfspräparatüberlagerung) festlegbar. Allgemeiner Eindruck ist doch qualitativ megaskopisch, dass Kieselschiefer- und besonders Sericitschiefergerölle nicht weniger deformiert sind, als kalkreiche Komponenten. Wenn auch aus technischen Gründen eine korngefügekundliche Untersuchung des Zementes

unterblieb, so ist doch aus den Regelungsdiagrammen der analysierten Gerölle zu entnehmen, dass keine massgeblichen vorkonglomeratischen Regelungszeichnungen existiert haben. Dahingegen können Kieselschiefergerölle eine deutliche vorkonglomeratische Schichtung aufweisen.

Auf S. 148 wurde bereits darauf hingewiesen, dass Rückrechnungen der deformierten Gerölle auf den vordeformativen Kugeldiameter ($\sqrt[3]{abc}$) sehr oft illusorisch sein dürften, da nur in sehr wenigen Fällen Voraussetzungen für isometrische vordeformative Geröllgestalten vorliegen. Gefügeanisotrope Gesteine verwittern kaum zu Kugelgestalten und selbst für gefügeisotrope sind die mechanischen Einflüsse oft von solcher Art, dass Kugelformen keineswegs die Regel sind. Hierüber hat ja die Granulometrie zahlreiche Beiträge geliefert und ausserdem ist das für jeden selbstverständlich, der diesbezüglich Strand-, Fluss- und Glazialschotter betrachtet hat. Dieser Gesichtspunkt sollte in verschiedener Hinsicht bei der Analyse von Konglomeratdeformationen beachtet werden. Heterometrische Gerölle regeln sich bereits mehr oder weniger bei der Ablagerung entsprechend deren Bewegungssymmetrien nach ihrer Gestalt. Das Konglomerat ist demnach bereits nach der Diagenese ein gefügeanisotropes Gestein und wird bei orogenen Beanspruchungen nach dessen Regeln deformiert werden. Ausserdem ist wahrscheinlich, dass bei nachgiebigem Bindemittel, solche heterometrische Starrkörper vorerst hauptsächlich durch Externrotationen nach ihrer Gestalt geregelt werden, bevor Internrotationen einsetzen oder an Bedeutung gewinnen. Das zeigt, dass Konglomeratdeformationen gute Möglichkeiten geben, das Zusammenspiel von Extern- und Internrotationen zu diskutieren. Gleichfalls gute Voraussetzungen für quantitative Betrachtung der durch Internrotationen verursachten Streckungsbeträge werden leider durch die obengenannten Geröllgestaltregelungen eingeengt. Diese von der affinen Deformation eines isotropen Körpers abweichenden Bedingungen beleuchten auch den hypothetischen Charakter diesbezüglicher mathematischer Deformationsmodelle für Konglomerate (OFTEDAHL 1948).

Deformativ gestreckte Konglomerate sind seit langem beschrieben und aus den verschiedensten Orogenen der Erde bekannt gemacht worden. Eine referierende Übersicht gibt E. CLOOS (1947). Die Mehrzahl dieser Untersuchungen sind geologisch-petrographische Beschreibungen, in neuerer Zeit auch häufiger mit Angabe der Deformationsparameter. Gefügekundliche Bearbeitungen sind seltener. Korngefügeanalysen werden in den Arbeiten von RÜGER (1933) an sächsischen Geröllgneisen und von STRAND (1944) aus Quarzitkonglomeraten der Valdres-Sparagmite beim Bygdin See/Norwegen gegeben. Wichtige Beiträge mit gefügekundlichen Gesichtspunkten, auch ohne Korngefügeanalysen, lieferten MEHNERT (1938) durch Bearbeitung sächsischer Metakonglomerate und E. CLOOS (1947) durch Analyse einer oolithführenden divergentschiefrigen Kalkschieferfalte aus dem South Mountain-Gebiete der Appalachen.

Seit Ende des 2. Weltkrieges ist in verschiedenen zusammenfassenden Dar-

stellungen über tektonische Transporte und ihre Deformationsspuren besonders hervorgehoben worden, dass Lineargefüge nicht nur in b sondern auch in a auftreten können, d.h. nicht nur winkelrecht zum tektonischen Transport, sondern auch parallel mit der Transportrichtung. Das ist nicht neu, und in SANDERS und SCHMIDTS Arbeiten seit dem 1. Weltkrieg immer wieder betont worden. Im Rahmen dieses seitenbegrenzten Festschriftbeitrages ist weder Platz, noch findet sich eine Notwendigkeit, die SANDERSchen Grundzüge über Verformungstypen und -symmetrien und ihre Abbildung in Gesteinsgefügen noch einmal zusammenzufassen. Wie an zahllosen Beispielen erhärtet, liegen B -Achsen als Resultate externer und interner Rotationen um b mit Streckungsbewegungen $// b$ senkrecht zur Deformationsebene (ac) tektonischer Transporte oder Einengungen. Die Mehrzahl der bekanntgewordenen Konglomerat-tektonite gehört hierzu. So auch das Venna-Konglomerat. Wie hier und in vielen anderen Vorkommen, können die Streckungsbewegungen $// B$ bei Formung zwischen weniger teilbeweglichen Widerlagern von diesen so beengt werden, dass Einengungsbewegungen bzw. Transporte $// B$, d.h. $\perp a$ ($=B'$) vorkommen, die in $B \perp B'$ -Gefügen resultieren (vgl. S. 153).

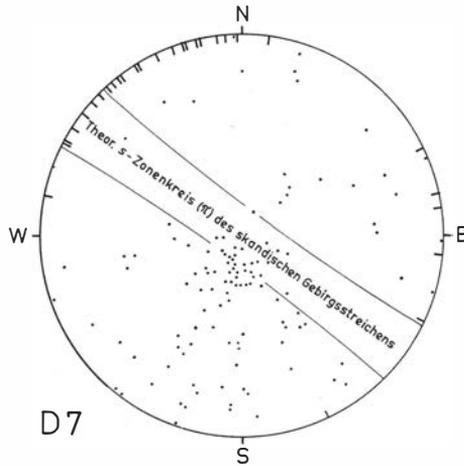
Das $// B$ gestreckte Venna-Konglomerat des Trondheim-Feldes kann den von KVALE, OFTEDAHL und STRAND beschriebenen, angeblich $//$ tektonisch a gelängten Vorkommen der norwegischen Kaledoniden entgegengestellt werden, deren Verformungsart nach Ansicht obiger Verfasser für kaledonische Decken-tektonik spezifisch sein soll. KVALE (1944, S. 33–34) stellte fest, dass zwar in den Alpen Faltenachsen und Streckung senkrecht zur Bewegungsrichtung orientiert sind, dass dies doch nicht für die Kaledoniden gilt, da hier die Achsengefüge mit den Überschiebungsrichtungen zusammenfallen. Später hat dann KVALE auch den Standpunkt eingenommen, dass das Achsengefüge oft schief zu den von ihm vermuteten Transportrichtungen gebildet wurde. Diese Gesichtspunkte sind von verschiedenen Seiten widerlegt worden, nicht zuletzt durch KVALE selbst in seiner Arbeit über das Gebiet von Bergsdalen (1948). (Z.B. machten D. B. MCINTYRE, G. WILSON und andre schottische Kollegen wichtige Einwände gegen KVALES Versuch, seine Anschauungen über kaledonische Tektonik auf die schottischen Kaledoniden zu übertragen.) Konfrontiert man KVALES regionale Übersichten über die Orientierungen von s (Plansch XIV) und der Lineationen (Plansch XV), so lassen sich bis auf wenige Ausnahmen schulmässige geometrische Relationen zwischen „ B' “-Lineationen (KVALES „ a “) und Flächengefüge entnehmen, die besagen, dass über den grössten Teil des untersuchten Gebietes für s und Lineation syntektonische Orientierungen vorliegen dürften. Teilt man KVALES Bergsdalen-Gebiet diesbezüglich in Homogenbereiche auf, so zeigt sich, dass die Formungen die diese als B ansprechbaren Achsen prägten, auf recht verschieden orientierte Transporte bzw. Einengungen (NW–SE, NNW–SSE, NNE–SSW, NE–SW) zurückgeführt werden müssen. Die Existenz etwaiger a -Richtungen ist damit nicht bestritten. In den meisten Fällen werden sie sich in $B \perp B'$ Gefüge einordnen lassen. Dass

man vorkommende Lineargefüge durchwegs als „*a*-Lineation“ auffasste, hat vermutlich seine Ursache darin, dass man sich die kaledonische Faltung und ihre Deckenüberschiebungen als einheitlichen gegen SE–ESE gerichteten Akt vorstellte und die Lineargefüge, die mit den vermuteten Richtungen der Deckenüberschiebungen zusammenfielen, als deren Produkte auffasste. Es sind aus allen Orogenen in Zeit und Raum verschieden gerichtete Massentransporte unterschiedlicher Längen und Bedeutung bekannt gemacht worden. So auch für die Kaledoniden in Skandinavien von u. a. KAUTSKY (1953), LINDSTRÖM (1958), STRÖMBERG (1961), WEGMANN (1959), usw... Für das Zuordnen entsprechender Gefügekoordinaten ist wichtig, dass man dem Begriff „Transport“, der an keine Grössenordnung gebunden ist, auch nicht solche beimisst. *B* kann ja z. B. entstehen, ohne dass eine Transportlänge ableitbar ist, wie z. B. durch umfassende Beanspruchungen. Es ist demnach für die tektonische Analyse von Orogenzonen von entscheidender Bedeutung, dass man nicht unsichere Prämissen hypothetischer Grosstektonik in den Kleinbereich überträgt (siehe Koordinatengebung), sondern vom analysierten homogenen Kleinbereich durch Summierung der Teilbewegungen auf die Tektonik der nächst grösseren Einheiten schliesst.

Berücksichtigt man diese Gesichtspunkte bei der Betrachtung publizierter Korngefügeanalysen an skandischen Gesteinen, so erkennt man in den Analysen Regelungen, die sich im Handstück- und Aufschlussbereich in nichts von jenen alpiner Gesteine unterscheiden (KVALE 1944, STRAND 1944), was auch die Arbeiten von LINDSTRÖM (1955, 1957) und STRÖMBERG (1955, 1961) bestätigen.

Dasselbe gilt für die von KVALE, OFTEDAHL und STRAND bearbeiteten Konglomerate. In allen Fällen ist deren Streckung *konkordant* in die mehr oder weniger tautozonalen Flächengefüge der tektonischen Baue einordenbar. D. h. die Konglomeratstreckungen, die mit dem regionalen Achsenstreichen zusammenfallen, sind subparallel den Zonenachsen der grosstektonischen Faltenbaue orientiert. Dass diese Faltungen hier querkaledonische Orientierungen haben, ist regionaltektonisch von grösstem Interesse, hat aber auf die prinzipielle Mechanik der Konglomeratstreckungen keinen Einfluss. Wie es auch für das Grundsätzliche der Verformung ohne Bedeutung ist, ob diese in überkippten isoklinalen Falten, oder in losgelösten Deckenüberschiebungen geschieht.

STRAND (1944) gibt eine korngefügekundliche Untersuchung der berühmten Bygdin-Konglomerate, die erstmals von GOLDSCHMIDT 1916 beschrieben und gedeutet wurden. Nach STRANDS Angaben ist dieser quarzitischer Konglomerathorizont, der in die Valdres-Sparagmite eingelagert ist, durch das Überfahren einer mächtigen Eruptivdecke (Jotunheimen-Decke) ausgewalzt worden. Die Orientierungen der gestreckten Gerölle (NW–SE) stimmen mit der angenommenen Überschiebungsrichtung (gegen SE) überein, doch nicht weniger gut auch mit der Zonenachse des isoklinalen Faltenbaues der Sparagmite. Letzteres beweist STRANDS Diagramm 23 über *s*-Pol- und Achsenlagen (= Konglomeratstreckungen) im aktuellen Bereiche. Sie zeigen ein Musterbeispiel für tauto-



D7: 122 Flächenpole(.) und 29 Achsenstreichen (kurze Striche am Äquator) aus dem Gebiete der Valdres-Sparagmite im Kartenblatt „Slidre“ (T. STRAND 1950).

zonales Flächengefüge mit syntektonischen *B*-Achsenorientierungen senkrecht zur Transport- bzw. Einengungsrichtung. Das ist keine lokale Zufälligkeit. Das lässt sich für die gesamte Verbreitung der Sparagmite im Kartenblatte „Slidre“ (STRAND 1950) kontrollieren. D7 zeigt in flächentreuer Azimutalprojektion (untere Hemisphäre) die Orientierungen aller im Kartenblatte „Slidre“ innerhalb der Sparagmit-Formation eingetragenen *s* und *B*.¹ Daraus ist zu ersehen, dass zwar kein so scharfer Zonenkreis (π) wie für den Bereich des STRANDSchen D23 vorhanden (auch nicht zu erwarten, da der von STRAND in D23 dargestellte Bereich ca nur 3,5 km² umfasst, der in D7 hingegen über 300 km²), dass aber die *s*-Besetzungen auf deutliche Tendenz für tautozonale Flächengefüge *sub-normal* zum theoretischen Hauptstreichen des skandischen Gebirges hinweisen. Die Streuung der *B* ist ungefähr proportional jener von *s*, doch nicht richtig symmetrisch für syntektonische Entstehung. Das braucht letztere doch nicht auszuschliessen, da solche Assymetrien bei solchen Arealen durch inhomogene Aufschlussverteilung, ungleiche Einmessdichten und vor allem durch von einander unabhängige Registrierung von *B* und *s*, oft in verschiedenen, weit von einander gelegenen Aufschlüssen, verursacht werden können. Es gibt einfach keine Wege an dem Faktum vorbeizukommen, dass die querkaledonischen Faltengebäude, selbst wenn man das ihnen zuordenbare konforme *B*-Achsengefüge unberücksichtigt liesse, ein sehr charakteristisches Bauelement über grössere Gebiete der skandinavischen Kaledoniden sind (wofür sich nicht unschwer Kriterien in einer grossen Zahl von Kartenblättern der Norwegischen Geologischen Landesanstalt finden lassen). Das bedeutet, das grossmasstäbliche

¹ Nachdem keine Gradzahlen für das Einfallen von *s* und *B* ausgesetzt sind, mussten diese für *s* an Hand der Länge der Einfallstriche (T) berechnet und für *B* lediglich durch Markierung seines Streichens durch Striche am Äquator des Diagrammes angezeigt werden.

tektonische Formungen quer zum Hauptstreichen des Gebirges vorgekommen sein müssen. Für die hier diskutierten Fragen ist dabei im Augenblick nicht so wichtig in welchem Altersverhältnis diese Bewegungen mit jenen der kaledonischen Hauptdeckenbildung standen. Das können nur sorgfältige tektonische Studien beantworten. Es ist doch anzunehmen, dass ähnlich komplexe Verhältnisse wie in den Alpen vorliegen. Die Oberflächenmorphologie des präkambrischen Sockels am kaledonischen Gebirgsrande weckt den Verdacht, dass quer zur Gebirgsrichtung verlaufende morphologische Rinnen und Senken die Tektonik der nächst überschobenen kaledonischen Decken beeinflusst haben können. D.h., dass es sich um eine Art von Reliefüberschiebungen handelt, wobei die Unebenheiten der Unterlage nach oben durchgepaust worden. Für die Entstehung von $B \perp B' \rightleftharpoons B' \perp B$ - Gefügen ist der theoretische Fall denkbar, dass diese durch gezwungene Tektonik, ähnlich der eines Talgletschers, der eingengt zwischen steilen Wänden ohne Ausweichmöglichkeiten $// B$ dahinfließt, zustandekamen. Untersuchungen hierüber fehlen. Es ist doch kaum wahrscheinlich, dass sich solche Durchpausungen bis in die hier behandelten Vorkommen, die schon ziemlich orogeenwärts gelegen sind, auswirkten.

Der STRANDschen Auffassung, dass die Konglomeratstreckungen durch die Überschiebung der Jotunheimen-Decke verursacht worden seien, lassen sich weitere Argumente entgegenstellen: Gleichgerichtete Konglomeratstreckungen gibt es auch in grösseren Abständen von der Jotunheimen-Decke, d.h. tiefer in der Sparagmitformation, wo die Überschiebung kaum mehr gefügeprägende Einflüsse ausgeübt haben kann. Andere Vorkommen liegen dort, wo in der Umgebung überhaupt keine Anzeichen für überschobene Jotunheimen-Eruptiva vorliegen. Das wichtigste Argument sind doch zweifellos, die von STRAND untersuchten Korngefügeregelungen für Quarz und Glimmer. STRAND schlägt als Deformationsart für die Quarzitgerölle, d.h. ihre Streckung $// a$ „einscharige Scherung“ vor. Keines der 18 Quarzdiagramme zeigt doch entsprechend charakteristische Regelungen, wie sie SANDER z.B. aus Harnischmyloniten bekannt gemacht hat. Sowohl Quarzteilgefüge wie auch homotakte Glimmerregelungen weisen ausgezeichnete Gürtelbildungen senkrecht zur Längungsachse der Gerölle auf, entstanden durch zwei- bis mehrscharige Scherungen in hol mit B als Scherungsachse. Diese externrotationalen Walzbeanspruchungen $\perp b$, überlagert von Internrotationen \perp und $// b$, verursachten die Längung der Gerölle in B , symmetriekonstant zum antiklinalen Faltenbau des Gebietes. okl -Gürtel, wie z. B. im Venna-Konglomerate, werden vom Bygdin-Vorkommen nicht bekannt gegeben. Es ist doch nicht unmöglich, dass die NW-SE-Orientierung des Gürtels in D_1 (bei STRAND) durch okl -Scherungen zustande gekommen ist.

Will man annehmen, dass isoklinale Faltung und zugehörige Gefügeregelungen älter als die Überschiebung der Jotunheimen-Decke sind und dass die bereits als B -Tektonite vorliegenden Konglomerate neuerlich durch einscharige

Scherungen, verursacht durch das Überfahren der Decke, parallel zur Faltenachse des alten Faltenbaues weitergestreckt worden, so hätte dieser letzte umwälzende Prozess erfahrungsgemäss entsprechende Regelungsspuren hinterlassen müssen, was doch nicht der Fall ist (Streckungen mit Achsenverhältnissen bis 80:1,5:1!). Im Falle gemeinsamer querkaledonischer Faltung von Sparagmit- und Jotunheimen-Decke sollten sich bei Überlagerung der von STRAND vermuteten einscharigen Scherung durch B-rotationale Umformungen, wenigstens Restregeln des früheren so bemerkenswerten Streckungsaktes finden. Aber auch diese fehlen. Das sind weitere Kriterien, die gegen die Annahme sprechen, dass die Konglomeratlängungen allein durch die Überschiebung der Jotunheimen-Decke verursacht worden.

Die statistische Bearbeitung von dreidimensionalen Achsenmessungen an deformierten Quarzgeröllen und die Annahme, dass letztere durch Überschiebungsbewegungen mittels einschariger Scherung // *a* homogen gestreckt wurden, bildet auch bei OFTEDAHL (1948, 1950) die Unterlage für die von ihm vorgelegten Kalkulationen. Die bearbeiteten Quarz- bzw. Quarzitkonglomerate gehören alle zur Sparagmit-Formation. Der Hauptteil der Vorkommen liegt in der Landschaft Rondane, zwei in der Nähe von Østerdalen und zwei im bzw. nahe dem Bygdin-Gebiete. Das Lokal 13 deckt sich mit dem von STRAND beschriebenen Vorkommen am Bygdin-See. Für dessen Deutung bei OFTEDAHL gelten die bei STRAND gemachten Einwände. Von allen übrigen Vorkommen bei OFTEDAHL existieren keine Korngefügeanalysen, die die OFTEDAHLsche Hypothese kontrollieren könnten. Auch hier liegen durchwegs die Konglomeratstreckungen subparallel zum Flächenstreichen; wie überhaupt in den Arbeiten von KVALE, OFTEDAHL und STRAND bisher kein entscheidendes Beispiel für deren Auffassung der „*a*-Lineationen“ beigebracht wurde: *dass nämlich Konglomerat- bzw. Achsenstreckungen syntektonisch normal zum messbaren Flächenstreichen bzw. Faltenbaue orientiert sind und Korngefügeregelungen „einscharige Scherung“ beweisen.*

Es spricht also Vieles dafür, dass die Formungen, die zur Streckung der Konglomerate in der Sparagmit-Formation und in Bergsdalen führten, sich nicht prinzipiell von der Deformation des Venna-Konglomerates unterschieden. Letzteres wurde eindeutig als *B*-Konglomerattektonit bestimmt, mit in Teilbereichen vorwaltenden $B \perp B'$ -Gefügen.

Literatur

- CLOOS, E., 1947: Öolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 58.
- FELKEL, E., 1929: Gefügestudien an Kalktektoniten. *Jb. Geol. Bundesanst. Wien.* Bd. 79.
- GOLDSCHMIDT, V. M., 1915: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebietes. *Videnskapsselskaps skrifter. I. Mat.-Nat. Klasse*, 1915. No. 10.

- 1916: Konglomeraterne inden Høifjeldskvartsen. *Norges Geol. Unders.* Nr. 77.
- KAUTSKY, G., 1953: Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nord-skandinavischen Kaledoniden. *Sver. Geol. Unders.* Ser. C, No. 528.
- KOARK, H. J., 1952: Über Querverfaltung, Bewegung // B und Erzlagerung mit Beispielen aus MalMBERGET/Gällivare. *Bull. Geol. Inst. Uppsala.* Vol. XXXIV.
- 1956: Gefügeregel und Gefügegenität in einem Quarz in Quarz-B-Tektonit. *Ibid.*, Vol. XXXVII.
- KVALE, A., 1945a: Skyvning og friksjon. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd 24.
- 1945b: Petrofabric analysis of a quartzite from the Bergsdalen quadrangle, Western Norway. *Ibid.*, Bd 25.
- 1948: Petrologic and structural studies in the Bergsdalen quadrangle, Western Norway. Part II. Structural Geology. *Bergens Museum Årbok 1946 og 1947. Nat. rekke*, Nr. 1.
- LINDSTRÖM, M., 1955: Structural geology of a small area in the Caledonides of Arctic Sweden. *Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2*, Bd. 51, Nr. 15.
- 1957: Tectonics of the area between Mt. Keron and Lake Allesjaure in the Caledonides of Swedish Lapland. *Ibid.*, Bd. 53, Nr. 11.
- 1958: Tectonic transports in three small areas in the Caledonides of Swedish Lapland. *Ibid.*, Bd. 54, Nr. 3.
- MEHNERT, K.-R., 1938: Die Meta-Konglomerate des Wiesenthaler Gneiszuges im sächsischen Erzgebirge. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, Folge 3, Bd. 50.
- OFTEDAHL, CHR., 1948: Deformation of quartz conglomerates in Central Norway. *Journ. Geol.* Vol. 56.
- 1950: Petrology and geology of the Rondane area. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd 28.
- RÜGER, L., 1932: Gefügekundliche Untersuchungen an den Geröllgneisen von Obermittweida (Erzgebirge). *N. Jb. f. Min., etc.* 66, B.-B., Abt. A.
- SANDER, B., 1928: Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. *Ibid.*, B.-B., LVII, Abt. A.
- 1930: Gefügekunde der Gesteine. Springer-Verlag, Wien.
- 1948, 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I und II. Springer-Verlag, Wien.
- SANDER, B., KASTLER, D. und LADURNER, J., 1954: Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner. *Sitz. Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl.* Abt. I, 163. Bd., 6. u. 7. Heft.
- STRAND, T., 1944: Structural petrology of the Bygdin conglomerate. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd 24.
- 1950: Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. *Norges Geol. Unders.* Nr. 180.
- STRÖMBERG, A., 1955: Zum Gebirgsbau der Skanden im mittleren Härjedalen. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, Vol. XXXV.
- 1961: On the geology of the Caledonides in the south-western part of the county of Jämtland, Sweden. *Ibid.* Vol. XXXIX.
- VOGT, T., 1945: The geology of the Hølonde-Horg district, a type area in the Trondheim region. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd 25.
- WEGMANN, E., 1959: La flexure axiale de la Driva et quelques problemes structuraux des Calédonides Scandinaves. *Ibid.* Bd 39.