

FOLLDAL VERK A/S

avd. REPPARFJORD

DIE GEOLOGIE
DES ALVDAL - GEBIETES

D i p l o m a r b e i t
cand. geol. Raimund Kleine-Hering

Mainz 1969

Ich versichere, daß die vorliegende Arbeit ohne fremde
Hilfe nur unter Benutzung der angeführten Schriften
ausgeführt worden ist.

Mainz, im März 1969

Meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. H. Falke danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und für die großzügige Unterstützung und Beratung während ihrer Ausführung.

Herrn Prof. Dr. Hentschel, der mich beim petrographischen Teil meiner Arbeit beriet, danke ich besonders für seine Hinweise.

In Norwegen erhielt ich durch Diskussionen mit den Herren Professoren Dr. C. Bugge, Dr. Chr. Oftedahl und Dr. T. Strand wertvolle Anregungen für die Beurteilung der Ergebnisse der Geländearbeit.

Das gleiche gilt für Herrn Dipl. Geol. H. Heim von Polldal-Verk, der mir während meines Aufenthaltes in Alvdal mit Rat und Tat behilflich war, und ebenfalls für Herrn Statsgeolog Fr. Chr. Wolff vom Norges Geologiske Undersøkelse (-NGU) für interessante Diskussionsbeiträge.

Nicht zuletzt möchte ich mich beim technischen Mitarbeiter unseres Institutes, Herrn Kaul, für die sorgfältige und termingerechte Herstellung der Dünnschliffe bedanken.

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

Aufgaben- und Problemstellung	1
Das Arbeitsgebiet	4
1. Lage und Grenzen	4
2. Morphologie, Vegetation und Klima	4
3. Arbeitsmethoden	8
4. Geologische Vorarbeiten	9
Geologische Übersicht über das nähere Alvdal-Gebiet	11
Stratigraphischer Aufbau des Alvdal-Gebietes	12
Beschreibung der stratigraphischen Einheiten.....	12
I. Eokambrium - Sparagmit	12
a) Karbonatischer Sparagmit	13
b) Gebänderter Sparagmit	14
c) Quarzitischer Sparagmit	14
d) Grobkörniger, roter Sparagmit	16
e) Pegmatoide Bildungen	16
Zusammenfassung	17
II. Kambro-Ordovizium	18
a) Gesteine der SE-tektonischen Einheit	18
1. Die Baugsbergserie	20
2. Die Kvernbekken-Serie	22
3. Die Storbekk-Serie	26
4. Die Tronsvangen-Serie	28
5. Der Tronkalven-Quarzit	30
Zusammenfassung	31
b) Gesteine der NW-tektonischen Einheit	31
Die Röros - Gruppe	32
1. Die Steen-Serie	33
2. Die Brandvoll-Serie	35
3. Untere grüne Schiefer	38
4. Die Brekkebekk-Konglomerat-Serie	41
5. Die Åarleite-Serie	48

Die Stören-Gruppe	50
1. Die Untere Vesleåsen-Serie	52
2. Die Obere Vesleåsen-Serie	54
3. Die Übergangsserie	57
Stören-Gruppe Zusammenfassung	59
Die Hovin-Gruppe	59
1. Die Untere Naustervola-Serie	60
2. Die Obere Naustervola-Serie	62
Hovin-Gruppe Zusammenfassung	66
Magmatite	67
1. Die Ultrabasite	67
2. Die Basite	68
3. Saure Magmatite	70
4. Das Tronfjell-Massiv	72
Tektonik	74
Allgemeiner tektonischer Bau des Alvdal-Gebietes ...	74
Tektonik der SE-Einheit	76
Tektonik der NW-Einheit	78
Die Sparagmit-Randüberschiebung	81
Die Glomma-Sölva-Überschiebung	83
Zusammenfassung Tektonik	83
Abschließende Diskussion der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse	85
Avsluttende diskusjon av stratigrafiske og tektoniske forhold	87
Zusammenfassung	88
Fototafeln	
Literaturverzeichnis	

Sammendrag

I det foreliggende arbeid blir bergartene i Alvdal-området inndelt i serier, som lar seg sammenligne med dem i Folldalområdet.

Den stratigrafiske inndeling bygger, i mangel av fossiler, på analyse av de forekommende konglomerater og danner ut fra dette bare diskusjonsbidrag.

De kambro-siluriske bergarter i det nord-vestlige Alvdal-området er ikke invertert og ligger på SE-flanken av Alvdal synklinoriet, som er overskjøvet langs med Glomma-Splna-overskyvningen på de samme kambro-siluriske serier på østsiden av Glomdalen.

Disse kambro-siluriske enheter er kommet fra NV mot SØ på den eokambriske spragnitt syd for Alvdal. Her er sparagnitt-overskyvningen i motsetning til Folldal-området ikke kjennetegnet med *pygneiss*soner men bare ved diskordanser.

Tronfjellmassivet ligger som en gabbro-fakolitt i kjernen av en synform og har en lignende oppbygning som Sulitjelma-gabbromassivet, henholdsvis gabbro-komplekset i Vaddas-distriktet i Nord-Norge.

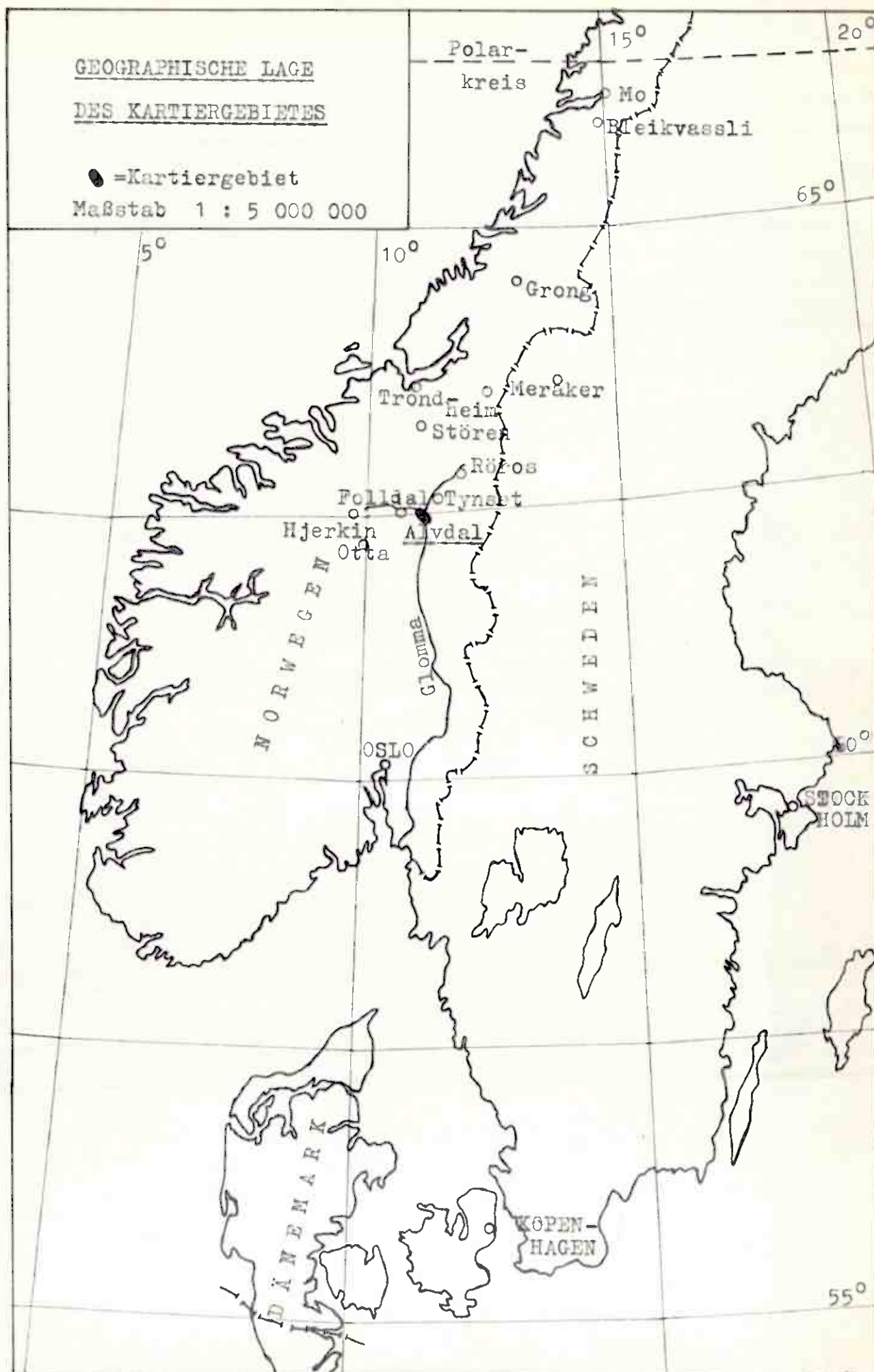
Serpentinforekomstene i Folldal-Alvdal-Tynset-området er ikke bundet til tektoniske soner, men kjennetegner en stratigrafisk horisont i liggen av "Brekkebekk-konglomeratet" som tektonisk og stratigrafisk ligger under de vulkanske bergarter i "Støren-gruppen".

Den regionale foldestil mellom Hjerkinna og Alvdal er kjennetegnet av en rekke synklinorier og antiklinorier, som viser vergens like mye mot SØ som NV. Etter Alvdal-synklinoriet i SØ følger mot VNV Einunnfjell-antiklinoriet, Folldal-synklinoriet og Hjerkinna sentralområde.

En endelig oppklaring av de stratigrafiske og tektoniske forholdene i Alvdalområdet er på det nåværende tidspunkt ikke mulig.

GEOGRAPHISCHE LAGE
DES KARTIERGEBIETES

● = Kartiergebiet
Maßstab 1 : 5 000 000



Aufgaben- und Problemstellung

Aufgabe dieser Arbeit soll es sein, im Rahmen einer geologischen Kartierung die Lagerungsverhältnisse und Tektonik im Gebiet von Alvdaal zu untersuchen. Insbesondere soll die Kartierung eine Korrelierung der Gesteine des Alvdaal-Gebietes mit denen des Folladalen-Gebietes (HEIM 1966) ermöglichen. Schließlich wird versucht, das Gebiet um Alvdaal in den größeren geologischen Rahmen des Trondheimgebietes stratigraphisch einzuordnen.

Um ein Bild von den dabei auftretenden Problemen zu vermitteln, ist es notwendig, einen kurzen Überblick über die Geologie des Trondheim-Gebietes zu geben:

Die Trondheim-Region liegt innerhalb der norwegischen Kaledoniden und bildet eine eigene geologische Einheit sowohl petrographischer als auch tektonischer Art: Als Teil des großen kaledonischen Troges, findet sich der Ablagerungsraum des Trondheim-Gebietes nach Abschluß der Faltung in allochthoner Position über Gneisen und Graniten des Grundgebirges, d.h. des ehemaligen östlichen Vorlandes und überschoben über die eokambrischen Sparagmitgesteine, die vormals die basale Füllung des kaledonischen Troges bildeten. Es wird daher in jüngster Zeit auch gerne von einer Trondheim-Decke = "Trondheimnappe" (WOLFF 1967) gesprochen.

Die Sedimentfüllung dieser Geosynklinale besteht aus Kambro-Silur-Ablagerungen verschiedenster Art. So finden sich als praemetamorphe Ausgangsgesteine Pelite, Sandsteine, Arkosen, Grauwacken, Konglomerate und Kalke, die heute als Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Metakonglomerate und Marmore in Erscheinung treten - je nach dem Grad der Metamorphose.

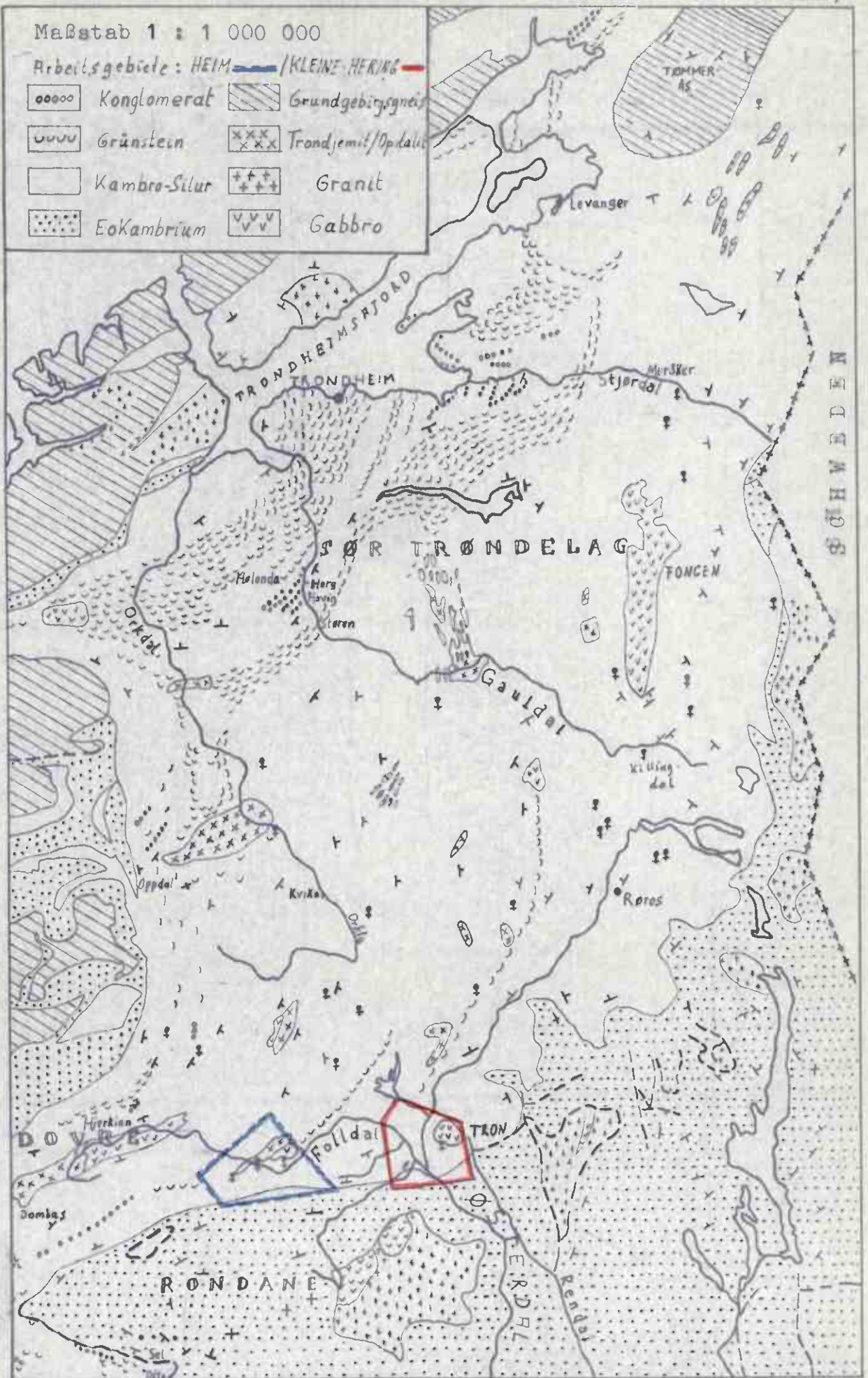
Als Folge vulkanischer Tätigkeit im geosynklimalen Stadium treten Grünsteine, Amphibolite und saure metakraterophyrische Gesteine auf. Intrusivgesteine von unterschiedlichstem Chemismus durchdrangen im Verlauf der kaledonischen Orogenese diese Sedimente. Dazu zählen die bekannten Ultrabazit-, Opdalit-, Trondjemit- und Granitvorkommen des Trondheimgebietes.

GEOLOGIE DES TRONDHEIMGEBIETES (vereinfacht nach O. HOLTEDAHL)

Maßstab 1 : 1 000 000

Arbeitsgebiete: HEIM  / KLEINE HERING 

 Konglomerat	 Grundgebirgsgneis
 Grünstein	 Trondjemit/Opdalit
 Kambro-Silur	 Granit
 EoKambrium	 Gabbro



Die ursprüngliche Position dieses Ablagerungsraumes ist unbekannt. Es läßt sich jedoch auf Grund des Charakters der Trogfüllung - starker klastischer bis grobklastischer Anteil bei abklingendem geosynklinalen Vulkanismus in östlicher Richtung (nach den heutigen Aufschlußverhältnissen) - sagen, daß es sich um ein mehr randlich gelegenes Sedimentationsgebiet gehandelt haben muß, während das Innere des Troges weiter im W lag. Diese Sedimente liegen jetzt in Nordnorwegen in der hochmetamorphen Nordland-Fazies vor, und ihr Charakter deutet auf ruhigeres Sedimentationsmilieu und grössere Wassertiefe im Vergleich mit dem Trondheimgebiet (STRAND 1960 in "Geology of Norway" p. 128 - 130).

Über den tektonischen Bau des Trondheimgebietes finden sich in der norwegischen Literatur bis in die jüngste Zeit widersprüchliche Auffassungen. - Während in der "Geology of Norway" von 1960 das Gebiet noch als "Trondheim-Synklinale" beschrieben wird, vertrat erstmals BUGGE 1954 die Ansicht, daß es sich um ein Antiklinorium handelt. Zu dieser Auffassung gelangte ebenfalls WOLFF 1964 und 1967 auf Grund seiner Untersuchungen im Meråker-Gebiet. - STRAND beschreibt in seinen Veröffentlichungen von 1951 und 1963 den südlichen Teil des Trondheim-Gebietes in der Gegend von Sel-Vågå⁰⁰ und Prestberg als Synklinorium.

Die Bearbeitung des Alvdal-Gebietes, das zwischen dem Meråker- und dem Sel-Vågå⁰⁰-Gebiet liegt, führt dazu, die stratigraphische Abfolge und den tektonischen Bau des Arbeitsgebietes auf diese verschiedenen Theorien hin zu überprüfen und - soweit als möglich - zu klären. Da Fossilien im Alvdal-Gebiet nicht gefunden wurden und auch im gesamten mittleren Trondheimgebiet bisher unbekannt sind, konnten von daher keine Anhaltspunkte für eine stratigraphische Gliederung und Einordnung der angetroffenen Gesteinsserien gefunden werden.

Da außerdem eine typische Isoklinalfaltung vorliegt mit einer Schieferung parallel zur Schichtung, ist es bei den herrschenden Aufschlußverhältnissen nicht möglich, die regionalen Lagerungsverhältnisse aus Sedimenttexturen oder Schichtflächenerscheinungen abzuleiten, es sei denn, diese würden an der Grenze von zwei eindeutig unterscheidbaren Gesteinsserien

mit Leithorizontcharakter beobachtet. - Darüberhinaus werden Sedimenttexturen, insbesondere primäre Bänderung, sehr oft durch Differentiationserscheinungen im Rahmen der Metamorphose und durch Fließfaltung vorgetauscht. - Eindeutigere Hinweise für die Lagerungsverhältnisse liefert die Analyse der angetroffenen Konglomerathorizonte, denen deswegen in dieser Arbeit besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird.

Da jedoch auch eine solche Analyse nicht zu absolut eindeutigen Ergebnissen führt, ist es notwendig, die Lagerung der Gesteinsserien im Zusammenhang mit den tektonischen Verhältnissen im Arbeitsgebiet und darüberhinaus im überregionalen Rahmen zu sehen, um von daher Anhaltspunkte für die Stratigraphie zu erhalten.

Aus diesem Grund wurde ein tektonisches Querprofil (siehe Anlage) von Hjerkinns bis zur Sparagmitgrenze östlich von Alvdal überprüft und zur Beurteilung der geologischen Verhältnisse um Alvdal herangezogen.

Eine weitere Möglichkeit zur Klärung der Stratigraphie liegt in der Korrelation von typischen Leithorizonten im Alvdal-Gebiet mit ähnlichen Horizonten in fossilbelegten Gebieten wie z.B. dem engeren Trondheimgbiet, dem Sel-Vågå-Gebiet und dem Meråker-Gebiet. Jedoch ist auch diese Methode im Trondheim-Gebiet nur bedingt möglich, solange noch größere Kartierungslücken vorhanden sind.

Insofern erhebt die in dieser Arbeit gebrachte stratigraphische Gliederung und die Deutung des tektonischen Aufbaus keinen Anspruch auf Endgültigkeit, sondern ist vorerst als Diskussionsbeitrag zu werten.

Das Arbeitsgebiet:

1. Lage und Grenzen:

Das Arbeitsgebiet liegt in Mittelnorwegen im Østerdal am Zusammenfluß von Folla und Glomma um den Ort Alvådal herum. Es bedeckt hier eine Fläche von etwa 250 km² und ist auf den topographischen Karten Blatt Alvådal (Sheet 1619 III, 1:50 000) und Blatt Tyldal (Sheet 1619 II, 1:50 000) einzusehen.

Die Grenze im Norden läuft durch den Sivilla-Bach in seiner gesamten Länge vom Savalen bis zur Mündung in den Glomma. Östlich desselben bildet die Nordseite des Tronfjell den natürlichen Abschluß, wobei die Höhen des Aumaasen, Vesletron und Tronkalven noch randlich mitkartiert wurden. Das Tyldal schließt im Osten das Kartiergebiet ab. Die südliche Grenze ist geologischer Art und wird durch Gesteine der eokambrischen Sparagmitgruppe gebildet, die die Bergrücken des Skarvekletten, Högkletten und Vola auf der Westseite des Glomma-Tales und des Kveberges Høiaasen und Nonsvola auf der Ostseite des Tales aufbauen. Sie quert etwa in Höhe der Straßenbrücke beim Bauernhof Nyegga den Glomma. - Die Westgrenze verläuft vom Ausfluß des Savalen über das Naustervola-Fjell ins Folla-Tal, von dort entlang des Folla bis zur Mündung des Hausta-Baches, folgt diesem bis in Höhe des Svartaasen, überquert diesen und knickt beim Gamalseter nach SE ab, von wo sie, durch das Finnbu-Tal verlaufend, das Sparagmitgebiet an der Südgrenze erreicht.

2. Morphologie, Vegetation und Klima

Die Großmorphologie des Arbeitsgebietes wird geprägt durch die glaziale Überarbeitung älterer Landschaftsformen. Dabei zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit der heutigen Oberfläche von Gesteinsaufbau und Tektonik: So bauen die kambro-silurischen Gesteine, die etwa 2/3 des kartierten Geländes einnehmen, alle Höhenrücken und Fjelle bis zu einer Höhe von 900 m auf. Dazu gehören: Die Hochfläche östlich des Glomma

zwischen Tronfjellmassiv im N und dem Høsta-Bach im S, das Waldgebiet zwischen Glomma, Folla und Sivilla, der Baugsberg und das Gebiet zwischen Folla und Sølva im SW. - In diesen Gebieten ist der Zusammenhang Morphologie-Geologie bis in die Kleinmorphologie nachzuweisen: Die Entwässerung verläuft in der Hauptsache parallel zum Streichen der Schieferung, die Längserstreckung von Höhenrücken paßt sich der Hauptstreichrichtung an und Geländekanten sind die Folge sehr junger Bruchtektonik, die im Zusammenhang steht mit der postglazialen Aufwölbung des skandinavischen Schildes. - Schließlich ist auch die Höhe der einzelnen Bergzüge abhängig von der Resistenz der anstehenden Gesteine. Quarzite und stark geschieferte Phyllite bilden Höhen - so den Brandvollberg, den Høgaasen und den Naustervola, alle nördlich des Folla. Dagegen werden Senken sehr oft durch "weiche" vulkanische Gesteine vorgezeichnet.

Die alten eokambrischen Gesteine im S von Alvdal fallen morphologisch durch eine Landschaftsstufe ins Auge. Dort baut der quarzitische Sparagmit ein Hochfjell mit Höhen von 900 - 1000 m auf. Zusätzlich wird er noch charakterisiert durch seinen Bewuchs mit weißgrünem Rentiermoos. Die flachen Nordhänge des Skarvekletten, Høgkletten und Vola im W und des Kveberges, Limasen und Storfjell im E sind identisch mit den Absonderungsflächen des dort bankigen Sparagmits.

Als imposante morphologische Einheit überragt nordöstlich von Alvdal das Gabbromassiv des Tron mit einer Höhe von 1666 m das gesamte umliegende Gelände. Dieses Massiv ist ein Musterbeispiel für den Zusammenhang zwischen Geologie und Morphologie. Der Zentralteil aus massigem, unregelmäßigem Gabbro und Metagabbro bildet die Haupterhebung, wobei widerstandsfähige Serpentinkörper wie Warzen aus der Oberfläche herausragen. Der südliche und südöstliche geschieferte und amphibolitische Teil des Tronfjelles baut die Verebnungsflächen und mittleren Höhen des Nordkletten, Graavola, Søkletten und Flattron in etwa 1000 - 1200 m Ü.N.N. auf. Der gesamte Gabbrokomplex zeigt eine für plutonische Intrusivgesteine typische Radialentwässerung.

Das Glommatal, das in einer Breite von durchschnittlich 1 km das Arbeitsgebiet von N nach S durchquert und in zwei Teile trennt, ist als U-Tal ausgebildet. Der flache Talboden liegt in einer Höhe von etwa 480 - 470 m und weist auf der Länge von 18 km lediglich einen Höhenunterschied von 10 m auf. Der Talverlauf von der Nordgrenze bei Auma bis zur Folla-Mündung bei Alvdal ist tektonisch vorgezeichnet durch die Ausstrichlinie der "Glomma-Überschiebung", die ebenfalls den Verlauf der Sþlna bestimmt. Südlich von Alvdal ermöglichen Störungssysteme und jüngere Brüche den Glomma-Durchbruch durch den Sparagmit. Sie verursachen ebenfalls den östlichen Steilabfall des Baugsberges.

Das Mündungsgebiet von Folla und Glomma bei Alvdal bildet eine tischebene Fläche von mehreren km² und gleichzeitig die wichtigste landwirtschaftliche Nutzfläche des Alvdal-Distriktes.

Das Folla-Tal schließlich läuft quer zum Streichen und ist nicht tektonisch vorgezeichnet. Bei einer Länge von 9 km durchläuft der Fluß im Arbeitsgebiet einen Höhenunterschied von etwa 40 m. Erhöhte Tiefenerosion ist die Folge, - sichtbar z.B. an dem 10-15 m tiefen, canyonähnlichen Felseinschnitt bei der Mündung des Hausta - Baches.

Während bisher nur von den großen morphologischen Einheiten die Rede war, soll jetzt noch kurz auf einige spezielle Glazialformen des Geländes eingegangen werden. Eine ins Detail gehende Beschreibung dieser Landschaftsformen würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, zumal ausführliche Bearbeitungen der glazialen Landschaftsformen im Alvdal-Gebiet bereits vorliegen (MARLOW 1935, P. und G. HOLMSEN 1950, K.O.BJØRLYKKE 1905 u.a.m.).

Die Reste fluvioglazialer Eisseeeablagerungen bilden ausgedehnte Terrassensysteme im Folla-, Sþlna- und Glomma-Tal. Eine gleichmässig dicke Moränenbedeckung verschleiert das anstehende Gestein und macht das Kartieren nach Lesesteinen unmöglich. Guterhaltene Seiten- und Endmoränenzüge zusammen mit Schmelzrinnenablagerungen herrschen vor im Gebiet östlich des Glomma zwischen Kvernbekk und Limaasen.- Die Haupteisrichtung im Arbeitsgebiet war S-N, wie sich an Hand von Gletscherschrammen (Tafel 1, Abb. 2) und erratischen Blöcken bevorzugt aus Sparagmitmaterial aus dem Gebiet südlich von Alvdal nachweisen läßt. Die Mindestmächtigkeit der Eisbedeckung geht

aus der Tatsache hervor, daß sich auf dem Tronfjell noch in Höhen über 1300 m Sparagmitfindlinge beobachten lassen. - Eine typische glaziale Kleinform sind die meist geschrammten Rundhöcker (Tafel 1, Abb. 1), die in Wald- und Moorgebieten die wichtigsten und meist einzigen Aufschlüsse darstellen.

Auf Grund der ausgeprägten Inlandlage des Alvdal-Gebietes herrscht hier ein Klima mehr kontinentalen Charakters: Sehr kalten Wintern mit Temperaturen bis unter -30°C können relativ warme Sommerwochen mit Höchsttemperaturen bis zu 30°C gegenüberstehen. Die Niederschläge der Sommermonate liegen unter denen der Küstenregionen Norwegens. - Bei niedriger Jahresdurchschnittstemperatur spielt die chemische Verwitterung nur eine untergeordnete Rolle. Vorherrschend ist die mechanische Verwitterung, insbesondere die Insolations- und Frostverwitterung. Dadurch bedingt kam es bisher nur zu den Anfängen einer Bodenbildung hauptsächlich auf den glazialen Lockersedimenten, während der eisgeglättete Untergrund unter der Glazialbedeckung meist relativ frisch vorliegt.

Die Vegetationsgürtel sind sehr ausgeprägt. Es fehlt eine Laubwaldzone. Der Nadelwald - Kiefern und Fichten - geht bis maximal 750 m ü.N.N. Darüber folgt bis etwa 900 m die Zone des Birkenwaldes, über dem ab 900 m zunächst die Latschenzone mit Krüppelgewächsen und schließlich über 1000 m die eigentliche Fjellzone folgt, mit Gräsern, Kräutern und Moosen - besonders typisch das Rentiermoos auf bevorzugt steinigem, insbesondere quarzitischem Untergrund.

Eine landwirtschaftliche Nutzung ist nur in den Tälern möglich, während in den Wald- und Fjellzonen in den Sommermonaten Almwirtschaft betrieben wird.

Moorbildungen sind in Gebieten gehemmter Entwässerung sehr verbreitet.

3. Arbeitsmethoden:

Die Geländearbeiten wurden ausgeführt in den Sommermonaten der Jahre 1967 und 1968. Bearbeitet wurde ein Gebiet von etwa 250 km². Außerdem erwies es sich als notwendig, durch ausgedehnte Übersichtsbegehungen den geologischen Anschluß an bereits bekanntes Gelände herzustellen. Dabei war von besonderem Interesse das Gebiet zwischen dem 30 km entfernt liegenden Folldal-Gebiet (HEIM 1966) und dem Alvdal-Gebiet.

Als Arbeitsunterlage im Gelände dienten unentzerrte Luftbilder der Firma Wideroe im Maßstab von etwa 1:16000, die mit einer Kadatrace - Folie bezogen wurden. Durch Übertragung auf ein selbstgefertigtes Luftbildmosaik (unentzerrt, Maßstab 1:16000) wurde eine zusammenhängende geologische Karte hergestellt, die ihrerseits auf eine topographische Karte im Maßstab 1:20000 übertragen wurde. Bei diesem Verfahren war es nicht möglich, die genaue geographische Position von Aufschlußpunkten auf der Topographischen Karte festzulegen - bedingt einerseits durch das ungenaue Kartenmaterial und andererseits durch die z.T. erhebliche Verzerrung der Luftbilder. Daher wird in dieser Arbeit auf die Angabe von Koordinatenzahlen verzichtet. Dagegen konnten alle Aufschlußpunkte auf den Luftbildern sehr genau lokalisiert werden.

An Originalkarten standen zur Verfügung:

Blatt Alvdal (Sheet 1619 III) und Blatt Tyldal (Sheet 1619 II), beide im Maßstab 1:50000 - außerdem ebenfalls die Blätter Alvdal und Tyldal auf Luftbildunterlage im Maßstab 1:35000. Es wurde ein Kompaß mit 360° Einteilung benutzt.

Im Gelände wurden ausschließlich nur Aufschlüsse mit anstehendem Gestein aufgenommen, da auf Grund der intensiven Eisverfrachtung eine Kartierung nach Lesesteinen unmöglich ist.

Dem Arbeitsgebiet wurden 280 Gesteins- und Erzproben entnommen, die dokumentiert und zu Kontrollzwecken aufbewahrt wurden. An Hand von 125 Dünnschliffen und 12 Erzanschliffen wurde die Hauptmineralzusammensetzung der verschiedenen Gesteine und Vereisungen festgestellt, um eine genauere Ansprache der makroskopisch aufgenommenen Gesteinseinheiten zu ermöglichen.

Auf petrographische Fragen wurde nur insoweit eingegangen, als es für die Klärung geologischer Probleme notwendig war. Eine genaue mineralogische Bearbeitung des Gebietes im Hinblick auf die metamorphen Faziesverhältnisse und eine erzmineralogische Bearbeitung der angetroffenen Vererzungen steht noch aus.

4. Geologische Vorarbeiten:

Älteste geologische Arbeiten im Bereich des Kartiergebietes sind bereits bekannt seit der Jahrhundertwende. So findet sich eine der ältesten geologischen Karten speziell des Alvdal-Gebietes - damals hieß der Ort noch Lille-Elvedal - in dem Standartwerk von K.O.BJØRLYKKE "Det centrale Norges Fjellbygning" aus dem Jahre 1905 im Maßstab 1:200 000. Auf dieser Karte ist bereits das Brekkebekk-Konglomerat und ein Kalk südlich vom Tronfjell eingezeichnet.

Noch ältere Arbeiten, in denen z.T. auch das Alvdal-Gebiet miterfaßt wurde, stammen von KJERULF 1879 und TØRNEBOHM 1896. Beiden war ebenfalls der Kalk südlich vom Tronfjell bekannt und TØRNEBOHM verfolgte das Brekkebekk-Konglomerat vom Folla-Tal bis nach Saetersjøen über eine Strecke von 80 km.

Zu erwähnen ist weiterhin auch B.O.DAMM, der 1896 im Auftrag des "Geologiske Undersøgelse" u.a. auch das Alvdal-Gebiet bereiste und ebenfalls auf den schon oben erwähnten Kalk stieß.

Jüngere Kartierungen datieren aus den Jahren 1935 und 1950. So kartierte W. MARLOW, ein Bergingenieur, 1935 das Blatt Follidal und Alvdal im Maßstab 1:100 000. Auf seiner Karte findet sich fleckenweise eingezeichnet die Verteilung der Hauptgesteinskomplexe, während über Stratigraphie und Tektonik keine Angaben gemacht sind.

Diese Kartierung wurde 1950 nach E fortgesetzt auf dem Blatt Tyldal von P.u.G. HOLMSEN im Maßstab 1:100 000. Auch hier wurde petrographischen Fragen der Vorrang gegeben gegenüber Stratigraphie und Tektonik.

Bei der Beurteilung der Stratigraphie des Alvdal-Gebietes läßt sich nur auf Arbeiten zurückgreifen aus Gegenden, die keinen direkten räumlichen Zusammenhang mit dem Gelände um Alvdal haben. Dabei sind zu nennen die Arbeiten von C.CARSTENS 1920 und T.VOGT 1945 über die klassische Kambro-Silur-Stratigraphie im Gebiet von Støren, Horg und Hølanda südlich von Trondheim.

Die entscheidende stratigraphische Bearbeitung für das südliche Trondheim-Gebiet im Bereich von Sel und Vågø erfolgte durch T.STRAND in seinen Veröffentlichungen von 1951 und 1963. Diese Arbeiten sind für die stratigraphische Beurteilung des Alvdal-Gebietes von besonderer Bedeutung, weil die Stratigraphie im Sel-Vågø-Gebiet durch Fossilien belegt ist und eine Korrelierung der Alvdal-Gesteine bis in dieses Gebiet hinein möglich ist.

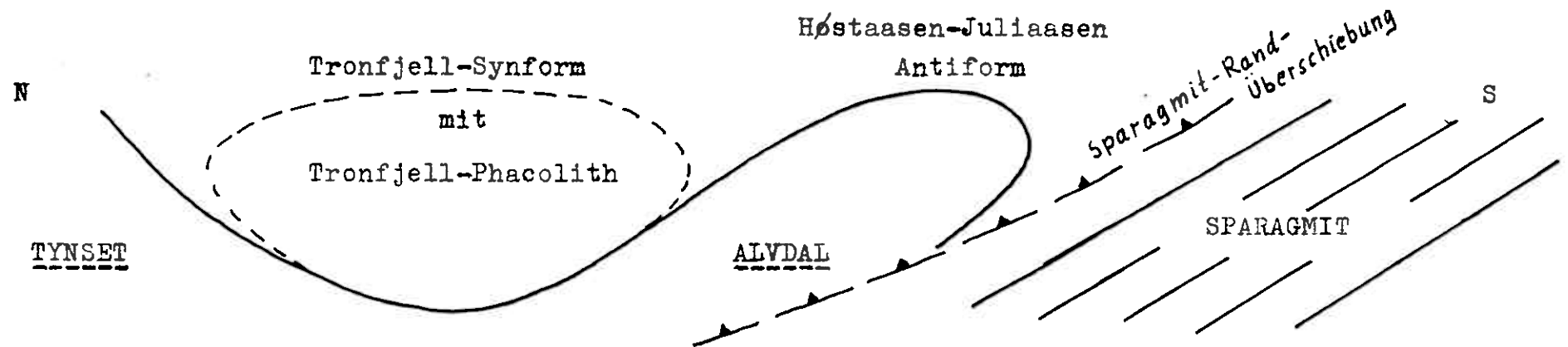
Die stratigraphischen Verhältnisse im nördlichen Trondheim-Gebiet in der Gegend von Meråker wurden untersucht unter der Leitung des Staatsgeologen C.F. WOLFF vom NGU, und die Ergebnisse finden sich in seiner Veröffentlichung von 1967.

Von besonderer Bedeutung auch für das Alvdal-Gebiet ist die Bearbeitung des Geländes um Folldal durch H.HEIM in seiner Diplomarbeit von 1966 und weitere von ihm durchgeführte Kartierungen im Dovrefjell und im Drivdal.

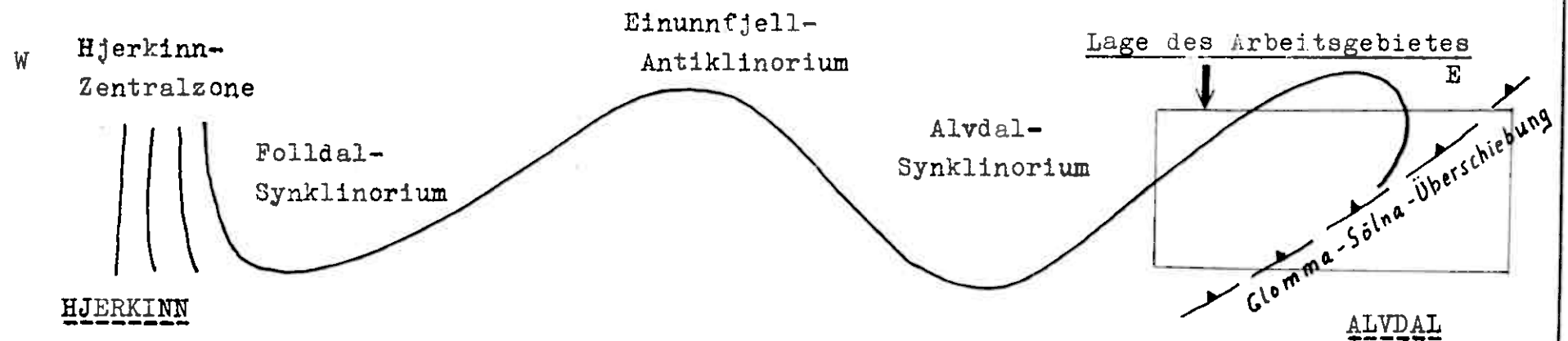
Dazu kommen jüngste Kartierungen von RUI, Oslo, im Gebiet nördlich von Tynset, die praktisch die Verbindung vom Meråker- zum Alvdal-Gebiet darstellen.

Im Sommer 1968 wurde das Gelände zwischen Folldal und Alvdal bearbeitet durch P. MOSSON und G. QUESNEL, Doktoranden der Universität von Besancon. Zwar steht die Veröffentlichung der Ergebnisse noch aus, doch stand der Verfasser in ständigem persönlichem Kontakt zu den Bearbeitern.

Die Verhältnisse in den Sparagmitgebieten südlich von Alvdal wurden untersucht von G.HOLMSEN 1935 und 1937, P. HOLMSEN 1943 und C.OFTEDAHL 1954.



Schematischer Verlauf des Faltenspiegels zwischen Tynset und der Sparagmitgrenze



Schematischer Verlauf des Faltenspiegels zwischen Hjerkin und Alvdal

Geologische Übersicht über das nähere Alvdal-Gebiet

Das Alvdal-Gebiet liegt an der SE-Grenze der Trondheimregion. Südlich Alvdal sind die kambro-silurischen Gesteine entlang der Sparagmit-Randüberschiebung über das Eokambrium hinweg nach Süden verfrachtet worden.

Die sedimentären Gesteine um Alvdal, -praemetamorphe Pelite, Arkosen, Grauwacken, Sandsteine, Konglomerate und Kalke-, wurden regionalmetamorph umgewandelt und liegen heute als niedermetamorphe Phyllite, Glimmerschiefer, Quarzite, Metakonglomerate und Marmore in der mittleren bis niederen Grünschieferfazies (ESKOLA) vor. Kaledonische Intrusiv- und Eruptivgesteine zusammen mit pyroklastischem Material unterschiedlichster Zusammensetzung sind in die Schichtabfolge eingeschaltet. Als markantestes Beispiel sei das Tronfjell-Gabbromassiv genannt, das eine Fläche von rund 25 km² einnimmt.

Obwohl eine stratigraphische Gliederung auf der Grundlage von Fossilien nicht möglich ist - diese fehlen vollständig -, ist der Verfasser auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen, auf die in dieser Arbeit noch ausführlich eingegangen wird, der Ansicht, daß im Alvdal-Gebiet keine Inversionen regionalen Ausmaßes vorliegen, also normale Lagerung herrscht. Nach Überprüfung des gesamten Profils (siehe Anlage!) von Hjerkinns über Folldal, die Einunnsfjelle und Alvdal bis an die Sparagmitgrenze - also über eine Entfernung von 70 km - ergibt sich folgendes Bild (von W nach E) - Auf die Hjerkinns-Zone mit steilem Einfallen folgt nach E das Synklinorium des Folldal-Gebietes (HEIM 1966) mit Vergenz nach SE, das Antiklinorium bei den Einunnsfjellen mit Vergenz nach SE und NW und einem steilen Achsenabtauchen nach S (MOSSON, QUESNEL 1968), das Alvdal-Synklinorium zwischen Einunns-Tal und Glomma mit Vergenzen sowohl nach NW und SE, an dessen SE - vergentem Flügel das Alvdal-Gebiet liegt.

Diese gesamte NW-Einheit ist entlang einer Überschiebungszone durch das Glommatal (WOLFF, RUI 1967) auf ebenfalls kambro-silurische Gesteine östlich des Glomma aufgeschoben. Der gesamte kambro-silurische Komplex schließlich ist, wie schon erwähnt, auf den eokambrischen Untergrund verfrachtet worden, der sich seinerseits ebenfalls in allochthoner Position über basalen Gneisen befindet.

Stratigraphischer Aufbau des Alvdal-Gebietes

Die Gliederung und die Zusammenfassung von verschiedenen Gesteinen zu Serien erfolgte in Anlehnung an die Verhältnisse im Foll-dal-Gebiet (HEIM 1966), um eine möglichst genaue Korrelation mit diesem zu ermöglichen. Daher werden auch die Begriffe "Serie", "Abfolge" und "Einheit" in der Definition von HEIM angewandt:

"Serie" im Sinne einer Schichtenfolge, die im Hangenden und Liegenden entweder tektonisch oder durch einen deutlich erkennbaren lithologischen Wechsel abgegrenzt ist, vorausgesetzt, daß sich dieser Wechsel auf den größten Teil des angrenzenden Schichtkomplexes erstreckt.

Die "Abfolge" soll einen Schichtverband innerhalb einer Serie bezeichnen.

Die "Einheit" bezieht sich jeweils nur auf eine Schicht, soweit eine solche erkennbar ist (HEIM 1966).

Die stratigraphische Feingliederung geht aus dem Säulenprofil hervor. Dabei ist zu beachten, daß die eingezeichneten Mächtigkeiten nur ganz grobe Annäherungswerte darstellen, da Schwankungen in der scheinbaren Mächtigkeit, bedingt durch tektonische Faktoren wie z.B. Kleinfaltung und Verschuppung, berücksichtigt werden müssen.

Beschreibung der stratigraphischen Einheiten:

I. Eokambrium = Sparagmit

Die südliche Begrenzung des Kartiergebietes wird durch Gesteine eokambrischen Alters, dem sogenannten Sparagmit ("Sparagma" aus dem Griechischen = Fragment), gebildet. Dabei handelt es sich um klastische, z.T. konglomeratistische Gesteine arkoseähnlicher Zusammensetzung, die stratigraphisch zwischen dem Jotnium und fossilführendem Unter-Kambrium liegen. Der Begriff "Sparagmit" wurde 1829 von J.ESMARK eingeführt für niedermetamorphe, feldspatreiche Sandsteine im Østerdal-Distrikt. Die charakteristischen Feldspäte sind die Kali-Feldspäte, die meist schon makroskopisch erkennbar sind, insbesondere der Mikrolin. Genetisch werden diese Feldspatsandsteine und Konglomerate als Abtragungsprodukte granitischer Massive ("uplands") gedeutet. ("Geology of Norway" 1960).

Die hangende Grenze der eokambrischen Gesteine im Arbeitsgebiet ist tektonischer Art und wird durch die "Sparagmit-Randüberschiebung" gebildet. Diese verläuft, durch glaziale Ablagerungen überdeckt, von E aus dem Tyldal her kommend in Höhe des Kvebergstjern in Richtung Kvebergvangen-Seter und von da zwischen Hösta-Bach und dem Höhenrücken des Juliaasen bzw. Höstaasen etwa auf die Straßenbrücke am Glomma zu. Auf der Westseite des Glomma gehören alle Fjellzüge nördlich und südwestlich des Baugsberges zur Sparagmitgruppe.

Der Sparagmit im Kartiergebiet wurde nicht stratigraphisch untergliedert. Es lassen sich jedoch 4 Typen unterscheiden, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden:

a) Karbonatischer Sparagmit:

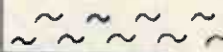

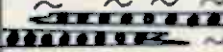


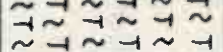

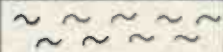
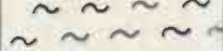


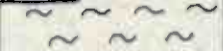



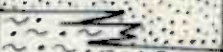




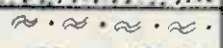



Bei diesem Sparagmittyp handelt es sich um ein blaßbrotes, mittelkörniges Gestein, dessen flächtige Schieferflächen mit z.T. schwach grünlichem Muskowit belegt sind. Makroskopisch erkennbar sind außerdem Quarz und ein rötlicher Feldspat. Ein schwacher Calzitgehalt läßt sich durch HCl nachweisen.

U.d.M. findet sich in einem Grundgewebe von stark undulös auslöschenden, randlich miteinander verzahnten Quarzen und Feldspäten - hauptsächlich Plagioklas, aber auch Kalifeldspat - ein reichlicher Karbonatanteil in Nestern angereichert und in Einzelkörnern, der zum Teil aus Calzit, darüberhinaus aber auch aus Dolomit bestehen dürfte. Dolomit gilt als typisches Karbonat der Sparagmit-Formation. Ineinander verfilzte Muskowite sind auf den Schieferungsflächen undeutlich eingeregelt. Als Akzessorien werden Zirkon, Apatit und vereinzelt Titanit beobachtet. Epidotminderalien wurden nicht festgestellt. Die rötliche Farbe des Gesteins wird durch feinstverteilten Hämatit verursacht.

Dieses Gestein ist in plattiger Absonderung im Bachbett des Hösta-Baches südlich von Höstaasen, wo der Holzabfuhrweg den Bach durchfurcht, aufgeschlossen. Es dürfte sich dabei um die hangendsten Partien des südlich Alvdal aufgeschlossenen Sparagmits handeln.

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DES ALVDAL-GEBIETES

(Maßstab 1 : 20 000)

graphitische Schiefer		Blau-grauer Bänderphyllit	Obere Naustervola Serie	
Glimmer-Sandstein				
Konglomerat-Horizonte				
Kalkmarmor		Blau-grauer Phyllit	Untere Naustervola Serie	
vertikter Hornblende-Schiefer		Hornblende-Schiefer / Gneise	Übergangsserie	Obere Vesleå.S. Unt.Vesleå.S.
		Albitgneise / Quarzite / Graphitschiefer / Hornblende-Gesteine		
		Hornblende-Chlorit-Schiefer / Amphibolite / Gneise / Quarzite		
Hauddal-Seter Konglomerat		Blau-graue Phyllite und phyllitische Glimmerschiefer	Aarleite Serie	
				
				
Brekkebekk-Konglomerat		Oberer grüne Schiefer	Brekkebekk-Serie	
Graphitsch./ Phyllit		Untere grüne Schiefer		
quarzitische Glimmerschiefer		Brandvoll - Quarzit	Brandvoll Serie	
Glomma-Spina Überschieb.		Grau-grüne Glimmerschiefer	Steen Serie	
		Grau-grüner Quarzit		
		Tronkalven-Quarzit		
grauer Quarzit		Graue Quarzglimmerschiefer	Tronsvangen Serie	
				
		Grüne Glimmerschiefer	Storbekk Serie	
	Magnetitidioblast-führender Chlorit - Schiefer			
Kalkmarmor - Horizonte		Quarzit	Kvernbecken Serie	
		Quarzglimmerschiefer		
	Hornblende - Schiefer		Gneisglimmerschiefer	
Sparagmit - Rand - übersch.		Feldspat-Quarzite	Sparagmit	

b) Gebänderter Sparagmit:

Etwa 1 km bachaufwärts von oben genanntem Aufschluß ist an einem kleinen Wasserfall ein Sparagmitgestein aufgeschlossen, das eine recht große Ähnlichkeit mit dem von HEIM 1966 beschriebenen "Heller-Schiefer" oder auch "Platten-Sparagmit" hat. Gemeinsame Eigenschaften sind die stark plattige Absonderung, die rötliche Farbe und das feinstreifige Aussehen des Querbruches. Muskowit-Anreicherungen auf den Absonderungsflächen, die z.T. wohl auch als Bewegungsflächen gedient haben, geben diesen Flächen ein "fettiges" Aussehen. Die Bänderung im cm- bis dm- Bereich wird hervorgerufen durch den Wechsel von rötlichen mit schwarz-grünlichen Lagen.

U.d.M. beobachtet man in einem Quarz-Feldspat-Grundgewebe reichlich Feldspäte. Es fällt die Vorherrschaft von Kalifeldspäten, insbesondere von Mikrolin, gegenüber von Plagioklasen auf. Die Kalifeldspäte sind meist mit Serizit-Schuppen bestäubt als Anzeichen beginnender Umwandlung. Ein Teil der Feldspäte ist zerbrochen und die Risse sind durch ein feinkörniges Quarz-Feldspat-Gemenge verheilt. Der Muskowit ist parallel zur Schieferung eingeregelt. Zirkon, Apatit, wenig Turmalin und Titanit treten wieder akzessorisch auf.

Die rötliche Farbe der hellen Bänder entsteht durch feinstverteilten Hämatit, während die schwärzliche Farbe der dunklen Bänder durch lagenweise angereicherte Opak-Substanz hervorgerufen wird. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei dieser Bänderung möglicherweise um eine Primärtextur handelt.

Ebenso wie der karbonatische Sparagmit muß dieses Gestein in die hangenden Partien des südlich Alvdal angrenzenden Eo-kambriums gestellt werden.

c) Quarzitischer Sparagmit:

Der Hauptanteil der Sparagmit-Züge am Südrand des Arbeitsgebietes baut sich auf aus einem grobplattig-bankig absondernden Feldspat-Quarzit, der nur undeutlich geschiefert ist (Tafel 4, Abb. 2). Schon makroskopisch fällt der hohe Kalifeldspatgehalt dieses grauen Gesteins durch einen rötlichen

Anflug ins Auge, der durch zahlreiche winzige rote Feldspäte hervorgerufen wird. Die Absonderungsflächen sind durch schwach grünlichen Muskowit belegt. Vereinzelt führt dieser quarzistische Sparagmit mm-große, z.T. bläuliche Quarzkörner, die als Reliktquarze zu deuten sind. - Primäre Blauquarze finden sich verbreitet in den Graniten des Grundgebirges. - Bankinterne Wulststrukturen und atektonische Fließfalten sind wohl ebenfalls als primäre Sedimenttexturen anzusehen.

U.d.M. werden in einem Grundpflaster von randlich miteinander verzahnten Quarzen reichlich Kali-Feldspäte, insbesondere Mikrolin, beobachtet, während die Plagioklasse mengenmäßig eine untergeordnete Rolle spielen. Bei den Feldspäten handelt es sich größtenteils um randlich neugesproßte, klastische Reliktfeldspäte: Um einen gut gerundeten, z.T. kataklastisch zerbrochenen Kern von primären Feldspat legt sich eine Schale von sekundärem porphyroblastisch gesproßtem Kalifeldspat. - Ein weiterer Bestandteil relikistischen Charakters sind einzelne Nester aus sehr feinkörnigem Quarz mit eingeregelter Muskowit und Erz, die wohl als ehemals pelitische Gesteinsfragmente zu deuten sind. - Unregelmäßig verteilter Muskowit findet sich oft um die Feldspäte gruppiert. Akzessorien sind recht selten. Während Zirkon mit Sicherheit beobachtet wurde, ist das Vorhandensein von Titanit und Apatit fragwürdig. Erz ist nur in den feinkörnigen Nestern nennenswert verbreitet.

Gesteine dieses Typs sind gut zugänglich im Pachbett des Kvernbecken südwestlich vom Kvebergsvangen-Seter. Sie bilden den flachen NE-Abfall und die steile SW-Wand des Kveberges (718 m) auf der Ostseite des Glomma. Auf der Westseite des Glomma sind die flachen N-Hänge des Vola und Högkletten identisch mit Absonderungsflächen dieses Sparagmits, der gleichzeitig die ideale Unterlage für den Bewuchs durch Rentiermoos bildet.

Tektonisch gesehen liegt er unter dem karbonatischen und gebänderten Sparagmit.

d) Grobkörniger, roter Sparagmit:

Auf der Hochfläche des Skarvekletten stößt man in etwa 1000 m Höhe und etwa 0,8 - 1 km westlich vom Storbekktjern auf ein dickbankig absonderndes Sparagmitgestein von roter Farbe, das sich recht gut vergleichen läßt mit Arkosen konglomeratischen Charakters, wie sie z.B. aus der Tholey-Gruppe des saarpfälzischen Rotliegenden her bekannt sind: In einer mittelkörnigen Matrix aus Quarz, roten Feldspäten und wenig Muskowit stecken violette, kantengerundete Feldspäte bis maximal 1 cm Größe und mm-große, z.T. bläuliche Quarzkörner, die linear gestreckt sind. Einzelne Lagen des Gesteins zeigen deutlich konglomeratischen Charakter. Eine flaserige Schieferung ist nur undeutlich ausgebildet.

U.d.M. bildet der Quarz als Hauptmineral des Grundgewebes zusammen mit Feldspat ein Pflaster von Körnern verschiedener Größe. Darin eingelagert sind reichlich um ein mehrfaches größere Feldspäte - in der Hauptsache Mikroklin und Kalifeldspäte seltener Plagioklas. Diese Feldspäte sind wohl zum Überwiegenden Teil Reliktfeldspäte, die um einen klastischen Kern herum rekristallisiert sind. Die meisten größeren Feldspäte sind kataklastisch beansprucht und die Risse sind mit sekundärem Quarz und Feldspat ausgeheilt. - Der Muskowit hat nur geringe Bedeutung und ist oft um die Feldspäte angereichert. - Vereinzelt finden sich Schmitzen aus einem feinkörnigen Quarz - Feldspat-Gewebe mit streng eingeregelter Muskowiten und einer relativ starken Erzkomponente. Diese Schmitzen lassen sich als Relikte pelitischer Gesteinsfragmente deuten. Sie verstärken den Eindruck eines sehr inhomogenen und unsortierten Gesteinscharakters. - Als Akzessorien treten Zirkon und nur wenig Erz auf.

Diese Sparagmit-Variante scheint tektonisch unter Typ (c) zu liegen.

e) Pegmatoide Bildungen:

Klüfte, Bewegungsflächen und Störungszonen im Sparagmit sind häufig durch eine charakteristische Mineralparagenese verheilt:

mm-cm-große, rote und violette Feldspäte sind in flaserigen, grünlichen Muskowit eingelagert, wobei Quarz als Körner und in Adern auftritt. Das gesamte Gestein macht häufig einen brecciösen Eindruck. C. OPTEDAHL (1950) deutet die Genese dieser "pegmatitischen Gänge" als selektive Kristallisation und nimmt ein syn- bis posttektonisches Alter dieser Bildungen an.

Zusammenfassung:

Allen beobachteten Sparagmittypen gemeinsam ist der Quarz- und Feldspatreichtum, insbesondere das Hervortreten von Mikrolin. Sie lassen sich deuten als niedermetamorphe Arkosen eokambrischen Alters, in denen die Feldspäte noch als primäre Relikte erkennbar sind. - Die eokambrischen Gesteine im Alvdal-Gebiet entsprechen den Gesteinen des "eigentlichen Sparagmit" im Folldal-Gebiet (HEIM 1966). Eine "Übergangsserie" im Sinne von HEIM (Diplomarbeit 1966) fehlt. Ebenso fehlen Augengneise als Merkmale von Durchbewegungszonen.

II. Kambro-Ordovizium:

Allgemeines:

Von den kambro-silurischen Ablagerungen des Trondheim-Gebietes finden sich im Alvdal-Gebiet nur Gesteine kambrischen und ordovizischen Alters. Charakterisiert werden diese Ablagerungen durch das Hervortreten von Peliten, Grauwacken und Vulkaniten im Gegensatz zu den klastischen Trümmergesteinen des Eokambriums. Der kambro-ordovizische Komplex ist tektonisch auf den Sparagmit aufgelagert. Innerhalb des Kambro-Ordovizes ist eine NW-Einheit auf eine Einheit im SE aufgeschoben. Die Überschiebungslinie verläuft durch das Glomma- und Sölnatal und erreicht die Sparagmit-Randüberschiebung etwa zwischen den Höfen "Skarenget" und "Horösta" an der Sölina. Westlich davon überlagert die NW-Einheit den Sparagmit unmittelbar, während die SE-Einheit tektonisch unterdrückt ist. - Die NW-Einheit hat direkten Anschluß an das eigentliche Trondheimgebiet und ihre Gesteine lassen sich ohne größere Schwierigkeiten mit bereits bearbeiteten Gebieten wie z.B. dem Sel-Vågå^o-, dem Folldal- und dem Meråker-Gebiet korrelieren. Dagegen ist die Einheit östlich des Glomma und SE der Sölina mit dem Tronfjell und dem Baugsberg allseitig durch Auf- und Überschiebungsflächen begrenzt und ihre stratigraphische Einordnung aus der Sicht des Alvdal-Gebietes fragwürdig.

a) Gesteine der SE-tektonischen Einheit:

Allgemeines:

Diese Gesteine sind in einem Gebiet verbreitet, das im W und SW durch die Glomma-Sölina-Überschiebung, im S durch die Sparagmit-Randüberschiebung, im E durch das Tyldal und im N durch das Tal der Auma begrenzt wird.

Über ihre stratigraphische Position läßt sich nur mit größtem Vorbehalt etwas aussagen. Fest steht, daß sie über dem Eokambrium liegen, daß es sich weiterhin um echte kambro-silurische, kaledonisch gefaltete Serien handelt und daß es nicht möglich ist, sie als sparagmitische Randfazies etwa in parautochthoner Stellung zu deuten. Dagegen spricht der geosynklinale Sedimentcharakter mit

Magmatiten und pyroklastischen Horizonten, die dem Sparagmit des Alvdal-Gebietes völlig fremd sind. Der für den Sparagmit typische Mikroklin ist hier von quantitativ untergeordneter Bedeutung. Mg-reichen Karbonatgesteinen im Eokambrium stehen in dieser Einheit Kalk-Marmore und Kalk-Glimmerschiefer gegenüber. Darüberhinaus entspricht der tektonische Bau dieser Einheit vollständig dem des Gebietes NE der Glomma und hat keinerlei Ähnlichkeit mit der Tektonik des eokambrischen Sparagmits (siehe auch unter "Tektonik").

Über die Einordnung dieser tektonischen Einheit innerhalb des kambro-silurischen Rahmens läßt sich folgendes sagen: Im Bereich von Alvdal sind die Gesteine dieser Einheit normal gelagert und in eine Synform eingefaltet, in deren Innerstem das Tronfjellmassiv liegt. Die Überschiebungsbeträge der Glomma-Überschiebung dürften nur gering sein (vergl. "Tektonik"). Darüberhinaus verläuft sich etwa 80 km weiter nördlich im Gebiet von Fongen die Glomma-Überschiebungszone, und zuvor durch sie getrennte Gesteinsserien gehen ungestört ineinander über (WOLFF 1967, Geologische Karte des Trondheim-Gebietes). Alle diese Beobachtungen sprechen dafür, daß die Gesteine der SE-tektonischen Einheit wahrscheinlich auch stratigraphisch zwischen dem ältesten Eokambrium und der NW-tektonischen Einheit liegen, sie also auf Grund der Situation im Alvdal-Gebiet zu den ältesten kambro-silurischen Serien zählen müssen und möglicherweise älteres Kambrium repräsentieren.

Doch bleibt diese Annahme hypothetisch, solange nicht der gesamte Verlauf dieser Einheit nach Norden genauer untersucht ist und damit die regionalen Zusammenhänge geklärt werden.

Die Gesteine dieser tektonischen Einheit sind in folgende Serien eingeteilt, die nachstehend vom Liegenden zum Hangenden beschrieben werden:

Tronsvangen- Serie

Storbekk - Serie

Kvernbekken- Serie

Baugsbjerg - Serie

Sparagmit-Randüber-
schiebung

LIEGENDES = Sparagmit = Eokambrium.

1. Die Baugsbergserie:

Die Gesteine dieser Serie ruhen unmittelbar auf dem Sparagmit, jedoch ist diese Auflagerung tektonischer Art mit einer deutlichen Diskordanz zwischen dem Eokambrium und dieser zum Kambro-Ordoviz zählenden Serie. Es handelt sich um meist undeutlich geschieferte, quarz- und feldspatreiche Gesteine, die sowohl hinsichtlich ihrer Mineralzusammensetzung als auch ihrer Textur eine Zwischenstellung zwischen Glimmerschiefern und Gneisen einnehmen und daher in Norwegen im Gelände allgemein als "Gneisglimmerschiefer" bezeichnet werden.

Im Aufschluß erscheinen sie zumeist typisch flaserig mit ausgeprägter Lineartextur, die die eigentliche Schieferung verwischt. Im frischen Handstück ist das Quarz-Feldspat-Verhältnis nur schwer abzuschätzen. Bei steigendem Quarzgehalt erscheint das Gestein bisweilen quarzitisch. - Der Biotit, der dem Sparagmit völlig fremd war, ist zusammen mit Muskowit auf den Schieferungsflächen mit bloßem Auge erkennbar und läßt das Gestein grau erscheinen.

U.d.M. wird ein Quarz-Feldspat-Pflaster beobachtet mit über 20% Feldspat. Plagioklase und Kalifeldspäte sind etwa gleichstark vertreten, während Mikroklin mengenmäßig vollständig in den Hintergrund tritt. Muskowit und ein grünlich-brauner Biotit, der lokal chloritisiert wurde, sind in Richtung der Schieferung eingeregelt. - Kalksilikate wie Epidot und Klinozoisit, sowie vereinzelte Karbonatkörner deuten auf einen primären Kalkanteil des Sediments. Akzessorisch finden sich Titanit, Granat und Zirkon, der z.T. pleochroitische Höfe im Biotit erzeugt. Der Erzgehalt ist ohne Bedeutung.

Charakteristisch für die Gneisglimmerschiefer der Baugsbergserie sind außerdem linsen- und bänderförmige Einschaltungen eines Hornblende*-Feldspat-Gesteins, das reichlich Epidot in cm-großen Knollen und ausgedünnten Schlieren führt. Sie durchhäutern die Gneisglimmerschiefer teils diskordant, teils konkordant. Sehr deutlich treten sie an der Baugsberg-Südwand hervor, wo sie bereits 1905 von K.O. BJØRLYKKE beobachtet wurden. Auf Grund ihrer etwa gabbroiden Zusammensetzung und der Art ihres Auftretens liegt es nahe, diese Gesteine als kleinere basische Intrusionen oder Apophysen einer größeren, nicht aufgeschlossenen Intrusion zu deuten, die sill- oder lagergangförmig die Gneisglimmerschiefer durchziehen.

Zum Hangenden hin wird die "Baugsberg-Serie" durch die maximal 10 m mächtige Lage eines grünen bis dunkelgrünen Hornblende -Feldspat-Gesteins amphibolitischer Zusammensetzung begrenzt. Dieser außerordentlich gleichmäßige durchhaltende Horizont zeigt sowohl in horizontaler Erstreckung als auch vom Liegenden zum Hangenden alle Übergänge von feinkörnigem, dunkelgrünem Amphibolit bis zu hornblende- und feldspatführendem Glimmerschiefer. Der heterogene Charakter wird verstärkt durch die lokale Anreicherung sowohl gabbroider als auch quarz-feldspat-führender Linsen neben Quarzkörnern bis zu 1 cm Durchmesser, die der Verfasser als Fremdgesteinskomponenten in der vulkanischen Matrix deutet. Auf Grund dieser Eigenschaften läßt sich der Horizont pyroklastisch entstanden denken, etwa in Art eines basischen Tuffs oder Tuffits.- Er ist erstmals auf der steilen Baugsberg-Ostseite aufgeschlossen und läßt sich östlich des Glomma nahezu zusammenhängend vom Tronsvangen-Alvdal-Fußweg bis etwa 1 km westlich des Kvebergstjern,

* Als "Hornblenden" werden in dieser Arbeit ganz allgemein Mineralien der Amphibol-Gruppe bezeichnet!

also über eine Strecke von 7 km verfolgen.

Südlich dieses Horizontes bis hin zum Sparagmit stehen -mehr oder weniger durch glaziale Lockersedimente verhüllt- die Gneisglimmerschiefer an. Sie bauen die Höhenrücken des Bjørnaasen, Juliaasen und Höstaasen südöstlich von Alvdal und die Baugsbergsüdseite westlich von Alvdal auf. Die bestzugänglichen Aufschlüsse dieser Serie finden sich im Bachbett des Kvernbekken oberhalb von Alvdal.

2. Die Kvernbekken-Serie:

Über dem pyroklastischen Horizont, der die Baugsberg-Serie abschließt, folgt im Alvdal-Gebiet nach N eine Abfolge von kalkig-sandigen Sedimenten, die in der Kvernbekken-Serie zusammengefaßt werden. Sie hat vom Liegenden zum Hangenden folgenden Aufbau:

(Hangendes)	<u>Magnetitidioblastführender Chloritschiefer</u>	
	Quarzit	} Kvernbekken-Serie
	Quarzglimmerschiefer mit	
	Kalkmarmorhorizonten	

(Liegendes) Amphibolit-Hornblende-Schiefer

Auf dem Amphibolit-Hornblende-Schiefer lagern graue, quarzreiche Glimmerschiefer von schätzungsweise 360 m Mächtigkeit, in die zahlreiche geringmächtige wenig aushaltende Quarzitlagen eingeschaltet sind, die jedoch nicht durchhalten. Makroskopisch schwankt das Aussehen dieser Glimmerschiefer zwischen sehr stark geschieferten, glimmerführenden Quarziten und quarzitischen Glimmerschiefern, die den Hauptanteil bilden und in der norwegischen Nomenklatur als "Quarz-Glimmerschiefer" bezeichnet werden. Die Schieferung ist stark entwickelt, dagegen treten Lineartexturen im Gegensatz zum Gneisglimmerschiefer zurück. Charakteristisch für diese Quarzglimmerschiefer ist ein Calzitgehalt, der vom Liegenden zum Hangenden hin stark abnimmt. Dieser Karbonatanteil begünstigt eine selektive Verwitterung und bewirkt in exponierten

Lagen eine sehr starke und tiefgreifende Zermürbung und Vergrusung des Gesteins. Solche Zonen können sehr leicht mit Mylonitzonen verwechselt werden. Aufgeschlossen sind sie sehr schön an der Baugsberg-Ostwand und am Fußweg zwischen Alvda1 und Tronsvangen.

U.d.M. bilden undulös auslöschende Quarze zusammen mit vereinzelt Plagioklasen und Kalifeldspäten ein Äquigranulares Pflaster. Muskowit und untergeordnet Biotit sind in Richtung der Schieferung eingeregelt. Dabei ist Biotit sehr oft in Chlorit^{*} umgewandelt oder nur noch als Relikt erkennbar, - ein Anzeichen für retrograde Metamorphose. Karbonat ist eine recht häufige Mineralkomponente und kann lokal stark angereichert sein. Dagegen sind keine Kalksilikate zu beobachten. Dadurch und durch das Fehlen eines größeren Feldspatanteils unterscheiden sich die Quarzglimmerschiefer mikroskopisch von den Gneisglimmerschiefern der Baugsberg-Serie. Apatit, Zirkon, Titanit, selten Granat und wenig Erz treten akzessorisch auf.

Die stärkste Karbonatführung findet sich an der Basis der oben genannten Quarzglimmerschiefer. Sie wird besonders deutlich durch das Auftreten von mehreren Kalkmarmorhorizonten von 1-2 m Mächtigkeit, von denen bis zu drei beobachtet werden und außerdem durch zahlreiche Calcit-schlieren. Dieser Marmor ist sehr oft gebändert, wobei Graphitbeimischung die Farbe der dunklen Bänder hervorruft. Im 19. Jahrhundert wurden diese Marmorhorizonte z.T. abgebaut und als basischer Zuschlag in den Erzschnelzen um Alvda1 verwandt. Die Zusammensetzung der Karbonatlagen schwankt zwischen Kalkmarmor und Kalkglimmerschiefer. Trotz schwankender Mächtigkeit halten sie relativ konstant durch und bilden zusammen mit dem darunterliegenden Hornblende-Feldspat-Gestein den markantesten Leithorizont der SE-tektonischen Einheit.

* Als "Chlorit" werden in dieser Arbeit ganz allgemein Mineralien der Chloritgruppe bezeichnet!

U.d.M.: Das Hauptmineral der Karbonatlagen ist äquigranularer Calzit. Daneben treten Quarz und Feldspat auf. Der Hauptglimmer ist Muskowit, Biotit erscheint nur vereinzelt. Kalksilikate werden nicht beobachtet. Je nachdem, ob das Gestein zu reinem Marmor oder zu Kalkglimmerschiefer tendiert, ändert sich der Anteil von Quarz, Feldspat und Glimmern im Verhältnis zum Calzit. Akzessorien sind Granat, Zirkon und Apatit. Die Farbe der grauen Marmorlagen entsteht durch feinstverteilten Graphit.

Den Abschluß der Kvernbekken-Serie bildet ein etwa 200 m mächtiger Quarzit. In den liegenden Partien wirkt er homogen gleichkörnig und nur lokal auftretende Bänderungen lassen sich mit Vorbehalt als primäre Reliktstrukturen deuten. Dagegen beobachtet man in den hangenden Bereichen, insbesondere in unmittelbarer Nähe der Grenze zu den darüberliegenden Chloritschiefern, ausgeprägte Korngrößenunterschiede und auf dem Fußweg zwischen Tronsvangen-Hotel und Alvda "graded bedding", wodurch die stratigraphische Ablagerungsfolge für die SE-Einheit im Alvda-Gebiet mit einiger Sicherheit festgelegt werden kann. - Die grobkörnigen Lagen der gradierten Schichtung bestehen aus einer Packung von in Schieferungsrichtung linsenförmig ausgezogenen Quarzkörnern und Feldspatäugen. Bei Korngrößen von z.T. mehreren mm nimmt das Gestein örtlich konglomeratischen Charakter an. - Auffallend ist wiederum das häufige Auftreten von Blauquarzkörnern, die aus Grundgebirgsgraniten stammen dürften. - Insgesamt läßt sich bei diesem Quarzit auf ein unruhiges Sedimentationsmilieu schließen, was ja auch schon durch die zahlreichen "Sandfahnen"- Quarzitlagen im darunterliegenden Quarzglimmerschiefer angedeutet wird. Nach Osten hin nimmt die Ausstrichsbreite des Quarzits bei unverändertem Einfallen besonders im Gebiet NW vom Kvebergstjern stark zu. Selbst wenn man starke Spezialverfaltung innerhalb des Quarzits annimmt, so scheint hier außerdem auch noch eine Zunahme der Primärmächtigkeit nach E vorzuliegen.

U.d.M. beobachtet man in den liegenden, makroskopisch homogenen Partien des Quarzits ein äquigranulares Pflaster von Quarz mit einer lagenweisen Änderung der Korngröße - einer Art "graded bedding" im mikroskopischen Bereich. Feldspäte, z.T. augenförmig gesproßt, sind nicht sehr häufig. Muskowit und grünlich-brauner Biotit sind parallel zur Schieferigkeit eingeregelt, wobei eine lokal auftretende dunkle Bänderung durch die lagenweise Anreicherung von Biotit erzeugt wird. - Im hangenden Bereich mit makroskopischem "graded bedding" erweisen sich die mm großen, gestreckten Quarzkörner als rekristallisierte Quarzlin sen aus z.T. bläulichem Quarz. Bei den größeren Feldspäten handelt es sich um Reliktfeldspäte, die zerbrochen und sekundär durch Quarz verheilt wurden. Als Akzessorien treten Granat, Titanit, Zirkon, Epidot, Karbonat und Apatit auf. Der opake Erzanteil ist örtlichen Schwankungen unterworfen.

Das Hauptverbreitungsgebiet von Gesteinen der Kvernbecken-Serie liegt östlich von Alvdal. Dort sind durchgehende Profile im Mittel- und Oberlauf des Kvernbecken und entlang des Weges zwischen Tronsvangen-Hotel und Alvdal aufgeschlossen. Eingefaltet in die stratigraphisch höhergelegenen Chlo-ritschiefer erscheint der Quarzit unmittelbar südlich vom Nyseter, wo er in Form von Härtlingen aus dem ausgedehnten Moorgebiet herausragt. Durch eine Störung nach Süden versetzt wird er weiter im Westen ebenfalls durch den Tronsvangen-Alvdal-Weg im Innern eines Sattels angeschnitten. An dieser Stelle läßt sich auch das oben erwähnte "graded bedding" beobachten. - Westlich des Glomma wird der gesamte mittlere Teil des Baugsberges durch Gesteine der Kvernbecken-Serie aufgebaut. In seiner östlichen über Alvdal gelogenen Steilwand stehen die Kalkmarmorhorizonte an. - Die westlichsten Aufschlüsse dieser Serie - hier vertreten nur noch durch den Quarzit - finden sich jeweils in Sattelkernen im Sölna-Anschnitt (am NW-Ufer) und im Unterlauf des Finnbudal-Baches in Höhe der alten Sägemühle.

3. Die Storbekk-Serie:

Die Gesteine dieser Serie liegen über dem hangenden Quarzit der Kvernbecken-Serie. Ihr gemeinsames Kennzeichen im Gelände ist die hell- bis dunkelgrüne Farbe, die durch Chlorit verursacht wird. Diese Serie gliedert sich wie folgt:

(Hangendes)	<u>Graue Quarz-Glimmerschiefer</u>)	} Storbekk-Serie
	Grüne, chlorit-führende, z.T.)	
	phyllitische Glimmerschiefer)	
	Phyllitischer, magnetitidioblast-)	
	<u>führender Chloritschiefer</u>)	

(Liegendes) Quarzit

Unmittelbar über dem liegenden Quarzit folgt ein dunkelgrüner, sehr feinkörniger und silbrig glänzender, flaserig-blättriger Schiefer mit verbreitet 0,5-1 mm großen Magnetit-Idioblasten. Kennzeichnend sind außerdem Linsen und Schlieren von weißem Quarz, die sehr zahlreich auftreten. Diese "Quarzausschwitzungen" sind im Verlauf der tektonischen Durchbewegung entstanden. Dieser phyllitische, magnetitidioblastführende Chloritschiefer mag eine Mächtigkeit von maximal 300 m haben, wahrscheinlich ist sie jedoch geringer, wie sich aus der außerordentlich intensiven Kleinstverfältelung und Verschuppung ableiten läßt.

U.d.M. wird das feinkörnige Grundpflaster nahezu ausschließlich aus Quarz gebildet, während Feldspäte nur sehr vereinzelt auftreten oder ganz fehlen. Chlorit überwiegt gegenüber dem serizitischen Muskowit und verursacht die grüne Gesteinsfarbe. Biotit findet sich nur vereinzelt und ist dann größtenteils ebenfalls chloritisiert. Kalksilikate und Karbonate werden nicht beobachtet. Zirkon, Apatit, Granat und Turmalin sind neben wenig Graphit akzessorisch. - Ob die makroskopisch erkennbaren Magnetit-Idioblasten die Folgen einer lokal höheren Metamorphose sind, ist zweifelhaft, zumal sie im gesamten Alvdal-Gebiet nur in diesem Gesteinshorizont verbreitet sind und nirgendwo sonst beobachtet werden.

Über diesem sehr charakteristischen Chlorit-Schiefer-Paket folgen grüne, z.T. phyllitische Glimmerschiefer, (Tafel 3, Abb. 2) die in Mineralzusammensetzung und Korngröße eine Übergangsstellung einnehmen zwischen dem oben beschriebenen Chloritschiefer und den im Hangenden folgenden grauen, quarzitischen Glimmerschiefern der Tronsvangen-Serie. Der makroskopische Übergang zu beiden ist fließend, während mikroskopisch die Grenze zum Chloritschiefer einerseits durch die einsetzende Führung von Kalksilikaten und zu den Quarz-Glimmerschiefern andererseits durch das häufige Auftreten von frischem Biotit erkennbar ist. Innerhalb dieser Grenzen beobachtet man vom Liegenden zum Hangenden ein Zurücktreten von Chlorit zu Gunsten von Muskowit und Feldspat bei gleichzeitigem Anwachsen der Korngröße. Makroskopisch variieren dementsprechend die Gesteine von phyllitischen Chloritschiefern über chloritführende, phyllitische Glimmerschiefer bis hin zu chloritführenden Glimmerschiefern mit Biotit - Porphyroblasten. - Lokal sind quarzitische Bänke im dm-Bereich eingeschaltet, die jedoch nicht auf ein stratigraphisches Niveau beschränkt sind. Eine undeutliche Bänderung ist nicht selten und möglicherweise als Relikttextur zu deuten. - Nicht charakteristisch für diese Gesteine sind örtlich auftretende cm-dm-große, gelbe Calzitlinsen und -schlieren

U.d.M. ist Quarz das Hauptmineral des Grundpflasters, doch gewinnt der Feldspatanteil zum Hangenden hin immer mehr an Bedeutung. Chlorit tritt gegenüber Muskowit zurück und zum Hangenden hin wird immer häufiger Biotit beobachtet, der z.T. porphyroblastisch gesproßt ist. Kalksilikate, besonders Klinozoisit, sind verbreitet und Calzit erscheint, z.T. lagenweise angereichert, in einzelnen Körnern und kleinen Nestern. Insgesamt nimmt der Karbonatgehalt ebenfalls zum Hangenden hin zu. - Eine lokal auftretende Bänderung (Tafel 3, Abb. 3) entsteht durch lagenweisen Wechsel der Korngrößen, wobei Chlorit und die Kalksilikate in den feinkörnigeren Lagen angereichert sind gegenüber Quarz und Feldspat in den gröberen. - Akzessorisch treten auf

Titanit, Granat und Zirkon, der pleochroitische Höfe im Biotit erzeugt.

Zwischen Sþlna und Glomma sind Gesteine dieser Serie auf der Baugsberg-Nordseite aufgeschlossen, wo sie als Begleitgesteine der Baugsberg-Vererzungen auftreten. Das Profil entlang der Sþlna vermittelt den besten Einblick in den Gesteinsaufbau der Storbekk-Serie und zeigt anschaulich alle Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinstypen. - Das gleiche gilt auf der Ostseite des Glomma für die Aufschlüsse im Verlauf des Storbekken und seiner Nebenbäche, nach dem die Serie benannt ist. Hier ist in einem diagonalen Anschnitt vom Tronsvangen-Hotel bis zur Straße Alvdaal-Tynset ein repräsentativer Querschnitt durch die Storbekk-Serie einzusehen. - Die östlichsten Aufschlüsse finden sich am Berghang über dem Rundvangen-Seter östlich von Nyseter.

4. Die Tronsvangen-Serie:

Über den grünlichen Schiefern der Storbekk-Serie, die durch ihre Chloritführung ausgezeichnet sind, folgen nach N die Gesteine der Tronsvangen-Serie, benannt nach dem NE von Alvdaal am Fuße des Trons gelegenen Tronsvangen-Seter. Diese Serie baut sich folgendermaßen auf:

(Hangendes):	<u>Tronkalven-Quarzit bzw. Tronfjell-Gabbro</u>	
	grau-brauner, klinkzoisitführender	} Tronsvangen-Serie
	Biotit-Schiefer	
	graue Quarz-Glimmerschiefer mit	
	grauen Quarzit-Einschaltungen	
(Liegendes)	grünliche Glimmerschiefer	

Im Liegenden der Serie finden sich graue, mittel-grobkörnige, quarzreiche Biotit-Muskowit-Glimmerschiefer, in der Tabelle als "graue Quarz-Glimmerschiefer" bezeichnet. Eine mehr flaserige Textur und das Auftreten von frischem Biotit unterscheidet sie von den Quarz-Glimmerschiefern der Kvernbecken-Serie. Der Quarzgehalt und damit der quarzitischer Charakter unterliegt starken Schwankungen, so daß lokal

geringmächtige Lagen eines plattig-bankigen, grauen Quarzits eingeschaltet sind. Da diese regional nicht durchhalten, darf angenommen werden, daß es sich dabei um die metamorphen Äquivalente von Sandlinsen in tonigsandigen Sedimenten, den heutigen Quarz-Glimmerschiefern, handelt. Diese Glimmerschiefer bilden zusammen mit den Quarziten die Nebengesteine der Tronsvangen-Vererzungen westlich vom Tourist-Hotel.

U.d.M. bilden Quarz und untergeordnet Feldspäte ein mittel-grobkörniges Grundpflaster. Neben Muskowit sind frische, nur selten chloritisierte Biotite die für das Gestein charakteristischen Glimmer. Karbonat (=Calzit) findet sich häufig und ist örtlich makroskopisch mit HCl nachzuweisen. Akzessorisch treten auf: Zirkon, Titanit, etwas Granat und nur vereinzelt Kalksilikate. Der Erzanteil ist ohne jede Bedeutung.

Im Tronsvangen-Gebiet gehen diese grauen Quarzglimmerschiefer in sehr feinkörnige und weiche grau-bräunliche Schiefer über, die einen schmalen Saum entlang des Kontaktes zum Tronfjellgabbromassiv bilden. Da sie auch als linsenförmige Einschlüsse im Amphibolit der Tronfjell-Vorserie angetroffen werden, liegt zunächst die Vermutung nahe, daß es sich bei diesem Gestein um kontaktmetamorph veränderte und regional-metamorph überprägte Quarzglimmerschiefer handelt. Wie die Kartierung auf der Nordseite des Tronfjells zeigt, ist dies jedoch nicht der Fall: Diese weichen, feinkörnigen, grau-bräunlichen Schiefer bilden die hangendste Einheit innerhalb der Tronsvangen-Serie und werden an der N-Seite des Tron vom Tronkalven-Quarzit überlagert, der hier den Kontakt zum Gabbro bildet. Bei diesem Schiefer handelt es sich primär wohl um ein schwach mergeliges, pelitisches Sediment.

U.d.M. dominiert der streng eingeregelter, meist frischbraune Biotit, der auch für die bräunliche Gesteinsfarbe verantwortlich ist, in einem Grundgewebe aus Quarz und vereinzelter Feldspäten. Z.T. porphyroblastischer Muskowit und Chlorit sind nur von untergeordneter Bedeutung. - Nicht erheblich, aber schwankend ist der Gehalt an Klinozoisit.

Lokal tritt eine meist lagenweise angereicherte Karbonat-Komponente auf. Die Akzessorien sind Titanit, Granat, Zirkon und wenig Erz. - Auf Grund der mikroskopischen Zusammensetzung muß das Gestein als klinozoisit- und z.T. karbonat-führender Biotit-Schiefer bezeichnet werden.

Gesteine der Tronsvangen-Serie sind nur auf der Ostseite des Glomma verbreitet. An der Südseite des Tronfjell haben sie unmittelbaren, nicht tektonisch bedingten Kontakt mit den Gesteinen des Gabbro-Massivs, die hier von den braunen Biotitschiefern unterlagert werden. Ein nahezu durchgehendes Profil ist im Bachbett neben dem Tronsvangen-Hotel aufgeschlossen. - Auf der NW-Seite des Tronfjell stehen Gesteine dieser Serie im Einschnitt des Baches an, der beim Gehöft "Straumsøya" mündet. Hier liegen die bräunlichen Biotit-schiefer ohne Kontakt zum Gabbro über den Quarz-Glimmerschiefern und unter dem Quarzit. - Auf der Nordseite des Tronkalven, NE vom Tronfjell, trifft man im Anschluß an den Tronkalven-Quarzit ebenfalls auf diese weichen Biotit-Schiefer.

5. Der Tronkalven-Quarzit:

Über dem oben beschriebenen grau-bräunlichen Biotitschiefer folgt als jüngstes Gestein der SE-tektonischen Einheit der Tronkalven-Quarzit. Dieser schmutzig-helle, meist dickbankig absondernde Quarzit zeigt z.T. eine bräunlich-grünliche Bänderung. Glimmer,- Muskowit und untergeordnet Biotit sind auf den Schieferungsflächen angereichert. Der Anteil an Tonfraktion schwankt lokal, wodurch das Aussehen des Gesteins zwischen reinem Quarzit und quarzitischem Glimmerschiefer schwanken kann. Über dem Tronkalven-Quarzit liegt im Kartier-Gebiet der Tronfjell-Gabbro.

U.d.M. bilden verzahnte, schwach- bis nichtundulös auslöschende Quarze ein äquigranulares Pflaster. Feldspat ist nur vereinzelt zu beobachten. Muskowit und Biotit sind parallel zur Schieferigkeit eingeregelt. - Kalksilikate, insbesondere Klinozoisit, und Granat sind lagenweise angereichert und verursachen die Farbe der grünlich-grauen bzw. bräunlichen Bänder. Zirkon, Titanit, Apatit und Erz treten akzessorisch auf.

Dieser Quarzit ist nur auf der N- und NW-Seite des Tronfjell aufgeschlossen, wo er in den unteren Hanglagen den unmittelbaren Kontakt zum eigentlichen Gabbro bildet. Die grösste Mächtigkeit wird auf der NW-Seite des Trons im Bacheinschnitt östlich vom Hof "Tronsheim" beobachtet, wo der Kontakt zum Gabbro erst in einer Höhe von 1000 m zu finden ist. Die Grenze zu den darunterliegenden braunen Schieferen ist unmittelbar nur an der N-Seite des Tronkalven aufgeschlossen, nach dem dieser Quarzit auch benannt ist.

Zusammenfassung:

Die SE-tektonische Einheit setzt sich zusammen aus Gesteinen überwiegend klastischen Ursprungs. Neben tonigen und sandigen bis hin zu konglomeratischen Sedimenten sind auch kalkige Gesteine vertreten. Unbedeutender vulkanischer Einfluß findet sich nur im Liegenden dieser Einheit in der Baugsberg-Serie, und wird außerdem noch durch den Tronfjell-Gabbro repräsentiert. Die Lagerungsverhältnisse innerhalb dieser Einheit lassen sich ableiten aus dem Auftreten von "graded bedding" an der Grenze Kvernbecken-Serie/Storbekk-Serie. Über die Alterseinstufung dieser Einheit läßt sich lediglich mit Vorbehalt aussagen, daß sie stratigraphisch zwischen dem Eokambrium und der darüberliegenden NW-tektonischen Einheit liegt. Eine Ähnlichkeit in der Petrographie oder dem tektonischen Stil des Sparagmit liegt nicht vor.

b) Gesteine der NW-tektonischen Einheit:

Allgemeines:

Als oberste tektonische Einheit ist dieser kaledonisch gefaltete Komplex von WNW her auf die Gesteine der SE-Einheit aufgeschoben. Es werden folgende Serien unterschieden:

(Hangendes) Obere Naustervola-Serie	}	Hovin
Untere Naustervola-Serie		
Übergangs-Serie)	STÖREN
Obere Vesleåsen-Serie)	
Untere Vesleåsen-Serie)	

	o	Aarleite-Serie	}	RÖROS
		Brekkebekk-Konglomerat-Serie		
(Liegendes)		Brandvoll-Serie		
		Steen-Serie		
		<hr/>		
		(SE-tektonische Einheit)		

Von der Brandvoll-Serie an aufwärts lassen sich alle Glieder der Abfolge bis ins Detail mit den entsprechenden Gesteinen im Folldal-Gebiet (HEIM 1966) korrelieren.

Eine Inversion, liegt im Alvdal-Gebiet nicht vor. Die Gesteine liegen insoklinal verfaltet, aber normal gelagert am SE-Flügel des Alvdal-Synklinoriums. Das geht aus der Analyse der Konglomerate, insbesondere des Brekkebekk-Konglomerates, hervor und wird bestärkt durch die Korrelation mit dem Folldal-Gebiet (HEIM 1966) und dem Sel-Vågå-Distrikt (STRAND 1951).

Die Einordnung der einzelnen Serien in die Röros-Stören- oder Hovin-Gruppe erfolgt auf Grund des Sedimentcharakters und der Position der Konglomerat-Horizonte in Anlehnung an das Folldal-Gebiet (HEIM 1966). Fossilien wurden nicht gefunden.

Die Röros-Gruppe:

Unter dem Begriff "Röros-Gruppe" werden vom Verfasser alle Gesteinsserien zusammengefaßt, die im Alvdal-Gebiet unter den vulkanischen Gesteinen der Stören-Gruppe und über den Gesteinen der SE-tektonischen Einheit liegen. Diese Unterlagerung ist nach den Beobachtungen im Alvdal-Gebiet stratigraphischer und nicht nur tektonischer Art. Es wird in dieser Arbeit bewußt nicht der Begriff "Gula-Schiefer-Gruppe" im Sinne von WOLFF 1967 benutzt, um eine Verwechslung mit den Verhältnissen im Meråker-Gebiet zu vermeiden. Diese "Gula-Schiefer" stehen in keinem Zusammenhang mit den Gesteinen, die in dieser Arbeit in der Röros-Gruppe zusammengefasst werden. Vergleichbare Gesteine finden sich im Sel-Vågå-Gebiet in der Von STRAND 1951 und GJELSVIK 1946 beschriebenen Heidal-Serie, die dort ins Kambrium gestellt wird.

Der Begriff "Röros-Gruppe" für möglicherweise kambrische Gesteine soll im Alvdal-Distrikt solange als Provisorium beibehalten werden, solange es nicht möglich ist, die stratigraphischen Verhältnisse in diesem Gebiet mit Sicherheit zu klären.

Die Röros-Gruppe umschließt folgende Serien:

(Hangendes)	<u>Stören-Gruppe</u>	
	<u>Arleite-Serie</u>	} Röros-Gruppe =? Kambrium?
	Brekkebekk-Konglomerat-Serie	
	Untere grüne Schiefer	
	Brandvoll-Serie	
	<u>Steen-Serie</u>	

(Liegendes) SE - tektonische Einheit

1. Die Steen-Serie:

Die Gesteine dieser Serie bilden die Basis der NW-tektonischen Einheit und sind entlang der Westseite von Glomma und Sölna aufgeschlossen, wo sie in eine abgescherte, nach SE überkippte Antikline eingefaltet und auf die SE-tektonische Einheit aufgeschoben sind. Die Zusammensetzung der graugrünlischen Glimmerschiefer, quarzitischen Glimmerschiefer und Quarzite deutet auf ein unruhiges Sedimentationsmilieu - z.T. handelt es sich um Metagrauwacken, z.T. um Metasiltsteine. Die Gesteine dieser Serie sind durchdrungen von zahlreichen kleineren und mittleren Meta-Cabbrokörpern, die besonders häufig im Gebiet des "Steen" auftreten. Die Steen-Serie baut sich auf wie folgt:

(Hangendes)	<u>Quarzitischer Glimmerschiefer</u>	
	Grau-grüne, z.T. quarzitische Glimmerschiefer	} Steen-Serie
	<u>Grau-grüner Quarzit</u>	

(Liegendes) (SE-tektonische Einheit)

Die ältesten Gesteine dieser Serie sind im SW des Arbeitsgebietes entlang der inzwischen stillgelegten Taubahn auf dem Berghang westlich der Sölna aufgeschlossen. Es handelt

sich hier um grau-grüne, quarzitische Gesteine von feinkörnigem, kompaktem Aussehen. Sie nehmen eine Zwischenstellung ein zwischen Quarziten und quarzitischen Glimmerschiefern. Ähnliche Gesteine in etwa dem gleichen stratigraphischen Niveau werden im Meråker-Gebiet als "Meta-Siltsteine" bezeichnet (WOLFF 1967). Makroskopisch zeigen sie fast stets eine Feinbänderung aus hellen und dunkleren Lagen. Der lagenweise schwankende Tongehalt führt an der Oberfläche zu selektiver Verwitterung, wodurch die intensive Spezialverfäلتelung des Gesteins besonders plastisch hervorgehoben wird (Tafel 5, Abb. 1). Die Absonderung ist bankig oder plattig. Die Schieferung wird nur in den Glimmerschieferzwischenlagen deutlich. Lokal läßt sich ein leichter Karbonatgehalt nachweisen.

U.d.M. beobachtet man in dem Pflaster von rekristallisierten Quarzen einen wechselnd starken Anteil von Feldspäten, - insbesondere Plagioklasen-, der jedoch 15% nicht übersteigt. Typisch für das Gestein ist der Gehalt an Kalksilikaten, unter denen Klinozoisit vorherrscht, und an Chlorit. Diese Minerale rufen die grau-grüne Gesteinsfarbe hervor und erzeugen durch lagenweise Anreicherung die auftretende Feinbänderung. Muskowit ist ohne jede Bedeutung und fehlt meist völlig. Biotit wird nicht beobachtet. Der lokal sichtbare Karbonatgehalt, in der Hauptsache Calzit, ist für das Gestein nicht typisch. Titanit und Zirkon treten akzessorisch auf, dagegen fehlt eine Erzkomponente.

Dieser grau-grüne ;Quarzit" geht zum Hangenden über in grau-grünen, quarzreichen Glimmerschiefer, der alle Anzeichen eines unruhigen Sedimentationsmilieus zeigt: Bei wechselnder Korngröße und wechselndem Biotit- und Karbonatgehalt, sowie schwankendem Feldspatanteil, werden lokal gehäuft mm-große, stark ausgedünnte Quarzlinsen oder "Quarzaugen" beobachtet neben schlierenförmigen "Silt"-Einschaltungen. Das alles gibt dem Gestein den Charakter einer metamorphen Grauwacke, was recht gut mit den Beobachtungen im Meråker-Gebiet übereinstimmt, wo ähnliche Gesteine

von A. SIEDLECKA (NGU 245, 1967) beschrieben wurden. Gemeinsam mit den oben beschriebenen Quarziten haben diese Glimmerschiefer die grau-grüne Farbe, bedingt durch den hohen Gehalt an Kalksilikaten und Chlorit. - Durch das Überschneiden mehrerer Schieferungen erscheint das Gestein flaserig.

U.d.M. bilden Quarz und Feldspat in wechselnder Menge wieder das Grundpflaster, doch tritt nun neben Chlorit- auch schon makroskopisch erkennbar - Muskowit und Biotit auf, der jedoch z.T. in Chlorit umgewandelt ist. Kalksilikate sind nicht ganz so stark vertreten wie im oben beschriebenen Quarzit. Zirkon, Titanit und Karbonat, selten Hämatit sind akzessorisch. Linsenförmige Anreicherung einzelner und mehrerer Mineralkomponenten, verbunden mit wechselnden Korngrößen lassen die Textur unruhig erscheinen.

Aufgeschlossen sind die Gesteine dieser Serie in großer Mächtigkeit am "Steen" NNW von Alvdal und in einem durchgehenden Profil entlang dem Fußweg zwischen dem Hof "Litröa" und der alten Taubahn am Fuße der obersten Eisseeterasse. - Einzelaufschlüsse finden sich an der Straße Alvdal-Folldal in der Nähe der Gjelten-Brücke.

2. Die Brandvoll-Serie:

Über den grau-grünen, kalksilikatreichen Gesteinen der Steen-Serie folgt eine Abfolge von Quarziten, Glimmerschiefern, Phylliten und Graphitschiefern, die in der "Brandvoll-Serie" zusammengefasst sind. Da Kalksilikate und Chlorit in den Gesteinen dieser Serie ohne Bedeutung sind, fehlt die grau-grüne Farbe der Steen-Serie und die Glimmerschiefer sind auf Grund des Biotit-Gehaltes grau-bräunlich gefärbt. Ein schwacher vulkanischer Einfluß macht sich durch das Auftreten von vereinzelt Amfibolitlügen, grünen Schiefern und durch grüne Hornblende in klastischen Metamorphiten bemerkbar. Innerhalb der Serie nimmt die Korngrösse zum Hangenden hin ab: Über z.T. grobkörnigem Quarzit folgen phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite, die in z.T. reine Graphitschiefer übergehen. Im einzelnen baut sich die "Brandvoll-Serie" wie folgt auf:

(Hangendes)	<u>Untere, grüne Schiefer</u>	}	Brandvoll- Serie
	Graphitschiefer		
	Phyllit und phyllitische		
	Glimmerschiefer		
	Brandvoll-Quarzit		
	<u>(Quarzitischer Glimmerschiefer)</u>		

(Liegendes) Grau-grüne Glimmerschiefer

Am östlichen Steilabfall des Brandvoll-Berges wird die Basis der Serie durch graue bis grau-braune quarzitische Glimmerschiefer gebildet, die alle Übergänge zum eigentlichen Brandvoll-Quarzit aufweisen. Diese Glimmerschiefer zeigen einen recht hohen Biotit-Gehalt, wogegen Kalksilikate, Karbonate und Chlorit sehr in den Hintergrund treten. Lokal auftretende grüne Hornblende ist wohl auf vulkanischen Einfluß zurückzuführen. - Örtlich führt der Glimmerschiefer idiomorphe Granate bis zu einer Größe von mehreren mm. Tritt der Quarzgehalt sehr zurück, so nimmt das Gestein das Aussehen von phyllitischem, biotit-führendem Glimmerschiefer an. Diese Glimmerschiefer werden nur NE des Folla und an der Folla selbst beobachtet, während sie SW des Folla ganz fehlen. In diesem Gebiet bildet ein Amphibolit-Horizont die Liegend-Grenze zwischen den Gesteinen der Steen-Serie und dem eigentlichen Brandvoll-Quarzit. Daher darf angenommen werden, daß diese quarzitischen Glimmerschiefer in ihrem Verbreitungsgebiet den Quarzit faziell vertreten.

Im Hangenden geht dieser quarzitische Glimmerschiefer in den bis zu 300m mächtigen Brandvoll-Quarzit über. Er entspricht dem Kolletholen-Quarzit im Folldal-Gebiet (HEIM 1966) und wurde erstmals von MARLOW 1935 als "Serizit-Quarzit" beschrieben. Da der primäre Tongehalt sowohl im Streichen als auch vom Liegenden zum Hangenden schwankt, tritt dieses Gestein nur selten als reiner Serizit-Quarzit in Erscheinung. Für gewöhnlich schwankt das makroskopische Erscheinungsbild zwischen stark geschiefertem biotitführendem Muskowit-Quarzit und biotit- und muskowitführendem Quarzitschiefer. Typisch ist jedoch immer der sehr hohe Quarzanteil.

Bei dem reinen Serizit-Quarzit handelt es sich um ein hell-grünlich-graues, feinkörniges Gestein, mit bankiger Absonderung. Örtlich wird eine Feinbänderung im mm-Bereich beobachtet. Muskowit und untergeordnet Biotit sind auf den Absonderungsflächen angereichert. Der makroskopische Feldspatanteil im reinen Serizit-Quarzit ist niedrig. Auf der N-Seite des Brandvoll-Fjelles im Gebiet von Skifthaug werden grobkörnige Einschaltungen beobachtet mit linsenförmig gestreckten, mm-großen schwach bläulichen Quarzkörnern und Feldspatäugen, wobei es sich z.T. um randlich neugesproßte Reliktfeldspäte handelt.

U.d.M. bilden verzahnte, linear-gestreckte Quarze ein äquigranulares Pflaster zusammen mit vereinzelt Feldspäten. Die Korngröße kann lagenweise wechseln. Muskowit, Chlorit und Biotit sind streng parallel zur Schieferung eingeregelt. - Kalksilikate, Apatit, Zirkon und Hämatitschuppen haben nur akzessorische Bedeutung.

In den mehr tonigen Glimmerschieferzwischenlagen erhöht sich der Feldspatanteil und häufig treten mm-große, idiomorphe Granate auf. Diese inkompetenten schieferigen Zwischenlagen zeichnen bevorzugt tektonische Bewegungsbahnen vor.

Den hangenden Abschluß der "Brandvoll-Serie" bilden graue, z.T. graphitführende phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite zusammen mit Graphitschiefern und Einschaltungen von grünen Schiefern besonders SW des Folla. Diese Gesteine lassen auf einen ruhigen Sedimentationsraum schließen mit örtlich euxinischem Milieu und schwachem vulkanischen Einfluß.

Die grauen phyllitischen Glimmerschiefer sind blättrig geschiefert mit Biotitanreicherungen auf den Schieferungsflächen. Der in diesem stratigraphischen Niveau erstmals beobachtete Graphitgehalt kann so stark zunehmen, daß schließlich reine, schwarze, stark abfärbende Graphitschiefer vorliegen.

U.d.M. bildet Quarz ein feinkörniges Grundgewebe, in dem Feldspat nicht eindeutig festgestellt werden kann. Muskowit- oder besser Serizit - als Hauptglimmer und Biotit liegen parallel zu den Schieferungen, während Chlorit ohne Bedeutung ist. Kalksilikate werden nicht beobachtet. Zirkon und Turmalin sowie Erz treten akzessorisch auf. - Graphit in feinsten Verteilung und in tafeligen Einzelkristallen erzeugt die dunkle Gesteinsfarbe.

Im Grundgewebe der grünen Schiefer, die linsenförmig in die phyllitischen Glimmerschiefer eingeschaltet sind, beobachtet man u.d.M. wirrstahlige Hornblenden, Epidot und Chlorit zusammen mit Quarz und wenig Feldspat. Meist tritt außerdem reichlich Titanit und Calzit auf, während Muskowit im allgemeinen zurücktritt. Diese Mineralparagenese, - insbesondere das Auftreten von Hornblende -, ist den klastischen Sedimenten der "Brandvoll-Serie" fremd und legt die Deutung nahe, daß die grünen Schiefer unter vulkanischem Einfluß entstanden sind.

Die Hauptverbreitung von Gesteinen der oben beschriebenen Serie liegt im Gebiet des namengebenden Brandvoll-Berges vor. Während S-Seite, Hochfläche und N-Abfall vom Brandvoll-Quarzit aufgebaut werden, bilden phyllitische Glimmerschiefer und Graphitschiefer den westlichen Bereich. Die mächtigsten und reinsten Graphitschiefer stehen östlich vom Vesletjern auf halber Hanghöhe unterhalb der Baumgrenze an. - Im Folla-Durchbruch ist das Profil unvollständig: Es fehlen die hangenden Phyllite bzw. Graphitschiefer, die tektonisch unterdrückt sind. Das gleiche gilt auch in SW-Verlängerung des Streichens, wo Graphitschiefer nur noch im Einschnitt am Skarphaug aufgeschlossen sind, in der SW-Ecke des Arbeitsgebietes wird die Serie lediglich durch den Serizit-Quarzit vertreten, der hier im Hangenden tektonisch unmittelbar an Phyllite der "Åarleite-Serie" grenzt.

3. Untere grüne Schiefer:

Über den grauen Phylliten und den Graphitschiefern der "Brandvoll-Serie" folgt ein Schichtpaket von intensiv grünen Gesteinen sehr heterogener Zusammensetzung. Neben

dunkelgrünen, eben geschiefert, calzitreichen, muskowitzführenden Chloritschiefern finden sich Hornblendeporphyroblast-Gneise neben flaserigen, nahezu quarzfreien Epidot-Hornblende-Schiefern und flaserig-schlierigen epidot- und feldspatreichen Hornblende-Gesteinen, die in ihrem Aussehen ausgewalzten Breccien nahekommen. - Das gemeinsame Charakteristikum aller dieser "grünen Schiefer" ist das völlige Zurücktreten von Quarz, der nur im Liegenden der Abfolge im Grenzbereich zu den quarzreichen Gesteinen der Brandvoll-Serie eine gewisse Rolle spielt.

Diese "unteren grünen Schiefer" entsprechen dem "upper greenstone" im Meraker-Gebiet (WOLFF 1967) und den "grünen Schiefern" der Quarzit-Grünschiefer-Phyllit-Serie im Foll-dal-Gebiet (HEIM 1966). In beiden Fällen wird diesen Gesteinen eine vulkanische Entstehung zugrunde gelegt. Da echte Grünsteine oder Amphibolite im Alvdal-Gebiet in dieser Abfolge fehlen, dürfte es sich hier praemetamorph um basische Pyroklastite und ihre Derivate gehandelt haben. - Diese "grünen Schiefer" bilden in der stratigraphischen Abfolge der NW-tektonischen Einheit innerhalb der Röros-Gruppe das erste durchhaltende Schichtpaket vulkanischen Ursprungs, das sich auf Grund seiner charakteristischen Ausbildung sehr gut als Leithorizont eignet. - Die "unteren grünen Schiefer" nehmen im Alvdal-Gebiet folgende Strati-graphische Position ein:

(Hangendes)	<u>Brekkebekk-Konglomerat</u>	}
	<u>Untere grüne Schiefer</u>	
(Liegendes)	Graphitschiefer und Phyllite der Brandvoll-Serie	

Die dunkelgrünen, calzitreichen, muskowitzführenden Chloritschiefer u.d.M.: Bei lagenweise wechselnder Korngröße des feinkörnigen Quarzgrundgewebes sind Chlorit und untergeordnet Muskowit streng parallel zur Schieferung eingeregelt.

Eine zweite Generation von Muskowit ist diablastisch senkrecht zur Schieferigkeit gesproßt. Calzit findet sich lagenweise angereichert und ist oft makroskopisch erkennbar. Kalksilikate sind nur von untergeordneter Bedeutung. Korrodierte Erzkörner sind häufig und finden sich gleichmäßig über den Schliff verteilt. Feldspat ist nicht eindeutig festzustellen.

Die flaserigen Epidot-Hornblende-Schiefer zeigen u.d.M. in einem Gewebe von grünen, wirrst-rahligem, diablastischen Hornblenden unregelmäßig angeordnete Nester aus äquigranularem Epidot, der makroskopisch in grün-gelben Schlieren erkennbar ist. Ebenfalls in linsenförmigen Aggregaten angereichert findet sich Titanit zusammen mit Erz, bei dem es sich, den leistenförmigen Querschnitten nach zu schließen, wahrscheinlich um Ilmenit handelt. Alle übrigen Minerale wie Klinozoisit, Quarz und Biotit treten nur akzessorisch auf.

Von sehr inhomogener Zusammensetzung ist das flaserige epidot-und feldspatreiche Hornblende-Gestein, das makroskopisch den Eindruck einer ausgewalzten Breccie macht, deren Komponenten sich aus den verschiedenen Gesteinen dieser vulkanischen Abfolge zusammensetzen. Das makroskopisch flaserige und schlierige Gestein mit weißen und gelben ausgezogenen Linsen zeigt u.d.M. einen sehr unruhigen Aufbau: Lagenweise angereichert findet sich ein Filz aus grünen, wirrstrahlig gesproßten Hornblenden neben Anreicherungen von zeisig-gelben, idio-hypidiomorphen, z.T. zonaren und verzwillingten Epidoten und Linsen aus feinkörnigem Feldspat mit völlig zurücktretendem Quarzgehalt, Chlorit füllt die Zwickel, während Klinozoisit, Zirkon, Titanit und Rutil akzessorisch auftreten. Bei der Erzkomponente handelt es sich wahrscheinlich wieder um Ilmenit.

Von Bedeutung sind in dieser Abfolge die dm-bis m-mächtigen Einschaltungen eines Hornblende-porphyroblast-Gneises, der in einem hellen, feldspatreichen Grundgewebe mm-cm-große büschelige und z.T. verfilzte Aggregate einer nadelig gesproßten, dunkelgrünen Hornblende zeigt.

Das Aufschlußgebiet zwischen Brandvoll-Berg und Gravaasen in der Umgebung des Vesletjern bzw. des Fußpfades zum aufgegebenen Klebersteinbruch im Brekkebekktal gibt einen repräsentativen Überblick über die verschiedenen Gesteinstypen der "unteren grünen Schiefer", die hier im Kern eines nach SE aufgeschobenen Sattels aufgeschlossen sind. - Weiter nach SW stehen die "grünen Schiefer" nur noch in Resten im Folla-Durchbruch bei Follöya an, während sie im Gebiet zwischen Hausta-Bach und Sölva vollständig tektonisch unterdrückt sind.

4. Die "Brekkebekk-Konglomerat-Serie"

Ohne erkennbare Diskordanz folgen über den "Unteren grünen Schiefer" die Gesteine der "Brekkebekk-Konglomerat-Serie", die sich wie folgt zusammensetzt:

(Hangendes)	<u>Blau-grauer Phyllit</u>	} Brekkebekk-Konglomerat-Serie
	Obere grüne Schiefer	
	<u>Brekkebekk-Konglomerat</u>	
(Liegendes)	Untere grüne Schiefer	

Das "Brekkebekk-Konglomerat" bildet den wichtigsten Leithorizont des E- und SE-Trondheimgebietes und war bereits KJØ. BJØRLYKKE (1905) und TØRNEBOHM (1896) bekannt. Es läßt sich durchverfolgen vom Folldal-Gebiet bis in die Gegend von Röros. Im Brekkebekk-Tal bei Alvda und im Sivilla-Tal östlich vom Gehöft "Strömsaaas" wird es von einem "Serpentin-Konglomerat" unterlagert, was zu der Vermutung Anlaß gab, daß es im gleichen stratigraphischen Horizont liegt, wie das Serpentin-Konglomerat bei Otta im Sel-Vågå-Gebiet. Dieses trifft jedoch nach den Ausführungen von WOLFF (1967) und eigenen Beobachtungen des Verfassers im Alvda-Gebiet nicht zu: Während das Serpentin-Konglomerat im Sel-Vågå-Gebiet über der "Grünsteinstufe", also der Stören-Gruppe, liegt (STRAND 1951), liegt das Brekkebekk-Konglomerat unter der Stören-Gruppe in der Röros-Gruppe, wie auch schon von HEIM (1966) für das "Grimsa-Konglomerat" im Folldal-Gebiet gefolgert wurde, das mit dem "Brekkebekk-Konglomerat"

identisch ist.

Die Zusammensetzung des Konglomerates und die Stärke der Geröllführung ist lokal sehr starken Schwankungen unterworfen. Daher ist es nicht möglich, die Geröllverteilung für das Alvdal-Gebiet prozentual anzugeben. Insgesamt gesehen handelt es sich um den maximal 30-40m mächtigen Horizont eines polygenen Konglomerates mit der geringsten Geröllführung gegenüber der Einmündung des Hausta-Baches in den Folla.

Die intensiv grüne und silbrig glänzende Matrix besteht u.d.M. aus einem fein-bis grobkörnigen Filz aus Chlorit, nadeliger Hornblende sowie wenig Muskowit und z.T. chloritisier-tem Biotit. Darin eingestreut sind idio- bis hypidiomorphe Epidotmineralien. Quarz und Feldspat finden sich im Grundge-webe und sind mengenmässig ohne Bedeutung. Titanit und Zirkon treten aksessorisch auf. Charakteristisch ist das in sperrigen Haufwerken angereicherte Erz, bei dem es sich um Ilmenit oder Fe-Glimmer handelt.

Diese Mineralkomposition der Matrix entspricht genau der pauschalen Mineralzusammensetzung der "Unteren grünen Schiefer" als deren Abtragungsprodukt die Matrix also zu deuten ist.

In diese Matrix sind - örtlich und lagenweise in verschie- den starker Packung - cm-bis dm-große Gerölle eingelagert, die sich aus folgenden Gesteinen zusammensetzen (Tafel 2, Abb. 1-4):

1. heller Quarzit-Gneis
2. muskowit- und chloritführender Quarzit
3. Metagabbro
4. Epidot/Klinozoisit-Hornblende-Gestein
5. Epidot/Klinozoisit-Fels
6. Hornblende-Gneis
7. dunkler Quarzit
8. Grünstein bzw. Grünschiefer
9. Meta-Granit bzw. Meta-Arkose
10. quarzitischer Epidot/Klinozoisit-Chlorit-Schiefer

Während in tektonisch ruhiger Umgebung die Gerölle relativ unverformt vorliegen, sind sie besonders in tektonisch durchbewegten Zonen sehr stark deformiert und z.T. in die Spezialfältelung einbezogen, so daß das Konglomerat streckenweise den Charakter eines Gneises annimmt. - Die Geröllkomponenten haben im einzelnen folgende Zusammensetzung:

1. heller Quarzit-Gneis: Dieses Gestein erweckt makroskopisch den Eindruck eines schmutzig-weißen Quarzits. U.d.M. beobachtet man in einem Quarz-Pflaster über 20% Feldspat in der Hauptsache Albit-Oligoklas und Plagioklas. Untergeordnet treten Chlorit und Muskowit auf neben Epidotmineralien, Calzit, Titanit und Erz als Akzessorien.
2. muskowit-und chloritführender Quarzit: Sein Mineralbestand stimmt im Großen mit dem des "Brandvoll-Quarzit" überein, so daß es naheliegt, diese Gerölle als Abtragungsprodukte des "Brandvoll-Quarzits" zu deuten. Als einziger Unterschied treten in einigem Geröll u.d.M. die Epidotmineralien gegenüber dem Serizitquarzit des "Brandvoll-Berges" etwas mehr in den Vordergrund.
3. Metagabbro: Die Zusammensetzung dieser meist dunkelgrünen und grobkörnigen, unregelmäßigen Gerölle schwankt zwischen einem monomineralischen Metagabbro aus vollständig chloritisierten Hornblenden und einem Hornblende-Metagabbro mit verfilzten, nadeligen Hornblenden als Hauptmineral sowie wechselnden Gehalten aus Quarz und Feldspat in der Grundmasse neben Epidotmineralien als Endprodukten einer fortgeschrittenen Umwandlung (-Saussuritisierung) der Plagioklase. Titanit, Biotit, Karbonat und Erz treten akzessorisch auf, können aber auch vollständig fehlen.
4. Epidot/Klinozoisit-Hornblende-Gesteine: Die grünen, gelblich gesprenkelten, grobkörnigen Gerölle erscheinen meist abgeplattet und relativ gut gerundet. Sie sind im Gegensatz zu den mehr quarzitischen Geröllkomponenten nur wenig deformiert. U.d.M. liegen in einem Quarz-Feldspat-Pflaster verfilzte Aggregate einer nadeligen bis büscheligen Hornblende, die z.T. in Chlorit umgewandelt ist.

Charakteristisch und mengenmäßig von solcher Bedeutung, daß sie auch makroskopisch erkennbar sind, sind die nestförmig angereicherten Epidotmineralien. Daneben finden sich recht häufig idiomorphe bis hypidiomorphe Titanite. Akzessorisch treten Erz, Apatit und bisweilen Muskowit auf.

Gesteine ähnlicher Zusammensetzung, die sich ebenfalls durch das Hervortreten von Epidot/Klinozoisit neben Hornblende auszeichnen, finden sich anstehend in den "Unteren grünen Schiefern" im tektonisch Liegenden des Konglomerates, das wohl auch als das stratigraphisch Liegende zu betrachten ist.

5. Epidot/Klinozoisit-Fels: Diese Gerölle werden maximal nur etwa 1cm groß, fallen aber trotzdem aufgrund ihrer intensiv gelben Farbe und ihrer Feinkörnigkeit deutlich ins Auge. U.d.M. bestehen sie zu über 50% aus Epidot und Klinozoisit in einem Quarz-Grundgewebe. Chlorite, Titanit und Erz sind nur von akzessorischer Bedeutung. Eine Orientierung der Minerale ist nicht zu erkennen.

Ein anstehender, linsenförmiger Körper dieses Gesteins ist im tektonisch Liegenden des "Brandvoll-Quarzits" im Bachbett des Sivilla-Baches kurz vor seiner Mündung in den Glomma bei der ehemaligen Schmelzhütte aufgeschlossen. Es scheint sich diesem Vorkommen nach um ein metamorphes magmatisches Gestein zu handeln.

6. Hornblende-Gneis: Grünliche, grobkörnige und bis fastgroße Gerölle dieses Gesteins zeigen u.d.M. in einem Gewebe von Quarz und mehr als 20% Feldspat - in der Hauptsache Plagioklase - verfilzte und z.T. chloritisierte undeutlich eingeregelter Hornblenden neben mengenmäßig untergeordneten grünlich-braunem Biotit und recht häufigen idiomorphen Titaniten. Epidotmineralien und Erz treten akzessorisch auf.

Ähnliche Gesteine werden anstehend im Kartiergebiet nur in den "Unteren grünen Schiefern" im tektonisch Liegenden des Konglomerates beobachtet.

7. dunkler Quarzit: Diese meist kleinen und feinkörnigen, grau-blauen Gerölle bestehen u.d.M. aus feldspatfreiem Graphit-Quarzit, in dem Muskowit und Biotit gegenüber Chlorit und Hornblende zurücktreten.

Anstehend finden sich Graphitquarzite im Alvdal-Gebiet sowohl im tektonisch Liegenden als auch im tektonisch Hangenden des Konglomerates, nämlich in der Graphitschieferzone der "Brandvoll-Serie" und in der "Oberen Vesleasen-Serie".

8. Grünstein bzw. Grünschiefer: Die durchweg stark abgeplatteten dunkelgrünen Gerölle bestehen u.d.M. zu über 80% aus Hornblende. Quarz und Feldspat bilden das Grundgewebe und sind mengenmäßig ohne Bedeutung. Der Unterschied zwischen Grünstein und Grünschiefer besteht lediglich darin, daß die Einregelung der Hornblende in den Grünschiefern deutlicher ist und daß in ihnen Quarz und Feldspat quantitativ stärker vertreten sind.

Unmittelbar anstehend werden diese Gesteine im Arbeitsgebiet nicht angetroffen, doch ist anzunehmen, daß sie als vulkanische Produkte ebenfalls aus dem Horizont der "Unteren grünen Schiefer" stammen.

9. Meta-Granit bzw. Meta-Arkose: Diese hellen, mittel- bis grobkörnigen Gerölle zeigen schon makroskopisch eine granitische Zusammensetzung. Besonders ins Auge fallen einzelne bläuliche Quarzkörner, die für die Granite des Grundgebirges und ihre Abtragungsprodukte typisch sind. U.d.M. beobachtet man ein Pflaster von grobkörnigen, z.T. mm-großen Quarzen mit einer feinerkörnigen Zwickelfüllung von Quarz und Feldspat, hauptsächlich Plagioklas. Unregelmäßig verteilt und stellenweise stark angereichert findet sich Calzit. Epidotmineralien sind recht häufig. Muskowit, Chlorit, Zirkon, Titanit und Erz sowie wenig Hornblende sind nur von akzessorischer Bedeutung.

10. quarzitischer Epidot/Klinozoisit-Chlorit-Schiefer:

Die fetzenförmigen Gerölle dieses Gesteines sind nur u.d.M. zu identifizieren und haben die gleiche Zusammensetzung wie die grau-grünen, quarzitischen Schiefer der "Steen-Serie". Da ähnliche Gesteine in der gesamten Abfolge im tektonisch Hangenden der "Steen-Serie" nicht mehr beobachtet werden, darf angenommen werden, daß es sich bei diesen Geröllen um Abtragungsprodukte aus der "Steen-Serie" handelt, so daß das "Brekkebekk-Konglomerat" nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch über den darunterliegenden Serien liegt.

Zusammenfassend läßt sich aufgrund der Geröllanalyse des "Brekkebekk-Konglomerates" folgendes aussagen:

Von den 10 verschiedenen, vorhergehend beschriebenen Komponenten des Konglomerates finden sich ähnliche Gesteine, als deren Abtragungsprodukte die Gerölle gedeutet werden könnten, in 8 Fällen im tektonisch Liegenden, in zwei Fällen (= 1 und 7) stehen ähnliche Gesteine auch im tektonisch Hangenden an. Bei den Komponenten (3) und (8) ist die mögliche Herkunft unbekannt. Das Material der Matrix stammt sehr eindeutig aus den "Unteren grünen Schiefer", also aus dem tektonisch Liegenden.

Damit läßt sich aus der Analyse des "Brekkebekk-Konglomerates" eine normale und nicht inverse Lagerung für das Alvdal-Gebiet ableiten, was mit den Beobachtungen von HEIM (1966) im Folldal-Gebiet übereinstimmt.

Anstehend wird das Konglomerat auf der W-Seite des Fußpfades angetroffen, der von dem Straßenübergang der Folldal-Straße über den Brekkebekk-Bach über den "Kleberstein"-Bruch an der E-Seite des "Vesletjern" vorbei bis ins Sivilla-Tal führt. Im Gebiet südlich und nördlich vom "Vesletjern" tritt das Konglomerat noch einmal etwa 400 m weiter westlich auf der hangenden Flanke eines nach SE überkippten und aufgeschobenen Sattels auf. Im Bereich des liegenden Flügels an der E-Seite des "Vesletjern" ist es besonders stark

deformiert. - Der südlichste Aufschluß findet sich an der Mündung des "Haussta-Baches" in den Folla, während das Konglomerat SW des Folla-Tales tektonisch unterdrückt ist.

Über dem grobklastischen Horizont des Brekkebekk-Konglomerates folgen die hangenden "oberen grünen Schiefer". Sie sind nur geringmächtig ausgebildet - maximal 40 m mächtig. Ihre Hangendgrenze zum Äarleite-Phyllit ist nicht scharf festlegbar, da die "oberen grünen Schiefer" kontinuierlich in die grauen Phyllite übergehen. - Während die liegenden Partien unmittelbar über dem Konglomerat hauptsächlich noch die Mineralzusammensetzung der Konglomerat-Matrix zeigen, geht der Gehalt an Chlorit und Kalksilikaten zum Hangenden hin zurück, gleichzeitig nimmt der Gehalt an serizitischem Muskowit und Biotit zu. Damit verbunden ist ein Farbumschlag von grün nach grau, wobei sich die Korngröße jedoch nicht ändert. - Die Schieferungsflächen sind engstehend und durch das Überschneiden mehrerer Schieferigkeiten flaserig ausgebildet. Der Quarzgehalt schwankt. Lokal treten Pyrit-Idioblasten und ein makroskopisch nachweisbarer Calcit-Gehalt auf.

U.d.M. handelt es sich, abgesehen von den Übergangsformen im Liegenden und Hangenden-, um einen feinkörnigen, klinkzoisitführenden Muskowit-Chlorit-Schiefer mit einem Quarz-Feldspat-Grundgewebe. Die Schichtminerale sind in Richtung der ersten Schieferung eingeregelt und durch jüngere Schieferungen wellig verbogen. Biotit spielt nur eine untergeordnete Rolle. Zirkon, Apatit, Titanit und Turmalin treten akzessorisch auf. Calcit wird nur selten beobachtet, ist dann aber häufig lagenweise angereichert.

Die Gesteine der Brekkebekk-Konglomerat-Serie finden sich NE des Folla-Tales im gleichen Aufschlußgebiet wie die "unteren grünen Schiefer", wo sie im Gebiet des "Vesletjern" auf den Flanken des oben genannten Sattels aufgeschlossen sind. Dabei ist das Konglomerat auf der östlichen, liegenden und aufgeschobenen Flanke der Antikline sehr stark deformiert, so daß die Quarzit-Gerölle z.T. zu mehr als

50cm langen und nur 1 - 2 cm dicken Bändern ausgedünnt sind. In Zonen starker Durchbewegung sind selbst die Gerölle mit in die Kleinfältelung einbezogen worden. - SSW vom Klebersteinbruch ist die Liegendflanke tektonisch unterdrückt, und nur im eigentlichen Brekkebekk-Tal sind das Konglomerat und die "oberen grünen Schiefer" aufgeschlossen. - Das südlichste Vorkommen findet sich ebenso wie bei den "unteren grünen Schiefer" im Folla-Durchbruch, während SW des Folla die gesamte Serie tektonisch unterdrückt ist.

5. Die Öarleite-Serie:

Die "oberen grünen Schiefer" gehen kontinuierlich in die grauen Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer der Öarleite-Serie über, die sich folgendermaßen zusammensetzt:

(Hangendes) Gesteine der Unteren Vesleåsen-Serie

Blau-grauer Phyllit

Hamndalseter-Konglomerat

Phyllit u. phyllitische Glimmerschiefer

} Öarleite-Serie

(Liegendes) Obere grüne Schiefer

Diese Serie zeigt im gesamten Aufschlußgebiet NE des Folla-Tales ein sehr gleichförmiges Aussehen. Das Typgestein ist ein ebenspaltender, grauer bis grau-blauer Phyllit mit mm-cm-mächtigen "sandigen", d.h. quarzitischen Zwischenlagen und lokalen Biotit-Anreicherungen auf den Schieferungsflächen. Auf Grund dieser Ausbildung werden die Schiefer in zahlreichen Brüchen als Dachschiefer gewonnen. - Die Farbe der Phyllite tendiert ins dunkelgraue bis schwarze je nach Graphitgehalt und ins undeutlich grünliche bei steigendem Chlorit-Anteil. Einschaltungen von relativ reinem Graphitschiefer werden an der Grenze zu der darüberliegenden vulkanischen Serie z.B. am Folla-Ufer an der Einmündung des Baches gefunden, der vom "Langseter" her kommt. - Mehr sandige und glimmerreiche Partien haben das Aussehen eines Phyllitischen Glimmerschiefers. Überschneiden sich mehrere Schieferungen, so wirkt das Gestein flaserig.

In Mylonitzonen werden sekundäre Calcitanreicherungen beobachtet. - Bei einer Ausstrichbreite bis zu 2,5 km bei einem durchschnittlichen Einfallen von 50° NW, die durch intensive Verfaltung und Verschuppung bedingt ist, dürfte die primäre Mächtigkeit jedoch 1 400 m nicht überschreiten. Als praemetamorphes Ausgangsgestein kommt eine eintönige, lagenweise sadige Tonschiefer-Serie in Frage. - Eine lokal auftretende, hell-dunkle Feinbänderung im mm-Bereich wird u.d.M. erzeugt durch lagenweisen Wechsel der Korngröße des Quarz-Pflasters und durch die Anreicherung von Graphit in den feinkörnigen Lagen. Pyrit und Epidotmineralien treten akzessorisch auf.

Diese Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer nehmen NE des Follldales das Gelände zwischen Vesleåsen und Gravåsen im N bzw. "Årleite" und Folla-Durchbruch im S ein. - SW vom Hof "Årleite" gibt ein Schieferbruch an der Straße Alvda-Folldal den besten Überblick über die Gesteine dieser Serie. Dieser "Årleite-takskiferbrud" wird bereits von K.O. BJØRLYKKE 1905 erwähnt.

In diese feinkörnigen, pelitischen Sedimente ist am SE-Rand des "Hamndal-Seters" ein grobklastischer Horizont eingeschaltet (Tafel 3, Abbs. 1). Er keilt in Höhe des "Storetjern" südlich vom Seter aus, nimmt aber nach N stark an Mächtigkeit zu. Im Gebiet des "Hamndal-Seters" finden sich nur vereinzelt konglomeratische Linsen. Hier besteht der gröberklastische Anteil dieser Einschaltung hauptsächlich aus grobkörnigen, quarz- und feldspatreichen, flaserig geschiefertten Gesteinen von arkoseähnlicher Zusammensetzung und aus grünlichen, biotitreichen, grobkörnigen Glimmerschiefern, die u.d.M. alle Merkmale einer raschen und unruhigen Sedimentation zeigen. Die pelitischen Lagen unterscheiden sich deutlich von den grauen Phylliten der eigentlichen "Årleite-Serie" durch ihre stets grünliche Farbe, bedingt durch den hohen Chlorit- und Kalksilikatgehalt. Dagegen zeichnen sich die gröberen Horizonte durch hohen Feldspatanteil und frischen, braunen Biotit aus. - Ist der konglomeratische Charakter dieser Einschaltung im Kartier-

gebiet noch undeutlich, so besteht darüber im Anschluß an die N-Grenze des Arbeitsgebietes kein Zweifel mehr, wo sie sich in der Umgebung des "Holvang^Oåsen" östlich vom "Sivilvangen-Seter" zu einem mehrere 100 m mächtigen Granit-Konglomerat erweitert, mit einer metarkoseähnlichen Matrix und gutgerundeten, kaum deformierten Geröllen bis zu dm-Größe. - Im Gebiet des "Hamndal-Seters" liegen demnach nur noch die randlichen Bereiche dieser grobklastischen Schüttung in die Pelite der Åar^Oleite-Serie aus einem granitischen Liefergebiet vor. Die Gerölle erreichen hier lediglich mm-cm-Größe.

Obwohl dieser bisher unbekannte Konglomerat-Horizont im Arbeitsgebiet nur als linsenförmige Einschaltung vorliegt, scheint er doch möglicherweise überregionale Bedeutung zu haben, da er 1968 auch zwischen "Tjörnaas-Steen" und "Malena^Oåsen" an der alten Taubahn von französischen Geologen nachgewiesen werden konnte (P. Mosson und G. QUESNEL, mündliche Mitteilung 1968). Das stratigraphische Niveau dürfte dem des "Brenna-Konglomerates" im Meråker-Gebiet entsprechen (WOLFF 1967).

Leicht zugängliche und charakteristische Aufschlüsse dieses Horizontes finden sich im Arbeitsgebiet am Fahrweg unmittelbar östlich vom "Hamndal-Seter", wo besonders gut die konglomeratischen Lagen zu beobachten sind, und im Einschnitt des Sivilla-Baches am Steilgefälle oberhalb der Kraftstation, wo der Horizont durch grünliche, grobkörnige, biotitreiche Glimmerschiefer vertreten wird.

Die Stören-Gruppe:

Die Gesteine der unterordorizischen Stören-Gruppe folgen ohne tektonische Unterbrechung auf die Phyllite der "Åar^Oleite-Serie". Wie im gesamten Trondheim-Gebiet dominieren auch im Alvdal-Distrikt vulkanische Gesteine, während Sedimente in den Hintergrund treten. Im Gegensatz zum engeren Trondheimgbiet mit dem klassischen geosynklinalen Stören-Vulkanismus sind jedoch basische Effusiv- und

Intrusivgesteine in Form von Amphiboliten oder Grünsteinen im Alvdal-Gebiet nur von untergeordneter Bedeutung. Bei einer relativ geringen Mächtigkeit von nur etwa 500 m wird hier der unterordovizische Vulkanhorizont durch basische und besonders auch saure pyroklastische Gesteine repräsentiert, die heute als Hornblende - und Chloritschiefer bzw. als Albit-Quarzite und Albit-Gneise vorliegen. Nur ganz vereinzelt treten Amphibolite auf, die praemetamorph als basische Laven gedeutet werden (STRAND 1958). Insbesondere die sauren Albit-Gneise werden im Trondheim-Gebiet als Metatuffe oder -laven von quarz-keratophyrischer Zusammensetzung gedeutet (WOLFF 1967, CARSTENS 1966) und scheinen im östlichen Trondheimgbiet eine ausgedehnte Verbreitung zu haben, wie gleichaussehende Gesteine sowohl im weiter westlich gelegenen Folldal-Gebiet (HEIM 1966) als auch im Meråker-Gebiet im N des Trondheim-Gebietes (WOLFF 1967) beweisen. Charakteristisch für ihr Auftreten ist die innige Wechselagerung (s.T. im dm bis m-Bereich!) mit basischen und sedimentären Horizonten.

Der Beginn des Stören - Vulkanismus wird im eigentlichen Trondheimgbiet zusammengelegt mit der Einschaltung der ersten Grünsteinlage in die Schiefer der Rørosguppe (VOGT 1945). Sinngemäß wird im Kartiergebiet das Auftreten von ersten hornblende-führenden Schiefen, - also vulkanisch beeinflussten Gesteinen-, als Kriterium für die Liegendgrenze der Stören-Gruppe betrachtet. - Da im Hangenden der Gruppe sowohl das Basal-Konglomerat der Hovin-Gruppe wie im engeren Trondheimgbiet, als auch eine Diskordanz wie im Folldal-Gebiet (HEIM 1966) fehlen, gilt als Abschluß der vulkanischen Abfolge das Auftreten des letzten vulkanisch entstandenen Horizonts basischer oder saurer Art.

Innerhalb dieser Grenzen baut sich die Stören-Gruppe im Alvdal-Gebiet wie folgt auf:

(Hangendes) Untere Hovin-Gruppe

Übergangsserie

Obere Vesleåsen-Serie

Untere Vesleåsen-Serie

Stören-Gruppe

(Liegendes) Röros-Gruppe

1. Die "untere Vesleåsen-Serie":

Die Basis der vulkanischen Abfolge bilden im Arbeitsgebiet die Gesteine der "unteren Vesleåsen-Serie". Sie baut sich auf aus basischen und sauren Tuffen mit Glimmerschiefer- und Quarzit-Zwischenlagen. Ganz selten nur sind amphibolitische Gesteine eingeschaltet, die sich als Metabasalte deuten lassen. - Typisch für die "untere Vesleåsen-Serie" sind die HornblendeporphYROblast-Schiefer und Epidot-Chlorit-Schiefer, die gegenüber den sauren Albitgneisen und - quarziten überwiegen, so daß diese Serie gegenüber den darüberliegenden Serien der Stören-Gruppe einen mehr basischen Charakter trägt. Im Zusammenhang mit diesem basischen Vulkanismus sind wohl auch die Sulfidvererzungen des "Vesleåsen" mit der "Storthåp-Grube" (Tafel 1, Abb. 3) und beim "Sivilvangen-Seter" mit der "Sivilvangen-Grube" entstanden, die an Chlorit- und Hornblendeschiefer gebunden sind.

Die Hangendgrenze dieser Serie zu der auch tektonisch darüberliegenden "Oberen Vesleåsen-Serie" ist nicht aufgeschlossen, da die Gesteine der "unteren Vesleåsen-Serie" muldenartig in den "Årleite-Phyllit" eingefaltet sind, und am N-Abhang des Vesleåsen durch einen Sattel mit Gesteinen der "oberen Vesleåsen-Serie" von NW her überschoben werden, so daß hier die Grenze zwischen den beiden Serien tektonischer Art ist. - Im einzelnen hat die Serie folgenden Aufbau:

(Hangendes) Gesteine der "Oberen Vesleåsen-Serie"

Albit-Gneise/Quarzite

HornblendeporphYROblast-Schiefer

Hornblende-Schiefer/Chlorite

(Amphibolite)

} untere
Vesleåsen-
Serie

(Liegendes) graue Phyllite und

phyllitische Glimmerschiefer

Das Typgestein dieser Serie sind die hornblendeporphyrblast-Schiefer, die sich durch gehäuft auftretende, cm-lange, büschelige und besonders nadelige, dunkelgrüne Hornblenden auszeichnen, die meist parallel und nur selten quer zur Schieferung gesproßt sind.

U.d.M. liegen diese idiomorphen, diablastisch gesproßten Hornblenden zusammen mit Chloritaggregaten in einem feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz und vereinzelt Feldspäten. Bedeutend ist auch der Gehalt an Klinozoisit und löcherigem Ilmenit.

Zu den basischen Gliedern dieser Serie gehören außerdem die dunkel-gelb-grünen ilmenitreichen, epidot-und klinozoisit-führenden Chritschiefer. U.d.M. stellen Epidot und Klinozoisit zusammen mit Chlorit die Hauptmineralkomponenten. Dabei bilden die hypidiomorphen Epidotminerale lockere Pflaster, deren Zwickelräume mit verfilztem Chlorit gefüllt sind. Quarz und vereinzelt Feldspat finden sich nur in unbedeutender Menge im Grundgewebe. Calcit erscheint akzessorisch. Bedeutend ist der Gehalt an löcherigen Ilmenitaggregaten, die lokal gehäuft auftreten.

Die sauren Gesteine dieser Serie sind helle, stark geschieferte und muskovitreiche albitführende Quarzite und graue, feingebänderte Albit-Porphyrblast-Gneise.

Während bei ersteren wohl auch z.T. eine sedimentäre Entstehung in Frage kommt, handelt es sich bei den grauen Albit-Gneisen um Gesteine ausgesprochen quarz-keratyphrischer Zusammensetzung (CHALOUPSKY, FEDIUK und CARSTENS 1967), die als metamorphe Äquivalente saurer Tuffe oder Laven gedeutet werden müssen.

U.d.M. werden in einem Grundgewebe aus Quarz und über 20% Feldspat bis zu 1 mm große Porphyroblasten hauptsächlich aus Albit, aber auch aus Kalifeldspäten und Plagioklasen beobachtet. Die makroskopisch schwarze Farbe dieser Feldspäte

wird durch Graphit verursacht. Dieser erzeugt ebenfalls durch gleichmäßige und feine Verteilung die graue Färbung des Gesteins. - Glimmer und Chlorit sind ohne jede Bedeutung.

Zirkon, Titanit und Apatit treten akzessorisch auf. Epidot-mineralien werden nicht beobachtet.

In diese Gesteine hauptsächlich vulkanischer Entstehung sind sedimentäre Glimmerschiefer und Quarzite eingeschaltet und Übergangsformen zwischen diesen und den vulkanischen Gesteinen, bei denen es sich wohl auch z.T. um die Abtragungsprodukte von Vulkaniten handeln dürfte.

Die Gesteine der "Unteren Vesleåsen-Serie" finden sich in einem schmalen, nur etwa 350 m breiten Streifen, der sich vom "Vesleåsen" mit den Schürfen der verfallenen "Storhåp-Grube" nach SW in Richtung "Langseter" zieht. Östlich und SE von diesem stehen sie auf der gesamten Ostseite des Baches an, der dieses Gebiet zum Folldal hin entwässert. - In diesem Aufschlußgebiet liegt die Serie im Innern einer isoklinalen, nördlich vom Vesleåsen auftauchen- den Mulde, mit Phylliten der "Marleite-Serie" auf beiden Flanken.

2. Die "Obere Vesleåsen-Serie":

Der zentrale Teil der vulkanischen Stören-Gruppe wird im Alvdal-Gebiet durch die überwiegend sauren Gesteine der "Obere Vesleåsen-Serie" wie folgt aufgebaut:

(Hangendes) Gestein der "Übergangsserie"

Vertalkter Hornblende-Schiefer	}	Obere Vesleåsen- Serie
Albitgneise/Albit-Quarzite		
Graphitschiefer und-quarzite		
(Hornblendegesteine und Glimmerschiefer)		

(Liegendes) Gestein der "Unteren Vesleåsen-Serie"

Den Hauptanteil an dieser Serie haben saure Albitgneise und feinstkörnige, helle, z.T. graphitische Quarzite. Daneben werden vereinzelt hornblendeführende Schiefer, chloritführende

Schiefer und Amphibolite angetroffen, die als mehr basische Komponenten zu deuten sind.

Typisch für die sauren Albit-Gneise ist der hohe Feldspatgehalt, der meist deutlich über 20% liegt und bei dem Albit eine hervorragende Rolle spielt. Neben den schon oben beschriebenen grauen Albit-Porphyroblast-Gneisen finden sich auch graphitfreie und chloritreiche, grünliche Albit-Gneise, deren helle Bänderung von lagenweise angereichertem Calzit stammt. In ihnen tritt der Albit mehr im Grundgewebe und nicht so häufig in Porphyroblasten in Erscheinung.

Südlich vom "Langseter" steht, nur wenige m westlich vom Fuhrweg, im dichten Nadelwald ein Albit-Gneis an, der reichlich mm bis cm-große, dunkelgrüne Hornblendenadeln führt, die subparallel zur Schieferigkeit gesproßt sind. Dieses Gestein erinnert in Zusammensetzung und Aussehen stark an die von STRAND (1951) im Sel-Vågä-Gebiet beschriebenen "Amphibolgranulite", doch fehlen im Alvdal-Gebiet, - wahrscheinlich auf Grund einer niedrigeren Metamorphose-, die für die anderen Vorkommen typischen Granate. - Diese "Amphibolgranulite" werden im Sel-Vågä-Gebiet als saure Laven oder Tuffe trondhjemitischer Zusammensetzung gedeutet (STRAND 1951).

Bei den Quarziten dieser Serie handelt es sich um feinstkörnige (-zuckerkörnige) stark geschieferte Gesteine, deren Farbe je nach Graphitgehalt von weiß-gelb bis dunkelgrau schwankt. Dabei ist zu beachten, daß die Graphitführung in diesen Quarziten ohne Übergang in voller Stärke einsetzt und ebenso wieder verschwindet, ohne daß diese graphitführenden Horizonte im Streichen durchhalten. - Es wird lediglich beobachtet, daß diese "Graphit-Quarzite" z.T. über graphitische Quarzit-Schiefer in Graphitschiefer übergehen können. Der makroskopisch nicht sichtbare Sulfidgehalt macht sich durch die intensiv braunen Rostfarben in den Bächen bemerkbar.

U.d.M. zeigen die hellen Quarzite eine monotone Mineralzusammensetzung: In einem sehr feinkörnigen Grundgewebe von linear gestreckten Quarzen sind gröberkörnige Quarzlinzen eingebettet. Muskowit und Feldspäte sind ohne Bedeutung. Epidotmineralien, Zirkon und Apatit treten akzessorisch auf.

Da das Gestein im Inneren eines nach SE aufgeschobenen isoklinalen Sattels ansteht, ist es sehr stark tektonisch beansprucht, was sich durch die Überlagerung von mehreren Schieferungen und durch ausgedehnte Mylonitzonen bemerkbar macht.

Neben diesen Quarziten und Graphitschiefern bilden chlorit- und hornblendeführende Glimmerschiefer die sedimentären Zwischenlagen innerhalb dieser hauptsächlich vulkanischen Abfolge.

Diese sedimentären Lagen treten zum Hangenden hin immer häufiger auf und die Gesteinszusammensetzung geht kontinuierlich in die der "Übergangsserie" über. Daher wird als Abschluß der "Oberen Vesleåsen-Serie" der 5 bis 10 m mächtige Horizont eines blättrig geschiefert, feinkörnigen, hellgrünen, schwach vertalkten Hornblendeschiefers festgelegt, der im gesamten Arbeitsgebiet horizontbeständig durchhält und im Gelände stets eindeutig anzusprechen ist.

HEIM (1966) beschreibt im Folldal-Gebiet als Abschluß der "Unteren Gneis-Abfolge" innerhalb der "Svendsbekk-Serie" den "...ungewöhnlich beständigen Horizont eines leicht vertalkten Hornblendegesteins...", der mit dem im Alvdal-Gebiet beobachteten identisch sein dürfte.

U.d.M. handelt es sich um einen talkführenden Hornblende-Schiefer mit sehr Fe-armen, tremolithischen Hornblenden. Diese sind streng parallel zur Schieferung gesproßt und z.T. randlich in Talk umgewandelt. Größere Talkaggregate bilden makroskopisch sichtbare smaragdgrüne Schuppen. Dieser Talkgehalt läßt das Gestein "weich" und - besonders im feuchten Zustand - "schmierig" erscheinen. Quarz und vereinzelt Feldspat bilden das Grundgewebe.

Klinozoisit ist recht häufig. Calzit tritt in Nestern und Einzelkörnern auf. Auf Grund dieser Mineralparagenese ist als Primärgestein ein sandiger, dolomitischer Kalk bzw. ein dolomitischer Kieselkalk denkbar.

Gut zugängliche Aufschlüsse dieser "Obere Vesleåsen-Serie" finden sich in den Einschnitten der Bäche auf der N-Seite des Vesleåsen und am Langseter. In beiden Aufschlüssen steht besonders typisch der vertalkte Hornblende-Schiefer an. - In der flachen und größtenteils vermoorten Talsenke zwischen diesen beiden Bächen ist Anstehendes in Form von Rundhöckern nur verstreut anzutreffen.

Im Follidal gibt es nur einzelne Albit-Gneis-Aufschlüsse im Flußbett selbst unmittelbar NW vom Gehöft "Follheim", die aber nur bei Niedrigwasser zugänglich sind.

3. Die "Übergangsserie":

Während die vulkanische Tätigkeit an der Basis der Stören-Gruppe unvermittelt und ohne Übergangsbereich zu den Phylliten der "Årleite-Serie" einsetzt, klingt sie zum Hangenden hin ganz allmählich ab. Das läßt sich im Arbeitsgebiet daran erkennen, daß im Hangenden der "Oberen Vesleåsen-Serie" mit relativ starker vulkanischer Tätigkeit eine Zone folgt, in der vulkanische Gesteine, also Albit-Gneise, Hornblende-Schiefer, Chlorit-Schiefer und Amphibolite, immer mehr in den Hintergrund treten zu Gunsten von Glimmerschiefern, die schließlich in die Phyllite der "Naustervola-Serie" übergehen. Diese Gesteinsabfolge mit Übergangscharakter, die am Ostabfall des Naustervola in einer Mächtigkeit von etwa 250 m ansteht, wird daher zusammengefaßt in der "Übergangsserie":

(Hangendes)	<u>Blau-grauer Phyllit</u>	
	Phyllit/Glimmerschiefer)	
	Albit-Gneise/Quarzite	} Übergangsserie
	<u>Hornblendegesteine</u>	

(Liegendes) Vertalkter Hornblende Schiefer

Es erübrigt sich, die einzelnen Gesteine erneut zu beschreiben, da sie schon im Rahmen weiter oben aufgeführter Abfolgen behandelt wurden.

Es muß jedoch hervorgehoben werden, daß innerhalb der vulkanischen Glieder dieser Serie wiederum wie in der liegenden "Unteren Vesleåsen-Serie" Hornblende-Porphyroblast-Schiefer, Chlorit-Schiefer und vereinzelt Amphibolite gegenüber den sauren Albit-Gneisen in den Vordergrund treten, so daß dieser ausklingende Vulkanismus insgesamt gesehen wieder etwas basischer erscheint.

Bei den sedimentären Glimmerschiefern handelt es sich zunächst in den liegenden Partien der Serie hauptsächlich um mittel- bis grobkörnige, z.T. chlorit- und hornblendeführende Glimmerschiefer, die zum Hangenden hin in phyllitische Glimmerschiefer und schließlich Phyllite übergehen. - Der schwankende Chloritgehalt verleiht diesen Schieferen lokal eine grünliche Färbung.

Die Hangendgrenze dieser Serie wird an die letzte makroskopisch erkennbare Einschaltung von Albit-Gneis, Albit-Quarzit oder Hornblendeschiefer innerhalb der grauen phyllitischen Glimmerschiefer bzw. Phyllite gelegt, da das letzte Auftreten dieser Gesteine den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit anzeigt. In den darüber folgenden Serien werden im Alvdal-Gebiet weder hornblendereiche Schiefer noch Amphibolite oder Metagabbros beobachtet.

Zusammenhängende Profile durch diese Serie sind im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Das Hauptaufschlußgebiet NE des Folla-Tales liegt am Ostabfall des Naustervola nördlich vom Langseter, wo sich recht gut der Übergang zur darüberliegenden "Unteren Naustervola-Serie" studieren läßt. Diese Hangendgrenze ist an der Alvdal-Folldal-Straße am SE-Ende des Straßenanschnitts NW vom Hof "Follheim" und unterhalb am Folla-Ufer unmittelbar aufgeschlossen, wo als letztes vulkanisch beeinflusstes Gestein ein dunkelgrüner Hornblende-porphyroblast-Schiefer an graue Phyllite grenzt.

"Stören-Gruppe" - Zusammenfassung:

Als Zeugen einer vulkanischen Tätigkeit, die wohl zeitgleich mit dem eugeosynklinalen Stören-Vulkanismus des engeren Trondheimgebietes zu setzen ist, liegen im Gebiet von Alvdal hauptsächlich pyroklastische Gesteine sowohl sauren als auch basischen Charakters vor.

Dabei repräsentieren Hornblende-Schiefer, Chlorit-Schiefer und vereinzelt Amphibolite den basischen, - Albit-Gneise und Albit-Quarzite von meta-quarz-keratophyrischer Zusammensetzung den sauren Anteil. Eigentliche Grünsteine als Zeugen eines eugeosynklinalen Vulkanismus fehlen. - Daneben spricht auch die geringere Mächtigkeit der vulkanischen Abfolge von insgesamt nur etwa 500 m für eine mehr randliche Lage des Ablagerungsraumes.

Einem basalen Vulkanismus mehr basischen Charakters folgte im Arbeitsgebiet eine Periode, gekennzeichnet durch die Vorherrschaft saurer Produkte, während die abklingende Tätigkeit offensichtlich wieder in den basischen Bereich umschwenkte.

Die Liegendgrenze der Stören-Gruppe im Kartiergebiet ist scharf, die Hangendgrenze ist dagegen undeutlich in Form einer Übergangszone ausgebildet.

Die Hovin-Gruppe:

Den hangenden Abschluß der stratigraphischen Abfolge im Alvdal-Gebiet bilden Gesteine klastischen Ursprungs in Form von dunklen Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern mit zwischengelagerten Konglomeraten und Sandsteinhorizonten und Kalkmarmor-Lagen an der Basis. Diese Abfolge zeigt im Arbeitsgebiet keinerlei vulkanischen Einfluß und liegt konkordant auf der Stören-Gruppe.

Im engeren Trondheimgebiet werden die Gesteine, die über einem Grünstein-Jaspis-Konglomerat an der Basis auf das vulkanische Unterordovizium folgen, in die Hovin-Gruppe gestellt, die das mittlere und obere Ordovizium umfaßt. Die Trennung zwischen "unterer" - und "oberer" Hovin-Gruppe bildet dort ein polygenes Konglomerat (Volla), das den "Hölanda-Limestone" (VOGT 1945, CARSTENS 1954) überlagert.

Analog dazu werden im Alvdal-Gebiet die Serien, die über der vulkanischen Abfolge liegen, in die Hovin-Gruppe gestellt, die auch hier durch Konglomerat-Horizonte in einer "untere" und "obere" unterteilt wird, wobei das Konglomerat ebenfalls durch Kalkmarmore unterlagert wird, deren Gerölle sich in den darüberliegenden Konglomerat-Horizonten finden.

Der hangende Abschluß dieser Gruppe ist offen, da sie im Innersten des Alvdal-Synklinoriums liegt. Sie unterteilt sich, soweit aufgeschlossen, in folgende Serien:

(Hangendes)	?	?	}	(obere)
	<u>Obere Naustervola-Serie</u>		}	Hovin-Gruppe
	<u>Untere Naustervola-Serie</u>			
				(untere)

(Liegendes) Gesteine der "Übergangsserie"

1. Die "Untere Naustervola-Serie"

Diese Serie, die im Arbeitsgebiet ohne Diskordanz oder ein Basiskonglomerat, - vergleichbar etwa mit dem Stokkvola-Horizont des engeren Trondheimgebietes-, mit fließendem Übergang aus der "Übergangs-Serie" der vulkanischen Stören-Gruppe hervorgeht, wird durch eine eintönige Abfolge von feinkörnigen, dunklen Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern mit zwei eingeschalteten Marmorhorizonten aufgebaut:

(Hangendes)	<u>Konglomerat-Horizonte</u>	
	Blau-grauer Phyllit	} Untere Naustervola-Serie
	2 Kalkmarmore	
	<u>Blau-grauer Phyllit</u>	

(Liegendes) Gesteine der "Übergangs-Serie"

Die etwa 450m mächtigen, dunklen, blau-grauen Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer zeigen im gesamten Aufschlußgebiet ein einheitliches und gleichförmiges Aussehen. Lokal wird lediglich durch Schwankungen im Sandgehalt eine undeutliche, flaserige Feinbänderung hervorgerufen.

Im Normalfall handelt es sich makroskopisch um ein blau-graues, engstündig geschiefertes Gestein, dem primär ein Ton-schiefer mit schwankendem Sandgehalt zu Grunde liegt. Biotit ist lagenweise auf den Schieferungsflächen angereichert.

U.d.M. herrscht unter den Glimmermineralien Muskowit vor, doch tritt auch Biotit und Chlorit reichlich auf. Rekristallisierte Quarze bilden ein Äquigranulares Pflaster, in dem Feldspat nahezu völlig fehlt. Mikroskopisch unterscheidet sich dieser phyllitische Glimmerschiefer von den Phylliten der "Äarleite-Serie" durch die starke Turmalinführung, während makroskopisch keine Unterschiede festzustellen sind. Ebenso recht häufig ist Zirkon, der bevorzugt pleochroitische Höfe im Biotit erzeugt. - Graphit verursacht die dunkle Gesteinsfarbe. Granat, Apatit, Erz und vereinzelt Epidotmineralien finden sich akzessorisch.

Von stratigraphischer Bedeutung sind zwei Marmorlagen im Liegenden dieser Serie, da sich diese ihrer Stellung im Gesamtverband nach mit dem "Mölonde-Limestone" des westlichen Trondheingebietes vergleichen lassen, der dort in die fossil-belegte Hovingruppe gestellt wird. - Hierbei handelt es sich um ebenfalls grau-blauen, fein- bis mittelkörnigen unreinen Calzit-Marmor, der randlich in Kalkphyllit übergehen kann. Auf den Kluftflächen dieses plattig bis bankig absondernden Gesteins findet sich häufig ein weißer Belag von sekundär ausgeschiedenem, grobkörnigen Calzit.

U.d.M. beobachtet man in einem Calzit-Pflaster vereinzelt Quarz und Muskowit. Reichlich auftretender Graphit verursacht die blau-graue Farbe des Marmors. Zirkon, Titanit und Erz sind nur von akzessorischer Bedeutung.

Im Arbeitsgebiet bauen die Phyllite und phyllitischen Glimmerschiefer die Hochfläche des "Naustervola" und den "Skannesberg" zwischen Sivilla- und Folla-Tal auf. Ein durchgehendes Profil durch die "Untere Naustervola-Serie" ist entlang des schon oben erwähnten Straßenanschnitts NW vom Hof "Follheim" aufgeschlossen. Hier ist besonders deutlich eine intensive Verschuppung zu beobachten, durch die eine zu grosse Mächtigkeit vorgetäuscht wird.

2. Die "Obere Naustervola-Serie"

Die Gesteine der "Oberen Naustervola-Serie", die mit Konglomerat-Horizonten an der Basis über den phyllitischen Glimmerschiefern der "Unteren Naustervola-Serie" liegen, werden im NW des Arbeitsgebietes nur randlich erfaßt. Da sie im Innersten des Alvdal-Synklinoriums liegen, bilden sie zugleich die jüngsten Einheiten und damit den Abschluß der stratigraphischen Abfolge im Kartiergebiet. Sie repräsentieren möglicherweise die "Obere Hovin-Gruppe", die in das obere Ordovizium gestellt wird. - Die "Obere Naustervola-Serie" baut sich aus folgenden Gesteinen auf:

(Hangendes)	?	?	
	Graphitische Schiefer		} Obere Naustervola- Serie
	Blau-grauer Bänderphyllit		
	Glimmersandstein-Quarzit		
	<u>Konglomerat-Horizonte(2-3)</u>		

(Liegendes) Blau-grauer Phyllit

Die wechselvolle Zusammensetzung dieser Gesteinsabfolge läßt zusammen mit den starken Korngrößenschwankungen auf ein unruhiges Sedimentationsmilieu schließen im Gegensatz zu den eintönigen pelitischen Sedimenten und den Karbonathorizonten der "Unteren Naustervola-Serie", die auf einen ruhigen Sedimentationsraum hindeuten. Vulkanische Gesteine sind im Arbeitsgebiet innerhalb dieser Serie nicht aufgeschlossen.

Die Gesteinsabfolge der "Oberen Naustervola-Serie" beginnt an der Basis ohne eine erkennbare Diskordanz mit einem konglomeratischen Horizont, der aus mehreren Gerölllagen von insgesamt etwa 20-50m Mächtigkeit besteht. Es handelt sich um Konglomeratlinsen, die sowohl in Bezug auf ihre Mächtigkeit als auch auf ihre Zusammensetzung im Streichen starke Schwankungen aufweisen. Die Gerölle sind meist sehr stark deformiert. Da sie zudem in den Aufschlüssen nur mm- bis cm-Grösse aufweisen, entsteht lokal der Eindruck einer ausgewälzten tektonischen Breccie.

U.d.M. lassen sich folgende Komponenten unterscheiden:

1. Biotit-führender Albit-Quarzit
2. Graphit-Quarzit
3. Meta-Basit
4. Gabbro
5. Marmor
6. Chlorit-Schiefer

Die angegebene Reihenfolge entspricht in etwa der quantitativen Verteilung, doch ist eine prozentuale Angabe aufgrund der außerordentlich schwankenden Zusammensetzung der einzelnen Konglomeratlinsen nicht möglich.

Zu 1) Die Gerölle von biotit-führendem Albit-Quarzit zeigen in einem Quarz-Pflaster äquigranulare Feldspäte - hauptsächlich Plagioklasse und Albit. Sie sind z.T. durch Graphit dunkel gefärbt und führen als Hauptglimmer Biotit.

Mit dieser Zusammensetzung gleichen sie weitgehend den Albit-Quarziten der stratigraphisch und tektonisch darunterliegenden "Oberen Vesleåsen-Serie". Das Auftreten von Biotit im Gegensatz zu Chlorit ist bedingt durch ein Ansteigen des Metamorphosegrades von E nach W.

Zu 2) Im Gegensatz zu diesem Albit-Quarzit sind die Graphit-Quarzit-Komponenten u.d.M. nahezu feldspatfrei. Auch Glimmerminerale treten völlig in den Hintergrund. Charakteristisch ist dagegen die starke Graphitführung, die diesen Geröllen ein schwarzes Aussehen verleiht. - Damit sind diese Gerölle nahezu identisch mit den Graphit-Quarziten der "Oberen Vesleåsen-Serie". Graphit-Quarzite im tektonisch Hangenden der Konglomerat-Horizonte werden im Alvdal-Gebiet nicht beobachtet.

Zu 3) Die interessantesten Komponenten der Konglomerat-Horizonte sind die mm-bis cm-großen, meist nur schwach deformierten, ebenfalls schwärzlichen Gerölle eines Meta-Basits, die sich makroskopisch nicht von denen des Graphit-Quarzits unterscheiden lassen.

U.d.M. wird ein ophitisches Gewebe von leistenförmigen Plagioklasen beobachtet, die z.T. albitisiert sind. Feldspat, hauptsächlich Albit, füllt auch die Zwischenräume aus. Quarz fehlt vollständig. Feinverteilter Graphit verursacht die dunkle Gesteinsfarbe. Titanit tritt reichlich auf. - In einigen Geröllen sind skelettförmige Ilmenitaggregate zu beobachten.

Es handelt sich bei diesen Geröllen um die Abtragungsprodukte basischer Magmatite. Woher sie stammen, kann nicht geklärt werden, denn auch nur annähernd ähnliche Gesteine sind im Alvdal-Gebiet nicht aufgeschlossen. Es läßt sich lediglich aufgrund der starken Graphitführung, die typisch ist für die vulkanischen Gesteine der "Oberen Vesleåsen-Serie", und des magmatischen Ursprungs mutmaßen, daß es sich auch hier um Abtragungsprodukte der "Stören-Gruppe" handelt, die im Arbeitsgebiet sowohl tektonisch als auch stratigraphisch unter den hier beschriebenen Konglomerat-Horizonten liegt.

- Zu 4) Daneben finden sich als weitere magmatische Komponente meist nur mm-große, stark abgerundete und kaum deformierte Gabbro-Gerölle, die wohl einen längeren Transport hinter sich haben.

U.d.M. bilden grobkristalline Plagioklasse ein monomineralisches Pflaster. Die Feldspäte sind sehr stark in Umwandlung begriffen, insbesondere serizitisiert. - Ein Gabbro ähnlicher Zusammensetzung findet sich anstehend z.B. im Tronfjell-Gabbromassiv.

- Zu 5) Von besonderer Wichtigkeit für die Beurteilung der Stratigraphie des Alvdal-Gebietes sind vereinzelte Marmorgerölle, die sich durch starke Graphitführung auszeichnen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich hier um Abtragungsprodukte der in der "Unteren Naustervola-Serie" beschriebenen Marmorhorizonte handelt, da im gesamten Alvdal- und auch Folldal-Gebiet (HEIM 1966) im tektonisch Hangenden des Konglomerates keine Karbonate mehr beobachtet werden.

Zu 6) Ähnliches gilt für die grünen Chlorit-Schiefer-Petzen, die aus der "Stören-Gruppe" stammen dürften, da Chlorit- bzw. Hornblende-Schiefer in der "Oberen - und Unteren Naustervola-Serie" im Arbeitsgebiet unbekannt sind. All diese Gerölle sind in eine pelitische Matrix eingelagert, deren Zusammensetzung einem z.T. chloritisierten Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer entspricht. Titanit, Zirkon und Erz treten akzessorisch auf. - Unregelmäßig verteilt und stellenweise so stark angereichert, daß er makroskopisch mit HCl nachweisbar ist, findet sich Calzit in der Matrix.

Dem hier beschriebenen Konglomerat-Horizont entsprechen im Follidal-Gebiet das "Husum-Konglomerat" (HEIM 1966), im nördlichen Trondheim-Gebiet das "Guda-Konglomerat" (WOLFF 1967) und im Sel-Vågå-Gebiet wahrscheinlich das "Skardshø-Konglomerat" (STRAND 1951).

Aufschlüsse dieser Konglomerat-Horizonte finden sich im Arbeitsgebiet lediglich am SW-Steilhang des "Skamnesberges" und unmittelbar am Folla-Ufer am NW-Ende des Straßenanschnitts SE des Bauernhofes "Randmelsøyra".

Über diesen Konglomerat-Horizonten liegt im Alvdal-Gebiet eine Wechselfolge von blau-grauen Bänderphylliten und hellen, flaserigen, konglomeratischen, chloritführenden Biotit-Muskowit-Quarziten = "Glimmersandstein".

Die Streifung der blau-grauen Phyllite bzw. phyllitischen Glimmerschiefer wird durch mm- bis cm-starke Quarzitbänder hervorgerufen. Als primäres Sediment kommt ein sandgebänderter Tonschiefer in Frage als Folge einer unruhigen Ablagerung.

Für dieses unruhige Sedimentationsmilieu sprechen insbesondere die als "Glimmersandstein" bezeichneten Gesteine. Es handelt sich um langgestreckte, linsenförmige Einschaltungen eines flaserigen, sehr glimmerreichen Quarzits mit mikroskopisch erkennbaren Geröllen der gleichen Zusammensetzung wie vorhergehend beschrieben. Diese quarzitischen Einschaltungen lassen sich als Aufarbeitungs-horizonte deuten.

U.d.M. beobachtet man ein grobkörniges Quarz-Pflaster mit feinkörnigen Zwickelfüllungen von Feldspat (= Albit) und Graphit. Flaserige Anreicherungen von Biotit, Chlorit und Muskovit sowie große graue Einzelfeldspäte - wahrscheinlich Reliktfeldspäte - verstärken neben lokalen starken Graphitanreicherungen das Bild eines aufgearbeiteten Sedimentes. - Zirkon, Titanit und Karbonat haben nur akzessorische Bedeutung.

Charakteristische Aufschlüsse dieses Gesteins und der blau-grauen Bänderphyllite finden sich am Folla-Ufer zwischen dem Straßenanschnitt und dem Hof "Randmelspyra". Im übrigen bauen sie die flache Senke zwischen "Naustervola" und "Lomsjövola" auf.

Graphitische Schiefer innerhalb der "Oberen Naustervola-Serie" stehen außerhalb des Arbeitsgebietes auf dem Ostabfall des "Lomsjövola" zusammen mit "sandigen", quarzitischen Glimmerschiefern und Phylliten an.

Zusammenfassung "Hovin-Gruppe"

Die Serien der "Hovin-Gruppe" liegen im Alvdal-Gebiet tektonisch und stratigraphisch über der vulkanischen "Stören-Gruppe", was sich an Hand der Herkunft der Konglomerat-Komponenten nachweisen läßt.

Eintönigen phyllitischen Glimmerschiefern mit Kalkmarmorlagen im Liegenden der Gruppe stehen gröberklastische Sedimente wie Quarzite, Bänderphyllite und Konglomerat-Horizonte im hangenden Bereich gegenüber, was auf eine zunehmende tektonische Unruhe in diesem Zeitraum schließen läßt.

Vulkanische Einflüsse werden im Alvdal-Gebiet in der "Hovin-Gruppe" nicht beobachtet.

M A G M A T I T E

Die im Arbeitsgebiet vorgefundenen magmatischen Gesteine umfassen den ultrabasischen, basischen und sauren Bereich. Alle Magmatite sind im Verlauf der kaledonischen Orogenese aufgedrungen, wurden metamorphisiert und in die Faltung einbezogen. Daher ist es heute zum Teil schwierig, die prämetamorphen Ausgangsgesteine an ihren metamorphen Abkömmlingen zu erkennen.

Im Folgenden wird nicht auf jedes einzelne Magmatitvorkommen im Alvdal-Gebiet eingegangen. Die ultrabasischen, basischen und sauren Glieder werden jeweils zusammengefaßt und lediglich das "Tronfjellmassiv" wird als Gesamtkomplex beschrieben.

1. Die Ultrabasite:

Zu den im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen ultrabasischen Gesteinen zählen:

- a) Der Serpentinstock im Brekkebekk-Tal, als wirtschaftlich genutztes "Kleberstein"-Vorkommen bekannt, und
- b) die Serpentin- und Kalkkörper innerhalb des Tronfjell-Gabbros, auf die weiter unten eingegangen wird.

Das Serpentinvorkommen im Brekkebekk-Tal gehört zu einer Kette von Serpentinkörpern am SE-Rand des Trondheimgebietes, die bereits von TÖRNEBOHM (1896), K.O.BJØRLYKKE (1955), STRAND (1951, 1960), HEIM (1966) und WOLFF (1967) beschrieben werden. Während STRAND (1951, 1960) annimmt, daß diese Ultrabasitkörper einen stratigraphischen Horizont kennzeichnen, der zwischen Grünsteinstufe und Eokambrium etwa in der "Röros-Gruppe" liegt, vermutet WOLFF (1967), daß diese Serpentinkörper an Überschiebungszonen gebunden sind und keine stratigraphische Bedeutung haben. - Nach den Beobachtungen des Verfassers im Polldal-, Alvdal- und Tynset-Gebiet bestehen keine Zusammenhänge zwischen diesen Serpentin- und Verwerfungs- oder Überschiebungszonen. Demgegenüber ist festzustellen, daß die Serpentinkörper stets in

Verbindung mit dem "Kolletholen-Quarzit" im Folldal-Gebiet (HEIM 1966) beziehungsweise mit dem entsprechenden "Brandvoll-Quarzit" im Alvdal-Gebiet und weiter nördlich bei Tynset anzutreffen sind. Von daher erscheint es durchaus berechtigt, von einem "stratigraphischen Serpentin-Horizont" zu sprechen.

Bei dem Serpentinvorkommen im Brekkebekk-Tal handelt es sich um einen ovalen, etwa 150 mal 50 m großen Ultrabasitstock. Während der zentrale Teil aus dichtem, dunkelgrünem, grobgeklüftetem Serpentin besteht, der Chromit und Magnesit führt, sind die randlichen Partien stark geschiefert und teilweise in Talkschiefer umgewandelt (-Kleberstein!). Besonders an der NW- und SE-Seite des Vorkommens hat diese randliche, geschieferte Zone vollkommen den Charakter eines Serpentinkonglomerates (Tafel 4, Abb. 1). Doch ist anzunehmen, daß es sich hierbei nicht um ein echtes Abtragungskonglomerat handelt, sondern daß dieses "Konglomerat" durch tektonische Durchbewegung entstanden ist. K.O. BJØRLYKKE (1905) spricht von einem "...mekanisk oppresningsfaenomen". - Ein nahezu identisches Erscheinungsbild zeigt das Kleberstein-Vorkommen östlich vom Gehöft "Strømsaas" im Sivilla-Tal, das ebenfalls konglomeratische Ausbildung zeigt.

Der Serpentinstock im Brekkebekk-Tal ist überzogen von einer typischen rotbraunen und warzenförmig aufgerauten Verwitterungsrinde ohne jegliche Vegetation. Die Klüfte und Risse sind durch Faser-serpentin ausgeheilt. Als Primärgestein dürfte ein Peridotit in Frage kommen.

Interessant ist bei diesem Ultrabasitvorkommen die enge Nachbarschaft zu einem sauren, granitischen Magmatit, der nur etwa 100 m weiter südlich ansteht. Ob ein Zusammenhang zwischen beiden besteht, ist nicht bekannt.

2. Die Basite:

Zu den metamorphen Abkömmlingen basischer Magmatite gehören im Alvdal-Gebiet Metagabbros und Amphibolite. Lediglich im Zentrum des Tronfjellmassivs steht ein unmetamorpher Olivin-Gabbro an.

Metagabbros und Amphibolite lassen sich nur auf Grund ihres makroskopischen Erscheinungsbildes, nicht aber an Hand des Mineralbestandes unterscheiden.

Bei den Metagabbro-Vorkommen handelt es sich um konkordante linsenförmige und diskordante stockartige Körper in Größenordnungen von nur wenigen Metern bis zu mehreren Kilometern. Charakteristisch ist das massige, unregelmäßige und grobkörnige Erscheinungsbild, das wohl als Gabbroreliktsstruktur gedeutet werden darf.

U.d.M. erweisen sich die Metagabbros durchweg als Hornblende-Feldspat-Gesteine, die zum Teil verschieden stark chloritisiert sind. Eine ophitische Reliktstruktur der Restfeldspäte, die diablastisch von unregelmäßigen Hornblenden durchsproßt werden, ist häufig erkennbar. Quarz und Albit finden sich in der Grundmasse. - Epidotminerale, - in der Hauptsache Klinozoisit -, sind recht häufig. Titanit, Zirkon, Biotit und Erz haben akzessorische Bedeutung.

Metagabbros sind im Alvdal-Gebiet hauptsächlich in der NW-tektonischen Einheit und hier im tektonisch Liegenden des "Brekkebekk-Konglomerates" aufgeschlossen. Sie treten im Gelände meist als Härtlinge aus der Moränenbedeckung hervor oder bilden herausragende Bergkuppen wie zum Beispiel den "Steen", den "Svartaasen" und den "Högaasen" bei "Gamalseeterlia". Erwähnenswert sind außerdem die etwa 1km² großen Gabbrostöcke auf dem Westabhang des "Steen" und auf dem Nordabfall des "Skifthaug".

Die Amphibolite unterscheiden sich von den Metagabbros lediglich auf Grund ihres makroskopischen Erscheinungsbildes, nicht aber durch den Mineralbestand. Im Arbeitsgebiet treten sie stets als konkordante Einschaltungen in den umliegenden Sedimenten auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Metern und über 100m. Oft läßt sich beobachten, daß die Amphibolite mit einem Metagabbrostock in Verbindung stehen, so daß sie zum Teil als sillartige gabbroide Lagergänge gedeutet werden können. Doch sind auch basische Laven und Tuffe oder Mergel als praemetamorphes Ausgangsgestein denkbar. - Gemeinsam ist allen Amphiboliten die feinkörnige

Struktur, die dunkelgrüne Farbe und die plattige Absonderung in cm-bis dm-Bereichen. In tektonischen Zonen können pillow-ähnliche Strukturen vorgetäuscht werden.

U.d.M. weisen die Amphibolite den gleichen Mineralbestand wie die Metagabbros auf. Ein Unterschied besteht nur darin, daß die Hornblenden streng parallel zur Schieferung gesproßt sind. Amphibolite sind im Arbeitsgebiet wie folgt verbreitet:

- a) In der SE-tektonischen Einheit nur am Südrand des Tronfjells.
- b) In der NW-tektonischen Einheit im tektonisch Liegenden des "Brekkebekk-Konglomerates" und in den Serien der "Stören-Gruppe".

Ein besonders interessantes Vorkommen ist im Gebiet westlich der Sölna zu beobachten, wo ein schätzungsweise 100 m mächtiger Amphibolit die Grenze zwischen den Gesteinen der "Steen-Serie" und dem "Brandvoll-Quarsit" bildet. Hier verfringt sich die Hangendgrenze des Amphibolits intensiv mit dem darüberlagernden Quarzit, so daß das Gestein in diesem Gebiet einem "amphibolitgebänderten Quarzit" gleicht. Da der Amphibolitzug nach SW immer mächtiger wird und mit dem "Högaasen"-Gabbro in Verbindung zu stehen scheint, läßt sich diese Erscheinungsform als "lit par lit" - Lagerung am Rande einer sillförmigen Gabbro-Intrusion deuten.

Die kegelige Bergkuppe des "Steen" wird nördlich des scharfen Einschnitts durch einen Amphibolit aufgebaut, der mit dem kleinen Metagabbro-Vorkommen der S-Kuppe in Verbindung steht. Auch hier scheint es sich um einen sillförmigen gabbroiden Körper zu handeln, der seitlich in einen Lagergang übergeht.

3. Saure Magmatite

Die kleine, langgestreckte Kuppe eines hellen, granitischen Gesteins etwa 100 m südlich vom Klebersteinbruch im Brekkebekk-Tal ist das einzige Vorkommen im Arbeitsgebiet, das mit Sicherheit ein saures Intrusivgestein repräsentiert. Makroskopisch handelt es sich um ein hellgraues, grobkörniges Quarz-Feldspatgestein, in dem blättrige, grünlich glänzende Mineralien Glimmer vortäuschen. U.d.M. erweisen sich diese

jedoch ausnahmslos als Chlorite, die wohl im Rahmen einer diaphoretischen Metamorphose aus Biotit hervorgegangen sein dürften. Sie liegen in einem grobkörnigen Pflaster von Quarz und Feldspat. Sowohl Plagioklasse als auch Kalifeldspäte sind vertretet. Besonders die Kalifeldspäte sind sehr stark in Umwandlung begriffen und von Serizit durchstäubt. Zirkon, Apatit und Titanit treten akzessorisch auf.

Diese Zusammensetzung entspricht der eines chloritierten Metagranits, der in seinen Randbereichen in die Schieferung einbezogen und vergneist wurde.

Ein Gestein ebenfalls granitischer Zusammensetzung steht an der SE-Seite des "Brandvoll-Berges" unterhalb des "Bergevangen-Seters" und nördlich davon auf dem Höhenrücken, der sich zum "Steen" hin zieht, an.

Es handelt sich dabei um einen hellen, mittel- bis grobkörnigen Granat - und Blauquarz führenden Biotit-Muskowit-Gneis. Die rotbraunen Granate und dunkelblauen Blauquarzkörper werden bis zu 1 mm groß.

U.d.M. beobachtet man in einem Grundgewebe aus Quarz und reichlich Feldspat (Plagioklasse und Kalifeldspäte) um ein vielfaches größere Quarzkörner - eben jene oben erwähnten Blauquarzkörner, die für Granite oder granitische Abtragungsprodukte kennzeichnend sind. Alle Feldspäte sind sehr stark in Umwandlung begriffen. Biotit und Muskowit sind in subparallel verlaufenden Schnüren angereichert. Epidot-mineralien, Zirkon, Granat und Apatit sind Akzessorien. Dieses Gestein bildet im Aufschlußgebiet eine linsenförmige Einschaltung von mehr als 2 km Länge und einer maximalen Mächtigkeit von etwa 150 - 200 m an der Grenze vom "Brandvoll-Quarzit" zu den Gesteinen der "Steen-Serie", bzw. dem "Steen-Amphibolit".

Da sich dieser Gneiskörper zwischen zwei tektonischen Aufschiebungszonen befindet, ist es denkbar, daß es sich dabei um eine vollständig vergneiste granitische Intrusion handelt. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß es sich um eine metamorphisierte Arkose, also um einen

Paragneis handelt, der faziell in die Basis des "Brandvoll-Quarzites" eingeschaltet ist.

4. Das Tronfjell-Massiv:

Den größten zusammenhängenden magmatischen Gesteinskomplex im Arbeitsgebiet bildet das Tronfjell-Massiv nördlich von Alvdaal, das mit einer Höhe von 1 666 m das gesamte umliegende Gebiet überragt. Die Gesteine dieses Gabbro-Phacoliths bedecken eine Fläche von etwa 25 km². Die umgebenden Sedimente zeigen in Kontaktnähe umlaufendes Streichen und fallen allseitig unter das Tronfjell ein, das im Kern einer tektonischen Synform liegt, deren Achse etwa SW-NE verläuft (vergleiche auch Kapitel "Tektonik").

Der gesamte magmatische Körper wurde nur übersichtsmäßig kartiert - eine genauere petrographische Bearbeitung steht noch aus und ist nicht Aufgabe dieser Arbeit. Das Tronfjell baut sich im Großen wie folgt auf:

Die Gipfelpartie besteht in einem Umkreis von etwa 2 km² aus unmetamorphem, schwarzem und grobkörnigem Olivin-gabbro (MARLOW 1935, P. u. G. HOLMSEN 1950). Dieser geht auf den Bergflanken in einem ophitischen, z.T. grob-z.T. mittelkörnigen Hornblende-Gabbro über, der am NW- und N-Rand des Tronfjells unmittelbaren Kontakt mit dem sedimentären "Tronkalven-Quarzit" hat, der im Abschnitt "Stratigraphie" beschrieben wurde. Im SW, S und SE jedoch wird dieser Metagabbro von amphibolitischen Gesteinen unterlagert, die in der "Tronfjell-Vorserie" zusammengefasst werden. Diese fällt schon morphologisch ins Auge, indem sie die mittleren Ver-ebnungsflächen in einer Höhe von etwa 1000 m aufbaut, so den "Nordkletten", "Graavola", "Sökletten", "Flattron", "Vesletron" und "Elaatron".

Diese "Vorserie" setzt sich aus plattigen-bankigen Amphiboliten zusammen, in die grau-braune Quarzit-Bänke und weiche, grau-braune Schiefer eingeschaltet sind. Ob es sich bei diesen Quarziten und Schiefern um Sedimenteinschlüsse in magmatischen Material oder um saure metamorphe Magmages-teine

handelt, wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht.

Die "Vorserie" zeigt die geringste Mächtigkeit am W-Steilhang des "Nordkletten" und verbreitert sich nach E, wo sie im Gebiet des "Vesletron" eine Ausstrichsbreite von 2 km aufweist. Am NE-Abfall des "Blaatron" wird die "Vorserie" durch die "Tyldal-Störung" abgeschnitten.

Im S überlagern die Amphibolite der Tronfjell-Vorserie" mit mehreren kleinen langgestreckten Meta-Gabbro-Linsen an der tektonischen Liegendgrenze konkordant die sedimentären braunen Biotit-Schiefer und grauen Quarzglimmerschiefer der "Tronsvangen-Serie".

Dieser Aufbau des Tronfjell-Massivs scheint charakteristisch zu sein für die Gabbro-Phacolithe innerhalb der norwegischen Kaledoniden; denn auch das Sulitjelma-Gabbro-Massiv und der Gabbro-Phacolith des Vadda-Distrikts in N-Norwegen bestehen aus einem Oliven-Gabbro im Zentrum, der von Meta-Gabbro (= "massiv amphibolit" bzw. "grönsten") ummantelt und in beiden Fällen teilweise von Amphibolit unterlagert wird (vgl. "Geology of Norway", 1960).

Von nur geringer Ausdehnung, aber petrographisch interessant sind ultrabasische und saure Differentiate innerhalb des Tronfjell-Gabbro-Massivs. Die Ultra-Basite in Form von kleinen Serpentin- und Talkschieferlinsen finden sich bevorzugt an der Grenze Metagabbro zu Quarzit im N und NW des Tronfjells bzw. an der Grenze Metagabbro zur Vorserie am Südrand des Massivs. - Weiße, anorthositische Gesteine und saure Quarz-Feldspat-bezw. Quarz-Feldspat-Muskowit-Pegmatite mit Turmalin und Granat sind am westlichen Steilabfall oberhalb der Straße von Alvdaal nach Tynset etwa in Höhe der Birkenwald-Baumgrenze aufgeschlossen. - Ein bläulicher Quarzit mit perlartiger Struktur auf dem Gipfel des "Midtkletten" wird von Hornblende-Gabbro eingeschlossen und ist wohl ebenfalls als saures Differentiat zu deuten.

TEKTONIK

=====

Allgemeiner tektonischer Bau des Alvdal-Gebietes:

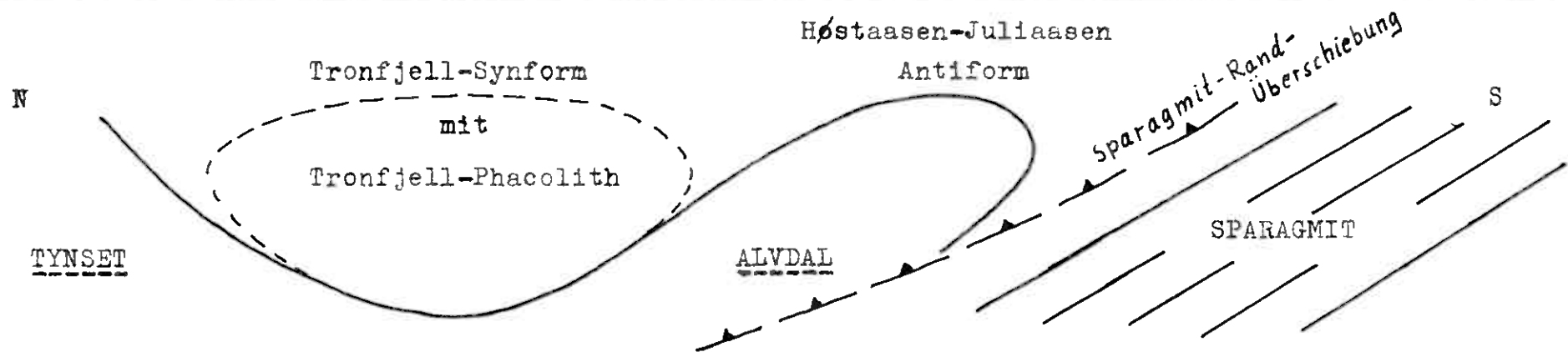
Der tektonische Baustil wird geprägt durch die kaledonische Faltung des Trondheim-Gebietes. Erstes Anzeichen dieser kaledonischen Orogenese im Alvdal-Gebiet ist das polygene "Brekkebekk-Konglomerat" im Liegenden der vulkanischen "Stören-Gruppe", das dem "Quarzit-Konglomerat" von Svorkmo (CARSTENS 1954, VOGT 1945) im oberen Kambrium entsprechen dürfte.

Die jüngere Trondheimphase zwischen unterem und mittlerem Ordoviz (VOGT 1945), die im engeren Trondheimgbiet durch ein "Grünstein-Jaspis-Konglomerat" im Hangenden der "Stören-Gruppe" gekennzeichnet ist, wird im Alvdal-Gebiet weder durch ein Konglomerat noch durch eine Diskordanz markiert.

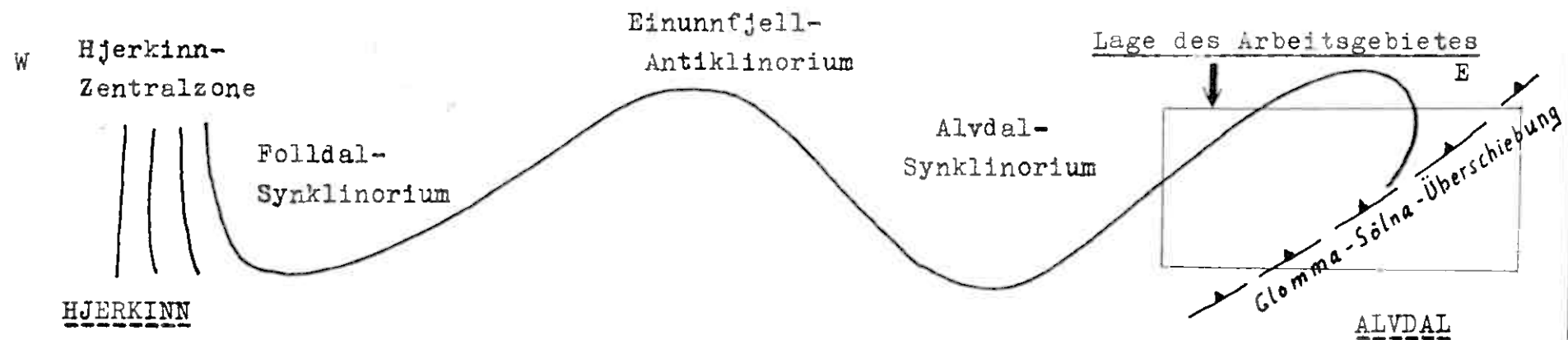
Die letzte tektonische Bewegung wird im Arbeitsgebiet durch den Konglomerat-Horizont zwischen "Unterer-" und "Oberer-Haustervola-Serie" gekennzeichnet. Da dieser Horizont über der unterordovizischen "Stören-Gruppe" und über den Marmorhorizonten liegt, die dem mittelordovizischen "Hölanda-Limestone" im engeren Trondheim-Gebiet entsprechen, dürfte das Konglomerat ein Anzeichen für die Ekne-Pfaze (VOGT 1945) zwischen mittlerem und oberem Ordoviz sein.

Ein dem "Lyngestein-Konglomerat" des engeren Trondheimgbietes (VOGT 1945) gleichzusetzendes Konglomerat, das die tektonische Phase an der Wende Ordoviz-Silur kennzeichnen würde, wird im Alvdal-Gebiet infolge der fortschreitenden Heraushebung des kaledonischen Troges nicht angetroffen (HEIM 1966).

Im Verlauf der kaledonischen Orogenese wurden die Sedimente des Alvdal- und Folldal-Gebietes in eine Anzahl von Synklinorien und Antiklinorien eingefaltet, die im Gegensatz zum tektonischen Baustil des nördlichen Trondheimgbietes (WOLFF 1967) sowohl NW als auch SE-Vergenz zeigen:



Schematischer Verlauf des Faltenspiegels zwischen Tynset und der Sparagmitgrenze



Schematischer Verlauf des Faltenspiegels zwischen Hjerkin und Alvda

Von der zentralen Hjerkinns-Zone mit steilstehenden Schichten ausgehend folgen nach E bzw. ESE:

- a) das Polldal-Synklinorium (HEIM 1966)
- b) das Einunnfjell-Antiklinorium (MOSSON, QUESNEL 1968)
- c) das Alvdal-Synklinorium, dessen SE-Flügel in das Kartier-Gebiet fällt.

Mit Ausnahme des Polldal-Synklinoriums, das hauptsächlich SE-Vergenz aufweist, sind sowohl das Einunnfjell-Antiklinorium als auch das Alvdal-Synklinorium symmetrisch aufgebaut und zeigen auf den entgegengesetzten Flügeln entgegengesetzte Vergenzen. - Eine einheitliche SE-Vergenz, wie im Meråker-Gebiet (WOLFF 1967) existiert also im Gebiet zwischen Hjerkinns und Alvdal nicht!

In einer Zone, die dem Verlauf des Glomma und im SW von Alvdal dem Laufe der Sölna folgt, ist der SE-Flügel des Alvdal-Synklinoriums parallel zur Sparagmitrandüberschiebung auf ebenfalls kaledonisch gefaltete kambro-silurische Gesteine aufgeschoben, die ihrerseits auf den eokambrischen Untergrund verfrachtet sind.

Da im Alvdal-Gebiet die Sparagmitrandüberschiebung weder durch Augengneise noch durch Metamorphosesprünge oder ausgeprägte Mylonitzonen als echte Deckenüberschiebung gekennzeichnet wird, ist der Verfasser geneigt, in diesem Gebiet weniger eine deckenartige Überschiebung, sondern möglicherweise nur eine flache Auf- bis Überschiebung ohne größere Verfrachtungsbeträge zu sehen.

Insgesamt läßt sich die Tektonik des Gebietes zwischen Polldal und dem Tyldal viel eher mit der Tektonik, z.B. der europäischen Mittelgebirge, als mit der Deckentektonik der Alpen vergleichen. Im Gegensatz dazu trägt die Tektonik im nördlichen und südlichen Trondheimgbiet, wo eindeutige SE-Vergenzen und grössere Bewegungsbeträge beobachtet werden, alpine Züge (STRAND 1951 und 1960, WOLFF 1964 und 1967).

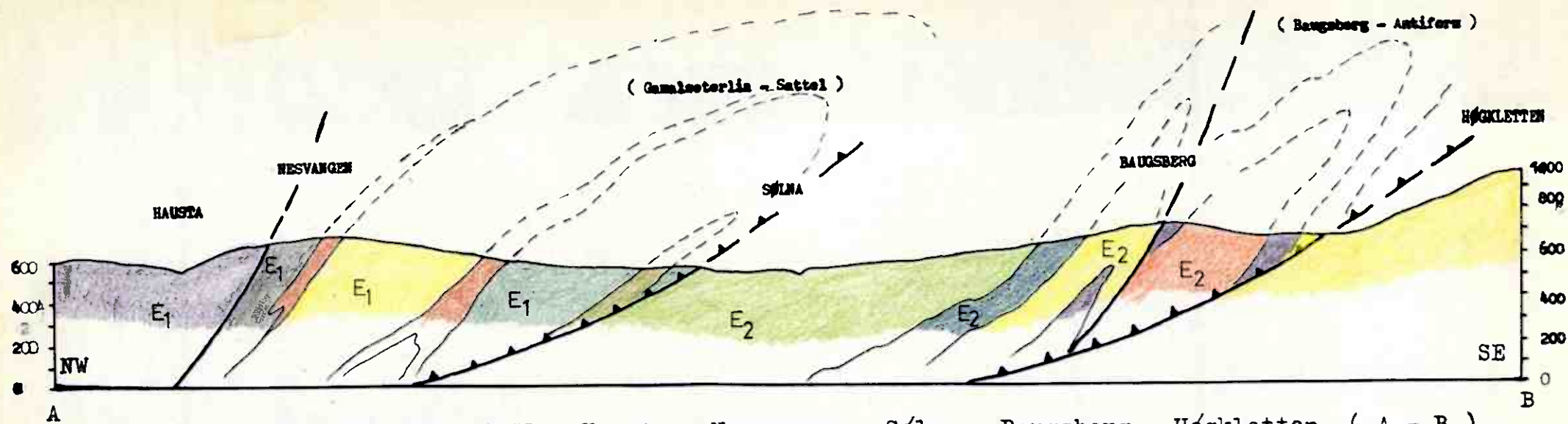
Tektonik der SE-Einheit:

Da die stratigraphischen Verhältnisse im Alvdal-Gebiet in dieser Einheit nicht eindeutig geklärt werden können, werden bei der Beschreibung der tektonischen Großformen innerhalb dieser Einheit anstelle der Begriffe "Synklinorium" und "Antiklinorium" die Begriffe "Synform" und "Antiform" im Sinne der norwegischen Deutung angewandt. Diese Begriffe beschreiben lediglich eine tektonisch einmeßbare Form, wobei die Frage nach normaler oder inverser Lagerung offenbleibt, während bei den Begriffen "Synklinorium" und "Antiklinorium" die stratigraphischen Lagerungsverhältnisse als geklärt vorausgesetzt werden.

Danach hat die SE-Einheit folgenden Aufbau:

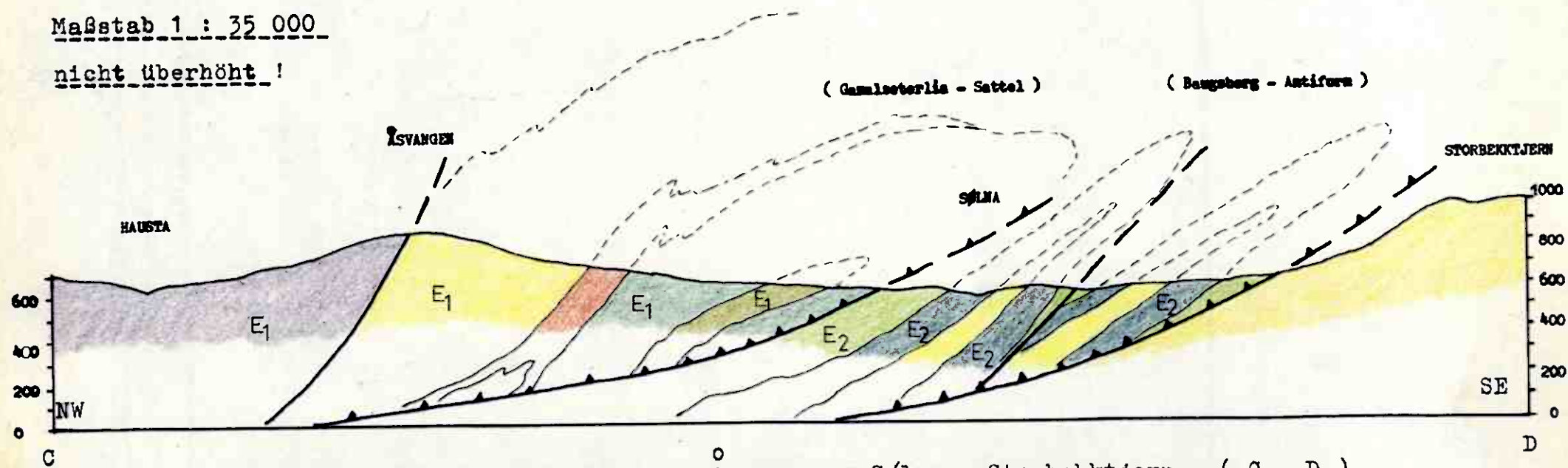
Das Tronfjell-Gabbro-Massiv liegt im Kern einer Synform von regionaler Bedeutung, deren N-Flügel im Gebiet zwischen dem Tronfjell und Tynset aufgeschlossen ist. Der S-Flügel dieser "Tronfjell-Synform" liegt zwischen dem Tronfjell und der Sparagmitgrenze, wo er gleichzeitig die überkippte und auf den Sparagmit aufgeschobene N-Planke einer abgescherten isoklinalen Antiform im Gebiet von "Höstaasen" und "Juliaasen" SW von Alvdal bildet. - Die Achse dieser Synform verläuft von SE nach NW und hebt nach SW aus. - Während die Gesteine der "Tronsvangerserie" sowohl im NE als auch im S des Tronfjells anstehen, ist der über diesen liegende "Tronkalven-Quarzit" nur im NE und N des Tronfjells aufgeschlossen, während er im S durch die amphibolitischen Gesteine der "Tronfjell-Vorserie" unterdrückt wird.

Der S-Flügel der "Tronfjell-Synform" baut sich auf aus einer Reihe von E-W verlaufenden, nach S überkippten Isoklinalfalten mit nach S aufsteigendem Falten Spiegel, die ihrerseits wieder eine intensive Spezialverfältelung im dm- bis m Bereich aufweisen. Im Gelände erkenn- und auskartierbar sind zwei kleinere, W-E-streichende Isoklinalsättel W und WW vom "Sjurhusvangerseter". Dabei ist der nördliche Sattel mit dem Quarzit der "Kvernbecken-Serie" im Sattelkern und Chloritschiefer auf den Flanken auf den südlichen Sattel mit Quarzglimmerschiefern im Kern aufgeschoben. Die Sattelachse des N-Sattels fällt flach



GEOLOGISCHES QUERPROFIL: Hausta - Nesvangen - Sølma - Baugsberg - Høgkletten (A - B)

Maßstab 1 : 35 000
nicht überhöht !



GEOLOGISCHES QUERPROFIL: Hausta - Åsvangen - Sølma - Storbekktjern (C - D)

nach W, die des S-Sattels flach nach E ein. In Höhe des "Sjurhusvangen-Seters" werden beide Sättel von einer NNW-SSW verlaufenden Verwerfung abgeschnitten und an dieser nach N versetzt. E des "Sjurhusvangen-Seters" taucht der südliche Sattel ab und geht in eine Isoklinal-Mulde über mit chloritischem Quarzit-Schiefer im Muldeninnersten.

Das Baugsberg-Sólna-Gebiet, das aus Gesteinen der SE-Einheit besteht, baut sich tektonisch aus einer W-E-streichenden isoklinalen Doppelantiform mit zentraler Einmuldung, der "Baugsborg-Antiform", auf. Diese ist nach S überkippt und auf das Eokambrium überschoben, wodurch die S-Flanke unterdrückt wird. Außerdem ist der nördliche Teilsattel entlang einer streichenden Aufschiebungsbahn, die von E nach W den Baugsberg durchläuft, auf den südlichen Teilsattel aufgeschoben. Die Achsen der beiden Teilsättel tauchen nach W ab. Der Abtauchwinkel dürfte mit dem Böschungswinkel des westlichen Baugsbergabhangs übereinstimmen.

Im Kern der beiden Teilsättel stehen jeweils Gesteine der "Baugsborg-" und "Kvernbecken-Serie" an, während die Flanken und die zentrale Einmuldung durch isoklinalgefaltete Schiefer der "Storbekk-Serie" aufgebaut werden.

Auf der E-Seite des Glomma ist im Gebiet des "Höstaasen" und "Juliaasen" im südlichen Anschluß an die "Tronfjellsynform" eine einfache, nach S überkippte Antiform mit den "Gneisglimmerschiefern" der "Baugsborg-Serie" im Kern auf den Sparagmit überschoben. Dabei ist ähnlich wie bei der "Baugsborg-Antiform", als deren östliche Fortsetzung diese Antiform anzusehen ist, die Liegendflanke vollständig tektonisch unterdrückt. Diese "Höstaasen-Juliaasen-Antiform" ist gegenüber der "Baugsborg-Antiform" flexurartig nach N verschoben. Die eigentliche Umbiegungszone liegt im Bereich des Glomma-Folla-Zusammenflusses, kann jedoch aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht studiert werden.

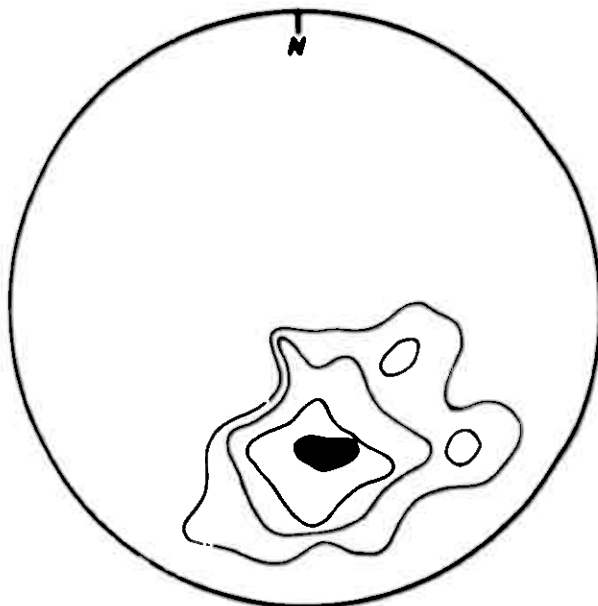
Die Folgen einer Aufschiebungstektonik sind streichende Störungen, die mit etwa 40° - 50° nach N einfallen. An ihnen sind die hangenden Schichten schuppenartig aufgeschoben. Sie

SE-tektonische Einheit
=====

SCHIEFERUNG (=Flächen-
pole) im Baugsberg-
Gebiet.

-12-5-3-1-%.

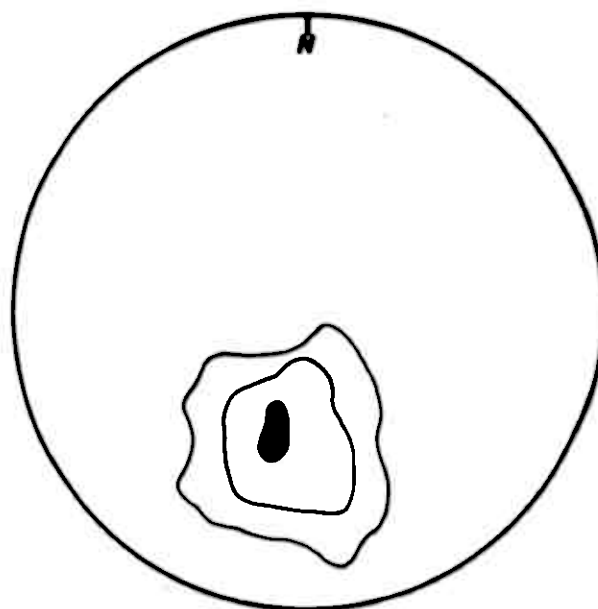
70 Messungen.



SCHIEFERUNG (=Flächen-
pole) im Gebiet östlich
vom Glomma.

-12-5-1 %.

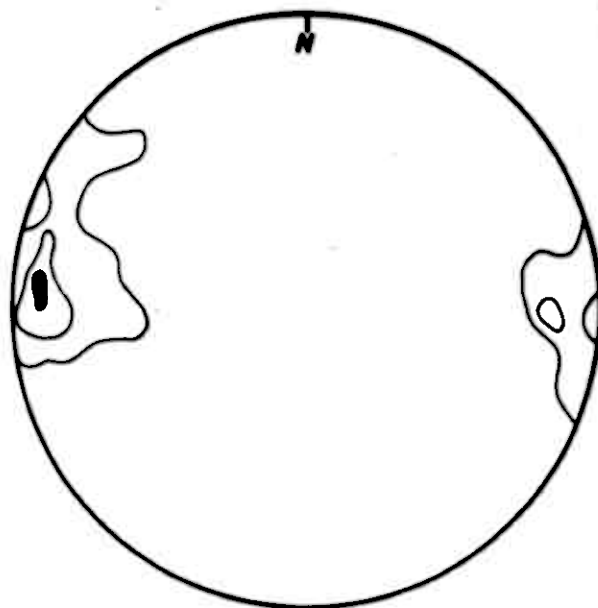
100 Messungen.



LINEAREN im Gebiet
östlich vom Glomma.

-28-16-4 %.

40 Messungen.



gehören zu den ältesten Aufschiebungssystemen im Alvdal-Gebiet, da sie

1. in gleichem Maße wie die Umgebung der kaledonischen Metamorphose unterlagen, wie ihre Blastomylonite beweisen, und
2. durch jüngere Quer- und Diagonalstörungen versetzt werden.

Bei diesen jüngeren Verwerfungen, die steil bis senkrecht einfallen und NW-SE bzw. NE-SW streichen, lassen sich ebenfalls ältere von jüngeren Störungen unterscheiden. Die älteren finden sich nur in den kambro-silurischen Gesteinskomplexen und enden an der Sparagmitgrenze. Sie müssen demnach vor oder während des Transports der gefalteten kambro-silurischen Einheiten auf den Sparagmit entstanden sein. - Beispiele hierfür sind die Verwerfungen an der Baugsberg-Ostseite, die NNE-SSW verlaufende "Sjurhusvangen-Seter-Störung" und die Störung, die vom "Juliaasen" zum "Kvebergstjern" verläuft.

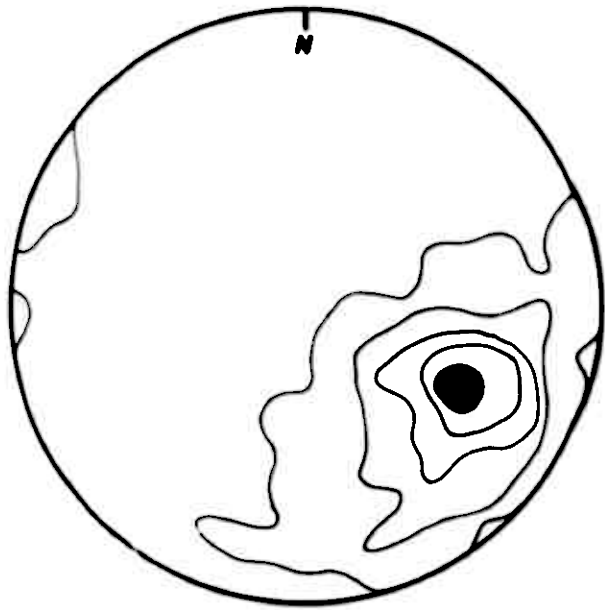
Die jüngsten Verwerfungen erfassen sowohl das Kambro-Silur als auch den eokambrischen Untergrund. Eine solche Verwerfung ist die "Tyldal-Störung", die den Verlauf des Tyldales tektonisch vorzeichnet. Diese Störung versetzt die Sparagmitgrenze auf der E-Talseite um ca. 1 km nach N und schneidet an der NE-Seite des Tronfjells sowohl die "Tronfjellvorserie" als auch den Zentralgabbro ab. Der Störungsverlauf ist hier durch den Steilabfall des Tronfjells zum "Gammelseterbekken" hin gekennzeichnet, der auf dem Luftbild wie von einem Messer abgeschnitten wirkt. Diese "Tyldal-Störung" verläuft NNW-SSE und damit etwa in gleicher Richtung wie die "Brydal-" und "Rendal-Störung", die der gleichen Beanspruchungsphase entstammen dürften.

Tektonik der NW-Einheit:

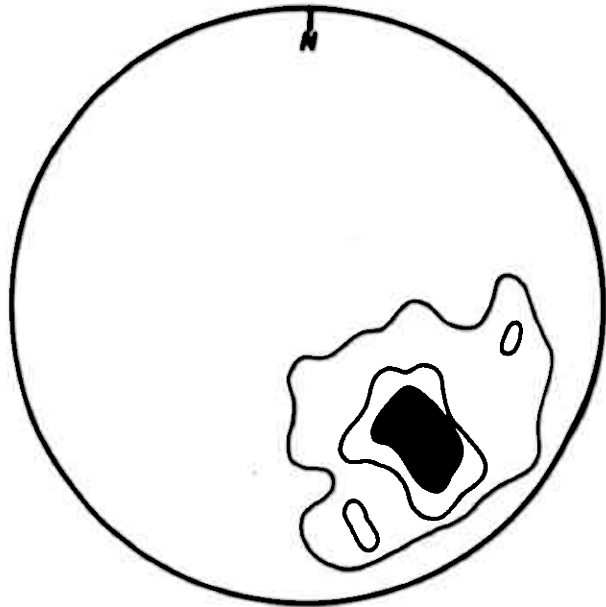
Wie schon eingehend erwähnt, baut sich die NW-Einheit im Alvdal-Gebiet aus dem SE-Flügel des "Alvdal-Synklinoriums" auf, das von NW nach SE auf die SE-Einheit überschoben ist. Es kann hier von einem echten "Synklinorium" gesprochen werden, da die

NW-tektonische Einheit
=====

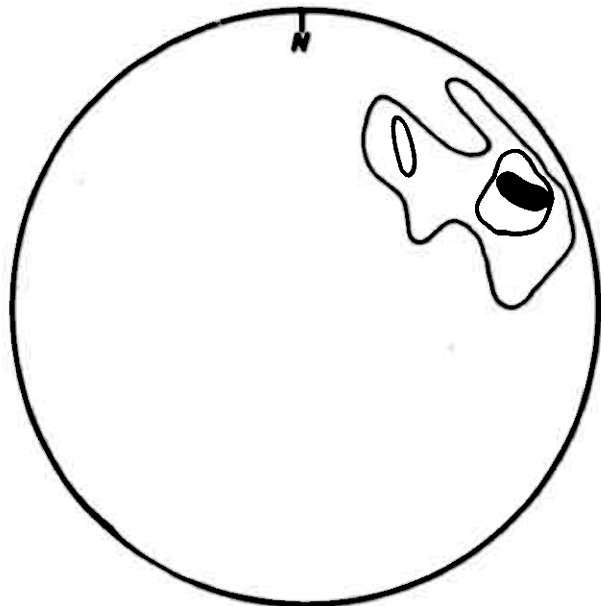
SCHIEFERUNG (=Flächen-
pole) im Gebiet NNE
des Folla-Tales.
-12-10-7-4-1 %.
150 Messungen.



SCHIEFERUNG (=Flächen-
pole) im Gebiet zwischen
Folla und Sólna.
-9-5-2 %.
50 Messungen



LINEAREN im Gebiet
zwischen Folla und
Sólna.
-20-10-5 %.
30 Messungen.



Schichten normal gelagert sind und von SE nach NW zum Kern des Synklinoriums hin immer jüngere Glieder der Abfolge aufgeschlossen sind.

Während die Gesteine der SE-Einheit - abgesehen vom Gebiet um das Tronfjell, wo umlaufendes Streichen beobachtet wird - einheitlich zwischen 90° und 130° , also etwa E-W, streichen, liegt die Hauptstreichrichtung in der NW-Einheit NNE-SSW etwa bei 20° . Lediglich im Gebiet SW des Follldales biegt das Streichen nach W um, bedingt durch die Einschleppung der gesamten tektonischen Einheit auf den eokambrischen Untergrund. Das Einfallen wechselt nur in engen Grenzen und schwankt zwischen 40° und 60° nach WNW. Nur im äußersten SW, im Gebiet von "Gamalseterlia", sind in der Nähe der "Glomma-Sölna-Überschiebung" flachere Einfallswinkel bis zu 15° NNW zu beobachten.

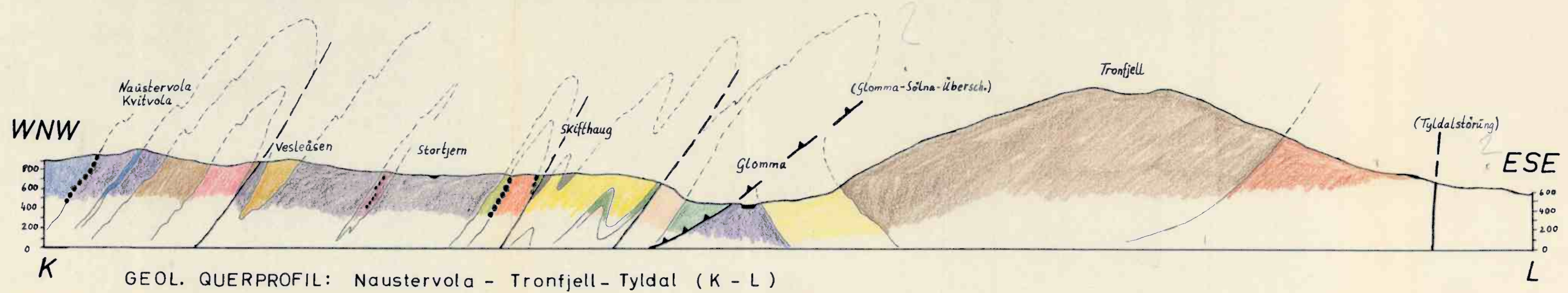
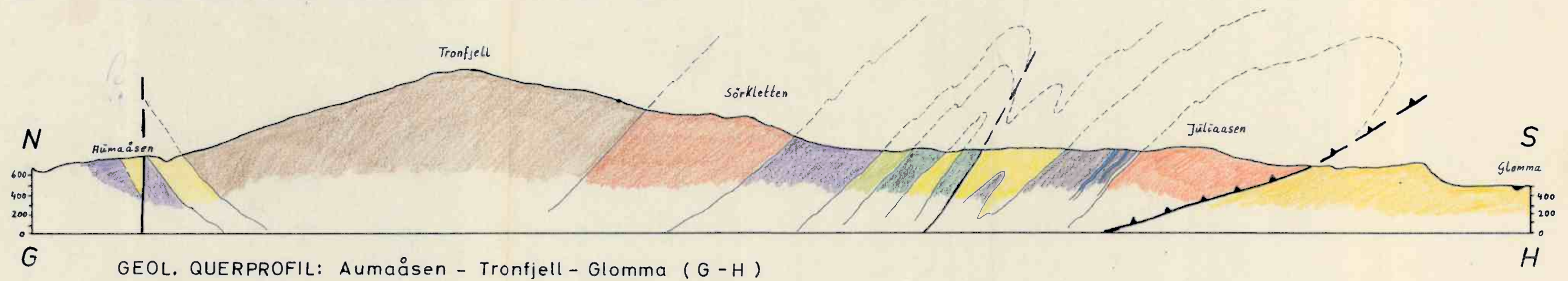
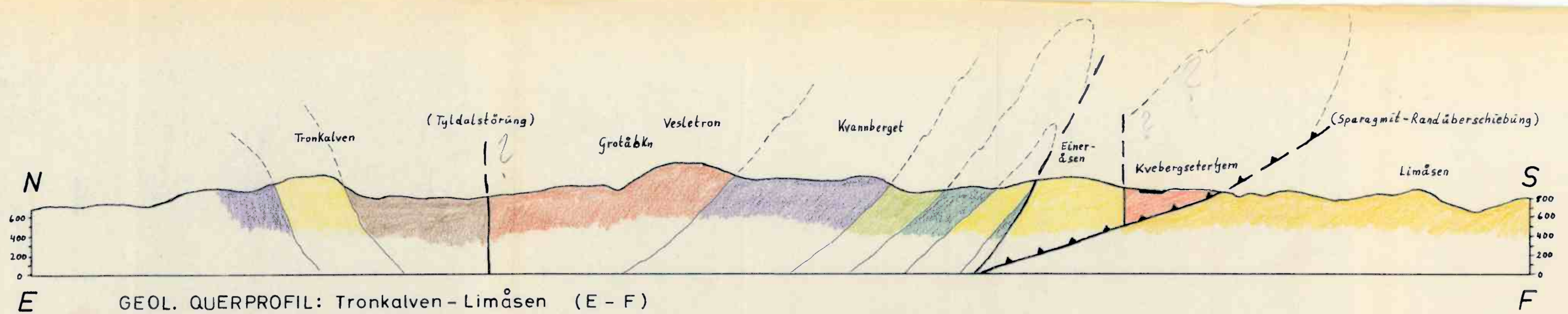
Im Kern des Synklinoriums an der äußersten NW-Grenze des Arbeitsgebietes, zwischen dem "Naustervola" und dem "Lomsjövola", richten sich die Schichtpakete in eine steile Lagerung auf, stehen im Kern senkrecht und zeigen dann auf dem NW-Flügel des Synklinoriums eine eindeutige NW-Vergenz. - Einen guten Einblick in dieses Umschwenken des Schichteinfallens von SE nach NW gibt das Profil entlang der Folla und entlang der Alvdal-Folldal-Straße.

Der Faltenbau in dieser NW-Einheit entspricht dem der SE-Einheit: NNE-SSW verlaufende, spezialverfältelte Isoklinalfaltten mit einem nach SE aufsteigenden Faltenspiegel sind nach SE überkippt und an schichtparallelen, streichenden Störungen schuppenartig aufgeschoben.

Im Gelände konnten auf dem SE-Flügel des Alvdal-Synklinoriums folgende Einzelfalten auskartiert werden (von NW nach SE!):

1. Der "Langseter-Sattel" westlich vom "Vesleåsen":

Die liegende Flanke dieses NNE-SSW streichenden und nach SE überkippten Sattels ist abgesichert und tektonisch nahezu völlig unterdrückt. Der "Langseter-Sattel" ist auf die südöstlich folgende "Vesleåsen-Mulde" an einer streichenden Störung aufgeschoben. - Im Sattelkern stehen die Albit-Gneise und Quarzite der "Oberen Vesleåsen-Serie" an, während Gesteine der "Übergangsserie" die hangende Flanke und die ausgedünnten Reste der Liegendflanke aufbauen.



nicht überhöht!

MASSTAB 1: 35 000

2. Die "Vesleåsen-Mulde" verläuft, von SSW her kommend, genau über den "Vesleåsen." Sie hebt auf dem N-Hang des Vesleåsen aus und wird hier zusätzlich durch die Aufschubbahn des von NW her überschobenen "Langseter-Sattels" abgeschnitten. Der Liegendflügel ist in voller Mächtigkeit entwickelt und besteht aus den Phylliten der "Åarleite-Serie". Dagegen ist der Hangendflügel durch die Aufschubbung des "Langseter-Sattels" stark ausgedünnt. Er besteht ebenfalls aus dunklem Phyllit. Im Muldeninnern stehen hornblendereiche Gesteine der "Unteren Vesleåsen-Serie" an.
3. Der "Vesletjern-Sattel" ist in NNE-Verlängerung des Brekkebekk-Tales aufgeschlossen. Er streicht NNE-SSW, ist nach SE überkippt und auf Gesteine der "Brandvoll-Serie" aufgeschoben. Der Sattel taucht nördlich vom Klebersteinbruch nach SSW ab. Auf beiden Flanken steht das "Brekkebekk-Konglomerat" an, der Kern wird durch die "Unteren grünen Schiefer" aufgebaut.
4. Der "Vesletjern-Sattel" ist mit seiner SE-Flanke auf einen kleinen Isoklinal-Sattel am NW-Hang des Brandvoll-Berges aufgeschoben. Im Sattelnukern steht "Brandvoll-Quarzit", auf den Flanken Graphitschiefer und Phyllite an. Dieser Sattel streicht ebenfalls NNE-SSW, ist nach SE überkippt und taucht unmittelbar südlich des Klebersteinbruches im Brekkebekk-Tal nach SSW ab.
5. Die mächtige Ausstrichbreite des "Brandvoll-Quarzits" im Bereich des Brandvoll-Berges ist nicht primär-sedimentär bedingt, sondern entsteht durch Spezialverfaltung. Im Gebiet zwischen "Skifthaug" und dem Sivilla-Tal ist in diesem Quarzit ein Sattel aufgeschlossen, der etwa in N-S-Richtung streicht und im Sattelnukern Granat- und Blauquarz-führenden Gneis zeigt, der stratigraphisch an der Grenze "Brandvoll-Serie" - "Steen-Serie" liegt. Die Sattelachse kulminiert in diesem Gebiet und taucht sowohl nach S als auch nach N ab.

6. SW des Folldales ist im Gebiet von "Gamalseterlia" ein stark nach SSE überkippter Sattel in den Gesteinen der "Steen-Serie" aufgeschlossen, der "Gamalseterlia-Sattel" genannt werden soll. Da dieser Sattel praktisch die "Überschiebungsstirn" an der SE-Seite der NW-Einheit bildet, ist seine hängende Flanke nahezu vollständig unterdrückt. Die extreme tektonische Beanspruchung in diesem Gebiet wird verdeutlicht durch die intensive Spezialverfältelung der Gesteine in Bündel von liegenden Kleinfalten, deren Scheitel alle in Richtung der Überschiebung nach S bzw. SSE weisen. - Nach NNE wird dieser Sattel schräg von der "Glomma-Überschiebung" abgeschnitten und ist schließlich im Gebiet von Auna vollständig tektonisch unterdrückt.

Bei den streichenden Störungen der NW-Einheit handelt es sich wie bei denen der SE-Einheit um ältere, metamorphisierte Aufschiebungen, die älter als die Quer- und Diagonalstörungen und auch älter als die "Glomma-Sölna-Überschiebung" sind.

Bei den Quer- und Diagonalstörungen herrscht die NW-SE-Richtung gegenüber einer NE-SW-Richtung vor. Oft beobachtet man ein Einschwenken dieser Störungen in die allgemeine Streichrichtung, wobei sich das Einfallen verflacht, so dass aus den Quer- und Diagonalstörungen streichende Störungen mit aufschiebendem Charakter werden. Sehr oft werden dadurch ältere streichende Störungen wiederbelebt. - Ein besonders gutes Beispiel dafür liefert die Störung, die aus dem Sivilla-Tal kommend SW oberhalb des Hofes "Klettvangen" als Diagonalverwerfung in Richtung des "Vesleåsen" verläuft. In der Moorniederung zwischen "Vesleåsen" und "Naustervola" biegt sie nach S in Streichrichtung um und überlagert SW vom "Langseter" eine alte streichende Störung, die durch sie wieder belebt wird.

Die Sparagmit-Randüberschiebung:

Die Auflagerung der kaledonisch gefalteten kambro-silurischen Serien auf das Eokambrium ist im gesamten Trondheimgebiet tektonischer Art. Im östlichen und südöstlichen Trondheim-Gebiet wurde das Kambro-Silur von NW nach SE auf den Sparagmit verfrachtet. Die Überschiebungsbahn dieser "Sparagmit-Randüberschiebung" ist im Oppdal- und Folldal-Gebiet (P.HOLMSEN 1960, HEIM 1966), im Gebiet N vom Brydal (P.HOLMSEN 1950)

und im Stuesjø-Røpragen-Gebiet (SCHAAR 1961) durch Augengneiszonen gekennzeichnet. Eine solche Indikation fehlt im Alvdal-Gebiet. Hier sind weder Augengneise noch Mylonite im Bereich der Überschiebungszone zu beobachten. Sie ist allerdings an keiner Stelle unmittelbar aufgeschlossen.

Die Überschiebungszone verläuft auf der W-Seite des Glomma von E-nach W durch das "Skaret" zwischen "Baugsbjerg" und "Högkletten", wo sie durch Grundmoränen und Hangschutt verschleiert wird. Sie ist nur dadurch erkennbar, daß die kambro-silurischen Gneisglimmerschiefer der "Baugsbjerg-Serie" mit einem Einfallswinkel von 40° - 50° nach NNE diskordant auf dem mit etwa 20° nach N einfallenden Sparagmit liegen. Die Überschiebungsbahn dürfte hier mit etwa 20° nach N einfallen.

E vom Glomma kann die Lage der Überschiebungszone nur auf 200-300 m genau angegeben werden. Sie liegt unter der Moränenbedeckung am S-Abhang von "Höstaasen" und "Juliaasen", die zugleich die südlichsten Kambro-Silur-Vorkommen darstellen. Die ersten Sparagmitaufschlüsse finden sich im Bachbett des "Höstaasbekken".

SE vom "Juliaasen" ist die Sparagmit-Randüberschiebung durch zwei Querstörungen treppenartig nach N versetzt. Zwischen diesen beiden Störungen streicht der Sparagmit auf einer Strecke von etwa 500-700 m mit 110° , während seine normale Streichrichtung im Gebiet östlich des Glomma unbedeutend um 90° schwankt. Beim "Kvebergsvangen-Seter" biegt die Überschiebungsbahn schwach nach ENE ab. Sie dürfte unter der starken Moränenüberdeckung unmittelbar nördlich vom "Kvernbekken" und dem ihm entlanglaufenden Seterweg austreten und etwa am W-Ende des Kvebergstjern vorbei durch den "Hogstadvangen-Seter" in das Tyldal hinab verlaufen.

Im Gebiet östlich vom Glomma ist diese Überschiebungszone durch eine doppelte Diskordanz zwischen Kambro-Silur und Eokambrium nachweisbar: während das Kambro-Silur mit 100° - 110° streicht und mit durchschnittlich 40° - 50° nach NNE einfällt, streicht der Sparagmit mit 90° und fällt mit etwa 20° nach W ein.

Die Glomma-Sölna-Überschiebung:

Subparallel zu dieser Sparagmit-Randüberschiebung läuft eine Überschiebungszone von überregionaler Bedeutung. Im Gebiet westlich und nördlich von Røros ist diese tektonische Zone (= "thrust-plane") bereits von FAERDEN (1949) und RUI (persönliche Mitteilung) untersucht worden. Bei der Glomma-Sölna-Überschiebung im Alvdal-Gebiet handelt es sich um das südliche Ende dieser Überschiebungszone. An ihr sind die Serien der NW-Einheit auf die der SE-Einheit aufgeschoben. - Da die Überschiebungszone selbst an keiner Stelle direkt aufgeschlossen ist, lassen sich über Einfallwinkel und Größenordnung der Bewegung nur spekulative Aussagen machen: Die Überschiebungsfläche dürfte mit etwa 30° - 45° nach W im Glomma-Tal bzw. nach NW im Sölna-Tal einfallen. Der Überschiebungsbetrag ist nicht abzuschätzen.

Im westlichen Sölna-Gebiet schwankt die Glomma-Sölna-Überschiebung in die Sparagmit-Randüberschiebung ein. Nachgewiesen wird die Überschiebungszone durch die diskordante Auflagerung der NW-Einheit auf die SE-Einheit.

Zusammenfassung Tektonik:

Die kambro-silurischen Gesteine des Alvdal-Gebietes sind kaledonisch gefaltet und in der takonischen Phase (STRAND 1951) auf den eokambrischen Untergrund verfrachtet worden.

Innerhalb des Kambro-Silur-Komplexes im Alvdal-Gebiet ist eine NW-Einheit auf eine SE-Einheit mit dem Tronfjell-Gabbromassiv aufgeschoben. Diese tektonische Zone verläuft durch das Sölna- und Glommatal und ist das südliche Ende der Überschiebung, die im östlichen Trondheim-Gebiet subparallel zur Sparagmit-Randüberschiebung verläuft.

Die nach SE überkippten Isoklinalfalten im NW dieser tektonischen Linie streichen NNE-SSW und liegen auf dem SE-Flügel des "Alvdal-Synklinoriums", an das sich nach NW das "Einunnfjell-Antiklinorium", das "Folldal-Synklinorium" und schließlich die "Hjerkinn-Zentralzone" anschließen.

Die Isoklinalfalten sind an streichenden Störungen nach SE schuppenartig aufgeschoben und werden durch jüngere Quer- und Diagonalverwerfungen gestört.

Die Sparagmit-Randüberschiebung ist im Alvdal-Gebiet lediglich aufgrund von Diekerdansen zwischen dem Kambro-Silur und dem eokambrischen Untergrund nachweisbar. Augengneise oder Mylonitzonen werden nicht beobachtet. Es ist anzunehmen, daß die Bewegungen an der Sparagmitgrenze im S von Alvdal nicht die Größenordnungen erreichten, die aus anderen Regionen des Trondheim-Gebietes bekannt sind, wo direkt von einer Deckenüberschiebung gesprochen wird. (OFTEDAHL 1966, PEAGEY 1964, WOLFF 1960 und 1964).

Die Tektonik des Eokambriums wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht. Nach OFTEDAHL (1954) herrschen im Sparagmit Schuppenstrukturen gegenüber einer Falten tektonik vor.

Abschließende Diskussion der stratigraphischen und
tektonischen Verhältnisse:

Die stratigraphische Gliederung des Alvdal-Gebietes auf der Grundlage von lithologischen Vergleichen und der Analyse von Konglomerathorizonten muß so lange als Provisorium gelten, bis Fossilfunde eine eindeutige Altersgliederung der Gesteinsserien erlauben.

Doch lassen sich mit Vorbehalten folgende Aussagen machen:

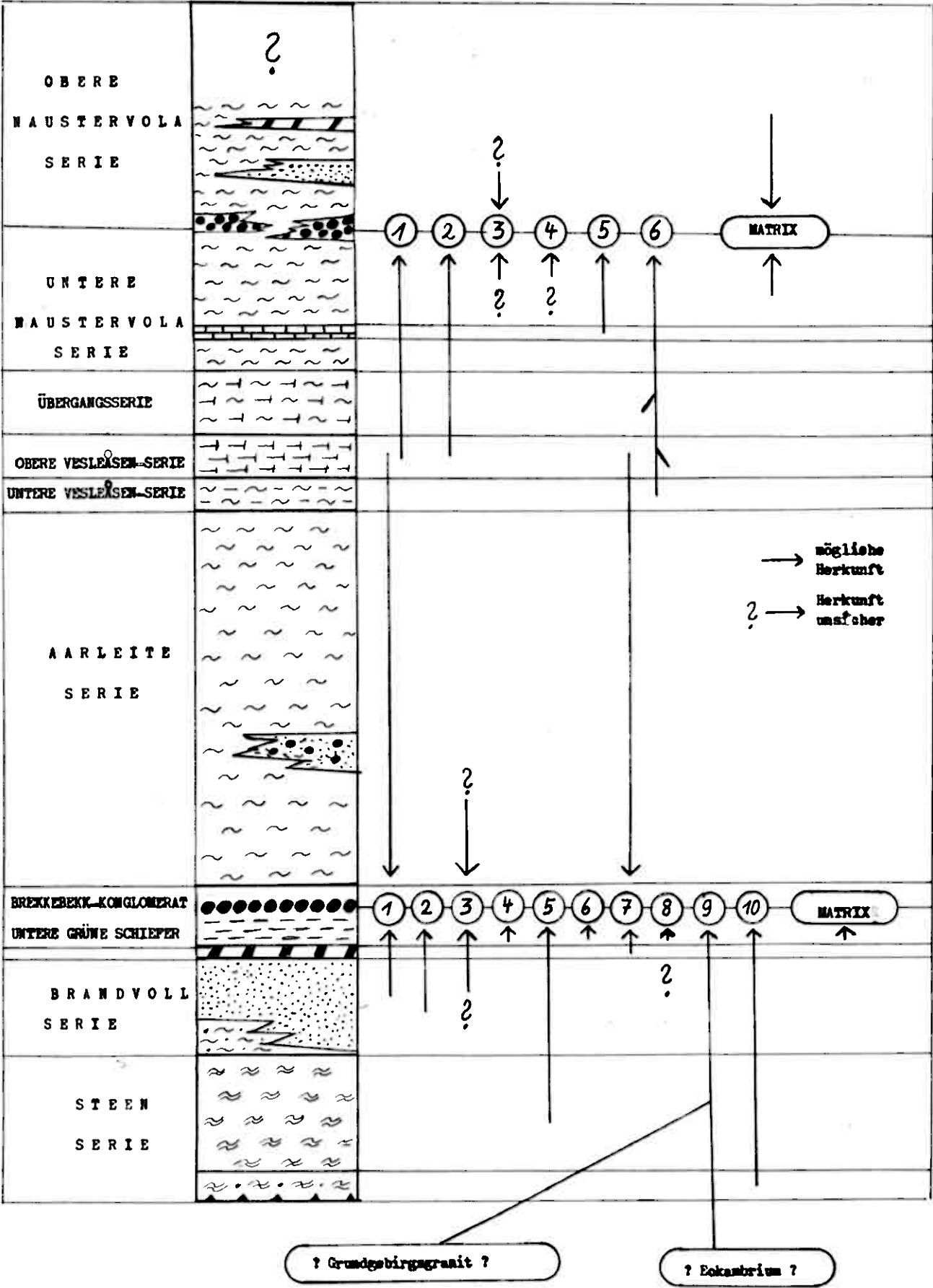
Die Gesteinsserien des Alvdal-Gebietes lassen sich über das Polldal-Gebiet und das "Grimesdalen" in das Sel-Vågå-Gebiet hineinverfolgen und lithologisch vergleichen (siehe Korrelationstabelle im Anhang!) Unabhängig vom Sel-Vågå-Gebiet, in dem die Stratigraphie durch Fossilfunde im Serpentin- bzw. Grünsteinkonglomerat erhellt wird (STRAND 1951, 1963), gelangt man im Alvdal-Gebiet aufgrund der Konglomerat-Analysen zu einem ähnlichen stratigraphischen Aufbau. Das bedeutet, daß die Gesteine im Alvdal-Gebiet normal gelagert sind. Eine tektonische Inversion ist nicht nachzuweisen.

Legt man diese normale, nicht inverse Gesteinsabfolge zugrunde, so fügt sich der tektonische Baustil harmonisch in diese stratigraphische Vorstellung ein. Das heißt, die im Gelände einmeßbaren Synformen sind auch als Synklinorien bzw. die Antiformen als Antiklinorien zu deuten.

Ein inverser Aufbau des Alvdal-Gebietes - etwa in der Art, wie ihn WOLFF (1967) im Meråker-Gebiet beobachtet und wie er von RUI (persönliche Mitteilung) im Gebiet von Røros beschrieben wird, würde einen sehr viel komplizierteren tektonischen Baustil voraussetzen und muß aufgrund der Konglomeratanalysen sowohl des "Brekkebekk-Konglomerates" als auch des Konglomerat-Horizontes an der Basis der

MÖGLICHE HERKUNFT DER GERÖLL-KOMPONENTEN UND DER
MATRIX DER BEIDEN STRATIGRAPHISCH BEDEUTSAMEN
KONGLOMERAT-HORIZONTE DER NW-EINHEIT

(Die Zahlen sind identisch mit den Nummern der Geröll Komponenten im Text !)



"Oberen Naustervcla-Serie" für das Gebiet von Alvdal
bezweifelt werden.

Die endgültige Klärung dieser Frage muß so lange offen-
bleiben, wie die geologischen Verhältnisse im Bereich zwi-
schen Dovrefjell und Glommatal nicht im Zusammenhang bekannt
sind.

Avsluttende diskusjon av stratigrafiske og tektoniske forhold

Den stratigrafiske rekkefølge i Alvdal-området ut fra litologisk sammenligning og analyse av konglomerathorisontene må, inntil man ved fossilfunn kan gi en entydig aldersrekkefølge, betegnes som provisorisk.

Likevel kan man med forbehold si følgende:

Bergartsserien i Alvdal-området kan følges og litologisk sammenlignes med bergartene over Follidal-området og Grimsdalen til Sel-Vågå-området (se korrelasjonstabell i bilag).

Uavhengig av Sel-Vågå-området, hvor stratigrafien fremgår av fossilfunn i serpentin- henholdsvis grønnsteins-konglomerat, (STRAND 1951, 1963) kommer man i Alvdal-området fram til en lignende stratigrafisk oppbygning ut fra konglomeratanalyser. Det tyder på at bergartene i Alvdal-området ligger normalt. En tektonisk inversjon kan ikke påvises.

Om man legger denne normale, ikke inverterte lagpakke til grunn, så passer denne tektoniske oppbygning med den stratigrafiske framstilling. Det betyr at de i feltet målte synformer også er synklinaler, henholdsvis antiformene er antyklinaler.

En invertert oppbygning av Alvdal-området omtrent av den typen som WOLFF (1967) har iaktatt i Meråker-området og som blir beskrevet av RUI (personlig meddelelse) vil forutsette en meget komplisert tektonisk oppbygning, og må betviles ut fra konglomeratanalyser så vel av "Brekkebekk-konglomeratet" som av konglomerathorisontene nederst i "Øvre Naustervola-serien" i Alvdal-området.

Det endelige svar på dette spørsmål må stå åpent, siden de geologiske forhold i området mellom Dovrefjell og Glomdalen ikke er kjent i sammenheng.

Z u s a m m e n f a s s u n g :

=====

In der vorliegenden Arbeit werden die Gesteine des Alvdal-Gebietes in Serien gegliedert, die sich mit denen des Folldal-Gebietes vergleichen lassen.

Die stratigraphische Gliederung fußt in Ermangelung von Fossilien auf der Analyse der vorgefundenen Konglomerate und bildet von daher gesehen nur einen Diskussionsbeitrag.

Demnach sind die kambro-silurischen Gesteine im nord-westlichen Alvdal-Gebiet normal gelagert und liegen an dem SE-Flügel des Alvdal-Synklinoriums, das entlang der Glomma-Sölna-Überschiebung auf die ebenfalls kambro-silurischen Serien auf der E-Seite des Glomma-Tales aufgeschoben ist.

Diese kambro-silurischen Einheiten sind ihrerseits von NW nach SE auf den eokambrischen Sparagmit im S von Alvdal verfrachtet. Hier ist die Sparagmitrandüberschiebung im Gegensatz zum Folldal-Gebiet nicht durch Augengneis-Zonen, sondern nur durch Diskordanzen gekennzeichnet.

Das Tronfjell-Massiv liegt als Gabbro-Phacolith im Kern einer tektonischen Synform und hat einen ähnlichen Aufbau wie das Sulitjelma-Gabbro-Massiv bzw. der Gabbro-Komplex im Vadda-Distrikt in N-Norwegen.

Die Serpentinvorkommen im Gebiet Folldal-Alvdal-Tynset sind nicht an tektonische Zonen gebunden, sondern kennzeichnen einen stratigraphischen Horizont im Liegenden des "Brekkebekk-Konglomerates", das die vulkanischen Gesteine der "Stören-Gruppe" tektonisch und stratigraphisch unterlagert.

Der regionale tektonische Baustil zwischen Hjerkinns- und Alvdal ist gekennzeichnet durch eine Reihe von Synklinorien und Antiklinorien, die in gleichem Maße sowohl SE- als auch NW-Vergenzen zeigen. Auf das Alvdal-Synklinorium

im SE folgen nach WHW: Das Einunnfjellantiklinorium, das Polldal-Synklinorium und das Hjerkin-Zentralgebiet.

Eine endgültige Klärung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Alvdal-Gebiet ist zur Zeit noch nicht möglich.

T A F E L 1

- Abb. 1: Rundhöcker im Aårleite-Phyllit nördlich Steivangen
- Abb. 2: Gletscherschrammen im Phyllit nördlich Langseter
- Abb. 3: Schürfe der "Storthåp-Grube" auf dem Vesleåsen in der
"unteren Vesleåsen-Serie"

TAFEL 1

Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3



T A F E L 2

Abb. 1 Brekkebekk-Konglomerat mit Kleinverfältelung

Abb. 2 Brekkebekk-Konglomerat

Abb. 3 Brekkebekk-Konglomerat

Abb. 4 Brekkebekk-Konglomerat beim Kleberstein-Bruch östlich
von Straumsaas

Abb. 1



TAFEL 2

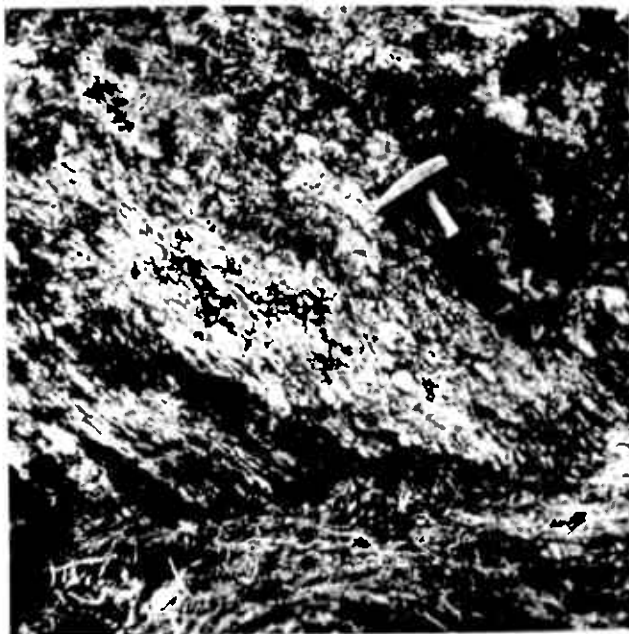
Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4



T A F E L 3

- Abb. 1 Hamndal-Seter-Konglomerat östlich vom Hamndal-Seter am
Rand des Fahrweges
- Abb. 2 Klamm in grünen Glimmerschiefern und Phylliten der
"Storbekk-Serie" beim Ausfluß des Sölna-Stausees
- Abb. 3 Gebänderte, grüne Schiefer der "Storbekk-Serie" im
Sölna-Tal

TAFEL 3



Abb. 2

Abb. 1



Abb. 3



T A F E L 4

- Abb. 1 Serpentinkonglomerat im Brekkebekk-Tal
- Abb. 2 Plattiger Sparagmit am Kvernbekken
- Abb. 3 Quarzit-Mylonit in der Störungszone an der Ostwand
des Brandvoll-Berges

TAFEL 4

Abb. 1



Abb. 2

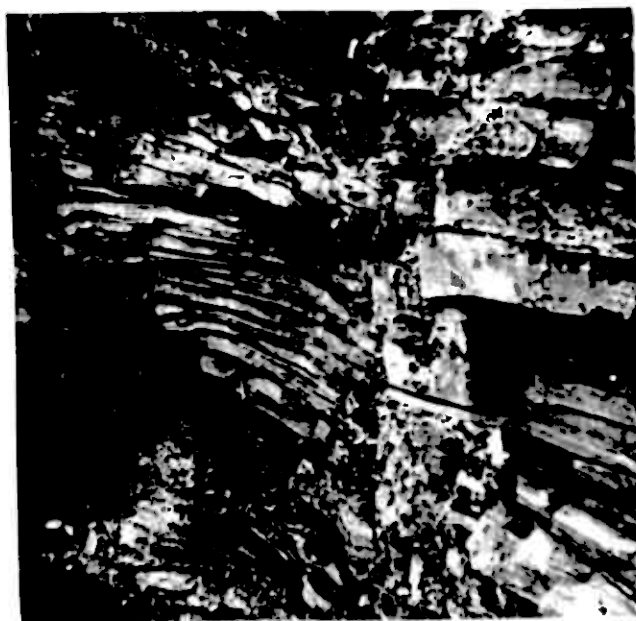


Abb. 3



T-A F E L 5

- Abb. 1 Disharmonische Kleinfalten in grünen, quarzitischen Schiefern der "Steen-Serie" an der stillgelegten Taubahn bei Gamalseterlia
- Abb. 2 "Pillow"-Strukturen im Amphibolit auf der Nordostseite des Steen, entstanden durch tektonische Durchbewegung
- Abb. 3 Kleinverwerfung zwischen Granat-und Blauquarz-führendem Gneis und quarzitischem Glimmerschiefer an der Brandvoll-Ostseite
- Abb. 4 Kleinverwerfung in gebändertem Marmor im Kvernbecken südöstlich vom Sjurhusvangen-Seter



Abb. 1

Abb. 2



Abb. 3

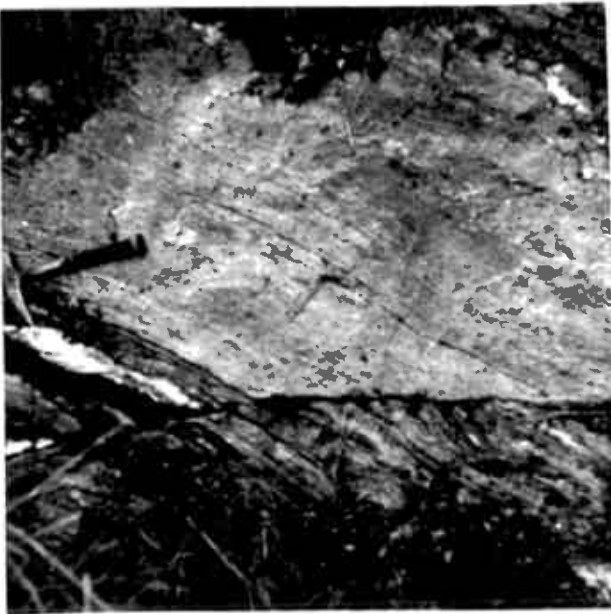


Abb. 4



L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- | | | |
|------------------------------|-------|--|
| Bugge, C. | 1954 | Den kaledonske Fjellkjede i Norge
NGU 189 |
| Hjørlykke, K.O. | 1905 | Det centrale Norges Fjeldbygning
NGU 39 |
| Carstens, H. | 1960 | Stratigraphi and Vulkanism of the
Trondheimsfjord Area, Norway
(International Geological Congress) |
| Carstens, C.W. | 1920 | Oversigt over Trondheimfeltets
bergbygning
K.N.V.Skr. 1919, No. 1 |
| | 1924a | Der unterordovizische Vulkanhori-
zont in dem Trondjemgebiet
NGT 7 |
| Chaloupsky, J.
Fediuk, F. | 1967 | in: Studies in the Trondheimregion
Region, Central Norwegian Cale-
donides II. S. 9-21
- Geology of the western and north-
eastern part of the Meråker area
NGU 245 |
| Heim, H. | 1966 | Die geologischen Verhältnisse um
Folldal
Diplomarbeit Universität Mainz
- unveröffentlicht - |
| Holmsen, G., Dr. | 1915 | Tekst til Geologisk Oversigtskart
over Østerdalen-Fimundssjøket
NGU 74 |

Holmsen, G.	1956	Røros-Beskrivelse til det Geologiske Rektangelkart NGU 198
Holmsen, P. Holmsen, G.	1950	Tynset-Beskrivelse til det Geologiske Rektangelkart NGU 175
Holtedahl, O.	1953	Norges Geologi Bd.I/II NGU 164
	1960	Geology of Norway NGU 208
Marlow, W.	1935	Foldal-Beskrivelse til det Geologiske Rektangelkart NGU 145
Oftedahl, Chr.	1954	Dekketektoniken in den nordligste del af det østlandske sparagmitområde NGU 188
	1968	Greenstone volcanoes in the central Norwegian Caledonides -Geologische Rundschau, Bd.57, Heft 3 S. 920-930
Oftedahl, Chr. Holmsen, P.	1952	Øvre Rendal-Beskrivelse til det Geologiske Rektangelkart NGU 177
Oftedahl, Chr. Holmsen, G.	1956	Ytre Rendal og Stor Elvedal NGU 194
Page, H.J.	1964	The Sulfiddeposit of Nordre-Gjeit- ryggen-Gruve, Folldal, Norway NGU 228

- | | | |
|---------------------------------|------|--|
| Prost, A. | 1963 | <p>Observations sur la Penetré Antecambrienne de la Snødola et sur la Région Septentrionale du "Fjell" de Ringebu</p> <p>- Extrait du Bulletin de la Societe geologique de France</p> <p>7^e série, t.V, p. 351à 357</p> |
| Roberts, D. | 1967 | <p>in: Studies in the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides II</p> <p>S. 64-121</p> <p>- Structural observations from the Koppera-Rikegrønsa area and discussion of the tectonics of Stordalen and the N.E. Trondheimregion</p> <p>NGU 245</p> |
| Strand, T. | 1951 | <p>The Sel and Vågø map areas</p> <p>NGU 178</p> |
| | 1963 | <p>Årbok 1963, S.280-288</p> <p>-Otta-Dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen</p> <p>NGU 228</p> |
| | 1963 | <p>Årbok 1963, S.289-310</p> <p>-Geology and structure of the Prestbergarea</p> <p>NGU 228</p> |
| Siedlecka, A.
Siedlecki, St. | 1967 | <p>in: Studies in the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides II</p> <p>S.59-63</p> <p>-Geology of the northernmost part of the Meråker area</p> <p>NGU 245</p> |

- Siedlecka, A. 1967 in: Studies in the Trondheim Region,
Central Norwegian Caledonides II
S.22-58
-Geology of the eastern part of the
Meråker area
NGU 245
- Vaněček, M. 1967 Bericht über den Studienaufenthalt
bei Polldal-Verk
- unveröffentlicht -
Archiv Polldal-Verk
- Wolff, F.Chr. 1964 in: Studies in the Trondheim Region,
Central Norwegian Caledonides
S.95-91
-Stratigraphical position of the
Gudå conglomerate zone
NGU 227
- 1967 in: Studies in the Trondheim Region,
Central Norwegian Caledonides II
S.123-146
-Geology of the Meråker area as a
key to the eastern part of the
Trondheim Region
NGU 245