

GEOLOGISCHE KARTIERUNG DES GEBIETES
HORNSJÖHÖ - SLETTHÖ Zentrales Südnorwegen.

Wolf Gehrisch

München 1970

Vorwort

Für Anregung und Unterstützung sowie reges Interesse sei meinem geschätzten Lehrer und Betreuer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, herzlich gedankt.

Dank schulde ich auch Herrn Dipl.-Geol. H. HEIM und dem Folldal-Verk, von wo aus die Anregung und die Finanzierung zur Durchführung der Kartierung in Norwegen kam.

Für Ratschläge und Anteilnahme danke ich den Herren Priv.-Doz. Dr. J. BODECHTEL, Dr. FELLERER, Dr. HÜLL und Univ.-Doz. Dr. D.D. KLEMM.

Zusammenfassung

Die Kartierung des Gebietes Hornsjøhø-Sletthø wurde im Maßstab 1:15.000 vorgenommen und daran eine petrographische Beschreibung angeschlossen.

Die NW-Grenze des Arbeitsgebietes bildet ein mächtiger Mylonit. Um den Übergang zur Trondheimserie jenseits dieses Mylonits anzudeuten, wurden die von meinem Studienkollegen H. WEINIG im gleichen Sommer 1969 kartierten angrenzenden Phyllite und Grünschiefer mit in die Karte aufgenommen. Im Kartierungsgebiet liegen drei grundsätzlich unterschiedliche Einheiten vor:

1. Der authochthone epizonal-metamorphe Rondane-Sparagmit.
2. Eine flache, schwach nach WSW einfallende Mulde, bestehend aus der Grimsdalserie (oberste Einheit der Sparagmitformation) und, über einem Blastomyloniten, aus der vulkano-sedimentären Serie, die der Støren-Bymark-Gruppe zuzurechnen ist. Diese beiden Serien sind mesozonal-metamorph und liegen diskordant auf dem Rondane-Sparagmit.
3. Eine liegende, SE-vergente Synklinale mit ebenfalls mesozonal-metamorphen Schieferen der Heidalserie (= untere Rørosgruppe = unteres Kambrium), deren verbreitete amphibolitische Zwischenschaltungen, Ultrabasite, Gabbros und Trondhjemite einen kräftigen initialen Magmatismus belegen. Diese Synklinale wird von Sparagmiten umhüllt. Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes ist jedoch zwischen diese Sparagmite und die Heidalserie noch Zoisit-Albitschiefer mit "Basalkonglomerat" eingeschaltet.

Außer einer mesozonalen Hauptmetamorphose der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinalfüllung, der Grimsdalserie und der vulkano-sedimentären Serie ist generell eine Diaphtorese mit epizonalem Charakter zu erkennen. Die Sparagmite zeigen nur eine epizonale Metamorphose.

Die oben erwähnten Zoisit-Albit-Schiefer, welche hauptsächlich im Bacheinschnitt des hier von Süden kommenden HaversdalsaaI am Nordhang der Sletthø aufgeschlossen sind, werden von T. STRAND (1945) als "metamorpher Anorthosit" bezeichnet. Da petrographisch von mir keine eindeutigen Hinweise für diese Auffassung gefunden werden konnten und mir regionale Vergleiche mit den südwestlich des Arbeitsgebietes gelegenen Anorthositen des Røroskomplexes fehlen, muß das genetische Problem dieser Zoisit-Albit-Schiefer offengelassen werden.

Einleitung

Die Aufgabe bestand darin, die Synklinale von Hornsjøhø-Sletthø zu kartieren, die tektonischen Strukturen dieser Synklinale zu erfassen, und deren Grenze gegenüber den umgebenden Sparagmiten festzustellen. Angesichts der Größe des Gebietes und der zur Verfügung stehenden Zeit konnte nicht allzusehr in Details gegangen werden. So mußte z.B. das Problem der Platznahme der Serpentinite in meinem Arbeitsgebiet ausgeklammert bleiben. Wenn daher in diesem Zusammenhang von Intrusivgesteinen gesprochen wird, so muß hier darauf hingewiesen werden, daß der intrusive Charakter nicht in jedem Einzelfall bewiesen ist. Auch die Aufnahme des tektonischen Gefügeinventars mußte aus Zeitgründen beschränkt werden.

Für die Kartierung lagen anfangs die folgenden topographischen Kartenblätter im Maßstab 1:50.000 vor:

- 1) HJERKINN (Blatt 1519 III)
- 2) OTTA (Blatt 1718 IV)
- 3) RONDANE (Blatt 1718 I)

Der hier interessierende Ausschnitt wurde im Anhang zur vorliegenden Arbeit beigegeben. Später wurden mir Luft-

photos im Maßstab 1:35.000 zur Verfügung gestellt. Die endgültige Kartierung konnte schließlich auf vergrößerten Luftphotos im Maßstab 1:15.000 vorgenommen werden. Mit Hilfe der vergrößerten Luftphotos wurde dann eine Geländekarte ohne Höhenlinien angefertigt. Auf diese wurden meine geologischen Aufnahmen von den Luftbildern übertragen und zu einer geologischen Karte zusammengestellt.

Geographischer Überblick

Das Kartierungsgebiet liegt im südnorwegischen Hochgebirge, etwa 160 km Luftlinie südlich Trondheim und ca. 135 km Luftlinie westlich der norwegisch-schwedischen Grenze. Es umfaßt ca. 80 km². Das Zentrum des Gebietes liegt auf dem Schnittpunkt des 62. Breitengrades mit dem Längengrad 9°30'00" östlich Greenwich. Morphologisch zeichnet sich das Gebiet durch zwei weitgespannte flache Hügel inmitten einer ausgeprägten schroffen Gebirgslandschaft aus. Die höchste Erhebung weist 1593 m auf, (südöstliche Sletthø), der niedrigste Punkte liegt bei 1059 m über NN (westlichste Ecke des Kartierungsgebietes). Der größte Höhenunterschied beträgt also 530 m. (Anlage 1)
Über 1100 m NN tritt nur noch spärliche Vegetation auf, hauptsächlich Flechten und in den Niederungen niedriges Gesträuch. Das Gebiet ist nicht besiedelt.

Der geologische Rahmen des Arbeitsgebietes.

Das im Osten unmittelbar an das Kartierungsgebiet anschließende Rondane-Gebiet besteht aus wahrscheinlich eokambrischen Sparagmiten.

Das nördlich des Arbeitsgebietes gelegene Dovre-Gebiet führt kristalline Schiefer der Trondheimserie mit Einschaltungen von metamorphen Tuffen (Grünschiefer) und Diabasen (Amphiboliten), sowie mit Intrusionen von Trondhjemiten, metamorphen Gabbros und Serpentiniten. Diese Gesteinsfolge wird allgemein als kambro-ordovizisch

aufgefaßt; die ältesten Sedimente können auch in das Eo-kambrium zurückreichen.

Die Trondheimserie wird wie folgt gegliedert:

- a) Hovin-Gruppe (obere und untere Hovin-Gruppe): Fossil-belegtes Ordovizium. Diese Serie fehlt im Arbeitsgebiet.
- b) Støren-Bymark-Gruppe: Diese wird von einigen Autoren ins Kambrium, von anderen aber noch ins Ordovizium gestellt. Die Serie besteht aus kristallinen Schiefen, und zwar vorherrschend Grünschiefern, Amphiboliten und Quarziten. Sie ist auch im Kartierungsgebiet vertreten.
- c) Røros-Gruppe: Diese unterlagert die Støren-Bymark-Gruppe und reicht bis ins untere Kambrium hinab. Sie enthält als charakteristische Intrusivgesteine Serpentinite und ist die im Kartierungsgebiet verbreitetste Serie.

Im Süden des Dovre-Gebietes liegen tektonisch nach SE transportierte Gesteine der Trondheimserie mit auf Sparagmit. Westlich Rondane sind zweilinsenförmige Körper der Trondheimserie mit Sparagmit verschuppt.

Das Kartierungsgebiet umfaßt im wesentlichen den nördlichen dieser beiden Körper.

Die Gesteine Jotunheimens im SW des Arbeitsgebietes sind teilweise stark verschieferte Anorthosite, Mangerite und andere Tiefengesteine, insbesondere Trondhemite. Diese magmatischen Gesteine, liegen mit tektonischer Grenze auf kristallinen Schiefen der südlichen Fortsetzung der Trondheimserie. Nach T. STRAND (1945) soll ein solcher "metamorpher Anorthosit" auch im Kartierungsgebiet vorhanden sein.

Frühere Arbeiten

Im Kartierungsgebiet ist eine kleinmaßstäbliche geologische Aufnahme bisher noch nicht durchgeführt worden. Le-

diglich über südliche Teile von Hornsjøhø-Sletthø wurden von T. STRAND (1945) zwei Profile gelegt. Derselbe Autor hat ferner (1951) in "Norges geologiske Undersøkelse" eine geologische Karte der "Sel and Vågå map-area" im Maßstab 1:250.000 und eine Beschreibung dazu in englischer Sprache veröffentlicht. Auf dieser Karte ist der südliche Teil des Arbeitsgebietes mit berücksichtigt.

Es seien hier die folgenden orogenen Phasen, die T. STRAND (1951) für sein südlich angrenzendes Arbeitsgebiet aufgestellt hat, wiedergegeben (siehe hierzu auch die beigelegte Karte der "Sel and Vaga map-Area"): (Anlage 2)

- a) Takonische Phase: Die "miogeosynklinalen" eokambrischen Sparagmite sowie kambro-ordovizischen Phyllite werden von der "Otta-Decke" überfahren. Diese besteht aus "Eugeosynklinalsedimenten" mit Konglomeraten, Intrusionen von Ultrabasiten (Peridotiten) sowie aus Anorthositen. Diese Anorthosite werden von STRAND (1951) in den "Rudihø-Kristalline-Komplex" gestellt.
- b) Ardennische Phase: Die Jotundecke, so wird der Gesteinskomplex von Jotunheimen genannt, wird über die Otta-Decke geschoben.
- c) Svalbardische Phase (zwischen Mittel- und Oberdevon): Großfaltung, die alle strukturellen Einheiten erfaßt. STRAND (1951) selbst weist jedoch darauf hin, daß diese Phasen lediglich "mit einiger Wahrscheinlichkeit" nachzuweisen sind.

A) DIE GESTEINSSERIEN

I. Übersicht

Im Arbeitsgebiet sind folgende Gesteinsserien zu unterschei-

den:

- a) als autochthone Basis die Sparagmite des Rondane-Gebietes (= Brøttumsparagmit, Eokambrium).
- b) Allochthone Metasedimente an den Nordhängen von Hornsjøhø und Sletthø:
 1. Grimsdalserie (wahrscheinlich oberes Eokambrium)
 2. Vulkanosedimentäre Serie (Støren-Bymark-Gruppe: wahrscheinlich Kambrium, möglicherweise jedoch teilweise auch schon Ordoviz).
- c) Die Synklinalfüllung des Hornsjøhø-Sletthø-Gebietes: Metasedimente und metamorphe Magmatite:
 3. Glimmerreiche Sparagmite (wahrscheinlich oberes Eokambrium)
 4. Zoisit-Albitschiefer ("Metaanorthosit" im Sinne von T. STRAND (1945)) (oberes Eokambrium?) mit "Basalkonglomerat"
 5. Rørosgruppe (wahrscheinlich unteres Kambrium): Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Chlorit-Epidotschiefer, Graphitschiefer, Marmore und Quarzite sowie
 6. Serpentinite, Saussuritgabbros, Amphibolite, Granitgneise und Trondhemite.
- d) als höchste tektonische Einheit die Trondheimserie im NNW (Kambro-Ordoviz).

Im Arbeitsgebiet müssen drei tektonisch, stratigraphisch und petrographisch verschiedene Sparagmitvorkommen unterschieden werden:

- 1) Die Sparagmite des Rondane-Gebietes, die aus zwei verschiedenen Typen aufgebaut werden, einem "hellen" und einem "dunklen" Sparagmit.
- 2) Ein plattiger Sparagmit innerhalb der Grimsdalserie, die zur obersten Abteilung der Sparagmitformation gezählt werden kann (H. HEIM, 1969).
- 3) Ein glimmerreicher Sparagmit, der sich wiederum in zwei Typen untergliedern läßt und das tektonisch Liegende der Synklinale von Hornsjøhø-Sletthø darstellt.

II. Stratigraphisch-tektonische und petrographische Beschreibung der einzelnen Serien.

a) Die authochthonen Sparagmite des Rondane-Gebietes

Der Begriff "Sparagmit" und "Sparagmitformation" (griechisch Sparagma = Bruchstück, Fetzen, Fragment) wurde 1825 von J. ESMARK geprägt. Es ist dies die "im wesentlichen aus schwach metamorphen, fossilereeren Sandsteinen, Arkosen und - sehr wahrscheinlich glazigenen - Konglomeraten des Jungalgonkiums (Infrakambrium) bestehende, sehr mächtige Basalserie der kaledonischen Geosynklinale Norwegens" (nach "Geologisches Wörterbuch" von H. MURAWSKI 1963). Die "glazigenen Konglomerate" werden auch als "Tillite" in der Literatur beschrieben.

Ob die Sparagmitserie des Rondane-Gebietes dem Grundgebirge überall authochthon auflagert, ist ein noch nicht völlig geklärtes Problem. Dagegen hebt sie sich von den allochthon auflagernden, mit SSE-Vergenz transportierten Sedimentfolgen durch eine tektonische Trennfläche deutlich ab. Diese Trennfläche kann im Gelände aus dem Bereich zwischen den beiden Seen "Hornsjø" und "Storvann" im Norden nach SSE, vorbei am Fuße des "Soeterbergs" bis hin zum Bach "Haverdalsaa" gut erkannt werden. Von hier folgt sie dem "Haverdalen" in südlicher Richtung bis ins "Djundalen", um gleichsinnig mit diesem Tal weiter südlich in SSW-Richtung umzuschwenken.

Heller Sparagmit

Diese mehrere 100 m mächtige Folge dickbankiger feldspatreicher Quarzite bis quarzreicher Metaarkosen ist etwa cremefarben und führt klastische Feldspatkörner bis ca. 1 cm Größe, die teilweise eine auffällige Violett-färbung

aufweisen. Aus diesen hellen Sparagmiten ist der weitaus größte Teil Rondanes, speziell die Gravhøi und der Soeterberg im NE des Kartierungsgebietes aufgebaut. Bemerkenswert ist der große Anteil an K-Feldspat (Mikroklin). Das Liefergebiet muß also aus Mikroklin-reichen Gesteinen bestanden haben.

Mineralbestand: Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Muskowit

Akzess: Rutil, Erz, Epidot, Zoisit, Apatit, Zirkon

Modalbestand: (Hier und in allen späteren Modalanalysen ist jeweils nur ein Dünnschliff zur Auszählung gekommen).

Nr.	Quarz	Mikroklin	Plagioklas	Muskowit	Akzess.
1	62,3	28,7	3,2	3,7	2,1
2	78,2	18,2	0,7	1,1	1,2

Im stark verschieferten Gestein baut der s-parallel eingeregelt Quarz die feinkörnige Grundmasse auf und löscht oft stark undulos aus (Korngröße ca. 0,5 mm). Mikroklin liegt vorwiegend in Form großer, gut gerundeter klastischer Körner vor, wobei vor allem die größten Körner Kataklase erlitten haben. Der K-Feldspat zeigt durchwegs die typische Mikroklingitterung. Häufig sind auch perthitische Verwachsungen zu beobachten. Plagioklas findet sich als Albit mit An-Gehalt von 2-4 %. Muskowit wie auch Plagioklas treten stark zurück.

Südlich des Arbeitsgebietes tritt eine Sparagmitvarietät auf, die von T. STRAND (1951) als "Dunkler Sparagmit" bezeichnet wird. Auffällige Merkmale sind rötliche Mikroklinaugen in einer dunkelgrauen Matrix, die nach T.STRAND aus einem verhältnismäßig hohen ursprünglich pelitischen Anteil aufgebaut ist.

b) Die allochthonen Metasedimente an den NE-Hängen von Hornsjøhø und Sletthø.

1) Die Grimsdalserie

Diese Serie besteht aus folgenden Gliedern:

- 1.1 Dunkelgraue Glimmerschiefer
- 1.2 Grauer Plattensparagmit
- 1.3 Bänderschiefer
- 1.4 Quarz-Glimmerschiefer
- 1.5 Granatführender Quarz-Mikroklin-Schiefer
- 1.6 Quarzit
- 1.7 Amphibolit
- 1.8 Blastomylonit

1.1 Die Serie der dunklen Glimmerschiefer liegt an der Basis der Grimsdalserie und hat eine Mächtigkeit von 60 - 80 m. Außerordentlich intensive Durchbewegung und Mylonitisierung ist sowohl makroskopisch als auch in fast allen Dünnschliffen sehr verbreitet. In dieser Serie lassen sich neben den Glimmerschiefern (1.11) folgende Gesteine unterscheiden: 1.12 Karbonatschiefer, 1.13 Biotit-Plagioklas-Schiefer und Mylonite.

1.11 Glimmerschiefer

Diese Glimmerschiefer haben einen dunkelgrau-grünlichen Farbton, der durch einen erheblichen Biotit- und Chlorit-Anteil bedingt ist.

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Biotit, Plagioklas (Albit), Epidot, Klinozoisit, Chlorit, Titanit und Karbonat.

Akzess.: Granat und Erz.

Modalbestand (nur ein Dünnschliff analysiert):

Nr.	Qu.	Mu.	Bi.+Chl.	Plg.	Ep.+Klz.	Tit.	Karb.	Akz.
10b	23,2	25,8	16,0	16,9	11,3	1,5	0,5	0,5%

Das stark verschieferte, feingefältelte und oft kataklastisch beanspruchte Gestein zeigt in epidotreichen Lagen lepidoblastische Struktur. Quarz löscht meist undulös aus. Der Biotit ist fast vollständig in Chlorit umgewandelt. Karbonat tritt auf Klüften auf.

1.12 Karbonatschiefer

Die einige Meter mächtigen Karbonatschiefer finden sich direkt über der tektonischen Trennfläche zwischen Rondane-Sparagmit und Grimsdalserie im NE des Kartierungsgebietes. Es handelt sich um kompakte, durch intensive Tektonik stark beanspruchte Gesteine von orange-rötlicher Farbe und grünlichem Belag mit hauptsächlich Chlorit und Muskowit auf den Scherflächen. Durch postkristalline Kataklastik wurden die Gesteinskomponenten zerrieben und dadurch das alte Schieferungsgefüge häufig weitgehend verwischt.

Mineralbestand: Karbonat, Muskowit, Quarz, Mikroklin, Albit und Chlorit.

Akzess.: Rutil und Apatit.

Modalbestand (geschätzt)

Nr.	Karbonat	Mkl.+Qu.	Mu.	Chlorit	Akzess.
4	60	25	10	4	1 %

Die Hauptmasse des Mineralbestandes ist xenomorphes Karbonat Dolomit Mikroklin liegt in rundlichen Körnern von etwa 1 mm Größe vor. Die Quarzkörner zeigen durchwegs kräftig undulöse Auslöschung. Ob neben dem Muskowit auch Talk akzessorisch vertreten ist, läßt sich am vorhandenen Schliffmaterial nicht mit Sicherheit ermitteln.

1.13 Biotit-Plagioklas-Schiefer

Dieses dunkle, harte, massige Gestein liegt linsenförmig in der Serie der dunklen Glimmerschiefer und ist vor allem durch grobkörnige Ausbildung der Plagioklaskörner gekennzeichnet. Seiner stratigraphische und tektonische Beziehung zum umhüllenden Nebengestein ist unklar.

Mineralbestand: Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Biotit, Chlorit und Epidot + Klinozoisit.

Akzess.: Pyrit und Hämatit.

Modalbestand:

Nr.	Plg.+ Mkl.	Bi.	Chl.	Ep.+Klinozoisit	Akz.	Qu.
10c	62.2	18	1,6	0,9	0,5 %	16,8 %

Der Altbestand von Plagioklas ist stark getrübt durch feinste Füllung von Serizit, und stark zurücktretend Epidot und Klinozoisit. Die xenomorphen Feldspatkörner zeigen ausgeprägtes Implikationsgefüge.

Sperrig entwickelte Biotite sind randlich sekundär chloritisiert. Zwickelfüllungen sind neugewachsene fein zwillingslamellierte Albite.

1.2 "Plattensparagmit" (so benannt von H. HEIM (1969)).

Nach mündlicher Mitteilung desselben Autors wird dieses Gestein von norwegischen Geologen auch als "Hellerschiefer" bezeichnet.

Der Plattensparagmit liegt als 50 - 60 m mächtiges Schichtpaket stratigraphisch über den oben beschriebenen dunklen Glimmerschiefern. Durch strenge Paralleltexur und vorzüglich plattige Absonderung ist er zu baulichen Zwecken verwendbar. Im übrigen ist er seiner petrographischen Zu-

sammensetzung nach den Sparagmiten im Liegenden der Grimsdalserie sehr ähnlich. An der Basis der Plattensparagmitserie liegen gut gebänderte kompakte Schiefer, in denen teilweise größere Feldspäte gesproßt sind. Das ganze Schichtpaket ist stark tektonisiert, unter Bildung von Flexuren, Spezialfalten und Zerlegung in einzelne Schollen.

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Plagioklas (Albit), Mikroklin und Epidot.

Akzess.: Titanit, Hämatit, Orthit, Apatit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Feldsp.	Ep.	Ti.	Übr.Akz.
25	63	28,7	3,8	2,5	1,9	0,3 %

Der Mineralbestand ist also ähnlich dem der "hellen Sparagmite" aus dem Rondane-Gebiet, jedoch ist der Gehalt an klastischen Feldspäten geringer und die Muskowitführung bedeutender. Die Feldspäte sind etwa zu gleichen Teilen Plagioklas (Albit) und Mikroklin. Die älteren Plagioklase sind stark serizitisiert und saussuritisiert, die Mikroklone haben noch ein frisches Aussehen. Ein großes Feldspatkorn erwies sich als Schachbrettalbit.

1.3 Bänderschiefer

Südlich des Hornsjø liegt gut aufgeschlossen zwischen "Hellerschiefer" und dem Überlagernden Quarz-Glimmerschiefern ein grüner gebänderter Schiefer von maximal 10 m Mächtigkeit. Die Bänderung ist meines Erachtens bereits auf primäre Unterschiede im sedimentären Ausgangsmaterial zurückzuführen.

1.4 Quarz-Glimmerschiefer

Über den "Bänderschiefern" liegt ein plattig brechender Glimmerschiefer. Der makroskopische Farbeindruck ist grau mit grünlicher Tönung. Außerdem liegen hornblendereiche Einschaltungen vor, die zu Hornblendegarbenschiefen überleiten können. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt etwa 30 - 40 m.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Bi.	Ep.	Plg.	Tit.	Ubr.Akz.
97c	59	17,1	8,1	9,2	5,2	0,9	0,5 %

Biotit hat grünen Pleochroismus. Plagioklas liegt in Körnern zwischen 0,3 und 1 mm, ausnahmsweise bis zu 5 mm vor. Meines Erachtens sind die gefüllten großen Feldspatkörner alte klastische Bestandteile. Erwähnt sei, daß mehrfach um Kerne von Orthit Säume von Klinozoisit und Außenbereiche mit Epidot festgestellt werden konnten.

Im straff s-parallel geregelten Gefüge mit schuppigen Glimmern (Muskowit und Biotit) liegen gleichkörnige quarzreiche Lagen. Dazwischen sind unregelmäßig Feldspatkörner verteilt. Die jüngeren Feldspäte sind etwa gleichgroß wie die Quarzkörner (unter 0,5 mm).

Diese Glimmerschieferserie unterscheidet sich petrographisch im wesentlichen nur durch das reichlichere Auftreten von Biotit und Epidot von dem vorher besprochenen Plattensparagmit.

1.5 Granitführender Quarz-Mikroklin-Schiefer (Meta-Arkose oder Kristalltuff).

Konkordant über den Quarz-Glimmerschiefern folgt eine hellgrau bis orange getönte maximal 15 m mächtige Einschaltung

eines eigenartigen Quarz-Mikroklin-Schiefers. Das gut paralleltexturierte, vorzüglich parallel zur Schieferung brechende Gestein wird mit Ausnahme eines geringen Anteil-
les von Akzessorien (Granat, Epidot, Biotit und Titanit) nur aus Quarz und Mikroklin mit etwas Perthit aufgebaut.

Modalbestand:

Nr.	Mkl.(+Perthit)	Qu.	Granat	Übr.Akz.
33a	51,5	46,1	1,3	1,1 %

Struktur: Granoblastisch mit geringer Verzahnung der einzelnen s-parallel eingeregelteten, annähernd gleichgroßen Körner. Die kleinen Granatkörner sind im Dünnschliff farblos.

1.6 Quarzit

Diese Serie wird von dem unterlagernden Quarz-Mikroklin-Schiefer durch einen Mylonit getrennt. Die Feldbefunde lassen jedoch den Schluß zu, daß zwischen beiden Serien ein ursprünglicher stratigraphischer Zusammenhang bestand.

1.7 Amphibolit

Dieser Amphibolit liegt konkordant auf dem Quarzit und erreicht eine Mächtigkeit von ca. 30 - 40 m. Eine ähnlich große Mächtigkeit weisen sonst keine Amphibolite im Kartierungsgebiet auf. Er ist dicht, scharf s-parallel texturiert und von kräftig dunkelgrüner Farbe. Da das Probenmaterial während des Transports verloren ging, kann eine Dünnschliffbeschreibung nicht gegeben werden.

1.8 Blastomylonit

Es handelt sich um ein im Kartierungsgebiet auffälliges Gestein mit teilweise bis zu 15 cm großen fleischfarbenen

Mikroklinaugen. Gesteine ähnlicher Ausbildung in derselben tektonisch durchbewegten Einheit und der gleichen stratigraphischen Position zwischen Grimsdalserie und Schieferen der Trondheimserie werden von H. HEIM (1969) als "Gneismylonite" beschrieben. T. STRAND (1951) bezeichnet ähnliche Gesteine als "Augengneis" (Øyegneis"-norweg.) und hält eine "Kalium-Metasomatose" bei der Bildung der K-Feldspäte für möglich.

Eigene Überprüfungen ergaben jedoch, daß es sich im Kartierungsgebiet weder um Augengneis noch um Gneismylonite, sondern um Blastomylonite handelt:

Schliff Nr. 60 a, b.

Mineralinhalt: Mikroklin, Perthit, Epidot, Chlorit(Pennin), Quarz und Plagioklas.

Akzess.: Titanit und Ilmenit.

Die Befunde zeigen, daß in ursprünglich stark mylonitisierten Gesteinen eine auffallende Blastese von rundlichen und augenförmigen fleischfarbenen Mikroklinen und Perthiten stattfand. Diese Blastomylonite wurden dann bei einer späteren Beanspruchung noch einmal kataklastisch überprägt.

In Randzonen geht der Mikroklin teilweise in Schachbrettalbit über. Einschlüsse von Plagioklas, Epidot und Quarz sind nicht selten. Klüfte sind mitunter mit Chlorit ausgeheilt. In der Grundmasse liegen Xenoblasten von durchgreifend seriiertem Plagioklas; Quarz löst ausnahmslos stark undulös aus. Epidot liegt in meist kataklastischen Körnern vor.

Der Blastomylonit ist teilweise gebunden an den Horizont zwischen Grimsdalserie im Liegenden und vulkano-sedimentärer Serie im Hangenden, teilweise greift er aber auch spitzwinklig in die Grimsdalserie hinein. Er erreicht eine Mächtigkeit von etwa 10 m. Dies Gestein ist besonders gut im Bacheinschnitt am ENE-Hang der Hornsjøhø gegenüber dem

Plattensparagmitsteinbruch am Storvassberg aufgeschlossen.

Einige Schiefervarietäten zeigen in tektonisch besonders beanspruchten Bereichen ähnliche Kalifeldspatblastese wie dies im oben besprochenen Beispiel beschrieben wurde, haben dabei jedoch ihre schiefrige Textur im wesentlichen bewahrt.

2. "Vulkano-sedimentäre Serie"

Am SE-Hang der Hornsjøen bzw. am NE-Hang der Sletthøe liegt ein Schichtpaket, das seiner Ausbildung entsprechend (viel klastischer Feldspat) noch zur Grimsdalserie gehört. In ihm sind jedoch an einigen Stellen schon Amphibol-reiche Gesteine zu finden. Damit deutet sich im ungestörten Verband ein stratigraphischer konkordanter Übergang zur im Hangenden folgenden vulkano-sedimentären Serie an.

Am NE-Hang der Hornsjøen jedoch ist die Grenze durch den zuletzt besprochenen Blastomylonit markiert. Die vulkano-sedimentäre Serie wird 150 - 200 m mächtig und besteht aus einer Folge von Hornblende-reichen, dunklen und Hornblende-ärmeren, hellen Amphiboliten bzw. Schieferen mit Einschaltungen von hellen metakeratophrischen (?) Gesteinen, verschiedenen Glimmerschieferlagen, Quarziten und Graphit-schiefern. Es ist eine ausgeprägte Faziesverzahnung von vulkanogenem und detritischem Material zu erkennen.

Folgende Gesteine lassen sich unterscheiden:

- | | |
|---|---------------|
| 2.1 Metakeratophyr (?) | hauptsächlich |
| 2.2 Graphit-Glimmerschiefer | an der Basis |
| 2.3 Amphibolit | der Serie |
| 2.4 Hornblende-Klinozoisit-Quarz-Schiefer | |
| 2.5 Muskowit-Glimmerschiefer | |
| 2.6 Epidotreicher Glimmerschiefer | |

2.1 Metakeratophyr (?)

Mineralbestand: Plagioklas, Quarz, Chlorit, Epidot, Muskowit
Akzess.: Granat, Hornblende und Rutil.

Modalbestand:

Nr.	Plg.	Qu.	Chl.	Ep.	Mu.	Granat	Hbld.	Rutil
99	44,5	6,3	17,8	14,8	14,0	1,0	0,5	1,1 %

Das Gestein ist sehr kompakt und hart. Makroskopisch wird es gesprenkelt mit blaßorangebräunlichen (Plagioklas) und grünlichen (Chlorit) Farbtönen. Der Plagioklas (Albit) ist selten verzwillingt. Die Hornblenden haben sehr unregelmäßige Konturen und sind von den Korngrenzen aus in Chlorit umgewandelt. Hinweise für die Bedeutung als Metakeratophyr ergeben sich aus der Stellung innerhalb der vulkanosedimentären Serie und dem Reichtum an Plagioklas. Im kräftig verschieferten Gestein sind jedoch keine primären Gefüge erhalten, welche die vulkanogene Abstammung belegen könnten.

2.2 Graphit-Glimmerschiefer

Dieser Schiefer ist ein fein verfaltetes Gestein mit vorherrschend Biotit und Muskowit und reich an kohligem Substanz. Gelegentlich sind quarzreiche Lagen zu beobachten. Hierauf folgt in zweimaligem Wechsel eine vulkanogene Serie mit auflagernden Schiefen.

2.3 Feinkörniger Amphibolit (Metatuff)

Mineralbestand: Fe-Hornblende, Chlorit, Plagioklas, Epidot, Zoisit (?), Klinozoisit und Quarz

Akzess.: Rutil, Titanit, Apatit und Orthit.

Modalbestand:

Nr.	Hbld.	Plg.	Qu	Ep.+Klz.+Zs.(?)	Chl.	Akz.
35b	59,4	15,5	9,6	10,9	1,0	2,6%

Da dieses Gestein in außerordentlich feinrhythmischer Wechsellagerung mit helleren, Amphibol-ärmeren Schieferen innerhalb der vulkanogenen Serie vorliegt, dürfte es tuffogenen Ursprungs sein. Eindeutige Hinweise hierfür sind jedoch nicht zu erbringen. Der An-Gehalt des Altbestandes an Plagioklasen liegt zwischen 40 und 45 %.

Auffallend ist die strenge Paralleltexur und nematoblastische Struktur der Hornblenden. Das Gestein ist stark saussuritisiert.

2.4 Hornblende-Klinozoisit-Quarz-Schiefer

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hornblende (Mg-reich), Klinozoisit, Epidot und Chlorit.

Akzess.: Titanit, Rutil und Granat

Modalbestand:

Nr.	Hbld.	Klz.+Ep.	Qu.	Plg.	Chl.	Akz.
45	17,7	26,8	44,0	5,0	2,9	3,6 %

Auch hier deutet die feinrhythmische Wechsellagerung mit den oben beschriebenen Amphiboliten darauf hin, daß es sich ebenfalls um ursprünglich tuffogene Zwischenschaltungen handelt, zumal in Schliff 131 a deutliche Übergänge zum feinkörnigen Amphibolit erkennbar sind.

Die Plagioklase sind meist unverzwilligt, seltener einfach lamelliert. Der Altbestand an Plagioklas weist einen An-Gehalt von über 40 % auf, während der gut verzwilligte Neubestand Albit ist. Das Mineral der Epidotgruppe ist

zum größten Teil der Eisen-arme Klinozoisit, dessen Kern oft aus Eisen-reicherem Epidot besteht. Die stengelige Hornblende ist ebenfalls Eisen-arm. Chlorit liegt in Form von kleinen Fasern vor. Wie die feinkörnigen Amphibolite weist auch dieses Gestein scharfe Paralleltexur auf, zeigt körnige, teilweise nematoblastische Struktur und ist kräftig saussuritisiert.

2.5 Muskowit-Glimmerschiefer

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Biotit, Granat, Chlorit
(Prochlorit)

Akzess.: Feldspat, Rutil, Hämatit, Apatit und Turmalin.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Bi.	Granat	Chl.	Akz.
46a	61,0	29,1	5,7	2,0	0,8	1,5 %

Quarz löst sich undulös aus und zeigt leichte Verzahnung der Körner untereinander. Die Granaten im untersuchten Schliff weisen starke Kataklyse auf, sind jedoch teilweise wieder verheilt. Auch die nicht seltene Umwandlung an den Rissen der Granate in Pennin und Prochlorit ist charakteristisch für dieses Gestein. Glimmer findet sich in Form kleiner, häufig etwas verbogener Leisten gleichmäßig über das Gestein verteilt, tritt aber auch als breite Schlieren auf und gibt dem Gestein so eine verworren schiefrige Textur.

Besonders auffällig ist die Verdrängung von Granat durch Quarz, so daß oft nur noch ein siebartiger Restbestand von Granat zu erkennen ist.

2.6 Epidotreicher Glimmerschiefer

Dieser Typ entspricht in mineralogischer Zusammensetzung und Ausbildung weitgehend dem unter "Grimsdalserie" Typ 1.4 Schliff Nr. (Seite 13) 97 beschriebenen Gestein.

Mineralbestand: Quarz, Glimmer (Muskowit und grüner Biotit), Epidot, Plagioklas (Albit).

Akzess.: Titanit, Orthit, Apatit und Chlorit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Bi.	Ep.	Plg.	Akz.
85f	56,8	19,9	5,6	9,5	7,1	0,9 %

Es ist ein graues, hartes, schiefriges Gestein mit hohem Quarzgehalt. Die Plagioklaskörner erreichen eine Größe zwischen 0,5 und 1 mm.

Die tektonische Einheit Grimsdalserie und vulkano-sedimentäre Serie hat im Norden des Arbeitsgebietes ein etwa WNW-Generalstreichen mit einem Einfallen von 0 - 30° nach SSW. Im Süden des Arbeitsgebietes schwenkt das Streichen dieser Serien allmählich in die N-S-Richtung um, bei gleichzeitigem Einfallen der Schichten nach Westen. Dadurch bilden diese Einheiten eine flache, nach WSW abtauchende Mulde.

C) Die Synklinale des Hornsjøhø-Sletthø-Gebietes.

Über dem vulkano-sedimentären Serien folgt mit ausgeprägter Diskordanz die Synklinale des Hornsjøhø-Sletthø-Gebietes.

3. Sparagmit-Tillit-Konglomerat-Serie

Diese besteht aus einer mächtigen Serie Glimmer-reicher Sparagmite mit zweierlei Sparagmitarten und einem da-

zwischen liegenden Konglomerat. Dieses wird im Westen von einem Tillit vertreten. Die Streichrichtung ist E-W. Die Sparagmitserie bildet einen sich nach Osten verengenden Keil zwischen den Synklinalen von Hornsjøhø-Sletthø und derjenigen südlich der Sletthø.

In den südlichen Teilen der Sparagmit-Tillit-Konglomerat-Serie ist das Streichen und Einfallen $0^{\circ}/30 - 40^{\circ}$ N. Gegen Norden gehen die Schichten allmählich in eine Steilstellung über, bis sie an der Grenze zu den im Hangenden folgenden Serien bis 85° erreichen. An diese Grenze, die im Gelände eine markante tektonische Linie bildet, stoßen diskordant Zoisit-Albit-Schiefer und eine von T. STRAND (1945) als "Basalkonglomerat" bezeichnete Serie an.

Nach Westen setzt sich diese tektonische Linie über das Kartierungsgebiet hinaus fort. Bereichsweise täuschen die Verbandsverhältnisse im äußersten Westen des Kartierungsgebietes jedoch Konkordanz vor. Dies ist eine Folge der Ausquetschung inkompetenter weicher Schiefer zwischen kompetenten harten Serien.

3.1 Glimmerreicher Sparagmit

Dieser Sparagmit-Typus bildet das tiefste Glied der Synklinalfüllung im Arbeitsgebiet (siehe Profil im Anhang). Er unterscheidet sich wesentlich von dem bereits beschriebenen Rondane-Sparagmit: Er ist erheblich Glimmerreicher und besitzt einen auffallend großen Gehalt an Epidot und Klinozoisit.

3.11 Feinkörniger Sparagmit

Der liegende Sparagmit unter dem Konglomerat ist sehr feinkörnig und dünnbankig mit fast plattiger Absonderung.

Mineralbestand: Quarz, Feldspat (Plagioklas und Mikroklin),
Muskowit, Epidot, Klinozoisit und Orthit.

Akzess.: Erz und Titanit

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Plg.	Mkl.	Mu.	Ep.+Klz.	Akz.
95a	48,6	14,3	2,7	18,8	12,3	2,3 %

Übergänge zwischen Klinozoisit und Epidot im gleichen Korn sind verbreitet. In manchen Individuen von Klinozoisit ist ein relativ großer Kern von rötlichbraunem Orthit zu erkennen. Der Feldspat ist meist Plagioklas (Neubildungen = Albit), der z.T. stark saussuritisiert ist. Er liegt als größere Körner (oft linsenförmig) in recht feinkörniger Grundmasse von Quarz und Glimmer.

Die Quarzkörner verleihen dem Gestein eine granoblastische Struktur. Durch den hohen, gut in s eingeregelten Glimmergehalt (Muskowitschüppchen) bekommt das Gestein eine schiefelige Textur, die parallel zu den alten sedimentären Grenzen liegt.

3.12 Grobkörniger Sparagmit

Über dem Konglomerat liegt ein deutlich gröberkörniger Sparagmit, der wesentlich kompakter erscheint und kaum plattig bricht.

Im Dünnschliff ist ein ähnlicher Mineralbestand festzustellen wie im oben beschriebenen feinkörnigen Sparagmit. Das zusätzliche Auftreten von Biotit ist jedoch bemerkenswert. Die Modalanalyse zeigt keinen nennenswerten Unterschied zu der des feinkörnigen Sparagmites und wird nicht gesondert aufgeführt.

Dünnschliffuntersuchungen lassen erkennen, daß dieser Sparagmittypus erhebliche Gehalte an grünem Biotit und einige große Quarzlinsen führen kann. Letztere stellen ehemals Quarzgerölle dar.

Es sei hier noch vermerkt, daß der Muskowit in beiden Sparagmittypen eine lichtgrüne Farbe besitzt und somit dem Gestein einen Anflug von hellgrüner Färbung verleiht.

3.2 Konglomerat

Die Matrix dieses Konglomerates entspricht vollkommen derjenigen des Sparagmittypus 3.12. Untersuchte Gerölle erwiesen sich als metamorphe Granite.



3.3 Tillit (siehe Photo)

Den bis zu 15 cm großen Tillit-Komponenten fehlt häufig eine Kantenrundung. Die Einbettung in flächenhaft verbreitete schiefrige Gesteine großer Mächtigkeit (70 - 100 m) dürfte eine Deutung als Fanglomerat ausschließen. Alle Befunde sprechen für eine glazigene Herkunft und damit auch für die Deutung als Tillit.

4. Serie mit Basalkonglomerat, Epidot-reichen Schiefern und Zoisit-Albit-Schiefern

Nördlich der oben erwähnten Steilstellung der Sparagmitschichten im Süden des Kartierungsgebietes gewinnen die überlagernden Schichten allmählich wieder ihr normales Einfallen von 20-30° N. Direkt über dem grobkörnigen Sparagmit liegt ein relativ mächtiger (unterer) Zoisit-Albit-Schiefer, den T. STRAND (1945) aufgrund regionaler Vergleiche und der Position dieses Gesteins unter den ältesten Sedimenten der Trondheimserie als "Meta-Anorthosit" deutet. Der Zoisit-Albit-Schiefer enthält eine mehrere Meter mächtige Einschaltung eines Amphibolits. Im Westen keilt der Zoisit-Albit-Schiefer aus. Im Osten taucht er unter dem Sparagmit ein, hebt aber etwas weiter nord-östlich wieder als Chlorit-Epidot-Albit-Schiefer aus; da der Zoisit-Albit-Schiefer einschließlich seiner Amphibolit-Einschaltungen hier bei der Überschiebung stark durchbewegt und chloritisiert wurde, sind einheitliche Partien des Zoisit-Albit-Schiefers kaum mehr erhalten. Über diesem stark beanspruchten Gestein ist verbreitet ein etwa zwei Meter mächtiger Blastomylonit feststellbar, der jedoch nicht in die Karte aufgenommen werden konnte.

T. STRAND (1945) vertritt die Auffassung, daß vor dem Deckentransport wenigstens Teile der Trondheimserie auf solchen Intrusivgesteinen lagerten, wie sie

Jotunheimen zu finden sind. Durch die Deutung des Zoisit-Albit-Schiefers als "Metamorpher Anorthosit" und das Auffinden eines "Basalkonglomerates" mit "Albitfels-Geröllen", die er aus diesem "metamorphen Anorthosit" herleiten möchte, kommt dieser Autor zur Auffassung, daß die metamorphen Schiefer der Trondheimserie hier "parautochthon" auf ehemaligem "Anorthosit" liegen. Bei meiner Kartierung stellte sich jedoch heraus, daß oberhalb des von T.STRAND (1945) beschriebenen Gesteinskomplexes noch ein völlig gleichartiger etwa 6 m mächtiger Körper eines (oberen) Zoisit-Albit-Schiefers vorkommt. Wenn hier auch Ilmenit und andere Titanminerale auftreten, so konnte doch kein weiterer Hinweis für die Annahme von T. STRAND gefunden werden, daß es sich bei diesem Gestein um einen "metamorphen Anorthosit" handelt.

Ein guter Aufschluß des Zoisit-Albit-Schiefers liegt im Bacheinschnitt des Haverdalsaa am Nordhang der Sletthø vor. Hier kommt der Bach von Süden, durchbricht die senkrecht gestellten Sparagmitschichten und legt den weißen Zoisit-Albit-Schiefer frei.

4.1 Unterer Zoisit-Albit-Schiefer

Das Gestein ist weiß bis chremefarben und kräftig verschiefert.

Mineralbestand: Zoisit, Albit und Serizit

Akzess.: Titanit, Rutil, Epidot, Apatit und Quarz

Modalbestand:

Nr.	Plg.	Zoisit	Serizit	Akz.
155a	54,2	42,9	0,5	2,4 %
150a	50,9	39,9	6,7	2,5 %

Im Schliff 155 a liegt ein Altbestand von größeren kataklastischen Plagioklasen, die kräftig gefüllt sind mit Mikrolithen von hauptsächlich Zoisit und untergeordnet Serizit. In der feinkörnigen Grundmasse sind Neubildungen von Albit, Zoisit und untergeordnet Klinozoisit.

Schliff 150 a weist einen höheren Glimmeranteil und eine geringfügige Epidot-Führung auf.

Eine Varietät dieses Zoisit-Albit-Schiefers hat einen sehr hohen Gehalt an Granat, Apatit, Epidot, Chlorit und Titanmineralien (Ilmenit, Rutil und Titanit).

Modalbestand:

Nr.	Plg.	Mu.	Chl.	Klz.+Zs.+Ep.	Apatit	Granat	Akz.
102	44,6	18,1	11,9	6,1	6,0	8,6	5,4 %

Auffallend ist eine lagiges Gefüge, welches aus wechselweise Altbestand und Neubildungen aufgebaut wird. Der Altbestand ist reich an idiomorphen Granaten, die kräftig zerbrochen sind, wobei es zu Chloritisierung gekommen ist. Neubildungen sind hauptsächlich Quarz und Albit. Klinozoisit überwiegt Zoisit und Epidot. Muskowit und Chlorit durchziehen das Gestein schlierenförmig. Der Rutil zeigt Sagenitgitterung.

4.2 Oberer Zoisit-Albit-Schiefer

Makroskopisch weist dieses Gestein kaum Unterschiede zu den oben beschriebenen unteren Zoisit-Albit-Schiefern auf. Der an der Südseite der Hornsjøen im Haverdalen anstehenden Komplex ist ebenfalls stark verschiefert, wobei auf den Schieferungsflächen Serizit und in besonderen Fällen Fuchsit(?) liegt.

Mineralinhalt: Albit, Klinozoisit, Zoisit, Serizit, Granat und Fuchsit (?)

Akzess.: Titanit und Chlorit

Modalbestand:

Nr.	Plg.	Mu.	Klz.+Zs.	Granat	Chl.	Akz.
103a	59,8	21,4	15,3	1,5	1,0	1,0 %

Der untersuchte Schliff weist einen beträchtlichen Gehalt an älteren Plagioklasen auf, die ursprünglich An-reicher gewesen sind und eine reiche Fülle von Mikrolithen (hauptsächlich Klinozoisit und etwas Zoisit) enthalten. Diese Plagioklase sind meist randlich angefressen. Neubestand ist Quarz, Albit, Muskowit, Klinozoisit und Zoisit. Während im unteren Zoisit-Albit-Schiefer der Zoisit weitaus vorherrscht, ist in diesem Schliff ein hoher Anteil an Klinozoisit festzustellen.

In tieferen Bereichen des "Basalkonglomerates" liegen die Gerölle aus Quarz, Granit, Gneis und "Albitfels" im Sinne von T. STRAND (1945) in einer Matrix von Chlorit-Glimmerschiefern. In den oberen Teilen des "Basalkonglomerates" wird die schiefrige Matrix ausgesprochen Epidot-reich und immer Geröll-ärmer. Dieser Epidot-Anteil ist charakteristisch für die ganze "parautochthone" (T.STRAND, 1945) Schieferserie. Auch Hornblende-Epidot-Schiefer sind

ausgebildet. Harte Quarz-Albit-Epidot-Schiefer sind als faltungskompetente Bänke in den stark verfalteten Schiefern boudiniert:

4.3 Quarz-Albit-Epidot-Schiefer

Mineralinhalt: Quarz, Albit, Epidot+Klinozoisit (als Mikrolithen in Altbestand von Plagioklas) und Biotit

Akzess.: Titanit und Chlorit

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Ep.(+Klz.)	Plg.	Bi.	Tit.	Chl.
70d	55,2	24,6	15,6	4,5	0,5	0,2 %

Auch in diesem Schliff ist der reliktsche Altbestand angrößereren, teilweise fein verzwilligten Plagioklaskörnern mit Mikrolithen von Epidot und Klinozoisit durchschwärmt, während die kleinen Neubildungen von Albit unzersetzt sind. Epidot kommt hypidiomorph und in etwas kleineren Körnern als der Quarz vor. Letzterer tritt häufig an Scherbahnen auf und löscht hier besonders stark undulös aus. Das Gefüge ist körnig-schiefrig.

4.4 Epidotfels (im Sinne von H.G.F. WINKLER 1967)

Mineralinhalt: Epidot + etwas Klinozoisit, Quarz, Hornblende, Biotit, Chlorit und Albit.

Akzess.: Erz

Modalbestand:

Nr.	Ep.	Qu.	Hbld.	Bi.	Chl.	Plg.	Akz.
88c	57,0	22,0	6,6	6,7	5,4	1,2	1,1 %

Reliktische poikilitische Hornblendeporphyroblasten erreichen eine Größe bis zu 2,5 mm. Sie werden partiell umgewandelt in teilweise Biotit sowie in Chlorit und durchsetzt von neugesproßtem Epidot, Klinozoisit und Quarz. Der Biotit ist ebenfalls unterschiedlich stark chloritisiert. Zusammen mit Epidot, der die feinkörnige Grundmasse aufbaut, tritt Albit in kleinen wenig verzwilligten Körnern auf. Der Anteil an opaken Erzmineraleien ist teilweise ausgesprochen hoch. Das Gestein wird von 2-3 mm mächtigen Quarzadern durchzogen.

4.5 Epidotreicher Schiefer

Einge Varietäten von Epidot-reichen Schiefem aus der "parautochthonen" Serie werden hier zusammengefaßt: Gemeinsam ist ihnen eine starke Durchbewegung (Fältelung im cm-Bereich) und ein verhältnismäßig hoher Epidot-Anteil. Reliktisch sind poikilitische Hornblenden und teilweise bis 5 mm große, kataklastische und kleinere nicht zerbrochene Plagioklase, die eine Fülle mit Mikrolithen von hauptsächlich Klinozoisit und etwas Epidot sowie Serizit aufweisen (Saussuritisierung).

An zwei Schliffen wurden folgender Modalbestand ermittelt:

Nr.	Qu.	Ep.	Chl.	Bi.	Mu.	Plg.	Hbl.	Akz. (Rut.+Tit.+Ap.)
70g	36,2	20,0	13,0	6,2	14,3	7,3	-	3,2 %
70n	48,2	37,2	7,7	4,7	1,3	-	0,7	0,4 %

Epidot fehlt jedoch einem Schichtglied mit hohem Glimmer-Gehalt (Granatführender Chlorit-Glimmerschiefer). Die Granatführung läßt teilweise Rotation erkennen. Akzessorien sind Orthit, reichlich Erz, Apatit, Turmalin und Zirkon.

Modalbestand:

Nr.	Mu.	Qu.	Chl.	Granat	Plg.	Erz	Ubr.Akz.
79a	46,0	32,0	43,8	1,3	1,6	4,9	0,5 %

Die weicheren Schieferserien im Liegenden wie im Hangenden des "Basalkonglomerates" einschließlich der Zoisit-Albit-Schiefer sind im Westen des Arbeitsgebietes tektonisch unterdrückt. Dagegen setzt sich das härtere Konglomerat im Westen über das Kartierungsgebiet hinaus fort und scheint hier konkordant dem unter 3) beschriebenen "glimmerreichen Sparagmit" aufzulagern.

Im oberen Teil der "parautochthonen" Schieferserie tritt ein zweites, in den Geröllkomponenten dem "Basalkonglomerat" ähnliches Konglomerat auf, welches ich als "Hangendkonglomerat" bezeichne. Es liegt direkt unter dem oberen Zoisit-Albit-Schiefer. "Albitfels-Gerölle" im Sinne von T. STRAND (1945) konnten hier jedoch nicht gefunden werden.

5. Heidalserie

Die von T. STRAND (1951) als Heidalserie bezeichnete Schieferserie liegt diskordant über der Serie mit dem "Basalkonglomerat" und dem oberen Zoisit-Albit-Schiefer im Süden und der vulkano-sedimentären Serie im Norden des Arbeitsgebietes. Außer den unten beschriebenen Gesteinen liegen vor: Glimmerschiefer, Chloritschiefer mit faustgroßen Quarzknuern, teilweise Granat-führende Graphitschiefer mit dünnen Marmorbänken. Besonders im Norden des Arbeitsgebietes führen diese Graphitschiefer große Gänge von weißem Quarz (Milchquarz), der in m-großen Blöcken im Gelände herumliegt. Eingeschaltet sind Amphibolite. Diese Gesteine werden hier teils aus technischen Gründen (Schwierigkeit der Herstellung von Dünnschliffen), teils wegen ihrer großen Ähnlichkeit mit schon abgehandelten Gesteinen nicht anhand von Dünnschliffen beschrieben.

In dieser Serie liegen metamorphe Gabbros und Trondhjemite, außerdem größere und kleinere Ultrabasitkörper: (Serpentinite und als deren Umwandlungsprodukte "Soapstones" (= vertalkte Serpentinite). Hauptsächlich aufgrund dieser Ultrabasite dürfte diese Serie zur unteren Rørosgruppe gehören und damit ins untere Kambrium gestellt werden: Die Ultrabasitkörper (Serpentinite) der Rørosgruppe werden in Norwegen allgemein als Zeitmarke für das Kambrium angesehen. In höheren Stufen des Kambrium treten Serpentin Konglomerate auf, die im Arbeitsgebiet nicht mehr angetroffen werden.

T. STRAND (1951) betrachtet die von ihm aufgestellte Abfolge als gesichert:

Hangend: Sel-Glimmerschiefer
Serpentinkonglomerat
Grünsteinkonglomerat
Grünsteine

Liegend: Heidalserie (mit Serpentin-"Intrusionen")
(unteres Kambrium)

Folgende ⁿGesteine aus der Heidalserie werden beschrieben:

- 5.1 HornblendeporphYROblasten-führender Glimmerschiefer
- 5.2 Hornblendegarbenschiefer
- 5.3 Quarzit
- 5.4 Plagioklas-Granat-Chlorit-Glimmerschiefer
- 5.5 Chlorit-Glimmerschiefer
- 5.6 Epidot-Plagioklas-Hornblende-Schiefer (Meta-Tuffit)
- 5.7 Chlorit-Karbonat-Muskowit-Schiefer
- 5.8 Granat-Glimmerschiefer

5.1 HornblendeporphYROblasten-führender Glimmerschiefer

Mineralbestand: Hornblende, Quarz, Muskowit, Biotit, Albit, Chlorit und Granat.

Akzess.: Apatit, Klinozoisit, Orthit, Titanit und Zirkon

Modalbestand:

Nr.	Hbld.	Qu.	Mu.	Bi.	Chl.	Klz.	Plg.	Grant	Akz.
112c	28,6	40,0	23,1	0,7	1,2	1,3	1,3	1,0	2,7 %

Die Hornblendeporphyroblasten (Mg-Hornblende) haben poikilitische Einschlüsse von hauptsächlich Quarz; aber auch sämtliche anderen in der Matrix vorkommenden Mineralien sind als Einschlüsse vertreten. Besonders auffällig sind recht zahlreiche Mikrolithen von Orthit und Zirkon mit radioaktiven Höfen. Die Hornblendeporphyroblasten sind syn- bis postkinematisch gesproßt und liegen richtungslos in der feinkörnigen Grundmasse. Quarz bildet teilweise recht feinkörnige, teilweise etwas gröberkörnige Pflasterstrukturen oder Gewebe mit viel Muskowit.

5.2 Hornblendegarbenschiefer

Mineralbestand: Mg-Hornblende, Karbonat, Eisenhydroxyd, Chlorit, Quarz, Muskowit und Biotit.

Akzess.: Erz, Orthit, Zirkon, Turmalin und Klinozoisit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Hbld.	Mu.+ Bi.	Kalzit+Fe-Hydr.	Chl.	Klz.	Plg.	Akz.
48	45,6	14,0	13,6		9,5	12,0	1,7	1,4 2,4%

Dieser Schliff ist wegen seiner großen Hornblendeporphyroblasten (bis 2 cm) besonders interessant. Ein weiteres auffallendes Merkmal sind schon makroskopisch erkennbare kleine rostbraune Flecken, Dieser Typ ist direkt über der Diskordanz zu finden.

Die HornblendeporphYROblasten liegen teilweise als Zwillinge vor. Sie sind meist sehr stark poikilitisch durchsetzt mit Einschlüssen verschiedener Mineralien, hauptsächlich Quarz. Radioaktive Höfe liegen um Einschlüsse von Orthit und Zirkon. In einigen Hornblenden ist eine Häufung der poikilitischen Einschlüsse im Innern an der Längsachse feststellbar. Die Hornblenden wurden später randlich chloritisiert. Die rostbraunen Flecken bestehen aus Kalzit + Eisenhydroxyd. Bemerkenswert ist auch der hohe Gehalt an opakem Eisenerz, der teilweise randlich in eine oxydierte Form übergeht. Granoblastischer Quarz mit geringer Verzahnung der einzelnen Körner und Muskowit, der sich bevorzugt um die HornblendeporphYROblasten legt, bilden die verworren-schiefrige Grundmasse.

5.3 Quarzite

Diese Quarzite bilden den Faltenkern der nach Süden überkippten Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale. Sie sind sehr mächtig (ca. 100 m) und weisen intensive Bruchtektonik auf. Zudem enthalten sie einige der tektonisch begrenzten Ultrabasitkörper.

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Biotit, Epidot und Chlorit.

Akzess.: Plagioklas (Albit), Erz, Apatit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Bi.	Ep.	Chl.	Akz.
65	79,7	14,3	0,7	3,3	1,2	1,3 %

In der granoblastischen Grundmasse wird die Schieferung durch feine Glimmerlagen nachgezeichnet, an die auch der Epidot gebunden ist.

Die Quarzite sind im Hangenden und im Liegenden durch tek-

tonische Grenzen, die als falteninterne Gleitbahnen verstanden werden können, vom übrigen Gesteinsverband getrennt. Aus dem tektonisch Hangenden des Quarzits werden beschrieben:

5.4 Plagioklas-Granat-Chlorit-Glimmerschiefer

Mineralbestand: Plagioklas, Granat, Muskowit, Chlorit, Quarz.

Akzess.: Apatit, Erz, Rutil, Klinozoisit, Orthit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Chl.	Granat	Plg.	Akz.
56	15,0	54,4	15,7	7,5	6,1	1,3 %

Plagioklas liegt in Form bis ca. 2 mm großer, stark angelöster Körner vor. Bis 1,5 mm groß werden hypidiomorphe Granaten, die in der lepidoblastischen Matrix wie auch in den Plagioklaskörnern reichlich vertreten sind. Auch Rutil und größere Muskowitschüppchen tritt in den Plagioklasen (Albit) auf. Auf Spalt- und Haarrissen hat sich in letzteren Eisenhydroxyd abgesetzt. Im Schliff ist neben der Hauptschieferung auch eine Transversalschieferung zu erkennen. Chlorit ist teilweise in die Schieferung eingeregelt, teilweise bildet er Pseudomorphosen nach Hornblende. Feldbefunde (Wechselagerung mit Amphibolit) sprechen dafür, daß es sich um tuffogenes Material handelt.

5.5 Chlorit-Glimmerschiefer

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Chlorit

Akzess.: Erz, Rutil, Epidot, Orthit, Monazit, Zirkon, Albit, Turmalin, Granat, Apatit.

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Mu.	Chl.	Akz.
55c	36,4	44,7	17,0	1,6 %

Der stark pleochloritische Chlorit (Prochlorit) ist teilweise in das kräftig transversalverschieferte Gestein s-parallel eingeregelt. Häufig verdrängt er bis zu 3 mm großen Granat. Dieser ist reich an opakem Erz und radioaktiven Mineralien (Zirkon, Monazit, metamikter Orthit), die jetzt im Chlorit deutlich durch radioaktive Höfe zu erkennen sind. Auch Apatit erzeugt pleochroitische Höfe im Chlorit. Daß die noch frisch erscheinenden Überreste von Granat tatsächlich den Restbestand von umgewandelten größeren Granaten darstellen, wird klar beim Vergleich mit Schliff 93 k (Seite 36) aus der gleichen Serie, wo an einem 1,3 cm großen Granat mit ebenfalls großem Reichtum an Erz und radioaktiven Mineralien eine randlich und auf Rissen fortschreitende Chloritisierung feststellbar ist.

Im NE des Arbeitsgebietes wird die Heidalserie an einer bedeutenden Überschiebungsgrenze mit Myloniten abgeschnitten. Diese Mylonite bilden die nördliche Begrenzung der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale. Auch unterhalb der Mylonitzone wurden die Gesteine der Heidalserie teilweise stark in Mitleidenschaft gezogen. Aus diesem Bereich einige Schliffe der hier besprochenen Serie:

5.6 Epidot-Plagioklas-Hornblende-Schiefer (Meta-Tuffit)

Mineralbestand: Hornblende, Epidot, Chlorit, Biotit, Quarz und Plagioklas (Albit)

Akzess.: Erz

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Hbild.	Plg.	Ep.	Bi.	Chl.	Akz. (Opak-Erz)
93a	32,0	28,0	18,5	10,0	6,8	3,2	1,6 %

Das feinverfältelte Gestein zeigt makroskopisch eine sehr auffällige vielfältige Wechselfolge von hellen, aus Quarz

und Plagioklas bestehenden Feinlagen, sowie dunkelgrün getönten Biotit-Hornblende- und Epidot-reichen Lagen. Das Gestein wird wenige Meter mächtig und geht in Amphibolit über. Dieser Schiefer dürfte tuffogenen Ursprungs sein.

Die hellen Lagen sind vorwiegend homögranoblastisch, während in den dunklen, von feinkörnigen opaken Erzmineralien durchsetzten Lagen eine unregelmäßige Verwachsung von Hornblende, Biotit, Epidot, Plagioklas, Quarz und Chlorit vorliegt.

5.7 Chlorit-Karbonat-Muskowit-Schiefer

Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Karbonat, Chlorit

Akzess.: Feldspat, Biotit, Titanit, Erz, Granat, Turmalin

Modalbestand (geschätzt):

Nr.	Qu.	Karbonat	Mu.	Chl.	Tit.	Übr.	Akz.
93d	58	15	25	4	2	1	%

Neben einer kräftigen Hauptverschieferung (S_1) ist in diesem Gestein eine Transversalverschieferung (S_2) mit Knitterung der Glimmerschüppchen feststellbar. Quarz löscht undulös aus. Muskowit und Chlorit sind überwiegend s_1 -parallel eingeregelt. Karbonat ist über den ganzen Schliff verteilt, jedoch feinlagig etwas angereichert. Das Gestein ist auf ein kalkführendes Sediment zurückzuführen.

5.8 Granat-Glimmerschiefer (Nr. 93k)

Mineralbestand: Granat, Chlorit, Muskowit, Quarz, Hornblende und Epidot.

Akzess.: Opake Erzmineralien, Apatit, Turmalin und radioaktive Mineralien (hauptsächlich Orthit).

Das streng paralleltexturierte Gestein enthält außer bis zu 1,3 cm großen, kataklastisch beanspruchten Granaten, die an Rissen, sowie randlich sekundär in Chlorit umgewandelt sind, auch recht große (ca. 6 mm) Hornblenden, an denen ebenfalls Chloritisierung festzustellen ist. In beiden Großmineralien liegen radioaktive Mikrolithen von hauptsächlich Orthit vor. Außerdem ist eine kräftige Durchsetzung sowohl von Granat und Hornblende als auch der Muskowit- und Epidotreichen Grundmasse mit Erz auffällig. Bei Einschlüssen von Epidot mit Orthit-Kernen sind die radioaktiven Höfe besonders kräftig in der Nähe der Orthite ausgebildet.

6. Im Folgenden werden einige Tiefengesteine und Amphibolite aus der Heidalserie besprochen.

6.1 Die Serpentinite bzw. Peridotite und deren Umwandlungsprodukte.

In und unter den bereits beschriebenen Quarziten der Heidalserie (Seite 33) liegen einige Ultrabasite. Der größte nimmt knapp einen Quadratkilometer Fläche ein, die kleinsten bedecken nur einige Quadratmeter. Letztere sind meist vollständig vertalkt. In diesem Falle wird von "Soapstone" gesprochen. Mittelgroße Körper sind teilweise serpentiniert, hauptsächlich zu Antigorit, aber auch zu Chrysotil. Dagegen liegen die ganz großen Körper noch als relativ gut erhaltene Peridotite mit z.T. beträchtlichem Chromgehalt vor. T. STRAND (1951) berichtet, daß das größte Vorkommen kurzzeitig in ganz kleinem Umfang auf Chromit abgebaut wurde. Nach T. STRAND ist der Olivin ein reiner Forsterit. Dies steht im Einklang mit den Beschreibungen der Ultrabasite der Rørosgruppe im NE außerhalb des Arbeitsgebietes, während die Ultrabasitkörper von Jotunheimen, mit denen T. STRAND die im Arbeitsgebiet liegenden Ultrabasitkörper in Verbindung bringen möchte, eine beträchtliche Fayalit-

komponente enthalten. Verwitterungsprodukt dieser Periodite und Serpentine ist vielfach Magnesit, der seinerseits als angewitterte bräunliche Kristalle ver-talktem Peridotit bzw. Serpentin aufsitzt.

Am Kontakt zu dem größten Serpentin- bzw. Peridotit-Körper liegt ein etwa 2 m mächtiges sehr stark verschie-fertes und ausgesprochen feinkörniges Gestein. Ich vermute, daß es sich um ein regionalmetamorph überprägtes Kontaktge-stein handelt. Kontaktferner finden sich jedoch in der streichenden Fortsetzung auch Amphibolite.

Mineralbestand: Aktinolithische Hornblende, Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Quarz und Feldspat.

Akzess.: Titanit, Rutil und Karbonat.

Modalbestand (geschätzt):

Nr.	Hbld.	Qu.+Feldspat	Klz.+ Ep.	Chl.	Akz.
67a	27	29	23	19	2 %

Die gut in s eingeregelt aktinolithische Hornblende ist sehr feinkörnig im Gestein verteilt, konzentriert sich aber auch in einigen dünnen Bändern, die bis zu 1 mm dick werden können. Klinozoisit überwiegt gegenüber dem Epidot. Feldspat (Albit) ist aufgrund seiner Feinkörnigkeit nicht immer mit Sicherheit von Quarz zu unterscheiden. Aktinolithische Hornblende, Epidot, Quarz und Feldspat sind offensichtlich gleichzeitig kristallisiert.

Das Gestein ist intensiv von Rissen durchsetzt, die im wesentlichen mit Chlorit ausgeheilt wurden.

6.2 Offensichtlich im Verband mit den Ultrabasiten liegen
sog. Trondhjemite und Granite

6.21 Trondhjemite mit etwa quarzdioritischem Chemismus

Mineralbestand: Plagioklas, Quarz, Biotit, Mikroclin,
~~Plagioklas~~, Epidot, Zoisit, Serizit

Akzess.: Zirkon, Titanit, Apatit

Modalbestand:

Nr.	Qu.	Plg.	Mkl.	Bi.	Ep.	Akz.
44b	37,5	47,8	2,0	10,5	1,4	0,7 %

Der Plagioklas ist mit einem An-Gehalt von 27-29 % (im Kornzentrum gemessen) ein An-reicher Oligoklas. Die Kristalle zeigen häufig deutlichen Zonarbau, Idiomorphie und sind z.T. ausgesprochen reich an Mikrolithen von hauptsächlich Zoisit und untergeordnet ^{von} Serizit. Mikroclin ist nur Nebengemengteil. Der Biotit hat zahlreiche Einschlüsse von Zirkon und Apatit. Das Gefüge zeigt noch Intersertalstruktur. Daneben ist vor allem makroskopisch eine schwache schieferungsparallele Einregelung von hauptsächlich Biotit und Quarz erkennbar.

6.22 "Granit" (Gneisgranit)

Mineralbestand: Mikroclin, Plagioklas, Quarz, Biotit.

Akzess.: Erz, Orthit, Titanit, Zirkon, Apatit.

Modalbestand:

Nr.	Mkl.	Plg.	Qu.	Bi.	Akz.
131	30,9	29,1	31,8	7,2	1,0 %

Der Plagioklas ist mit ca. 27 % An-Gehalt ebenfalls ein

An-reicher Oligoklas. Mikroklin liegt teilweise als Perthit vor. Zwischen Plagioklas und Mikroklin ist häufig Myrmekit ausgebildet. Das im Handstück deutlich paralleltexturierte Gestein ist granoblastisch.

6.3 Amphibolite und metamorphe Gabbros

Sehr viel häufiger als diese sauren Tiefengesteine treten neben den Ultrabasiten andere basische Gesteine auf, wobei es von Amphiboliten bis zu Saussuritgabbros sämtliche Übergänge gibt. Bei der Besprechung einiger dieser Gesteinstypen soll in der Reihenfolge vom Amphibolschiefer bis zum metamorphem Gabbro vorgegangen werden:

6.31 Saussuritisierte Hornblendeschiefer

Mineralbestand: Mg-Hornblende, Quarz, Epidot, Chlorit, Plagioklas.

Akzess.: Erz, Rutil, Karbonat, Apatit.

Modalbestand:

Nr.	Hbl. (+Chl.)	Ep.	Qu.	Plg.	Akz.
144	59,3	18,5	15,9	5,3	1,0 %

Hornblende-Lagen wechseln mit Quarz- und Epidot-reichen Lagen. Die schieferungsparallel eingeregelt stengelige Hornblende ist zu einem geringen Teil in Chlorit und Kalzit umgewandelt. Die Plagioklase sind saussuritisiert. Neben viel Epidot und Klinozoisit hat sich nur wenig neuer Albit gebildet.

6.32 Amphibolit

Mineralbestand: Mg-Hornblende, Klinozoisit, Epidot, Quarz, Plagioklas, Karbonat und Chlorit.

Akzess.: Erz

Modalbestand:

Nr.	Hbl.	Qu.	Pig.	Ep.+Kiz.	Chl.	Karb.	Erz
54a	76,3	7,5	8,1	3,7	0,5	3,3	0,2%

Das Gestein läßt keine Mineraländerung erkennen, zeigt aber eine deutliche Schieferung. Das weitaus vorherrschende Mineral ist Mg-reiche Hornblende. Klinozoisit liegt in meist recht kleinen Körnern vor. Der Plagioklas liegt mit 39/41% An-Gehalt zwischen Oligoklas und Andesin.

6.33 Granatamphibolit

Mineralbestand: Granat, Hornblende, Quarz, Plagioklas, (Albit), Chlorit und Epidot.
Akzess.: Kalzit, Erz (Hematit)

Modalbestand:

Nr.	Hbl.	Qu.+Pig.	Granat	Ep.	Chl.	Kalzit	Erz
141a	72,0	15,0	6,0	2,7	1,7	2,3	0,6%

In einer Matrix aus hauptsächlich Hornblende und einem feinkörnigen Gemenge aus Quarz und Plagioklas sind porphyroblastische große idiomorphe Granaten gesproßt, die zahlreiche polykristalline Einschlüsse aufweisen.

6.34 Grobkörniger Amphibolit

Mineralbestand: Hornblende, Plagioklas, Quarz, Chlorit, Epidot, Muskowit, Biotit, Granat, Kalzit.
Akzess.: Rutil, Leukoxen, Hematit

Modalbestand:

Nr.	Hbld.	Plg.	Chl.	Qu.	Ep.	Mu.	Bi.	Granat	Kalzit	Akz.
141	60,7	24,3	3,5	2,4	0,2	-	-	0,6	6,5	1,8%
142	44,4	24,3	8,5	11,0	5,0	1,5	0,6	-	2,8	1,8%

Schliff Nr. 141 zeigt ein Gestein mit stengeligen bis faserigen Hornblenden und Plagioklasen (mit 41-43 % An-Gehalt ein Oligoklas-Andesin), das seine ophitische Struktur noch weitgehend bewahrt hat. Auf Spaltrissen und an Korngrenzen des Amphibols ist Hämatit abgeschieden. Epidot ist nur spärlich vorhanden. Auffallend ist dagegen der relativ hohe Gehalt an Kalzit, der in sehr feinkörnigen Aggregaten vorliegt. Bemerkenswert ist das Auftreten von Granaten.

Schliff Nr. 142 zeigt einen ähnlichen Gesteinstypus wie der oben beschriebene. Er führt jedoch keinen Granat, dafür aber Biotit, Muskowit und einen beträchtlichen Epidotgehalt. Der Kalzit-Anteil ist geringer.

6.35 Saussuritgabbro

Mineralbestand: Hornblende, β -Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Zoisit, Chlorit, Quarz, Albit, Muskowit.

Akzess.: Rutil, Titanit

Modalbestand:

Nr.	Hbld.	β -Zoisit,	Ep.+Klz.+Zs.	Chl.	Plg.	Qu.	Akz.
54	49,2	22,7	8,9	6,1	5,8	5,2	2,1%

Es liegt ein kräftig saussuritisiertes Gestein vor, das ich als ehemaligen Gabbro auffassen möchte. Die s-parallel orientierte stengelige Hornblende (Mg-reich) ist teilweise chloritisiert. Aus Plagioklasen gingen im wesentlichen β -Zoisit, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Albit und Quarz her-

vor. Der Pseudozoisit bildet hypidiomorphe Kornhaufen, die als 0,5-1 cm große helle Flecken schon makroskopisch auffallen.

Den tektonisch höchsten Teil der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale bilden ein Biotitgneis und der schon unter 3 beschriebene "Glimmerreiche Sparagmit", der aber stratigraphisch das tiefste Schichtglied dieser überkippten Synklinale darstellt.



Abb. 2 : Auf der linken Seite des Photos, im Norden, hebt sich der flach nach NW einfallende Sparagmit durch seine Härte morphologisch sehr gut von den weichen kristallinen Schiefern (rechts Bildseite) und Norden (äußerste linke Bildseite) ab. Als Härtling tritt auch der unter dem Sparagmit liegende Biotitgneis auf (schwacher Streifen auf der rechten Bildhälfte mit dem gleichen Streichen und Fallen wie der Sparagmit). Zwischen Biotitgneis und Sparagmit liegt Verwitterungsschutt.

Der Sparagmit ist sehr ähnlich ausgebildet wie der im tektonisch tiefsten Teil der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale unter dem Zeisit-Albit-Schiefer anstehende "glimmerreiche Sparagmit" und zeigt stellenweise konglomeratische Ausbildung.

Zwischen der mächtigen Abfolge von Schieferen der Trondheimserie im NW und der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale im SE liegt ein streckenweise sehr mächtiger (bis zu 100 m) Mylonit, der Gesteine ganz verschiedener Herkunft in sich birgt. Dieser Mylonit stellt die bedeutendste Überschiebung im Kartierungsgebiet dar.

Die allgemein als kambro-ordovizisch aufgefaßten Schiefer der Trondheimserie wurden in der geologischen Karte randlich noch mit aufgenommen, liegen aber außerhalb des zugewiesenen Arbeitsgebietes und werden deshalb nicht näher beschrieben. Es handelt sich vorwiegend um von meinem Studienkollegen H. WEINIG im gleichen Sommer 1969 kartierte Phyllite und Grünschiefer.

B. Metamorphe Fazies und Diaphthorese

Nach H.G.F. WINKLER (1967) ist die Paragenese Muskowit + Biotit + Almandin + Chlorit + Albit + Epidot und das zusätzliche Auftreten von Hornblende charakteristisch für die Quarz-Albit-Epidot-Almandin - Subfazies der Grünschieferfazies. Zwischen diese und die nächsthöhere Staurolith - Almandin - Subfazies der Almandin - Amphibolfazies (in Amphiboliten tritt bis zu 43 % An-reicher Plagioklas auf - auch der Altbestand von Plagioklas in den anderen metamorphen Schieferen ist oft stark serizitisiert) müssen die metamorphen Schiefer der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinalfüllung eingeordnet werden. Neben einer ersten Hauptmetamorphose der genannten Subfazies ist jedoch noch eine zweite geringere Metamorphose festzustellen, welche diaphthoritische Umwandlungen verursacht hat: Granat wird in Chlorit

Hornblende in Biotit und Chlorit umgewandelt. Staurolith ist nicht mehr erhalten. Der Biotit seinerseits ist schon teilweise chloritisiert. Damit liegt diese Diaphthorese zwischen der Quarz - Albit - Epidot - Biotit-Subfazies, in der Biotit stabil ist und der Quarz - Albit - Muskowit - Chlorit - Subfazies, in der Biotit nicht mehr beständig ist.

Die Sparagmite des Arbeitsgebietes sind zwei verschiedenen metamorphen Fazies zuzuordnen. Der Rondane-Sparagmit, in dem zwar Chlorit stellenweise auftritt, Biotit aber völlig fehlt, wird in die Quarz - Albit - Muskowit - Chlorit - Subfazies der Grünschieferfazies gestellt, während die "glimmerreichen Sparagmite" der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale in die Quarz - Albit - Epidot - Biotit - Subfazies einzustufen sind, da hier Biotit auftritt, Granat jedoch fehlt.

Die diskordant über dem Rondane-Sparagmit liegende Grimsdalserie gehört zusammen mit der ihr ebenfalls diskordant auflagernden vulkano-sedimentären Serie zwischen die Quarz - Albit - Epidot - Almandin - Subfazies der Grünschieferfazies und die Staurolith - Almandin - Subfazies der Almandin - Amphibolit - Fazies. Auch hier ist Staurolith nicht mehr erhalten. Diaphthoritische Erscheinungen sind vor allem in der Grimsdalserie zu erkennen. Diese Beobachtungen sprechen dafür, daß der Rondane-Sparagmit, der "glimmerreiche Sparagmit" der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale und die metamorphen Schiefer dieser Synklinale aus verschiedenen Gebieten stammen. Sie haben mindestens ihre erste Metamorphose vor der Verfrachtung an ihren heutigen Ort erfahren, da der Metamorphosegrad vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden zunimmt. Die zweite, schwächere Metamorphose könnte im Bereich der heutigen Lage der verschiedenen Serien stattgefunden haben.

Die im NNE der Hornsjøhø-Sletthø-Synklinale angrenzenden Schiefer der Trondheimserie mit ihrem Phylliten und Grünschiefern haben eine andere tektonische und metamorphe Entwicklung erfahren als die Serien des Arbeitsgebietes. Sie können zwischen die Quarz - Albit - Epidot - Almandin - Subfazies (Auftreten von kleine Hornblendeporphyroblasten führenden Schiefen) und die Quarz - Albit - Epidot - Biotit - Subfazies gestellt werden.

Bei den Dünnschliffuntersuchungen hat sich häufig folgender Tatbestand gezeigt:

In Amphiboliten mit Fe-reichen Hornblenden liegt meist Epidot vor, in Amphiboliten mit Fe-armen Hornblenden Fe-ärmer Klinozoisit. In Gesteinen mit intermediärem Fe-Gehalt ist meist ein Epidotkern mit Umhüllungen aus Klinozoisit entstanden.

C. Tektonischer Bau der Synklinale von Hornsjøhø-Sletthø

Die Vorgänge bei der Entstehung der tektonischen Strukturen sind im einzelnen nur schwer rekonstruierbar. Die autochthone Basis stellt der Rondane-Sparagmit dar. Sämtliche darüber liegenden tektonischen Einheiten sind im Gegensatz zu diesen Basis-Sparagmiten stark verfaultet und verschuppt. Als Modellvorstellung möchte ich Folgendes ausführen: Wie schon erwähnt, stellt die Grimsdalserie sehr wahrscheinlich die oberste Einheit des "sparagmitian", also der Sparagmitformation dar. Man darf annehmen, daß der Gleitbetrag der Grimsdalserie über den Rondane-Sparagmit trotz der noch erkennbaren stratigraphischen Zugehörigkeit erheblich ist (siehe auch die unterschiedliche metamorphe Fazies beider Serien). Dagegen hat die hangende "Vulkano-sedimentäre Serie" sicher keine sehr großen Transportwege über der Grimsdalserie zurückgelegt. Hierzu sei noch angeführt, daß dort, wo Kalifeldspat-"Blastomylonite"

an Verschiebungsflächen entstanden sind, der Einfluß der Metamorphose nach den Bewegungen noch nicht erloschen gewesen sein kann. Der tektonische Bauplan von der Grimsdalserie bis einschließlich "Vulkano-sedimentärer Serie" und dem "Balstomylonit" unterscheidet sich grundsätzlich von dem des Synklinalkomplexes.

Um die Vorgänge, die zur Entstehung der Synklinale führten, zu verdeutlichen, nehmen wir an, daß alle liegenden Serien zusammen die autochthone Basis für die Übergleitung darstellen.

Ausgehend von einem Gebiet mit unverfaltetem Sparagmit als autochthoner Basis des Zoisit-Albitschiefers, den T. STRAND (1945) als "Meta-Anorthosit" bezeichnete, lassen sich folgende Vorgänge rekonstruieren: Über einem vielleicht ursprünglich magmatischen Gestein ("Eruptiv-Massiv" - T. STRAND, - 1945), das heute als Zoisit - Albit - Schiefer vorliegt, bildet sich ein "Basalkonglomerat", worauf eine Zeit feinklastischer Sedimentation beginnt. Den oberen Abschluß bildet wiederum ein nur mehr geringmächtiges Konglomerat. Kurz vor Ende dieser Sedimentationsperiode greift eine diesmal dünnere Decke von hauptsächlich Zoisit-Albitschiefern, die faziell den von T. STRAND (1945) als "Metamorpher Anorthosit" bezeichneten Gestein gleichen, mit geringer Sedimentationsüberdeckung Platz. Während der kaledonischen Orogenese wurde diese ganze Einheit durch ein Schichtpaket der Rørosgruppe (Metamorphe Schiefer und Quarzite + charakteristische Ultrabasite bzw. Trondhjemite) überfahren, wobei auch das Ursprungsgestein des Zoisit-Albitschiefers über dem Sparagmit noch in diese Bewegungen mit einbezogen wurde. Darauf folgte eine Großfaltung unter Ausbildung einer liegenden SE-vergenten Synklinale, die als Ältestes noch Zoisit-Albitschiefer enthält. Als letzte Phase erfolgte bei bereits abklingender Metamorphose eine intensive Verschuppung, wobei die Synklinale über der kambrischen "Vulkano-sedimentären

Serie" zu liegen kam und wobei tiefere Partien der Mulde im Osten abgeschürft wurden. Zudem wurde im Süden die Schichtfolge steilgestellt. Kleindimensionierte Gleitungen und Spezialfalten zeugen von Verschuppungsvorgängen innerhalb dieser Synklinale, wobei im W die inkompetenten Schiefer ausgequetscht wurden. Hier scheinen deshalb die kompetenten Serien schichtkonkordant übereinander zu liegen. Ein anschauliches Beispiel für derartige Verschuppung stellt der mächtige Mylonit am Nordwestflügel der Mulde dar. Ausgewalzte Partien innerhalb des Quarzits des Muldenkerns markieren den SW-NE-Verlauf der Faltenachse. Die Intrusiva (Ultrabasite, Gabbros, Trondhjemite und Granite) dürften im Rahmen der kaledonischen Orogenese mit auffallend zurücktretenden Kontakterscheinungen eingedrungen sein. Sie wurden mit Saussuritisierung der Gabbros, Serpentinisierung der Peridotite und Bildung von Zoisitnadelchen in den Plagioklasen der Trondhjemite diaphthoritisch metamorphosiert und tektonisch beansprucht. Zu den jüngsten Deformationen, vor allem in den Quarziten und Sparagmiten nachweisbar, gehört Blocktektonik mit lokalen Flexuren.

D. Verwitterung und Abtragung

Wie schon erwähnt, zeichnet sich das Kartierungsgebiet durch seine flachwellige Morphologie aus. Während die umliegenden härteren Sparagmitgesteine zerfurchte und zerklüftete Formen aufweisen, sind die relativ weichen kristallinen Schiefer zu einer weichen Hügellandschaft erodiert, in der lediglich die zäheren Serpentinite bzw. Peridotite topographisch herausragen.

Gletschertätigkeit ist im engeren Kartierungsgebiet nur noch rudimentär zu sehen. Teilweise sind spätglazial Moränen entstanden, die hauptsächlich als Endmoränen ausgebildet sind, jedoch kommen auch Seiten- und Grundmoränen vor. Diese Erscheinungen sind jedoch unbedeutend.

Besonders schön ist heute Solifluktion an den flachen Berghängen zu beobachten. Auf diese Weise wird relativ frisches Gestein freigelegt, so daß über diesem Verwitterungsboden gut nach der Lesestein-Methode kartiert werden kann.

Auch Polygonalböden können vorwiegend in der Nähe von plattigem "glimmerreichem Sparagmit" ausgebildet sein. An derart plattigem Sparagmit ist Loslösung der einzelnen Platten hauptsächlich durch Fröstsprengung, aber auch durch Insolation aus ihrem Verband geschehen.

In einigen größeren Tälern sind Sandr zur Ablagerung gekommen (Bildung von Sandr-Flächen), die jedoch aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht in die Karte aufgenommen wurden.

Literaturverzeichnis

- BARTH, F.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin - Göttingen - Heidelberg Springer Verlag 1960
- BUGGE, Carl.: Den Kaledonske Fjellkjede i Norge Norges Geologiske Undersøkelse 189, Oslo 1954
- HEIM, H.: Die Sparagmitgrenze südlich Folldal. - Norges Geologiske Undersøkelse 258, 44-61, Oslo 1969
- HOLTEDAHL, O.: Geology of Norway Norges Geologiske Undersøkelse 208 Oslo: Aschehang 1960
- KAUTZKY, G.: Der geologische Bau des Sulitjelma-Salobjaxgebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. Sveriges Geologiska Undersökning Arsbok 46 (1952), Stockholm 1953
- NIGGLI, P. & NIGGLI, E.: Gesteine und Minerallagerstätten, erster Band, 540 S. Verlag Birkhäuser, Basel 1948
- OFTEDAL Christian: Ovre Rendal Norges Geologiske Undersøkelse 177 Oslo 1952
- SCHUBERT, Wolfgang: Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergsträsser Odenwald. Dissertation: Würzburg 1966
- STRAND, Trygve: Et Basalkonglomerat på Anorthosit Kisk Geologis Tidsskrift, 25, 350-359 Oslo 1945
- STRAND, Trygve: Sel and Vaga Norges Geologiske Undersøkelse 178 Oslo 1951
- TRÜGER, W.E.: Tabellen zur Optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I und II E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 1967
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine (zweite erweiterte Auflage) Berlin-Heidelberg-New York Springer Verlag 1967

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	1
Einleitung	2
Geographischer Überblick	3
Der geologische Rahmen des Arbeitsgebietes	3
Frühere Arbeiten	4
A) Gesteinsserien	
I) Übersicht	
II) Stratigraphisch-tektonische und petrographische Beschreibung der einzelnen Serien	5
a) Die autochthonen Sparagmite des Rondane-Gebietes	
Heller Sparagmit	7
b) Die allochthonen Metasedimente an den NE-Hängen von Hornsjøhø und Sletthø	7
1. Grimsdalserie	9
1.1 Dunkelgraue Glimmerschiefer	9
1.11 Glimmerschiefer	
1.12 Karbonatschiefer	9
1.13 Biotit-Plagioklas-Schiefer	10
1.2 Plattensparagmit	11
1.3 Bänderschiefer	11
1.4 Quarz - Glimmerschiefer	12
1.5 Granatführender Quarz - Mikroklin - Schiefer (Meta-Arkose oder Kristalltuff)	13
1.6 Quarzit	13
1.7 Amphibolit	14
1.8 Blastomylonit	14
2. Vulkano-sedimentäre Serie	14
2.1 Metakeratophyr (?)	16
2.2 Graphit-Glimmerschiefer	17
2.3 Feinkörniger Amphibolit (Metatuff)	17
2.4 Hornblende-Klinozoisit-Quarz-Schiefer	17
2.5 Muskowit-Glimmerschiefer	18
2.6 Epidotreicher Glimmerschiefer	19
	20

	Seite
c) Die Synklinale des Hornsjøhø-Sletthø-Gebietes	20
3. Sparagmit - Tillit - Konglomerat -Serie	20
3.1 Glimmerreicher Sparagmit	21
3.11 Feinkörniger Sparagmit	21
3.12 Grobkörniger Sparagmit	22
3.2 Konglomerat	23
3.3 Tillit	23
4. Serie mit Basalkonglomerat, Epidotreichen Schiefern und Zoisit-Albit-Schiefern	24
4.1 Unterer Zoisit-Albit-Schiefer	25
4.2 Oberer Zoisit-Albit-Schiefer	27
4.3 Quarz-Albit-Epidot-Schiefer	28
4.4 Epidotfels (im Sinne von H.G.F.WINKLER-1967)	28
4.5 Epidotreiche Schiefer	29
5. Heidalserie	30
5.1 HornblendeporphYROblasten-führender Glimmerschiefer	31
5.2 Hornblendegarbenschiefer	32
5.3 Quarzit	33
5.4 Plagioklas-Granat-Chlorit-Glimmerschiefer	34
5.5 Chlorit-Glimmerschiefer	34
5.6 Epidot-Plagioklas-Hornblende-Schiefer (Meta-Tuffit)	35
5.7 Chlorit-Karbonat-Muskowit-Schiefer	36
5.8 Granat-Glimmerschiefer	36
6. Tiefengesteine und Amphibolite der Heidalserie	
6.1 Die Serpentinite bzw. Peridotite und deren Umwandlungsprodukte	37
6.2 Trondhjemite und Granit	
6.21 Trondhjemite	39
6.22 "Granit" (Gneisgranit)	39
6.3 Amphibolite und metamorphe Gabbros	
6.31 Saussuritisierte Hornblendeschiefer	40
6.32 Amphibolit	40
6.33 Granatamphibolit	41
6.34 Grobkörniger Amphibolit	41

	Seite
6.35 Saussuritgabbro	42
B) Metamorphe Fazies und Diaphthorese	44
C) Tektonischer Bau der Synklinale von Hornsjøhø-Sletthø	46
D) Verwitterung und Abtragung	48
Literaturverzeichnis	50

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 Folldal 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. BJÖRLEYKKE (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 Repakivi-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-



