

ZUR GEOLOGIE DES SÜDLICHEN TRONDHEIM - GEBIETES

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Johannes Gutenberg Universität

Mainz

- 1971 -

Vorgelegt von

JOHANN G. HELM

geb. am 22.5.1936 in Haselstein

1971

G L I E D E R U N G

	Seite
A V O R W O R T.....	1
B E I N L E I T U N G.....	2
C A L L G E M E I N E R T E I L.....	3
I G E O G R A P H I S C H E R Ü B E R B L I C K.....	3
1. Lage und Grenzen.....	3
2. Relief.....	3
3. Wassernetz.....	4
4. Klima.....	4
5. Bewuchs.....	5
6. Wegsamkeit.....	5
II A R B E I T S B E D I N G U N G E N.....	6
1. Topographische Unterlagen.....	6
2. Geländearbeit.....	6
3. Auswertung.....	6
III V O R A U S G E G A N G E N E A R B E I T E N.....	8
D G E O L O G I S C H E R T E I L.....	11
IV E I N F Ü H R U N G.....	11
1. Das Arbeitsgebiet in Beziehung zu den Kaledoniden.....	11
2. Überblick über Gesteinsabfolgen und Tektonik des Arbeitsgebietes.....	11
a) Grundgebirge (Präkambrium).....	11
b) Sparagmit-Suite (Eokambrium).....	12
c) Abfolgen unsicherer stratigraphischer Stellung.....	12
d) Die Trondheim-Region (Kambro-Ordoviz).....	13
e) Tektonik.....	14

V	DIE BASALEN GNEISE.....	15
	1. Der östliche Granitkomplex.....	15
	2. Das nordwestliche Gneisgebiet.....	16
VI	DIE SPARAGMIT-SUITE (EOKAMBRIUM).....	19
	1. Die lithostratigraphische Abfolge der parautochthonen Hedmark-Sparagmit-Suite (außerhalb des Arbeitsgebietes).....	21
	2. Die Abfolgen der allochthonen Hedmark-Sparagmit-Suite (außerhalb des Arbeitsgebietes).....	22
	3. Gesteine der allochthonen Hedmark-Sparagmit-Suite an den Grenzen zum südlichen Trondheim-Gebiet.....	23
	a) Die Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite am SE-Rand des Arbeitsgebietes.....	23
	b) Die Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite am NW-Rand des Arbeitsgebietes.....	27
	c) Zusammenfassung.....	31
VII	DIE GRIMSA-GRUPPE (EOKAMBRIUM)+ KAMBRIUM).....	32
	1. Die Grimsa-Gruppe am SE-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes.....	34
	a) Der Gneismylonit.....	35
	b) Die Abfolge der gebänderten Gneise.....	36
	c) Die Abfolge der Gneisglimmerschiefer.....	37
	d) Die Abfolge der Chlorit-Muskovit-Schiefer.....	38
	e) Die Abfolge der grauen Plattenschiefer.....	39
	2. Die Grimsa-Gruppe am NW-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes.....	39
	a) Die Gneisschuppe.....	39
	b) Die Abfolge der gebänderten Augengneise.....	41
	c) Die Abfolge der dunkelgrauen Plattenschiefer....	41
	d) Die Abfolge der gebänderten Gneisglimmerschiefer	41
	e) Die Abfolge der graugrünen Gneisglimmerschiefer	42
	3. Zusammenfassung und Schlußfolgerung.....	43

	Seite
VIII DIE ÖRNHÖ-GRUPPE.....	45
1. Die Örnhö-Gruppe des SE-Randes.....	45
a) Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation.....	45
b) Die Saataa-Glimmerschiefer-Formation.....	47
b1) Die Amphibol-Muskovit-Schiefer.....	47
b2) Die grauen Glimmerschiefer.....	48
2. Die Örnhö-Gruppe des NW-Randes.....	49
a) Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation des NW- Randes.....	50
b) Die Saataa-Glimmerschiefer-Formation des NW- Randes.....	51
3. Gegenüberstellung der Örnhö-Gruppe des SE- und des NW-Randes.....	52
4. Schlußfolgerung.....	53
IX DIE GULA-GRUPPE (KAMBRIUM).....	55
1. Die Gula-Gruppe des unteren Deckenkomplexes.....	55
a) Die Einunn-Formation.....	56
b) Die Fundin-Formation.....	57
c) Die Storhö-Formation.....	58
c1) Die Abfolge der Gneis-Quarzitschiefer.....	59
c11) Grünschiefer.....	59
c2) Die Abfolge der grau-blauen Bänderschiefer.....	60
c21) Das Husumkonglomerat.....	60
c3) Die Abfolge der Sandsteine und Glimmerschie- fer.....	62
c31) Der Mesaeter-Marmor.....	63
c4) Amphibolitische Linsen der Storhö-Formation.....	64

2.	Die Gula-Gruppe der Savalen-Decke.....	66
a)	Die Abfolgen der Gula-Gruppe auf der E-Flanke der Alvdal-Synform.....	66
b)	Die Abfolgen der Gula-Gruppe auf der W-Flanke der Alvdal-Synform.....	66
3.	Vergleich der Gula-Gruppe des unteren Deckenkom- plexes mit den Phyllit-Abfolgen der Savalen-Decke..	68
X	DIE FOLLA-GRUPPE (UNTERES ORDOVIZ).....	70
1.	Die Folla-Gruppe innerhalb des unteren Deckenkom- plexes.....	70
a)	Die Steinhaug - Schiefer - Formation.....	71
b)	Die Svendsbekk-Schiefer - Formation.....	73
c)	Die Svea - Albit-Gneis - Formation.....	74
d)	Die Bukletten - Grünschiefer - Formation.....	75
2.	Die Folla-Gruppe der Savalen-Decke.....	76
a)	Die Folla-Gruppe der Savalen-Decke an der E-Flan- ke der Alvdal-Synform.....	76
b)	Die Folla-Gruppe der Savalen-Decke an der W-Flan- ke der Alvdal-Synform.....	77
3.	Die Folla-Gruppe der Elgsjö-Decke.....	78
4.	Vergleich der Folla-Gruppe des unteren Deckenkom- plexes mit den entsprechenden Abfolgen der Savalen- und m.E. der Elgsjö-Decke.....	79
5.	Die Fokse-Schiefer.....	80
XI	DIE HAUSTA-GRUPPE (OBERES UNTER- UND MITTEL-ORDOVIZ)..	82
1.	Die Hausta-Gruppe der Savalen-Decke.....	82
2.	Die Hausta-Gruppe der Elgsjö-Decke.....	84
3.	Vergleich der Hausta-Gruppe der Savalen-Decke mit dem Komplex der grau-grünen Schiefer der Elgsjö- Decke.....	87

	Seite
XII DIE RANDAN-GRUPPE (OBERORDOVIZIUM).....	89
1. Die Randan-Gruppe der Savalen-Decke.....	90
a) Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation der E- Flanke der Alvdal-Synform.....	90
b) Die Doltjern-Grünschiefer-Formation an der W- Flanke der Alvdal-Synform.....	92
c) Die Saga-Phyllit-Formation.....	94
d) Die Kollet-Quarzit-Formation an der E-Flanke der Alvdal-Synform.....	96
2. Die Randan-Gruppe der Elgsjö-Decke.....	99
a) Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation der Elg- sjö-Decke.....	99
b) Die Doltjern-Grünschiefer-Formation der Elgsjö- Decke.....	100
c) Die Saga-Phyllit-Formation der Elgsjö-Decke...	103
d) Die Kollet-Quarzit-Formation der Elgsjö-Decke.	103
3. Vergleich der Randan-Gruppe der Savalen-Decke mit der entsprechenden Abfolge der Elgsjö-Decke.....	104
XIII ZUSAMMENFASSUNG DER KAMBRO-ORDOVIZISCHEN ABFOLGEN DES SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES UND SCHLUSSE- FOLGERUNG.....	106
XIV LITHOSTRATIGRAPHISCHE UND STRATIGRAPHISCHE BEZIEHUNG- EN DES SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES ZU ANDEREN DIS- TRIKTEN DER TRONDHEIM-REGION.....	111
1. Die Gula-Gruppe.....	112
2. Die Folla-Gruppe.....	114
3. Die Hausta-Gruppe.....	116
4. Die Randan-Gruppe.....	117
5. Schlußfolgerung.....	119

	Seite
XV INTRUSIVA.....	120
1. Ultrabasite.....	120
2. Basite.....	124
a) Der Vaalaasjö-Gabbro.....	124
b) Gabbro-Linsen innerhalb der Folla-Gruppe.....	125
3. Die Trondjemite.....	125
XVI TEKTONIK.....	130
1. Einleitung.....	130
2. Das Grundgebirge.....	132
a) Der östliche Granitkomplex.....	132
b) Das nordwestliche Gneisgebiet.....	133
3. Sparagmit-Suite und Grimsa-Gruppe.....	135
a) Das zentralnorwegische Sparagmitgebiet mit der Grimsa-Gruppe in epikratonischer Position.....	135
b) Das zentralnorwegische Sparagmitgebiet mit der Grimsa-Gruppe in randkratonischer Position.....	137
c) Die Randzone des zentralnorwegischen Sparag- mitgebietes und der Grimsa-Gruppe über kaledo- nischem Grundgebirge.....	138
d) Zusammenfassung und Schlußfolgerung.....	139
4. Das Kambro-Ordoviz.....	140
a) Der untere Deckenkomplex.....	140
b) Der obere Deckenkomplex.....	142
b1) Die Savalen-Decke.....	143
b11) Der NE-Teil der Savalen-Decke.....	144
b12) Die E- und SE-Flanke.....	144
b2) Die Elgsjö-Decke.....	145
b21) Die Kvitdal-Synform.....	147
b22) Die Vaarstigaa-Antiform.....	147
b23) Die Armod-Antiform.....	148
5. Schlußfolgerung und Zusammenfassung.....	149

	Seite
XVII	METAMORPHOSE.....151
XVIII	ZUSAMMENFASSUNG.....154
XIX	ANHANG.....157

A V O R W O R T

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit und ihre stetige Förderung verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. FALKE. Sein Interesse an den Problemen und die Ausbildung, die ich bei ihm erhielt, waren ein wesentlicher Beitrag zum Gelingen der Arbeit. Für all dies sei ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Herrn Prof. OPTEDAHL von der NTH in Trondheim möchte ich für sein besonderes Interesse an dieser Arbeit und seine liebenswürdige Diskussionsbereitschaft herzlichen Dank abstatten.

Desgleichen sei Statsgeolog C.F. WOLFF für lebhaftes Diskussions- und Anregungen gedankt.

Ein ganz besonderer Dank gilt der Firma Folldal Verk A/S, wobei ich vor allem die großzügige Unterstützung dieser Arbeit durch den adm. Direktor LEIF LØVOLD hervorheben möchte, der den nötigen Antrieb zur Vollendung dieser Arbeit gab.

B E I N L E I T U N G

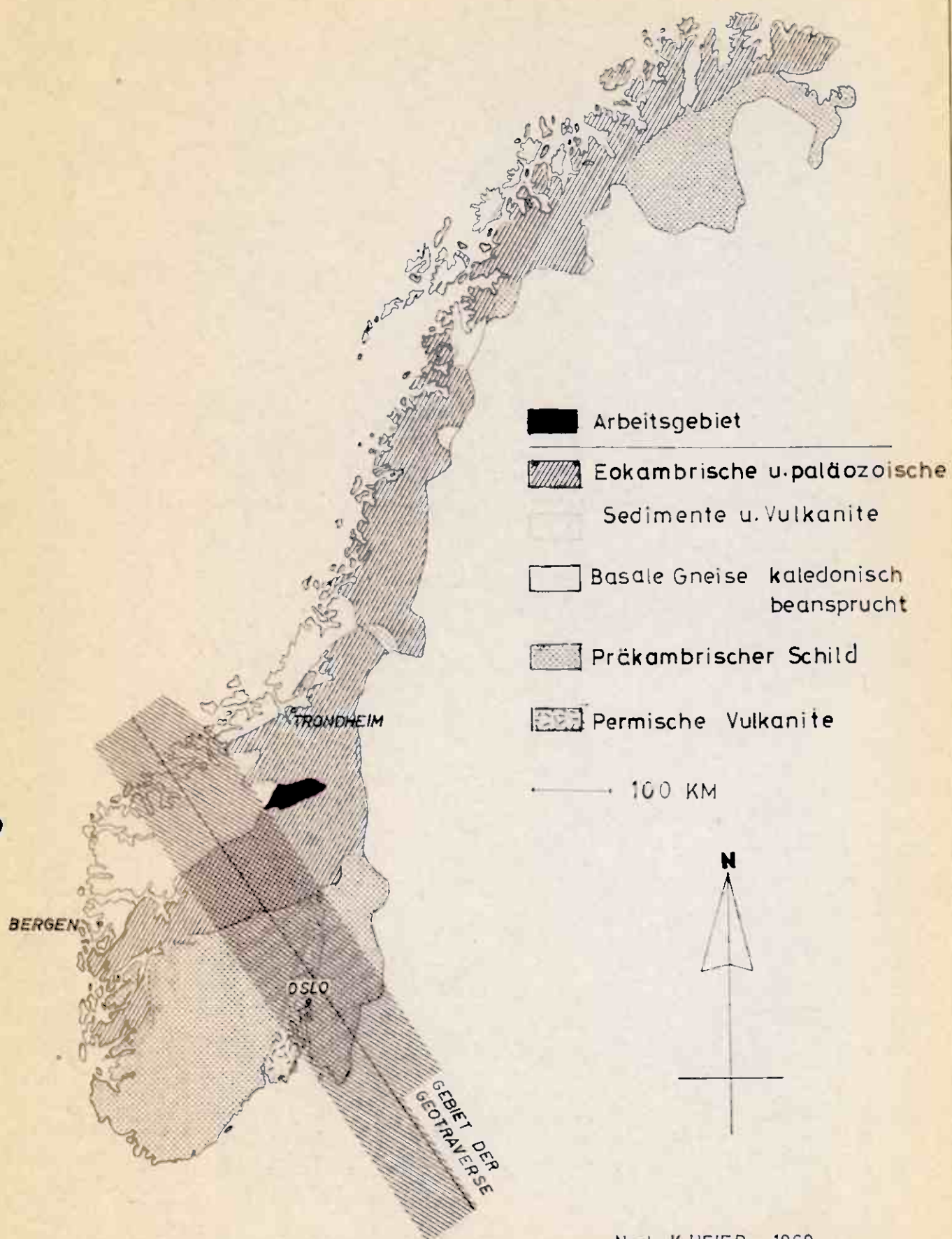
Diese Arbeit stellt einen Beitrag zur Geologie der Trondheim-Region dar. Als randlicher Teil der Geotraverse (s. Fig. 1), die im Rahmen des norwegischen "upper mantle"-Projektes erforscht wird, liegt das Trondheim-Gebiet seit einigen Jahren im Blickpunkt des geologischen Interesses. Neben dem Norges Geologiske Undersökelse bemühen sich das Geologische Institut der NTH in Trondheim und das Geologische Institut der Osloer Universität um die Lösung der das Trondheim-Gebiet betreffenden stratigraphischen und tektonischen Fragen.

Der hier behandelte südliche Teil des Trondheim-Gebietes, mit seinen im wesentlichen kambro-silurischen Folgen, liegt in einem Bereich, in dem die laterale Einengung des "Goldschmidtschen Faltengrabens" besonders stark ist. Die Tektonik dieses Gebietes ist deshalb sehr kompliziert und die Klärung der stratigraphischen Verhältnisse entsprechend schwierig.

Verf. stellt in dieser Arbeit die lithostratigraphischen Abfolgen der einzelnen tektonischen Einheiten des südlichen Trondheim-Gebietes einander gegenüber und vergleicht sie mit der teilweise faunistisch belegten stratigraphischen Folge der 120 km nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen Horg-Synkline und des Meraaker-Gebietes.

Aus der lithostratigraphischen Zuordnung der Einheiten des Gebietes schließt der Verfasser auf die tektonischen Verhältnisse.

Geologische u. geographische Lage des Arbeitsgebietes



Nach K. HEIER 1969

Fig 1

C ALLGEMEINER TEIL

I GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

1. LAGE UND GRENZEN: Das hier als "südliches Trondheim-Gebiet" beschriebene Areal liegt im südlichen Mittelnorwegen zwischen $62^{\circ}00'$ und $62^{\circ}25'$ nördl. Breite und $9^{\circ}15'$ und $10^{\circ}15'$ E Greenw. Es bedeckt eine Fläche von ca. 4000 km^2 . Im Süden grenzt es an die nördlichen Ausläufer des Rondanegebirges und endet im Westen an den Osthängen des Snøhetta. Im Norden reicht das bearbeitete Gebiet bis an die Linie Engan (Drivdal) - Auma (Österdal), während im Osten das Österdal als Grenze gewählt wurde.

2. RELIEF: Die Oberflächengestaltung ist durch die unterschiedliche Verwitterungsresistenz der einzelnen Schichten und durch markante tektonische Linien bedingt. Sie wird jedoch in weiten Teilen des Gebietes, vor allem in den Akkumulationsbecken des Grimsa und Folla, teilweise auch des Glomma, von pleistozänen Deckschichten überprägt.

Die durchschnittliche Höhe des Gebietes liegt etwa bei 950 m über NN, während der maximale Reliefunterschied ca. 850 m beträgt. Die höchsten Erhebungen sind im Osten der Tron mit 1660 m, nördlich Folldal die Storhö mit 1664 m, südlich des Foksa die Storhö mit 1713 m und westlich des Drivdal die Nystuguhöin mit 1754 m über NN. Die durchschnittliche Gipfelhöhe sinkt nach Osten ab.

Ein auffallender Reliefunterschied besteht zwischen den weichen Konturen im Verbreitungsgebiet der Trondheimschiefer und den schroffen Sparagmitklippen der südlichen und westlichen Umrandung. Im Bereich der Trondheimschiefer ragen verwitterungsresistente Gesteine wie Quarzite und Metakeratophyre als langgestreckte Riegel auf, während Intrusionskörper (Ultrabasite, Gabbros und Granite) kuppenartig herauspräpariert sind. Überall dort, wo morphologische Anhöhen von der meist geringmächtigen, pleistozänen Überdeckung befreit sind, kann man die abrasive Wirkung der Inlandvereisung an den glatten, teil-

weise auch gekritzten walfischrückenförmigen Erhebungen studieren. Die Bewegung der Eismassen im letzten Glazial erfolgte von SE nach NW. Diese Richtung läßt sich nicht nur aus Kritzspuren im anstehenden Gestein, sondern auch aus der Verfrachtung von Gesteinsschutt aus dem Sparagmitgebiet im Süden und dem Grundgebirgsfenster (Atnafenster) nach NW zu ablesen. Fast alle morphologisch herausragenden Klippen und Rücken haben auf ihrer NW- oder NNW-Seite lange, flach abfallende Schuttfahnen aus vorwiegend ortsfremdem Material, während die SE-Hänge steil sind und nur Schutthalden lokaler Entstehung haben. Markante Beispiele dafür sind die Grimsdälhöin, der Streitkampen, die Vardhö und die Einunnfjelle. Bei anderen Erhebungen sind die Schutthalden dagegen fluvial ausgeräumt. - Im Übrigen liegt über dem gesamten Gebiet ein Schuttschleier, der allerdings meist nicht mächtiger als ein Meter wird.

3. WASSERNETZ: Das Drainagesystem folgt zumeist Klüften, die meist in einem 45° angenäherten Winkel zur tektonischen Haupteinengung (NNW-SSE) liegen. Die Flüsse Grimsa, Folla, Kakella und Einunna entwässern das Gebiet nach Osten in breit angelegten, von Schottern, Sanden und Tonen angefüllten Tälern. Fluvioglaziale Terrassen oder deren Reste gliedern die Hänge. Während die breiten Täler des Grimsa, Folla und Svaanaa durch eine starke Schuttaufschüttung gekennzeichnet sind, sind die höheren Lagen einer starken Erosion ausgesetzt, sei es durch Hangleitung oder durch die zahlreichen kleinen Bäche, die die Terrassen durch tief eingeschnittene Täler zergliedern.
4. KLIMA: Das Gebiet liegt im Bereich der Steppenzzone. Infolge der Höhenlage ist die Jahresdurchschnittstemperatur mit 4° C sehr gering. Insgesamt ist das Gebiet nur etwa $4 \frac{1}{2}$ Monate schneefrei (Ende Mai bis Mitte Oktober). Aktuo-geologisch relevant sind der starke Unterschied zwischen den max. Sommertemperaturen ($+30^{\circ}$ C) und den min. Wintertemperaturen (-45° C).

5. BEWUCHS: Der Pflanzenbewuchs spiegelt die klimatischen Verhältnisse wieder.

Die chemische Verwitterung tritt gegenüber der Insolations- und Frostverwitterung stark zurück. Die Bodenbildung vollzieht sich entsprechend langsam. In den höheren Lagen ist meist nur ein AC-Profil vorhanden. Die Alluvialablagerungen der Täler werden als Weideland benutzt, während die Terrassen mit lichtem Föhrenwald bewachsen sind, der in höheren Lagen in Birkenbestände übergeht. Jenseits der Baumgrenze herrschen Moose und Flechten vor. Weit verbreitet ist das hellgrüne Rentiermoos, das die Erhebungen in unregelmäßigen Flecken bedeckt. Abflußlose Senken und Vertiefungen auf den Hochflächen bilden ausgedehnte Flach- und Hochmoore mit entsprechender Vegetation.

6. WEGSAMKEIT: Das Arbeitsgebiet ist wegemäßig gut erschlossen. Im Follatal bildet der R 29 eine durchgehende E-W-Verbindung. Auf großen Strecken verläuft parallel dazu ein Tal-Seitenweg am entgegengesetzten Flußufer.

Von den Talstraßen führen Stichwege viele Dutzende von Kilometern südlich und nördlich ins Gelände; sie sind zum großen Teil untereinander verbunden. Von diesen Stichwegen schlängeln sich unzählige Viehpfade, genannt "stier", in allen Richtungen durch das Gelände.

Eisenbahnstationen sind Hjørring (Dovrebahn) und Alvdal (Rørosbahn).

II ARBEITSBEDINGUNGEN

1. TOPOGRAPHISCHE UNTERLAGEN:

Das Arbeitsgebiet liegt im Bereich folgender AMS-Karten im Maßstab 1 : 50 000 : 1419 II, 1519 I bis IV, 1614 I und IV.

Die Karten dienten zur allgemeinen Orientierung im Gelände. Im Laufe der letzten Jahre wurden sie schrittweise durch fotogrammetrisch hergestellte Karten im gleichen Maßstab ersetzt.

Die Kartierung erfolgte auf Luftfotos der Firma Wideröe. Sie liegen aus dem Bereich westlich Folldal im Maßstab 1 : 35 000 (Serie 1431), im restlichen Gebiet im Maßstab 1 : 15 000 (Serie 2220) vor.

2. GELÄNDEARBEIT:

Die zur vorliegenden Arbeit notwendigen Kartierungen wurden im September-Oktober 1966 und in der Zeit von Juni-November 1967 im Raume Lesja-Dovre fjell-Drivdal durchgeführt (Gebiet VI).

Die eingesetzten Arbeitsgruppen kartierten in den Sommermonaten der Jahre 1967-69 die Gebiete II, III, IV, V, VII und VIII (s. Fig. 3).

3. AUSWERTUNG:

Von den wichtigsten Geländeproben wurden 850 Dünnschliffe angefertigt. 500 Schliffe stellte das NGU freundlicherweise aus dem Material W. MARLOWs zur Verfügung.

Die Bearbeitung dieser Präparate verteilt sich über die Jahre 68, 69, 70. Streupräparate wurden mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens untersucht. Schwierige Mineralbestimmungen entschied die Diffraktometeraufnahme.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen dienten der Korre-

lierung der lithostratigraphischen Einheiten. -
Petrographische Daten werden nur insofern aufgeführt,
als sie für die Gesteinsbeschreibung unumgänglich sind. -
Magnetische und elektrische Messungen erwiesen sich vor-
teilhaft zur Interpretation magnetit- und graphitführen-
der Schichten in überdeckten Gebieten.

In der vorliegenden Arbeit werden zunächst die lithostratigraphischen Abfolgen der einzelnen tektonischen Komplexe getrennt beschrieben.

Die Namen der einzelnen Gruppen und Formationen gelten gemeinsam für die entsprechenden lithostratigraphisch vergleichbaren Einheiten der verschiedenen tektonischen Komplexe. Es soll damit einer verwirrenden Vielfalt von Namen vorgebeugt werden.

Die Auswertung erfolgte am Sitz der Hauptverwaltung der Firma Folldal Verk A/S in Folldal Norwegen.

III. VORAUSGEGANGENE ARBEITEN

Die Stratigraphie und der strukturelle Bau des Trondheim-Gebietes gelten seit jeher als ein besonders schwieriges, in den Augen mancher Geologen sogar als unlösbares Problem. Entsprechend gering war das Interesse an einer systematischen Bearbeitung dieser Region. Auch die Tatsache, daß dieses Gebiet große pyritische Kupferlagerstätten enthält, deren wirtschaftliche Bedeutung schon seit langem erkannt war, änderte daran nichts.

Die ersten geologischen Erkundungen beschränken sich auf die Klärung der groß-regionalen Züge des Gebietes. Dabei stieß man allerdings bald auf ein grundlegendes Problem, nämlich die Frage, ob der zentrale Teil der Trondheim-Region als Syn- oder als Antiklinorium zu deuten sei. Die Lösung dieser Frage ist eng mit der Deutung des gesamten stratigraphischen Aufbaues verknüpft. So gab diese Frage für viele Geologengenerationen Anlaß zu mancherlei Spekulationen, bis man in jüngster Zeit durch detaillierte Kartierung der Lösung vermutlich recht nahe kam.

Unter den ersten Geologen, die auch das südliche Trondheim-Gebiet bereisten, war B.M. KEILMAU. Er gibt in der Zeitschrift "Gaea Norvegica" 1850 eine kurze Beschreibung des Schichtenverlaufes und konstatiert ein Einfallen der Schichten in Richtung der Zentralzone.

In den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts kartierte Th. KJERULF unter anderem auch im südöstlichen Trondheim-Gebiet. Er arbeitete ein stratigraphisches System aus, welches auf der Synklinalthypothese beruhte. Seine Abfolge beginnt mit den Rörosschiefern als Basis und endet mit den von ihm definierten Gulaschiefern als jüngste Einheit. Er war sich jedoch darüber im Klaren (Th. KJERULF, 1878, S. 176), daß eine umgekehrte Altersabfolge ebenfalls als Interpretationsmöglichkeit erwogen werden müßte.

A.E. TÖRNEBOHM griff 1872 diese zweite Möglichkeit auf und schuf zusammen mit seinem Landsmann F. SVENONIUS (1885) die Gegendarstellung: Die Trondheim-Region als Antiklinorium. A.E. TÖRNEBOHM kartierte große Teile der östlichen Trondheim-Region. Er erwähnt das Brekkebaekk-Konglomerat

und die Marmorzüge südlich des Tronfjell.

1905 schloß K.O. BJÖRLYKKE seine auf Übersichtsbegehungen aufbauende, großräumige Kartierung ab. Er beschrieb unter anderem auch Teile des südlichen Trondheim-Gebietes, befaßte sich aber nicht mit der Lösung von regionalen Strukturproblemen. Seine Arbeit gab die wertvollsten Hinweise für die späteren Bearbeiter.

C. BUGGE (1912) führte die Theorien A.E. TÖRNEBOHMs und F. SVENONIUS weiter und entwickelte ins einzelne gehende Vorstellungen über den Bewegungsablauf, der zur Entstehung des zentralen Antiklinoriums der Trondheim-Region führte.

C.W. CARSTENS (1920) beschäftigte sich ebenfalls mit den Strukturen der zentralen Trondheim-Region im Sinne Th. KJERULFs. Sein wesentlicher Beitrag an der Erforschung der Trondheim-Region liegt in der Erarbeitung einer genauen stratigraphischen Abfolge in einem 130 km nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen, niedrig metamorphen und überdies fossilführenden Areal, der Horg-Synkline.

Zwischen 1930 und 1935 kartierte der Bergingenieur W. MARLOW das Blatt Folldal, das den NE-Teil unseres Arbeitsgebietes überdeckt. W. MARLOW beschränkt sich auf die Unterscheidung einzelner Gesteinstypen und fertigte eine Aufschlußkarte im Maßstab 1 : 100 000 an. Seine Arbeit enthält keine strukturgeologischen Angaben.

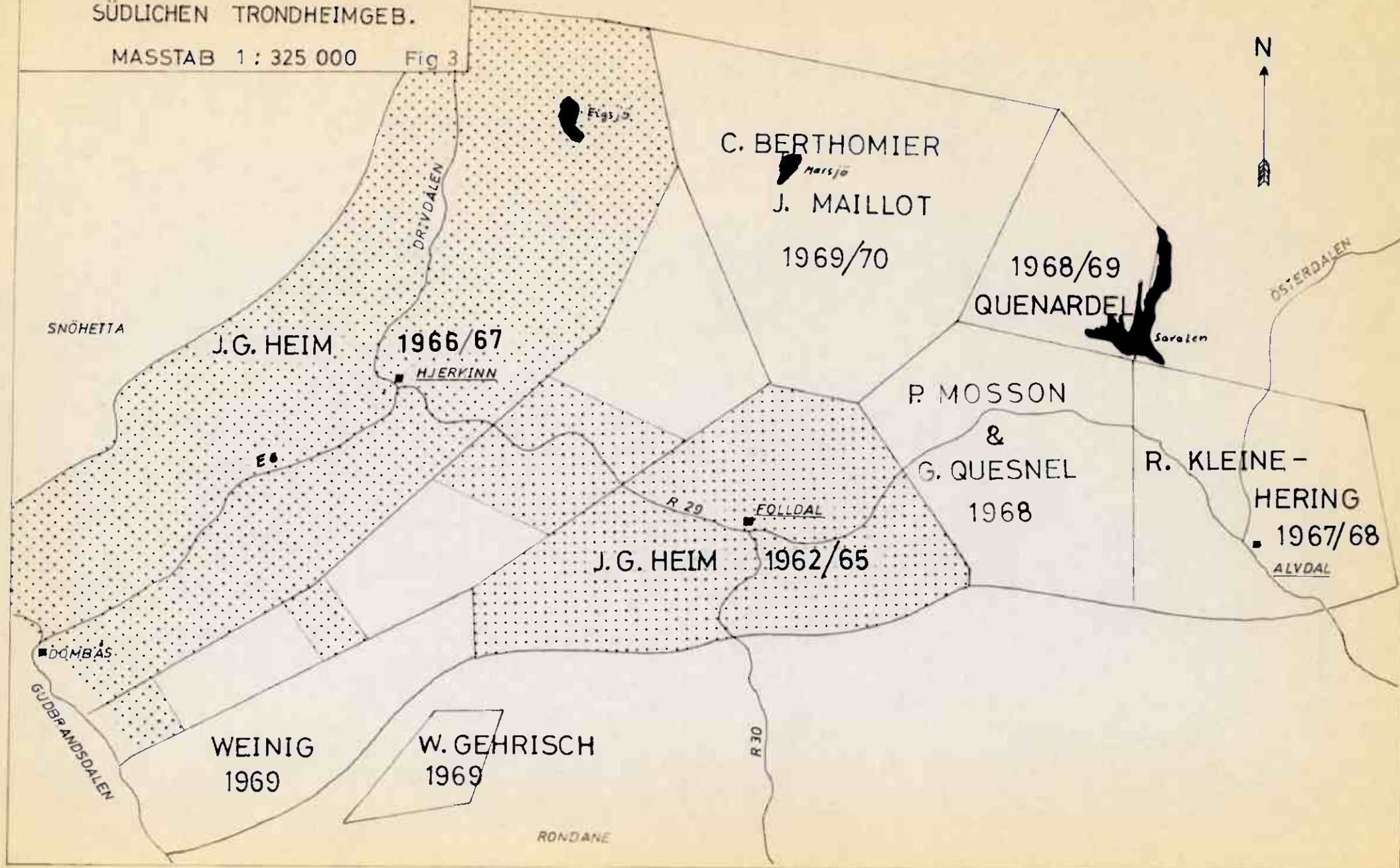
Th. VOGT (1945) vollendete die von C.W. CARSTENS begonnenen stratigraphischen Studien in der fossilführenden Horg-Synkline. Er befaßte sich nicht mit der Zentralzone der Trondheim-Region, interpretierte die Gula-Schiefer aber als älteste Einheit.

T. STRAND (1951) knüpfte das Sel- und Vaagaa-Gebiet an die stratigraphische Abfolge der Horg-Synkline an, blieb aber bei der Geosynklinalauffassung. Er beschrieb auf Grund von Exkursionen und Übersichtsbegehungen Teile des Grimsdal/Haveraal und auch Gebiete um Hjerkin. Im gleichen Sinne sah H.P. GEIS (1961) in der Region zwischen Hjerkin und Folldal eine Synklinalstruktur.

KARTIERUNGEN INNERHALB DES
SÜDLICHEN TRONDHEIMGEB.

MASSTAB 1 : 325 000

Fig 3



1954 greift C. BUGE das Problem des zentralen Teils der Trondheim-Region erneut auf, stellt Vergleiche zu außerkaledonischen Orogenen her und wendet die Begriffe Flysch und Molasse auf die Gesteine der Sparagmit-Suite und der Trondheim-Region an.

In den 60er Jahren entwickelte Chr. OPTEDAL Th. VOGTs Stratigraphie der Horg-Synkline zum heutigen Stand (Chr. OPTEDAL 1970).

In den Jahren 1962 - 65 führte der Verf. eine detaillierte Kartierung des Folldal-Gebietes im Maßstab 1 : 15 000 durch (s. Fig. 3). Durch Übersichtsbegehungen erhielt er einen Einblick in den geologischen Aufbau des gesamten südlichen Trondheim-Gebietes. Der Verf. hielt sich an die durch das System Th. VOGTs bestimmte stratigraphische Einteilung T. STRANDs im Sel- und Vaagaa-Gebiet.

1964 begann C.F. WOLFF das Meraakerprofil in der nördlichen Trondheim-Region erneut zu bearbeiten, griff die Ideen A.E. TÖRNEBOHMs, S. SVENONIUS und C. BUGGEs wieder auf und suchte an Hand von detaillierten, lithostratigraphischen und tektonischen Analysen, in Zusammenarbeit mit D. ROBERTS, die Richtigkeit dieser Auffassung nachzuweisen.

In den Jahren 1966 und 67 bearbeitete der Verf. im Auftrag der Firma Folldal Verk A/S den Dovrefjell-Distrikt von Lesja bis Engan. Außerdem wurden mehrere Profile zwischen Folldal und Hjerkinng eingehend untersucht.

Zur termingerechten Fertigstellung der im Rahmen der Prospektion der Firma Folldal Verk A/S notwendigen Detailkartierungen wurden 1967 unter Leitung des Verf. Arbeitsgruppen eingesetzt. Diesen Arbeitsgruppen gehörten an: R. KLEINE-HERING, P. MOSSON & QUESNEL, G. QUENARDEL, BERTHOMIER & MAILLOT, W. GEHRISCH, H. WEINIG.

Während die Arbeitsgruppen nach der Synklinalhypothese arbeiteten, schloß sich der Verf. nach Zusammenstellung aller Kartierdaten der Antiklinaltheorie an.

D GEOLOGISCHER TEIL

IV EINFÜHRUNG

1. DAS ARBEITSGEBIET IN BEZIEHUNG ZU DEN KALEDONIDEN.

Die als kaledonisch bezeichneten Sedimentfolgen des Arbeitsgebietes bildeten sich in dem Zeitraum vom ausgehenden Präkambrium bis in das untere Silur. Der Großraum, innerhalb dessen vergleichbare Sedimente abgelagert wurden, erstreckt sich von Schottland nach Norwegen. Er umfaßt aber auch Teile von Spitzbergen und Ostgrönland.

Ende Silur, zu einer Zeit, die mit der ardennischen Phase + zusammenfällt, wurden Teile der in diesem Großraum abgelagerten Gesteinsabfolgen ausgefaltet und als Decken über das östlich angrenzende Vorland geschoben. Das, was heute von diesen Decken im westlichen und südlichen Mittelnorwegen, und damit auch innerhalb des Arbeitsgebietes, vorhanden ist, verdankt seine Erhaltung einer Mittelnorwegen diagonal (SW-NE) durchziehenden Senkungszone, dem GOLDSCHMIDT'schen "Faltungsgraben" (s. Fig. 4). Er reicht vom südlichen Vestlandet über Jotunheimen bis in das südliche Trondheim-Gebiet. Diese Struktur wird als Einsenkung in den Grundgebirgsgneis gedeutet. Sie erfuhr während und nach der Platznahme der kaledonischen Decken eine erhebliche Einengung. Die in ihr liegenden Sedimentpakete oder Deckenreste zeigen allenthalben Spuren dieser Einengung: sie sind verfaltet, ineinander verschuppt und in liegende Falten gepreßt, zerrissen, gegeneinander versetzt, überkippt und erneut metamorph überprägt.

2. ÜBERBLICK ÜBER GESTEINSABFOLGEN UND TEKTONIK DES ARBEITSGEBIETES. (s. Fig. 5 und 6)

a) Grundgebirge (Präkambrium).

Der archaische Untergrund des Arbeitsgebietes ist

Lage der grossen Senkungs-
zonen im
südlichen Norwegen



Oslo-Graben (perm)



Stavanger-Jotun-Senke (kaledonisch)



Achsendepression der
Trondheimregion

Masstab 1 : 2800000

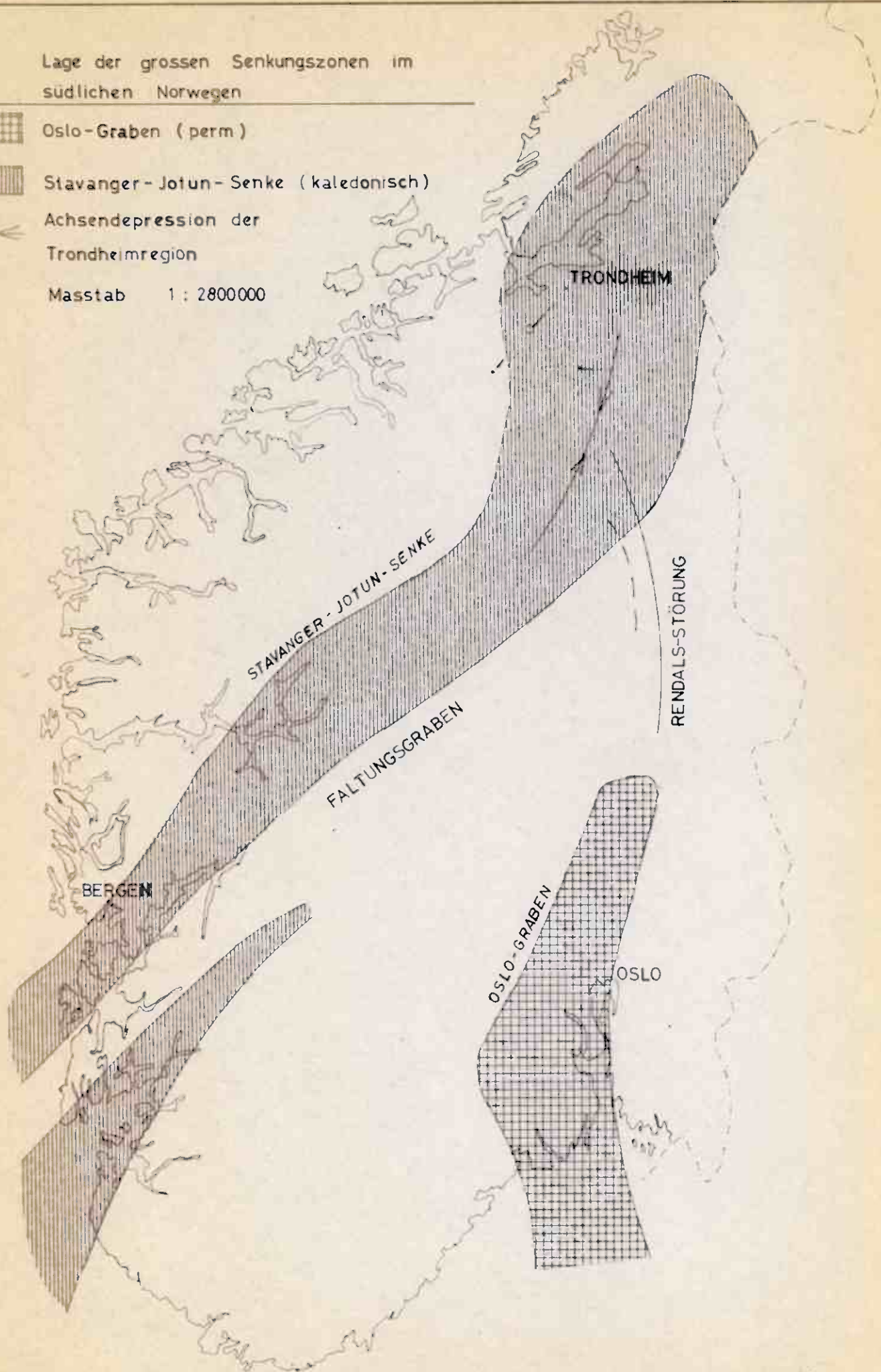


Fig. 4

LITHOSTRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHTSTABELLE DES SÜDL. TRONDHEIM-GEBIETES

	Kollet - Quarzit - Formation		
	Saga - Phyllit- Formation	RANDAN	
	Doltjern - Grünschiefer - Formation		OBER- ORDOVIZ
	Brekkebækk - Konglomerat - Formation	GRUPPE	
	Die oberen Phyllite		MITTEL ORDOVIZ
	Hamndalsæter - Konglomerat	HAUSTA	
	Die unteren Phyllite	GRUPPE	
	Bukletten - Grünschiefer - Formation		UNTER
	Svea - Albit-Gneis - Formation	FOLLA	
	Svendsbækk - Schiefer - Formation		ORDOVIZ
	Steinhaug - Garbenschiefer - Formation	GRUPPE	
	Storhø - Formation		
	Fundin - Formation	GULA	
	Einunna - Formation	GRUPPE	KAM- BRI- UM
	Saataa - Glimmerschiefer - Formation	ØRNHØ	
	Mjovass - Bänderschiefer - Formation	GRUPPE	
		GRIMSA GRUPPE	
		HEDMARK SPARAGMIT SUITE	EOKAM- BRIUM
	Gneise und Granite	BASEMENT	PRÄ- KAMBR.

Fig.6

besonders im Bereich des "Faltungsgraben", aber auch südöstlich davon, durch mächtige Deckschichten verhüllt. Hier zeigen die am SE-Rand des Arbeitsgebietes gelegenen Grundgebirgsfenster des Zentralnorwegischen Sparagmitgebietes Granite, Quarzporphyre und Gabbrokomplexe.

In den von Deckschichten freien Bereichen im W und NW des Arbeitsgebietes bauen hochmetamorphe präkambrische und teilweise jüngere, vermutlich sedimentäre Serien das Grundgebirge auf. Sie sind kaledonisch überprägt und bestehen im wesentlichen aus Plagioklasgneisen, Quarziten und Amphiboliten.

b) Die Sparagmit-Suite (Eokambrium).

Mächtige kontinentale Serien, die unter dem Begriff Sparagmit-Suite zusammengefaßt sind, folgen diskordant über dem archaischen Untergrund. Sie setzen sich aus Arkosen, Sandsteinen, Konglomeraten und Schieferen zusammen. Eingeschaltet sind Karbonathorizonte und Tillite.

Die Einheiten, die das südliche Trondheim-Gebiet im SE, S und NW umranden, liegen vermutlich in allochthoner Position vor (Kvitvola-Decke). Sie bilden mächtige Abfolgen aus ± plattig absondernden Metaarkosen.

c) Abfolgen unsicherer stratigraphischer Stellung.

Diskordant über den Formationen der Sparagmit-Suite lagert eine Abfolge, die aus weniger gut sortierten grob- und feinklastischen Sedimenten und eingeschalteten Basiten aufgebaut ist. Sie steht lithologisch zwischen typischen Sparagmitgesteinen und den kambro-ordovizischen Schieferen. Teile dieser Abfolge sind zu Augengneisen umgewandelt. Die stratigraphische Stellung der als Grimsa-Gruppe beschriebenen Schichtenfolge ist nicht völlig geklärt (Eokambrium?, Kambrium?).

Mit tektonischer Grenze über den Augengneisen der Grimsa-Gruppe folgt ein Schichtkomplex, der überwiegend aus eintö-

nigen Glimmerschiefern aufgebaut ist und an der Basis auch vulkanisches Material enthält. Er wird unter der Bezeichnung Örnhö-Gruppe beschrieben. Seine Zuordnung zu den Cula-Schiefern (Kambrium) der Trondheim-Region erfolgt mit Vorbehalten.

d) Die Trondheim-Schiefer-Suite (Kambro-Ordoviz).

Von den kambro-ordovizischen Schichten der kaledonischen Trondheim-Region ist die Basis nicht bekannt. Die unterste Einheit bildet eine mächtige Abfolge von Phylliten und Metagrauwackenschiefern, in die Quarzitbänke, Karbonat- und Konglomerat-Horizonte eingeschaltet sind. Sie werden als lithostratigraphische Einheit unter der Bezeichnung Gula-Gruppe beschrieben und dem Kambrium zugerechnet.

Darüber lagert mit Grünschiefern, Metaquarzkeratophyren und davon abgeleiteten Detritusgesteinen eine ausgeprägt vulkanogene Abfolge. Genetisch mit den basischen Vulkaniten verknüpft sind eine Reihe von Cu-führenden Sulfiderzvorkommen mit z.T. wirtschaftlicher Bedeutung. Die vulkanische Abfolge wird als Folla-Gruppe beschrieben und in das untere Ordoviz gestellt.

Die Fortsetzung des lithostratigraphischen Profils bildet ein einheitlicher Phyllit-Glimmerschiefer-Komplex mit Einschaltungen von Graphitschiefern, Konglomeraten und in untergeordneten Mengenanteil auch basischen Vulkaniten. Er wird unter der Bezeichnung Hausta-Gruppe dargestellt und dem oberen Unter- und dem Mittelordoviz zugerechnet.

Das oberste Glied in der lithostratigraphischen Abfolge des südlichen Trondheim-Gebietes ist eine stärker differenzierte Schichtenfolge. Sie baut sich vom Liegenden zum Hangenden aus Konglomeraten, Grünschiefern, Phylliten und Quarziten auf. Sie wird als Randan-Gruppe beschrieben und vertritt vermutlich das obere Ordoviz. Inwieweit sich in den obersten Einheiten dieser Gruppe silurische Gesteine verbergen, konnte nicht geklärt werden.

Mit der Randan-Gruppe scheint die geologische Geschichte des südlichen Trondheim-Gebietes abgeschlossen. Das geologische

Bild des südlichen Trondheim-Gebietes wird durch eine Reihe von ultrabasischen bis sauren Intrusionen von zum Teil bedeutenden Ausmaßen ergänzt.

e) Tektonik.

Tektonisch baut sich das südliche Trondheim-Gebiet aus einem normalgelagerten unteren und einem invers und diskordant darüberlagernden Deckenkomplex auf (s. Fig. 7).

Der obere Deckenkomplex besteht aus einer westlichen (Elgsjö-Decke) und einer östlichen Deckenschuppe (Savalen-Decke), während der untere Deckenkomplex in einem tektonischen Fenster im zentralen Teil des Gebietes zu Tage tritt. Er besteht aus einem zentralen NNE-SSW streichenden Antiklinorium. In der Regel fallen die Schichten steil im zentralen Teil und flacher mit zunehmender Annäherung an die Randzonen. Es ergibt sich daraus eine Fächerstellung der Achsenebenen. An den Randzonen sind die Muldenzüge weitgehend überkippt, so daß in einigen Bereichen ebenfalls inverse Lagerung vorliegt.

Lithostratigraphisch beinhaltet der untere Deckenkomplex die Gula- und Folla-Gruppe.

Die östliche Deckenschuppe (Savalen-Decke) zeigt die gesamte lithostratigraphische Abfolge von den Gula-Schiefern bis zur Randan-Gruppe.

Der westlichen Deckenschuppe (Elgsjö-Decke) fehlt die Gula-Gruppe zu einem vollständigen lithostratigraphischen Profil.

V DIE BASALEN GNEISE

Im südlichen Trondheim-Gebiet überdecken die kaledonischen Schichtenfolgen die präkambrischen Gneise des Fennoskandischen Schildes. Aus den Aufschlüssen in den Randgebieten des Arbeitsgebietes weiß man jedoch, daß im Grundgebirge des südlichen Trondheim-Gebietes zwei Komplexe unterschieden werden müssen:

1. ein Granitkomplex, der im östlichen Teil liegt, und
2. ein Gneisgebiet, das im Nordwesten liegt.

1. DER ÖSTLICHE GRANITKOMPLEX.

Der Begriff "östlicher Granitkomplex" wurde vom Verf. neu eingeführt, da eine regionale Sammelbezeichnung dieser granitischen Gesteine in der Literatur nicht angegeben ist.

Nach K.O. BJÖRLYKKE (1905), P. HOLMSEN und C. OPTEDAHL (1951) und O. HOLTEDAHL (1960) verläuft parallel zum SE-Rand der Trondheim-Region, noch innerhalb des Zentral-norwegischen Sparagmitgebietes, eine Kette von Grundgebirgsfenstern, von denen das Atna- und das Finstad-Fenster die bekanntesten sind.

Das Atna-Fenster liegt ca. 30 km SE des Follidal-Gebietes und nimmt eine Fläche von ca. 80 km² ein. Nach den Beobachtungen des Verf. sind die Gesteine dieses Fensters grobkristalline, massige bis leicht gneisige Granite. Die Quarze zeigen makroskopisch mitunter eine blaue bis blau-violette Farbtonung, was zusammen mit dem rötlichen Kalifeldspat diesem Gestein den Namen "Granite tricolore" einbrachte.

Das mikroskopische Bild variiert mit dem Grad der Sausuritisierung und der entsprechenden Neubildung metamorpher Mineralien.

Durchsetzt sind diese Granite von doleritischen Gängen und massiven gabbro- und quarzporphyr-ähnlichen Gesteinen. Nach den Rändern des Fensters hin ist eine zunehmende planare Ausrichtung des Mineral-Gefüges und eine markante Klüftung zu bemerken.

Das Finstad-Fenster liegt im nördlichen Teil des Rendel, ca. 30 km östlich von Alvdal. Es umfaßt eine Fläche von ca. 35 km².

Bemerkenswert sind die Augengranite dieses Fensters. Bei diesem Gestein handelt es sich um einen granitischen Gneis, in dem Feldspatkristalle augenförmig gesproßt sind.

Die Plagioklase sind weitgehend saussuritisiert. Auffallend ist der hohe Ilmenit-Gehalt des Gesteines. Neben den granitischen Varietäten treten auch hier Doleritgänge auf.

Durch die Nähe der Rendel-Störung ist das Gestein erheblich stärker durchbewegt als der Komplex des Atna-Fensters.

Das mikroskopische Bild zeigt eine weitgehende Brekzisierung der Mineralkörner. Die gesproßten Feldspat-Augen zeigen Rotationsspuren.

Der mengenmäßige Anteil von metamorphen Mineralien, vor allem der Epidot-Klinozoisit-Gehalt, ist wesentlich höher als in den Graniten des Atna-Fensters.

Altersbeziehung: Nach O. HOLTEDAHN (1921) gleichen die Granite dieser Fenster weitgehend dem Trysil-Granit, mit dem sie unter dem Sparagmit vermutlich auch zusammenhängen. Der Trysil-Granit wurde von norwegischer Seite mit dem subjotnischen Dalagranit parallelisiert, während er von der schwedischen Seite mit dem gotischen Filipstad-Granit verglichen wird (O. HOLTEDAHN, 1960, S. 57/58).

2. DAS NORTHWESTLICHE GNEISGEBIET.

Der Name NW-Gneisgebiet (north- western Gneisarea) wurde von T. STRAND (1945) eingeführt. Es wird im SE vom GOLDSCHMIDT'schen Faltungsgraben, im E von der Trondheim-

Region und im NW von der Küste begrenzt.

I. HERNES (1965) bezeichnet die dort vorkommenden Abfolgen als Möregneis, den er in drei Gruppen unterteilt:

An der Basis über dem präkaledonischen Unterbau liegt die aus heterogenen Plagioklas-Gneisen bestehende Frei-Gruppe. Hier treten neben Quarzit-Marmoren auch Eklogite und Sulfidvererzungen auf.

Darüber folgt die Raudsand-Gruppe mit grauen und roten Gneisen. Die bekannten mit Amphiboliten assoziierten Ilmenit-Magnetit-Lagerstätten liegen innerhalb dieser Gruppe.

Die oberste Einheit der Möre-Gneis-Suite bildet die Tingvoll-Gruppe. Sie wird von Quarziten und Augengneisen aufgebaut, in die auch Amphibolite eingelagert sind. Vereinzelt wurden innerhalb der Tingvoll-Gruppe schon Sulfiderzvorkommen und chromitführende Serpentinite registriert, die eigentlich in stratigraphisch höheren Niveaus (Trondheim-Schiefer-Suite) beheimatet sind.

Die Abfolgen des NW-Gneisgebietes (die Möre-Gneise) sind in die kaledonische Faltung mit einbezogen.

Die Metamorphose ist unterschiedlich, in der Regel erreicht sie den Grad der Amphibolit-Fazies.

Gelegentlich wurde beobachtet, daß die Plagioklasgneise kaledonisch z.T. infolge Granitisierung in granitischen und granodioritischen Gneis umgewandelt sind (T. STRAND, 1959).

Altersbeziehung: Diskutiert wird von den Bearbeitern des Gebietes die Frage, ob

die Gneis-Folge oder Teile davon als kaledonisch überprägte archaische Gesteine aufzufassen sind, oder ob sie migmatisierte, kaledonische Sedimente darstellen.

Die Mehrzahl der Autoren möchte einem Teil der Abfolgen ein präkambrisches Alter zusprechen. Diese Einstufung betrifft vor allem die magnetitführenden Horizonte, wohl

in Anlehnung an die Alterseinstufung der Itabirite bzw. schwedischen und finnischen Eisenerzlager.

Andere Autoren, darunter N.H. KOLDERUP (1940), A. KVALE (1946), M. RICHTER (1943), H. RAMBERG (1943) und T. STRAND (1949/1969), T. GJELSVIK (1952) und I. HERNES (1945/56) versuchen dagegen das Vorhandensein von paläozoischen Migmatiten nachzuweisen. So beschreibt T. STRAND z.B. aus dem Grotli-Distrikt eine Folge, die er in ein "caledonized old precambrian basement" und in eine darüber liegende Suprakrustalfolge, die vom Präkambrium bis zum Ordovizium reichen soll, einteilt. Er begründet das mit lithologischen Vergleichen mit Gesteinen der Sparagmit-Suite bzw. der Trondheim-Region.

VI D I E S P A R A G M I T - S U I T E (EOKAMBRIUM)

Definition: Der Begriff "Sparagmit" wurde von J. ESMARK (1829) für die im südlichen Mittelnorwegen verbreiteten Metaarkosen eingeführt (Bruchstück = τό σπλάγμα).

1867 kam Th. KJERULF zu dem Ergebnis, daß die Sparagmitgesteine eine stratigraphische Einheit bilden, und bezeichnete sie als "Sparagmit-Formation". Sie wurde mit den präkambrischen Abfolgen des britischen Dalradian und Torridonian verglichen.

1969 schlug I. HERNES die Umbenennung von Formation in Suite vor (vergl. I. HERNES, 1968).

Um Verwechslungen der mittel- und nordnorwegischen Sparagmitfolgen auszuschließen, nannte man erstere Hedmark-Sparagmit-Suite und letztere Finnmark-Sandstein-Suite. Der Ausdruck Sparagmit-Suite gilt somit als Überbegriff für beide Einheiten.

Im Folgenden soll nur auf die dem Arbeitsgebiet benachbarte Hedmark-Sparagmit-Suite eingegangen werden.

Verbreitung: Schichten der Hedmark-Sparagmit-Suite sind im südlichen Mittelnorwegen in einem großen, zusammenhängenden Gebiet zwischen dem Gudbrandsdal im W und dem Femund-Trysil-Distrikt im E verbreitet. Man bezeichnet es als "Zentralnorwegisches Sparagmitgebiet". Nach N und NW tauchen die Schichten der Gruppe unter das Kambro-Ordoviz der Trondheim-Region und streichen am W-Rand derselben mit verringerter Mächtigkeit wieder aus. Es ist somit wahrscheinlich, daß auch der südlichste Teil der Trondheim-Region, das Arbeitsgebiet des Verf., in seiner gesamten Ausdehnung von Gesteinen der Hedmark-Sparagmit-Suite unterlagert wird.

Da sich das Sparagmit-Becken im Laufe seiner Entwicklung ständig vergrößerte, greifen die jüngeren Formationen transgressiv über den ursprünglichen Beckenrahmen hinaus. Ihr Verbreitungsgebiet ist somit wesentlich größer als die der tieferen Teile der Hedmark-Sparagmit-Suite (S. SKJESETH, 1963).

Lithologie und Fazies: Bedingt durch die Ablagerung der Hedmark-Sparagmit-Suite in einem von Grundgebirgsschwellen durchzogenen Miogeosynklinalbecken, treten die Formationen sowohl in einer Becken- als auch in einer Randfazies auf. Lithologisch handelt es sich im wesentlichen um granitische Abtragungsprodukte: mächtige Serien von Arkosen, Sandsteinen und Konglomeraten, die nur gelegentlich von dünnen Kalk- und Schieferbändern unterbrochen werden. Sie wurden unter kontinentalen Bedingungen in Form von mächtigen Schuttfächern abgelagert.

Metamorphose: Der Grad der metamorphen Umwandlung reicht von diagenetisch verfestigten Schichten am S- und SE-Rand des zentralnorwegischen Sparagmitgebietes bis zur Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies an der Grenze zur Trondheim-Region im N und NW.

Altersstellung: Der Zeitraum, innerhalb dessen die Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite sedimentiert wurden, wird in der norwegischen Literatur als Eokambrium bezeichnet (BRÖGGER, 1900). Diese Benennung soll darauf hindeuten, daß die Obergrenze dieser Gruppe, zumindest an manchen Stellen, schon im Unterkambrium liegt. Aufgeschlossen ist diese Grenze am Strand des Mjösa bei Ringsaker, unmittelbar südlich von Moelv. Das Unterkambrium ist dort faunistisch belegt.

Die Basis der Hedmark-Sparagmit-Suite ist nicht aufgeschlossen.

1. DIE LITHOSTRATIGRAPHISCHE ABFOLGE DER PARAUTOCHTHONEN
HEDMARK-SPARAGMIT-SUITE (außerhalb des Arbeitsgebietes).

Die älteste Einheit innerhalb der Hedmark-Sparagmit-Suite ist die Elstad-Formation. Sie tritt im Kern einer Antiklinalen zwischen Ringebu und Paavang zutage. (Th. KJERULF, 1857; K.O. BJÖRLYKKE, 1905; S. SKJESETH, 1963; J.O. ENGLUND, 1969). Die Formation besteht aus mächtigen Banken hellgrauer Metaarkosen und Quarziten, wobei die hangendsten Einheiten kalkig ausgebildet sind (J.O. ENGLUND, 1966).

Die Bröttum-Formation (Th. VOGT, 1924) setzt darüber mit einem kleinen Konglomerat ein. Dunkelgraue Arkosen und Grauwacken im Wechsel mit dunklen, kohlenstoffhaltigen und pyritführenden Schiefern (reduzierendes Ablagerungsmilieu) hatten dieser Formation zunächst den Namen "Dunkler Sparagmit" eingebracht.

Darüber folgen Konglomerate (Biskopaas-Konglomerat), Kalke (Biri-Kalke) und dunkle Schiefer (Biri-Schiefer).

Die überwiegend rot gefärbten Sedimente der Ringformation (Moelv-Sparagmit) überlagern deutlich transgressiv die Biri-Kalke und -Schiefer. An der Basis beginnen sie feinkörnig und werden nach oben hin zunehmend gröber. Die Ring-Formation greift östlich des Femund auf die Grundgebirgsgneise über (P. HOLMSEN, 1937, S. 19).

Über der Ring-Formation folgt der Moelv-Tillit. Er wurde zuerst von O. HOLTEDAL (1922) als Glazialbildung beschrieben. In vielen Aufschlüssen randlich der Grundgebirgsaufrüche lagert dieser Tillit auf stark verwittertem Präkambrium (J.O. ENGLUND, 1963) und wird dann als Basaltillit bezeichnet.

Der über dem Moelv-Tillit folgende grüne und rote Ekreschiefer diente auf Grund seines inkompetenten mechanischen Verhaltens als Gleitmasse für die Quarz-Sandstein-Decke.

Mit der Vangaas-Formation (Vemdal-Sandstein) erreichte das Sparagmitbasin seine größte Ausdehnung und überflutete die innerhalb des Beckens gelegenen Schwellen und die Beckenränder. In Schwellenregionen beginnt die Vangaas-Formation deshalb mit einem geringmächtigen Quarzitkonglomerat, das den Tilliten auflagert (S. SKJESETH, 1963).

2. DIE ABFOLGEN DER ALLOCHTHONEN HEDMARK-SPARAGMIT-SUITE (außerhalb des Arbeitsgebietes).

Nähert man sich der Trondheim-Region von SE her, d.h. vom zentralen Verbreitungsgebiet der Hedmark-Sparagmit-Suite herkommend, so fällt die zunehmende Tektonisierung und der steigende Metamorphosegrad der Gesteine auf. Die verschiedenen Formationen der Hedmark-Sparagmit-Suite sind schuppenartig übereinandergestapelt und liegen teilweise als Decken über den parautochthonen Lagen.

Die bekannteste Decke ist die Kvitvola-Decke (SCHIÖTZ und TÖRNEBOHM), deren hangende und liegende Teile sich nach OPTEDAHL, HOLMSEN und STRAND lithologisch deutlich voneinander absetzen. Sie besteht an der Basis aus einem geröllführenden Serizitschiefer (Konglomerat-Schiefer). Darüber folgen helle, plattige Metaarkosen.

Die Kvitvola-Decke lagert teils auf der Vangaas-, teils auf der parautochthonen Bröttum-Formation (K. BJÖRLYKKE, 1956).

Sie wird vielerorts von der sog. Unteren Jotun-Decke (C. OPTEDAHL, 1956) überlagert, die im wesentlichen aus Augengneisen, Gabbrogesteinen und verschieferten Grünsteinen aufgebaut ist. K. BJÖRLYKKE (1969, S. 316) deutet diese Gabbros und Augengneise als mitgerissene Grundgebirgsschollen.

Dieser Jotun-Decke lagern die Kambro-Ordovizischen Decken der Trondheim-Region wahrscheinlich direkt auf. Als vorläufige Arbeitshypothese gilt deshalb, daß die Kambro-Ordoviz-Decken der Trondheim-Region die obersten Sparagmitlagen einschließlich der Unteren Jotun-Decke als Decke mitgerissen und teilweise vor sich her geschoben haben.

3. GESTEINE DER ALLOCHTHONEN HEDMARK-SPARAGMIT-SUITE AN DEN GRENZEN ZUM SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIET.

Die Sparagmitfolge der südlichen Umrandung des Trondheim-Gebietes ist bisher noch wenig untersucht. Ihre Zugehörigkeit zur Kvitvola-Decke (HEIM, 1968) wurde vom Verf. schon früher vermutet.

a) Die Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite am SE-Rand des Arbeitsgebietes.

Die hier auftretenden Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite wurden 1966 vom Verf. aus dem Bereich südlich Folldal beschrieben. Südlich des Sölna-Tales, östl. von Folldal, gab KLEINE-HERING (1969) einen Überblick über die dort vorhandenen Sparagmit-Gesteine, während WEINIG und W. GEHRISCH (1970) das SE an das südl. Folldal-Gebiet anschließende Areal untersuchten.

Die direkt südlich Folldal anstehenden Gesteine der Hedmark-Sparagmit-Suite bilden eine mächtige Abfolge von im dm-Bereich gebankten, hell- bis rötlich-grauen Metaarkosen und Quarziten. Die ebenen, gelegentlich leicht gewellten Schieferungsflächen sind mit lichtem Glimmer belegt. Größere Feldspäte bilden bis zu cm-große, knotenartige Verdickungen. Eingelagert sind häufig grobklastische bis konglomeratische Lagen und Linsen.

U.d.M. zeigen die parallel zur Schieferungsfläche gestreckten Quarzkörner stark suturierte Ränder und undulose Auslöschung. Mikroklinporphyroblasten treten verstreut auf. Als Porphyroblasten findet man sie auch im Grundgewebe zusammen mit Albiten und pleochroitischen (lichtgrün) Muskoviten, Serizit und akzessorisch vorhandenen Epidotmineralien.

Der Glimmergehalt kann variieren und örtlich bis zu 25% des Gesteins ausmachen. Solche glimmerreichen Sparagmite, die aus psammitisch-pelitischen Ausgangsmaterial entstanden sind, findet man als geringmächtige Bänder in die quarzitische Folge eingeschaltet.

In diesen glimmerreichen Lagen ist es nachträglich zu einer Sprossung von bis zu cm-großen Feldspäten gekommen. Diese

Porphyroblasten wurden durch postgenetische Bewegungen auf den Schieferungsflächen rotiert.

Solche Bewegungen haben auf den Augen Striemen und auf den Schieferungsflächen harnischartige Bildungen aus Quarz, Serizit und Hämatit hinterlassen. Die Feldspatporphyroblasten sind zumeist von Brüchen durchzogen und zeigen mikroskopisch eine große Anzahl von Quarz- und Glimmereinschlüssen, so daß gelegentlich der Eindruck eines granitischen Gerölls entstehen kann (T. STRAND, 1951; P. HOLMSEN und C. OPTEDAHL, 1956).

Kennzeichnend für diese Abfolge ist weiterhin ein relativ hoher Hämatitgehalt sowohl in feiner Dispersion als auch in mm-großen Anreicherungen. In den Randgebieten der Trondheim-Region enthalten die dort häufig auftretenden Mylonit-zonen ebenfalls meist viel feinverteilten Hämatit, der dem Gestein eine blaß- bis tief dunkelrote Farbe verleiht.

Deutlich abgesetzt von der quarzitischen Abfolge sind die im höheren Teil auftretenden Plattenschiefer (norweg.

Helleskifer) (HEIM, 1966, 1968). Sie lassen sich als 50 bis 100 m mächtiges Band entlang der Grenze zur Trondheim-Region vom Bereich südlich Alvdaal und Polldal mit Unterbrechungen bis Dovre verfolgen.

Die relativ engständigen Schieferungsflächen der hellgrün-grauen bis rötlich-grauen Plattenschiefer sind mit lichtgrünen Glimmern belegt und geben dem Querbruch ein feingestreiftes Aussehen. Gelegentlich wird diese Bändertextur auch noch durch mm-starke, rötlich-violette, mit Kalifeldspat und feinverteiltem Hämatit durchsetzte Quarzlamellen betont.

U.d.M. zeigt das lepidoblastische Gefüge eine gute Einregelung parallel zu den Schieferungsflächen. Die äquigranularen Quarze bilden ein Pflaster von teilweise rekristallisierten und randlich miteinander verzahnten, linsenförmig gestreckten Körnern. Sie löschen mäßig undulös aus und liegen in der Größenordnung von 0,09 mm. Die Feldspäte haben ebenfalls lentikuläre Form und erreichen die vier- bis fünffache Größe der Quarzkörner. Es handelt sich dabei - ganz wie auch bei den vorher erwähnten Sparagmitvarietäten - um Mikroklin, der perthitische Entmischung und teilweise beginnende Albitisierung zeigt. Neben diesen größeren, porphyroblastisch erscheinenden Feldspäten findet man im Grund-

gewebe noch klastische Mikrokline und etwas Albit. Der Glimmer ist ein zur Schieferigkeit streng parallel orientierter Muskovit, der leichten Pleochroismus von farblos nach lichtgrün zeigt. Während die Glimmerlagen ein primärtexturales Merkmal darstellen, liegen die Quarz-Kalifeldspat-Hämatit-Lamellen auf bevorzugten Bewegungsflächen.

Nicht selten sind atektonische, spitze Rutschfalten, bei denen die Feinschichtung exakt erhalten geblieben ist. Der auffällig texturale Unterschied dieser Plattenschiefer zu den übrigen Sparagmitgesteinen wird möglicherweise durch die geringere Korngröße des (primären ?) Materials bewirkt.

Bei vielen Autoren gelten die Plattenschiefer als eine tektonische Fazies eines Gliedes der Sparagmit-Suite, zumal sie nahe der Überschiebungsbahn zu den darüberlagernden Kambro-Ordovizischen Decken liegen. Hierbei kann die verhältnismäßig feinkörnige Ausbildung dieser Plattenschiefer durch Kataklase erklärt werden.

Diese Anschauung wird durch den Umstand unterstützt, daß vergleichbare Gesteine im klassischen Sparagmitprofil nicht vorhanden sind. Der Verf. betrachtet diese Anschauung jedoch mit Vorbehalten, da ähnlich plattige Gesteine stratigraphisch höherer Niveaus an bestimmte, petrographisch genau definierbare Schichten gebunden sind (s.S.45ff)

Altersbeziehung: Die Altersstellung dieser Plattenschiefer kann nicht genau definiert werden, da die genetische Frage ungeklärt ist. Man kann sie zu den Gesteinen der Kvitvola-Decke rechnen. Die Beziehung dieser Plattenschiefer zu gleichartigen Plattenschiefern innerhalb der Grimsa-Gruppe (s.S. 39) ist jedoch noch nicht geklärt.

Südlich des Sölna-Tales scheint die Sparagmit-Suite lithologisch vielfältiger zu sein. KLEINE-HERLING (1969) beschreibt einen karbonatischen Sparagmit, quarzitischen Sparagmit, einen roten und einen gebänderten Sparagmit. Eine lithostratigraphische Gliederung liegt jedoch aus diesem Bereich nicht vor.

Der karbonatische Sparagmit scheint südlich Alvdal die obersten Einheiten der Sparagmit-Suite zu bilden. Seine besonderen Kennzeichen sind ein relativ hoher Plagioklas-Anteil sowie die in den Quarzswickeln liegenden Karbonatkörner. Bei den Karbonaten handelt es sich sowohl um Kalzit als auch um Dolomit.

Den Hauptanteil der Sparagmitgesteine südlich Alvdal sowie auch südlich Folldal bildet ein bankig bis grobplattig absondernder, quarzitischer Sparagmit mit hohem Kalifeldspat-Anteil (Mikroklin).

Roter Sparagmit wird von R. KLEINE-HERING von einer Lokalität 1 km W des Storbekktjern beschrieben. Es handelt sich um ein grobkörniges bis konglomeratisches, rot-violettes Gestein. Charakteristisch sind die violetten, leicht gerundeten Feldspatkörner. Roter Sparagmit kommt südlich Folldal nicht vor und ist auch an der NW-Grenze der Trondheim-Region nicht beobachtet worden.

Der vierte von R. KLEINE-HERING beschriebene Sparagmit-Typ (gebänderter Sparagmit) entspricht dem vom Verf. als Plattenschiefer oder "Helleskifer" beschriebenen Gestein.

Aus dem Bereich SW des Folldalgebietes unterscheidet H. WEINIG (1969) im Grimsdal-Haverdal-Gebiet einen "arkosischen" Sparagmit und einen quarzitischen Sparagmit. Der "arkosische" Sparagmit dürfte dabei teilweise dem Plattensparagmit entsprechen.

Zum Unterschied von den Verhältnissen südlich Alvdal und Folldal treten hier gehäuft pelitische Partien auf, die als dunkle Glimmerschiefer in Erscheinung treten. Oft bekommt dadurch die Abfolge den Charakter einer Wechselfolge.

Ähnliches gilt vom quarzitischen Sparagmit, aus dem sich im wesentlichen die Sparagmitabfolgen an der Grenze zur Trondheim-Region aufbauen. Einschaltungen mächtiger Schieferpakete unterbrechen die sonst recht gleichartig ausgebildete Abfolge. Nach H. WEINIG (1969, p.c.) könnte ein Teil dieser Schieferereinschaltungen auch durch tektonische Vorgänge dazwischengeschaltet sein.

Zusammenfassend ist über die an den SE-Rand des Arbeitsgebietes angrenzenden Sparagmitabfolgen zu sagen:

Sie gehören lithostratigraphisch einer der höchsten Einheiten der Hedmark-Sparagmit-Suite an.

Sie bilden einen Deckenkomplex, der sowohl vom Grundgebirge und dem Kambro-Ordoviz der Trondheim-Region, als auch von dem Hauptteil der Hedmark-Sparagmit-Suite tektonisch getrennt ist.

Sie sind lithologisch verhältnismäßig gleichförmig und bestehen vorwiegend aus Metaarkosen wechselnder Zusammensetzung, deren wesentliches Texturmerkmal eine der Korngröße entsprechende feine oder grobe Bankung ist. Bemerkenswert sind die meist nußgroßen Mikroklin-Augen, die in schiefrigen Lagen Augengneise gebildet haben, und der wechselnde, insgesamt jedoch recht hohe Hämatitgehalt der Abfolgen.

b) Die Abfolgen der Hedmark-Sparagmit-Suite am NW-Rand des Arbeitsgebietes.

Auf der Westseite des südlichen Trondheim-Gebietes ist die Ausstrichbreite der Sparagmite, wie bereits von O. HOLTEDAL (1960) dargestellt, verhältnismäßig gering.

Da außer einigen punktförmigen Beobachtungen (K.O. BJÖRLYKKE, 1905; Du DRESNAY, 1950) noch keine weiteren Untersuchungen vorliegen, sind Lithologie und Stratigraphie dieser Sparagmite noch weitgehend ungeklärt.

Nach ersten Beobachtungen hat man jedoch den Eindruck, daß es sich, abgesehen von dem Auftreten von Konglomeraten, um die gleiche Sparagmit-Suite handelt, wie sie am SE-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes vorliegt (Kvitvola-Decke). Der Beweis dafür steht jedoch noch aus. Die Sparagmit-Suite beginnt mit Konglomeraten. Sie stehen westlich des Drivdal an (ROSENQVIST, 1944) und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 50 m. Beobachtet werden Quarzit- und Granitgerölle mit Durchmessern bis zu 50 cm.

- Im Sel-Gebiet, 50 km südlich des Arbeitsgebietes, wurde ein in vergleichbarer Position liegendes Konglomerat als Røsten-Konglomerat (K.O. BJÖRLYKKE, 1905) beschrieben. Es enthält ebenfalls Granit- und Quarzit-Gerölle, ist aber daneben noch durch das Auftreten von Feldspat-Augen gekennzeichnet. Es wurde von T. STRAND (1970) als Tillitequivalent gedeutet. -

Über den Konglomeraten (Tilliten?) folgen Metaarkosen. Sie werden volkstümlich als "Oppdalheller" bezeichnet. Das Gestein ist hellgrau und spaltet in bis 1,3 cm dünne Platten. Die Schieferungsflächen fallen meist mit den Schichtflächen zusammen und sind mit hellen Glimmern belegt. Gelegentlich kann man auch Biotitschuppen beobachten (besonders im Bereich der Schieferungsflächen). Oft sind die ebenen Absonderungsflächen durch Riffelung im mm-Bereich aufgeraut.

U.d.M. gleicht der Mineralbestand dem der Plattenschiefer am SE-Rand des Arbeitsgebietes mit dem Unterschied, daß der Anteil der metamorphen Mineralien dort geringer ist.

Dieses Gestein ist wegen seiner dünnplattigen Absonderung von ca. 2,5 cm ein begehrter Baustein und wird als Bodenbelag und Verblender benutzt. Abbaue findet man 1 km nördlich Drivstua.

ROSENQVIST bezeichnet die gesamte, westlich Oppdal über dem Konglomerat liegende Sparagmit-Abfolge als "flagstones" oder "hellesteiner". Er hebt hervor, daß einzelne Lagen viel Muskovit führen und macht sie - wegen der günstigen Wegsamkeit für einen Lösungstransport - für die Augengneisbildung verantwortlich.

Der Verf. beobachtete im Bereich des Snøhetta, der im Streichen ca. 25 km südlich von ROSENQVISTs Oppdalgebiet liegt, daß an der Hangendgrenze der Sparagmit-Abfolge ein feinkörniger, gebänderter, feldspatreicher Quarzit ansteht. Er entspricht weitgehend dem Plattensparagmit oder "Helle-skifer" am SE-Rand des Arbeitsgebietes. Im Bereich des Snøhetta folgen diese feinkörnigen Quarzite über mehr grobkörnigen und dickbankigen Varietäten, die durch einen höheren Quarz- und geringeren Glimmergehalt gekennzeichnet sind.

Die Auflagerung der nord-westlichen Sparagmit-Suite auf dem Grundgebirge: Die Frage, ob die auf der Westseite des Arbeitsgebietes anstehenden plattigen Sparagmite die gesamte Sparagmit-Abfolge vertreten, oder ob ursprünglich stärker pelitische Teile der Sparagmit-Abfolge eventuell in den darunterliegenden Grundgebirgsgneisen mit enthalten sind, ist noch nicht endgültig geklärt. Zur Diskussion stehen 3 Anschauungen:

Konkordante Auflagerung des Eokambriums auf flachliegendem Präkambrium.

Diskordante Auflagerung des Eokambrium. Die Diskordanz wurde jedoch nachträglich tektonisch überprägt, so daß heute eine "Pseudokonkordanz" vorliegt.

Diskordante Auflagerung des Eokambriums auf dem Grundgebirge und spätere tektonische und metamorphe Überprägung sowohl des Grundgebirges als auch des tieferen Teils der Sparagmit-Abfolge. Die ursprüngliche, stratigraphische Diskordanz liegt heute im metamorphen Grundgebirge verborgen. Die heute sichtbare Grenze zwischen plattigem Sparagmit und unterlagerndem Gneis ist in Wirklichkeit keine Auflagerungsfläche, sondern die Grenze zwischen einem vergneisten und einem weniger stark beanspruchten Sparagmit.

Die strukturelle Konkordanz zwischen Plattensparagmit oder Helleschiefern und darunter liegenden präkambrischen Gneisen wurde zuerst von K.O. BJÖRLYKKE (1905) beobachtet. O. HOLTEDAL (1936, 1938) und T. BARTH (1938) kamen zu der Ansicht, daß die das Eokambrium unterlagernden Gneise durch die kaledonische Tektogenese zu einer Pseudokonformität mit den darüberliegenden Sparagmiteinheiten gelangt sind. T. STRAND (1949, S. 32) deutete dagegen die Möglichkeit an, daß die Ablagerung des Eokambrium konkordant auf ein ungefaltetes Präkambrium erfolgt sein könne. Andererseits weist T. GJELSVIK (1952) darauf hin, daß der unter dem Helleschiefer-Horizont bei Garmaa in Vaagaa folgende dunkle Sparagmit (T. STRAND, 1951; T. GJELSVIK, 1953) (heute der Bröttum-Formation entsprechend) am W-Rand der

Trondheim-Region nicht kartiert wurde, und daß letzterer möglicherweise innerhalb der basalen Gneise zu suchen sei. T. STRAND (1960, S. 230-245) geht näher auf dieses Problem ein. Er hebt wiederum die absolute, strukturelle Konformität hervor. Er betont aber, ganz im Sinne T. GJELSVIKs, daß die Zugehörigkeit der unter den "flagstones" folgenden Gneisglimmerschiefer zum Präkambrium nicht bewiesen ist, so daß nicht ausgeschlossen werden kann, daß diese Gneisglimmerschiefer ein mehr pelitisches Glied der Sparagmit-Suite sind.

C. OPTEDAHL (1964) greift die Vermutung T. STRANDs aus dem Jahre 1949 wieder auf und stellt auf Grund seiner Beobachtungen im Grong-Gebiet und nach dem Studium der die W-Grenze des Trondheim-Gebietes betreffenden Publikationen fest, daß die Ablagerung des Eokambrium auf einem flachliegenden Präkambrium erfolgte. Er bezieht sich weiterhin auf die Verhältnisse in weiten Teilen Schwedens, wo die subjotnischen Dala-Porphyre, der jotnische Dala-Sandstein und die Olden-Porphyre eine völlig ungestörte, zur Unterlage konkordante Lagerung aufweisen. T. BIRKELAND (1958, S. 327-420) versucht, eine Unkonformität an Hand seiner geologischen Karte aus dem nördlichen Trondheim-Gebiet aufzuzeigen.

P. HOLMESEN (1964) lehnt die Auffassung C. OPTEDAHLs ab und glaubt, an der Liegendgrenze der Helleschiefer eine Diskordanz zu erkennen.

I. HERNES (1965) stimmt mit C. OPTEDAHLs Anschauung überein, indem er, unabhängig von diesem, zu der Überzeugung gelangt, daß die Schichtenfolge im Liegenden der Kambro-Ordovizischen Trondheim-Schiefer gleichzeitig mit der spätpräkambrischen Sparagmit-Suite abgelagert wurde und somit eine primäre Konkordanz vorhanden ist.

Nach Ansicht des Verf. kann das Bestehen einer strukturellen Konkordanz zwischen den plattigen Sparagmiten und unterlagernden Gneisen nicht bestritten werden.

Die stratigraphische Diskordanz verbirgt sich jedoch mit

Vorbehalten in den Gneisen, in denen pelitische Teile der Sparagmit-Abfolge mitenthalten sind (i.S. T. STRANDs 1960). Ein Teil der Gneise hat somit aller Wahrscheinlichkeit nach ein eokambrisches Alter.

c) Zusammenfassung.

Zusammenfassend ist über die an den SE- und NW-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes angrenzenden Sparagmite zu sagen:

Sie gehören stratigraphisch vermutlich einer der höchsten Einheiten der Sparagmit-Suite an.

Sie bilden einen Deckenkomplex, der sowohl vom Hauptteil der Hedmark-Sparagmit-Suite als auch vom Kambro-Ordoviz der Trondheim-Region und Grundgebirge tektonisch getrennt ist.

Sie sind lithologisch verhältnismäßig einförmig und bestehen vorwiegend aus Metaarkosen wechselnder Zusammensetzung. Ihr wesentliches Texturmerkmal ist eine der Korngröße entsprechende feine oder grobe Bankung. Bemerkenswert sind die bis nußgroßen Mikroklin-Augen, die in schiefrigen Lagen Augengneise gebildet haben, sowie der wechselnde, insgesamt jedoch recht hohe Hämatitgehalt der gesamten Folge.

VII D I E G R I M S A - G R U P P E (EOKAMBRIUM - KAMBRIUM)

An der Grenze zwischen der eokambrischen Sparagmit-Suite und dem Kambro-Ordoviz der Trondheim-Region liegt ein Schichtkomplex, der lithologisch und tektonisch eine Sonderstellung einnimmt.

Definition: Der Begriff Grimsa-Gruppe wurde vom Verf. als stratigraphische Bezeichnung für den weiter unten beschriebenen Schichtenkomplex nach seinem Auftreten am Grimsa südlich Follidal eingeführt.

Ein wesentliches Merkmal dieser Gruppe ist die Ausbildung vieler Schichtkomplexe als Augengneis. Diese Augengneise haben die Aufmerksamkeit vieler Autoren erregt. Die Diskussion ihrer Entstehung soll deshalb dem Kapitel vorangestellt werden.

Frühere Deutungsversuche der Entstehung der Augengneise:

Die Aufmerksamkeit der Geologen galt in der Vergangenheit hauptsächlich dem petrochemischen Charakter dieser Gruppe. So kam A.E. TÖRNEBOHM (1896) zu dem Schluß, daß die Augengneise im Zuge einer tektonischen Bewegung von jüngeren (kambro-silurischen) Decken über archaischen Porphyritgesteinen vom Typ der Dala-Porphyrite (s.S. 16) entstanden seien. A.E. TÖRNEBOHM hält also magmatische Gesteine für das Ausgangsmaterial der Augengneise.

K.O. BJÖRLYKKE (1905) hielt die Augengneis-Zone auf Grund ihres Gesamtchemismus für umgewandelte granitische Magmen, die an der Grenze zweier tektonischer Einheiten aufgedrungen seien.

W.M. GOLDSCHMIDT (1916), der näher auf das petrogenetische Problem einging, faßt die Augengneise ebenfalls als magmatische Bildungen auf, wobei er vor allem auf ihre Rapakivi-Struktur hinweist (s.S. 40). O. HOLTEDAHL (1938) glaubt an eine autometasomatische Entstehung und kommt damit der heutigen Auffassung bereits sehr nahe.

I. ROSENQVIST (1943) unterscheidet einerseits metasoma-

tisch veränderte Rapakivi-Gesteine, die aus Quarzdioriten entstanden sein sollen, und andererseits grobe Augengneise, die er als spät- oder postkaledonische Migmatite bezeichnet. Die Porphyroblastese hält er für einen Sammelkristallisationsvorgang, der sich bei ablastendem Druck vollzog.

C. OFTEDAHL (1956) beschreibt Augengneise im intimen Zusammenhang mit der Unteren Jotun-Decke vom Kartblatt Rendal. Er hält die Augenbildung für einen niedrig hydrothermalen Vorgang. P. HOLMSEN (1943) wies auf den Zusammenhang von tektonischer Durchbewegung und Augengneisbildung hin.

Heute wird die Augengneisbildung von vielen Autoren als autometasomatischer Vorgang gedeutet, der durch tektonische Einflüsse (Deformationszonen) begünstigt wird.

Das Bewegungselement scheint nach Ansicht des Verf. bei der Augengneis-Entstehung von entscheidender Bedeutung zu sein und zwar sowohl in der Sparagmit-Suite als auch im präkambrischen Grundgebirge. Tatsächlich treten Augengneise immer an den Stellen auf, die stärker tektonisch durchbewegt sind.

Da die Deutung der Augengneis-Zone als magmatische Bildung heute mehr oder weniger aufgegeben worden ist, stellt sich zwangsläufig die Frage nach der stratigraphischen Einordnung dieser Abfolgen.

Verbreitung: Die Grimsa-Gruppe umrandet das südliche Trondheim-Gebiet mit einer ausstreichenden Mächtigkeit von 500 - 1500 m. Das Einfallen ist am W-Rand mit $50 - 80^{\circ}$ nach SE und am SE-Rand mit 70° nach NW gerichtet. Verschuppt und verfaltet mit Schichten der Sparagmit-Suite sind diese Gesteine aber auch innerhalb des zentralnordwestischen Sparagmit-Gebietes verbreitet. Sie wurden in der Vergangenheit im Zusammenhang mit der Kvitvola-Decke als Untere Jotun-Decke und der Tingvoll-Gruppe beschrieben (s.S.44).

Gesteinsbeschreibung: Lithologisch besteht die Grimsa-Gruppe aus einer heterogenen Abfolge von Gneis-Glimmer-

schiefen, Metaarkosen und Quarziten, in die mehr oder weniger konkordant ein basischer Magmatit von geringerer Mächtigkeit eingeschaltet ist. Bemerkenswert sind die in großer Menge auftretenden, augenförmigen, bis zu dm-großen Mikroklin-Porphyroblasten.

Altersbeziehung: Die lithostratigraphischen Eigenschaften lassen eine mehrfache Deutung zu:

Die Grimsa-Gruppe als laterale Vertretung der Sparagmit-Suite.

Die Grimsa-Gruppe als Äquivalent der von I. HERNES aufgestellten Tingvoll-Gruppe.

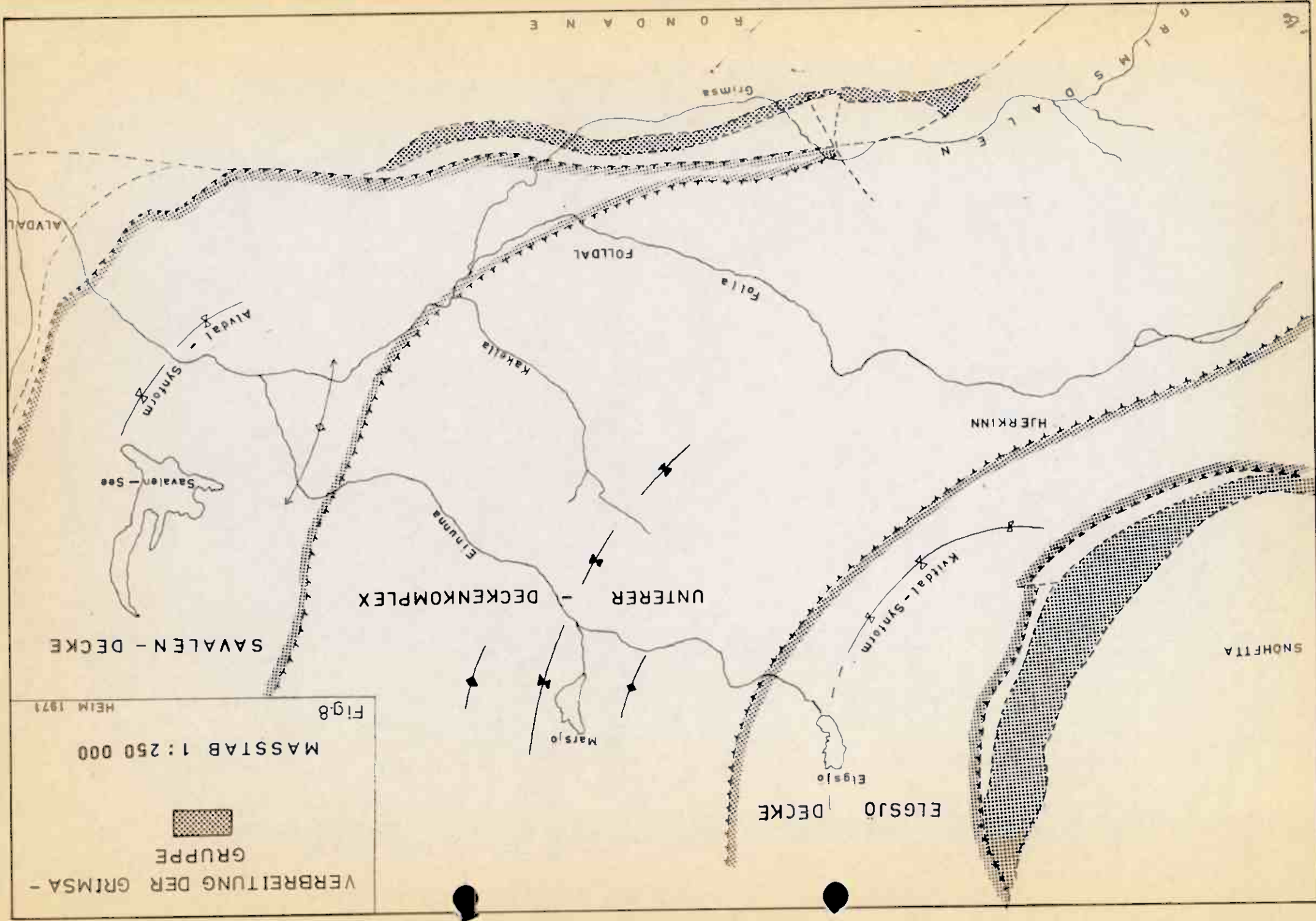
Die Schichten der Grimsa-Gruppe werden vom SE-Rand und NW-Rand des südl. Trondheim-Gebietes getrennt beschrieben.

1. DIE GRIMSA-GRUPPE AM SE-RAND DES SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES.

Die ihr angehörenden Schichten wurden 1966 vom Verf. als "Übergangsserie" beschrieben, was auf die lithologische Sonderstellung zwischen den Psammiten der Sparagmit-Suite und den Peliten des Kambro-Ordovizischen Systems hindeuten sollte.

1968 bezeichnete der Verf. diese Schichtenfolge als Grimsa-Serie und brachte sie mit der Kvitvola-Decke in Verbindung (J.G. HEIM, 1968).

Die Grimsa-Gruppe des SE-Randes zieht sich in einem ca. 1 km breiten Band (ausstreichende Mächtigkeit) von Högkletten, westlich des Kjemsjöen, in SW-Richtung über



Grimsdalen, Haverdalen bis in das Gudbrandsdal. Das durchschnittliche Einfallen ist 65° NW. Östlich des Högkletten bis in das Tyllidal sind Schichten dieser Gruppe tektonisch unterdrückt. Hier grenzen die Metaarkosen der Hedmark-Sparagmit-Suite mit einer tektonischen Diskordanz an kambro-ordovizische Abfolgen (R. KLEINE-HERING, 1969).

Den überwiegenden Anteil der Schichten bilden mikroklinführende Gneisglimmerschiefer. Eingeschaltet sind geringmächtige Bänke von feldspatreichen Quarziten, die sich von den vorher beschriebenen Sparagmitvarietäten petrographisch nicht unterscheiden. In besonders kräftig durchbewegten Abschnitten sind Teile dieser Gruppe als Augengneis ausgebildet. Die Beschreibung der Gruppe orientiert sich im wesentlichen an den Arbeiten des Verf. südlich Folldal.

Die Gliederung der Grimsa-Gruppe des SE-Randes nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten ist mit Unsicherheitsmomenten belastet.

a) Der Gneismylonit.

Schuppen von vermutlich basalen Gneisen treten im Zusammenhang mit der Grimsa-Gruppe auf. Eine solche Schuppe ist südlich Folldal im Profil der Atnastraße aufgeschlossen (HEIM, 1966). Sie liegt an der Grenze zwischen der Grimsa-Gruppe im Liegenden und dem Kambro-Ordoviz des südlichen Trondheim-Gebietes im Hangenden und hat die Form einer Linse. Ihr Durchmesser beträgt ca. 12 m.

Bei dem Gestein dieser Linse handelt es sich um einen flaserigen, grün-grauen Mylonit, der von deutlich sich abhebenden, dunkleren Bändern durchzogen wird. T. STRAND p.c. sagt dieser Linse große makroskopische Ähnlichkeit mit Gneismyloniten, die innerhalb der Jotungesteine des Sel- und Vaagaa-Gebietes vorkommen, nach.

U.d.M. erkennt man in einem braunen Grundgewebe mit deutlicher Plagioklaltexur gerundete, isometri-

sche bis leicht gestreckte Hornblenden, Granat und etwas Albit. Das braune Grundgewebe ist unter dem Mikroskop nicht auflösbar und besteht vermutlich aus feinschuppigem Chlorit. Die für die Jotungesteine typischen Spindelpethite wurden nicht beobachtet.

Zu der tektonischen Lage dieser Linse ist zu bemerken, daß die Hauptüberschiebung des Kambro-Ordoviz im Hangenden der Gneismylonit-Linse verläuft, die Linse also der tektono-stratigraphischen Einheit der Grimsa-Gruppe angehört. Daraus ergibt sich gleichzeitig die inverse Lagerung zumindest eines Teiles dieser Gruppe in dem Profil der Atna-Straße südlich Follidal. (s. Fig. 9)

Solche mitgeschleppte Grundgebirgsschuppen können mit Vorbehalten zur Orientierung des gesamten Schichtkomplexes dienen. Man kann ganz allgemein annehmen, daß sie sich an der Basis sowohl einer tektonischen, möglicherweise auch stratigraphischen Einheit, im Falle einer primären Auflagerung auf der Gneisschuppe, befinden. Das Alter dieser mitgeschleppten Gneislinsen dürfte nur sehr schwer zu bestimmen sein, zumal der Herkunftsbereich nicht lokalisierbar ist.

b) Die Abfolge der gebänderten Gneise.

Die vermutlich unterste Einheit der Grimsa-Gruppe des SE-Randes tritt im Kern einer Mulde, nördlich der Einmündung des Haverdalsaa in den Grimsa, auf. Sie ist hier mit einer Ausstrichbreite von ca. 400 m aufgeschlossen.

Es handelt sich dabei um im cm- und dm-Bereich gebänderte, hell- bis rötlich-graue, feinkörnige Gesteine. Sie sind teilweise brekzisiert und nur in Ausnahmefällen in Mylonite umgewandelt. Mylonite und Brekzien zeigen extreme Härte. Sie sondern spitzrhomboedrisch ab und brechen splitterig. Das hellgraue Gestein ist, entsprechend der wechselnden Zusammensetzung, von unregelmäßig rötlichen bis dunkelgrünen Schlieren durchzogen.

Kalifeldspäte sind besonders im zentralen Teil des Sattels häufig.

U.d.M. zeigt das Gestein eine typische Mörteltextur. Die Kristalle sind zerbrochen und zum Teil rekristallisiert. Neben Albit-Oligoklas gehören Kalifeldspäte

und wechselnde Mengen Quarz zum Mineralbestand. Klinozoisit-Epidot ist recht häufig. Muskovit und Chlorit bilden untergeordnete Gemengeteile.

Die hellgrauen Gneise werden durchsetzt von dunklen Epidot-Amphibolit-Körpern, die in Form von größeren Linsen und mehr oder weniger diskordanten, bis zu dm-mächtigen Gängen allenthalben auftreten. Hellere, augenförmige Linsen geben dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen.

U.d.M. erweisen sich die Gneise vor allem aus Hornblende, Epidot-Klinozoisit und Albit bestehend. Quarz und Chlorit sind auch hier von untergeordneter Bedeutung. Die augenähnlichen Gebilde bestehen völlig aus Klinozoisitkristallen und sind randlich von Muskovitschuppen umsäumt. Bei den Linsen handelt es sich wahrscheinlich um saussuritisierte Feldspatporphyroblasten.

Die Randzone dieser gebänderten Gneise im Grimsdal bilden feimbändrige Gneise, bei denen nicht nur mm-mächtige Epidot-Amphibolit-Lagen mit feinkörnigen, rötlich-grauen Gneislagen wechseln. Die hellen Lagen bestehen vor allem aus Alkalifeldspäten, Quarz, Klinozoisit und Muskovit. Die dunklen Lagen setzen sich aus Albit, Hornblende, Klinozoisit und Muskovit zusammen.

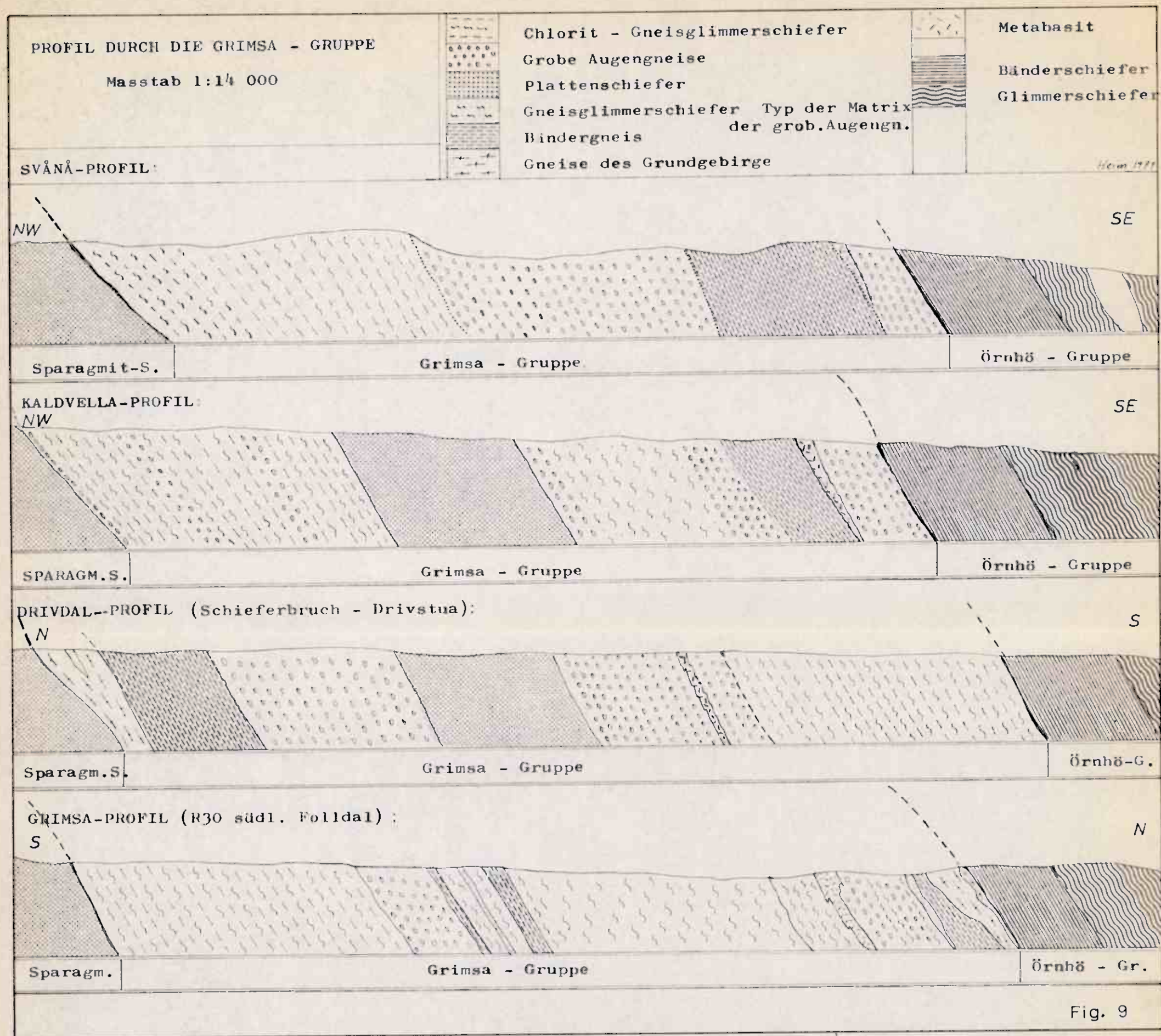
Diese Gneise nördlich der Einmündung des Haverdalsaaer sind bezüglich ihrer Petrologie und der Art ihres Auftretens so einzigartig, daß man sie weder dem Kambro-Ordoviz noch der Sparagmit-Suite zurechnen kann. Die amphibolitischen Bänder und Linsen deuten auf vulkanische Einflüsse.

c) Die Abfolge der Gneisglimmerschiefer.

Sie wurde vom Verf. 1966 aus dem Bereich südlich Folldal als obere und untere Wechselfolge beschrieben. Sie bildet die mächtigste Einheit innerhalb der Grimse-Gruppe des SE-Randes und folgt direkt über den gebänderten Gneisen.

Bei diesen Gneisglimmerschiefern handelt es sich um graue, teilweise grau-rötliche, grobblaserige Gneisglimmerschiefer.

Eingeschaltet in dieses Gestein sind dm- bis m-mächtige, feldspatreiche Quarzitlagen, wie sie innerhalb der Sparagmit-Suite üblich sind. - Es handelt sich hierbei keinesfalls um tektonische Einschuppungen, da diese Lagen oft unscharf gegen die umgebenden Gneisglimmerschiefer und Augengneise



abgegrenzt sind. Auch kommen Bänke vor, die eine lithologische Mittelstellung zwischen den Gneisglimmerschiefern und den feldspatführenden Quarziten einnehmen.

In den unteren Teil dieser Gneisglimmerschiefer ist südlich Polldal ein schichtparalleler, basischer Körper eingeschaltet. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt bei einer beobachteten Längserstreckung von über 10 km nur 2 bis 3 m. Je nach Mächtigkeit und tektonischer Durchbewegung erscheint dieser Körper als grober oder feinkörniger Saussuritgabbro oder Chloritschiefer.

Nach dem Hangenden zu findet man zunehmend häufiger Lagen, die Reste von chloritisierten Hornblendeporphyroblasten auf den Schieferungsflächen führen. Ebenso scheint der Chloritgehalt, der in den unteren Lagen akzessorisch ist, nach oben erheblich anzusteigen.

In tektonisch stark durchbewegten Zonen wie Mulden und Satteln sind diese Gneisglimmerschiefer als Augengneise ausgebildet. Es ist hier möglich, die Entwicklung der Augen vom Stadium der kleinen knotenartigen Verdickungen auf den leicht gewellten, mit grünlichem Muskovit belegten Schieferungsflächen bis zu den -großen, runden und leicht ovalen Anhäufungen (Augen) von Mikroklin und Quarz im Streichen zu verfolgen.

d) Die Abfolge der Chlorit-Muskovit-Schiefer.

Sie wird ebenfalls vom Verf. 1966 im Profil der Atnastræe beschrieben. Sie geht kontinuierlich aus der Abfolge der Gneisglimmerschiefer hervor.

Makroskopisch erscheint sie als grau-grüner, flaseriger Glimmerschiefer. Der Belag der wellig verbogenen Schieferungsflächen ist feinschuppiger Muskovit und eine nicht identifizierbare schwärzliche Masse, die dem Gestein ein geflecktes Aussehen verleiht. Auf dem Querbruch erkennt man neben Quarzlinzen teilweise zerbrochene Feldspatäugen und schwärzliche Schmitzen.

U.d.M. erweist sich die schwärzliche Masse als Chloritsubstanz. Das Grundgewebe zeigt Körtelexatur, ist aber im allgemeinen gut gerichtet. Die Quarze bilden ein Pflaster von mehr oder weniger rekristallisierten Körnern. Die Kalifeldspatäugen sind meist Mikrokline oder Mikroklin-Perthite mit Einschlüssen von Quarz, Albit und Chlorit.

Im Grundgewebe ist Albit reichlich vorhanden. Wesentliche Gemengeteile sind darüberhinaus Muskovit und ein filziges Epidotmineral, das sich aus den Feldspäten gebildet hat.

e) Die Abfolge der grauen Plattenschiefer.

Eine südlich Folldal ca. 80 m mächtige Abfolge von grauen, plattig absondernden, feldspatführenden Quarziten folgt ohne erkennbaren tektonischen Bruch über (tektonisch unter) der Abfolge der Chlorit-Muskovit-Schiefer. Dieses Gestein ist von den Metaarkosen der Sparagmit-Suite nicht zu unterscheiden. Es wurde letztlich nicht geklärt, welche Verbindung diese Abfolge zu der Grimsa-Gruppe hat (s.S. 25).

2. DIE GRIMSA-GRUPPE AM NW-RAND DES SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES.

Die Schichten der Grimsa-Gruppe NW ziehen vom Straalsjø über Einövlingshø NW der Giesungvatni nach NE und N über Kolla und Støladal in Richtung Engan und Oppdal. Die ausstreichende Mächtigkeit beträgt durchschnittlich zwischen 1 und 1,3 km bei einem Einfallen von 70 bis 80° nach E.

a) Die Gneisschuppe.

3 km nördlich Drivstua, unmittelbar südlich der Oppdal Schieferbrüche findet man an der Basis der Grimsa-Gruppe NW eine Gneis-Schuppe von ca. 100 x 150 m. Sie ist an der E6 aufgeschlossen.

Direkt an der Grenze zu den unterliegenden Plattenschiefern der Sparagmit-Suite steht ein grobflaseriger, dunkler mylonitischer Schiefer von mehreren m-Mächtigkeit an, der weitgehend aus Biotit zu bestehen scheint.

Darüber folgt ca. 20 m ein grobkörniger, massiger, dunkler Gneis, der makroskopisch einem Syenit nicht unähnlich ist. In einer dunklen Biotitgrundmasse "schwimmen" bis zu cm-große, meist stark brekzisierte Kalifeldspäte, die annähernd ringförmig von saussuritisierten zeisiggrünen, teilweise idiomorphen Plagioklaskristallen umgeben sind. In Zwickeln sieht man vereinzelte, milchig trübe, bläuliche

Quarzkörner bis zu 3 mm Durchmesser. Feinkörnige Sulfide durchstäuben die Grundmasse. Das einheitliche Erscheinungsbild dieses Gesteins wird unterbrochen durch eine Reihe von dm-großen, schwärzlichen Linsen, die qualitativ aus den gleichen Mineralkomponenten bestehen, jedoch feinkörniger sind und mehr Biotit führen. Diese Linsen liegen in der Ebene der Foliation, in die auch die Biotitkristalle eingeordnet sind.

Eine Apophyse dieses Gesteins ist offenbar in die darüberliegenden Schichten der Grimsa-Gruppe des NW-Randes eingedrungen und hat hier einmalige Rapakivistrukturen entwickelt. Diesen Rapakivistrukturen hat man hinsichtlich der genetischen Deutung der Augengneise besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Man versuchte daraus ihre magmatische Entstehung abzuleiten (s.S. 40).

Über diesen "syenitischen" Gneisen folgt eine Serie von grau-grünen und gebänderten, amphibolitischen Gneisen; in ihnen ist eine Foliation besser und deutlicher ausgeprägt. Im wesentlichen handelt es sich um Plagioklas-Gneise von mittlerer Korngröße (1-1,5 mm) und grau-grüner Farbe. Als Glimmer führen sie Biotit. Weitere Kalfite sind durch Chloritpseudomorphosen nach Hornblende vertreten. Die gebänderten, amphibolitischen Gneise enthalten neben dunkelgrünen, verfilzten Aggregaten von Hornblenden auch Muskovitschlieren. In beiden Gneistypen ist eine starke Tendenz zur Umwandlung der Hornblenden in Chlorit vorhanden.

Eingeschaltet in diese Gneise sind bis zu mehrere m-mächtige Metaanorthosit-Lagen. Es handelt sich dabei um feinkörnige, zuckrig weiße, grob geschieferte Gesteine. Sie führen auf den Schieferungsflächen Muskovit und gelegentlich Chloritpseudomorphosen nach Hornblende und Epidot. Das Gestein besteht aus offenbar neugebildeten Albit-Oligoklasen.

Abschließend ist zu dieser Gneisschuppe zu sagen, daß Gesteine dieser Zusammensetzung und petrologischen Ausbildung bei entsprechendem Metamorphosegrad weder innerhalb der Sparagmit-Suite, noch eigentlich innerhalb des Hambro-Silur heimisch sind. Sie ähneln stark den Abfolgen des nordwestlichen Gneisgebietes, in dem sowohl Plagioklasgneise als auch gebänderte amphibolitische Gneise, durchsetzt von Anorthositen und weiteren Intrusiva von verschiedenem Chemismus ein weites Areal

aufbauen. Der Verf. hält diese Gneis-Schuppe deshalb für einen im Gefolge der Deckengleitung in spätkaledonischer Zeit mitgerissenen Grundgebirgsteil.

b) Die Abfolge der gebänderten Augengneise.

Sie bildet offenbar den basalen Teil der Grimsa-Gruppe des NW-Randes. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um Wechsel-lagen von sehr enggeschiefert, gelegentlich in Augengneise umgewandelten, feinkörnigen, dunkelgrauen, muskovit- und feldspatführenden Meta-Quarziten und gröberen, fast pegmatitischen, quarzreichen Lagen, die von rötlichem Feldspat stark durchsetzt sind (Metaarkosen). Zwischen diesen Extremen scheinen alle Übergänge vorhanden zu sein. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen cm und dm. Unvollkommene Absonderung erfolgt an den Schichtflächen.

Das Gestein ist stark durchformt und häufig geädert mit Ruschelzonen, Brekzien und blastomylonitischen Lagen. Lokal treten Migmatisierungserscheinungen auf.

Nach dem Hangenden zu nimmt die Häufigkeit der Metaarkose-Bänder ab und es folgt ein \pm grober Augengneis, dessen Matrix ein feinkörniger, biotitführender Gneisglimmerschiefer ist. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich bei diesen gebänderten Augengneisen um eine tektonische Bildung handelt. Der Verf. hält dies jedoch für wenig wahrscheinlich.

c) Die Abfolge der dunkelgrauen Plattenschiefer.

Sie bildet einen ca. 100 - 150 m mächtigen Horizont. Zum Unterschied von den Plattenschiefern im Liegenden der Gneis-Schuppe sind diese dunkelgrauen Plattenschiefer etwas dunkler und führen etwas weniger Muskovit auf den Schieferungsflächen. P. HOLMSEN (1955) zeichnet für diese Metaarkosen in seiner Übersichtskarte S. 136 eine Verbindung zu dem Plattenschiefer-Horizont.

d) Die Abfolge der gebänderten Gneisglimmerschiefer.

Innerhalb dieser Abfolge sind fast alle Schichten in grobe Augengneise umgewandelt. Sie werden durchsetzt von rötlich-

grauen, pegmatoiden Bändern und dunkelgrünen Amphibolit-lagen wechselnder Mächtigkeit.

Die Matrix ist ein biotit- und mikroklinführender Gneisglimmerschiefer von rötlich- bis bräunlich-grüner Farbe. Die Kalifeldspäte haben Walnuß- bis Pfirsichgröße und sind in manchen Lagen extrem ausgelängt. Lageweise treten auch Plagioklasen auf. Diese erreichen in der Regel nur eine Größe von 5 - 8 mm.

U.d.M. erweisen sich die Kalifeldspätaugen als nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Mikroklinindividuen. Sie zeigen beginnende Umwandlung in Albit und sind meist stärker saussuritisiert, und von Quarz und Glimmer durchsetzt. Die Quarzkörner des Grundgewebes haben eine durchschnittliche Größe von 0,3 mm, sind leicht deformiert und meist völlig rekristallisiert. Zwischen den 1 - 4 mm mächtigen Quarz-Feldspat-Lagen ziehen die Schieferungsflächen, auf denen vor allem in diese Ebene gestreckte Biotitschuppen und + idiomorphe, meist verzwillingte Epidot- und Klinozoisitkristalle liegen. Gelegentlich ist Biotit in Muskovit umgewandelt.

In bestimmten Horizonten treten außerdem noch Granat und Hornblenden auf.

e) Die Abfolge der grau-grünen Gneisglimmerschiefer.

Die extrem grobflaserige Textur zeigt die kräftige Durchbewegung des Gesteins an.

Es ist durchsetzt von feinkörnigen Chloritschlieren, die im Wechsel mit Quarz und Feldspatschlieren auftreten. Un-deutlich kann man in manchen dieser Chloritanreicherungen Pseudomorphosen nach Hornblende erkennen.

U.d.M. zeigt das Gestein in einem Körnelgefüge von zerbrochenen und deformierten Quarz- und Feldspatkörnern größere Mikroklinkristalle mit Anzeichen starker Albitisierung neben Kalifeldspäten mit perthitischer Entmischung. Muskovit liegt zusammen mit Chlorit- und Dolomithörnern auf den Hauptbewegungsflächen. Reste von Sagenit finden sich gelegentlich noch in den Chloritschuppen und weisen auf retrograde Umwandlung von Biotit zu Chlorit.

Die ausstreichende Mächtigkeit dieser grau-grünen Gneisglimmerschiefer dürfte ca. 750 m betragen. Charakteristisch sind hier schlieren- und linsenförmige Körper von Ketaanorthosit, in allen Mischungsstadien mit dem Matrixmaterial der grau-grünen Gneisglimmerschiefer.

Im Hangenden grenzt diese Abfolge tektonisch an das Kambro-Silur der Trondheim-Region. Sie bildet vermutlich die höchste Einheit der Grimsa-Gruppe NW.

Ganz ähnliche Abfolgen treten in den Profilen des Kaldvella- und des Svaanaa auf. Es scheint jedoch, daß die Lagerungsverhältnisse wechseln, da im Svaanaa-Profil die gesamte Grimsa-Gruppe im Bezug auf das oben beschriebene Drivdal-Profil überkippt ist. (s. Fig. 9)

Zusammenfassend ist zu sagen: Im wesentlichen besteht die Grimsa-Gruppe aus mächtigen Abfolgen von mikroklinführenden Gneisglimmerschiefern mit wechselndem Anteil von Chlorit und Granat. Eingeschaltet sind Bänke von feinkörnigen Metaarkosen, ein annähernd schichtparalleler, geringmächtiger basischer Körper und Linsen und Lagen von mehr oder weniger anorthositischer Zusammensetzung. Alle Einheiten können als Augengneise ausgebildet sein. Die tektonischen Verhältnisse sind entsprechend der Position der Gruppe zwischen zwei Deckeneinheiten (Sparagmit-Suite und Kambro-Silur der Trondheim-Region) recht verwickelt.

3. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSFOLGERUNG.

Zusammenfassend ist über die Grimsa-Gruppe des SE- und NW-Randes zu sagen: Im wesentlichen bestehen sie aus biotit- und mikroklinführenden Gneisglimmerschiefern, die auch als Augengneise ausgebildet sein können. Eingeschaltet in Basisnähe sind feinkörnige, gebänderte Gneise, z.T. mit amphibolitischen Linsen. Im mittleren Teil tritt eine Abfolge von Metaarkosen? und Lagen und Linsen von gabbriodem und auch anorthositischem Charakter auf. Der obere Teil der beiden Gruppen ist ein chloritführender Muskovitgneis. Die Karbonate sind größtenteils Dolomit.

Die Grimsa-Gruppe des SE- und die des NW-Randes nehmen eine tektonisch isolierte Stellung zwischen der Sparagmit-Suite im Liegenden und dem Kambro-Silur des Trondheim-Gebietes im Hangenden ein.

Aus dem Umstand, daß alle lithologischen Elemente innerhalb

DIE GRIMSA GRUPPE

Fig. 10

Maßstab ca. 1:5000



beider Gruppen vertreten sind, und unter Berücksichtigung der speziellen tektono-stratigraphischen Position beider Gruppen zieht Verf. den Schluß, daß die Grimsa-Gruppe des NW- und SE-Randes des Arbeitsgebietes einen lithostratigraphisch einheitlichen Schichtkomplex bildet. Dieser Schichtkomplex zieht sich vermutlich darüber hinaus als Untere Jotun-Decke bis weit in das zentralnorwegische Sparagmit-Gebiet einerseits und möglicherweise als Teil der Tingvoll-Gruppe in das Møre-Gneis-Gebiet andererseits (s. Fig. 9 und 10).

Die Frage nach der stratigraphischen Einordnung der Grimsa-Gruppe mit ihrer eigenartigen lithologischen Mischfazies zwischen typischen Gesteinen der Sparagmit-Suite (Metaarkosen) des NW-Gneisgebietes (Anorthosite, Plagioklas-Schiefer) und möglichen mio- und eugeosynklinalen, kaledonischen Sedimenten (Glimmerschiefer, Vulkanite) ist nicht eindeutig zu beantworten. Wahrscheinlich gehören sie einer Übergangsperiode zwischen Sparagmit-Suite und Kambro-Ordoviz an.

VIII DIE ÖRNHÖ - GRUPPE

Bei der Kartierung der NW-Flanke des südlichen Trondheim-Gebietes stieß der Verf. 1967 über den Augengneisen der Grimsa-Gruppe des NW-Randes auf einen Schichtenkomplex, der - abgesehen von seinem basalen Teil - den Gesteinen sehr ähnlich ist, die unter dem Begriff Gula-Gruppe zusammengefaßt werden.

Eine ganz ähnliche Schichtenfolge war schon 1963 vom Verf. südlich Follidal über der Grimsa-Gruppe des SE-Randes kartiert (HEIM, 1966) und unter der Bezeichnung Bänderschiefer-Serie und Bändergneis-Glimmerschiefer-Serie beschrieben worden, ohne jedoch zunächst mit den Gula-Schiefen in Verbindung gebracht zu werden.

Die Benennung der Gruppe erfolgte nach der Örnhö (1040) im Grimsdal südlich Follidal, wo ein Profil der gesamten Gruppe aufgeschlossen ist.

Die Abfolgen der Örnhö-Gruppe sind am SE-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes zwischen Tollefshaugsætern im E und dem Högkletten im W verbreitet. Am NW-Rand erstrecken sie sich von der Einövlinghö im SW bis Drivstua und weiter nach NE.

Die Gruppe besteht an der Basis aus graugrünen, dünnbankig absondernden, quarzitischen bis amphibolitischen Bänderschiefen. Sie werden überlagert von Granat und amphibolführenden Biotitglimmerschiefen.

Vom Liegenden zum Hangenden wird die Gruppe in zwei Formationen unterteilt:

- die Mjovass-Bänderschiefer-Formation und
- die Saataa-Glimmerschiefer-Formation.

1. DIE ÖRNHÖ-GRUPPE DES SE-RANDES.

a) Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation.

Sie wurde vom Verf. nach dem Mjovassdalbekken südlich Follidal benannt, an dessen Mündung in den Grimsa sie vortrefflich aufgeschlossen ist, nachdem sie

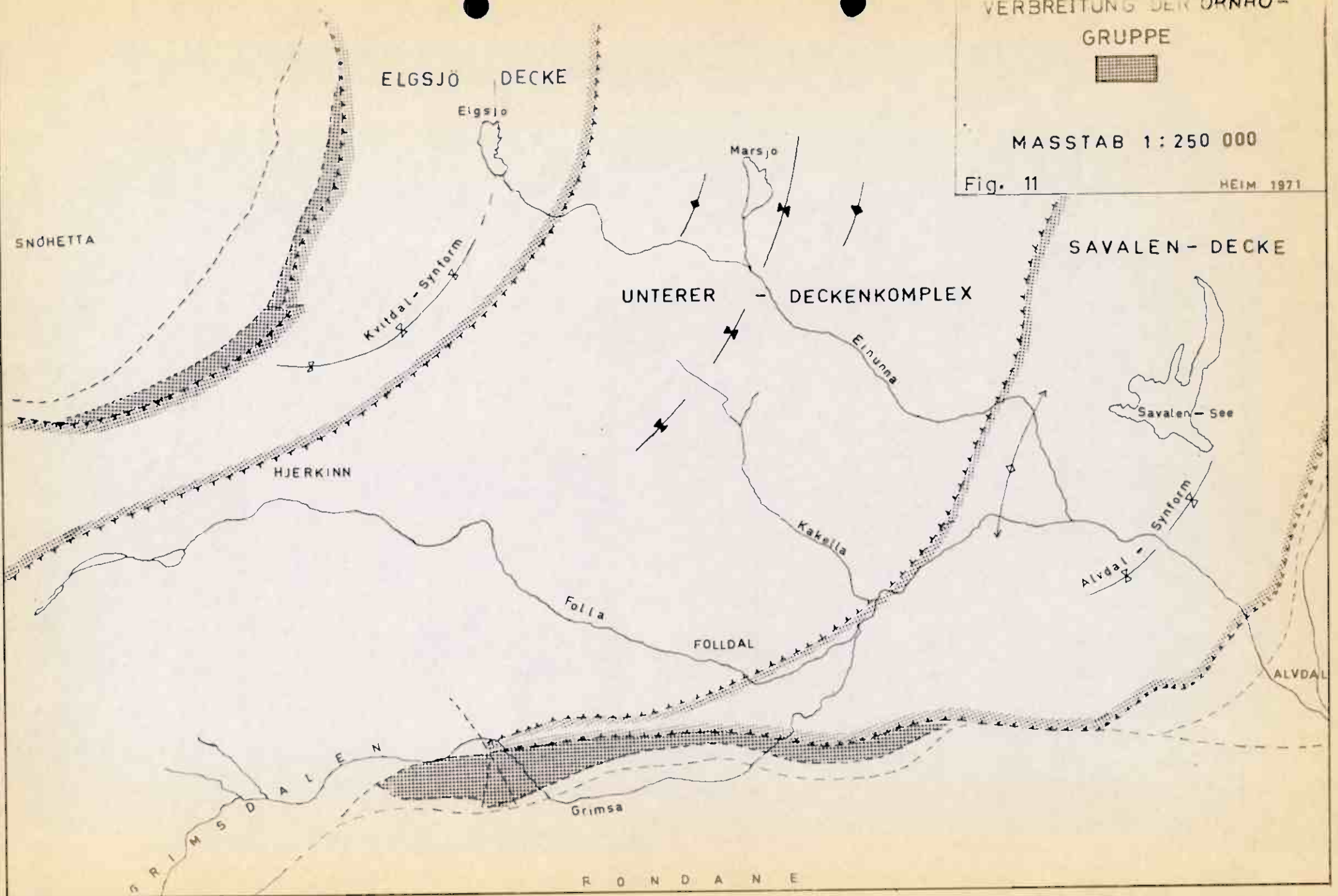
VERBREITUNG DER ÖRNHÖ-GRUPPE



MASSTAB 1:250 000

Fig. 11

HEIM 1971



1966 ausführlich unter der Bezeichnung Bänderschiefer-Serie beschrieben wurde.

Südlich Follidal steht sie an den Flanken einer Faltenstruktur (Grimsa-Sattel, HEIM, 1966) im Bereich zwischen Haverdal im W und Högkletten im E an. Die besten Aufschlüsse findet man an der R 30, 300 m südlich der Abzweigung Streitlien, und am Mjovassdalbekken.

Bei den Gesteinen dieser Formation handelt es sich um grau-grüne, feinkörnige, dünnbankig absondernde, im cm- und mm-Bereich gebänderte Schiefer. Die Bänderung ist durch die unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung hervorgerufen. Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich folgende Gesteine unterscheiden:

Bänderquarzite - Gneise
Gebänderter Quarzhornblendeschiefer
Quarzit-Hornblendeschiefer (gebändert)
Hornblendeschiefer

Die Bänderquarzit - Gneise zuunterst sind frei von Hornblenden. Sie enthalten bis zu 25 % Mikroklin und Oligoklas in dem rekristallisierten Quarzgrundgewebe. Häufig trifft man auf idiomorphen Epidot-Klinozoisit neben Karbonaten.

Die Gebänderten Quarzhornblendeschiefer entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Bänderquarzit - Gneisen. Sie enthalten jedoch vereinzelt Hornblenden.

Die Quarzit-Hornblendeschiefer bestehen aus Wechsellagen zwischen hellgrauen Quarziten bis Gneisen und dunkelgrau-grünen Lagen. Die hellgrauen Bänder oder Lagen führen bis zu 60 % Quarz, etwas Oligoklas/Albit, Serizit, Muskovit und Klinozoisit, meist in hypidiomorphen Körnern. Die dunkelgrau-grünen Lagen bestehen zu 60 % aus einer kurzprismatischen Hornblende (blaugrün, grün, gelbbraun), etwas saurem Plagioklas und Klinozoisit. Eingestreut findet man bis zu 0,5 cm große, linsenförmige Feldspäte, die zumeist in lappig zerfressenen Klinozoisit umgewandelt sind und von größeren Muskovitschuppen umrahmt werden. Nach dem Hangenden nehmen die hellen Lagen zu.

Die Hornblendeschiefer folgen darüber als oberste Einheit. Das Gestein zeigt eine dunkelgrün-graue Farbe und sondert im cm-Bereich bankig ab. Feinbänderung ist nicht zu erkennen. Die Hornblenden sind auf den Schieferungsflächen in einer stumpfen, schwarzen Masse zerdrückt.

U.d.M. zeigt es sich, daß bis auf wenige Muskovitschuppen die Glimmer fehlen. Der Hornblendenanteil beträgt ca. 60 %, die sauren Feldspäte 20 %, Quarz 10 %. Klinozoisit, Chlorit, Kalzit, Magnetit und ein Teil Sulfide ergänzen den Mineralbestand als akzessorische Bestandteile.

Zusammenfassung: Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation zeigt also einen kennzeichnenden Aufbau vom Liegenden zum Hangenden. Beginnend mit sauren Gneisen, schalten sich nach dem Hangenden zu mehr und mehr basische Lagen ein, bis sie endlich in ihrem obersten Teil den Charakter eines Amphibolit annimmt. Sie bildet wahrscheinlich ein Mischgestein aus terrigenen und vulkanogenen Komponenten.

Bemerkenswert ist die Horizontbeständigkeit dieser Abfolgen. Sie finden sich immer wieder mit dem gleichen Profil am gesamten SE-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes.

b) Die Saataa-Glimmerschiefer-Formation.

Sie lagert auf den oben beschriebenen Bänderschiefen auf und läßt sich in zwei Einheiten untergliedern:

- b1) die Amphibol-Muskovit-Schiefer an der Basis,
- b2) die grauen Glimmerschiefer darüber folgend.

b1) Die Amphibol-Muskovit-Schiefer folgen unmittelbar über den Mjovass-Bänderschiefen. Im wesentlichen handelt es sich dabei um mittelgraue, grobflaserige, muskovit-führende Gneisglimmerschiefer. Sie sind von Quarzschlieren durchsetzt und führen mm- bis cm-große, schwarze, divergentstrahlige Amphibolkristalle auf den Schieferungsflächen. Lageweise treten Anreicherungen von Granat und gelegentlich auch gelblichen Dolomitidioblasten auf.

U.d.M. zeigt es sich, daß die Hornblenden oft zerbrochen und diablastisch von Quarz und Glimmern durchwachsen sind. Besonders randliche Partien zeigen beginnende Umwandlung in Chlorit. Pleochroismus ist lichtbraun - grün - blau-grün. Die Muskovitglimmer sind an den S_2 konzentriert, zu denen sie aber in einem flachen Winkel stehen. Biotitporphyroblasten findet man eingestreut zwischen den Muskoviten. Calcitschlieren folgen ebenfalls den S_2 . Unter den opaken Mineralien herrscht Graphit neben vereinzelt Sulfidkristallen in unregelmäßigen Schuppen vor.

Eingeschaltet in diese Amphibol-Muskovit-Schiefer sind mehrere nur dm-mächtige, hellgraue Metaquarzkeratophyrbänder, die im wesentlichen aus Albit, Quarz und einer grünen, kurzprismatischen Hornblende bestehen, Quarzitbänke und Graphitlagen. An einer Stelle 50 m westlich der Einmündung des Haverdalsdal in den Grimsa wurde eine Zone mit schwacher Sulfidimpregnation beobachtet, wobei Cu-Sulfide einen wesentlichen Anteil der Mineralisierung ausmachen. Sekundäre Cu-Karbonate kennzeichnen diese Zone an der Verwitterungsoberfläche. Lageweise kann Chlorit u. Dolomit (x-ray) angereichert sein. Neben den scharf abgegrenzten Metaquarzkeratophyrbändern treten dickbankige, grobflaserige, unscharf gegen das Nebengestein abgegrenzte, feldspatreiche Lagen auf. Der schroffe Übergang im Liegenden von den Bänderschiefen der Mjovass-Formation zu den Amphibol-Muskovit-Schiefen ist gelegentlich durchstreichende Störungen betont, was nicht zuletzt auf die erheblichen Kompetenzunterschiede der beiden Einheiten zurückzuführen sein dürfte,

- b2) Die grauen Glimmerschiefer gehen kontinuierlich aus den Amphibol-Muskovit-Schiefen hervor. Diese Abfolge ist an der SE-Flanke des Grimsa-Sattels im Grimsa-Haverdal-Profil aufgeschlossen. Auf der NW-Flanke kann man sie im Hangenden der Amphibol-Muskovit-Schiefer durch fast das ganze Arbeitsgebiet verfolgen (H. HEIM, 1966, S. 35).

Gute Aufschlüsse findet man westlich des Lökaasen und am Grimsa in Höhe des Saataatjern.

Die grauen Glimmerschiefer führen fast keine Amphibole und zeigen die Tendenz, in dunkle, leicht graphitische Schiefer überzugehen.

Einen repräsentativen Einblick in die Formation bietet ein Profil westlich des Lökaasen:

Es beginnt hier an der Basis mit einer Wechsellage von Granat- und dunklen, leicht graphitischen Schiefern. Darüber liegen 2-3 m grünlich-graue, phyllitische Schiefer mit Chloritpseudomorphosen nach Amphibol. Nach dem Hangenden zu setzen hellgraue, granat- und chlorit-führende Serizitschiefer ein. Die hier häufigen Quarzlamellen nehmen nach dem Hangenden hin ab. Die Hangendgrenze ist tektonisch.

Die grauen Glimmerschiefer repräsentieren eine Zeit relativ rascher Sedimentation. Sie bestehen aus dunklen, granat-führenden Meta-Tonen und Quarziten.

Zusammenfassung: Alle Formationen der Örnhö-Gruppe des SE-Randes zeigen mit Einschränkungen Gesteine, die auf vulkanische Tätigkeit hinweisen. Bei der Mjovass-Bänderschiefer-Formation folgt die Verbindung zu einem basischen Vulkanismus aus der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins selbst.

Innerhalb der Saataa-Glimmerschiefer-Formation deuten Bänder von Metatuffen und Sulfidvererzungen auf eine stratigraphisch nahe Extrusionsphase.

Insgesamt zeigt die Örnhö-Gruppe des SE-Randes einen lebhaften, lithologischen Wechsel, der auf \pm instabile Sedimentationsverhältnisse hinweist.

2. DIE ÖRNHÖ-GRUPPE DES NW-RANDES.

Bänderschiefer und Glimmerschiefer, wie sie im vorangegangenen Kapitel beschrieben wurden, folgen auch am NW-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes über den Augengneisen

der Grimsa-Gruppe. - Es werden deshalb die gleichen Formationsbezeichnungen verwendet. -

- a) Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation des NW-Randes ist von östlich des Einövlingsvatn bis südlich Drivstua durchzuverfolgen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 200 und 300 m. Lithologisch handelt es sich um grün-graue, gneisartige, z.T. amphibolitische, gebänderte Schiefer. Man unterscheidet auch hier helle, gneisartige Bänke von cm- bis dm-Mächtigkeit, die aus Quarz und Feldspat bestehen und auf den Schieferungsflächen mit grün schimmernden Muskovitschuppen belegt sind.

U.d.M. erkennt man in dem lepidoblastischen feinkörnigen Grundgewebe (0,1-0,5 mm) aus Albit und Oligoklasen Nesten von Epidot/Klinozoisit und Serizit. Statistisch verteilt tritt etwas Muskovit und Chlorit auf. Häufig findet man Plagioklasporphyroblasten bis zu 2 mm ϕ . Sie liegen wie vereinzelte Granate längs der S_2 und begleiten auch derbe Rutil Aggregate nebst einem Fe-reichen Zoisit.

Die amphibolitischen Lagen sind scharf von den Plagioklas-Gneislagen getrennt. Sie bestehen, mikroskopisch betrachtet, aus zopfartig ineinander verflochtenen Amphibolen bis ca. 1 mm Länge. Randlich und in Spaltrissen hat sich bereits Chlorit, z.T. auch Biotit gebildet. In den Amphibolen liegen völlig klare, rekristallisierte Albitkristalle.

Wenn auch gewöhnlich die hellen und die dunklen Lagen scharf voneinander abgegrenzt sind, findet man jedoch gelegentlich auch Übergangslagen der amphibolitischen Varietät zur Gneisvarietät.

Einzelne, helle Bänder haben den Charakter von Metanorthositen. Sie bestehen aus meist stark saussuritisierten Oligoklaskristallen und Epidot (ca. 15 %) und führen keinen Quarz. Die gesamte Einheit zeigt wechsellagen-Charakter. Der Anteil der hellen gneisartigen Lagen scheint nach dem Liegenden zuzunehmen.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß die Mjovass-Bänderschiefer-Formation auch am NW-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes einen markanten, unverwechselbaren Horizont dar-

stellt, der aus hellen, gneisartigen und dunklen, amphibolitischen Bändern aufgebaut ist. Sein charakteristischer, textueller Zug ist die feine Bänderung und die dünnbankige, plattige Absonderung.

- b) Die Saataa-Glimmerschiefer-Formation des NW-Randes folgt mit einer Übergangszone von 15 m Mächtigkeit, die aus Wechsel-lagen beider Einheiten besteht, über den Bänderschiefen der Mjovass-Formation.

Sie zieht mit einer rel. gleichbleibenden Ausstrichbreite 800 m von Lesja über Einövlingshö, Hjerkin Skytefelt, Drivdalen bis nach Drivstua. Diese Mächtigkeit ist jedoch durch tektonische Einwirkung im Bereich südlich der Einövlingshö erheblich reduziert.

Der Hauptbestandteil dieser Abfolge ist ein grobflaseriger, dunkelgrauer, im verwitterten Zustand bräunlich-grauer Gneisglimmerschiefer. Die Schieferungsflächen sind folglich uneben, oft leicht gewellt, und mit grobblättrigem Muskovit oder Biotit (Chlorit) belegt. Granate zeigen sich als bräunlich-rote Flecken mit undeutlichen Grenzen. Dunkelgrüne, verbogene Amphibole findet man in mm-dünnen Lagen angereichert.

Das mikroskopische Bild scheint über die ganze Formation hin \pm einheitlich: das rekristallisierte Grundgewebe von undulös auslöschenden, leicht parallel zur C-Achse gestreckten Quarzen von 0,5-1,5 mm ϕ wird von schwach welligen, zueinander parallel verlaufenden Glimmerlagen durchzogen.

Glimmer werden durch Muskovit und Biotit vertreten, wobei letzterer eine deutliche Tendenz zur Umwandlung in Chlorit zeigt. Innerhalb dieser Glimmerlagen treten bisweilen Reste zerbrochener Amphibole auf. Der Plagioklasanteil kann bis 20 % ansteigen. Die von Chloritgefüllten Spaltrissen durchzogenen Granate werden bis 1 mm groß und sind auch randlich in Chloritmineralien umgewandelt.

Unter den opaken Anteilen findet man neben etwas Ilmenit deformierte Pyritkörner und von Ort zu Ort wechselnden Anteil an Graphit. Akzessorien wie Apatit, Rutil und Turmalin (Schörl) ergänzen den Mineralbestand.

Abweichungen von diesem mikroskopischen Bild innerhalb der gesamten Formation sind nur quantitativer Natur: einge-

schaltet in die Gneisglimmerschiefer sind bisweilen kurz aushaltende, geringmächtige Bänder von Pyrrothit, Pyrit und Magnetit. Analysen solcher Erzzonen zeigen neben geringen Zn-Werten Spuren von Chalkopyrit. Häufig treten Graphitlagen auf.

Bemerkenswert sind undeutlich begrenzte, amphibolitische Körper, die den dm-Bereich nicht überschreiten und völlig unregelmäßig auftreten. Man findet sie gelegentlich innerhalb der Gula-Schiefer (STRAND, 1951, S. 82; HEIM, 1966, S. 75). Es handelt sich um linsen- bis bandartige Gebilde, die aus hellen Mineralien, meist Quarz, bestehen und dicht mit breitstengelligen, dunkelgrünen Amphibolen meist richtungslos durchwachsen sind.

Zusammenfassung: Bei der Saataa-Glimmerschiefer-Formation des NW-Randes handelt es sich um eine Abfolge von Meta-Grauwacken und Quarziten. In einzelnen Schichten kam es zur Anreicherung organischer Substanz und Ausfällung von Sulfiden.

3. GEGENÜBERSTELLUNG DER ÖRNHÖ-GRUPPE DES SE- UND DER DES NW-RANDES.

Der Aufbau dieser Gruppe ist an beiden Lokalitäten weitgehend gleichartig: überwiegend amphibolitische Bänderschiefer an der Basis, darüberfolgend Glimmerschiefer.

In der Lithologie ergeben sich jedoch gewisse Abweichungen:

Die Mjovass-Bänderschiefer-Formation: Zum Unterschied von der entsprechenden Formation des SE-Randes ist die des NW-Randes einheitlicher aufgebaut. Die Feinbänderung liegt mehr im cm- als im mm-Bereich. Der Plagioklasgehalt ist höher und die Trennung zwischen mafischen und saiechen Bändern ausgeprägter.

Die Saataa-Glimmerschiefer-Formation des NW-Randes ist weniger aufgeteilt. Ausgesprochene Muskovitschiefer und metaquarzkera- tophyrische Einschaltungen wurden hier nicht festgestellt.

4. SCHLUSSEFOLGERUNG.

Zusammenfassend sind bei der Beurteilung der stratigraphischen Stellung der Örnhö-Gruppe des NW- und SE-Randes wesentliche Gesichtspunkte zu beachten:

- a) Dieser Schichtkomplex bildet sowohl am NW- als auch am SE-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes eine isolierte, tektonische Einheit. Sie liegt zwischen der Abfolge der Grimsa-Gruppe (Kolla-Decke) im Liegenden und jüngeren, vermutlich ordovizischen Decken im Hangenden (s. Fig. 7).
- b) Vorausgesetzt, die Antiklinaltheorie (s.S. 8) trifft für die Trondheim-Region zu, sind die Gula-Schiefer als älteste Einheit der eugeosynklinalen Abfolge auch in einer Position direkt über der Sparagmit-Suite oder deren Übergangsgesteinen zu erwarten.
- c) Die Gesteine dieses Schichtkomplexes gehören mit Vulkaniten und Glimmerschiefern - wie die Gula-Schiefer - der kaledonischen Eugeosynklinalfazies an.
- d) Sie sind darüberhinaus von den Gula-Schiefern petrographisch nicht zu unterscheiden.

Aus dem Angeführten folgt, daß die Örnhö-Gruppe lithostratigraphisch mit Vorbehalten der Gula-Gruppe zugerechnet werden kann.

Die tektonischen Konsequenzen dieser Hypothese sind auf dem Profil der Fig. 7 dargestellt.

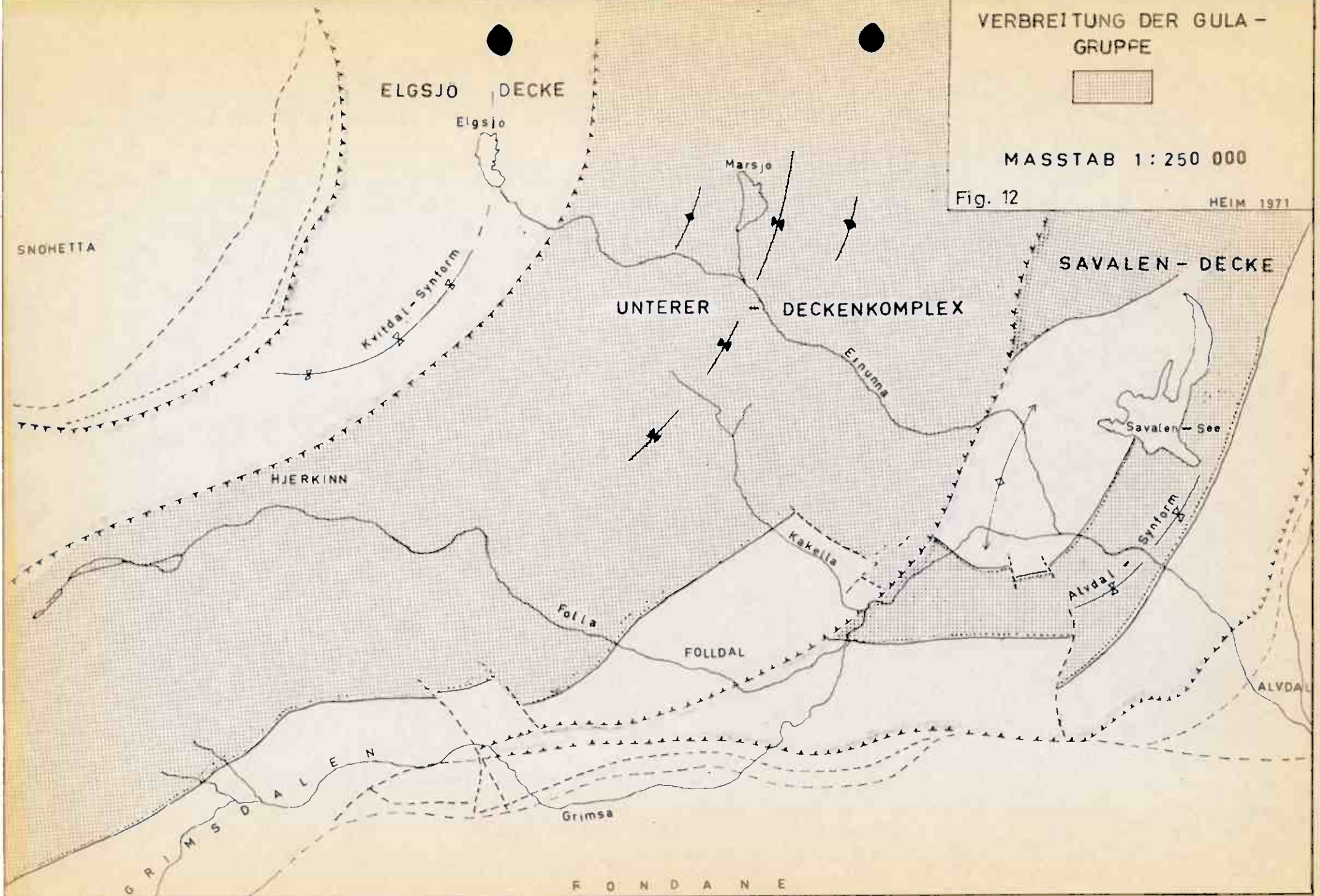
VERBREITUNG DER GULA - GRUPPE



MASSTAB 1:250 000

Fig. 12

HEIM 1971



IX DIE GULA - GRUPPE (KAMBRIUM)

Mächtige Schieferabfolgen bauen die zentralen Teile des südlichen Trondheim-Gebietes auf. Sie werden unter dem Begriff Gula-Gruppe zusammengefaßt. - Der Begriff ist von Th. KJERULF entlehnt, der die Schiefer des Gauldals als Gula-Schiefer bezeichnete. Von dieser Lokalität bis in das südliche Trondheim-Gebiet lassen sich die Gula-Schiefer durchgehend verfolgen.

Die Gula-Gruppe besteht im wesentlichen aus Metagrauwacken bis -Subgrauwacken mit eingeschalteten Quarzitbänken, Konglomeratlinsen und -bändern, Marmorzügen, sulfidführenden Graphitschiefern und vereinzelt auch Grünschiefern. Sie wird von verschiedenen basischen und intermediären Intrusionen durchsetzt. Die Basis der Gula-Gruppe ist nicht bekannt. Sie wird von den Vulkaniten der Folla-Gruppe überlagert.

Abfolgen der Gula-Gruppe treten in zwei tektonisch voneinander getrennten Bereichen auf (s. Fig. 11):

Im unteren Deckenkomplex im Bereich des zentralen Fensters. Sie bilden hier den Kern des zentralen Antiklinoriums.

Innerhalb der Savalen-Decke im Bereich des Kerns und den Flanken der Alvdal-Synform.

1. DIE GULA-GRUPPE DES UNTEREN DECKENKOMPLEXES.

- im Bereich des zentralen Fensters -

In den Jahren 1963-65 untersuchte der Verf. Teile der Abfolgen, die sich, zu einem ca. 20 km breiten Streifen verfaltet, vom Gudbrandsdal zwischen Dovre und Dombass durch die zentralen Bereiche des südlichen Trondheim-Gebietes nach NE ziehen.

Später ergänzten und bestätigten die Arbeiten von C. BERTHOMIER & J. MAILLOT (1969/70 p.c.) die Feldergebnisse des Verf. Bezüglich der Altersabfolge der Schichten vertraten sie jedoch die umgekehrte Auffassung (s.S.)

Der untere Deckenkomplex ist als Antiklinorium ausge-

bildet. Es wird im W und E von Deckenschuppen überlagert, so daß der von ihnen eingeschlossene Bereich als tektonisches Fenster vorliegt.

Das hervortretendste Strukturelement dieses vom Verf. auch als zentrales Fenster bezeichneten Bereiches ist die Marsjö-Synklinale. Sie teilt das zentrale Fenster in zwei annähernd symmetrische Hälften.

Die Schichten der Gula-Gruppe des unteren Deckenkomplexes unterteilt der Verf. vom Liegenden zum Hangenden in drei Formationen:

- a) Einunn-Formation
- b) Fundin-Formation
- c) Storhø-Formation.

a) Die Einunn-Formation.

In den Kernbereichen der die Marsjö-Synklinale flankierenden Sätteln (s.tekt.Kar) tritt die tektonisch unterste aufgeschlossene Einheit der Gula-Gruppe zu Tage. Für sie wurde vom Verf. der Name Einunn-Formation nach dem Fluß Einunna, der beide Sättel durchschneidet, vorgeschlagen.

C. BERTHONIER & J. MAILLOT kartierten diese Einheit als Micaschists à amphibole et calcaire und nannten sie später Formation der Marsjö, eine Bezeichnung, die schon für die tektonische Struktur der Marsjö-Synklinale vergeben ist.

Bei den Schichten der Einunn-Formation handelt es sich um dunkel-braun-grau verwitternde, karbonat- und amphibolführende Glimmerschiefer, die aus mittel- bis grobkörnigen Grauwacken entstanden sind. Das Gestein ist von Quarzschlieren durchsetzt und führt auf Spalten und Klüften sowie im Grundgewebe Kalzit.

U.d.M. besteht das Grundgewebe aus einem Pflaster von isometrischen Quarz- und Kalzitkörnern und ist von Biotit und Chloritschuppen durchsetzt. In Abständen von 0,3 bis 3 mm durchziehen glimmerbelegte Schieferungsflächen das Grundgewebe. Die Glimmerlagen enthalten subparallel angeordnete Biotit-, Muskovit- und Chloritschuppen. Hin und wieder findet man bis zu 0,5 mm große, isometrische, kurzprismatische Hornblenden eingestreut. Die Hornblenden

sind oft zerbrochen und diablastisch von Quarz und Epidot durchwachsen. Häufig in diesen Schieferungsflächen sind korrodierte Zoisitkristalle mit kräftig blauen, anormalen Interferenzfarben. Albit, Apatit, Zirkon und Turmalin, oft idiomorph mit abgerolltem Kern, ergänzen zusammen mit etwas Rutil den Mineralbestand. Die opaken Körner sind teils Sulfide, teils Oxide (Ilmenit).

Die gesamte Formation zeigt eine deutliche Bankung im dm- und m-Bereich, die durch wechselnden Anteil von Quarz, Glimmer und Amphibolen bewirkt wird.

Kennzeichnend für die Abfolgen dieser untersten Einheit der Gula-Gruppe ist der hohe Gehalt an Kalksilikaten.

b) Die Fundin-Formation.

Sie geht kontinuierlich aus den liegenden, kalksilikatreichen Schiefern der Einunn-Formation hervor und ist nach dem loc. typ. des Fundin-Berges benannt. Von BERTHOMIER & MAILLOT (1969 p.c.) wird sie als "zone conglomeratique" und als "schists gris" bezeichnet.

Die Gesteine der Fundin-Formation unterscheiden sich durch den fehlenden CaCO_3 -Gehalt von der Einunn-Formation.

Lithologisch handelt es sich um blau-graue Biotitglimmerschiefer, die aus mittelkörnigen Grauwacken hervorgegangen sind. Eingeschaltet in diese Schiefer findet man häufig geringmächtige Konglomeratfahnen. Die Komponenten dieser Konglomerate sind Quarzitgerölle in der Größenordnung 0,8 x 0,5 cm.

Ein Teil dieser Abfolgen wird von graphitischen Schiefern aufgebaut. Nach mündlicher Mitteilung von I. RUI nimmt die Mächtigkeit dieser graphitischen Schiefer nördlich des Orkla (vom Arbeitsgebiet im Streichen nach N) zu, so daß der Charakter der gesamten Formation durch sie bestimmt wird. Die Graphitschiefer sind von Sulfiden durchstäubt und erscheinen an der Verwitterungsoberfläche mit Fe-Oxiden überzogen. Geringmächtige Bänder von kompaktem Pyrrothit bzw. Pyrit und auch Imprägnationen von Magnetit treten häufig auf.

Kennzeichnend für die Fundin-Formation sind fernerhin geringmächtige graphit-, gelegentlich auch magnetitführende Quarzitbänke. Sie wurden von H.P. GEIS (1961) östlich Hjerkin als Blauquarz beschrieben.

c) Die Storhø-Formation.

Die obersten Abfolgen der Gula-Gruppe innerhalb des Arbeitsgebietes sind in der Storhø-Formation zusammengefaßt. Sie wurden zum Teil schon 1966 vom Verf. unter diesem Namen aus dem Bereich der Storhø NW des Folldal-Zentrum in umgekehrter Reihenfolge beschrieben, da dem Verf. damals nicht bekannt war, daß die Storhø-Formation an dieser Stelle am überkippten SE-Flügel einer SE-vergenten Großfalte liegt (s. Prof. Karte).

Die Storhø-Formation findet man in den östlichen Teilen des zentralen Fensters. Auf dem NW-Rand scheinen Teile der Formation von NW her überschoben zu sein. Im innersten Teil des zentralen Fensters wurden die der Storhø-Formation entsprechenden Abfolgen an den Flanken der Marsjø-Synklinalen von BERTHOIER & MAILLOT als "zone des quartzites" kartiert. Der Verf. beschreibt eine lithostratigraphisch vergleichbare Region NW des Folldal-Gebietes (J.G. HEIM, 1966).

Die Schichten der Storhø-Formation bestehen aus groben Glimmerschiefern, Bänderschiefen und Quarziten (Sandsteinen) und sind durch einen Basithorizont, ein Konglomerat und Marmorzüge gegliedert.

Die Storhø-Formation wird vom Verf. vom Liegenden zum Hangenden wie folgt unterteilt:

c1) Die Abfolge der Gneis-Quarzitschiefer.

c11) Grünschiefer.

c2) Die Abfolge der grau-blauen Bänderschiefer.

c21) Das Husumkonglomerat.

c3) Die Abfolge der Sandsteine und Glimmerschiefer.

c31) Der Mosaettermarmor.

c1) Die Abfolge der Gneis-Quarzitschiefer. Die Storhø-Formation beginnt mit einer Wechselfolge von plattig absondernden, biotitführenden Quarzitschiefern und granatführenden Gneisglimmerschiefern, die bis zu 25 % Plagioklas enthalten. Lageweise Anreicherungen von kurzprismatischen, schwarzen Amphibolen und einer Unmenge Quarzschlieren ergänzen das Bild dieser extrem grobflaserigen Abfolge.

c11) Grünschiefer: Eingeschaltet in diese Abfolge ist eine Linsenkette von mittelkörnigen, feingebänderten Grünschiefern. Diese Körper werden gelegentlich von bis zu 5 m mächtigen, blau-grauen Magnetitquarzitbänken begleitet, die gleich wie die Grünschieferlinsen an ihren spitzen Enden sich auffingern.

(Blauquarze und Jaspislagen werden von vielen Autoren in Verbindung mit basischen Effusiven beschrieben und als Metaradiolarite gedeutet.)

Man findet diese Metabasite auf dem SE-Rand des zentralen Fensters. Sie ziehen sich von der Vardhø im SE über Bakkesæter und Storhø und wurden auch im Einunndalen am Klementkletten beobachtet.

Auf dem NW-Rand des zentralen Fensters wurde dieser Metabasit nicht registriert. Jedoch führt das über den Vulkanhorizont folgende Hjerkin-Konglomerat (s.S.62) eine ungewöhnlich hohe Anzahl von Grünsteingeröllkomponenten, so daß diese Lage wahrscheinlich wieder abgetragen war, bevor die Sedimentation fortsetzte.

Petrographisch ist dieser Grünschiefer-Horizont, abgesehen von lokalen Unterschieden in der Metamorphose, sehr einheitlich ausgebildet. Das Gestein ist meist streng paralleltexturiert. Der Schliff zeigt stark pleochroitische Aktinolite. X = farblos-gelblich, Y = oliv, Z = blau-grün parallelgeordnet. Die Feldspäte in den Zwickeln der Amphibole sind glasiger Albit. Schlieren von Kalkspat und wechselnde Mengen Epidot/Klinozoisit vervollständigen das petrographische Bild eines Grünschiefers.

Dieser Grünschiefer stellt auf Grund seiner regionalen Verbreitung und seiner Horizontbeständigkeit unzweifelhaft einen Effusiv-Horizont dar. Sein gelegentliches Auftreten in der Form aneinandergereihter Linsen kann nach Meinung des Verf. einerseits auf tektonische Zerschierung zurückgeführt werden. Andererseits kann man aber auch annehmen, daß die Effusionen primär vorhandene Rinnen und Senken des Meeresbodens auffüllten. Später wurden die Magmatite zusammen mit den Sedimenten verfaultet. Die heute vorliegenden Linsen zeigen vermutlich die Querschnitte dieser Rinnen und Senken. . . .

- c2) Die Abfolge der grau-blauen Bänderschiefer. An der Basis der Abfolge liegt im NW Follids als zunächst ein dunkel-grün-grauer, quarzitischer, chloritführender Muskovitschiefer. Dieser geht nach dem Hangenden zu in die feingebänderten, grau-blauen Glimmerschiefer über.

Bei diesem Gestein handelt es sich um einen sandigen, quarzitischen, granatführenden Glimmerschiefer mit dem üblichen Mineralbestand der Gula-Schiefer:

Er besteht im wesentlichen aus aequigranularem Quarz, Biotit und Muskovit. Akzessorisch findet man Apatit, Titanit, Klinozoisit, Turmalin und gelegentlich neben Sulfiden auch Graphit. Granate sind als zerfressene Relikt-kristalle vorhanden und scheinen auf einzelne Lagen beschränkt zu sein. Sie sind makroskopisch nur selten zu erkennen. Die Biotite zeigen verschiedentlich beginnende Umwandlung in Chlorit. Die blau-graue Farbe des Gesteins wird durch den Quarzgehalt bewirkt. Sie tritt aber nur in den weniger verwitterten Bereichen auf.

Charakteristisch ist eine meist sehr feine, zum Teil auch scharf absetzende Bänderung, die sich vom m- bis in den mm-Bereich erstreckt. Gradierte Schichtung tritt häufig auf.

- c21) Das Husumkonglomerat. Es wurde vom Verf. 1966 definiert. Die Typlokalität ist der Husumbaekken ca. 2 km NW des Follidal Zentrums. Dieses Konglomerat ist im östlichen Teil des zentralen Fensters im Bereich Graasiden-Verkensaeter (K.O. BJÖRLYKKE, 1905, S. 384), an der Me-

saeterhö und NW-Folldal vorhanden. Auch an den Planken der Marsjö-Synklinalen konnte das Konglomerat nachgewiesen werden.

Nahe des NW-Randes des zentralen Fensters darf das Hjerkin-Konglomerat (vergl. T. STRAND, 1951, S. 80 ff) mit dem Husum-Konglomerat verglichen werden (s. Karte 1^u2).

An der Typlokalität am Husumbaekken NW Folldal setzen, mit scharfer Grenze über den Bänderschiefen, die ersten, cm-große Gerölle führenden Konglomeratlagen ein. Es folgen darüber Schiefer und wiederum Konglomeratlinsen. Für die gesamte Konglomeratzone wurde hier eine Mächtigkeit von 20 m gemessen (Mesaeterhö 0,50 m, Verkesaeter ca. 100 m, Hjerkin ca. 30 m).

Die Matrix des Konglomerates ist von dunkel-grünen, kurzprismatischen Amphibolen durchsetzt und führt Muskovit neben Biotit.

Dichtgepackte Gerölllinsen wechseln mit Lagen, in denen Gerölle nur vereinzelt vorkommen.

Folgende Gesteine findet man - in der Reihenfolge ihres mengenmäßigen Anteils - als Gerölle:

1. biotitführendes Quarz-Albit-Gestein (60 %)
2. dunkler Quarzit (30 %)
3. Marmor (10 - 80 %)
4. Grünschiefer (10 %)
5. Gabbro (5 %)
6. Biotit-Schiefer (5 %)

Bemerkenswert ist, daß die Schiefermatrix plötzlich in einen grobkörnigen Marmor übergehen kann, wobei diese Marmoratrix verschieden gefärbte Marmorgerölle enthält. Je nach Art und Menge der Zumischung erscheinen die Gerölle grünlich (Fuchsit), rötlich (Hämatit), dunkel-grau (Graphit) oder auch rein weiß. Es wurde keine Sortierung nach Farben festgestellt. Diese kalkige Ausbildung findet man lokal begrenzt im NW Folldal in den untersten Lagen der Konglomeratabfolge.

Nahe dem NW-Rand des zentralen Fensters tritt das Hjerkin-Konglomerat in vergleichbarer lithostratigraphischer Umgebung (Storhö-Formation) auf. Es wird von T. STRAND (1951, S. 80 ff) erwähnt. Der Verf. stellt es infolge seiner Lage und seines Charakters dem Husumkonglomerat zur Seite (s. Prof. Karte).

Es zieht von südlich des Bahnhofs Hjerkin über Hjerkin Fjellstue und Nonshö nach NE. Die Mächtigkeit beträgt ca. 15 - 30 m. Die Matrix ist ein grün-grauer, mittelkörniger, chloritführender Biotitglimmerschiefer. Es scheint weniger dichtgepackt als das Husumkonglomerat. T. STRAND erwähnt als Gerölle "light sodic porphyrites". Außerdem findet man graue und dunkel-blaue Quarzite, dichte Grünschiefer und hellgrüne Epidotgesteine als Geröllkomponenten.

Das Husumkonglomerat repräsentiert also einen überall im Verbreitungsgebiet der Storhö-Formation auftretenden Horizont. Es ist starken lokalen Einflüssen (kalkige Ausbildung) unterworfen. Sein Charakter ist polymikt.

- c3) Die Abfolge der Sandsteine und Glimmerschiefer. Sie wurde vom Verf. 1966 als untere Storhö-Schiefer beschrieben. Die grobbankig absondernden Glimmersandsteine von schätzungsgewisse 200 m Mächtigkeit folgen direkt über dem Husumkonglomerat. Sie bilden die lithostratigraphisch nächsthöhere Einheit.

Der Schliff zeigt in dem äquigranularen Grundgewebe von + locker aneinanderliegenden Quarzkörnern neben reichlich Biotit und Muskovit ohne sehr strenge Ausrichtung parallel zu den Schieferungsflächen: Calcit und Kalksilikate. Von den Kalksilikaten rührt der leicht grünliche Farbton des Gesteins. Akzessorisch treten Granat, Apatit, Schörl Titanit und Zirkon auf.

NW Folldal ist die 10 m mächtige, scharf begrenzte Lage eines eben spaltenden, dunklen Schiefers eingeschaltet. Er verwittert mit leicht grünlichem Anflug. Sulfide und Graphit bilden wesentliche Mengenanteile im Mineralgefüge.

Im Hangenden geht der Glimmersandstein allmählich in den granatführenden Bänderschiefer über. Dieser Bänderschiefer ist ein feinkörniger, grau-dunkler, undeutlich gebänderter

Granat-Glimmerschiefer. Die Verwitterungsfarbe ist bräunlich (Fe-Hydroxid). Lagen mit kurzprismatischen, grünen Amphibolen treten gelegentlich auf. Graphit kann zu einer wesentlichen Mineralkomponente werden.

U.d.M. findet man neben Quarz, Muskovit und Biotit: Chlorit, Amphibole und Granat. Die Akzessorienreihe ist mit Apatit, Epidot/Klinozoisit, Turmalin, Plagioklas, Calcit, Titanit, Rutil und einem starke, pleochroitische Höfe erzeugenden Zirkon typisch für die Gula-Schiefer.

Die feimbänderige Textur zeigt, obwohl meist durch die grob-flaserige Schieferung überprägt, gelegentlich noch gut erhaltene Beispiele von gradiertem Schichtung.

Eingeschaltet in diese granatführenden Bänderschiefer sind mehrere Karbonatlagen. Sie werden wegen ihrer lithostratigraphischen Bedeutung eingehender behandelt:

- c31) Der Mesaeter-Marmor. Man findet Marmorbänke überall dort, wo die oberste Gula-Gruppe aufgeschlossen ist. Sie treten am SE-Rand des zentralen Fensters von den Mesaetern im SW bis zum Tellpiggen im NE als fast durchgehender Horizont auf. Auch in den stark überdeckten Arealen um die Marsjö-Synform findet man im Schutt große Blöcke eines hellgrauen Marmors. An dem gesamten NW-Rand des zentralen Fensters ist dieser Horizont jedoch unterdrückt.

Im Schliff zeigt der Marmor grobkristallinen Calcit mit etwas Muskovit (Fuchsit und Chlorit), Graphit, Quarz und Klinozoisit. Der Anteil an $MgCa(CO_3)_2$ beträgt ca. 1 %. Wie auch die Marmorgerölle des Busum-Konglomerates kann der Mesaeter-Marmor durch größere Beimengung von Fuchsit, Hämatit oder Graphit grün, rötlich oder dunkelgrau gefärbt sein. mm-feine Lagen von Muskovit und Fuchsit deuten auf eine primäre Schichtung. Dort, wo keine Schichtung angezeigt ist, liegen die Glimmer ohne besondere Ausrichtung in den dunkelgrauen, "verunreinigten" Lagen angereichert. Kleine Quarzschlieren und linsenförmige Aggregate von Glimmern ragen aus der angewitterten und aufgerauhten Oberfläche hervor. Zumeist ist das im Verhältnis zu den umgebenden Schieferen inkompetente Gestein stark verfaltet.

An vielen Stellen sind diese Marmorlagen von dunklen, stark graphithaltigen Schieferen begleitet. Die Ausbil-

dung des Mosaeter-Marmors ist, abgesehen von den oben erwähnten Farbnuancen überraschend gleichartig.

Stratigraphische Erwägungen knüpfen sich nicht an den Mosaeter-Marmor. Seine lithostratigraphische Bedeutung liegt darin, daß sein Auftreten zusammen mit dem Husum-Konglomerat oberstes Gula innerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes anzeigt.

- c4) Amphibolitische Linsen in der Storhø-Formation. In nahezu allen Bereichen der Storhø-Formation stößt man auf ellipsoidische oder längliche, ausgezogene Gebilde von recht unterschiedlichen Ausmaßen, die makroskopisch eine annähernd amphibolitische Zusammensetzung zeigen.

Im Polldalgebiet treten zwei unterschiedliche Typen solcher amphibolitischer Körper auf:

unregelmäßig bis linsenförmige Bildung, die von einem Quarz- und einem Hornblendering umgeben sind und mit Epidot in der Mitte stark angereichert erscheinen (Bild).

linsenartig bis länglich ausgezogene Gebilde. Sie zeigen außen einen Ring aus ineinander verfilzten, grau-grünen, kurzprismatischen Hornblenden, der mit Granat durchsetzt ist, und in denen Quarz nur akzessorisch auftritt. Auf der Innenseite schließt eine weitere, meist geringmächtigere Ringlage mit erheblich mehr Quarz an. Hornblenden sind auch hier vorhanden. Im Kern ist neben Hornblenden und Quarz Fe-Hydroxid angereichert.

Oft sind die amphibolitischen Ringe aus ineinander verfilzten Hornblenden als cm-hohe Röhren herausgewittert. Der Kern zeigt dann meist einen zur Schieferigkeit parallelen Lamellenbau. Die Lamellen bestehen wie auch der Ring aus Hornblende und Quarz und haben eine durchschnittliche Dicke von 2 - 3 mm. In den Zwischenräumen der Lamellen sitzt Fe-Hydroxid. Die Schieferung durchsetzt den Hornblende- und Quarz-Hornblende-Ring nicht.

U.d.M. erweisen sich die Hornblenden als + isometrische, unregelmäßig zerlappte und zerfranzte Gebilde. Sie scheinen in Richtung auf den Kern der ellipsoidischen oder länglich ausgezogenen Bildungen metasomatisch umgewandelt. Bei äußerlich ausgezogenen Umrissen zeigen sie keinen Pleochroismus mehr. Eine mit dem Mikroskop nicht auflösbare Bestäubung bedeckt die meisten Kristalle. Einzelne dieser umgewandelten Hornblenden sind teilweise flächenhaft chloritisiert. Zirkon verursacht pleochroitische Höfe. Muskovit ist im Kernbereich selten. Zoisit und klinkzoisit treten in kleineren Körnern auf. Zu beachten sind neben Fe-Hydroxid einige Karbonat-Körnchen.

T. STRAND (1951) beschreibt aus dem Hjerkinnggebiet (Hovdun) ähnliche Bildungen.

Insgesamt ist zu bemerken, daß es sich bei diesen Quarz-Hornblende-Zoisit-Linsen um völlig isolierte Körper handelt. Sie kommen auch bei P (0706/0649) in unmittelbarer Nähe des Husum-Konglomerates vor, das hier unveränderte Marmoranteile führt. Somit steht zu vermuten, daß nicht reine Calciumkarbonatlinsen die Bildung dieser amphibolitischen Körper verursachten. Die reichliche Fe-Hydroxydausfällung in manchen Kernen läßt als Entstehungsursache das primäre Vorhandensein von Sideritknollen als näherliegende Möglichkeit erscheinen. Bemerkenswert ist nun, daß vergleichbare Bildungen auch innerhalb der Glimmerschiefer der Örnhö-Gruppe vorkommen (s.S. 52).

Zusammenfassung: Die Gula-Schiefer des unteren Deckenkomplexes im Bereich des zentralen Fensters stellen eine lithologisch verhältnismäßig einheitliche Schichtenfolge dar. Die zu unterst aufgeschlossenen Einheiten sind die kalksilikatreichen Glimmerschiefer der Einunn-Formation. Darüber folgen die sandigen Metagrauwacken der Fundin-Formation, die von Konglomeratfahnen und Graphitschieferlagen durchsetzt sind. Die oberste Einheit, die Storhö-Formation, besteht ebenfalls aus Metagrauwacken und Sandsteinen. Bemerkenswert ist hier die an Turbidite erinnernde Bänderung und die amphibolitischen Linsen unbekannter Entstehung. Eingeschaltet in diese oberste Einheit der Gula-Schiefer sind: ein Basithorizont, ein polymiktes Konglomerat und einige Marmorlagen.

2. DIE GULA-GRUPPE DER SAVALEN-DECKE.

Eine mächtige, einheitlich ausgebildete Schieferabfolge baut große Teile der Savalen-Decke, die dem östlichen Teil des unteren Deckenkomplexes als überkippte Deckenschuppe auflagert (s. Fig. 7), auf. Diese Abfolge wurde von R. KLEINE-HERING (1969) von der E-Flanke, von P. MOSSON & G. QUESNEL von der W-Flanke der Alvdal-Synform als normal gelagert beschrieben.

Die Inverse Lagerung folgt aus der tektonischen Stellung der Gula-Gruppe über den Abfolgen der Folla-Gruppe, die stratigraphisch über den Gula-Schiefern liegt (s.S.).

a) Die Abfolgen der Gula-Gruppe auf der E-Flanke der Alvdal-Synform.

R. KLEINE-HERING gliedert die Schieferabfolgen dieses Bereiches in untere und obere Naustervola-Serie und rechnet sie stratigraphisch zur Hovin-Gruppe.

Die obere Naustervola-Serie liegt im Zentrum der Alvdal-Synform und repräsentiert wahrscheinlich den ältesten Teil der Gula-Gruppe, der innerhalb der Savalen-Decke erhalten ist. Sie besteht aus blau-grauen Bänderphylliten, in die grobe bis konglomeratische Glimmersandsteine und Graphitschiefer eingeschaltet sind.

An der Grenze zu der unteren Naustervola-Serie liegt ein bis zu 50 m mächtiges Konglomerat. Unter den stark ausgewalzten Geröllen erkannte KLEINE-HERING in der Reihenfolge quantitativer Verbreitung: biotitführende Albit-Quarzite, Graphit-Quarzite, Metabasite, Gabbros, Marmore und Chloritschiefer.

Aus der unteren Naustervola-Serie werden im wesentlichen eine 450 m mächtige, einheitliche Abfolge von dunklen Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern beschrieben. Die hier eingeschalteten Marmore haben eine durch Graphitbeimischung verursachte dunkelgraue Farbe.

b) Die Abfolgen der Gula-Gruppe auf der W-Flanke der Alvdal-Synform. (s. Fig. 12a)

P. MOSSON & G. QUESNEL untergliedern die hier auftretenden

Schieferabfolgen - vom Kern der Alvdaal-Synform nach der Platte - in:

La série de Nausterdalen
Le conglomerat de Dölplass
La série de la Folla

"La série de Nausterdalen" im Kern der Alvdaal-Synform entspricht der oberen Naustervola-Serie KLEINE-MERINGS. Sie wird von hier als Wechselfolge von sandigen und graphitischen Phylliten mit eingeschalteten Quarzitbänken von gelegentlich bedeutendem Albit-Gehalt beschrieben.

Das lithostratigraphisch darüberfolgende Dölplass-Konglomerat wird 70 m mächtig geschätzt. Die Gerölle in der Glimmer-Quarzit-Matrix wurden als saure und basische Vulkanite interpretiert.

"La série de Folla" beginnt über (tektonisch unter) dem Konglomerat mit graphitischen Phylliten. In Basisnähe ist ein bis zu 200 m mächtiger Grünschieferhorizont eingeschaltet. Er wurde von beiden Autorengruppen als Auffaltung der vulkanischen série de Lomnesvola (Vesleaaasen-Serie) gedeutet.

Wenig höher im Profil dieser Serie kartierte man in den phyllitischen Glimmerschiefern ein fuchsführendes Marmorband. Die Überleitung zu der vulkanischen série de Lomnesvola bilden Einschaltungen von basischen und sauren Tuffen in den grauen Phylliten.

Zusammenfassend ist zu der Gula-Gruppe der Savalen-Decke zu bemerken:

Die älteste Einheit besteht aus einer unruhigen Abfolge von Phylliten mit sandigen und konglomeratischen Einschaltungen.




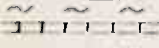











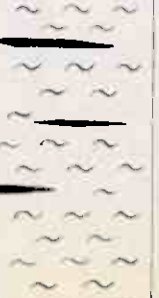


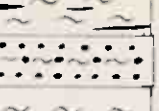



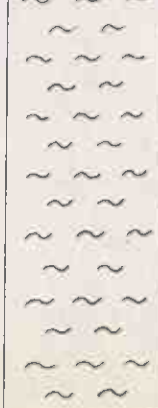


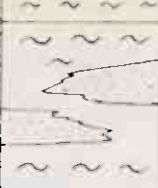
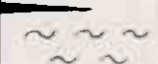




Das darüberfolgende Konglomerat hat polygenen Charakter und führt als Gerölle saure, weniger häufig basische Vulkanite.

Die jüngste Einheit setzt sich aus dunklen Phylliten zusammen, in die Marmorbänke eingeschaltet sind. Nahe der Basis dieser jüngsten Einheit kann ein Grünschiefer-Horizont auftreten.

LITHOSTRATIGRAPHISCHE ABFOLGE DER GULA - GRUPPE
INNERHALB DES SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES

Fig. 13

Masstab 1:10 000

UNTERER DECKENKOMPLEX		SAVALEN - DECKE	
		W - FLANKE DER ALVDAL-SYNFORM	E - FLANKE DER ALVDAL-SYNFORM
HEIM, 1962 - 66 C. BERTHOMIER & I. MAILLOT, 1969/70		P. MOSSON & G. QUENARDEL, 1968	R. KLEINE-HERING, 1969
FOLLA - GRUPPE	SERIE DE LOMNESVOLA	VESLEÅSEN - SERIE	
 gebänderte Glimmerschiefer  Graphitschiefer  Marmor  Marmor   Glimmersandstein  Graphitschiefer  Husum-Konglomerat  quarzitische Bänderschiefer  grobe Gneis-glimmerschiefer  Basit  Blauquarz  grobe z.T. plattige Granat-Gneise	 graue Phyllite  Marmor  Phyllite  Basit  sandige Phyllite  Dolplass-Konglomerat  graphitische Phyllite  sandige Phyllite	 Marmor (graphit-führend)  blaugraue z.T. gebänderte Phyllite  Chlorit-Phyllit  Konglomerat  sandige Phyllite  Graphitschiefer	<div> <div>STORHØ - FORMATION</div> <div> <div>UNTERE NAUSTERVOLA SERIE</div> <div>ØBERE NAUSTERVOLA SERIE</div> </div> </div>
 Glimmerschiefer  Graphitschiefer  Konglomerat-fahnen			FUNDIN - FORMATION
 Kalksilikat-Glimmerschiefer			EINUNN - FORMATION
			G U L A — G R U P P E

3. VERGLEICH DER GULA-GRUPPE DES UNTEREN DECKENKOMPLEXES MIT DEN PHYLLIT-ABFOLGEN DER SAVALEN-DECKE.

Allgemein ist festzustellen, daß sich hier zwei mächtige Abfolgen von Meta-Grauwackenschiefern gegenüberstehen. Die Basis beider Abfolgen ist nicht bekannt. Beide grenzen im Hangenden an einen vulkanischen Gesteinskomplex.

Die Kalksilikatschiefer der Einunn-Formation sind innerhalb der Savalen-Decke nicht vorhanden, bzw. erodiert (s. Fig. 12a).

Die im Kern der Alvdal-Synform gelegenen Phyllite müssen wahrscheinlich zur Storhö-Formation gerechnet werden. Der teilweise auftretende hohe Feldspatgehalt innerhalb der plattigen Gneisglimmerschiefer an der Basis der Storhö-Formation entspricht möglicherweise den feldspatreichen Bändern der série de Nausterdalen.

Die Basithorizonte beider Bereiche unterscheiden sich petrographisch und lithologisch nicht voneinander. Es läßt sich regional-geologisch leicht nachweisen (s.S. 112), daß der Grünschiefer in der série de la Folla keine Einfaltung der vulkanischen Lomnesvola-Serie darstellt. - Man kann ihn durch große Teile der Trondheim-Region in der gleichen lithostratigraphischen Position verfolgen. - (s.S. 112)

Bemerkenswert ist die von KLEINE-HERING hervorgehobene Bänderstruktur verschiedener Abfolgen, die innerhalb der Gula-Gruppe des unteren Deckenkomplexes die Storhö-Formation dominiert.

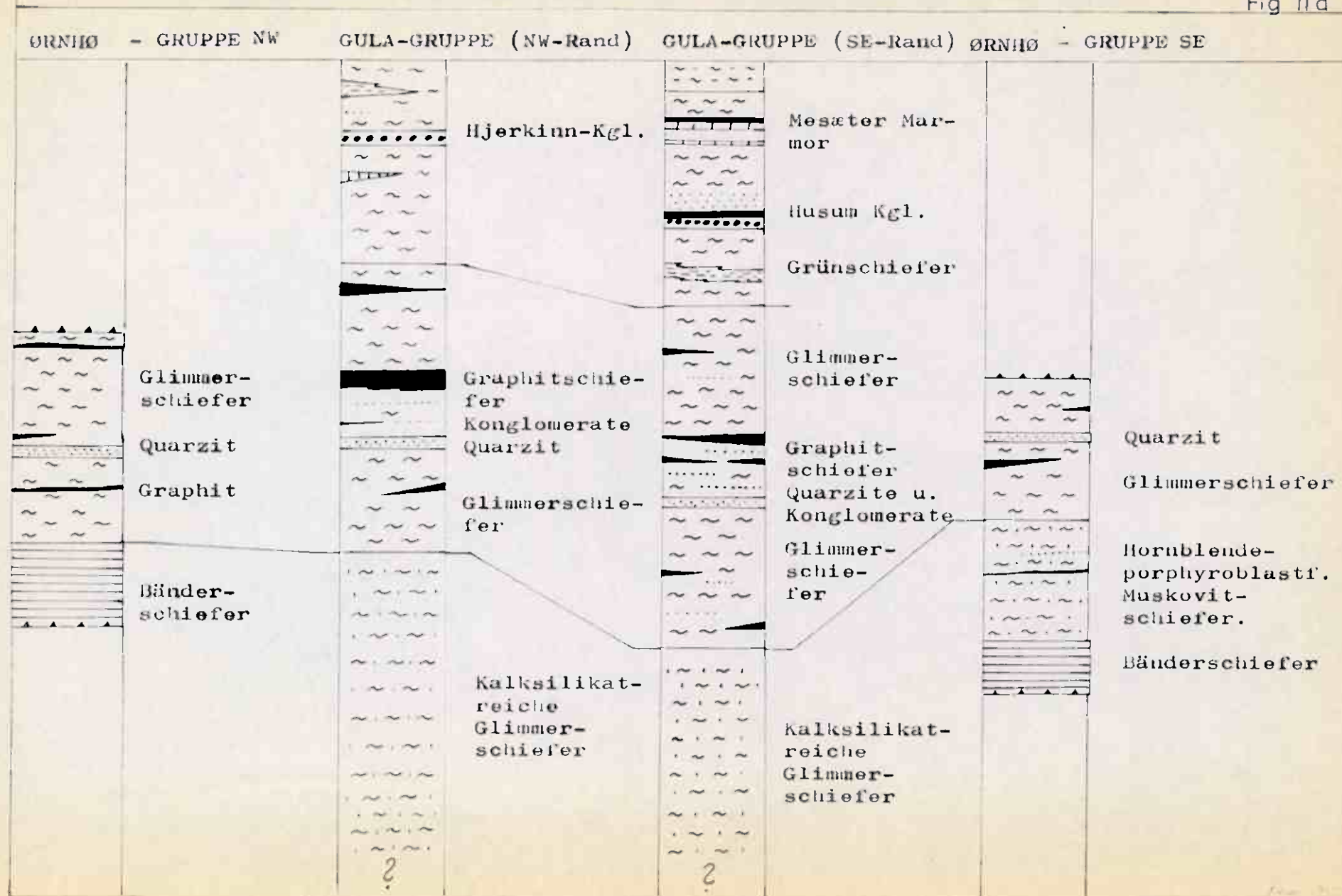
Das Husum-Konglomerat im unteren Deckenkomplex liegt über dem Basithorizont, während das Dølplass-Konglomerat der Savalen-Decke darunter liegt.

Interessant ist, daß alle beobachteten Konglomerate die gleiche Matrix führen (CaCO_3 -Matrix als Ausnahme), und daß die Hauptgeröllkomponente ein saures, tuffähnliches Gestein ist, neben dem Quarzite und Basite neben Kalken und Schiefern eine untergeordnete Rolle spielen.

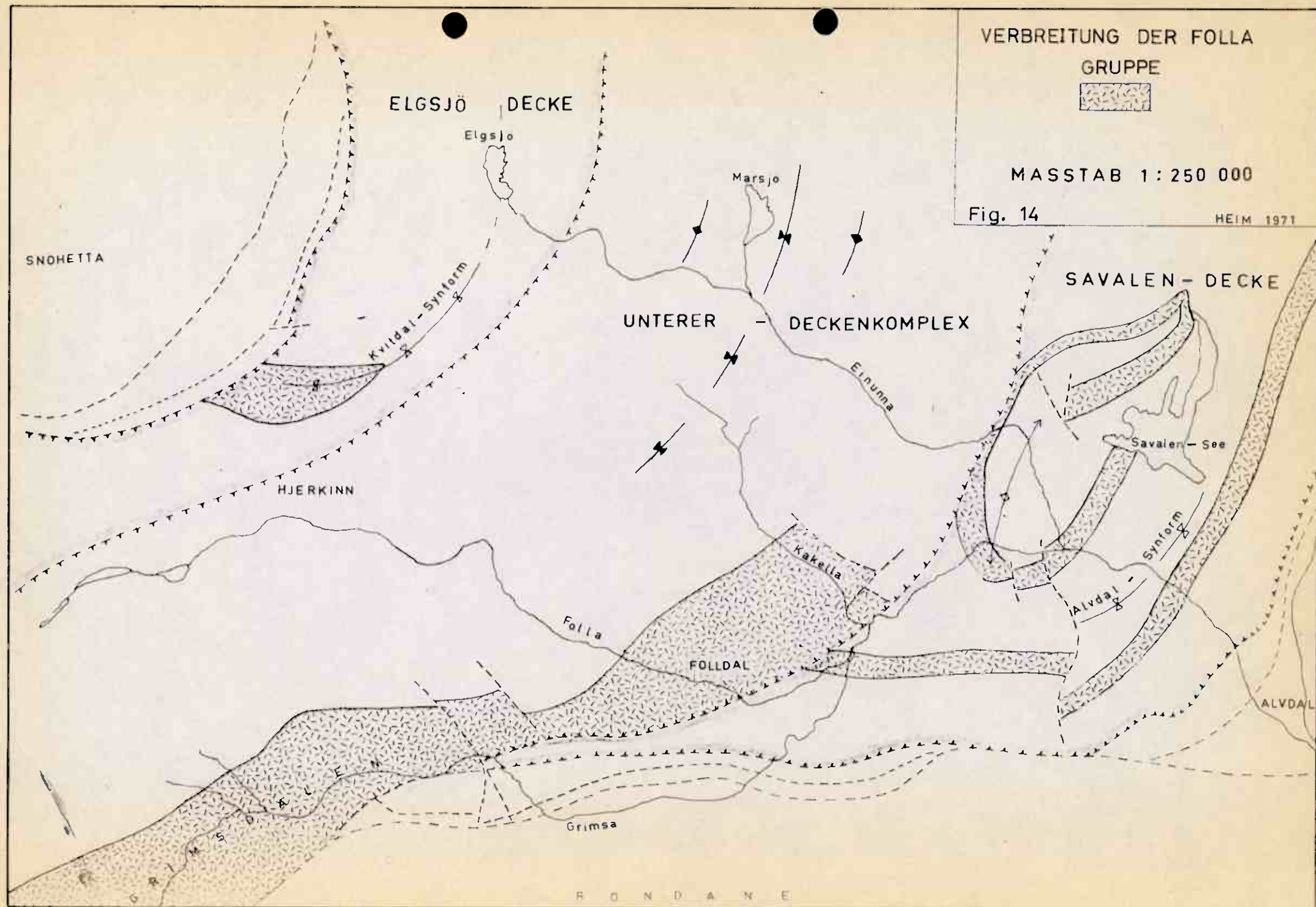
Aus diesen Vergleichen (s. auch Tab. 12) folgt, daß die Gulaschiefer des unteren Deckenkomplexes und der Phyllite der

VERGLEICH DER GULA-GRUPPE DES ZENTRALEN FENSTERS MIT DER ØRNHØ = GRUPPE

Fig 11a



Savalen-Decke mit der Sicherheit, die lithostratigraphische Vergleiche gestatten, zur stratigraphisch gleichen Einheit gehören.



X DIE FOLLA - GRUPPE (UNTERES ORDOVIZ)

Das untere Ordoviz ist innerhalb der Kaledoniden durch zum Teil recht mächtige Abfolgen basischer Vulkanite gekennzeichnet. Spuren dieses Vulkanismus durchziehen auch das südliche Trondheim-Gebiet.

Hier wurden diese Abfolgen von den einzelnen Autoren unter verschiedenen Namen beschrieben: Grünstein-Stufe aus dem Follidal-Gebiet (HEIM, 1966), Vesleassen Serie aus dem Alvdal-Gebiet (R. KLEINE-HERING, 1969) und schließlich série du Lomnesvola aus dem Einunnfjell-Bereich (P. MOSSON & G. QUENARDEL, 1970).

Der Verf. schlägt vor, die Vulkanite des unteren Ordoviz innerhalb des bearbeiteten Gebietes als Folla-Gruppe zusammenzufassen, damit mißverständliche Doppelbezeichnungen vermieden werden.

Die Folla-Gruppe ist im wesentlichen aus Grünschiefern, Garbenschiefern, Chloritschiefern und Metaquarzkeratophyren aufgebaut. Hierbei überwiegen mengenmäßig die Detritusgesteine und Tuffe über die Effusiva.

Die Folla-Gruppe geht \pm kontinuierlich aus der Gula-Gruppe hervor und wird von einer mächtigen Phyllit-Abfolge überlagert. Ihre Abfolgen treten sowohl innerhalb des unteren Deckenkomplexes als auch in der Savalen- und Elgsjö-Decke auf (s. Fig. 12a; s. Karte 2).

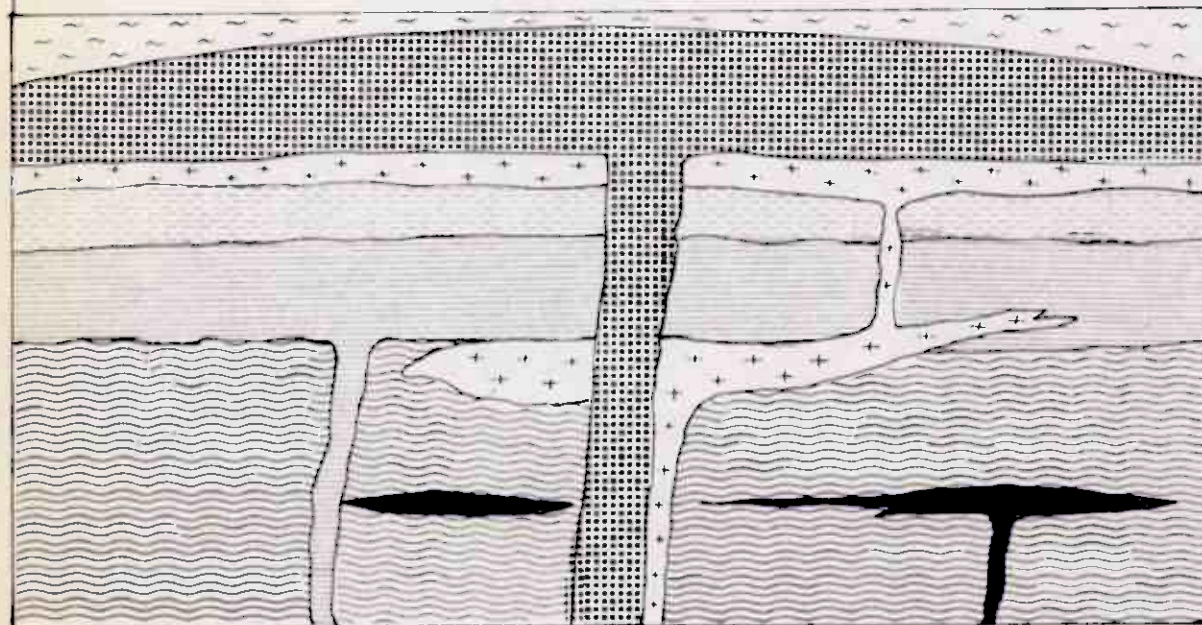
1. DIE FOLLA-GRUPPE INNERHALB DES UNTEREN DECKENKOMPLEXES.

Im Bereich des unteren Deckenkomplexes zieht am SE-Rand des zentralen Fensters eine bis auf 5000 m ausstreichender Mächtigkeit, verfaltete, vulkanische Abfolge vom Gudbrandsdalen bei Dovre im SE über das Grimsdal und Follidal bis an den Fuß des Storsvola (1152) nördlich des Kakellkletten und bricht dort unvermittelt tektonisch ab (s. Karte 1).

Am NW-Rand des zentralen Fensters liegen solche Gesteine nicht vor. Die Elgsjö-Decke lagert hier direkt auf den Gula-Schiefern (s.S. 140).

Extrusionsphasen der Folldal - Gruppe und der Oberen Gula - Gruppe

Fig. 22



Helm 1921

BUKLETTEN GRÜNSCHIEFER FORMATION

SVEA ALBIT GNEIS FORMATION

SVENDSBÆKK SCHIEFER FORMATION

STEINHAUG GARBENSCHIEFER FORMATION

Storhø - Formation mit dem

"Unteren Vulkanhorizont"



BUKLETTEN GRÜNSCHIEFER F.

Finale Extrusionsphase

basisch



SVEA ALBIT GNEIS FORMATION

Explosive Extrusionsphase

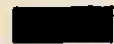
sauer/intermediär



STEINHAUG GARBENSCHIEFER F.

Initiale Extrusionsphase

basisch (sauer)



UNTERER VULKANHORIZONT

Vorinitiale Extrusionsphase

basisch

Im großen läßt sich vom lithostratigraphisch Liegenden zum Hangenden eine Vierteilung der Gruppe durchführen:

- a) die Steinhaug - Schiefer - Formation
- b) die Svendsbekk-Schiefer - Formation
- c) die Svea - Albit-Gneis - Formation
- d) die Bukletten-Grünschiefer - Formation.

a) Die Steinhaug - Schiefer - Formation.

Sie repräsentiert eine Abfolge, deren Lithologie durch den Einfluß vulkanischer Ereignisse gekennzeichnet ist. Unter der Bezeichnung Steinhaug - Schiefer sind eine Reihe ganz verschiedener Gesteine zusammengefaßt, deren gemeinsame Eigenschaft hoher Fe/Mg-Silikat-Gehalt ist. Sie sind besonders gut im Bachriß des Gjörbekken in Höhe des Hofes Steinhaug in Follidal aufgeschlossen und wurden vom Verf. 1966 entsprechend der Annahme einer umgekehrten Altersabfolge als obere Grünschiefer-Serie bezeichnet.

Der lithologische Aufbau der Formation ist in dem unteren Teil durch den allmählichen Übergang von den liegenden (tektonisch hangenden) Gula-Schiefen in die Grünschiefer der Folla-Gruppe bestimmt. Zuerst findet man über quarzitisches Glimmerschiefer der Gula-Gruppe zunächst eine 100 - 150 m mächtige Abfolge von Amphibol-Muskovitschiefer. Diese hellgrauen, - verwittert braun-grauen - grobflaserigen Glimmerschiefer sind von schwarzen, cm-großen, stengeligen Amphibolen durchwachsen. Im Querbruch ist zu erkennen, daß die Amphibole um bevorzugte Schieferungsflächen gruppiert sind. Auf den Schieferungsflächen findet man neben Serizit Muskovit und vereinzelt auch Biotitschuppen.

Eingeschaltet in diese Glimmerschiefer sind dunkel gefärbte, Graphitführende Lagen im dm-Bereich, die nur vereinzelte Amphibole enthalten.

Häufig treten bis zu m-mächtige, mit gelblichen Dolomitmikrokristallen durchsetzte Horizonte auf. Linsenförmige Quarz-

schlieren ergänzen das Bild dieses Gesteins.

Über den Amphibol-Muskovitschiefern folgen chlorit-, amphibol- und magnesitführende, phyllitische Glimmerschiefer. Eingeschaltet sind hier Graphit-Magnetkiesbänder und dm-mächtige, helle Amphibole und granatführende, teils pegmatoide, teils sehr feinkörnige Gneislagen. Die Mächtigkeit dürfte ca. 100 m betragen.

Diese Glimmerschiefer gehen wiederum allmählich in dunkelgrüne, feinlamellierte Grünschiefer über von ca. 300 m Ausstrichbreite.

U.d.M. zeigen diese in einem relativ feinkörnigen Grundgewebe von 0,08 mm Korndurchmesser: Albit, Oligoklase, Quarz, langesogene, dünne, aktinolitische Hornblenden mit kräftigem Pleochroismus (lichtbraun, oliv, blau-grün). Akzessorisch treten Epidot, Apatit, Fe-Hydroxid und Pyrrhotit auf.

Der Hauptteil der Steinhaug - Schiefer - Formation ist durch einen stetigen Wechsel von grünen Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Grünschiefern, Grünsteinen, Graphitschiefern und hellen Gneislagen charakterisiert, wobei in fast allen Schichten große Amphibol-Blasten auftreten.

Keine Schicht erreicht eine größere Mächtigkeit als 10 - 15 m.

Als linsen- und lagenförmige Körper kommen innerhalb dieser feinkörnigen Grünsteine grobkörnige, z.T. ophitische Partien (HEIM, 1966, S. 44) bis zu 5 m Mächtigkeit vor. Sie sind völlig saussuritisiert und uralitisiert. Der Verf. deutet sie als Subeffusionen, zumal auch die qualitative Identität beider Gesteinstypen evident ist. Lokal kann es innerhalb solcher Subfusionen zu Serpentinisierung und Talkisierung kommen. Neben der Hydratisierung von Subeffusionen scheint diese Umwandlung auch auf geringmächtige, basische Tuffbänder übergreifen zu haben. Ein ca. 1 m mächtiger, vertalkter Horizont, der in der Talkmatrix grüne, kurzprismatische, teils ebenfalls umgewandelte Amphibole führt, ist über 10 km zu verfolgen (HEIM, 1966).

Zusammenfassung: Die Steinhaug - Schiefer - Formation bildet also eine heterogene Abfolge aus überwiegend vulkanischen Abtragungsprodukten, in die Lagen von Grünschiefern und Meta-Quarzkeratophyren eingeschaltet sind.

b) Die Svendsbekk-Schiefer - Formation.

Sie erreicht im Folldaldistrikt im Bachriß des Svendsbekken eine Mächtigkeit von ca. 2-300m. Von anderen Lokalitäten liegen keine Mächtigkeitsangaben vor.

Sie wurde vom Verf. aus dem Folldal-Gebiet als Muskovit-Chlorit-Schiefer beschrieben (HEIM, 1966). In streichender Verlängerung nach SW findet man sie im Grimsdal.

Petrographisch besteht sie aus einer einheitlich ausgebildeten Abfolge mittel- bis grün-grauer Glimmerschiefer, die lagenweise mit wechselndem Mengenanteil Amphibolporphyroblasten führen können. Die tiefgelb verwitterten Kalzitschnüre und -bänder bilden einen auffälligen Kontrast zu dem silbrigen Glanz der Schiefer.

Das mikroskopische Bild zeigt im Grundgewebe neben rekristallisierten, undulösen Quarzkörnern lageweise wechselnde Albitkonzentrationen bis zu 60 %. Die Glimmer repräsentiert ein feinschuppiger Muskovit, der in Strängen um die Schieferungsflächen gruppiert ist. Seltener findet man in Umwandlung zu Chlorit begriffene Biotitschuppen. Die Mafite liegen meist als Chlorit und einem Fe-reichen Aktinolit vor, wobei letzterer ebenfalls die Tendenz hat, sich in Chlorit umzuwandeln. Talkschuppen sitzen zwischen den Muskoviten und lassen sich quantitativ schwer abschätzen. Granat, Turmalin, Titanit und Zirkon kann man als Akzessorien betrachten. Unter den bisweilen in dichten Schlieren auftretenden, opaken Mineralien dominiert Magnetkies.

Eingeschaltet in diese Schiefer sind vereinzelte, m-mächtige Lagen eines hell- bis rötlich-grauen, grobkörnigen bis pegmatoiden Gneises. Ihr hervorstechendes Merkmal ist eine ausgeprägte Fluidaltextur, die sich um cm-große Porphyroblasten von Granat und Amphibol schlingt. Diese Lagen lassen sich über viele km mit gleichbleibender Mächtigkeit verfolgen und stellen vermutlich aure Tuffeinschaltungen dar.

Nach dem Hangenden zu werden die muskovitführenden Chlorit-schiefer zusehends graphitreicher und erscheinen bisweilen als ein von Sulfiden durchstäubter Schwarzschiefer, der von 2 - 5 m mächtigen Grünschieferbändern durchzogen wird. In diesen stratigraphischen Bereich sind verschiedenerorts bis zu mehrere m-mächtige, sulfidische Erzkörper eingeschaltet (Nordre und Søndre Gjeiterygg Gruber im Folldaldistrikt).

Im Grimsdal tritt der Muskovitgehalt zu Gunsten des Graphitgehaltes zurück (WEINIG, 1969 p.c.).

Zusammenfassend ist zu dieser Formation zu bemerken: Sie bildet eine im zentralen Teil der Folla-Gruppe gelegene Abfolge. Lithologisch handelt es sich um Sedimente, die sich im wesentlichen aus vulkanischem Detritus aufbauen. Nach dem Hangenden zu ist eine Zunahme organischen Materials zu beobachten. Vulkanische Tätigkeit ist in Form von geringmächtigen, sauren Tuffbändern und vereinzelt Grünschieferlagen (nach dem Hangenden zu) zu beobachten.

c) Die Svea - Albit-Gneis - Formation.

Sie beinhaltet die auffälligsten Gesteine innerhalb der Folla-Gruppe.

Von den früheren Autoren beschreibt K.O. BJÖRLYKKE (1905, S.141) die Albit-Gneise aus dem Grimsdal westlich der Tollefshaugpaeter und bezeichnet sie als verschieferete Granulite.

T. STRAND (1960, S. 207) untersuchte die von W. MARLOW eingesammelten Handstücke der gleichen Lokalität und nennt das Gestein einen Amphibolgranulit, wobei er bemerkt: "These rocks may represent acid tuff deposits."

Der Verf. (HEIM, 1966, S. 109 ff) faßt die Svea - Albit-Gneis - Formation unter der Bezeichnung hornblendeführende Albit-Gneise der oberen Gneis-Abfolge zusammen und hielt sie auf Grund ihres besonderen petrographischen Charakters in Verbindung mit ihrer weiten räumlichen Verbreitung für quarzkeratophrische Metatuffite.

Am SE-Rand des zentralen Fensters treten sie infolge der dort herrschenden Falten- und Schuppentektonik in zwei zueinander parallelen Zügen auf. Sie wurden in dem gesamten Bereich vom Kakelldalen im NE bis fast ins Gudbrandsdal im SW registriert.

Während die Svea - Albit-Gneis-Formation im Follidal-Distrikt als durchgehende Schichtenfolge vorliegt, tritt sie im Grimsdal in Form von großen Linsen auf, die sich mit grünen Schieferen vom Typ der Chlorit-Muskovitschiefer verzahnen.

Zum Aufbau der Formation ist zu erwähnen, daß die Basis im Follaldal-Distrikt immer quarzitisch ausgebildet ist und über geringmächtigen Lagen von Graphit- und Chloritschiefern erst in die eigentlichen Albit-Gneise übergeht (HEIM, 1966, S. 65 Fig. 12a).

Diese Albit-Gneise sind hellgelbliche bis rötlich-graue, granat- und amphibolführende Gesteine mit ausgeprägter Paralleltextur. Sie bilden Bänke von cm-, dm- und m-Mächtigkeit. Diese Bänke liegen in intimen Wechsel mit Grünschiefer-, Glimmerschiefer-, Quarzit- und gelegentlich auch Graphitbändern, die darüberhinaus nicht beliebig große Beimengungen von Albit-Gneis-Substanz enthalten können. Somit treten hier schwer zu klassifizierende Gesteinskomplexe auf.

Die reinen Albit-Gneise zeigen u.d.M. in dem granoblastischen Grundgewebe neben undulösen, randlich suturierten Quarzkörnern teilweise verzwillingte Oligoklas-Kristalle (An 20) und glasartige, unverzwillingte Albite (An 5). Der Gesamtfeldspatanteil bewegt sich zwischen 25 und 48 %. Der Kalifeldspatanteil übersteigt nie den akzessorischen Bereich. Der Mengenanteil von Kalksilikaten wechselt abhängig vom Umwandlungsgrad des Gesteins zwischen 1 und 6 %. Die oft cm-großen Amphibole sind von Quarz und Epidot diablastisch durchwachsen und teilweise randlich in Chlorit oder Biotit umgewandelt. Das gleiche gilt für die meist idiomorphen Granate. Akzessorisch sind Apatit, Titanit und Zirkon neben Fe-Sulfiden als opake Bestandteile.

d) Die Bukletten - Grünschiefer - Formation.

Sie ist die oberste und mit ca. 400 m Mächtigkeit zugleich die mächtigste Einheit der Folla-Gruppe.

Sie wurde aus dem Follaldal-Gebiet vom Verf. (HEIM, 1966, S. 95) als untere Grünschiefer-Serie entsprechend der älteren tektonischen Anschauung einer normalgelagerten Abfolge beschrieben.

Die Schichten der Bukletten-Grünschiefer-Formation ziehen vom Kakellkletten östlich Follaldal Zentrum nach SW bis Streitlien. Im Grimsdal sind sie tektonisch unterdrückt.

Es handelt sich bei den Gesteinen dieser Formation um Wechsel-lagen zwischen wenig und stark verschieferten Grünschiefern.

U.d.M. zeigt der Grünschiefer als Grundgewebe stengelig ge-

streckte, Fe-reiche, aktinolitische Amphibole. In ihren Zwickeln sitzen glasklare Albit-Kristalle. Epidot/Klinozoisit trifft man verstreut in kleinen, hypidiomorphen Körnern an, während Chlorite in größeren Schuppen vorliegen. Das Auftreten von Biotit und Karbonaten scheint an bestimmte Schichten gebunden. Apatit und Titanit bilden die nichtopaken, Magnetit und Magnetkies neben Pyrit die opaken Akzessorien.

Die Bukletten-Grünachiefer - Formation in Folldal bildet einen lithologisch und petrographisch recht einheitlichen Komplex. Selten unterbrechen dm-mächtige meta-quarzkeratophyrische Gneislagen das gleichförmige Bild des dunkelgrünen, von hellen Epidotbändern durchzogenen Gesteins. In den zentralen Teil der Formation ist in Folldal die ca. 15 m mächtige Lage eines graphitführenden, phyllitischen Glimmerschiefers eingeschaltet.

2. DIE FOLLA-GRUPPE DER SAVALEN-DECKE.

Ein komplexer Schichtverband, bestehend aus Grünschiefern, Meta-Quarzkeratophyren und Garbenschiefern, ist von R. KLEINE-HERING (1969) und P. MOSSON & QUESNEL (1970) aus dem Bereich der Savalen-Decke beschrieben worden. Er folgt hier direkt über (tektonisch unter) der Gula-Gruppe.

Seine regionale Verbreitung ist aus Fig. 12 zu ersehen: er tritt an den Flanken der Alvdal-Synform auf und umrandet die Einunnfjell-Phäno-Periklinale.

a) Die Folla-Gruppe der Savalen-Decke an der E-Flanke der Alvdal-Synform.

Die hier über der Gula-Gruppe (Naustervola-Serie) auftretenden Abfolgen unterteilt R. KLEINE-HERING in:

- die Übergangsserie,
- die obere Vesleassen-Serie und
- die untere Vesleassen-Serie.

Die Übergangsserie bildet das lithologische Bindeglied zwischen den Glimmerschiefern der Gula-Gruppe und den Vulkaniten der Vesleassen-Serie. Sie besteht aus ± chloriti-

schen Glimmerschiefern, in die nach dem Hangenden in zunehmendem Maße Grünschiefer- und Albit-Gneis-Lagen eingeschaltet sind.

Die obere Vesleassen-Serie besteht im wesentlichen aus gebänderten Albit-Gneisen (Meta-Quarzkeratophyren), die an der Basis mit geringmächtigen Lagen von Quarzit, Graphitschiefer und Chloritschiefer wechsellagern.

Die untere Vesleassen-Serie schließt den vulkanischen Schichtverband mit einer verhältnismäßig variablen Gesteinsfolge nach oben ab. Sie besteht im großen gesehen aus HornblendeporphYROblast-Schiefern, die nach dem Hangenden zu in Epidot-Chlorit-Schiefer übergehen. Eingeschaltet sind, besonders in den HornblendeporphYROblast-Schiefern, Grünschiefer- und Albit-Gneis-Lagen.

An diese Abfolgen sind die Sulfidvererzungen der Storthaan und Sivilvangen Grube gebunden.

b) Die Folla-Gruppe der Savalen-Decke an der W-Flanke der Alvdal-Synform. (s. Fig. 12a)

Aus diesem Bereich beschrieben P. MOSSON & G. QUESNEL (1970) die der Vesleassen-Serie entsprechenden Vulkanite als série du Lomnesvola. Eine Gliederung wurde nicht durchgeführt.

Nach Beobachtungen des Verf. baut sich die Abfolge hier aus Garbenschiefern und Albit-Gneisen auf, die von einem mächtigen Grünschiefer-Horizont über- (tektonisch unter-) lagert wird. Im Hangenden und Liegenden der genannten Abfolge liegen grüne chloritische Schiefer, die allmählich in Glimmerschiefer und Phyllite übergehen.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß innerhalb der Vesleassen- und Lomnesvola-Serie von Liegenden zum Hangenden sich folgender Aufbau ergibt: vulkanische Detritus-Gesteine - basische Vulkanite - saure Vulkanite - basische Vulkanite und schließlich wieder vulkanische Detritus-Gesteine. Es wurden weder im Liegenden noch im Hangenden Anzeichen für Diskordanzen, Schichtlücken oder tektonische Grenzen gefunden.

3. DIE FOLLA-GRUPPE DER ELGSJÖ-DECKE.

Im Kern der Kvitdals-Synform wurde vom Verf. 1967 eine \pm homogene Grünschieferabfolge kartiert. Sie bildet ein linsenförmiges Areal von ca. 25 km² (s. Fig. 12a). Die D6 führt ca. 7 km durch dieses Areal, von einem Punkt 6 km nördlich Hjerkinna bis zum Jarosbackken. Vermutlich ist die Grünschieferabfolge dieses Areals als Rest einer komplexen vulkanischen Abfolge im Kern der Kvitdal-Synform (inverse Lagerung) von der Erosion bewahrt worden. Da die Grenzen zu den angrenzenden Gesteinen fast ausschließlich überdeckt sind, in den Grenzbereichen aber s.T. erhebliche Diskordanzen kartiert wurden, nimmt der Verf. an, daß es sich um einen schuppenähnlichen, tektonisch isolierten Komplex handelt, auf dessen Lagerungsverhältnisse nicht geschlossen werden kann. Damit ist eine sinnvolle Unterteilung der Abfolge nicht möglich.

Bei den Gesteinen dieser Schuppe handelt es sich um \pm kompakte, epidotgebänderte Grünschiefer und -streifen. Eingeschaltet sind mehrere Horizonte mit dm-mächtigen Pyritbändern. Lokal treten auch hier von sauren, vermutlich pyroklastischen Vulkaniten durchmischte Lagen als granat- und hornblendeporphyrblastführende Gneise auf.

Der nördliche Teil besteht aus einer Abfolge, die von K.O. BJÖRLYKKE (1905) als undeutliches Konglomerat beschrieben wurde. Sie ist bei der Station Grönnbakken im Bett des Svaa-naa mit 250 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Flachgedrückte, dm-große Linsen durchsetzen das Gestein (ca. 5-8 pro m²).

Man kann drei petrographisch verschiedene Linsentypen unterscheiden:

helle Porphyrite,
Grünschiefer und
Saussuritgabbro.

Hierbei handelt es sich vermutlich um einen Horizont vulkanischer Auswürflinge.

4. VERGLEICH DER FOLLA-GRUPPE DES UNTEREN DECKENKOMPLEXES MIT DEN
ENTSPRECHENDEN ABFOLGEN DER SAVALEN- UND M.E. DER ELGSJÖ-DECKE.
(s. Fig. 14)

Die gemeinsamen Merkmale dieser in den verschiedenen tektonischen Einheiten des südlichen Trondheim-Gebietes verbreiteten Abfolgen sind:

- a) Sie lagern direkt über der Gula-Gruppe.
- b) Sie bilden mächtige Schichtkomplexe aus überwiegend vulkanogenen Gesteinen, wobei besonders auf die rel. große Verbreitung der Quarzkeratophyre hingewiesen werden muß.
- c) Sie sind vom Liegenden zum Hangenden einheitlich aufgebaut: basische und saure Vulkanite - saure Vulkanite - basische Vulkanite wobei vulkanische Detritus-Gesteine den Rahmen bilden.

Die Steinhaug-Garbenschiefer-Formation des unteren Deckenkomplexes leitet die vulkanische Abfolge mit vulkanischen basischen und sauren Detritus-Gesteinen ein. Nach Einschaltung einiger geringmächtiger basischer Effusivhorizonte folgt das Chlorit-Amphibol-Schiefer-Paket der Svendsbekk-Schiefer-Formation.

Beiden Formationen entspricht in der Savalen-Decke die Übergangsserie mit einem ganz ähnlichen, jedoch ungegliederten Gesteinsinventar (s. Fig. 14).




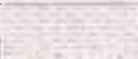



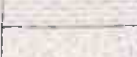


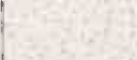






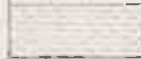

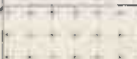
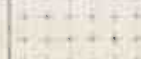






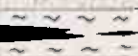


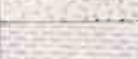
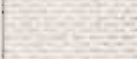
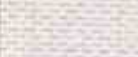
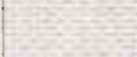
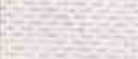

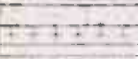





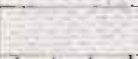
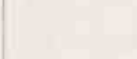
Mit den sauren Tuffen der Svea - Albit-Gneis - Formation erreicht die pyroklastische Phase des Vulkanismus vermutlich in beiden Decken ihren Höhepunkt. Der fast völlig gleichartige Aufbau dieser Formation und der oberen Veslecaasen-Serie überrascht. In beiden Fällen beginnt die Albit-Gneis-Abfolge an der Basis mit Quarziten, es folgen Graphit und Chloritschiefer. Erst in dem mittleren Teil überwiegen die vulkanogenen Gesteine.

Die Bukletten-Grünschiefer-Formation umfaßt einen ± einheitlichen Komplex basischer Vulkanite an der Basis und darüber folgend Detritus-Gesteine mit nach dem Hangenden abnehmendem Anteil an vulkanogenen Komponenten.

LITHOSTRATIGRAPHISCHE ABFOLGE DER FOLLA - GRUPPE
INNERHALB DES SÜDLICHEN TRONDHEIM GEBIETES

Fig. 15

MASSSTAB ca. 1:100.000

ELGSJÖ - DECKE		UNTERER DECKENKOMPLEX		SAVALEN - DECKE			
				W - Flanke der Savalen - Synform	E - Flanke der Savalen - Synform		
HEIM, 1967		HEIM, 1962-66		P. MOSSON & G. QUESNEL 1968	R. KLEINE-HERING, 1969		
 Basit- linsen horizont  Grünsch. +Meta- Quarz- keratoph.		 Chloritsch.	BUKLETTEN GRÜNSCH. FORMATION	 Grüne Schiefer	 Chloritsch.	UNTERE VESLEÅSEN SERIE	
		 Grünschiefer		 Grünschiefer			 <i>Sivilvangen Grube</i> Grünschiefer
		 Meta-Quarz- keratophyre		 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratoph.)			 Meta-Quarz- keratophyre
		 Gräphitsch.		 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratoph.)			 Amphibolsch.
		 <i>Grimsdalsgruva</i>		 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratoph.)			 Chloritsch.
		 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratophyre)		 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratoph.)			 Albit-Gneise (Meta-Quarz- keratoph.)
		 <i>Søndre</i> Gräphitsch. Grünschiefer		 Glimmersch.			 Quarzit
		 <i>Nordre</i> Chlorit-Amph. Glimmersch.		 Grüne Schie- fer			 Grüne Schie- fer
		 Grünschiefer		 Grüne Schie- fer			 Grünschiefer
		 Grünschiefer		SVENDSDEKK SCHIEFER F.			 Grünschiefer
 Garbensch.	 Grünschiefer						
 Grünschiefer	 Meta-Q.kerat.						
 <i>Hovegruva</i>	 Grünschiefer						
 Chloritsch.	STEINIUG GARBENSCH. FORMATION	 Chloritsch.	STEINIUG GARBEN- sch. FORMATION				
 Glimmersch. +Gräphitsch.		 Glimmersch. +Gräphitsch.					
 Garbensch.		 Garbensch.					

FOLLA = GRUPPE

Die untere Veslcassen-Serie der Savalen-Decke ist ähnlich aufgebaut. Die mächtigen Vulkanite der Bukletten-Formation sind hier durch vereinzelte Grünschiefer- und Meta-Quarzkeratophyre vertreten.

Die Grünschiefer der Elgsjö-Decke bilden eine mächtige, ± homogene Abfolge, wobei an keinem Schichtglied Anzeichen terrigener Einflüsse sichtbar sind. Der Verf. ist geneigt, diese Grünschiefer deshalb mit dem lithologisch gleichartigen unteren Teil der Bukletten-Grünschiefer-Formation zu vergleichen.

Der lithologisch ähnliche Aufbau des unteren Deckenkomplexes und der Savalen-Decke rechtfertigen durchaus eine lithostratigraphische Parallelisierung. Der Verf. ordnet deshalb beide Einheiten der Folla-Gruppe zu.

In gleicher Weise bleibt für die Grünschiefer der Elgsjö-Decke nur die Folla-Gruppe als Bezugshorizont, da u.a. die lithostratigraphisch höheren Vulkanite nicht annähernd vergleichbare Mächtigkeit erreichen (s.S. 92) und die saure, pyroklastische Komponente nur ganz untergeordnet auftritt.

5. DIE FOKSA-SCHIEFER.

Eingefaltet in die Gabbros und Trondjemite der Vaalaasjö-Intrusion (s. Karte 1) findet man zwischen Blauhojn im NW und Dombaas eine ca. 500 m mächtige Schieferabfolge, die sich von den umgebenden Gula-Schiefern deutlich unterscheidet. Sie wurde vom Verf. 1966 kartiert und nach dem Fluß Foksa, der die Abfolge durchschneidet, Foksa-Schiefer genannt.

Bei diesem Gestein handelt es sich um braun-graue, feingebänderte, ± quarzitisches Biotit-Glimmerschiefer. Darin eingeschaltet sind Abfolgen und Schichten, die einen grünlichen Farbton aufweisen und bis zu 30 % aus Epidot bestehen können.

Bemerkenswert ist in diesen Schiefern ein dm-mächtiges, feinkörniges, rhyolitisches Tuffbändchen, das sich aus feinkörnigem Plagioklas, Quarz und etwas Biotit zusammensetzt. Gesteine, die man als Grünschiefer ansprechen könnte, wurden nicht gefunden. Allerdings ergaben die Untersuchungen der Prospektion, daß in die Poksa-Schiefer CuFeS_2 -führende Pyritlinsen eingeschaltet sind. (Die Sulfide der Gula-Schiefer sind praktisch Cu-frei.)

Anzeichen vulkanischer Tätigkeit und Cu-führende Sulfiderze lassen vermuten, daß diese Abfolge in den Grenzberreichen Gula-Gruppe - Folla-Gruppe gehört (s.S.141).

XI DIE HAUSTA - GRUPPE (OBERES UNTER- UND MITTEL-ORDOVIZ)

In der Hausta-Gruppe ist ein lithologisch + einheitlicher Komplex grau-grüner Schiefer zusammengefaßt, der über den Vulkaniten der Folla-Gruppe bzw. der série de Lomnesvola und der Vesleaaasen Serie folgt. Der Name Hausta-Gruppe wurde vom Verf. gewählt, weil im Hausta-Tal die representativen Aufschlüsse der Gruppe liegen. Schichten dieser Gruppe sind in dem Bereich des zentralen Fensters nicht vorhanden, da hier die lithostratigraphische Abfolge mit der Folla-Gruppe abschließt (s. Karte 2). Sie nehmen jedoch sowohl innerhalb der Savalen als auch der Elgsjö-Decke größere Areale ein (s. Fig. 15).

Die Gruppe baut sich im wesentlichen aus einer recht einheitlichen Schieferabfolge auf, in deren mittleren Teil ein Konglomerat-Karbonat-Basit-Horizont eingeschaltet ist, und deren obersten Teil basische Vulkanite aufgliedern.

Der zeitliche Rahmen, in den diese einheitliche Schichtenfolge auf Grund lithostratigraphischer Erwägungen vom Verf. mit Vorbehalten gestellt wird, spannt sich vom oberen Unter- bis zum Ende des Mittel-Ordoviz. (s.S.113)

1. DIE HAUSTA-GRUPPE DER SAVALEN-DECKE.

In dem vom Verf. kartierten Bereich südlich Follaal ist diese Gruppe in ihrer Gesamtheit tektonisch unterdrückt. In den NE davon gelegenen Arealen wurde sie von R. KLIMKE-HERING (1969) als Aarleite-Serie von der E-Flanke der Alvdal-Synform beschrieben.

Sie zieht hier von den Hamdalsætern als ca. 8 km breit ausstreichendes Band nach S, quert den Folla bei Aarleite und biegt südlich des Folla-Tales allmählich nach W ab, wo sie westlich des Haustsjöen tektonisch abgeschnitten wird.

Da im lithostratigraphisch Hangenden der Folla-Gruppe keine Anzeichen vorhanden sind, die auf Unkonformität,

Transgression oder Schichtlücke schließen lassen, ist die Grenzziehung zwischen beiden Gruppen schwierig. Der Verf. schlägt deshalb vor, diese Grenze über den obersten Metabasit der Folla-Gruppe innerhalb des Bereiches der darüberfolgenden vulkanischen Detritus-Gesteine zu legen.

So wird vermieden, daß eine "Farbgrenze" zur stratigraphischen Grenze wird. - Es ist anzunehmen, daß die Zufuhr vulkanischen Abtragungs-Materials noch nach Abschluß der Effusivität angehalten hat.

An der Basis der Gruppe findet man grüne, chloritische und amphibolführende, ± albitreiche Schiefer. Nach dem Hangenden zu verarmen sie allmählich an Mg-Fe-Silikaten und gehen mit zunehmendem Quarzgehalt in graphitische Schiefer über. Weiter nach dem Hangenden zu nimmt der graphitische Charakter wieder ab und es folgt eine mächtige Serie grauer bis grau-blauer, phyllitischer Glimmerschiefer, bestehend aus Wechsellagen von grob- und feinklastischen Bändern.

Die Gesteine der pelitischen Bänder spalten eben und zeigen feine Serizithäute auf den Schieferungsflächen, in die vereinzelt Biotitporphyroblasten eingestreut sind. Ein mikroskopisch erkennbarer Chlorit- und Graphitgehalt neben klastischen Albiten und Kalifeldspäten unterliegt von Lage zu Lage größter Variabilität. Chlorit kann so stark angereichert sein, daß das Gestein eine blass-grün-graue Färbung annimmt. Turmalin, Apatit, Pyrit und Fe-Oxide sind als Akzessorien vorhanden.

Im mittleren Teil der Gruppe, 300 m östlich der Hamdalsæter, erleidet die Kontinuität der Sedimentation einen plötzlichen Abbruch: es schalten sich hellgrüne chlorit- und epidotführende Phyllite ein. Sie werden von Linsen und Schlieren grobklastischer bis konglomeratischer Natur durchzogen.

KLEINE-HERING nennt diese Geröllhorizonte Hamdalsæter-konglomerat und beschreibt die Konglomeratkomponenten als grobkörnige, quarz- und feldspatreiche Gesteine arkoseartiger Zusammensetzung. Die Matrix besteht aus einem Wechsel von groben, grüngrauen, biotitreichen Glimmerschiefern und Epidotschiefern. Solche Epidotschiefer findet man auch als Gerölle.

Diese Konglomeratzone geht nördlich des Faadalen in ein mächtiges Granitkonglomerat mit Kalkschiefermatrix über. Es wurde von A.E. TÖRNEBOHM (1890) vom Arbeitsgebiet bis Röros verfolgt und irrtümlicherweise mit dem Brekkebaekk-Konglomerat in Verbindung gebracht.

Den oberen Teil der Gruppe bildet eine mächtige Abfolge grau-blauer, feinkörniger Phyllite. Eingeschaltet sind dünne Bänder eines hellen, gneisartigen Gesteins. Es kann mit Vorbehalt als das Umwandlungsäquivalent rhyolitischer Tuffe aufgefaßt werden. Nach dem Hangenden zu machen sich basische, vulkanische Erscheinungen stärker bemerkbar: häufig trifft man auf albit- und chloritführende Schiefer.

Zusammenfassung: Die Hausta-Gruppe der Savalen-Decke geht kontinuierlich aus der Folla-Gruppe hervor. Sie ist in ihrem unteren Teil charakterisiert durch feinklastische Sedimente mit wechselndem Gehalt an Graphit und Fe/Mg-silikatreichen Schichten.

Im mittleren Teil der Gruppe zeigen Konglomerathorizonte, die mit chloritischen Schiefen vergesellschaftet sind, eine zeitlich begrenzte Änderung der Sedimentationsbedingungen an.

Im oberen Teil findet man wiederum mächtige Abfolgen feinklastischer Gesteine, die jedoch nach dem Hangenden zunehmend von geringmächtigen Vulkaniten durchsetzt sind.

2. DIE HAUSTA-GRUPPE DER ELGSJÖ-DECKE.

Eine mächtige Abfolge einheitlich ausgebildeter phyllitischer Glimmerschiefer wurde 1967 vom Verf. in den zentralen Teilen der Elgsjö-Decke als Komplex der grau-grünen Schiefer kartiert.

Zunächst blieb dieser Komplex ohne lithostratigraphischen Bezugspunkt zwischen den Grünschiefen der Folla-Gruppe und den differenzierteren, lithostratigraphisch höheren Einheiten der Randan-Gruppe (s.S. 89) stehen. Erst nachdem R. KLEINHERING die Aarleite-Serie aus der Savalen-Decke beschrieben hatte, drängte sich ein Vergleich mit dieser Abfolge auf.

Gesteine dieses Komplexes sind im SW-Teil der Elgsjö-Decke

als Kette von mehreren km^2 -großen Schuppen vom Jora-Tal (Lesja) im SW über Einövlingshö bis zur Heimtjörnshö zu verfolgen. Von der Heimtjörnshö nach NNE und N bedecken seine Abfolgen ein großes, zusammenhängendes Areal im Kern der gestörten Kvittdal-Synform (s. Fig. 15).

Lithologisch handelt es sich bei den Gesteinen des Komplexes der grau-grünen Schiefer um relativ feinkörnige und meist auch im cm-Bereich gebänderte, kalksilikatreiche Phyllite bis Glimmerschiefer.

Die südwestlichste Schuppe ist am Unterlauf des Reinaa aufgeschlossen. Liegendes und Hangendes ist nicht zu unterscheiden. Hier stehen Wechselfolgen von dunkelgrün-grauen und hellgrün-grauen, chloritführenden und kalksilikatreichen, phyllitischen Glimmerschiefern an. Die Schieferungsflächen sind von Serizithäuten überzogen und mit Biotitporphyroblasten gesprenkelt. Eingeschaltet in diese Abfolge sind geringmächtige Graphit- und Magnetitquarzitlagen, die häufig von dünnen Sulfidbändern begleitet werden. Im mittleren Teil der Abfolge findet man Übergänge zu annähernd amphibolitischen Gesteinen. Innerhalb dieser ist die Feinbänderung weniger stark ausgeprägt.

Am SE-Hang der Einövlingshö liegt eine weitere Schuppe, die sich wahrscheinlich aus Schichten des Komplexes der grau-grünen Schiefer aufbaut. Hier fehlen sowohl graphitische als auch amphibolitische Lagen. Die Abfolge wirkt homogen und zeigt eine ausgeprägte Bänderung im cm- und dm-Bereich. Sie ist hervorgerufen durch Schichtwechsel zwischen psammitischen und pelitischen Bäntern. Amphibolporphyroblasten und Anreicherungen von Karbonaten können lageweise stark konzentriert sein. Sie unterstreichen die Bändertextur.

Ein kleines Vorkommen von dunkelgrauen, gelegentlich graphitführenden Phylliten am Svaanaa in Höhe der Straßenmeisterrei zwischen Hjerkin und Grönbakken möchte der Verf. zu den Abfolgen dieses Komplexes rechnen.

Ein relativ großes, zusammenhängendes, aus grau-grünen Schiefern bestehendes Areal beginnt im SW zwischen Heimtjörnshö und Heimtjern, zieht nach NE zum Vesle-Elgsjötangen und verläuft über die Grenzen des bearbeiteten Gebietes nach N. Eine

ungestörte Grenze zur hier vorhandenen Folla-Gruppe ist nicht aufgeschlossen.

Hier treten besonders feingebänderte (cm- und mm-Bereich), oft extrem feinkörnige, splitterig brechende Schiefer auf. Das Gestein zeigt auf den Schieferungsflächen feinste Serizithäute mit einzelnen Biotitporphyroblasten. Charakteristisch sind hier bis zu 0,5 cm mächtige, braune, karbonatreiche Bänder. Graphitische Einschaltungen wurden nicht registriert.

Das mikroskopische Bild zeigt ein Muskovit-Chlorit-Verhältnis von 4:6. Die idiomorphen, oft verzwillingten Epidotkristalle machen 5 % des Mineralbestandes aus. Den gleichen Mengenanteil dürften die stets verzwillingten Feldspatindividuen von Albit und Oligoklasszusammensetzung einnehmen. Karbonate fehlen weitgehend im Grundgewebe. Sie sind in den erwähnten Karbonatbändern angereichert.

Gemessen an den Gesteinen der Gula-Schiefer und der Folla-Gruppe wirkt diese Abfolge sehr einheitlich. Diese Einheitlichkeit ist jedoch auch innerhalb der Heimtjörns-Gruppe nach der Mitte der gesamten, aufgeschlossenen Schichten unterbrochen.

Bänder mit grobklastischem Material treten gehäuft auf. Schließlich folgen, begleitet von einem 1 m mächtigen Karbonatschiefer-Horizont, mehrere konglomeratführende Zonen von 1 bis 2 m Mächtigkeit (Elgsjötangen-Konglomerat) (P. HOLMSEN, 1955)

Die Matrix dieser Konglomeratlagen oder -linsen unterscheidet sich hier, abgesehen von einem höheren Karbonatgehalt und der gröberflaserigen Textur, nicht allzusehr von den umgebenden Schichten. Die stark ausgelängten Gerölle liegen dichtgepackt. Sie erreichen eine durchschnittliche Größe von 1,5 x 2,5 x 5 cm.

Die häufigste Komponente ist ein grün-grauer, sandiger, epidotreicher Schiefer. Dieses Gestein unterscheidet sich qualitativ nicht von der Matrix.

Weniger häufig sind hellgraue, meist etwas größere Komponenten, die ausschließlich aus Albit/Oligoklas und vereinzelt Dolomikristallen bestehen. Hierbei handelt es sich vermutlich um umgewandelte Rhyolit-Gerölle.

Es treten auch Marmorgerölle auf.

Bemerkenswert ist, daß an einer Stelle 320 m östlich des Heim-

tjörns das Konglomerat nach SW in einen gelblich verwitternden Marmor übergeht. Hier wird sowohl das Konglomerat als auch der Marmor auf der SE-Seite von einem 20 m mächtigen, feinkörnigen, dunkelgrünen Grünschiefer begleitet.

Zusammenfassung: Die Hausta-Gruppe der Elgsjö-Decke baut sich aus grün-grauen, chlorit- und epidotführenden phyllitischen Glimmerschiefern auf.

Sie beinhaltet Graphitschiefer im SW.

Im mittleren Teil der Gruppe treten im SW amphibolitische Gesteine auf. Im NE findet man Grünschiefer, Konglomerate und Marmore in ähnlicher Position.

3. VERGLEICH DER HAUSTA-GRUPPE DER SAVALEN-DECKE MIT DEM KOMPLEX DER GRAUGRÜNEN SCHIEFER DER ELGSJÖ-DECKE.

Die lithostratigraphische Position der Hausta-Gruppe der Savalen-Decke ist festgelegt durch ihre Lage über den Abfolgen der Folla-Gruppe und unter denen der Randan-Gruppe (s.S. 15).

Von dem Komplex der grau-grünen Schiefer der Elgsjö-Decke kann nur gesagt werden, daß er unter den Abfolgen der mit der Randan-Gruppe verglichenen Einheiten der Elgsjö-Decke liegt. Die Grenze zu den Abfolgen der Folla-Gruppe ist überdeckt und dort, wo sie aufgeschlossen ist, tektonisch.

Wegen des undifferenzierten Aufbaues der Hausta-Gruppe und der grau-grünen Schiefer ist eine Untergliederung dieser Abfolgen schwierig. Somit fehlen auch Vergleichsmöglichkeiten. Eine Ausnahme bilden die Geröllhorizonte im mittleren Teil beider Abfolgen. Ihr gemeinsames Kennzeichen ist die leicht karbonatische Chloritschiefer-Matrix der Konglomerate. Die Gerölle sind meist sehr klein (cm-Bereich) und treten dichtgepackt auf. Hauptkomponente ist ein sandiger, epidotreicher Schiefer, daneben findet man helle, quarzitisches Gneise (Meta-Rayolithe?), Marmor und Grünschiefer. Die Geröllführung ist also deutlich polygen in beiden Fällen. Sichtbare Diskor-

danzen fehlen. Im Horizont des Elgsjöstangen-Konglomerates (Elgsjö-Decke) wurde außerdem eine bis zu 20 m mächtige Grünschieferlage beobachtet.

Gemeinsam für den oberen Teil der Phyllit-Abfolgen ist eine Zunahme an vulkanogenem Material in den Sedimenten und das gelegentliche Auftreten von Grünschiefer-Lagen.

Auf Grund der Lage des Komplexes der grau-grünen Schiefer der Elgsjö-Decke und auf Grund der gemeinsamen Eigenschaften mit der Hausta-Gruppe der Savalen-Decke hält der Verf. es für angebracht, diesen Komplex lithostratigraphisch mit der Hausta-Gruppe gleichzustellen.

XII DIE RANDAN - GRUPPE (OBERORDOVIZIUM)

In der Randan-Gruppe wurden die lithostratigraphisch höchsten Einheiten des südlichen Trondheim-Gebietes vom Verf. zusammengefaßt. Sie stellt einen lithologisch heterogenen Komplex dar und unterscheidet sich in dieser Hinsicht von den zuvor beschriebenen Gruppen. Sie beginnt an der Basis mit einem polygenen Konglomerat, über dem Grünschiefer, Phyllite und schließlich Quarzite folgen.

Die noch vor wenigen Jahren ungegliederte Schichtenfolge der Randan-Gruppe hat vor allem wegen ihrer variablen Lithologie Anlaß zu mancherlei Spekulation gegeben: so vermutete K.O. BJÖRLYKKE (1905) in den Quarziten der Gruppe umgewandelte Sparagmit-Gesteine. Auch W. MARLOW (1935) griff diesen Gedanken wieder auf. - Die hier vorkommenden Metabasite korrelierte man mit dem Störenvulkanismus (Unter-Ordoviz) und das Brekkebaekk-Konglomerat wurde an das Otta-Konglomerat 3b angehängt (T. STRAND, 1962 p.c.).


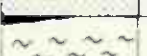










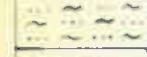










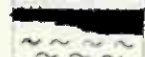


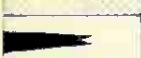





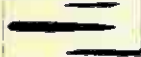

















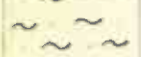









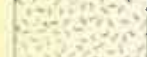











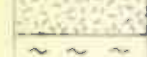






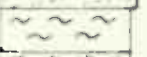

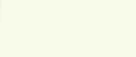



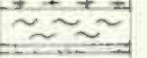




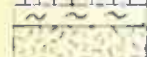






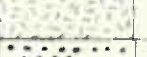







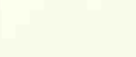











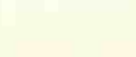









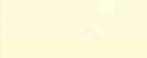

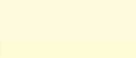
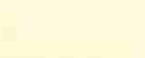
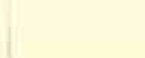



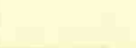

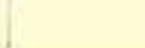



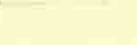


Die Verbreitung der Randan-Gruppe ist aus Fig. 17 ersichtlich.

Die Formationen der Randan-Gruppe entsprechen mit Vorbehalten den lithostratigraphischen Einheiten, die das Obere Ordoviz vertreten (s.S. 116). Ob und wie weit die hier beschriebene Gruppe noch in das Silur hineinreicht, ist aus den bisher bekannten geologischen Daten nicht erkennbar.

Auch für diese Gruppe ist die Grenzziehung an der Basis unsicher. Das Konglomerat (Brekkebaekk-Konglomerat/Grimsa-Konglomerat) stellt keine genaue Zeitmarkierung dar.

Die Randan-Gruppe wird vom Verf. vom Liegenden zum Hangenden in 4 Formationen untergliedert:

- a) Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation
- b) Die Doltjern-Grünschiefer-Formation
- c) Die Saga-Phyllit-Formation
- d) Die Kollet-Quarsit-Formation.

ELGSJÖ - DECKE		SAVALEN - DECKE													
NW - Flanke der Kvittdal-Synform		SE - Flanke der Alvdal - Synform													
HEIM, 1967		HEIM, 1967													
		P. MOSSON & G. QUESNEL, 1970													
		R. KLEINE-HERING, 1969													
		HEIM, 1962 - 66													
		W. GEHRISCH, 1969													
		westlich Alvdal													
		südlich Folldal													
		südlich Haverdal													
	hellgrauer Quarzit		Quarzit		Quarzit		Quarzit		Quarzit		Quarzite	KOLLET QUARZIT FORMATION	RANDAN - GRUPPE	OBERES ORDOVIZ	
	Graphitschiefer		Quarzitische Glimmerschiefer		Quarzitische Glimmerschiefer		Quarzitische Glimmerschiefer		Quarzitische Glimmerschiefer		Quarzglimmerschiefer				
	Quarzitische Glimmerschiefer		+ Feldspat		+ Feldspat		+ Feldspat		+ Feldspat		+ Feldspat				SAGA PHYLLIT FORMATION
	gebündelte grau-grüne Metagrauwacken-Schiefer mit Einschaltungen von Metabasiten		Graphitschiefer		Graphitschiefer		Graphitschiefer		Graphitschiefer		Graphitschiefer				
	Amphibol-Gneisglimmerschiefer.		Phyllite + Graphit		Phyllite + Graphit		Phyllite + Graphit		Phyllite + Graphit		Phyllite + Graphit				BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION
	Chloritschiefer		Chlorit		Chlorit		Chlorit		Chlorit		Chlorit	Gneisglimmerschiefer Kg1?			
	Grünschiefer mit FeS impr. Horizont		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Grünschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer		Chloritschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	FeS ₂ +CuFeS ₂ +Fe ₃ O ₄ +ZnS		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Meta-Q. kerat.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Phyllite		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Konglomeratlinsen u. Marmor		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION		
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer		Grünschiefer	BREKKEBÆKK KONGLOMERAT FORMATION			
	Polygen. Konglomerat eingesch. Grün- u. Gls.		Grüns												

1. DIE RANDAN-GRUPPE DER SAVALEN-DECKE.

Innerhalb der Savalen-Decke bauen Abfolgen der Randan-Gruppe die Einunnfjell-Phänoperiklinale auf und bilden den äußersten Teil der Ostflanke der Alvdaal-Synform. Er zieht von Faadalen im N nach SSW, quert den Folla 6 km NW Alvdaal und verläuft in SW-Richtung bis zum Høgaasen 994. Er taucht wieder westlich des Høstsjøen auf und setzt sich über Randan, Kollet-holen, Streitkampen und Tollefshaugen ins Grimsdal fort. Die Haverdal-Deckenschuppe ist ebenfalls ein Teil dieser Ostflanke.

a) Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation der E-Flanke der Alvdaal-Synform.

Das Brekkebaekk-Konglomerat wurde erstmals von A.E. TÖRNE-BOHM (1890) aus dem Brekkebaekkdal westlich Alvdaal erwähnt und irrtümlich mit einem Konglomerat westlich Røro's in Zusammenhang gebracht, das im Hangenden der Grünstein-Gruppe liegt (BIRKELAND, 1966). K.O. BJÖRLYKKE (1905) weist ebenfalls auf diesen Horizont hin und bezieht sich auf TÖRNE-BOHMs Beschreibung.

W. MARLOW (1935) erwähnt als Brekkebaekk-Konglomerat einen dicht anbei liegenden Talk-Serpentin-Schiefer-Horizont, der mehr oder weniger eine konglomeratische Textur zeigt. Dieses "Serpentin-Konglomerat" ging dann auch für viele Jahre in die Literatur ein (s. HOLTEDAHL, 1960, S.208), bis der Verf. 1963 den ursprünglich beschriebenen Sachverhalt durch mündliche Mitteilungen wieder berichtigte. Es wurde 1969 von R. KLEINE-HERING kartiert und beschrieben.

Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation zieht von der Mündung des Hausta im SW bis westlich Faaset bei Tynset. Sie folgt hier mit scharfer Grenze über den dunklen Phylliten der Hausta-Gruppe und wird von chloritischen Schiefern der Doltjern-Grünschiefer-Formation überlagert. Die Mächtigkeit der Formation beträgt hier ca. 50 m.

Die Matrix (KLEINE-HERING, 1969, S.85 ff.) besteht aus einem fein bis mittelkörnigen Filz von Chlorit und Aktino-

lit sowie etwas Muskovit und z.T. chloritisiertem Biotit. Eingestreut sind hypidiomorphe Epidotkristalle. Akzessorien: Titanit, Zirkon, Ilmenit.

Folgende Geröllkomponenten wurden in diesem Konglomerat aufgefunden:

1. Heller, quarzitischer Gneis
2. Muskovit und chloritführender Quarzit
3. Metagabbro
4. Epidot/Klinozoisit-Amphibol-Gestein
5. Epidot/Klinozoisit Fels
6. Hornblende-Gneis
7. Dunkler Quarzit
8. Grünstein
9. Metagranit-Metaarkose
10. Quarzitischer Epidot/Klinozoisit-Chlorit-Schiefer.

Die Geröllführung kann stark variieren, die Geröllgröße liegt zumeist im cm-Bereich.

Der der Brekkebaekk-Konglomerat-Formation entsprechende Horizont südlich Folldal wurde 1966 vom Verf. als Grimsa-Konglomerat beschrieben.

Das Grimsa-Konglomerat liegt ca. 30 km SW des Brekkebaekk-Konglomerates (s. Karte 1). Es wurde zuerst von K.O. BJÖRLYKKE (1905) "vermutet" und 1963 vom Verf. kartiert (HEIM, 1966, S.40). Es erstreckt sich vom Streitkampen, südlich Folldal, in SW-Richtung, durchzieht die Talsohle des Grimsdalen und ist auch am N-Hang der Graahö verschiedentlich aufgeschlossen.

Das Grimsa-Konglomerat verläuft \pm parallel zum Rand der Grenze der Savalen-Decke. Im Liegenden findet man westlich des Streitkampen dunkle Granat-Glimmerschiefer, die als Reste der Hausta-Gruppe gedeutet werden können. Im Hangenden folgen Schichten der Doltjern-Grünschiefer-Formation.

Zum Unterschied von dem ganz gleichartig ausgebildeten Brekkebaekk-Konglomerat ist die Matrix bei etwas höherer Metamorphose quarzitischer. Sie erscheint als quarzgebänderter, hornblende-, granat- und biotitführender Gneisglimmerschiefer. Die ausstreichende Mächtigkeit beträgt ca. 300 m. Diese große

Mächtigkeit ist wohl auf tektonische Einwirkung zurückzuführen. Beachtenswert ist eine 5 m mächtige, gelbbraun verwitternde, unreine Marmorlage, die das Konglomerat auch südlich des Grimsdal begleitet. Zonen mit sehr dichter Geröllpackung wechseln mit Bereichen, die nur vereinzelt Komponenten führen. Der Grad der jeweiligen Auslängung der Gerölle wechselt mit der lokalen tektonischen Beanspruchung.

Folgende Gesteine wurden als Gerölle des Grimsa-Konglomerates gefunden:

1. Hellgrauer, quarzitischer Gneis
2. Feinkörniger, amphibol- und epidotführender Gneis
3. Grünschiefer
4. Metagabbro
5. Dunkler Quarzit
6. Marmor
7. Talk

Zusammenfassung: Die als lithostratigraphische Basis interpretierte Brekkebaekk-Konglomerat-Formation durchzieht die Savalen-Decke mit bemerkenswert gleichbleibender fazieller Ausbildung. In einer hornblende- und granatführenden Schiefermatrix findet man cm- bis dm-große Gerölle von quarzitischem Gneisen, Grünschiefern und Gabbro. In Verbindung mit dieser Konglomerat-Formation kann ein Marmorhorizont auftreten.

b) Die Doltjern-Grünschiefer-Formation an der W-Planke der Alvdal-Synform.

Über dem zur Brekkebaekk-Konglomerat-Formation gehörenden Grimsa-Konglomerat folgt südlich Folldal eine Grünschiefer-Abfolge. Sie wurde vom Verf. 1966 im Zusammenhang mit der Quarzit-Grünschiefer-Phyllit-Serie beschrieben. Nach einem gut aufgeschlossenen Profil im Bachriß des Doltjern-bekken SE Folldal schlägt der Verf. die Bezeichnung Doltjern-Grünschiefer-Formation vor. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt ca. 200 m.

Südlich Folldal tritt die Formation der grünen Schiefer in-

folge der speziellen Faltentektonik in parallelen Zügen auf. (s. Karte 3).

Die durch die Faltentektonik verursachten Wiederholungen quer zum Streichen dieser Formation geben in diesem Bereich einen guten Einblick in den räumlichen Aufbau der Abfolgen.

Im Aufschlußgebiet südlich Streitlien (HEIM, 1966) treten an der Basis massiv erscheinende Grünsteinlagen auf. Im mittleren Teil wechseln hornblendeführende, chloritische Glimmerschiefer mit weichen, karbonathaltigen Chloritschiefern, Epidot-Amphibol-Schiefern und geringmächtigen Metakeratophyllagen. Nach dem Hangenden zu dominieren hellgrüne, chloritführende Muskovitschiefer mit reichlich Kalkspatlamellen. Eine mehrere m mächtige Lage Graphitschiefer und vereinzelte Marmorlinsen im Grünschiefer ergänzen das lithologische Inventar der Formation der grünen Schiefer südlich Streitlien (vergl. HEIM, 1966).

Geht man von Streitlien 10 km nach E und S (Doltjernbekken), so ändert sich der Charakter der grünen Schiefer: die keratophyrischen Lagen treten weiter nach E nicht mehr auf. Die kompakten Grünstein-Lagen nehmen an Mächtigkeit ab und verschwinden nach S völlig. Die südlichsten Aufschlüsse der Formation bestehen nur noch aus vulkanischen Detritusgesteinen: hellgrünen, chlorit- und albitführenden Glimmerschiefern, in die gelegentlich geringmächtige amphibolitische Lagen eingeschaltet sind (HEIM, 1966).

Es ergibt sich also innerhalb des Bereiches südlich Folldal eine Abschwächung der vulkanischen Einflüsse in der Doltjern-Grünschiefer-Formation nach E, besonders aber nach S. Die einem vulkanischen Zentrum zunächst gelegene Stelle ist also das Gebiet um Streitlien.

Westlich Alvdaal folgt die Doltjern-Grünschiefer Formation unmittelbar über (tektonisch unter) dem Serpentinlinseen-Horizont, der das Hangende des Brekkebaekk-Konglomerates bildet. KLEINE-MERING (1969) bezeichnet sie als "Untere Grüne Schiefer" und hebt den heterogenen Charakter der Abfolge hervor. Im einzelnen werden Chloritschiefer, Hornblendeporphyrblast-

Gneise, Epidot-Hornblende-Schiefer und Epidot- und feldspatreiche Hornblende-Gesteine unterschieden.

Wie auch innerhalb der Folla-Gruppe ist diese Variabilität der einzelnen Abfolgen durch die vielgestaltige Möglichkeit der Gesteinsbildung im Verlaufe einer vulkanischen Periode gegeben.

Auf der Westflanke der Savalen-Synform, in der Umrandung der Einunnfjell-Periklinalen, sind Hinweise auf vulkanische Tätigkeit in diesem Niveau geringfügig und beschränken sich auf ferromagnesiumsilikat-angereicherte Detritus-Gesteine. Diese folgen über (tektonisch unter) dem hier geröllarmen bis -freien Horizont, der der Formation der polygenen Konglomerate bzw. dem Brekkebackk-Konglomerat entspricht.

Zusammenfassend ist zur Doltjern-Grünschiefer-Formation der Savalen-Decke zu bemerken: Es handelt sich um eine Abfolge vulkanischer oder mit vulkanischen Abtragungsprodukten angereicherter Gesteine. Die quarzkeratopphyrische Komponente tritt völlig in den Hintergrund. Es treten lokalbetonte Faziesveränderungen auf.

c) Die Saga-Phyllit-Formation.

In ihr ist eine Schiefer-Abfolge zusammengefaßt. Sie wurde zuerst vom Verf. 1966 als Graue Phyllitische Glimmerschiefer in der Quarzit-Grünschiefer-Phyllit-Serie aus dem Gebiet südlich Folldal im Bachris des Saga beschrieben (HELM, 1966, S. 88).

Sie setzt sich zusammen aus Graphitschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern und in geringerem Maße aus vulkanischen Detritus-Gesteinen und Basiten. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 180 m!

Südlich Folldal findet man diese Formation auf Grund der intensiven Verfaltung der Rendan-Gruppe (s.S. 145) in mehreren parallelen Zügen aufgeschlossen.

Die Schichten der Formation gehen kontinuierlich aus den hell-

grünen Chloritschiefern im Hangenden der Doltjern-Grünschiefer-Formation hervor: dunkle graphitführende Phyllite bilden die Basis. Darüber folgen hellgraue, phyllitische Glimmerschiefer mit vereinzelt Biotitschuppen auf den leicht gewellten, serizitbedeckten Schieferungsflächen. Häufig sind Lagen mit mm-großen Dolomitidioblasten. Undeutliche Granate bilden knotenartige Verdickungen auf den Schieferungsflächen. Nach dem Hangenden gehen diese Gesteine in hellgrün-graue, Chlorit-Muskovit-Schiefer über. Diese Abfolge trifft man mit leichten Abwandlungen im gesamten südlichen Folldalgebiet an, einschließlich der Haverdal-Deckenschuppe (W. GEHRISCH, 1970).

Von dem Bereich westlich Alvdaal beschreibt R. KLEINE-HERING (1969) diese Formation als Schichtglied unter dem Oberbegriff Brandvoll-Serie. Sie beginnt an der Basis über der Doltjern-Grünschiefer-Formation (Untere grüne Schiefer) mit grünlichen, phyllitischen Glimmerschiefern, die einen stark graphitischen Einschlag zeigen.

U.d.M. enthält das sehr feinkörnige Gestein neben dem granoblastischen Quarzgrundgewebe im wesentlichen Muskovit, etwas Biotit parallel zu den Schieferungsflächen, während der Chloritanteil mengenmäßig ganz untergeordnet ist. Zirkon, Turmalin und Erz treten akzessorisch auf, während unregelmäßige Graphitschuppen über das gesamte Schlibbild wolzig verteilt sind.

Nach dem Hangenden (tektonisch Liegenden) zu nimmt der Graphit-Gehalt etwas ab und es schalten sich Lagen und Linsen von grünen Schiefern ein. Diese grünen Schiefer, die teilweise von wirrstrahligen Aktinolith-Aggregaten durchsetzt sind, sind zumeist albit- und epidotführende Chloritschiefer. Die Mächtigkeit beträgt ca. 120 m.

An der W-Flanke der Alvdaal-Synform an der Umrundung der Einunnfjell-Phäno-Periklinalen ist die Saga-Phyllit-Formation durch eine Abfolge graphitischer Schiefer vertreten, die nach dem Hangenden zu in graue, granatführende, z.T. quarzitische Glimmerschiefer übergehen. Die ausstreichende Mächtigkeit beträgt ca. 150 m.

Zusammenfassend ist zu der Saga-Phyllit-Formation im Bereich der Savalen-Decke zu bemerken: Die Formation zeigt in vielen

Profilen vom Liegenden zum Hangenden eine charakteristische Abfolge: graphitische Schiefer, Phyllite, chloritische Schiefer. Bemerkenswert sind vor allem die chloritischen Schiefer im oberen Teil der Formation, die erheblich mit Fe-Mg-Silikaten angereichert sein können, ein Umstand, der auf vulkanische Aktivität im Nahbereich hindeuten kann.

d) Die Kollet-Quarzit-Formation an der E-Flanke der Alydal-Synform.

Unter dieser Bezeichnung wird eine Abfolge von Metaareniten beschrieben. Die Benennung Kollet-Quarzit erfolgte nach dem loc. typ. Kolletholen südlich Folldal. Der Verf. beschreibt diesen Quarzit 1966 als K-Quarzit.

Diese Quarzite stellen einen Leithorizont dar, der das kartiermäßige Erfassen und die Koordination der Randan-Gruppe erlaubte. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von hellgrauen, z.T. feldspatführenden Quarziten, quarzitischen Glimmerschiefern und Glimmerschiefern.

Diese Formation ist das lithostratigraphisch höchste Glied, das innerhalb der Savalen-Decke nachgewiesen werden kann. Sie folgt unmittelbar über der Saga-Phyllit-Formation. Die Grenze ist meist durch einen Schwarzschiefer-Horizont markiert. Im Hangenden schließt eine tektonische Zone (s.S. 145) die Kollet-Quarzit-Formation ab. Die Quarzite sind in sich stark verfaltet, so daß oft eine größere Mächtigkeit vorge täuscht wird. Südlich Folldal erreicht die Kollet-Quarzit-Formation eine Mächtigkeit von ca. 80 m. Die Quarzite sind hier durch die spezielle Falten- und Schuppentektonik dieses Bereiches in mehreren, zueinander parallelen Zügen vorhanden.

Eine unterschiedliche Ausbildung vom Liegenden zum Hangenden ist nicht feststellbar. Ebenso findet man keine Anhaltspunkte für laterale Faziesveränderungen. Charakteristisch ist südlich Folldal der Aufbau der Formation aus Wechsellagen von relativ reinen Quarzitbänken, Plagioklas-Quarziten, Quarzitschiefern und Glimmerschieferbändern im m-, meist aber im dm-Bereich.

Das Hauptgestein ist ein mittel- bis grün-grauer, gelegentlich auch bräunlich-grauer, glimmer- und feldspatführender Quarzit. Die Farbnuancen ändern sich entsprechend dem quantitativen Auftreten von Muskovit, Biotit und Chlorit.

Die gewellten Schieferungsflächen überziehen dünne Lagen von hellen Glimmern, in die Biotitschuppen eingestreut sind. Gelegentlich ist die primäre Feinschichtung (Kreuzschichtung) noch erhalten.

U.d.M.: Die rekristallisierten, isometrischen bis linear gestreckten Quarzkörner (0,05 - 0,5 mm) sind randlich suturiert und löschen stark undulös aus. Z.T. zeigen sie anormale Feldverteilung.

Unter den Glimmern dominiert Muskovit. Biotit und weniger häufig Chlorit findet man nur in vereinzelten Schuppen. Die Anteile von intergranularem Albit (An 5 - 15) und geflammten Perthiten wechseln neben akzessorischen Mengen von Kalifeldspat von Lage zu Lage.

Akzessorisch kommen vor: Apatit, Turmalin, Zirkon, Leukoxen, nebst Magnetit, Pyrit und Hamatit.

SW von Polldal aus der Haverdal-"Schuppe" westlich des mittleren Grimsdal beschreibt W. GEHRISCH (1970, S. 73) eine stark verfaltete, ca. 100 m mächtige Quarzit-Abfolge. Diese Quarzite sind tektonisch vom Polldal-Gebiet isoliert und bilden den Kern einer Synform. Verf. rechnet diese Quarzite auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer lithostratigraphischen Lage - angrenzend an dunkle Phyllite - zur Kollet-Quarzit-Formation.

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Biotit, Epidot, Chlorit.

Akzessorien: Plagioklas, Erz, Apatit.

Es wurden keine Hinweise auf vulkanische Einflüsse gefunden.

Von dem Bereich westlich Alvdal beschreibt KLEINE-HERING (1969) die Kollet-Quarzit-Formation unter dem Namen Brandvoll-Quarzit.

Der Brandvoll-Quarzit wurde vom Bihaugen nahe der Sparaguitgrenze im Süden (MOSSON & QUEMUEL, 1970) über Brandvollberget bis nach Tolga - Os verfolgt, wo die Quarzite teilweise in Konglomerate übergehen (I. RUI, 1969, p.c.).

Die Mächtigkeit dieser stark in sich verfalteten Formation wird vom Verf. auf ca. 100 m veranschlagt. KLEINE-HERING hebt die Inhomogenität der Abfolge hervor, indem er den Wechsel

zwischen überwiegend quarzitischen und überwiegend glimmer-schieferartigen Lagen als typisches Erscheinungsbild hinstellt.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Biotit, Granat.

Akzessorien: Epidot, Apatit, Zirkon, Hämatit.

Es werden hornblende- und chloritführende Lagen erwähnt, die möglicherweise einen geringfügigen, vulkanischen Einfluß andeuten.

Von der W-Flanke der Alvdal-Synform beschrieb W. MARLOW (1935) die Quarzite der Einunnfjelle als Serizit-Quarzit und hielt sie für Einfaltungen von Sparagmitgesteinen in Schichten der Trondheim-Region. 1969 untersuchten P. MOSEON & QUESNEL diese Quarzite und gaben ihnen die Bezeichnung "quartzites de Einunnvarden". Diese bilden hier den unteren Teil einer Antiform mit Periklinalcharakter. Auch hier wird der Wechsellagenbau der Abfolge betont. Die Mächtigkeit schätzt man hier auf 200 bis 250 m. Es fehlen hier auch offenbar petrologische Hinweise auf mögliche vulkanische Einflüsse innerhalb der Formation. Ansonsten entspricht der Mineralbestand völlig dem des Brandvoll-Quarzites.

Zusammenfassend ist von der Kollet-Quarzit-Formation der Savalen-Decke zu bemerken, daß sie aus einer ca. 100 m mächtigen Abfolge von gering gebänderten Metaareniten mit schichtweise stark wechselndem Tongehalt aufgebaut ist. Hervorzuheben ist der gelegentlich recht hohe Feldspatgehalt (bis 30 %) einzelner Schichten. Lagen von Hornblende- und Garbenschiefern können auf geringe vulkanische Einflüsse oder auf Zufuhr vulkanischen Verwitterungsmaterialies infolge Hebung der unterliegenden Vulkanite auf Erosionsposition deuten.

Die Kollet-Quarzit-Formation stellt keine Einfaltung von Gesteinen der Sparagmit-Suite in Abfolgen der Trondheim-Region dar, da diese Formation in konkordantem Schichtverband mit den übrigen Formationen der Randan-Gruppe auftritt.

2. DIE RANDAN-GRUPPE DER ELGSJÖ-DECKE.

Über den phyllitischen Glimmerschiefern der Hausta-Gruppe liegt innerhalb der Elgsjö-Decke ein Schichtkomplex, der sich qualitativ aus einer ganz ähnlichen Abfolge zusammensetzt, wie sie die Randan-Gruppe der Savalen-Decke repräsentiert: Konglomerat, Grünschiefer, phyllitische Glimmerschiefer und Quarzit. Da eine so markante Abfolge in keinem lithostratigraphischen Niveau in ähnlicher Weise entwickelt ist, hält der Verf. die über den phyllitischen Glimmerschiefern der Hausta-Gruppe lagernden Abfolgen zur Randan-Gruppe gehörig. Die Randan-Gruppe der Elgsjö-Decke ist an den äußeren Flanken der Kvitdal-Synform verbreitet (s. Fig. 16).

a) Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation der Elgsjö-Decke.

In den Niveaus, in denen die Grenze zwischen Hausta- und Randan-Gruppe zu erwarten ist, findet man auf der SE- und NW-Flanke der Kvitdal-Synform zwei Horizonte, die mit Vorbehalten die Basis der Randan-Gruppe repräsentieren können.

Auf der SE-Flanke der Kvitdal-Synform trifft man auf das Tverrfjell-Konglomerat. Über Phylliten und Vulkaniten, die der Hausta-Gruppe zugerechnet werden, folgt im Bereich der Tverrfjell-Grube die ca. 30 m mächtige, senkrecht einfallende Lage eines groben granat-, amphibol- und biotitführenden, teilweise auch quarzitischen Gneisglimmerschiefers. Innerhalb dieser Schicht sind grobe Gerölllagen und -linsen sehr häufig. Dieser Gneis-Glimmerschiefer-Horizont ist durch Bohrungen auf einer Erstreckung von 5 km nachgewiesen. Er tritt auch vermutlich am SE-Hang der Heintjörnsbø auf, wobei hier nur wenige und unsicher ansprechbare Komponenten vorhanden sind.

Diese teilweise konglomeratischen Gneisglimmerschiefer haben eine auffallende Ähnlichkeit mit tektonisch stark durchformten Partien des Grimsa-Konglomerates.

Als Geröllkomponenten findet man:

1. Hellgraue, quarzitische Gneise
2. Dunkelgraue Quarzite
3. Albit-Amphibol-Gneis (Quarzkeratophyr)
4. Marmor.

Hierbei überwiegen die hellgrauen, quarzitischen Gneiskomponenten bei weitem.

Innerhalb der Konglomeratlagen kommen tektonisch zu linsenförmigen Körpern deformierte, grobkörnige Marmorbänke vor.

Auf der NW-Flanke der Kvitdal-Synform wurde unter der Bezeichnung Høghaugen-Konglomerat vom Verf. ein Horizont kartiert, der vermutlich ebenfalls mit der Brekkebaekk-Konglomerat-Formation zu parallelisieren ist. Er liegt ca. 200 m südlich der Einmündung des Jaros-Baekkens in den Svaanaa. Den Namen erhielt er nach dem Høghaugen, einer westlich des Svaanaa im Streichen des Konglomerates gelegenen Anhöhe. Dieses Konglomerat steht nur in der Talsohle des Drivdal an.

Das Konglomerat zeigt in einer amphibol- und chloritführenden Schiefermatrix mit Geröllen dicht gepackte Lagen. Die Komponenten sind helle Gneise, Quarzite, seltener Grünschiefer. Die Mächtigkeit beträgt zwischen 5 und 1 m.

Die lithostratigraphische Stellung dieses Horizontes resultiert aus seiner Lage: über (tektonisch unter) grünen Schiefern der Hausta-Gruppe und unter (tektonisch über) den Grünschiefern der Doltjern-Grünschiefer-Formation.

b) Die Doltjern-Grünschiefer-Formation der Elgsjø-Decke.

Die vulkanische Abfolge, die über dem der Brekkebaekk-Konglomerat-Formation entsprechenden Horizont lagert, gliedert sich in drei Teile: ein geringmächtiger (20 m) Grünschiefer an der Basis, darüber eine Phyllitabfolge (50 m) und als oberstes Glied ein bis zu 100 m mächtiger Grünschiefer. Auf Grund ihrer Lage über dem Konglomerat-Horizont und ihres vulkanischen Charakters vergleicht sie der Verf. mit der Doltjern-Grünschiefer-Formation der Savalen-Decke.

Auf der SE-Flanke der Kvitdal-Synform folgt die Doltjern-Grünschiefer-Formation der Elgsjö-Decke unmittelbar über den zur Brekkebaekk-Konglomerat-Formation gerechneten Gneisglimmerschiefern (s.S. 98). Der Übergang vollzieht sich innerhalb von 2 bis 3 m.

Regional ist diese Grünschiefer-Phyllit-Abfolge von SE der Grisunghö über Tverrfjelle und Heimtjørnshö bis zum Elgsjö-tangen über eine Erstreckung von ca. 40 km zu verfolgen. Die Basite erreichen ihre größte Mächtigkeit im Bereich der Tverrfjell-Grube. Sie scheinen sowohl nach SW als auch nach NE auszuweichen. So zeigt im Bereich der Heimtjørnshö der untere Grünschiefer nur noch eine Mächtigkeit von 4 m, während der obere Grünschiefer auf eine Mächtigkeit von 15 m reduziert ist. Die Mächtigkeit der Phyllite bleibt konstant.

Diese Grünschiefer bestehen aus Wechsellagen von dunkelgrün-grauem bis schwarz-grauem Amphibol-Gestein, das ausschließlich aus parallelorientierten, mm-langen Aktinolithen zu bestehen scheint, und grobblättrigen Chloritschiefern. Letztere enthalten einen höheren Anteil an Quarz, Albit und Karbonat. In ihnen sind die Amphibole porphyroblastisch gesproßt. Bei diesen Grünschiefern und Chloritschiefern handelt es sich vermutlich um Wechsellagen von effusiven und pyroklastischen Horizonten.

Der zwischen den Grünschiefern eingeschaltete Phyllit ist ein mittelgraues, seidig glänzendes Gestein. In die Serizit-Häute, die die leicht gewellten Schieferungsflächen überziehen, sind einzelne Biotitschuppen eingestreut. Graphitische Beimengungen fehlen.

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit.

Akzessorien: Albit, Apatit, Turmalin, Zirkon, Pyrit.

Zwei 1 - 1,5 m mächtige Lagen von hornblendeporphyroblast-führenden, rötlich-grauen Oligoklas-Gneisen (Meta-Quarzkonglomeratophyrtuffe) und Magnetitquarziten neben 2 bis 3 m mächtigen, dunkelgrünen "Amphibolit"-Lagen treten als Einschaltungen in den Phylliten auf, die hier bei senkrechtem Einfallen selbst eine ausstreichende Mächtigkeit von ca. 50 m aufweisen.

N

PROFIL DURCH DAS GEBIET DER
TVERRFJELLSGRUBE

Fig. 20

von S nach N

Masstab 1:10 000

HEIM, 1969

schematisch

Biotitglimmer -
schiefer

Grünschiefer

Granatführender
Glimmerschiefer

Quarzit

Grünschiefer

Granatführende grüne
Glimmerschiefer
Quarzit

Grünschiefer

ERZZONE IV
Glimmerschiefer

ERZZONE V
Grünschiefer

Granatführender Muskovitgneisglimmerschiefer
+ Tverrfjells-konglomerat
Grünschiefer

Phyllitischer Glimmerschiefer

Quarzit + Quarzitkonglomerat

Amphibolit

Phyllitischer Glimmerschiefer

Hjerkinnkonglomerat

Phyllitischer Glimmerschiefer
z.T. graphithaltig

Quarzit

RANDAN

GRUPPE

ELGSJÖ - DECKE

GULA

GRUPPE

DECKENKOMPLEX

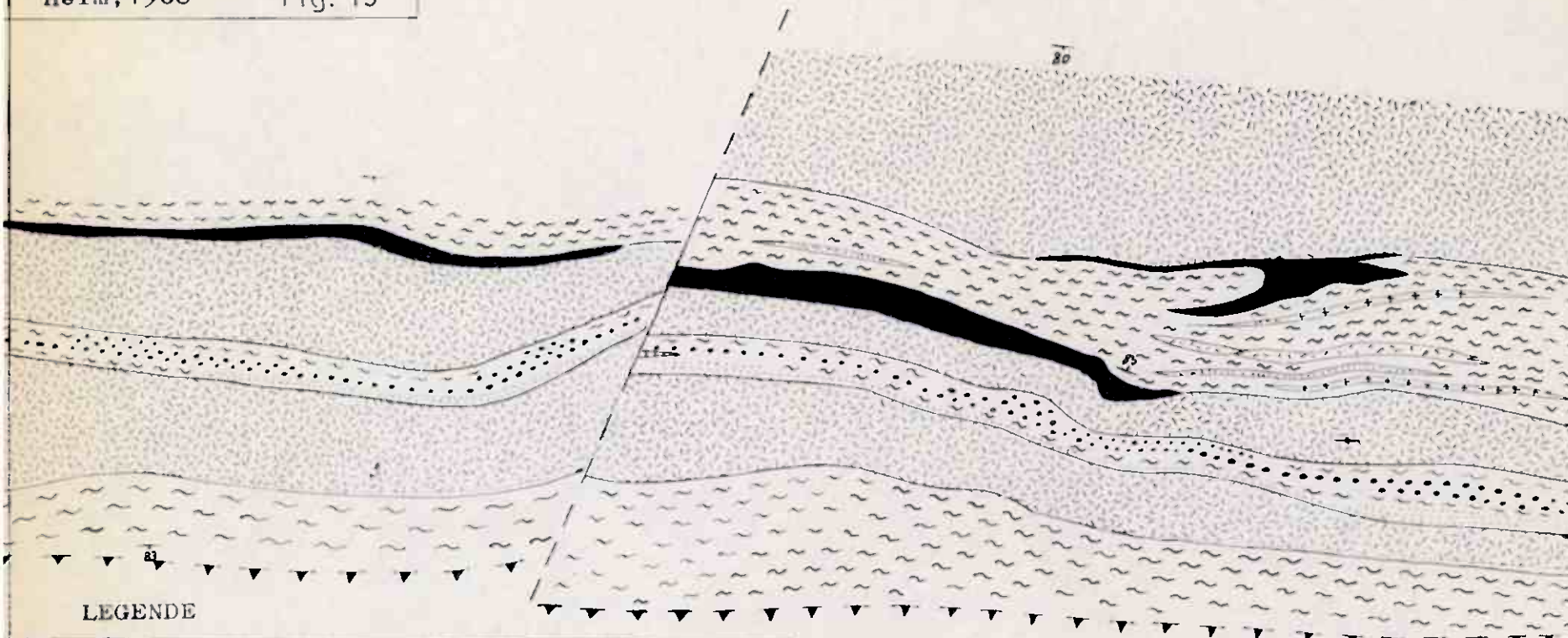
UNTERER

S








TVERRFJELLET GRUBE
GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Masstab 1:4000

Heim, 1968 Fig. 19



LEGENDE

-  PYRIT.ERZKÖRPER
-  Meta-Quarzkeratophyr
-  Magnetitquarzit (Blauquarz)
-  Grünschiefer
-  Konglomerat (Tverrfjell-Konglomerat)
-  Quarzit
-  Glimmerschiefer - Phyllit

RANDAN
GRUPPE

HAUSTA
GRUPPE

GULA
GRUPPE

ELGSJØ = DECKE

UNTERER
DECKENKOMPLEX

Im Liegenden und Hangenden dieser Phyllite befinden sich im Profil der Tverrfjell-Grube kompakte Sulfidlinen bis zu 25 m Mächtigkeit bei einer Längserstreckung von 2-300 m. Sie sind aus Pyrit und untergeordneten Mengenanteilen von Pyrrothit, Magnetit, Zinkblende und Chalkopyrit zusammengesetzt. (Zur Lage des Vorkommens s. Fig. 19)

Auf der NW-Flanke der Kvitdal-Synform gibt das Profil Jarosbaekken-Kongsvoll (s. Fig. 20a) den besten Einblick in den Aufbau der Formation. Sie läßt sich im Streichen von der Hochfläche östlich des Kolla über die E6 südlich des Jarosbaekkens bis an den S-Hang der Knutshö auf einer Erstreckung von 3 km verfolgen.

Über den Höggaugen-Konglomeraten liegt zunächst ein 20 m mächtiger Grünschiefer. Das Gestein zeigt die gleichen petrographischen Eigenschaften wie die oben beschriebenen Grünschieferlagen auf der SE-Flanke. Die Schichtung Amphibolschiefer-Chloritschiefer ist hier offenbar durch den Wechsel von grob- und feinkörnigen Partien ersetzt. Chloritminerale treten stark in den Hintergrund. Während Kalksilikate in mäßiger Menge vorkommen, findet man häufig Marmorlinsen und -schlieren neben Schichten, die mit idiomorphen Dolomitenkristallen durchsetzt sind.

Über diesem unteren Grünschiefer liegt eine Abfolge von hellgrauen, phyllitischen Glimmerschiefern mit Einschlüssen von meta-quarzkeratophyrischen Bändern und geringmächtigen Konglomeratlagen, die mit Marmorbänken assoziiert sind. Die ausstreichende Mächtigkeit beträgt ca. 80 m. Einfallen: 60° SE. Darüber folgt 250 m mächtig ausstreichend wiederum ein dunkler Grünschiefer. Der schichtige Aufbau ist hier nur sehr undeutlich ausgebildet. Eine geringe Sulfidvererzung zeigt im wesentlichen Pyrrothit.

Zusammenfassend ist zur Doltjern-Grünschiefer-Formation der Elgsjö-Decke zu bemerken: Sie besteht aus zwei basischen Effusivhorizonten, die eine Phyllitabfolge einschließen. Die Effusiva sind durch Lagen basischer Tuffe aufgegliedert. Meta-Keratophyre und Magnetitquarzite findet man hingegen inner-

halb der Phyllit-Abfolge. Bedeutende Sulfidvererzungen sind dort konzentriert, wo die Mächtigkeit der Grünschiefer am größten ist (Tverrfjell-Grube).

c) Die Saga-Phyllit-Formation der Elgsjö-Decke.

Im Hangenden der im vorigen Abschnitt beschriebenen Vulkanite beginnt eine einheitliche Abfolge graugrüner, phyllitischer Glimmerschiefer. Sie sind an der SE-Flanke der Kvitdal-Synform zwar weit verbreitet (Grimsdalen, Hjerkinnhø, Elgsjötangen), aber schlecht aufgeschlossen.

An der NW-Flanke schneidet die E6 ein fast vollständiges Profil durch diese Abfolge. Die Mächtigkeit dürfte 100 - 150 m betragen. Hier beginnen über dem oberen Grünschiefer südl. Kongsvoll grobe, amphibolporphyroblastführende Gneisglimmerschiefer, die nach dem Hangenden (nach N) (zum tektonisch Liegenden) in gebänderte Biotit-(Chlorit)-Glimmerschiefer übergehen. Die Bänderung liegt im cm- und dm-Bereich. Es wurden Anzeichen von gradierter Schichtung gefunden.

Mineralbestand: Quarz, Biotit (Amphibol), Zoisit (Epidot),
Albit, Chlorit.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Turmalin.

Eingeschaltet in diese Glimmerschiefer sind einige 2 - 5 m mächtige Metabasite (s. Karte 200).

d) Die Kollet-Quarzit-Formation der Elgsjö-Decke.

Diese findet man, mit den Abfolgen der Saga-Phyllit-Formation verfaltet, im gesamten Bereich der NW- und der SE-Flanke der Kvitdal-Synform (s. Karte 3).

Die Quarzite zeigen hier eine geringere Mächtigkeit. Sie dürften zwischen 5 und 20 m schwanken. Meist handelt es sich bei diesen Quarziten um ein verhältnismäßig reines Quarzgestein. Es enthält wenig Feldspat, dafür aber Kalksilikate und Chlorit in solchen Mengen, daß das Gestein einen charakteristischen, grün-grauen Farbton annehmen kann. Mit Glimmern an-

gereicherte Lagen überschreiten in der Regel nicht 0,5 cm Dicke. Das Gestein ist im cm-Bereich gebändert, meist aber tektonisch so stark zerschert, daß pseudo-konglomeratische Texturen entstanden sind.

Die Übergänge im Liegenden und Hangenden sind scharf und fast immer durch eine geringmächtige Zone von Schwarzschiefern markiert. Die Ausbildung der Kollet-Quarzit-Formation ist innerhalb der Elgsjö-Decke über viele km konstant. Lagen, die auf mögliche vulkanische Einflüsse hindeuten könnten, wurden nicht gefunden.

3. VERGLEICH DER RANDAN-GRUPPE DER SAVALÉN-DECKE MIT DER ENTSPRECHENDEN ABFOLGE DER ELGSJÖ-DECKE.

Wie aus Fig. hervorgeht, haben beide Abfolgen einen nahezu identischen Aufbau. Sie beginnen mit einem polygenen Konglomerat an der Basis. Darüber folgen Grünschiefer, Phyllite (Glimmerschiefer) und schließlich Quarzite.

Die Brekkebaekk-Konglomerat-Formation: Während Mächtigkeit, Packungsdichte der Gerölle und Durchbewegung innerhalb des jeweiligen Deckenkomplexes von Ort zu Ort wechseln können, bleibt der Charakter der Matrix und im wesentlichen auch die Geröllführung innerhalb beider Decken \pm konstant. Die Matrix, ein chlorit- oder amphibolführender, meist grober Glimmerschiefer, ist mit Marmorschlieren oder -lagen assoziiert. Die Gerölle sind hellgraue, quarzitische Gneise, Meta-Quarzkernatophyre, Quarzite, Schiefer und Marmore. Innerhalb der Elgsjö-Decke sind Grünschiefer selten und Gabbro-Gerölle fehlen. Das Konglomerat hat also polygene Geröllzusammensetzung und ist regional verbreitet. Eine Diskordanz, aus der sein transgressiver Charakter hergeleitet werden könnte, ist bisher nicht nachgewiesen worden.

Die Abfolgen der Doltjern-Grünschiefer-Formation gleichen sich in Savalén- und Elgsjö-Decke insofern, als die effusiven Einheiten der Abfolge starkem lokalem Mächtigkeits- und Fazies-

wechsel unterworfen sind. Weiterhin ist der Anteil saurer Tuffe in beiden Fällen sehr gering.

Beide Abfolgen unterscheiden sich allerdings erheblich im Aufbau. Innerhalb der Savalen-Decke folgen einer vulkanischen Effusion Tuffe und schließlich die entsprechenden Detritus-Gesteine. Innerhalb der Elgsjö-Decke liegen offenbar zwei Effusionsphasen vor, wobei die Wechselfolge von Effusiv- und Tufflagen charakteristisch ist, die Detritus-Gesteine aber völlig fehlen. Dagegen treten mächtige Sulfidvererzungen auf: Tverrfjellet, Heimtjörnsjö, Elgsjötangen. Bemerkenswerterweise findet man innerhalb der Savalen-Decke keine Sulfidvererzungen von Bedeutung, die an diese Formation gebunden sind.

Der petrographische Charakter der Saga-Phyllit-Formation der Elgsjö-Decke ist zum Unterschied von entsprechenden Phylliten der Savalen-Decke offenbar durch stärkere Zufuhr von vulkanogenem Material bestimmt (Biotitschiefer und Chloritschiefer). Die gelegentlich eingeschalteten Basite unterstreichen die Nähe eines vulkanischen Abtragungsgebietes.

Die Kollet-Quarzit-Formation der Elgsjö-Decke zeigt einen um das mehrfache geringmächtigeren, dafür aber annähernd feldspatfreien und relativ glimmerarmen Quarzit.

Gemeinsam mit den Quarziten der Savalen-Decke ist der leicht grünliche Anflug des grauen Gesteins, der durch den Gehalt an Chlorit und Kalkeilikaten verursacht ist.

Wie dieser lithostratigraphische Vergleich zeigt, lassen sich die Formationen der Randan-Gruppe, die zunächst im Bereich der Savalen-Decke ausgeschieden wurden, auch innerhalb der Elgsjö-Decke aufstellen. Somit kann der lithostratigraphische Begriff der Randan-Gruppe auch auf die entsprechenden Abfolgen der Elgsjö-Decke angewendet werden.

XVI ZUSAMMENFASSUNG DER KAMBRO-OR-
DOVIZISCHEN ABFOLGEN DES SÜDL.
TRONDHEIM-GEBIETES UND SCHLUß-
FOLGERUNG.

Die Entstehung der Sedimentabfolgen der Gula-Gruppe ist beeinflusst von dem \pm gleichmäßig schnellen Absinken des Ablagerungsraumes während der (Örnhö-Gruppe?) Einunna- und Fundin-Formation. Hier füllen Grauwacken, Subgrauwacken und Grauwackensandsteine den Trog. Der Anfall an organischer Substanz scheint zur Zeit der Fundin-Formation einen Höhepunkt erreicht zu haben (Graphitschiefer). Bemerkenswert ist, daß dieser Graphitschiefer mit groben, konglomeratischen Schüttungen wechselt. Der untere Teil der Fundin-Formation zeigt Sedimente von ausgesprochenem Flyschcharakter. Die Texturen dieser Sedimente deuten auf Ablagerung als Turbidite.

In der darüberfolgenden Storhö-Formation wird das Bild dieser Flyschsedimentation mehrmals unterbrochen. Es scheint sich hier schon die Bodenunruhe bemerkbar zu machen, die einer großen, vulkanischen Episode vorauszugehen pflegt. Der untere Grünschiefer kann als Vorläufer dieses Vulkanismus gedeutet werden. Er stellt einen lithologisch homogenen Basithorizont dar, der weder im Liegenden noch im Hangenden von basischen Detritus-Gesteinen begleitet wird. Die mit ihm assoziierten sauren Tuffe verbergen sich möglicherweise in den Gneisglimmerschiefeln der Storhö-Formation.

Darüber setzt als starker Aufarbeitungshorizont (Transgression?) das polygene Husunkonglomerat ein, dessen kalkige Basis auf eine zeitweilige Schwellenbildung innerhalb des Sedimentationsraumes hinweist, wobei eine Schichtlücke nicht ausgeschlossen werden kann.

Die Storhö-Formation als oberster Teil der Gula-Gruppe trägt also Anzeichen eines veränderten Bewegungsrythmus des Ablagerungsraumes und leitet mit den ersten Anzeichen eines basischen Vulkanismus zur nächstfolgenden Gruppe über.

Innerhalb der einzelnen tektonischen Einheiten des südlichen Trondheim-Gebietes, des unteren Deckenkomplexes und der Savalen-Decke, sind innerhalb der Gula-Gruppe keine einschneidenden Faziesunterschiede zu bemerken.

Die Sedimente der Folla-Gruppe stehen völlig im Zeichen eines basischen Vulkanismus. Sie gehen ohne erkennbaren tektonische Grenze oder eine sichtbare Diskordanz aus den Schichten der Gula-Gruppe hervor.

Die Steinhaug-Garbenschiefer-Formation an der Basis der Folla-Gruppe zeigt einen starken Schichtwechsel bei geringer Horizontbeständigkeit der einzelnen Lagen. Eigentliche Vulkanite (Grünschiefer) treten mengenmäßig in den Hintergrund. Die Formation ist beherrscht durch Garbenschiefer wechselnder Zusammensetzung. Sie bestehen aus sedimentärem Material, das mit basischen und sauren Tuffen und Abtragungskomponenten basischer Effusiva vermischt ist.

Mit dem Beginn der Svendsbaekk-Schiefer-Formation beruhigten sich die Verhältnisse. Die Graphitschiefer am Topp der Formation zeigen, daß im Verhältnis zum Anfall organischen Materials wenig klastisches Material sedimentiert wurde.

Mit der Svea - Albit-Gneis - Formation setzt unvermittelt die explosive Phase eines sauren, pyroklastischen Vulkanismus ein, in deren Verlauf eine mächtige Abfolge von quarzkeratophyrischen Tuffen abgelagert wurde.

Der saure Vulkanismus erlosch und die mächtigen Wechselfolgen der Bukletten-Grünschiefer-Formation überdeckten die sauren Tuffe mit basischen Effusiven und Tuffen. Da diese Formation nur unbedeutende Mengen an Zwischensedimenten zeigt, muß der Vulkanismus hier eine besondere Intensität erreicht haben.

In den hangenden Abfolgen dieser Formation zeigen Grünschiefer, Albit-Chlorit-Schiefer, Chlorit-Schiefer und chloritische Glimmerschiefer das gradweise Zurücktreten der vulkanischen Einflüsse an. Hierbei ist zu bemerken, daß die Vulkanite der Bukletten-Grünschiefer-Formation innerhalb der Savalen-

Decke weniger mächtig sind, während sich die übrigen Formationen in Bezug auf Fazies und Mächtigkeit \pm entsprechen.

Eine Diskontinuität zwischen der vulkanischen Folla-Gruppe und der aus Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern aufgebauten Hausta-Gruppe ist nicht erkennbar. Ihre basalen Lagen deuten auf ruhige Sedimentationsverhältnisse. Bei diesen Gesteinen überwiegt zunächst der vulkanische Detritus der unterliegenden Folla-Gruppe. In höheren Schichten weisen Graphitschiefer auf einen stärkeren Anfall organischer Substanz hin.

Schon im mittleren Teil finden sich Belege für einen Schwellenbereich (polygenes Hamdalsaeter- und polygenes Elgsjötangen-Konglomerat, Kalke). Gleichzeitig setzt die Förderung von basischen Vulkaniten ein (Grünschiefer). Eine Diskordanz ist nicht erkennbar.

Über diesem Konglomerathorizont setzt sich die unterbrochene, gleichmäßige Sedimentation fort: \pm sandige, graublaue Phyllite, in die gelegentlich helle, saure Tuffbänder eingeschaltet sein können, bilden den oberen Teil der Gruppe. Nach dem Hangenden zu schalten sich wieder Metabasite oder deren Detritusgesteine ein.

In der Hausta-Gruppe tritt also nach der vulkanischen Periode der Folla-Gruppe zunächst Ruhe ein. Aber schon im mittleren Teil scheint sich ein Schwellenbereich gebildet zu haben, in dem auch basische Vulkanite gefördert wurden. Im oberen Teil der Gruppe lebt dieser Vulkanismus offenbar wieder auf, da sich hier erneut eine Hebung anbahnt.

Von der Hausta-Gruppe vermutlich durch eine Schichtlücke getrennt, beginnt die Sedimentabfolge der Randan-Gruppe mit einem ebenfalls regional verbreiteten, polygenen Konglomerat, das gelegentlich mit Marmorlagen assoziiert ist (Brekkebaekk-Konglomerat-Formation).

Anschließend folgt eine Zeit mäßiger vulkanischer Tätigkeit von lokal unterschiedlicher Intensität, die die Schich-

ten der Doltjern-Grünschiefer-Formation geprägt hat. Innerhalb der Savalen-Decke scheint man von NE nach SW in ein vulkanisches Zentrum zu kommen: Südlich Polldal bilden Grünschiefer die Basis, über der Tuffe und vulkanische Detritus-Gesteine lagern, die nach dem Hangenden in Glimmerschiefer übergehen. In den südlich und östlich gelegenen Arealen der Decke besteht die Formation nur aus Tuffen und mit vulkanischen Abtragungsprodukten vermischten Gesteinen.

Die Elgsjö-Decke hingegen zeigt eine Grünschiefer-Abfolge, die aus einem Wechsel von Effusiva und Tuffen gleichen Chemismus besteht. Vulkanische Detritus-Gesteine fehlen. Die Gesamtmächtigkeit der Vulkanite ist hier wesentlich größer als innerhalb der Savalen-Decke, so daß angenommen werden kann, daß ein Zentrum hier gelegen haben muß.

Die Saga-Phyllit-Formation im Hangenden der grünen Schiefer ist ein einheitlicher, unter ruhigen Verhältnissen sedimentierter Komplex. Er besteht in der Savalen-Decke aus grauen, phyllitischen Glimmerschiefern, in deren oberem Teil Lagen von Chloritschiefern auftreten. Die entsprechende Abfolge der Elgsjö-Decke setzt sich aus wesentlich größerem Material, nämlich gebänderten Grauwacken-Schiefern zusammen, in die vereinzelt geringmächtige Metabasite eingeschaltet sind. Vermutlich macht sich hier die Nähe des Vulkanzentrums in der unterliegenden Formation durch Zuführung von vulkanischem Detritus, vor allem aber durch eine stärkere Absenkung bemerkbar.

Die darüberfolgende Kollet-Quarzit-Formation schließt die beschriebene Sedimentationsfolge nach oben ab. Sie baut sich innerhalb der Savalen-Decke aus einer Wechselfolge von Quarziten, quarzitischen Glimmerschiefern und feldspatreichen Quarziten auf. Bemerkenswert ist die Zunahme der durchschnittlichen Korngröße und Mächtigkeit vom Polldal-Gebiet nach NE. Die Elgsjö-Decke zeigt hier geringmächtige, aber sehr reine Quarzite.

Abschließend bleibt zur Randan-Gruppe zu bemerken: Die Grenze Hausta- zur Randan-Gruppe ist durch ein Konglomerat

markiert. Der Vulkanismus, der schon in dem oberen Teil der Hausta-Gruppe bemerkbar ist, dauert offenbar noch nach erfolgter Transgression an.

Innerhalb der Savalen-Decke hatte dieser Vulkanismus sein Maximum zur Zeit der Doltjern-Grünschiefer-Formation offenbar schon überschritten, da hier im wesentlichen nur vulkanische Detritus-Gesteine abgelagert wurden. Es bleibt darauf hinzuweisen, daß der Anteil an Vulkanit-Geröllen im Brekkebaekk-Konglomerat recht hoch ist.

Innerhalb der Elgsjö-Decke fallen diese Schwerpunkte des Vulkanismus mit Vorbehalten mit Schwellenbildungen zusammen, was die relativ mächtigen, homogenen Grünschieferabfolgen im Hangenden und Liegenden des Tverrfjell- und Høghaugen-Konglomerates zeigen. Die Konglomerate weisen indes nur wenig Gerölle auf, die sich von basischen Vulkaniten herleiten lassen.

Innerhalb der lithostratigraphischen Abfolge des südlichen Trondheim-Gebietes findet man Anzeichen von Hebungen mit nachfolgender Transgression (s. Tab. 21):

- a) im oberen Teil der Gula-Gruppe (Husum-Konglomerat),
- b) im mittleren Teil der Hausta-Gruppe (Hammdalsaeter-Konglomerat, Elgsjötangen-Konglomerat),
- c) an der Grenze Hausta- zur Randan-Gruppe (Brekkebaekk-Konglomerat).

Vulkanite wurden registriert:

- a) im oberen Teil der Gula-Gruppe (untere Grünschiefer),
- b) innerhalb der Folla-Gruppe,
- c) im mittleren Teil der Hausta-Gruppe,
- d) in der oberen Hausta- und unteren Randan-Gruppe.

Aus dieser Zusammenstellung kann man mit Vorbehalten den Schluß ziehen, daß die Sedimente des südlichen Trondheim-Gebietes in einem Bereich abgelagert worden sind, in dem es zu periodischen Schwellenbildungen bei gleichzeitiger vulkanischer Tätigkeit gekommen ist.

LITHO-STRATIGRAPHISCHE UND STRA-
TIGRAPHISCHE BEZIEHUNGEN DES
SÜDLICHEN TRONDHEIM-GEBIETES ZU
ANDEREN DISTRIKTEN DER TROND-
HEIM-REGION

Die Trondheim-Region ist das größte Areal in Süd- und Mittel-norwegen, in dem kaledonische Sedimente des Kambro-Ordo-viz zusammenhängend verbreitet sind (s. Fig. 2). Hier ist der Bereich der Horg-Synkline südlich Trondheim am besten untersucht und die stratigraphische Abfolge ± faunistisch belegt (C.W. CARSTENS, 1920; Th. VOLT, 1945; C. OFTEDAHL, 1968). NW davon liegt das ebenfalls gut kartierte Stjørdal-Meraaker-Gebiet (C.F. WOLFF, 1967; P. ROBERTS, 1968).

Ein weiterer geologisch bearbeiteter Bereich ist der Sel-und Vaagaa-Distrikt (T. STRAND).

Das Arbeitsgebiet des Verf. liegt zwischen der Horg-Synkline und dem Stjørdal-Meraaker-Gebiet im N und dem Sel-und Vaagaa-Distrikt im SW.

Auch in der Vergangenheit sind von Bearbeitern des südlichen Trondheim-Gebietes die genannten Areale zu stratigraphischen Vergleichen herangezogen worden. Da die lithostratigraphische Stellung der Gula-Schiefer auf Grund mangelnder Kenntnis der großregionalen Zusammenhänge nicht richtig eingeschätzt wurde, interpretierte man die Abfolgen des südlichen Trondheim-Gebietes als normalgelagert und verglich die eigentlich überkippten Komplexe mit normalgelagerten Abfolgen der Horg-Synkline, wobei die Gula-Schiefer des südlichen Trondheim-Gebietes als untere und obere Hovin-Gruppe betrachtet wurden.

Diese Feststellung steht jedoch im Widerspruch zu der Beobachtung, daß man Gesteine des Types Gula-Schiefer, die in der Horg-Synkline als die stratigraphisch älteste Einheit betrachtet werden, von Stören über das Gauldal und Furdal - Kvikne bis in das Folldal-Gebiet hineinverfolgen kann.

STRATIGRAPHIE DES HORG-HOLÖNDA DISTRIKTES nach Chr. OFTEDAHL, 1968										STRATIGRAPHIE DES STJÖRDAL-MERÅKER-GEBIETES nach Fr. Chr. WOLFF, 1969										STRATIGRAPHIE DES SÜDLICHEN TRONDHEIM - GEBIETES NACH J. G. HEIM, 1971									
ENGL.		OSLO	SE HORG-SYNKLINE NW		HÖLONDA	STJÖRDAL		MERÅKER		ELGSJÖ-DECKE (Dovre fjell)		UNTERER DECKENKOMPLEX (Zentralzone)		SAVALEN DECKE (Østerdal - Grimsdal)															
LLAND. ASHGILL	SILUR	7	OB. HOVIN G. HORG G.	Sandå-Schiefer + Sandst./Lundamo Andesit-tuff		SLÅGAN Gr.						?																	
		6		Lyngenstein - Konglomerat																									
		5b		Schichtlücke?																									
		5a		Hovin-Sandstein	Grimsås rhyol. Tuff		Polygenes Konglomerat Rhyolitischer Tuff		Grau-grüne Schiefer und Phyll. Quarzitkonglom. (Kjølhaugen)				Quarzit, Quarzit, Glsch. Phyllite + Glimmersch.		Quarzit, Quarzit, Glsch. Phyllite + Chlorit														
CARADOC	ORDOVIZ	4d	GRUPPE			KJÖLHAUG G.	Polygen. Konglom. und Schiefer		Grau-grüne Meta-Grauacken		RANDAN-GR.	Grünschiefer	Amphib.- u. Chloritschiefer																
		4c		Volla- (Hopla) Konglomerat			Polygenes Konglomerat (Hopla)		Grauer Phyllit				Polygen. Kgl. Brekkebakk																
		4b		Schichtlücke?																									
		4b		Dicranograptus-schiefer mit Tuffitbänken	Tömmeschiefer Esphaug gebänderter Rhyolittuff Hareklett massiver Rhyolittuff		Dunkle Schiefer Rhyolitischer Tuff (Murvik)		Gebünderte Metabasite Massive Metabasite				Grünschiefer und Chloritschiefer		Chloritische Phyllite z.T. mit Amphibolen saure Tuffbänder														
LLD	MITTLERES	4b	GRUPPE			GRUPPE					HAUSTA - GRUPPE	Kalksilikatreiche feingebünderte Phyllitische Glimmerschiefer	Feinkörnige graue z.T. feingebünderte Phyllite																
		4b																											
		4a																											
		4a		Krokstad Sandstein	Krokstad-Sandstein		Ob. Hölonda-Schiefer und Sandstein	Metasandsteine		Grauer Phyllit Grauer kalkiger Metasandstein																			
LLVIRN	ORDOVIZ	3-4	GRUPPE	und Björge Dachschiefer (4a1-2)		SULÅMO	Hölonda Andesit		Oligomictes Konglomerat (Brenna) Kristalliner Kalk (Brenna)		Konglomerat, Marmor Metabazit (Elgsjötangen Kgl.)	Kalksilikatreiche Phyllite	Konglomerat (z.T. Kalkmatrix) (Hamdalsøter Kgl.)																
		4a		Ob. Krokstad/Höl. Schiefer			Kalk (Tautra, Forbordfj. und Flora)		Graue und schwarze Phyllite																				
		1-2		Hölonda Kalk (3c - 4a) Untere Krokstad/Hölonda Schiefer und Sandstein			Fossilführende Schiefer (Leksdal)		Kalksilikatreiche Phyllite				Graphitische Phyllite																
		3c		Krokstad Schiefer	Hölonda Kalk (3c - 4a) Untere Krokstad/Hölonda Schiefer und Sandstein		Ob. Hölonda Sch. u. Sandstein Boge Graptolithen-schiefer	Grünstein Brekzie (Stokkvola)		Grünstein Konglomerat (Lille Fundsjö)			Amphibol-Glimmerschiefer		Chlorit-Amphibol-Phyllite-Glimmersch.														
ARENIG	ORDOVIZ	3b	GRUPPE	Stokkvola Brekzie (Venna-Konglomerat)		FUNDSJÖ GRUPPE	Grünstein Brekzie (Stokkvola)		Grünstein Konglomerat (Lille Fundsjö)		FOLLA - GRUPPE	Basaltlinsen-Horizont Grünschiefer	Chloritschiefer Grünschiefer Quarzkeratophyre Grünschiefer Garbenschiefer																
		Schichtlücke?		Metabasite (Grünsteine) und Quarzkeratophyre			Metabasite (Grünsteine) und Quarzkeratophyre		Chloritschiefer Grünschiefer Quarzkeratophyre Grünschiefer Garbenschiefer																				
		Stören Grünstein mit Jaspislagen und Agglomeraten, Kalken, Quarzkeratophyren u.s.w.		Metabasite (Grünsteine) und Quarzkeratophyre			Metabasite (Grünsteine) und Quarzkeratophyre		Chloritschiefer Grünschiefer Quarzkeratophyre Grünschiefer Garbenschiefer																				
TREMADOC	ORDOVIZ	3a	GRUPPE			FUNDSJÖ GRUPPE					FOLLA - GRUPPE	Basaltlinsen-Horizont Grünschiefer	Chloritschiefer Grünschiefer Quarzkeratophyre Grünschiefer Garbenschiefer																
KAMBRITUM	ORDOVIZ	3c	GRUPPE	Gula-Schiefer Glimmerschiefer+Phyllite, kalkige Phyll. Hornblendeschiefer u.s.w.		SONVATN GRUPPE	Hornblende Glimmerschiefer		Biotit Paragneis teils mit Granat		GULA - GRUPPE	Marmor (Mesøter) Polygen. Kgl. (Husum) Metabazit Meta-Grauacken Graphitschiefer+Kgl. Kalksilikatschiefer	Marmor Polygen. Kgl. Metabazit Meta-Grauacken																
				Unreiner Diopsid-Marmor			Kristalliner Kalk.		Polygen. Kgl.																				
				Quarz - Schiefer			Meta-Konglomerat (Gudå)		Polygen. Kgl.																				
							Kalksilikatgneis Biotitquarzit		Polygen. Kgl.																				

1. DIE GULA-GRUPPE.

Schichten der Gula-Gruppe bauen die zentralen Teile der Trondheim-Region auf und bilden den flächenmäßig weitest verbreiteten Schichtkomplex. Außerhalb des Arbeitsgebietes wurde er bisher noch nicht untergliedert.

Die stratigraphische Stellung der Gula-Gruppe resultiert aus der Deutung der Trondheim-Region als Antiklinorium, in dessen Kern sie liegt. Sie wird deshalb als unterste Einheit der gesamten kambrosilurischen Sedimentfolge betrachtet. Paläontologische Belege fehlen jedoch weitgehend. Bis jetzt ist nur ein Fossilfundpunkt in Nordaunvoll bei Haltdalen, nördlich Røros, bekannt. Hier wurden von J.H.L. VOGT (1888) in graphitführenden, phyllitischen Glimmerschiefern, nahe der Grenze zu der nächsthöheren stratigraphischen Einheit, der vulkanischen Graftans-Formation (RUI, 1969), einige Exemplare von *Dictyonema flabelliformis* gefunden. Diese Grapholiten belegen das Tremadoc.

Die zeitliche Spannweite der Gula-Gruppe wird vom unteren (mittleren?) Kambrium bis in das untere Ordovizium angesetzt (s. Tab. 21).

Die unterste Einheit der Gula-Schiefer innerhalb des Arbeitsgebietes, die im Zusammenhang kartiert wurde, sind die kalksilikat-Glimmerschiefer der Einunn-Formation.

C.W. CARSTENS (1919, S. 59) beschreibt einen ähnlichen Gesteinstyp aus den zentralen Teilen der Gula-Gruppe der mittleren Trondheim-Region. Diese Kalksilikatschiefer sind vermutlich identisch mit V.M. GOLDSCHMIDT's niedermetamorpher Fazies. C. OPTEDAHL beschreibt kalkige Phyllite und C.F. WOLFF Kalksilikat-Gneise aus dem Meraakerprofil.

Es werden bezüglich dieser Gesteine keine Angaben über die tektonische Position gemacht. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Kalksilikat-Glimmerschiefer die ältesten aufgeschlossenen Einheiten der Gula-Gruppe innerhalb der Trondheim-Region darstellen.

Die Fundin-Gruppe mit Graphitschiefern, Konglomeraten und

Einschaltungen von Metaareniten ist von keinem Autor besonders hervorgehoben worden. Man betrachtet diese Assoziation als typisch für die Gula-Schiefer. Ein großer Teil der Gesteine, die T. STRAND (1951) als Sel-Schiefer beschreibt, dürften dieser Gruppe angehören. (Geländeverbindung).

Die der Storhø-Gruppe entsprechenden Abfolgen erregten wegen ihrer variablen Lithologie größere Aufmerksamkeit und sind vielerorts eingehend untersucht worden. Hier galt das Interesse der Autoren besonders den Konglomeraten und Kalken. Der Horizont der unteren Grünschiefer war bisher nicht bekannt. Einzig C.W. CARSTENS (1915, S. 63) erwähnt ihn aus dem oberen Teil der Gula-Gruppe als Metabasit aus der Horg-Synkline bei Byneset westlich Buviken in der Nähe von Trondheim. Nachdem der Verf. 1966 diesen unteren Grünschiefer aus dem Folldal-Gebiet kartiert hatte, gelang es I. RUI p.c., diesen Horizont vom Faadalen östlich Savalen bis in das Røros-Gebiet zu verfolgen. Er erwähnt eine gleichartige Lage auch aus dem Bereich der Unndalsgrube ca. 60 km N Hjerkin.

Äquivalente des Masum-Konglomerates sind in der gesamten Trondheim-Region verbreitet. T. STRAND (1951, S.20) erwähnt von der Skardshø im Sel- und Vangaa-Gebiet ein polygenes Konglomerat mit lokaler Kalkmatrix aus einem lithostratigraphisch vergleichbaren Niveau.

Im Merakergebiet stellt C.F. WOLFF (1964, S. 85 ff und 1967, S. 131) das Gudaa-Konglomerat (Quarzitkonglomerat und Marmor) in den obersten Bereich der Gula-Schiefer (während er 1969 p.c. die Grenze zur darüberfolgenden Grünstein-Gruppe an die Basis des Konglomerates legt).

Ein gleichfalls überregionaler Konglomerathorizont aus den obersten Lagen der Gula-Schiefer wird von BIRKELAND (1965) von einer Lokalität bei Marsjøfjell und Øvstubaekken auf dem Kartblatt Røros beschrieben.

Der Hessaeter-Marmor: Marmorlagen sind die bekannteste Erscheinung in den oberen Gula-Schiefern im Grenzbereich zu den darüber (tektonisch darunter) folgenden Grünschiefern.

Im Meraakerprofil C.F. WOLFFs (1967) dürfte der Karbonathorizont der Sonvatn-Gruppe (s. Tab. 21) unter dem Gudaa-Konglomerat dem Mesaeter-Marmor entsprechen. Aus dem Stjördal erwähnt er einen Diopsid-Marmor aus der gleichen lithostratigraphischen Position.

Schlußfolgerung: Die Beschreibung der Gula-Schiefer und ihrer Einheiten von Bereichen außerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes bestätigt \pm die gefundene Abfolge, bringt aber keine neuen geologischen Gesichtspunkte. Es bleibt zu bemerken, daß das Auftreten von Konglomeraten und Kalken innerhalb eines lithostratigraphischen Niveaus über einen derart großen geographischen Bereich erstaunlich ist. Das zeigt aber, daß im Ablagerungsraum der kaledonischen Sedimente ganz besonders stabile Verhältnisse geherrscht haben müssen, die über Hunderte von km kaum Faziesveränderungen parallel zur Küste des baltischen Schildes erkennen lassen.

2. DIE FOLLA-GRUPPE.

- In der gesamten Trondheim-Region überlagert eine mächtige Abfolge von basischen Vulkaniten die Gula-Schiefer. Sie werden aus der Horg-Synkline in der Stören-Grünstein-Gruppe (loc. typ. Stören), im Meraaker-Gebiet in der Fudsjö-Gruppe und im südlichen Trondheim-Gebiet in der Folla-Gruppe zusammengefaßt. T. STRAND beschreibt diese Vulkanite als "Greenstones" aus dem Sel- und Vaagaa-Distrikt.

Die Grünschiefer der Folla-Gruppe sind von der Savalen-Decke bis in das Meraaker-Gebiet nach NNE zusammenhängend zu verfolgen. Nach SW reichen sie bis in das Sel- und Vaagaa-Gebiet.

Die Altersstellung dieser vulkanischen Abfolge ist nicht genau bestimmbar. Sie umfaßt m.E. den Zeitraum des Tremadoc (C. OPTEDAHL, 1968).

Der Aufbau der Folla-Gruppe unterscheidet sich nicht wesentlich von den Greenstones T. STRANDs (1951, S. 18) im Sel-

und Vaagaa-Gebiet. Auch hier sind terrigene Sedimente und sog. "Amphibol-Granite" (Metaquarskeratophyre d. Verf.) eingeschaltet.

Vergleicht man die Folla-Gruppe jedoch mit der Stören-Grünstein-Gruppe der Horg-Synkline (und des Meraaker-Distriktes), ergeben sich folgende Unterschiede:

- a) Die Summe der Gesteine, die innerhalb der Folla-Gruppe als basische Effusiva und Tuffe angesprochen werden können, erreichen mit Vorbehalten eine Mächtigkeit von 500-600 m. Diesen stehen innerhalb der Horg-Synkline homogene Abfolgen mit Mächtigkeiten bis zu einigen tausend m gegenüber. Saure Tuffe fehlen weitgehend.
- b) Während der vulkanische Einfluß sich an der Basis der Folla-Gruppe erst zögernd durchsetzt, setzen die Vulkanite in der Horg-Synkline ohne vergleichbaren Übergang ein.

Aus diesen beiden Punkten folgt, daß das Arbeitsgebiet nicht im Zentrum, sondern im Vorfeld von Haupteruptionszentren gelegen haben muß. Hier kommt vor allem Punkt b große Bedeutung zu, da hieraus hervorgeht, daß die untersten Sedimente der Grünschiefer-Gruppe schon mit vulkanischen Produkten angereichert waren, während von Effusionen noch keine Spuren zu finden sind.

Dieser Befund stimmt mit den Untersuchungsergebnissen C. OPTEDAHLs (1969) überein. Er zeigt (Fig. 22), daß in der Horg-Synkline ein solches Zentrum liegt, während sich das Arbeitsgebiet im Bereich abgeschwächter vulkanischer Tätigkeit befindet.

Die Folla-Gruppe stellt also eine Ablagerungsfolge dar, wie sie zur Zeit einer vulkanischen Phase im Nahbereich der Zentren abgesetzt wurde. Die beachtliche Gesteinsvielfalt dieser Gruppe gibt einen anschaulichen Eindruck von der Dynamik der Sedimentbildung in diesen Bereichen.

3. DIE HAUSTA-GRUPPE.

Die Hausta-Gruppe als lithologische Einheit über den Vulkaniten der unterordovizischen Folla-Gruppe ist lithostratigraphisch mit den Schieferabfolgen zu vergleichen, die in der Horg-Synkline über der Stören-Grünstein-Gruppe als untere Hovin-Gruppe und im Meraaker-Gebiet als Sulamo-Gruppe beschrieben wurden.

Die stratigraphische Spannweite der unteren Hovin-Gruppe reicht in der Horg-Synkline von Arenig bis Ende Caradoc C. OFTEDAHL (1968). Die Basis wird von einem konglomeratigen Aufarbeitungshorizont der Stokkvola Brekzie (s. Tab.21) gebildet. Die darüber folgenden Schichten sind graphitisch ausgebildet (C. OFTEDAHL, 1968).

Innerhalb des Meraakergebietes verläuft diese Entwicklung ± parallel. Das Lille-Fundsjö-Konglomerat bildet die Basis der Sulamo-Gruppe. A. und S. SIDLEKI (1967, S. 60) charakterisieren die unteren Teile der Sulamo-Gruppe, die der unteren Hovin-Gruppe entsprechen, als aus dunkelgrauen-schwarzgrauen Schiefern und Phylliten mit Einschaltungen von Metasilsteinen bestehend und heben den Gehalt an kohligter Substanz hervor.

Im mittleren Teil der unteren Hovin-Gruppe scheint die ruhige Entwicklung unterbrochen. Während im SE-Teil der Horg-Synkline im vergleichbaren Niveau Konglomeratfahnen registriert wurden, liegen im NW-Teil Marmor vor, die auf Grund von Fossilfunden in den stratigraphischen Bereich 3c-4a (Fig.21) gestellt werden (Hölanda limestone), (C. OFTEDAHL, 1968).

A. SIDLEKA und S. SIDLEKI (1967, S. 61) erwähnen aus dem mittleren Teil der Sulamo-Gruppe im Meraaker-Gebiet feinkörnige, quarz-, amphibol-, epidot-, chlorit- und plagioklasführende Gesteine und interpretieren sie als Metamorph umgewandelte Vulkanite.

Im oberen Teil der unteren Hovin-Gruppe scheint es zu einer etwas stärkeren Absenkung innerhalb der Horg-Synkline gekommen zu sein. Es wurden Sandsteine und rhyolitische Tuffe abgesetzt. Sie werden im Hangenden von dunklen Schiefern

abgeschlossen, von welchen der Dicranograptus-Schiefer im SE-Teil der Horg-Synkline besondere Bedeutung erlangt hat. Im Meraaker-Distrikt wird eine gleichförmige Schiefer-Tuffit-Serie im Hangenden von Metabasiten abgeschlossen.

Vergleicht man die Entwicklung der Hausta-Gruppe des südlichen Trondheim-Gebietes mit der Hovin- und Sulamo-Gruppe, so ist auf folgende Punkte hinzuweisen:

- a) Ein Aufarbeitungshorizont, wie ihn der Stokkvola-Horizont darstellt, fehlt an der Grenze Folla-Hausta-Gruppe oder ist tektonisch unterdrückt.
- b) Den Kalken der unteren Hovin-Gruppe und den Kalken und Metabasiten der Sulamo-Gruppe stehen im mittleren Teil der Hausta-Gruppe Konglomerat-Kalk und Metabasit gegenüber. Es scheint, daß dieser mittlere Teil, der die Grenze zwischen unterem und mittlerem Ordoviz darstellt, im südlichen Trondheim-Gebiet durch eine Schichtlücke vertreten ist, während im nördlichen Teil der Trondheim-Region Kalke und Vulkanite das Auftauchen dieser Schwelle anzeigen.
- c) Den gebänderten Metabasiten im oberen Teil der Sulamo-Gruppe entsprechen mit Vorbehalt die Anzeichen vulkanischer Tätigkeit in der oberen Hausta-Gruppe.

Man kann also davon ausgehen, daß die geologische Entwicklung innerhalb der unteren Hovin-, Sulamo- und Hausta-Gruppe überraschend gleichartig verlief.

4. DIE RANDAN-GRUPPE.

Der stark differenzierten Randan-Gruppe stehen ebenso differenzierte und völlig andersartige Abfolgen der oberen Hovin- und der Kjølhaugen-Gruppe in Horg-Synkline und Meraaker-Gebiet gegenüber (s. Tabelle). Der gleichartigen Entwicklung des Sedimentationsraumes zur Zeit der unteren Hovin-Gruppe (Hausta-Gruppe) folgt hier offenbar eine Zeit starker Reliefbildung mit den entsprechenden, an lokale Schwellen gebundenen Schüttungen.

Der einzige Horizont der Randan-Gruppe, der sich mit der oberen Hovin-Gruppe vergleichen ließe, ist das polygene Konglomerat (Brekkebaekk-Konglomerat) an der Basis. Die über der Brekkebaekk-Konglomerat-Formation folgenden Doltjern-Grünschiefer- und Saga-Phyllit-Formationen scheinen nur lokal für das südliche Trondheim-Gebiet von Bedeutung zu sein.

T. STRAND beschreibt in seiner Heidal-Serie, die der Verf. mit der Hausta- und Randan-Gruppe vergleichen möchte, Kalke, Chloritschiefer und Konglomerate. Eine lithostratigraphische Unterteilung liegt jedoch noch nicht vor.

An die Formation der Kollet-Quarzite, die nach I. RUI (1969) nach N in Konglomerate übergehen, lassen sich jedoch einige stratigraphische Überlegungen knüpfen. Zunächst ist nicht ganz auszuschließen, daß die den Rudhø-Komplex T. STRANDs (1951) (Anm. d. Verf.: invers) überlagernden "Flagstones" diese Quarzite im Sel- und Vaagaa-Gebiet vertreten. Im Hinblick auf ihre stratigraphische Einordnung ergeben sich nach Ansicht des Verf. zwei Möglichkeiten.

- a) Man betrachtet diese Quarzit-Konglomerat-Abfolge als einen seiner Entstehung nach transgressiven Horizont, der, verbunden mit einer möglichen Unkonformität, die Basis des Silur bildet.

Einziger Hinweis auf die Auswirkung der Horg-Phase innerhalb der Trondheim-Region ist das Lyngenstein-Quarzit-Konglomerat, das bisher als lithostratigraphische Basis des Silur aufgefaßt wurde.

Ein Vergleich zwischen Lyngenstein-Konglomerat und der Kollet-Quarzit-Formation bietet sich an. Man darf jedoch nicht übersehen, daß ein erheblicher, geographischer Raum (180 km) zwischen beiden liegt.

In jüngster Zeit wurde jedoch die Stellung des Lyngenstein-Konglomerates als Basis des Silur von J. CHALOUPSKY (1969 p.c.) angezweifelt. CHALOUPSKY hält dieses Konglomerat für die Schwellenfazies des polygenen Volla-Konglomerates 4c (Grenze Mittel- zu Oberordoviz) und betrachtet die Horg-Synkline als Doppelmulde.

- b) Man hält die Kollet-Quarzit-Formation für Schüttungen einer auf das südliche Trondheim- und Sel-Gebiet beschränkten Schwellenregion. Das wäre, im Hinblick auf die starke Reliefentwicklung innerhalb der nördlichen Trondheim-Region, die wahrscheinlichere Deutung.

Mit dieser Formation endet die lithostratigraphische Abfolge des südlichen Trondheim-Gebietes. Die Hangendgrenze der Quarzite ist zugleich die tektonische Grenze des allochthonen Komplexes, dem die beschriebenen Einheiten angehören (Savalen-Decke und Elgsjö-Decke).

5. SCHLUSSEFOLGERUNG.

Abschließend bleibt festzustellen: Aus dem Vergleich des südlichen Trondheim-Gebietes mit der zum Teil faunistisch belegten Abfolge der Horg-Synkline und zum Teil auch des Morasker-Gebietes (s. Tab. 21) geht hervor, daß lithostratigraphische Vergleiche zwischen diesen geographisch doch erheblich voneinander entfernten Arealen in großen Zügen möglich sind. Daraus folgt, daß mit Vorbehalt eine Altersabfolge aufgestellt werden kann. Daraus folgt weiter, daß die Entwicklungstendenzen innerhalb des gemeinsamen Sedimentationsraumes für alle Gebiete von den kambrischen Gula-Schiefern bis zu Beginn des Oberordoviz mit Vorbehalt gleich waren.

XIII INTRUSIVA

Im Gefolge der kaledonischen Orogenese drangen in die kambro-ordovizischen Schichten der Trondheim-Region eine Reihe von plutonischen Körpern ein. Sie sind in Bezug auf Chemismus und Ausdehnung recht unterschiedlich.

V.M. GOLDSCHMIDT (1916, S. 3) versuchte diese Gesteine zu klassifizieren und unterteilt sie in den

"Stamm der grünen Laven und Intrusiv-Gesteine" ein, die einen fast rein basaltischen, gabbroiden Gesteins-Stamm mit basischen, seltener sauren Spaltungsprodukten bilden, und in den

"Opdalit-Trondjemit-Stamm", der mit Vorbehalt ein Analogon der alpinen Tonalite und andinen Granodiorite darstellt und ebenfalls zahlreiche Differentiationsprodukte besitzt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Intrusionen des südlichen Trondheim-Gebietes nicht petrographisch untersucht. Sie sollen deshalb hier in ihrem stratigraphisch-tektonischen Zusammenhang erläutert werden, wobei auf die Unterscheidung der beiden von V.M. GOLDSCHMIDT definierten Stämme verzichtet wird.

Im südlichen Trondheim-Gebiet begegnet man im wesentlichen 3 Typen von Intrusivgesteinen:

1. Ultrabasite (Serpentinite)
2. Basite (Saussuritgabbro-Grünschiefer)
3. Trondjemite (trondjemitische Gneise).

Alle Intrusiva sind in die Tektonik einbezogen, mehr oder weniger metamorph überprägt und mit den sedimentären Schichtgliedern verfaltet.

1. ULTRABASITE.

Schon in den ältesten Aufzeichnungen über die Geologie des südlichen Trondheim-Gebietes wird eine Kette von

Serpentinit-Körpern erwähnt, die \pm parallel zu seiner Umrandung den SE- und E-Teil des Gebietes durchsetzen (A.E. TÜRNEBOHM, 1896; K.O. BJÖRLYKKE, 1905).

1918 beschrieb C.W. CARSTENS einen Teil dieser Ultrabasite petrographisch.

Im Gelände sind die Serpentinit-Linsen leicht an ihrer rotbraunen Verwitterungsfarbe und dem fehlenden Pflanzenbewuchs zu erkennen. Die Oberfläche ist charakteristisch narbig aufgeraut. Im frischen Zustand erscheint der Serpentinit dicht und hat eine dunkelgraue bis dunkelgrün-graue Farbe. - Ein unregelmäßiges Kluftsystem durchzieht das Gestein. Klüfte und Spalten sind mit Serpentin verheilt.

Das mikroskopische Bild zeigt Forsterit und einen Fe-armen Antigorit. Magnesit und Chromit durchtrümmern das Gestein in unregelmäßigen Adern. Örtlich, so im Brekkebackkdal oder auch im Lesja-Serpentinit-Komplex, trifft man auf Zonen, in denen die Serpentine eine konglomeratistische Textur haben.

In den stark tektonisch durchbewegten und verschieferten Randzonen, oft auch im Streichen der Linsen, geht der Serpentin in von Magnesit-Kristallen durchsetzte, hellgraue Talkschiefer über.

Basite und Metabasite umranden diese Serpentinit-Talk-Komplexe und bilden oft eine Verbindung zwischen den einzelnen, im Streichen liegenden Serpentinit-Linsen.

Diese Basite und Metabasite sind vorzugsweise Saussurit-Gabbros und Grünschiefer, aber auch Pyroxenite (Streitkampen) und anorthositische Gesteine, wie sie südlich Follidal innerhalb einer gabbroiden Zone anschließend an einen Serpentinittkörper auf einer Anhöhe zwischen Sagbakken und Grimsa gefunden wurden. Mineralbestand: Albit/Oligoklas, Granat und akzessorisch Quarz und Chlorit neben lokalen Nestern von Epidot weisen dieses Gestein als Metaanorthosit aus.

Eine ganz ähnliche Bildung beschreibt R. KLEINE-HERING (1969) von einer Lokalität südlich des Talkschieferbruches im Brekkebackkdal.

Ein entscheidendes Merkmal dieser Serpentinit-Linsen und

der sie begleitenden Basite und Metabasite ist, daß sie horizontbeständig auftreten. Südlich Follidal wurden zwei solcher Horizonte auskartiert (J.G. HEIM, 1966, S. 175):

Der untere Horizont liegt in den Glimmerschiefern der Örnhö-Gruppe (s.S. 47). Es scheint, als ob dieser Ultrabazit-Bazit-Horizont mit diesen Glimmerschiefern verfaltet und verschuppt ist.

Der Serpentin-Körper des Haukbergets (300 x 35 m) westlich Hjerkin liegt in stratigraphisch ähnlicher Position, in der schmalen Glimmerschiefer-Zone der Gruppe des NW-Randes (s.S. 51).

Der mächtige Komplex der "Lesja-Serpentine" befindet sich im gleichen stratigraphischen Niveau.

Dieser untere Horizont zeigt eine \pm erkennbare Zuordnung zu einer definierten, stratigraphischen Einheit, der Örnhö-Gruppe. Außerdem ist zu bemerken, daß im Hangenden der Glimmerschiefer der Örnhö-Gruppe die Überschiebungsbahn verläuft, entlang der der obere Deckenkomplex (Elgsjö-, Savalen-Decke) über den unteren Deckenkomplex bewegt wurde (s.S. 142ff).

Der obere Horizont kommt zusammen mit der Formation des Quarzites vor. Dieses gemeinsame Auftreten ist besonders augenfällig, worauf in jüngster Zeit KLEINE-HERING noch einmal hinwies.

Die mehrfach verfalteten Hølen-Quarzite des Bereiches südlich Follidal werden überall von Serpentin-Linsen und Basiten begleitet. Sie können innerhalb der Quarzite, an ihrer Grenze und gelegentlich auch außerhalb in den anschließenden Abfolgen auftreten. Regional betrachtet erscheinen sie jedoch \pm horizontbeständig.

Für die Entstehung der Ultrabazit-Bazit-Horizonte innerhalb dieser beiden Einheiten sieht der Verf. vier Möglichkeiten:

1. Bildung durch basische bzw. ultrabasische Pyroklastika.
2. Intrusion ultrabasischer Magmen an aufreißenden Spalten in die Überschiebungsbahn.

3. Einpressung ultrabasischer Gesteinskomplexe in die Überschiebungsbahn.
4. Auswalzung einer aus basischen und ultrabasischen Gesteinskomplexen zusammengesetzten Decke.

Zu 1) Diese Auffassung wird von C. OPTENDAHL vertreten. Nach Beobachtungen des Verfassers ist dieser Horizont nicht stratigraphisch, sondern tektonisch kontrolliert.

Zu 2) Diese Möglichkeit ist wenig wahrscheinlich, da diese beschriebene Überschiebungsbahn außerhalb des eigentlichen orogenen Bereiches entstanden ist.

Zu 3) Der Möglichkeit 3 spricht die differenzierte Zusammensetzung der die Serpentinlinsen umgebenden Basite entgegen.

Zu 4) Dieser basische Deckenkomplex müßte ursprünglich über kambro-ordovizischen, sedimentären Decken gelegen haben. Er wäre dann, im Zuge der spätorogenen Einengung der Stavanger-Jotun-Röros-Senke, mit den unterlagernden Decken erneut verfrachtet und zwischen dem unteren und dem oberen Deckenkomplex ausgewalzt und verfaltet worden.

Auf Grund der speziellen mechanischen Eigenschaften der Ultrabasite (Schmierwirkung der Talkschiefer) ließe sich das sporadische und doch auch wieder horizontähnliche Auftreten der Serpentinlinsen, sowie das Ausweichen dieser Gesteine in die basale und die darüber hinweg gleitende Schicht erklären.

Eine solche Decke, in der Körper von Gabbros, Pyroxeniten, Ultrabasiten und anorthositischen Gesteinen auftreten, kann m.E. mit dem Komplex der oberen Jotun-Decke verglichen werden (STRAND, 1961, S. 167 - 168). Diese lagert ebenfalls über kambro-ordovizischen Deckeneinheiten und ist mit diesen verfaltet.

Der Rudilbø-Komplex (T. STRAND, 1951, S. 45 ff) würde damit ebenfalls ein Äquivalent dieser aus Basiten und

Ultrabasiten bestehenden Decke darstellen. Der Rudilhö-Komplex wäre in diesem Falle invers gelagert.

Der Verf. hält die Möglichkeit 4 für die wahrscheinlichste, weil sie sich zwanglos in die großregionalen Verhältnisse einpaßt.

2. BASITE.

Eine Reihe basischer Intrusionskörper wurde vom Verf. 1966 aus dem Bereich südlich Folldal aufgeführt. R. KLEINE-HERING (1969) erwähnt aus dem Alvdal-Gebiet Metagabbros und Amphibolite und deutet sie mit Vorbehalten als magmatische Körper.

Diese Intrusionen treten auf:

- a) Im Zusammenhang mit den großen, sauren Intrusionskörpern. Hier bilden sie seitlich oder in streichender Fortsetzung der Intrusionszone mächtige Gabbrokomplexe (Vaalaasjö-Intrusion, Marsjö-Intrusion u.a.).
- b) Innerhalb der Grünstein-Gruppe: hier findet man grobkörnige, basische Gesteinskomplexe, die entweder sillartig im Verband liegen (O. HOLTEDAHN, 1960) oder als diskordante Linsen auftreten. Oft ist es bei diesen Körpern nicht möglich, zwischen Intrusionen und Subfusionen zu unterscheiden.
- c) Im Zusammenhang mit den S.122 beschriebenen Serpentin-Linsen-Horizonten. - Sie ummanteln die Serpentin Körper und stellen bisweilen die Verbindung zwischen zwei Serpentinvorkommen her.

Da die basischen Intrusionen im wesentlichen schon bearbeitet sind oder z. Zt. unter Bearbeitung stehen, will der Verf. nur auf zwei spezielle Vorkommen eingehen: die unter Abschnitt a fallende Vaalaasjö-Intrusion und die unter Abschnitt b fallenden Gabbrolinsen nördlich Søndre.

a) Der Vaalaasjö-Gabbro.

Der größte basische Intrusivkörper des südlichen Trondheim-Gebietes liegt innerhalb der Vaalaasjö-Marsjö Intrusions-

zone. Er ist petrographisch nicht genauer untersucht worden. Mit einer Ausstrichbreite von ca. 3 km erstreckt er sich von der Linie Fokstua-Sandaasaeter bis zur Storbøvda 1093.

Am NE-Ende liegt das Gestein als grobophitischer, massiger, randlich leicht geschieferter Hornblende-Gabbro mit vereinzelt porphyroblastisch gesproßten Orthopyroxenen vor. Nach SW geht es in einen mittelkörnigen (2-4 mm ϕ), massigen Saussuritgabbro über. Kontaktumwandlungen an den Grenzen der Intrusion wurden nicht gefunden.

- Am NE-Ende der Intrusionszone, im Bereich des Marsjøen, liegt ein ähnlich ausgebildeter Gabbro-Körper. Er wird zur Zeit von BERTHOMIER & MAILLOT bearbeitet, -

b) Gabbro-Linsen innerhalb der Folla-Gruppe.

Nördlich der Søndre-Grube in Follidal sind drei Saussurit-Gabbro-Linsen in die Abfolgen der Svendsbekk-Formation eingeschaltet. Sie liegen zueinander parallel, zum Schichtverlauf jedoch leicht diskordant.

Die Kartierung ergab, daß es sich bei diesen Linsen um einen Intrusivkörper handelt, der diskordant die Schiefer dieser Formation durchschlagen hat.

Die Gabbrolinsen zeigen texturell einen konzentrischen Aufbau: die feinkörnige Textur der verschieften Randpartien geht nach dem Zentrum kontinuierlich in ein grobes, \pm richtungsloses Gefüge über.

Bei diesen Vorkommen kann es sich mit Vorbehalten um einen der Zuführungskanäle (Schlot) für die effusive Abfolge der Baklett-Formation handeln.

3. DIE TRONDJEMITE.

Die Trondjemite werden von V.N. GOLDSCHMIDT als die charakteristischsten Intrusiv-Gesteine des kaledonischen Gebirges

im südlichen Norwegen bezeichnet.

Er definiert sie als leukokrate Tiefengesteine, mit natronreichen Plagioklasen (der Oligoklas-Andesin-Reihe) und Quarzen als wesentlichen Bestandteilen. Kalifeldspat fehlt dagegen oder ist nur ganz untergeordnet vorhanden. Biotit wird bisweilen durch Amphibol, seltener durch einen diopsidischen Pyroxen ersetzt. Einen häufig zu beobachtenden Muskovitgehalt führt GOLDSCHMIDT auf eine pneumatolytische Phase zurück, während gelegentlich auftretender Granat und Turmalin einer pegmatitischen Fazies zugerechnet werden (V.M. GOLDSCHMIDT, 1916, S.17)

Zwei trondjemitführende Intrusionszonen beherrschen das geologische Bild des südlichen Trondheim-Gebietes (s. Karte 1):

die Grimsdal-Folldal-Intrusion und

die Vaalaasjö-Marsjöfjell-Intrusion.

Die Grimsdal-Folldal-Intrusion wurde von K.O. BJÖRLYKKE (1905) bearbeitet und als Folldal-Granulit bezeichnet. V.M. GOLDSCHMIDT (1916) stellte ihre Gesteine in die Reihe der Trondjemite, behielt aber den Terminus "Folldal-Granulit" bei.

N. PAGE (1964) beschrieb es als Quarz-Albit-Granat-Gneis.

Diese Bezeichnung kürzte der Verf. 1966 in Folldal-Gneis ab.

Bei dem Folldal-Gneis handelt es sich um ein im Zentralteil des Intrusionskörpers massiv ausgebildetes, in den Randzonen vergneistes, weißgraues Gestein, das Muskovit, Hornblenden und Granat, seltener nur Biotit und Granat in einer Grundmasse von Quarz und Feldspat führt.

U.d.M. erkennt man, daß die granoblastische Grundmasse zu 50 - 85 % aus Albit und Oligoklas/Andesin besteht. - Orthoklas tritt akzessorisch als geflammerter Perthit auf. - Die Quarzkörner zeigen schwache undulöse Auslöschung. Granitische Reliktstrukturen sind hin und wieder erhalten. Die Glimmer werden entweder durch Muskovit oder durch Biotit repräsentiert, wobei die Muskovitführung immer mit dem Auftreten einer stark in Chlorit umgewandelten Hornblende gekoppelt ist. Epidot/Klinozoisit können bis zu 30 % der Mineralbestandteile ausmachen. Sie sind meist idiomorph und weisen einen deutlichen Zonarbau auf. Granat scheint gleichmäßig über den gesamten Gesteinskomplex verteilt und hat überwiegend Almandin-Zusammensetzung.

Trotz der schon begonnenen metamorphen Umwandlung läßt sich

der ursprünglich trondjemitische Mineralbestand nach der Definition V.M. GOLDSCHMIDTS gut erkennen. Hierbei sind der Muskovit, die Hornblenden und der Granat einschließlich der Kalksilikate als metamorphe Umwandlungsprodukte aus Biotit und eines etwas kalkreicheren Plagioklas zu deuten.

Bezüglich seiner Petrographie ist der Komplex des Follidal-Gneises weitgehend homogen mit Ausnahme einer am SE-Rand gelegenen Zone von basischen Linsen und Schlieren. Diese basischen Körper haben z.T. scharfe Grenzen gegenüber der hellen Gneismasse und sind an den Enden flammenförmig ausgezogen. Sie zeigen bei qualitativ gleichem Mineralbestand eine Zunahme von Hornblenden und Kalksilikaten.

Der Follidal-Gneis bedeckt ein Areal von ca. 45 km². Er hat die Form einer gestreckten Linse, deren Längsachse ca. 30 km und deren größte Ausstrichsbreite ca. 3,5 km beträgt.

Die Platznahme dieser Intrusion erfolgte ± genau auf der Grenze zwischen der Gula-Gruppe und der darüber folgenden Folla-Gruppe. V.M. GOLDSCHMIDT (1921, S. 35-37) beschreibt aus dem Stavanger-Gebiet die Trondjemite als ± stratiforme Körper, die vorzugsweise, wenn nicht sogar ausschließlich, um die Grenze zwischen den basalen Glimmerschiefern und den darüber folgenden Grünschiefern aufgedrungen sind, was der Grenze Gula- Folla-Gruppe entsprechen dürfte. Er betrachtet sie als spät-
kaledonische Lakkolithe.

Ausgehend von den Verhältnissen um den Follidal-Gneis bietet sich die mit Vorbehalten recht spekulative Lösung der Frage nach dem Bildungsmechanismus dieser Lakkolithe an: Der Follidal-Gneis liegt diskordant zu den untersten Lagen der Folla-Gruppe (HEIM, 1966, S.190). Er ist also jünger als die direkt darüberfolgenden Schichten. Da er mit den umgebenden Gesteinen verfaltet ist, muß er älter sein als die Hauptphase der kaledonischen Orogenese. Da in Schichten, die jünger als die Folla-Gruppe sind, soweit dem Verf. bekannt, keine Trondjemitintrusionen vorkommen, dürfte der Intrusionszeitpunkt mit der Bildung der Folla-Gruppe zusammenfallen. Legt man diesen Zeitpunkt der Überlegung zu Grunde, läßt sich die anscheinend stratigraphisch kontrollierte Lage vieler Trondjemite folgendermaßen deuten:

Das rel. zähe und niedrig temperierte trondjemitische Magma drang vermutlich an aufreißenden Spalten auf. Es wurde in dem Augenblick gestoppt, als in den höchsten Niveaus die noch unverfestigte Sedimentdecke dem Druck des Magmas elastisch nach oben auswich. Damit wurden seitliche Räume geschaffen, in die das Magma zunächst eindrang und erstarrte. Eine explosive Phase kann danach mit Vorbehalten pyroklastische Horizonte gebildet haben.

Bei mehr oder weniger gleichzeitiger Intrusion dieser trondjemitischen Magmatite innerhalb eines großen Bezirks der kaledonischen Geosynklinale müßten diese Körper, \pm gleichmäßige Sedimentation innerhalb dieses Bezirkes vorausgesetzt, in ungefähr den gleichen stratigraphischen Horizont intrudiert sein. Das ist auch das Bild, das sich dem Geologen heute bietet.

Auf Grund verringerter Sedimentation oder zeitlicher Unterschiede können sich natürlich erhebliche Variationen in der Lage dieser Lakkolithe ergeben.

Die Trondjemite der Vaalaasjö-Marsjö-Intrusion: Der saure Teil dieser Intrusionszone ist unter dem Namen "Dovre Granit" oder auch "Jora-Granit" bekannt. K.O. BJÖRLYKKE (1905) bezeichnet ihn als "Weißen Granit". Er zieht von Donbaas nach NE bis zu einer Linie, die von Fokstua zum Sandaa-Saeter führt. Das Gestein ist makroskopisch massig, von weißgrauer Farbe und besteht aus Quarz, Plagioklas und Biotit.

U.d.M. fallen in einem granoblastischen Gefüge von Quarz und Andesin-Oligoklas die großen, pleochroitischen Biotitschuppen (ca. 3 mm ϕ) auf. Die Feldspäte zeigen die Tendenz, sich in Zoisit und Muskovit umzuwandeln. In kleinen Rissen findet man Chloritschuppen und Kalkspat.

Insgesamt betrachtet treten wenig metamorphe Mineralien auf. Der Komplex wirkt bis auf den Grenzbereich zu dem im NE angrenzenden Gabbro homogen. Hier findet man im Trondjemit Bänder und Schlieren gabbroider Zusammensetzung eingeschaltet. Von der Einstuka-hö 1532 bis Laagia 1452 NE des Marsjö setzt sich der saure Teil dieser Intrusionszone nach NE fort. Aller-

dings liegen diese Gesteine hinsichtlich des Mengenanteils der Mafite mehr im Bereich der Quarzdiorite. Dieser Komplex wird z.Zt. von BERTHONIER & MAILLOT bearbeitet.

XVI TEKTONIK

1. EINLEITUNG.

Die meisten Autoren, die sich mit den tektonischen Problemen des kaledonischen Orogens befassten, stellten die Frage nach dem primären Ablagerungsraum, dem die Gesteinsfolgen, die die heutigen Kaledoniden aufbauen, entstammen.

V.M. GOLDSCHMIDT (1916) betrachtete die Stavanger-Jotun-Senke als ehemaligen Geosynklinalraum und späteren Faltungsgraben, aus dessen Wurzelzone die kaledonischen Decken herausgepreßt und über kurze Entfernungen transportiert wurden. Demgegenüber postulierte O. HOLTEDAHL (1938 und 1944) die Lage der kaledonischen Geosynklinale im Bereich der W-Küste des norwegischen Festlandes innerhalb des nordwestlichen Gneisgebietes.

Eine Stellungnahme zu dieser Frage ist augenblicklich nicht möglich, da auch für die Kaledoniden der Ablauf der Geosynklinalentwicklung durch die Theorie der Plattentektonik (J.F. DEWEY und J.M. BIRD, 1970) in Frage gestellt ist. Auch sind die Konsequenzen der Plattentektonik bezüglich der Kaledoniden noch nicht durchgearbeitet und die geophysikalischen Untersuchungen noch im Gange.

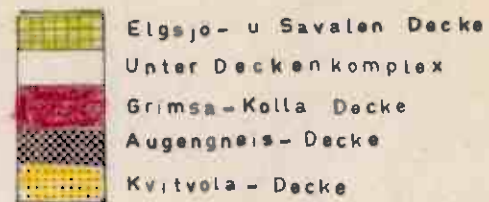
Ob man für die Entstehung des kaledonischen Orogens die Geosynklinal- oder die Theorie der Plattentektonik annimmt, ist für den tektonischen Aufbau des südlichen Mittelnorwegen von sekundärer Bedeutung. Der orogene Vorgang schuf jedenfalls ein Deckengebirge mit einer südöstlichen Schabrichtung. Es ist das Verdienst A.E. TÖRNEBOHMs (1896), dies erkannt zu haben. Heute gilt der Deckenbau der skandinavischen Kaledoniden als gesichert.

T. STRAND (1961/71) unterteilt die kaledonischen Deckenstapel Mittelnorwegens, die den eingeebneten Baltischen Schild von NW her überfahren haben, wie folgt:

- a) Die unteren Decken, bestehend aus unmetamorphen Sedimenten, die den autochthonen Abfolgen weitgehend entsprechen (Vendal-Sandstein-Decke, s.S. 22).

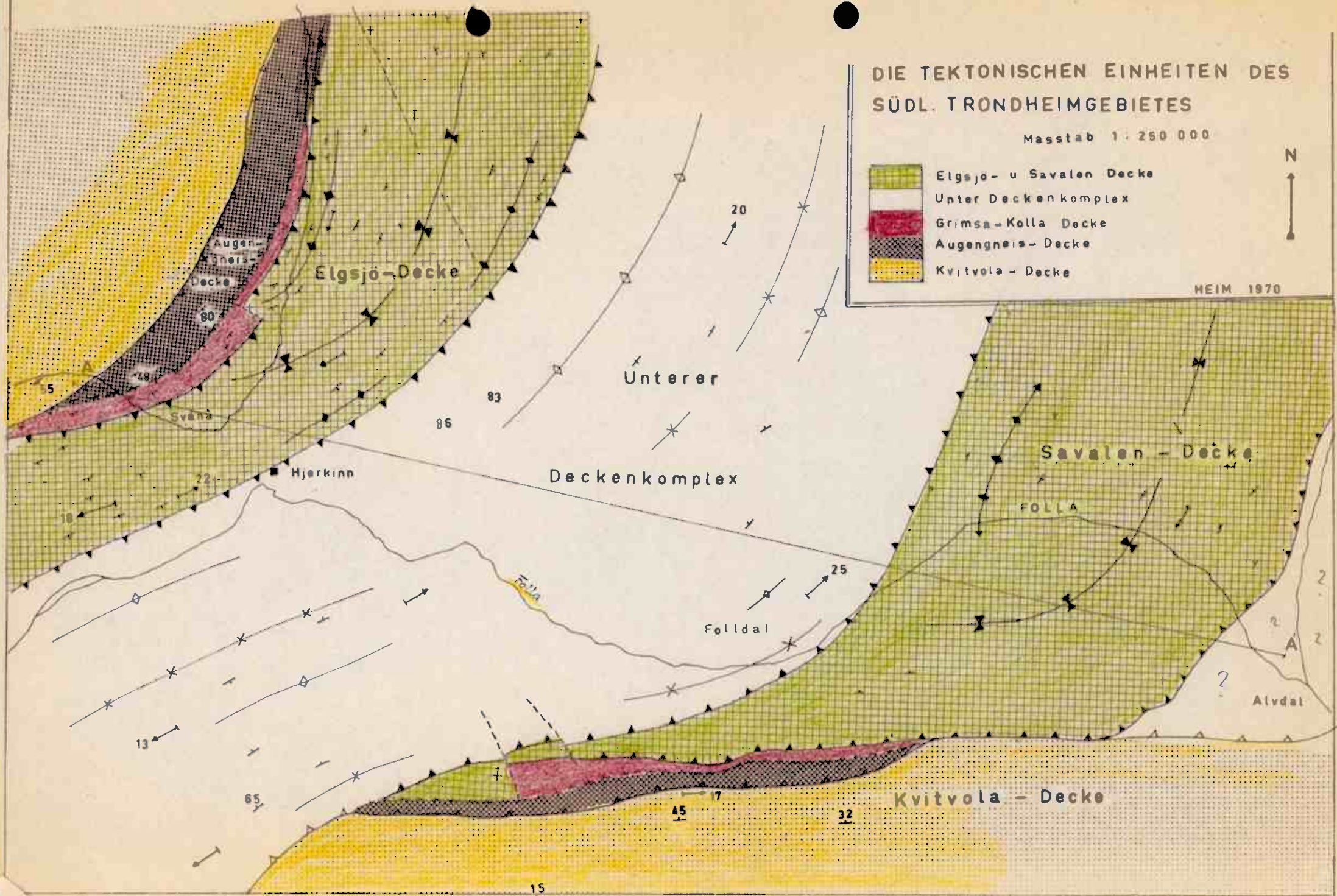
DIE TEKTONISCHEN EINHEITEN DES SÜDL. TRONDHEIMGEBIETES

Masstab 1 : 250 000



4

HEIM 1970



- b) Die mittleren Decken, die aus metamorphen Gesteinen der Miogeosynklinalfazies bestehen (Kvitvola-Decke, s.S. 22).
- c) Die oberen Decken, die sich aus metamorphen Gesteinen der Eugeosynklinalfazies aufbauen und z.T. über Grundgebirgs-Gneisen abgelagert wurden (Jotun-Decke und die Decken der Trondheim-Region).

Über die Schubweiten dieser Decken gehen die Meinungen auseinander. C. OFTEDAHL (1966) gelang es, im Tysfjord-Distrikt Deckenüberschiebungen bis zu 120 km nachzuweisen.

Wie von vielen Autoren bestätigt wird, bildet die Trondheim-Region in der Fortsetzung des GOLDSCHMIDT'schen Faltungsgrabens einen Bereich starker lateraler Einengung. Die hier vorliegenden Deckenstapel wurden zusammen mit der präkambrischen Unterlage (NW-Gneisgebiet) zu einem zentralen Antiklinorium verfaltet. Die Falten des Antiklinoriums sind nach den Rändern hin im SE und NW überkippt.

Somit ergibt sich eine Fächerung der Achsenebenen. Aus dem zentralen Teil lösten sich gelegentlich sekundäre Deckenschuppen, glitten nach den Rändern hin ab und wurden wieder mit der primären Decke verfaltet.

In dem vom Verf. behandelten südlichen Trondheim-Gebiet liegen teils über kratonisierten Grundgebirgsgraniten, teils über assyntisch und kaledonisch deformierten Gneisen die allochthonen Abfolgen der Sparagmit-Suite (mittlere Decken). (s.S. 15ff). Darüber lagern drei Deckeneinheiten übereinander, die entsprechend der lithologischen Charakteristik T. STRANDS (1971) den oberen Becken entsprechen dürften. Vom Liegenden zum Hangenden folgen übereinander:

1. Die Kolla-Decke.
2. Die Driva-Decke, ± dem unteren Deckenkomplex entsprechen.
3. Die oberste Deckeneinheit, bestehend aus der Elgjö-Decke im NW und der Savalen-Decke im SE (s. Fig. 7) als überkippte, sekundäre Deckenschuppen.

2. DAS GRUNDGEBIRGE.

Das Grundgebirge steht in zwei Bereichen an: süd-östlich der Stavanger-Jotun-Röros-Senke als der östliche Granitkomplex (s.S. 15) und NW dieser Senke als das nordwestliche Gneisgebiet (s.S. 16).

Jeder dieser beiden Bereiche ist in sich \pm tektonisch homogen. Die Lage ihrer Grenzen wird von Deckschichten verhüllt. Der Verf. vermutet sie in der Nähe des S- und SE-Randes der Stavanger-Jotun-Röros-Senke (Faltungsgraben), \pm zusammenfallend mit der Grenze Trondheim-Region - Sparagmitgebiet.

a) Der östliche Granitkomplex.

Seine Granite, Quarzporphyre und Dolerite lassen nur schwache Spuren einer Durchbewegung erkennen. Überall zu beobachten ist dagegen eine Kristallisationsschieferung. In tiefer erodierten Bereichen (Zentralteil des Atna-Fensters) erscheint sie abgeschwächt. Hinweise auf Faltung und deckenartige Dislokationen sind nicht bekannt.

In seinem nördlichen Teil wird der östliche Granitkomplex von Bruchtektonik beherrscht. In dem gitterartigen System steil einfallender Störungen sind besonders zwei Richtungen hervorzuheben:

- eine ältere NE-SW-Richtung und
- eine jünger N-S-Richtung.

Von der älteren Bruchtektonik ist - mit Vorbehalten - das präsparagmitische Relief des Granitkomplexes geprägt worden (s. auch K. BJÖRLYKKE, 1966, S. 45). Hierbei ist besonders auf die SW-NE-Verlauf, der möglicherweise auf ähnliche Bruchstrukturen zurückzuführen ist.

Die jüngeren N-S-streichenden Störungen versetzen sowohl das Eokambrium als auch das Kambro-Ordoviz, wobei zumeist der W-Teil gegenüber dem E-Teil abgesunken ist. Ein repräsentatives Beispiel ist die Rendal-Störung (Th. KJENULF, 1879, S. 98; A.E. TÖRNEDAHN, 1869, S. 32, 140; K.O. BJÖRLYKKE, 1965, S. 43; P. HOLMSEN, 1950, S. 28, 53-55; C. OFTEDAHL, 1956, S. 55 ff und andere). Sie beginnt am Nord-

ende des Oslograbens, durchzieht das Rendal und läßt sich auch noch südlich Tolga (I. RUI, 1969 p.c.) innerhalb der Trondheim-Region nachweisen. Die Sprunghöhe beträgt nach P. HOLMSSEN bei Finstad ca. 1300 m. Das Alter dieser Störung wird von C. OPTENDAHL mit Vorbehalten als permisch angegeben. In ihrer unmittelbaren Umgebung sind die angrenzenden Gesteine tektonisch zerrüttet und mylonitisiert. Örtlich haben sich außerdem Blastomylonite gebildet (Finstad-Fenster) (s.S. 15).

Der östliche Granitkomplex scheint demnach mindestens vier erkennbaren Beanspruchungen ausgesetzt gewesen zu sein:

1. einer vermutlich archaischen Durchbewegung (Kristallisationsschieferung),
2. einer präsparagmitischen Bruchtektonik (Präsparagmitisches Relief),
3. einer kaledonischen Beanspruchung der Randzonen (stärkere Verschieferung in den Randzonen angrenzend an die kaledonischen Decken und die S.J.R.-Senke),
4. einer vermutlich permischen Bruchtektonik (N-S-Verwerfungen, Rendalstörung).

b) Das nordwestliche Gneisgebiet.

Sein tektonischer Stil wird einerseits durch die Inhomogenität seines inneren Aufbaues (Wechselfolgen von Schiefern, Sandsteinen und Vulkaniten) und andererseits durch die unmittelbare Nachbarschaft zum kaledonischen Orogen geprägt.

Das gesamte Gebiet ist intensiv verfaltet und geschiefert. T. GJELSVIK (1952, S. 73) gab, aufbauend auf N.H. KOLDERUPs, O. HOLTEDAHLs, T. STRANDs und eigenen Beobachtungen, eine tektonische Übersicht des Baues des NW-Gneisgebietes. Seine Strukturlkarte zeigt, daß die tektonischen Verhältnisse sich mit der Annäherung an die W-Grenze der Trondheim-Region komplizieren. Der Bereich westlich der Sjak-Tingvoll-Achsenkulmination weist im allgemeinen einen ruhigen Faltenverlauf auf.

I. HERMES (1967) gelang es, die Fläherstellung der Achsenebenen dieses Bereiches nachzuweisen.

Östlich der Sjak-Tingvoll-Achse herrschen isoklinale und rekumbente Falten vor und die Faltenachsen vergittern sich zu einem schwer auflösbaren Gewirr. Innerhalb des Bereiches zwischen Sjak-Tingvoll-Achse und der W-Grenze der Trondheim-Region konnten O. HOLTEDAHN (1936, 1938a), T. STRAND (1945), T. GJELSVIK (1952) und besonders I. HERNES (1965/67), P. HOLMSEN (1935) und in jüngster Zeit N. WHEELER (1969) zeigen, daß Faltenstrukturen des Kambro-Ordoviz sich am W-Rand der Trondheim-Region in das Gneisgebiet hineinziehen und fortsetzen. Damit wurde nachgewiesen, daß das NW-Gneis-Gebiet zu der von I. HERNES (1967) postulierten assyntischen Beanspruchung auch kaledonisch überprägt worden ist.

Die zunehmende Komplizierung der tektonischen Verhältnisse nach der Grenze zur Trondheim-Region hin könnte darauf zurückzuführen sein, daß sich hier schon Störungen bemerkbar machen, die auf die Anfaltung des kaledonisierten Komplexes an den \pm kratonisierten östlichen Granitkomplex zurückzuführen sind.

3. SPARAGMIT-SUITE UND GRIMSA-GRUPPE.

Von den kaledonischen Sedimenten sind die Sparagmit-Suite und die Grimsa-Gruppe als basale Deckeneinheiten gut geeignet, die unterschiedlichen Wirkungen der kaledonischen Orogenese auf ein Deckengebirge über kratonisiertem bzw. mitverfaltetem Untergrund darzustellen.

Man kann somit folgende tektonische Bereiche unterscheiden:

- a) das zentralnorwegische Sparagmit-Gebiet mit der Grimsa-Gruppe in epikratonischer Position,
- b) das zentralnorwegische Sparagmit-Gebiet mit der Grimsa-Gruppe in randkratonischer Position,
- c) die Randzonen des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes mit der Grimsa-Gruppe über kaledonisiertem Grundgebirge.

a) Als zentralnorwegisches Sparagmit-Gebiet mit der Grimsa-Gruppe in epikratonischer Position

kann man das Sparagmit-Areal südlich der Schwellenzone bezeichnen, die durch das Atna- und Finstad-Fenster angezeigt wird (außerhalb des Arbeitsgebietes). Es wird größtenteils von dem östlichen Granitkomplex unterlagert. Diese gegenüber der kaledonischen Tektonik bemerkenswert resistente Granitmasse bewahrte die ihr auflagernden Schichten vor einer nachhaltigen Durchbewegung. Der Einfluß einer stärkeren Beanspruchung innerhalb der Sparagmit-Suite klingt nach SE langsam aus. Ein leicht geschwungener Faltenwurf kennzeichnet die südlichen Teile des Sparagmit-Gebietes. In den Randbezirken des südlichen Sparagmitgebietes bekommen die durchweg symmetrischen Falten infolge Anfaltung an das Grundgebirge N- oder NW-Vergenz (SCHLÖTZ, 1902, S.103).

In diesem Zusammenhang ist die Vemdalen-Sandstein-Decke im südlichen Teil des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes (S. SKJESETH, 1963, S. 103; K. BJÖRLYÅKE, 1966, S. 42 und J.O. ENGLUND, 1966, S. 48 ff) zu erwähnen. Diese Decke

die aus den obersten Abfolgen der Sparagmit-Suite aufgebaut ist, kam über den Ekre-Schiefer ins Gleiten und schob sich auch teilweise über kambrischen Schiefern der Epikontinentalfazies ca. 25 - 45 km in Richtung SE. Bei dieser Bewegung wurde sie in Schuppen gelegt (s.S. 21).

b) Das zentralnorwegische Sparagmit-Gebiet mit der Grimsa-Gruppe in randkratonischer Position

(am SE-Rand des Arbeitsgebietes) findet man längs der SE-Grenze der Trondheim-Region. In Richtung dieser Region von SE nach NW ist eine deutliche Steigerung der tektonischen Einflüsse zu bemerken. Obgleich auch dieser Teil mit hoher Wahrscheinlichkeit über dem Sockel des östlichen Granitkomplexen liegt, macht sich hier doch schon die Nähe der orogenen Front bemerkbar; über dem Autochthon und Parautochthon folgen hier miteinander verfaltete und ineinander verschuppte Deckenkomplexe der Kvitvola- und der sogenannten unteren Jotundecke (s.S. 22).

T. STRAND (1951, S. 41) glaubt, daß diese Deckengleitung sich in der tektonischen Phase ereignete, während er die Schuppentektonik einer späteren Beanspruchung, mit Vorbehalt der svalbardischen Phase (Mitteldevon/Oberdevon) zuschreibt.

Innerhalb dieses SE an die Trondheim-Region anschließenden Raumes sind alle Einheiten stark verschiefert. Die Schieferung verläuft in der Regel parallel zur Schichtung in der kaledonischen Hauptrichtung NE-SW. Mehr oder weniger mächtige Augengneis-Zonen, die auf lokale Überschiebungsbahnen hindeuten, untermauern den Eindruck der Schuppentektonik.

In Richtung auf die Grenze zum südlichen Trondheim-Gebiet fallen die Schichten der Sparagmit-Suite zunehmend steiler (mit 40° - 60°) unter die Abfolgen des Kambro-Ordoviz. Die hier anstehenden, sparagmitischen Gesteinskomplexe

einschließlich der Kolla-Decke gehören mit hoher Wahrscheinlichkeit dem gleichen tektonischen Komplex an, der als Kvitvola- und untere Jotun-Decke beschrieben wurde (s. HEIM, 1966). Die Kolla-Decke SE an der SE-Grenze der Trondheim-Region grenzt direkt an die tektonisch untersten Schichten des eugeosynklinalen Kambro-Ordoviz. Die tektonische Eigenständigkeit dieser Decke dokumentieren markante Überschiebungsbahnen im Hangenden und Liegenden.

Die tektonische Liegendgrenze der Kolla-Decke besteht aus durch Hämatit rötlich gefärbten Myloniten und Brekzien; Die Gesteine in der Umgebung dieser Grenze sind in enge Falten gepreßt, deren Achsen vorzugsweise ENE-WSW streichen.

Die Hangendgrenze dieser südlich Follidal wahrscheinlich invers gelagerten Decke ist durch ganz ähnliche Mylonite, Phyllonite und Blastomylonite gekennzeichnet. Sie zeigt neben der ESE gerichteten Hauptbewegung der kaledonischen Decken eine stark betonte, spätere, rechtwinklig dazu verlaufende WSW-ENE Bewegungsrichtung, die den S-Teil im Verhältnis zum N-Teil nach E versetzt hat. Resultat dieser Bewegung sind eine Reihe von N-S streichenden Spezialfalten im 10-m-Bereich und eine markante Bruchbildung. Die Bruchbildung äußert sich dergestalt, daß aus dem Grenzbereich des tektonisch Hangenden Schollen von bis km^2 -Größe aus dem Verband herausgelöst, um ihre N-S-Achse gekippt und aus der N-S-Richtung in die E-W-Richtung rotiert wurden, wobei ein vertikales Bruchsystem die so rotierten Schollen in verschiedene Höhenlagen zueinander versetzte (HEIM, 1966, 1968). Ein Beispiel für solche Strukturen ist das Grimsa-Mjøvass-Gebiet südlich Follidal (s. Fig. 23).

Ein wesentlicher Teil der auf diese zwischen zwei Deckenkomplexen lagernden Kolla-Decke übertragenen Bewegungsenergie ist als Differentialgleitung von den Schieferungsflächen aufgefangen worden. Das führte zu der bekannten grobflaserigen Textur der Augengneise und der mit ihnen im Verband liegenden Gesteine. In den Schieferungsflächen findet man gelegentlich mm-dünne Bänder und Linsen von

Ultramyloniten. Die Mikroklineugen der als Augengneis ausgebildeten Lagen sind teilweise zerbrochen und rotiert. Kompetente Lagen wurden oft brekziert und mylonitisiert und sind dann meist durch submikroskopische Hämatitdispersion rot gefärbt.

c) Die Randzone des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes und der Grimsa-Gruppe über kaledonischem Grundgebirge

bildet einen schmalen Bereich an der NW-Grenze des südlichen Trondheim-Gebietes. Diese Sparagmite sind von der kaledonischen Orogenese in weit höherem Maße erfaßt worden, als die des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes. Kennzeichnend ist die markierte schichtparallele Schieferung.

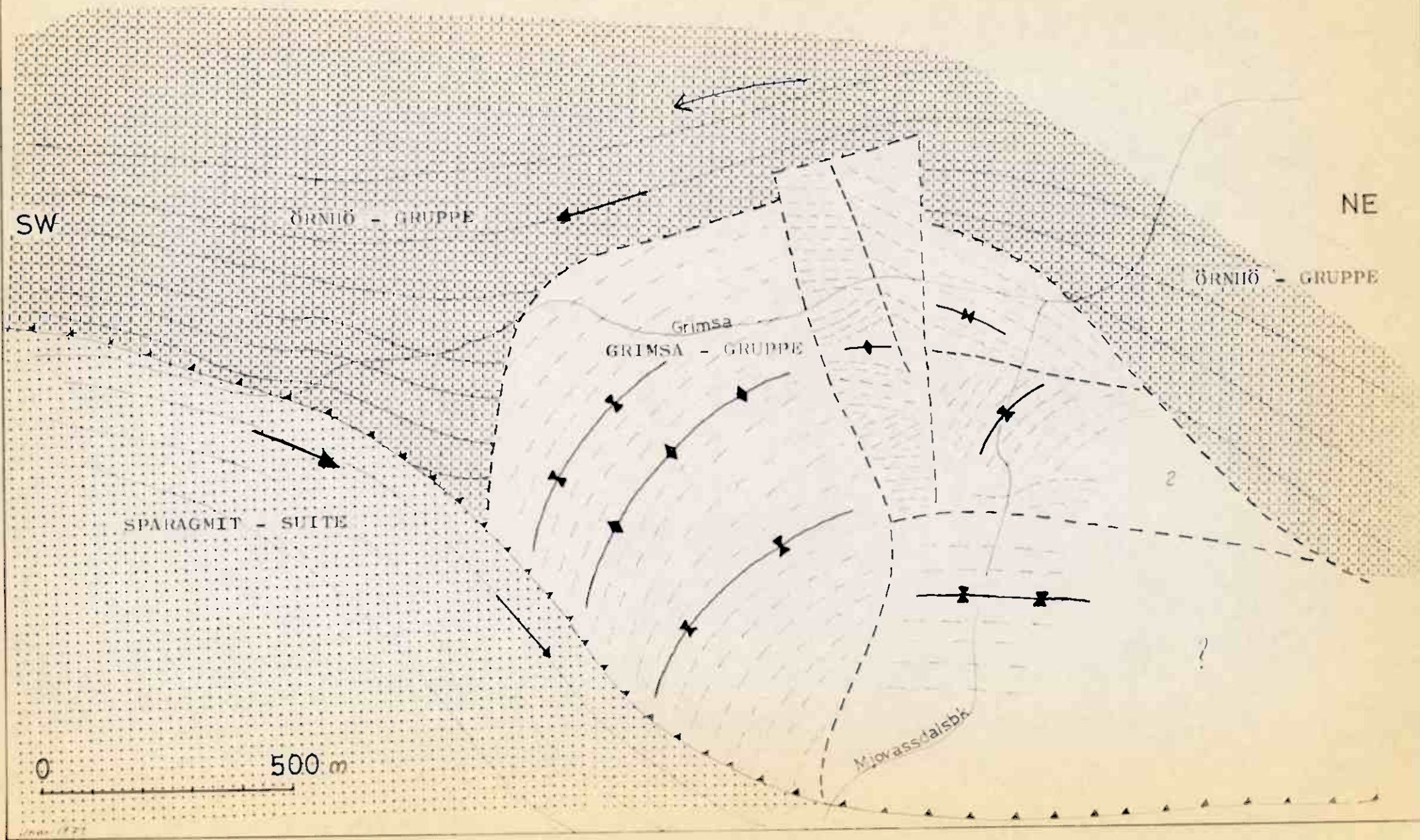
Auch hier hat offenbar die Grimsa-Gruppe (Kolla-Decke) einen wesentlichen Teil der Energien aufgenommen, die bei dem Transport der kambro-ordovizischen Decken über das Sparagmit-Gebiet auf sie übertragen wurden. Man trifft auf ganz ähnliche Brekzien und Blastomylonite wie an der SE-Grenze des südlichen Trondheim-Gebietes.

Bemerkenswert ist, daß auch hier neben den in kaledonischer Richtung verlaufenden Faltenachsen (NE-SW) eine stark betonte ESE-WNW-Richtung ausgebildet ist, die \pm senkrecht auf der kaledonischen Richtung steht. E. WEGMANN (1959, S. 25-74) hat diese nach E bis ESE nach dem Drivdal hin (von W her) immer steiler abtauchenden Faltenachsen untersucht. Aus dem plötzlichen Ausflachen der Faltenachsen auf dem Talboden des Drivdal bei Kongsvoll konstruierte E. WEGMANN "La flexure axiale de Driva". Die ausflachenden Faltenachsen des Talbodens bei Kongsvoll liegen aber, wie aus der hier vorgelegten geologischen Karte zu ersehen ist, schon innerhalb eines anderen, durch eine eigenständige Tektonik gekennzeichneten Deckenkomplexes (der Elgajö-Decke) (s. Fig. 7).

Da die Messungen E. WEGMANNs also aus zwei verschiedenen tektonischen Systemen stammen, ist es nicht möglich, im

BEISPIEL FÜR DIE AUSWIRKUNG EINER E - W GERICHTETEN TEKTONISCHEN BEANSPRUCHUNG
IM GRIMSA-MJOVASS-GEBIET

Fig. 23



Drivdal eine achsiale Flexur zu postulieren.

Richtig ist jedoch das zunehmende Achsenabtauchen dieser E-W-Falten in Richtung auf das Drivdal zu. Das Drivdal bildet hier die Grenze zur Trondheim-Region und diese zunehmende Absenkung der Achsen in Richtung ESE, die auch in gleicher Weise an der SE-Grenze der Trondheim-Region in Richtung NNW zu erkennen ist, zeigt den Verlauf des Faltungsgrabens (s. Fig. 25) an.

d) Zusammenfassung und Schlußfolgerung.

Umformung und Durchbewegung der Sparagmitgesteine hängen weitgehend davon ab, in welchem Grad diese Gesteine in die kaledonische Orogenese mit einbezogen wurden, bzw. inwieweit ihre konsolidierte Unterlage der kaledonischen Deformation Widerstand entgegensetzen konnte.

Die geringste Beeinflussung zeigen die autochthonen und parautochthonen Sparagmitgesteine des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes einschließlich der Vemdalen-Sandstein-Decke.

Etwas anders verhält es sich mit den Decken im nördlichen Teil des zentralnorwegischen Sparagmit-Gebietes und am NW-Rand der Trondheim-Region. Diese Decken stehen vor allem wohl unter dem Einfluß des Anfaltungsgebietes des NW-Gneis-Gebietes an den östlichen Granitkomplex mit der daraus folgenden Einengung des Faltengrabens (S.J.R.-Senke).

Diese enorme Einengung prägte vermutlich auch den tektonischen Stil dieser Decken. Schieferung und Schuppenstrukturen sind hier ein typisches tektonisches Element (C. OPTENDAHLE, 1954). Letztere auf Grund des überwiegend kompetenten Verhaltens der Sparagmitschichten.

Die Grimsa-Gruppe mit ihrer feinerklastischen Sedimentcharakteristik im Vergleich zu den meisten Sparagmitgesteinen bildete die Gleitbahn, auf der die kambro-ordovizischen Decken über den Sparagmit geschoben wurden.

Die Tektonik dieser Gesteine ist also abhängig von der Lage

des Gesteins zum Orogen und von der Fähigkeit der Gesteine oder Gesteinsabfolgen, Bewegungsenergie aufzunehmen oder (und) weiter zuleiten.

4. DAS KAMBRO-ORDOVIZ.

Die kambro-ordovizischen Schichten findet man innerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes in zwei Deckenkomplexen vor:

- a) einem unteren Deckenkomplex und
- b) einem oberen Deckenkomplex.

a) Der untere Deckenkomplex,

der sowohl im Hangenden als auch im Liegenden tektonisch begrenzt ist, ist im gesamten südlichen Trondheim-Gebiet verbreitet. Er liegt über der Kolla-Decke und wird selbst vom oberen Deckenkomplex überlagert. Bedingt durch die teilweise Abtragung des oberen Deckenkomplexes ist er in einem ca. 20 km breiten NE-SW verlaufenden tektonischen Fenster im zentralen Teil des südlichen Trondheim-Gebietes aufgeschlossen. Am SE- und NW-Rand des südlichen Trondheim-Gebietes bildet die Driva-Decke jeweils ein 1 - 3 km breiten, tektonisches Fenster zwischen den aus dem Faltungsgraben auftauchenden Teilen der Kolla-Decke (Augengneiszonen) und dem oberen Deckenkomplex (s. Fig. 7). Wahrscheinlich hängt die Driva-Decke unter dem oberen Deckenkomplex mit dem unteren Deckenkomplex zusammen (s. Fig. 7).

Stratigraphisch besteht der untere Deckenkomplex aus der Gula- und der Polla-Gruppe. Die stratigraphisch höheren Einheiten fehlen. Während an der NW-Grenze des zentralen Fensters die Überachiebungsbahn der oberen Decke auf Schichten der Gula-Gruppe liegt, befindet sie sich an der SE-Grenze über Schichten der Polla-Gruppe. Es besteht somit eine erhebliche Winkeldiskordanz zwischen beiden Deckenkomplexen.

Der untere Deckenkomplex ist in steile isoklinale und nach SE zunehmend SE-vergente Falten gelegt, so daß sich eine Halbfächerstellung der Achsenebenen ergibt (s. Karte 2). Das Einfallen der Achsenebenen reicht von 90° im NW-Teil des zentralen Fensters bis auf 45° im SE-Teil.

Auf der Linie Tverrfjellet-Vardhø verläuft von NW nach SE eine Achsenkulmination. SW dieser Achsenkulmination tauchen die Faltungsachsen mit ca. $25 - 30^{\circ}$ nach SW ab, NE davon mit ca. 20° nach NE.

Ein Profil durch das zentrale Fenster, das zunächst vom Verf. 1964, später von BERTHOMIER & MAILLOT (1969) kartiert wurde, wobei BERTHOMIER & MAILLOT den Fenster-Charakter dieses Bereichs nicht erkannt haben, zeigt im Bereich der Gula-Gruppe zwei große isoklinale Falten, die eine kleinere einschließen. BERTHOMIER & MAILLOT betrachten die beiden großen Falten als Synklinalen, die eine kleinere Antiklinale einschließen.

Nach Ansicht des Verf. verhält es sich umgekehrt. Da die Glimmerschiefer des zentralen Teiles der Trondheim-Region zu den Gula-Schiefen gehören, müssen sie älter sein als die Folla-Gruppe.

Daraus ergibt sich, wenn man von SE nach NW von der jüngeren Folla-Gruppe in die älteren Gula-Schiefer kommt, die Antiklinalstellung für die erste große Falte.

Vom Zentrum dieser Antiklinalen müßte man nun wieder in jüngere Abfolgen gelangen. Im Kern der zwischen den beiden Großfalten eingeschlossenen Struktur liegt eine trondjemitische Intrusion, der Marsjø-Trondjemit. Wie bereits S. 127 angeführt, scheinen nahe der Grenze Gula-Gruppe - Folla-Gruppe Lakkolithe intrudiert zu sein. Das wird durch das Auftreten von grünen Schiefen und Metakeratophyr-Bänken zusammen mit Sulfidvererzung randlich zu dem gleichen Intrusionshorizont (Foksa-Schiefer s.S. 80) für den Fall der Marsjø-Intrusion bekräftigt. Es ist somit sehr wahrscheinlich, daß man sich in dieser Struktur wieder jüngeren Schichten nähert. Damit müßte man für die Struktur zwischen den beiden Großfalten Synklinalcharakter annehmen.

Man hat also nach lithostratigraphischen Befunden mit größter Wahrscheinlichkeit innerhalb dieses Profils zwei große Antiklinalen, die eine kleinere Synklinale einschließen. Aus diesem Aufbau folgt weiterhin die Normallagerung des unteren Deckenkomplexes, mit der jüngeren Folla-Gruppe im Hangenden.

Die Fortsetzung dieses Profils durch die Folla-Gruppe nach SE zeigt, daß die Falten in Richtung SE zunehmend verschuppt sind und die Achsenebenen zunehmend flacher nach NW einfallen. Somit liegen die Abfolgen an den SE-Flanken der Falten invers, was auch für die Folla-Gruppe zutrifft. Die an den Liegendschenkeln der Falten gelegentlich entstandenen Gleitbahnen sind oft schwer zu erkennen.

Die nach SE zunehmende Tendenz zur Verschuppung der Folla-Gruppe ist vermutlich auf die Nähe des SE-Randes des Faltungsgrabens zurückzuführen.

b) Der obere Deckenkomplex

besteht aus zwei isolierten Deckenschollen, die das zentrale Fenster des unteren Deckenkomplexes umrahmen. Beide Schollen ruhen diskordant und überkippt auf ihrer Unterlage. Die Inversion folgt aus dem lithostratigraphischen Aufbau (s.S. 134). Abfolgen der Gula- oder der Folla-Gruppe bilden als lithostratigraphisch älteste Einheiten die Muldenkerne. Da die beiden Deckenschollen nicht mit letzter Sicherheit eine gemeinsame tektonische Entwicklung durchgemacht haben (s.S.), werden sie getrennt beschrieben:

- b1) die Savalen-Decke im östlichen Teil des südlichen Trondheim-Gebietes,
- b2) die Elgsjö-Decke im westlichen Teil des südlichen Trondheim-Gebietes.

Die Randan-Gruppe als jüngste lithostratigraphische Einheit bildet bei beiden Decken - da sie ja invertiert sind - die Gleitbasis. Es folgen aufsteigend darüber lithostratigraphisch immer ältere Schichten. Die ältesten Schichten der Elgsjö-Decke werden durch die Folla-Gruppe repräsentiert,

während innerhalb der Savalen-Decke noch große Teile der älteren Gula-Gruppe vorliegen (s. Karte 1 und 2).

- b1) Die Savalen-Decke umfaßt innerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes ein Areal von ca. 350 km². Die äußeren Umrisse dieser Decke beschreiben die Form eines nach SW abgebogenen Keils. Am S- und SE-Rand lagert die Decke anscheinend konkordant auf ihrer Unterlage, während sie an ihrem NW-Rand deutlich diskordant auflagert und zudem von NW her durch Teil des unteren Decken-Komplexes überschoben wurde.

Die NW-Grenze dieser Decke zieht aus dem Grimsdal nördlich der Tollefshaug-Saeter über Streitlien nach ENE und verläuft über Storkletten und Markbuli ins Rødal. Sie fällt mit ca. 50° nach NW ein. Südlich Follidal (Tollefshaug-Saeter - Streitlien) kennzeichnet eine mehrere m-mächtige Mylonit-Zone, bestehend aus schwarz-grün-grauen Brekzien und Ultramyloniten, die Überschiebungsbahn (J.G. HEIM, 1966).

Nördlich des Folla scheint die im Süden scharf abgezeichnete tektonische Grenze in eine Überschiebungszone überzugehen. Sie ist durch Phyllonite und intensiv spezialverfaltete Gesteine kenntlich. Hierbei ist vor allem die Lokalität Snaukletten 994 östlich der Gammel-saeter zu erwähnen. Diese Veränderung der Überschiebungszone erklärt sich aus der plötzlich auftretenden Pseudokonkordanz in diesen Bereichen (s. Karte).

Diese tektonische Zone wurde von den späteren Bearbeitern KOSSON & QUESNEL (1969) und auch QENARDEL (1970) in Abrede gestellt, da man versuchte, die östlich und westlich des Rødal gelegenen Gesteinskomplexe über eine Faltenkonstruktion miteinander zu verbinden. Das gleiche versuchte I. RMI (1969 p.c.) in den weiter nördlich gelegenen Distrikten. Schon 1968 hatte dagegen P. VILLE in Zusammenarbeit mit dem Verf. diese Überschiebungszone bis an die Kvikne-Gruben verfolgt.

Die Grenze der Savalen-Decke im S und SE läuft von den Tollefshaugsaetern nach E ± parallel zum Sparagmitrand. Aus dem Sölna-Tal zieht sie über Høgasen 994 weiter in NE-Richtung. Sie quert das Folla-Tal bei Folloya und setzt sich am E-Hang des Brandvollbergets nach N fort (R. KLEINE-HERING, 1969).

Da diese S-SE-Grenze anscheinend konkordant zur Unterlage verläuft, ist sie oft schwer als Überschiebungsbahn zu erkennen.

Sie fällt mit der Schieferung der umgebenden Gesteine mit ca. 40° nach NW ein. Dazu kommt, daß vom Brandvollberget nach S ein mächtiger Basit in der Überschiebungsbahn liegt (sS. 123).

Eine domartige Aufwölbung, die Einunnfjell-Phänoperiklinale, bildet die beherrschende Struktur innerhalb der Savalen-Decke. Um sie schlingt sich östlich anschließend im Halbbogen eine weite Synform, die Alvdal-Synform.

- b11) Der NE-Teil der Savalen-Decke innerhalb des vom Verf. bearbeiteten Gebietes wird von der Einunnfjell-Phänoperiklinale eingenommen. Es handelt sich bei dieser Struktur offenbar um eine Aufbeulung der Savalen-Decke, bedingt durch lokalplutonische Vorgänge im Basement. Im innersten Kern treten biotit- und granatführende Glimmerschiefer auf, die von MOSSON & QUESNEL (1970) zu den sie ummantelnden quartzites de l'Einunnavarden (Kollet-Quarzit-Formation) gestellt wurden. Der Verf. möchte nicht ausschließen, daß es sich bei diesen Glimmerschiefern um Gula-Schiefer handeln kann, die durch ein tektonisches Fenster freigelegt sind. Die tektonisch über der Kollet-Quarzit-Formation folgenden älteren Abfolgen hüllen die Phänoperiklinale zwiebelschalenartig ein.

Im W und NW wird die Aufwölbung vom Deckenrand bzw. von der Aufschiebungszone des unteren Deckenkomplexes auf die Savalen-Decke leicht diskordant abgeschnitten. Im N sind Teile der Planken auf das Zentrum der Aufwölbung hin überschoben.

- b12) Die E- und SE-Flanke der Einunnfjell-Periklinalen sind normal ausgebildet und gehen in die Alvdal-Synform (Alvdal-Synklinale, KLEINE-MERINO, 1969) über. Diese Synform zieht als offene, harmonische Falte von Raadalen im W über den ESE-Rand des Savalen Sees nach SSW, quert den Folla bei Dølplass und beginnt sich im Bereich des Volangvola 1086 - durch die Phänoperiklinale im NW bedingt - nach W umzubiegen, wobei ihre Achsenebene eine N-Vergenz (60°) erhält und die Falte in Isoklinallstellung übergeht.

Die Alvdal-Synform wird im Zentrum aus Gula-Schiefern aufgebaut, unter denen sukzessiv jüngere Schichten nach den Flanken hin folgen (Inversion!).

Die Randan-Gruppe mit der Kollet-Quarzit-Formation als stratigraphisch höchster Formation bildet die tektonisch unterste Einheit auf der SE-Flanke und damit gleichzeitig die Einheit, auf der die Savalen-Decke bewegt wurde. In der Tat scheint die ca. 80 m mächtige Kollet-Quarzit-Formation zusammenhängend den basalen Teil der Decke zu repräsentieren. Sie bildet längs des SE-Randes die hangende Schicht der Überschiebungszone.

Die Randan-Gruppe der SE-Flanke der Alvdal-Synform ist verfaltet und verschuppt dasjenige Strukturelement, das trotz der erheblichen Einengung in Richtung SW immer wieder, zum Teil auch als isolierter Komplex wie im Falle der Einfaltung des Haverdal, in Erscheinung tritt.

- b2) Die Elgsjö-Decke im westlichen Teil des südlichen Trondheim-Gebietes nimmt ein Areal von ca. 180 km² ein. Die ausstreichende Breite der Decke verringert sich von 13 km im E-W-Profil nördlich des Elgsjö auf 1,5 km im Bereich der Grisungvatn.

Die Grenze im W verläuft vom Rena-Tal im SW, kenntlich an einer mehrere m mächtigen Zone von Blastomyloniten, über Grisunghö - Grisungvatn - Einövlingshö - Veslefallet - Grönnbakken. An der Eimündung des Hystugubsekken tritt sie in das Drivdal ein und folgt der E6 über 7 km. Hier ist die Grenze teilweise durch eine bis 30 m mächtige, massige, grün-graue bis schwarz-grün-graue durch Ultramylonite verkittete Brekzie markiert. Diese Schiebezone fällt mit ca. 60° nach E bzw. SE ein.

Die E- und SE-Grenze zieht zunächst parallel zur NW-Grenze aus dem Reina-Tal und verläuft über Kjölung - Skardet - Grisungknatten - Tverrfjellet - Brendhøin - Kvitdalsæter - längs des SE-Randes der Heimtjørashö und des Elgsjötangen nach NNE. Diese Grenze zeigt sich weniger deutlich, da sie scheinbar parallel zur Schichtung und Foliation verläuft.

Die lithostratigraphisch oberste Einheit innerhalb der Elgsjö-Decke ist die Kollet-Quarzit-Formation, auf der wegen der Inversion des gesamten Deckenkomplexes die Gleitung erfolgte. Auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit ist sie während des Bewe-

gungsprozesses vermutlich so intensiv mit den benachbarten Formationen der Randan-Gruppe tektonisch beansprucht worden, daß heute einzelne Schuppen dieser Formationen auf dem unteren Deckenkomplex aufliegen können.

Während diese E- und SE-Grenze der Elgsjö-Decke an vielen Stellen keineswegs auffälliger wirkt als lokale, streichende Störungen, so ist sie doch an zwei Stellen sehr gut erkennbar:

Östlich der Tverrfjell-Grube wird sie von dem Eisenbahntunnel der Grube durchfahren. Hier findet man eine ca. 50 m mächtige Zerrüttungszone, bestehend aus völlig zermahlenen grau-grünen Schieferen. Erstaunlich ist hier, daß die angrenzenden Phyllite des unteren Deckenkomplexes von der Bewegung völlig unberührt scheinen, während die Abfolgen der "Deckenstirn" extrem verfaltet und verschuppt sind. Die Aufschlüsse in der Grube verdeutlichen diesen Gegensatz.

Am SE-Hang des Store Elgsjötangen südlich des Bekkeleger-Saeters weisen dunkle Phyllonite und Mylonite, die mit mächtigen Quarzlinzen und -bändern durchflochten sind und ca. 30 m Mächtigkeit erreichen, auf die Überschiebungszone. In den wenigen Aufschlüssen innerhalb dieser Zone ist eine gesteigerte unruhige Lagerung der Gesteine erkennbar. Häufig findet man Spezialfelten mit divergierenden Achsen und parallele Scheren streichender Störungen in der Nähe dieser Zone.

Die Überschiebungszone der Elgsjö-Decke wird also durch eine 50 - 60 m mächtige Bewegungszone, ähnlich der Augengneis-Zone, dargestellt. Es wurden hier jedoch keinerlei Anzeichen von Porphyroblastbildung irgendwelcher Art beobachtet.

Die Elgsjö-Decke besteht aus einer weit geöffneten NW-vergenten Falte, der Kvitdal-Synform, deren NW-Flügel mit $20 - 30^{\circ}$ nach SE und deren SE-Flügel mit $70 - 85^{\circ}$ nach SE einfallen. Im SE schließt sich die isoklinale, NW-vergente

Armoda-Antiform an, deren SE-Flanke von der Überschiebungsbahn geschnitten wird und deshalb auch stark spezialverfaltet ist. Im NW gehen die flach nach SE einfallenden Schichten der Kvitdal-Synform in eine liegende Falte über, die Vaarstigaa-Antiform. Die Achsen dieser Strukturen streichen im nördlichen Teil der Decke N-S. Sie biegen auf der Linie Knutshö-Heimtjørnshö nach W ab und werden von der Schiebezone der Decke im W \pm im rechten Winkel abgeschnitten.

b21) Die Kvitdal-Synform besteht in ihrem Kern aus Schichten der Folla-Gruppe. Die Flanken bilden die Hausta-Gruppe und schließlich die Randan-Gruppe. Die Achse dieser Synform hebt sich nach NE heraus (ca. 15°), kulminiert im Bereich d der Heimtjørnshö und fällt danach flach nach W (s. Karte 2).

b22) Die Vaarstigaa-Antiform schließt sich westlich an die Kvitdal-Synform an. Sie wird teilweise vom Tal des Driva an, teilweise aber auch von der Überschiebungszone der Elgsjö-Decke abgeschnitten und baut sich aus den stratigraphischen Einheiten der Randan-Gruppe auf. Ihr Kulminationspunkt fällt ungefähr mit dem östlich des Drivdal gelegenen Höhenrücken der Finnshö und der Knutshö zusammen. - So trifft man im oberen Hangbereich (Vaarstigaa) auf flach nach W einfallende Schichten, während sie im Bereich des Talbodens nahe der Überschiebungszone mit 20 bis 60° nach E einfallen (s. Fig. 26).

Das Profil Sproeng-Bækken - Høgsnydda (s. Fig. 24) zeigt, daß diese liegende Falte hier die Tendenz hat, in eine Tauchfalte überzugehen. Die Achse dieser liegenden Falte mit ca. 15° nach S bzw. SW ab.

Die Gesteine im Bereich dieser Falte sind stark geschiefert. Die quarzitischen Lagen der Kollid-Quarzit-Formation zeigen Zerschörung in 2 - 3 cm dicke, gestreckte Polygone (Flaserschieferung), so daß gelegentlich der Eindruck eines Konglomerates entstehen kann. Die Falte wird von einer Reihe NW - SE streichender Störungen versetzt. Parallel dazu findet man eine ausgeprägte Klüftung. Zur Achsenebene \pm parallel verlaufende Störungsscharen versetzen größere

Schichteinheiten um kleine Beträge in der Art von Scherfalten.

b23) Die Armod-Antiform folgt SE der Kvittdal-Synform. Sie baut sich ausschließlich aus den Abfolgen der Handan-Gruppe auf. Diese Antiform hat streng isoklinalen Charakter. Die Achsen-ebene fällt mit ca. 85° nach SE ein. Während die NW-Flanke dieser Falte normal gelagert ist, ist die SE-Flanke, die von der Überschiebungsbahn der Decke geschnitten wird, stark spezialverfaltet. Der Grad der Durchbewegung innerhalb dieser SE-Flanke der Armod-Antiform wechselt jedoch erheblich. So stehen wenig beanspruchte Phyllite im Profil des Elgsjöbekkens im Bereich des Tverrfjells Gesteinen gegenüber, die infolge intensiver Durchbewegung gneisartige Textur angenommen haben. Es scheint, daß das, was hier als Basis der Elgsjö-Decke erhalten ist, keineswegs einer homogenen Beanspruchung ausgesetzt war. Möglicherweise spielt das Relief des unteren Deckenkomplexes hierbei eine entscheidende Rolle.

Der Tverrfjells-Bereich als Gebiet besonders intensiver Durchbewegung zeigt, daß die Liegendschenkel der Spezialfalten der SE-Flanke ausgeschoben sind, so daß der Eindruck einer Schuppenzone entsteht. Solche Schuppen treten auch innerhalb des Grubenbereiches auf.

Der SE-Hang des Store Elgsjötangen weist dagegen trotz der markanten Überschiebungszone einen ruhigen Isoklinalfaltenwurf auf, wobei die Faltenachsen flach sowohl nach NE als auch nach SW abtauchen können.

Das NW-SE gerichtete Störungssystem erfaßt auch die Armod-Antiform, wobei zumeist der NE-Teil im Verhältnis zu dem SW-Teil nach NW versetzt wird. Diese Störungen fallen senkrecht ein. Sie zeigen maximal cm- bis m-mächtige Mylonitzonen.

Die Elgsjö-Decke stellt also einen kambro-ordovizischen Deckenkomplex dar. Sie liegt diskordant und überkippt als isolierte Schuppe über dem ebenfalls kambro-ordovizischen unteren Deckenkomplex und zeigt eine eigenständige Faltentektonik. Als Gleit-

schicht wirkt die differenziert zusammengesetzte oberste stratigraphische Einheit des kembro-ordovizischen Systems innerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes.

5. SCHLUBFOLGERUNG UND ZUSAMMENFASSUNG.

Über Ablauf und Mechanismus der kaledonischen Gebirgsbildung ist wenig bekannt. Alle Autoren, die sich mit diesem Fragenkomplex beschäftigt haben, stimmen darin überein, daß es sich bei den Kaledoniden um ein Deckengebirge handelt. Zu diesem Ergebnis gelangte auch der Verfasser.

Im Bereich des südlichen Trondheim-Gebietes lagern die kaledonischen Decken im SE auf autochthonem oder parautochthonem Eokambrium über archaischem Grundgebirge (östlicher Granitkomplex). Im NW sind sie mit assyntisch und kaledonisch deformierten Gneisen verfaltet.

Die unterste allochthone Einheit baut sich aus Abfolgen der Sparagmit-Suite auf. (Kvitvola-Decke?). Darüber lagert diskordant die zumeist aus Augengneisen bestehende Kolla-Decke. Sie wird von der Driva-Decke überlagert, die mit Vorbehalten zum unteren Deckenkomplex gerechnet wird.

Der untere Deckenkomplex ist die mächtigste und beherrschende tektonische Einheit im Bereich des südlichen Trondheim-Gebietes. Er besteht aus den Abfolgen der Cula- und der Polla-Gruppe. Im NW und SE ist er von zwei überkippten Deckenschuppen, der Elgsjö- und Savalen-Decke, diskordant überlagert. Sie beinhalten die vollständige lithostratigraphische Abfolge von den Cula-Schiefern angefangen.

Betrachtet man auf O. HOLTEDANLS (1960) geologischer Karte 1 : 100 000 die Trondheim-Region, so zeigt diese deutlich die Form eines nach SW abgelenkten Keils. Das südliche Trondheim-Gebiet liegt in dieser sich nach SW stark verengenden Region (Faltungsgraben). Die Profile der Karte 2 verdeutlichen die

nach SW zunehmende Einschnürung. Man kann deshalb annehmen, daß die laterale Einengung in diesem Bereich nach der Platznahme der kaledonischen Decken besonders stark war: Die Decken wurden miteinander verfaltet und zu einem fächerförmigen Antiklinorium zusammengepreßt (unterer Deckenkomplex). Im Gefolge weiterer Einschnürung hoben sich Deckenfalten aus dem zentralen Teil, glitten nach SE und NW ab und wurden mit dem unterliegenden Deckenkomplex, aus dem sie herausgepreßt waren, verfaltet (Savalen- und Elgsjö-Decke).

Von der späteren Erosion wurden die normalgelagerten Hangendschenkel erodiert, so daß heute nur noch die invers gelagerten Liegendeschenkel vorliegen.

Über die Zeit, in der diese Bewegungen von statten gegangen sein sollen, wird von kompetenten Autoren ausgesagt, daß sie an der Wende Silur/Devon liege. Damit ist ein Zeitpunkt fixiert, der vermutlich mit dem Höhepunkt der kaledonischen Orogenese nahe zusammenfällt. Über eine Zeitspanne finden sich jedoch keine Angaben.

Wie aus dem stratigraphischen Teil hervorgeht, werden viele lithostratigraphische Silurvorkommen innerhalb der Trondheim-Region in jüngster Zeit wieder angezweifelt. Da, wo man Silur nachgewiesen zu haben glaubt (s.S. 118), handelt es sich um unterstes Silur. Es gibt somit keine Belege, daß mittleres und oberes Silur überhaupt abgelagert wurde (ausgenommen im Epikontinentalbereich).

Somit steht der kaledonischen Orogenese vermutlich der Zeitraum vom oberen Teil des Untersilur bis zu Beginn des Devon zur Verfügung.

MINERALFAZIESBEREICHE

NACH DER EINTEILUNG H.G.F. WINKLERs

MASSTAB 1:250 000

HEIM 1971

SNÖHETTA

ELGSJÖ-DECKE

Elgsjö

H.G.Sjö

SAVALÉN-DECKE

Savalen-See

Alvdal

Synform

UNTERER

DECKENKOMPLEX

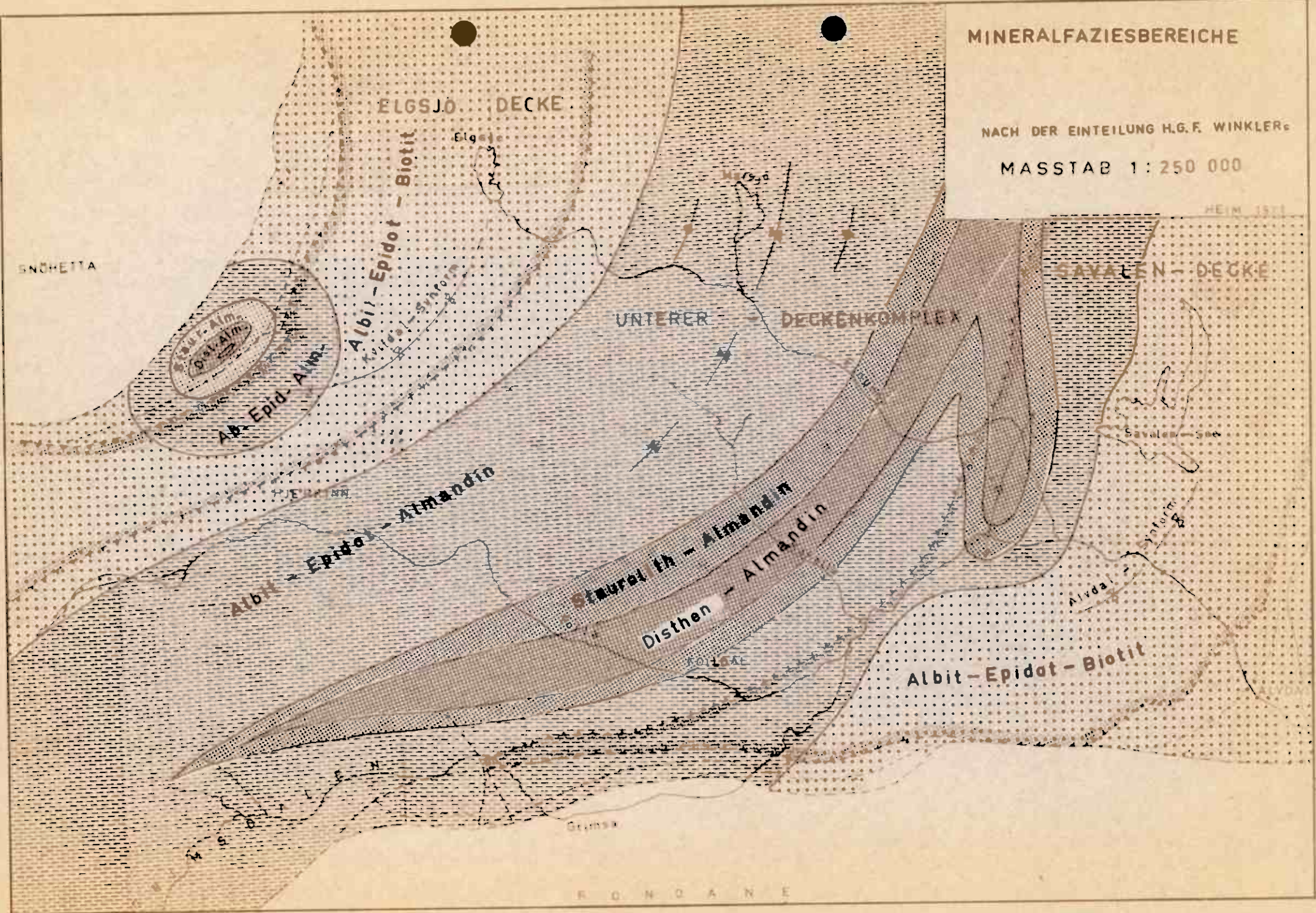
Albit - Epidot - Almandin

Staurolith - Almandin
Disthen - Almandin

Albit - Epidot - Biotit

Grimså

ROMANÉ



XVII M E T A M O R P H O S E

Die Abfolgen des südlichen Trondheim-Gebietes wurden im Gefolge der kaledonischen Orogenese regional metamorph überprägt. Sie liegen zum größten Teil in der Grünschiefer-Fazies, lokal auch in der Almandin-Amphibolit-Fazies nach H.G.P. WINKLER, 1965 vor.

Der gesamte Bereich des südlichen Trondheim-Gebietes ist + stark diaphoretisch überprägt. Mineralien der Chlorit-Gruppe treten deshalb überall auf. Die Plagioklase sind fast immer teilweise oder völlig saussuritisiert. Hierbei verleihen die neugebildeten Kalksilikate den Gesteinen oft einen makroskopisch gut erkennbaren grünen Schimmer (Kollet-Quarzit-Formation und Folldal-Gneis). Chloritische Umwandlungsprodukte umgeben die Almandindioblasten ringförmig und ersetzen bisweilen die gesamte Granataubstanz metasomatisch.

Frische Pyroxene treten nur in den Zentren basischer Intrusionskörper (Tronfjell-Gabbro) und gelegentlich z.T. metasomatisch uralitisiert in den mit den Ultrabasiten assoziierten Pyroxeniten auf.

Amphibole und Biotit zeigen die Tendenz, in höher hydratisierte Chloritmineralien überzugehen. Die neugebildeten "glasigen" Albite sind in allen Gesteinen, die Plagioklase enthalten, anzutreffen.

Die Gesteine des südlichen Trondheim-Gebietes zeigen also Mineralparagenesen, die nebeneinander unter aufsteigender Metamorphose nicht stabil waren. Bei den in Fig. 27 gezeigten Mineralfaziesbereichen wurde nach Möglichkeit versucht, von der Diaphtorese zu abstrahieren.

V.M. GOLDSCHMIDT (1921) zeigt eine Karte der Trondheim-Region, in der die metamorphen Zonen eingetragen sind (s. Fig. 26). Den zentralen Teil bezeichnet er als Biotit-Zone, während die mehr randlichen Teile als Chlorit-Zone dargestellt sind.

Diese Einteilung entspricht in großen Zügen den makroskopischen Verhältnissen, die auch der Verf. vorgefunden hat (s. Fig. 27).

Der in diesem zentralen Teil aufgeschlossene untere Deckenkomplex zeigt eine Zone hoher Metamorphose im Kern der östlich der Marsjö-Synform gelegenen Großfalte. Hier sind die Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies verwirklicht.

Quert man von hier aus das zentrale Fenster nach W, so nimmt die Metamorphose über Staurolith-Almandin-Subfazies und Q-Ab-Ep-Almandin-Subfazies ab, bis die Gula-Schiefer unter der Überschiebungsbahn der Elgsjö-Decke bei Hjerkin in der Q-Ab-Ep-Biotit-Subfazies der Grünschiefer-Fazies vorliegen.

Die Elgsjö-Decke und die Bereiche westlich davon bieten im Hinblick auf metamorphe Umwandlungen ein rel. einheitliches Bild, mit Ausnahme eines kleinen Bereiches am Osthang des Kolla. Hier liegt ein Bereich höherer Metamorphose, in dessen Zentrum ein kleiner Pegmatit von ca. 100 m² steckt. Er beinhaltet Quarz und Labrador in schriftgranitischer Verwachsung, dm-dicke Beryllsäulen, Turmalinsonnen (Schörl), Granat und grobkristalline Biotite. Konzentrisch um diesen Pegmatit sind die metamorphen Zonen angeordnet. Die innerste führt Disthen und Plagioklas (An 35), darauf folgt ein Bereich mit Staurolith und Plagioklasen (An 20 - 25). Endlich schließen sich die Subfazien der Grünschiefer-Fazies, über Schicht- und Deckengrenzen hinweggreifend, an.

Die Abfolgen innerhalb der Savalen-Decke liegen in der Q-Ab-Ep-Biotit-Subfazies vor. Der Umwandlungsgrad steigt jedoch um die domartige Aufwölbung der Einanffjelle über Q-Ab-Ep-Almandin-Subfazies bis zur Staurolith-Almandin-Subfazies an.

Zusammenfassend ist zur Metamorphose zu sagen:

1. Sie liegt zwischen der Disthen-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies und der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschiefer-Fazies.

2. Sie ist von einer mäßigen Diaphtorese beeinflusst.
3. Sie ist nicht an tektonische oder stratigraphische Einheiten gebunden.

Es kommen innerhalb des südlichen Trondheim-Gebietes drei Bereiche vor, in denen die Bedingungen der Disthen-Almandin-Subfazies verwirklicht sind:

1. Das Zentrum der Einunnfjell-Phänoperiklinalen.
2. Der Kern der östlich der Marsjö-Synform gelegenen Großfalte.
3. Der Osthang des Kolla.

Die Ursache dieser lokal begrenzten, starken Zunahme des metamorphen Umwandlungsgrades sind vermutlich kleinere Granitplutone (Trondjemit?).

XVIII Z U S A M M E N F A S S U N G

Die Geschichte der kaledonischen Sedimente im Bereich des südlichen Trondheim-Gebietes beginnt im ausgehenden Präkambrium mit der Bildung flacher, kontinentaler Senken in archaischen Gneisen und subjotnischen (gothischen?) Graniten. In diesen Senken wurden als Schuttbildungen vorwiegend grobklastische Sedimente, meist Konglomerate und Arkosen sedimentiert. In vereinzelt lemnischen Becken kamen feinerklastische Sedimente und Kalksteine zur Ablagerung. Die Gesamtheit dieser Gesteine wird unter dem Begriff (Hedmark-) Sparagmit-Suite zusammengefaßt.

Zu Beginn des Kambrium begann eine breite NE-SW verlaufende Zone tiefer abzusinken. Innerhalb dieser offenbar von Schwellen durchzogenen Senke bildeten sich feinerklastische Sedimente, die sich aus Mineral Komponenten des Grundgebirges (Anorthosite), der Sparagmit-Suite (Metaarkosen) und des Kambro-Ordoviz (Metagrauwacken) zusammensetzen. Ein Basit ergänzt den Aufbau dieser als Grimsa-Gruppe bezeichneten Abfolge.

Mit der darüberlagernden Gula-Gruppe hat diese NE-SW-verlaufende Senke offenbar ihr Eugeosynklinalstadium erreicht. Sie dokumentiert mit mächtigen Abfolgen von Metagrauwacken (Flüsch) im unteren Teil eine gleichmäßige Absenkung des Troges. Im oberen Teil zeigen basische Vulkanite, Konglomerate und Kalke, die in die Grauwacken eingeschaltet sind, eine Änderung im Bewegungsrythmus des Ablagerungsraumes an.

Die (initialen?) Vulkanite der unterordovizischen Folla-Gruppe setzen in den Ablagerungen des südlichen Trondheim-Gebietes mit einiger Verzögerung ein, da dieser Bereich peripher zu den eigentlichen Vulkanzentren der Geosynklinalen gelegen hat. Gesteine, die mit vulkanischem Abtragungsmaterial angereichert sind, überwiegen im unteren

und mittleren Teil der Gruppe. Der obere Teil hingegen ist durch einen Horizont quarzkeratophrischer Tuffe und einer mächtigen Wechselfolge von basischen Effusiven und Tuffen gekennzeichnet. Eine der Ekne-Phase entsprechende Diskordanz ist nicht erkennbar. Die dem oberen Unter- und dem Mittelordoviz zugerechnete Hausta-Gruppe geht kontinuierlich aus den Vulkaniten der Folla-Gruppe hervor. Sie besteht aus einem \pm einheitlichen Komplex phyllitischer Glimmerschiefer, die an der Basis von Vulkaniten durchsetzt sind. Im mittleren Teil dominiert eine Zone von Konglomeraten, Chloritschiefern, Kalken und Metabasiten die Wende Unter/Mittelordoviz. In die Phyllite des Mittelordoviz sind nach dem Hangenden zu Metabasite und Chloritschiefer eingeschaltet. Das Oberordoviz setzt mit einem polygenen Konglomerat an der Basis ein. Es folgen Grünschiefer, Phyllite und schließlich Quarzite. Mit diesen Quarziten endet die lithostratigraphische Abfolge des südlichen Trondheim-Gebietes.

Mit Vorbehalten kann man annehmen, daß über den Quarziten ein allochthoner Gesteinskomplex gelegen hat, als dessen Reste die \pm horizontbeständige Linsenkette der Serpentinite angesehen werden kann.

Tektonisch liegt das südliche Trondheim-Gebiet im Bereich des Goldschmidtschen Faltungsgrabens. Dieser befindet sich auf der Grenze zwischen dem kaledonisch verfalteten Grundgebirge im NW und kratonisierten Graniten im SE. Dieser Graben wird als Senke gedeutet, die im Gefolge der Anfaltung des kaledonischen Orogens an den Baltische Schild entstand. Die hier lagernden Deckenstapel wurden zusammen mit den präkambrischen Gneisen (NW-Gneisgebiet) verfaltet und schließlich zu einem zentralen Antiklinorium aufgepreßt. Sekundäre Faltendecken, die aus diesem zentralen Teil herausgeschoben wurden, glitten nach NW und SE ab und wurden mit der unterliegenden Decke verfaltet. Die Hangendschenkel dieser Deckenschuppen sind heute erodiert. Es liegen nur noch die überkippten Liegendschenkel vor.

Die metamorphe Umwandlung liegt im Bereich der oberen Grünschieferfazies (H.G.F. WINKLER). Lokal sind die Bedingungen der Amphibol-Almandin-Fazies verwirklicht. Das gesamte Gebiet ist diaphoretisch überprägt.

A N H A N G

MINERALISATION INNERHALB DES SÜDLICHEN TRONDHEIM - GEBIETES

Die pyritischen Erzlagerstätten des südlichen Trondheim-Gebietes sind von einer Reihe Autoren behandelt worden, von denen insbesondere R. H. JAMES (1955), H. P. GEIS (1961), N. PAGE (1963) und schliesslich T. WALTHAM (1968) bedeutende Beiträge zur Kenntnis dieser Vorkommen geleistet haben.

Der Verfasser möchte sich hier auf die Darlegung einiger Gedanken beschränken, die die Erzzonen und ihre mögliche Genese aus der Sicht der regionalen Kartierung beleuchten.

Es ist wohl kaum daran zu zweifeln, dass die pyritischen Erze des südlichen Trondheim-Gebietes genetisch mit vulkanischen Erscheinungen verknüpft sind. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt, dass die bauwürdigen Vorkommen ausschliesslich in der näheren Umgebung von Grünschiefern und Amphiboliten auftreten. Diese Gesteine sind aus vulkanischen Effusivgesteinen hervorgegangen (C. OPTEDAHL 1958).

Sie gehören den drei basischen Haupteffusionsphasen des südlichen Trondheim-Gebietes an, von denen die erste innerhalb des Ablagerungszeitraumes der oberen Gula-Gruppe lag. An sie die Vorkommen von Rødalen und Røstvangen und vermutlich auch einige der Mineralisierungen an der Raataasjøhø und am Fundin-Berg geknüpft.

Der zweiten Effusionsphase entstammen die Gesteine der Folla-Gruppe. Zu ihr gehören alle Follidal-Gruben, die Verkensæter-Grube, Godhaap, Sivilvangen und Gressgoddvangen.

Der dritten Effusionsphase entstammen die Grünschiefer der Randan-Gruppe. An sie gebunden sind die Vorkommen des Tverrfjellet, der Heimtjønnshø, Elgsjøtangen und alle Drivdal-Gruben. Mit Vorbehalt zählen auch die Mineralisierungen des Brandvollbergets und der Gammelseter zu dieser Phase.

Ungeachtet der Tatsache, dass die Vererzungen jeweils mit bestimmten Effusionsphasen in Verbindung stehen, ist es in den allermeisten Fällen nicht möglich, die einzelnen Sulfidvererzungen bestimmten stratigraphischen Horizonten zuzuordnen. So liegen z.B. die mineralisierten Zonen des Follidalgebietes fast ausnahmslos in verschiedenen stratigraphischen Horizonten.

Nur im Hjerkiandistrikt scheint eine vererzte Zone auf mehrere dutzen km mehr oder weniger einer Schicht zu folgen. Im östlichen Teil des untersuchten Gebietes (Savaen-Alvdal) liegen die vererzten Zonen zumeist auf Störungen (Gresskottvangen, Tron, St. Olav). Dabei ist jedoch zu bemerken, dass in nicht allzugrosser Entfernung von diesen stratigraphisch mehr oder weniger bestimmbar Impregnationshorizonte vorhanden sind; Størthaap, Nytron.

Es scheint also, dass die Sulfidlager des südlichen Trondheim-Gebietes heute in verschiedenen Stadien der Mobilisierung vorliegen, und dementsprechend von ihrem ursprünglichen Bildungsort verschieden weit entfernt sind.

Die Ursache für die Mobilisierung der Sulfidminerale dürfte die starke tektonische Beanspruchung sein. Die mobile Masse wurde in Druckschattenbereiche, Faltenkerne und Störungsflächen gepresst. Oft sind solche Erzkörper von einer späteren Tektonik noch einmal überprägt worden, wobei die Spuren der ersten Bewegung ausgelöscht wurden.

Solche Überprägungen erkennt man manchmal daran, dass die regionalen Faltenachsen und die Achsen der Erzlinen divergieren. So fallen z.B. die regionalen Faltenachsen in der Nordre Geitryggen-Grube mit ca. 20° nach NE, während die Achsen der Erzkörper mit ca. 45° nach SW abtauchen (N. PAGE, 1963). In der Tverrfjell-Grube fallen beide Achsen gleichsinnig ein: die regionale Faltenachse neigt sich mit $20 - 25^\circ$ nach NE, während die Achsen der Erzkörper steil mit 45° nach NE einfallen.

Die Vorkommen unterscheiden sich aber nicht nur durch die Lagerungsverhältnisse, sondern auch durch ihren Metallgehalt. Eine wichtige Rolle scheint dabei das Kupfer zu spielen. Dort, wo das Kupfer in einer Sulfid-lagerstätte des südlichen Trondheim-Gebietes fehlt, sind auch andere Metalle einschliesslich der Edelmetalle nur in geringen Spuren vorhanden. Das ist insbesondere in den mineralisierten, langgestreckten Zonen der Fall, deren sedimentärer Ursprung kaum angezweifelt werden kann. Sie sind durch das Auftreten von FeS_2 , das von geringen Mengen von ZnS und gelegentlich auch Fe_3O_4 begleitet wird, gekennzeichnet (Hjerkim-Elgsjötangen, - Storthaap, - usw.). Hohe Cu-Gehalte sind dagegen i. allg. an Störungsvererzungen gekoppelt. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um Aufschiebungen, da sie parallel zum Streichen verlaufen, wurden sie allerdings bisher vielfach nicht als solche erkannt.

Hohe Cu-Werte findet man aber nicht nur bei Vorkommen, die an den Aufschiebungen selbst liegen, sondern auch bei solchen, die in der weiteren Umgebung von grossen Überschiebungen liegen. Sie bilden den Typ der weitest gewanderten Erze. (Bei diesem Typ überwiegt FeS-Anteil vor FeS_2 , was wohl auf das Überangebot von Fe-Ionen in basischen Gesteinen unter Mobilisierungs-Bedingungen zurückzuführen ist.)

Eine mögliche Deutung dieser Phänomene lässt sich mit Vorbehalt aus den Verhältnissen der Tverrfjell-Grube ableiten. Durch das Gebiet der Tverrfjell-Grube zieht eine teils sulfidisch, teils oxidisch ausgebildete Vererzungszone, die an einen bestimmten Horizont gebunden ist; der sich aufgrund der ihm eigenen markanten magnetischen Anomalie gut verfolgen lässt. Er besteht aus dunkelgrauen, oft magnetitführenden Quarziten von 0,3 - 0,5 m Mächtigkeit. Begleitet wird er von m-mächtigen Pyrit- und

Magnetitbändern, wobei der Magnetit oft als Imprägnation in den begleitenden grünen Schiefern vorliegt.

Charakteristisch für diesen Erzhorizont ist das fast völlige Fehlen von Cu und Edelmetallen.

Die Cu-führenden Erzkörper der Tverrfjell-Grube liegen stratigraphisch nicht in diesem Horizont. Sie haben jedoch stratiformen Charakter und gehen im Streichen in Imprägnationszonen über, die schnell schwächer werden und auskeilen. Sie liegen auf Schichtgrenzen. Diese Schichtgrenzen erweisen sich im tieferen Teil der Grube als Störungsflächen.

Zwischen der Schichtenfolge der Randen-Gruppe, der das Tverrfjell angehört, und den östlich anschliessenden Glimmerschiefern der Gula-Gruppe liegt eine Schiebezone, auf der der gesamte Dovrefjell-Drivdal-Komplex (Elgsjö-Decke) über die Gula-Schiefer geschoben ist. Das Tverrfjell-Vorkommen befindet sich nun an einer Stelle, an der diese tektonische Zone sehr nahe an die "sedimentäre" mineralisierte Zone heranreicht. Das Gruben-Gebiet ist daher auch intensiv verfaltet und zeigt eine stärkere Umwandlung als die Gula-Schiefer.

Wie schon erwähnt liegen die Erzkörper des Tverrfjell-Vorkommens auf Schichtgrenzen. Auf Grund des bedeutenden Kompetenzunterschiedes zwischen den Grünschiefern und den angrenzenden Muskovit-Schiefern ist an einer solchen Grenze in einem tektonisch stark durchformten Gebiet eine Störung zu erwarten, was die geologische Bestandsaufnahme der Grube ja auch zeigt. Eine solche Bewegungszone auf der Schichtgrenze mechanisch ungleicher Gesteine dürfte für die Raumnahme auskristallisierender Sulfidlösungen durchaus vorteilhaft gewesen sein.

Zur Frage des Gehaltes an Metallen ist folgendes zu bemerken: Neben Cu enthalten die mächtigen Erzkörper des Tverrfjells auch Zn, etwas Pb und As, vor allem aber auch Ag (350 g/t) und Au (4 g/t Cu-Konz.). Betrachtet man die regionale Verteilung dieser Elemente in den Sulfiderzen des Hjerkinndistriktes so findet man einen gleichmässig niedrigen Cu-Gehalte zwischen 0,05 und 0,3 % und nur Spuren von Edelmetallen. Diese geringen Gehalte repräsentieren vermutlich den primären Cu- und Edelmetallanteil. CuFeS_2 kommt hier fast ausschliesslich in feinen Tröpfchen in den Pyritkristallen vor. Den höheren Cu-Gehalt der Erzlinien der Grube bewirkt vor allem das CuFeS_2 , das als Zement zwischen den Pyriten sitzt. In den tieferen Teilen der Tverrfjell-Grube gruppieren sich diese Cu-reichen Zonen im wesentlichen um grössere streichende Störungen. Es scheint ganz so, als ob diese Störungen Transportwege für das Cu und die den CuFeS_2 begleitenden Edelmetalle waren. Daraus kann mit Vorbehalt gefolgert werden, dass die Cu in deszendente Lösungen aus dem Verwitterungsbereich herabsickernd in tieferen Teilen wieder ausgefällt wurden.

Literaturverzeichnis

- BALLEY, E. B. and O. HOLTEDAHN (1938): Northwestern Europe Caledonides. Reg. Geologie der Erde, Band 2, Abschn. 2, Leipzig, 76 pp.
- BIRKELAND, T. (1958): Geological and petrological investigations in northern Trøndelag. Norsk Geol. Tidsskr., 38, 327-420.
- BJØRLYKKE, K. (1965): The Eocambrian stratigraphy of the Björånes window. Norg. Geol. Undersøkelse, 234, 5-14.
- - (1966): Sedimentary petrology of the Sparagmites of the Rena district. Norg. Geol. Undersøkelse, 238, 5-53.
- BJØRLYKKE, K. O. (1905): Det central Norges fjeldbygning. Norg. Geol. Undersøkelse, 39, 595 pp.
- BUGGE, C. (1954): Den kaledonske fjellkjede i Norge. Norg. Geol. Undersøkelse, 189, 79 pp.
- CARSTENS, C. W. (1920): Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. K. norske vidensk. Selsk. Skr., 1, 1919, No. 1, 152 pp.
- - (1924): Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondheimsgebiet. Norsk Geol. Tidsskr., 7, 185-270.
- - (1935): Zur Genesis der Kiesvorkommen des Trondhjemsgebietes. Kgl. Norske Videnskab. Selskabs. Skr., 11, 1935, No. 1), 38 pp.
- CARSTENS, H. (1960): Stratigraphy and volcanism in the Trondheimsfjord area. Excursion guide. Norg. Geol. Undersøkelse 212 b, 23 pp.
- CHALOUPSKY, J. (1963): Notes on the geology of an area west of Støren. Norg. Geol. Undersøkelse., 223, 61-66.
- DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. 1970: Mountain Belts and the New Global Tektonics. Journ. of geophys. res., Vol. 75, No. 14.
- DU DRESNAY (19): Quelques observations dans le district Kongsvoll Snøhetta Norsk Geol. Tidsskr., 28
- ENGLUND, J. O. (1966): Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang. Gudbrandsdalen. Norg. Geol. Undersøkelse., 55-103.
- GEHRISCH, W. (1970): Geologische Kartierung des Gebietes Hornsjøha-Slettho-Zentrales Südnorwegen (unpubl. Dipl.-Arbeit).
- GETZ, A. (1890): Graptolithöförende skiferzoner i det trondhjemske. Nvt. Mag. Naturv., 31, 31-42.
- GJELSVIK, T. (1953): Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge. Norg. Geol. Undersøkelse., 184, 71-94.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1912): Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. Skr. Vidensk. Selsk., Christ., 1912, No. 19, 11 pp.

- GOLDSCHMIDT, V. M. (195): Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjems-Gebietes. Skr. Vidensk. Selsk., Christ., 1915, No. 10, 37 pp.
- - (1916): Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Skr. Vidensk. Selsk., Christ., 1916, No. 2, 140 pp.
- - (1921): Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Skr. Vidensk. Selsk., Christ., 1920, Nr. 10, 142 pp.
- HELM, H. (1966): Die geologischen Verhältnisse um Follidal (unveröffentl. Dipl.-Arbeit).
- - (1968): Die Sparagmitgrenze südlich Follidal N.G.U. Nr. 258, 44-61.
- HERNES, I. (1965 a): Die kaledonische Schichtenfolge in Mittelnorwegen. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Monatsh. 2, 69-84.
- - (1965 b): Geologisk oversikt over Tingvollområdet. Tingvoll bygdebok, 29 pp.
- - (1967 a): Zur Geschichte der Skandinavischen Gebirgskette N. Ib. Geol. Paläont. Mh. 1967, 455-461.
- HOLMSEN, G. (1935): Nordre Femund. Norg. Geol. Undersøkelse, 144, 55 pp.
- - (1937): Søndre Femund. Norg. Geol. Undersøkelse, 148, 42 pp.
- HOLMSEN, P. (1950): Tynset. Norg. Geol. Undersøkelse, 175, 7-42.
- - (1955): Trekk av Oppdalsfeltets geologi. Norsk. Geol. Tidsskr., 35, 135-150.
- - (1965): On the nature of the basement contact. Norg. Geol. Undersøkelse, 234, 64-70.
- HOLMSEN, P. and CHR. OFTEDAHL (1956): Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Norg. Geol. Undersøkelse, 194, 173 pp.
- HOLMSEN, P. and S. SKJESETH (1966): Trysil-bevningen mellom Osensjøen og Jordet i Trysil. Med beskrivelse av diamantborkjerne ved J. P. NYSTUEN, Norg. Geol. Undersøkelse, 242, 119-129.
- HOLTEDAHL, H. (1950): Geological and petrographical investigations in the northwestern part of the Oppdal quadrangle. Årbok Univ. Bergen, Mat.-Nat. Ser., 1949, No. 7, 60 pp.
- HOLTEDAHL, O. (1936): Trekk av det skandinaviske fjellkjedestreks historie. Nordiska (19. skand.) Naturforskarer-møtet i Helsingfors 1936, 129-145.
- - (1941): Om fjellbygningen i Oppdal-Sunddal-streket. Norsk Geol. Tidsskr., 20, 274, 276.
- - (1944): On the Caledonides of Norway. Skr. norske Vidensk. Akad., 4, 31 pp.
- - (1953): Norges geologi. Norg. Geol. Undersøkelse, 164, 2 vols., 1118 pp.
- - (1960 a): Editor: Geology of Norway. Norg. Geol. Undersøkelse, 208, 540 pp.
- - (1960 b): Stratigraphy of the sparagmite group including "the sandstone divisions of Finnmark", "Geology of Norway". Norg. Geol. Undersøkelse, 208, 111-127.
- - (1961): The "Sparagmite Formation" (Kjerulf) and "Eocambrian" (Brügger) of the Scandinavian peninsula. Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. 20th, Mexico, El Sistema Cambrico, Symposium, Moscow, Part III, 9-43.

- KJERULF, TH., (1871): Om Trondhjems Stifts geologi (I). Nyt Mag. for Naturv. Bd. 18.
- - (1875): Om Trondhjems Stifts geologi (II). Nyt Mag. for Naturv., Bd. 21.
- - (1883): Meråkerprofillet. Kgl. N. Vid. Selsk. Skr. 1882.
- KLEINE JHERING, R. (1969): Die Geologie des Alvdal-Gebietes (unveröffentl. Dipl.-Arbeit).
- KOLDERUP, N. H. (1931): Oversikt over den kaledoniske fjellkjede på Vestlandet. Årbok Bergens Museum, Nat.-Nat. Ser., 1931, No. 1, 43 pp.
- MARLOW, W. (1935): Folldal. Norg. Geol. Undersøkelse, 145, 5-23.
- MOSSON, P. and G. QUESNEL (1970): Contribution a l'etude geologique de la region comprise entre Alvdal et Folldal (Trondheim Méridional, Norvège (unveröffentl. Dipl.-Arbeit).
- OFTEDAHL, CHR. (1945): Om sillitene i det central-norske sparagmitområde. Norsk Geol. Tidsskr., 25, 285-294.
- - (1950 a): Petrology and geology of the Rondane area. Norsk Geol. Tidsskr., 28, 199-225.
- - (1950 b): Øvre Rendal. Norg. Geol. Undersøkelse, 177, 7-27.
- - (1954): Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmitområde. Norg. Geol. Undersøkelse, 188, 5-20.
- - (1958): A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. Fören. Stockholm Förh., 80, 1-19.
- - (1959): Om vulkanittene i den kaledonske fjellkjede i Norge. Norsk Geol. Tidsskr., 29, 263-265.
- - (1961): On the genesis of the gabbroid rock bodies in the Norwegian Caledonides. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 40, 87-94.
- - (1968): Norges geologi. Vorlesungskompendium.
- PAGE, N. J. (1964): The sulfide deposits of Nordre Gjettryggen gruve, Folldal. Norg. Geol. Undersøkelse, 228, 217-269.
- REUSCH, H. (1883): Nogle av Meråkerprofillets Bergarter. Kgl. N. Vid. Selsk. Skr. 1882.
- - (1890): Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift. Vid. Selsk. Forh., No. 7.
- RICHTER, M. (1943): Das Alter des westnorwegischen Grundgebirges. Geol. Rundschau, 34, 154-161.
- ROBERTS, D. Structural observations from the Kopperå-Riksgrense area and diskussion of the tectonics of Stjørdalen and the N.E. Trondheim-Region. N.G.U. nr. 245.
- ROSENQVIST, I. TH. (1941): The Lenset anticline in the Oppdal Area. Norsk Geol. Tidsskr., 21, 25-48.
- - (1942): Om oiegneisdannelse i fjellkjeder. Norsk Geol. Tidsskr., 21, 165-180.
- - (1943): Metamorphism and metasomatism in the Oppdal area. Norsk Geol. Tidsskr., 22, 106-202.
- SCHIOTZ, O. E. (1902): Den sydøstlige del av Sparagmit-Kvartsfjeldet i Norge., Norg. Geol. Undersøkelse, 35, 131 pp.

- SKJESETH, S. (1962): "Trysilhevingen", Kambro-ordovicisk stratigrafi i Femundstrakten. Norg. Geol. Undersøkelse, 215, 102-113.
- - (1963): Contributions to the geology of the Njasa district and the classical Sparagmite area in southern Norway. Norg. Geol. Undersøkelse, 220, 126 pp.
- STRAND, T. (1949): On the gneisses from a part of the north-western Gneiss area in southern Norway. Norg. Geol. Undersøkelse, 173, 45 pp.
- - (1951): The Sel and Vågå map areas. Norg. Geol. Undersøkelse, 178, 116 pp.
- - (1961): The Scandinavian Caledonides. A review. Am. J. Sci., 259, 161-172.
- STRAND, T. and P. HOLMSEN (1960): Stratigraphy, petrology and Caledonian nappe tectonics of central southern Norway. Caledonized basal gneisses in a northwestern area (Oppdal-Sundal). Excursion guide. Norg. Geol. Undersøkelse, 2121, 31 pp.
- TÖRNEBOHM, A. E., (1896): Grunddragen af det centrala Skandinavians bergbygnad. Kgl. Svenska Vetenskapsacad. Band 1., 28, No. 5, 212 pp.
- TORSKE, T. (1965): Geology of the Mostadmarka and Selbustrand area, Trøndelag. Norg. Geol. Undersøkelse, 232, 83 pp.
- VOGT, TH. (1928): Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. Norsk Geol. Tidsskr., 10, 97-115.
- - (1940): Geological notes on the Dictyonema locality and the upper Gauldal valley. Norsk Geol. Tidsskr., 20, 171-191.
- - (1945): The geology of part of the Hølanda-Horg district. Norsk Geol. Tidsskr., 25, 449-528.
- WEGMANN, C. E. (1925): Sur le lambeau de recouvrement de la Gula. Compt. Rend. Soc. Geol. France, 1925, 158-159.
- - (1959): La flexure aciale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. Norsk Geol. Tidsskr., 39, 25-74.
- WOLFF, F. CHR. (1960): Forelepike meddelelser fra kartblad Verdal. N.G.U. 211.
- - (1964): Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. N.G.U. 227.
- - (1967): Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. N.G.U. 245, 123 pp.
- WALTHAM, A. C., The geology of the Foilidal massive sulfide deposits. Ph. D. THESES, University of London 1968.

L E B E N S L A U F

Am 22.5.1936 wurde ich als Sohn des Zollbeamten Alfons Heim und seiner Frau Franziska in Haselstein Krs. Hünfeld (Hessen) geboren.

Nach dem Abitur (18.2.1959) am humanistischen Rhabanus-Maurus-Gymnasium in Mainz begann ich an der Johannes-Gutenberg-Universität mit dem Geologiestudium. Mein Vorexamen legte ich am 23.2.1962 ab. Nach einem Semester Studium an der Universität in Frankfurt wurde mir als Diplomarbeit die Bearbeitung der geologischen Verhältnisse südlich Folldal (Norwegen) zugeteilt. Am 28.7.1966 legte ich mein Diplomexamen mit der Gesamtbewertung sehr gut ab.

Danach trat ich eine Stelle als Prospektierungsgeologe bei der Bergbaufirma Folldal Verk A/S an. Seit zwei Jahren leite ich die Prospektion des Borregaard-Konzerns, dem Folldal Verk A/S angehört. Meine Aufgaben sind die Koordinierung geologischer, geochemischer und geophysischer Arbeiten.

Die Ergebnisse der von mir in den Jahren 1966, 67 und 68 durchgeführten Kartierungen habe ich in der vorliegenden Dissertation zusammengestellt und diskutiert. Ich hoffe, mein Universitätsstudium mit dem Doktorexamen abzuschließen.

Ich bin deutscher Staatsangehöriger, seit 24.9.1966 verheiratet und habe 3 Kinder.

Interessant ist ferner der Umstand, dass einige Vorkommen kalkige Matrix andere hingegen SiO_2 -Matrix zeigen. Vergleicht man den Grad der metamorphen Umwandlung des Nebengesteines mit dem Charakter der Matrix, so fällt auf, dass in Bereichen einer retrograden Grünschieferfazies, wo Ferromagnesiumsilikate weitgehend hydratisiert sind, das Ca-Ion in die Schichtgitter der Fe-Mg-Silikate also nicht mehr eingebaut werden kann, die Matrix der Erze überwiegend kalkig bis dolomitisch ist. Das trifft sehr gut für die Folldal-Gruben zu, stimmt aber auch mit den Verhältnissen des Grong-Distriktes überein.

Erzkörper in höhermetamorpher oder auch niedrigermetamorpher schwach retrograder haben fast immer SiO_2 -Matrix:

Tverrfjellet, Lökken u.a., da hier offenbar der Überschuss an freiem Ca fehlt.

Sollte man diese Matrixverhältnisse zu einer Gesetzmässigkeit erheben, so ergibt sich daraus folgendes:

Da der unterschiedliche Metamorphosegrad offensichtlich Einfluss auf die Matrix der Erzkörper genommen hat, kann man annehmen, dass die Erze in ihrer heutigen Position spät oder postmetamorph gebildet worden sind.

Die Annahme einer relativ jungen Bildung der heutigen Erzkörper bestätigt auch die Beobachtung RUL's, 1968 (pers. Mitt.), der die meisten Erzkörper des Killingdals-Distriktes auf Störungen kartiert hat, die die älteren Strukturen durchsetzen.

Metasomatische Vorgänge knüpfen sich vermutlich an den gesamten Migrationsprozess. Sie sind aber nach Auffassung des Verfassers keine primäre Ursache zur Bildung von solchen Erzkörpern, wie sie im Südlichen Trondheim-Gebiet vorliegen.

In den letzten Jahren ist eine Reihe von Untersuchungen durchgeführt worden, die sich mit der metamorphen Umwandlung der pyritischen Erzkörper befassen (F. VOKES, 1969). Die postulierte direkte Beziehung zwischen Korngrösse und Grad der Umwandlung besteht nach den Beobachtungen des Verfassers im Südlichen Trondheim-Gebiete nicht. Ein Korngrössen-Unterschied zwischen dem Tverrfjell-Vorkommen, den Kiesen der Folldal-Gruben und den Vorkommen in dem niedrigermetamorphen Ostgebiet ist nicht feststellbar. Im Gegenteil scheinen kleinere Körper in niedrigermetamorpher Umgebung grobkristalliner als mächtige Linsen in höhermetamorpher Umgebung.

Die Korngrösse der Sulfidmineralien ist wohl mit Sicherheit abhängig von dem Temperaturgradienten während der Kristallisation. Dieser aber scheint eine Funktion der Klüftigkeit des Umgebungs-Gesteins gewesen zu sein, wobei bei dichten Gesteinsschichten und folglich hohen Drucken und Temperaturen die Sulfidlösungen feinkörnig, bei klüftigem Nebengestein und folglich geringeren Drucken und Temperaturen in grösseren Kristallen auskristallisiert sind.

Die mechanischen Eigenschaften des Nebengesteins dürfte aber - die postmetamorphe "in situ" Bildung der Erze vorausgesetzt - in hohem Masse von dem jeweiligen Metamorphosegrad abhängig gewesen sein: Hochmetamorph umgewandelte und verfestigte Gesteine werden bei hohen tektonischen Beanspruchungen durch Neubildung und Erweiterung des bestehenden Kluftsystemes reagieren. Der mobilisierte Erzkörper wird sich bei Nachlassen des Druckes schneller abkühlen. Bei niedriger Temperatur werden sich weniger Kristallkerne bilden. Da infolge Aufreissen der Klüfte der Kristallisationsgegendruck im Verhältnis zu dem Kristallisations-Druck der Pyrite klein ist, kann sich das XX-Wachstum ungestört entwickeln. Es werden sich wenige aber grobe Kristalle bilden.

Niedrigmetamorph umgewandelte Gesteine werden sich bis zu einem gewissen Grad elastisch verformen, den Überdruck aber nicht in gleicherweise durch ein Kluftsystem ableiten können: Es werden zunächst hohe Drücke erhalten bleiben, dadurch wird die Abkühlung verzögert, und sich viele Kristallkerne bilden. Die Wachstumsgeschwindigkeit der Kristallkeime wird weitgehend vom Aussendruck abhängen nach der einfachen Beziehung:

Aussendruck = Kristallisationsdruck Wachstumsstopp.

Eine Umkristallisierung mag bei einer lokalen späteren Aufwärmung erfolgt sein. Ebenso sind katalastische Bildungen durch das Wiederaufleben von Störungen zu erwarten.