

Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich
des südöstlichen Espedalen (Süd-Norwegen) unter spe-
zieller Berücksichtigung des Erzvorkommens der Lille-
grube

vorgelegt

als

Diplomarbeit

am

Institut für allgemeine und angewandte Geologie und
Mineralogie der Universität München

von

Winfried Brack

München, Dezember 1971

V O R W O R T

Die Kartierungsarbeiten zur vorliegenden Arbeit wurden im Auftrag von FOLLDAL VERK A/S gleichzeitig mit Herrn Dipl.-Geol. W. FLECKENSTEIN im Sommer 1970 im Espedal-gebiet (Süd-Norwegen) durchgeführt.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Ing. A. MAUCHER, danke ich herzlich für die Anregung zu dieser Arbeit und für seinen Geländebesuch in Norwegen.

Herrn Dipl.-Geol. H. HEIM und dem FOLLDAL VERK A/S sage ich für den Auftrag und die großzügige Finanzierung zur Durchführung der Kartierung in Norwegen "tusen takk".

Für die vielfachen Hinweise und gemeinsamen Diskussionen sei meinem Kollegen W. FLECKENSTEIN gedankt.

Herrn Dr. L. MASCH, Herrn Dr. G. PROPACH sowie Herrn Dr. R. SCHERREIKS danke ich für ihre beratende Unterstützung.

Nicht zuletzt gilt mein Dank auch meinen Studienkollegen für die Ratschläge, die mit zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen. Insbesondere danke ich Herrn E. HÖLZL für seine stete Hilfsbereitschaft und speziell für die röntgenographische Untersuchung, die er für mich durchgeführt hat.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit dem südöstlichen Teil des Espedalgebietes (Süd-Norwegen) sowie den am SE-Ende des Espedalsees gelegenen Nickel-magnetkiesvorkommen (Lillegrube).

Der geologische Aufbau des Espedal gliedert sich in die kambro-ordovizischen, autochthonen bis paraautochthonen Basissedimente (Phyllite) und die allochthone Espedaldecke, bestehend aus den Jotun-Eruptiva, deren Alter als präkambrisch bis frühkaledonisch angenommen wird. Ein Teil der Espedaldecke wird von den Valdres-Sparagmiten gebildet, die konkordant auf den Jotun-Eruptiva lagern und mit diesen aufgefaltet wurden. Die metamorphen Schiefer (Gneise) bilden eine eigene tektonische Einheit, die diskordant über der Espedaldecke lagert.

Der Werdegang des Espedalgebietes gliedert sich in zwei Phasen. Zunächst fand von NW nach SE eine Auffaltung der Abfolge Jotun-Eruptiva, Sparagmit, metamorphe Schiefer (Gneise) auf die ordovizischen Basissedimente statt. Eine zweite, einengende Phase prägte die heutige Morphologie und erfolgte senkrecht zur Auffaltung.

Das untersuchte Erzvorkommen (Lillegrube) liegt an der Liegendgrenze "gabbroider" Gesteine in ultrabasischen Pyroxeniten. Es handelt sich dabei um eine lokale Anreicherung von Nickel-, Kupfer- und Magnetkieserz.

A) ALLGEMEINER TEIL

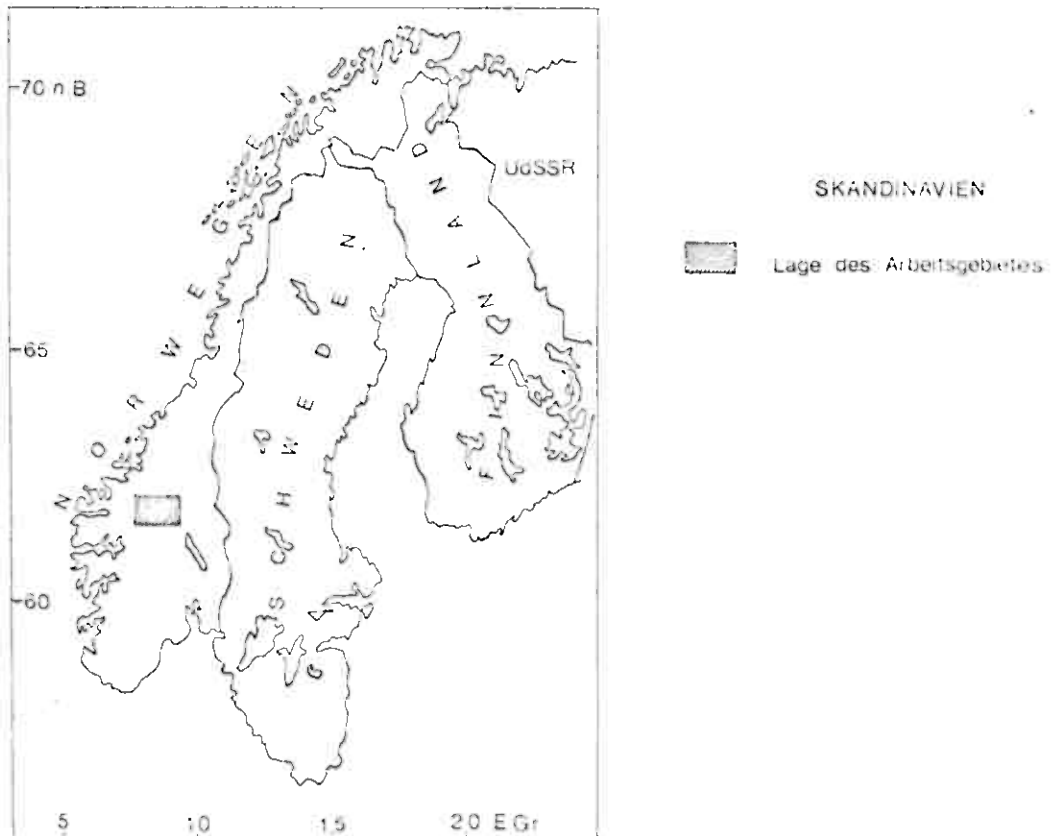
I. AUFGABEN UND PROBLEM - STELLUNG

Meine Aufgabe war es, das südöstliche Espedalen zu kartieren sowie die tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet zu untersuchen. Außerdem sollte das am SE-Ende des Espedalsees gelegene Erzvorkommen (Lillegrube) in seiner stratigraphischen und genetischen Stellung untersucht werden.

II. DAS ARBEITSGEBIET

1. Lage

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 300 km nördlich von Oslo zwischen $9^{\circ}33'$ und $9^{\circ}48'$ östlicher Länge und zwischen $61^{\circ}19'$ und $61^{\circ}23'$ nördlicher Breite. Es schließt sich an das nordwestlich gelegene Arbeitsgebiet von Herrn W. FLECKENSTEIN an und umfaßt ca. 50 qkm.



2. Morphologie

Morphologisch geprägt wird das Gebiet durch den NW-SE verlaufenden, 14 km langen und ca. 1,5 km breiten Espedalsee, in dessen SE-Verlängerung sich eine tiefe Schlucht anschließt, die sich nördlich von Svatsum mit dem nahezu NS verlaufenden Gausatal vereinigt.

Diese morphologischen Gegebenheiten teilen das Arbeitsgebiet in drei Teile:

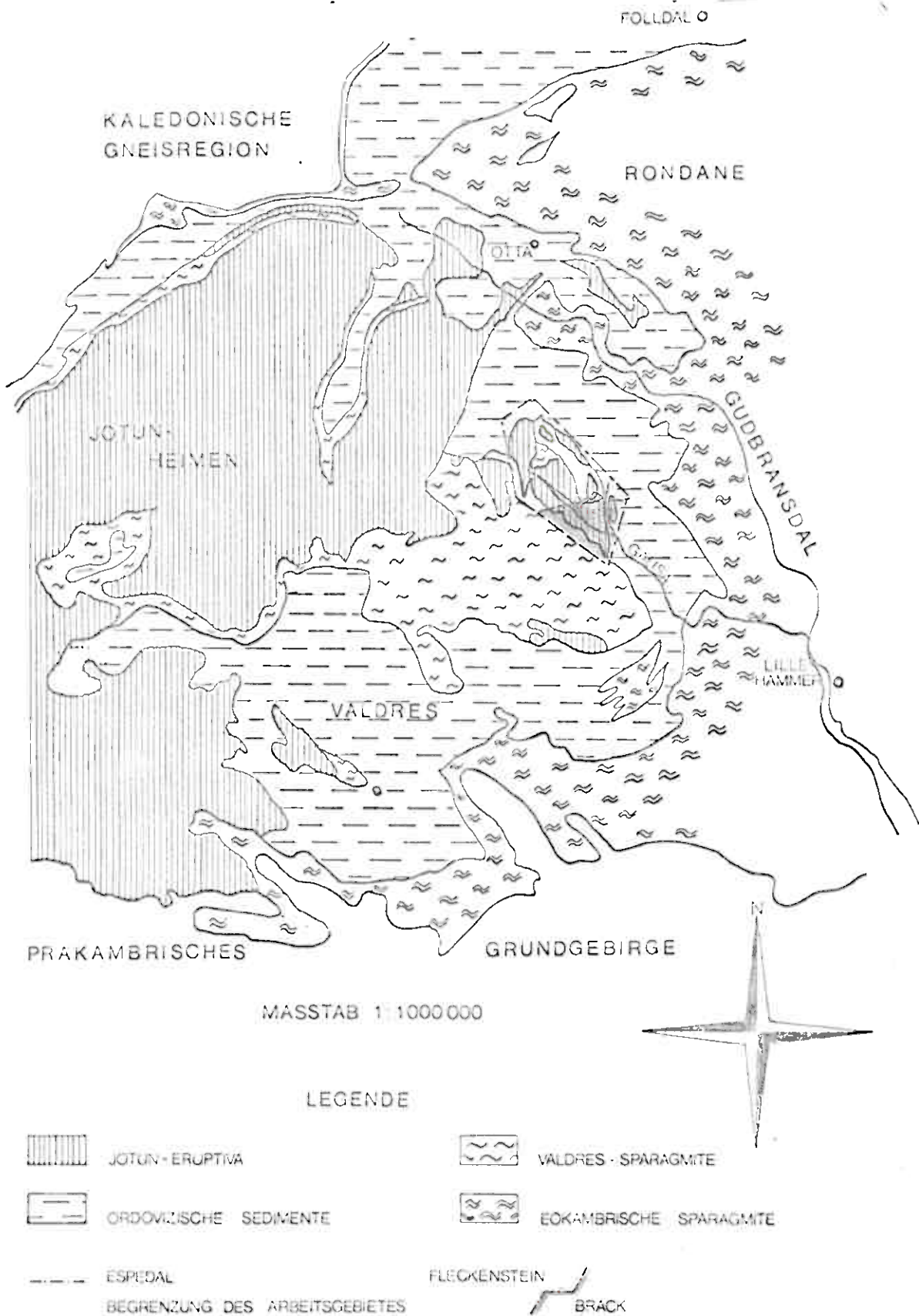
- a) in die NW-SE verlaufenden Höhenzüge, deren markante Horizontlinie von Ongsjöhj (1359 m) und Leppekhaugen (1327 m) gebildet wird sowie von einer vorgelagerten Hügelkette, die an ihrer NE-Seite von der Dritua-Schlucht begrenzt wird,
- b) den westlich der Gausa gelegenen Höhenzug von Nesetsaeter bis Nesetthrona, der steil nach Süden zur Dritua-Schlucht abfällt und
- c) den östlich der Gausa gelegenen Hügeln von Svart-
haugen bis Snuruhaugen.

3. Geländebeschaffenheit

Die größten Höhenunterschiede betragen 750 m. Weite Teile des Geländes sind mit dichten Krüppelbirken bewachsen. Außerdem befinden sich ausgedehnte Hochmoore in diesem Gebiet. Durch das Espedal führt eine gut ausgebaute Straße, von der mehrere befahrbare Wege ins Gelände abzweigen.

4. Geologischer Rahmen des Espedalgebietes

4.1. Geologische Übersichtskarte



4.2. Geologische Beschreibung

Das Espedalgebiet wird im NW durch das Bergen-Jotunheimgebirge begrenzt. Die Espedaldecke steht in engem petrologischen und genetischen Zusammenhang mit dem Jotun-Gebirge, dessen Alter mit präkambrisch bis frühkaledonisch angegeben wird (V.M. GOLDSCHMIDT, 1916).

Die Valdres-Sparagmite, die das Espedal im SW und S begrenzen, werden von P. LÖSCHKE (1968) als eokambrische metamorphe Sedimentgesteine gedeutet. Sie bedecken dort ein ca. 30 x 40 km großes Gebiet. Außerdem umsäumen die Valdres-Sparagmite das Jotun-Gebirge.

Im N, NE, SE wird das Espedal von ordovizischen Sedimenten, hauptsächlich Phylliten, umrahmt und unterlagert. Diese werden wiederum im E und S von Sparagmiten eokambrischen Alters begrenzt.

Weiter im S folgt das präkambrische Grundgebirge Süd-Norwegens, während sich im NW die Gneisregion des kaledonischen Gebirges befindet.

III. A R B E I T S M E T H O D E N

1. Kartierungsgrundlagen

Als Kartierungsgrundlage stellte mir die technische Abteilung von FOLLDAL VERK A/S eine Vergrößerung der Militärmkarte 1:50 000 (Sheet 1717 I AMS Series M 711 Blatt Svatsum-Norway) im Maßstab 1:10 000 zur Verfügung.

Durch die Verwendung eines Höhenmessers (Thommen - Everest) konnte eine zufriedenstellende Orientierung in dem z.T. unübersichtlichen Gelände erreicht werden.

Die am Schluß der Kartierung bereitgestellten Luftbilder im Maßstab 1:15 000 konnten aus zeitlichen Gründen im Gelände nur zu einer nochmaligen Kartierung im Bereich der am SE-Ende des Espedalsees gelegenen Lille-Grube benutzt werden.

Außerdem wurden die Luftbilder zur Anfertigung einer Photolineamentkarte verwendet.

Für die endgültige geologische Karte des südöstlichen Espedalen fertigte ich mir eine Kopie der von der NORGES GEOGRAFISKE OPPMALING hergestellten Vergrößerung im Maßstab 1:25 000 an.

2. Anmerkungen zur Photolineamentkarte

Der Photolineamentkarte liegen 30 Luftbilder zugrunde, die im August 1970 im Auftrag von FOLLDAL VERK A/S von der Fotogrammetrie-Firma WIDERØE'S FLYVESELSKAP A/S Oslo im Maßstab 1:15 000 angefertigt wurden.

Die Auswertung erfolgte mit einem Tischgerät (Toko-Spiegelstereoskop). Um größere Verzerrungen zu vermeiden, wurde möglichst ein enger Ausschnitt um den Bildmittelpunkt erfaßt. Außer den Lineamenten wurden markante Punkte sowie das Gewässernetz mit auf die Folien übertragen. Maßstäbliche Verzerrungen, verursacht durch Reliefunterschiede des Geländes, wurden wie folgt annähernd entzerrt:

Aus den Luftbildern wurde in einem mittleren Niveau (750 m) der Maßstab 1:12 500 errechnet. In ein entsprechendes Koordinatennetz wurden das Gewässernetz sowie einige markante Punkte aus der AMS-Karte 1:50 000 maßstabgetreu übertragen. Auf dieses Koordinatennetz wurden die Luftbildschablonen eingepaßt und fixiert.

Zur Verkleinerung des Maßstabes von 1:12 500 auf 1:25 000 wurde die Lineamentkarte mit einer Kleinbildkamera abphotographiert und mit einem Vergrößerungsapparat auf die Karte 1:25 000 projiziert und übertragen.

Die Daten für die Lineamentrosen wurden bereits aus der ersten, unverkleinerten Schablone entnommen, um eventuelle neue Verzerrungen auszuschalten. Die Diagrammbereiche wurden nach genetischen und morphologischen Gesichtspunkten ausgewählt.

- | | | |
|----------|------|--|
| Diagramm | I: | Gneisscholle östlich der Gausa |
| Diagramm | II: | Gebiet Scekken (Anorthosit, z.T. auch Sparagmit) |
| Diagramm | III: | Gebiet Ongsjöhj - Leppekhg. (Sparagmit - Gabbro) |
| Diagramm | IV: | Lillegrubenbereich (Anorthosit) |
| Diagramm | V: | Nesetthrona (Anorthosit - Gabbro) |

3. Optische Bestimmungsmethoden

Der An-Gehalt der Plagioklase wurde an Hand von Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz mit der Zonenmethode von A. RITTMANN (1929) auf dem Universal-Dreh-tisch bestimmt.

Teilweise wurden die Kalifeldspäte mit Flußsäure angeätzt und anschließend mit Natriumhexanitrokobaltat-(II) angefärbt.

Die Amphibol- und Pyroxenbestimmung wurde mit dem U-Tisch, z.T. nach der Methode von C. BURRI (1950) und z.T. drehkonoskopisch, durchgeführt.

E. HÖLZL führte für mich dankenswerterweise eine röntgenographische Untersuchung zum Nachweis von Stilpnomelan durch, die negativ verlief.

Die Mineralbestände wurden mit dem Swift-Point-Counter mit 1 000 - 2 000 Zählpunkten bestimmt.

IV. L I T E R A T U R

V.M. GOLDSCHMIDT (1916) betrachtet in seinen genetischen Untersuchungen die Jotun-Eruptiva als comagmatische Gesteine und untergliedert diese in drei Generationen:

1. Generation: Pyroxenit und Peridotit, normaler Gabbro, normaler Norit
2. Generation: Jotun-Norit und Mangerit, Labradorfels (Anorthosit)

3. Generation: Pyroxensyenite und Monzonite, Granite

Das Alter der Jotun-Eruptiva wird von ihm mit präkambrisch bzw. frühkaledonisch angegeben.

Für das Espedalgebiet nimmt er ebenso wie später L. CARSTENS (1918) einen kontinuierlichen Übergang von Labradorfelsen (Anorthosit) - Norit - Pyroxenit - Peridotit an, entstanden durch einen einzigen Differenzierungsprozeß, wobei er feststellt, daß die Kieserze bevorzugt mit den Pyroxeniten auftreten.

J.H.L. VOGT (1923) beschäftigt sich mit den Nickel-magnetkiesvorkommen im Espedalen und schreibt, daß zwei verschiedene magmatische Differentiationen stattgefunden haben. Vom ursprünglichen Magma wurde zuerst ein Olivin-Pyroxenmagma abgeschieden und von diesem hat sich ein Nickelmagnetkiesmagma durch das Absinken der Sulfide in ein tieferes Niveau des Magmas abgetrennt.

B. DIETRICHSON (1945) untersucht die genetischen und stratigraphischen Verhältnisse. Er geht von der Annahme aus, daß die Jotun-Eruptiva durch drei getrennte Decken gebildet werden:

1. die "Labradorfelsen"- (Anorthosit-) Decke (präkambrisch)
2. die "granitische" Decke (Silur)
3. die Jotun-Noritdecke ("mise en place" im Devon)

2. und 3. sollen jedoch der gleichen magmatischen Differentiation angehören. Diesen ordnet er die entsprechenden metamorphen Abtragungssedimente zu.

B. DIETRICHSON (1945) erwähnt Fossilfunde in den kambro-ordovizischen Basissedimenten, die K.O. BJØRLYKKE (1894) 3 km nördlich des Arbeitsgebietes in der Phyllitformation entlang des Fagerlisees fand. Es handelt sich dabei um Graptolithenreste.

W. FLECKENSTEIN (1970/71) geht von folgender Betrachtung über den Werdegang der Jotun-Eruptiva im Espedalen aus:

1. Effusion von basischen Magmen (gabbroide Gesteine)
2. Intrusion der im wesentlichen leukokraten Jotun-Eruptiva (Anorthosit, Norit)
3. Aufdringen von Gängen, verbunden mit erneuten Eruptionen, und damit Absatz von Agglomeraten, Tuffen etc. (Sparagmit).

B) P E T R O G R A P H I E

I. S T R A T I G R A P H I E U N D N O M E N - K L A T U R

Basierend auf den Untersuchungen von V.M. GOLDSCHMIDT, T. STRAND und B. DIETRICHSON sowie den z.T. mündlich mitgeteilten Ergebnissen von W. FLECKENSTEIN ergibt sich folgende stratigraphische Abfolge:

1. Jotun-Eruptiva (allochthon)

Alter: präkambrisch bis frühkaledonisch

a) Extrusiv (Hangendserie)

Gabbroide Gesteine, Peridotite und Pyroxenite

b) Intrusiv (Liegendserie)

Norite und Anorthosite

c) Ganggesteine

Diabas (mafische Ganggesteine)

2. Metamorphite (allochthon)

Alter: eokambrisch

a) Valdres-Sparagmite

b) metamorphe Schiefer (Gneise)

3. Autochthone Sedimentgesteine

Alter: kambro-ordovizisch

a) Alaunschiefer

b) Phyllit

Die Nomenklatur der Gesteine wurde den in der bisherigen Literatur benützten Gesteinsnamen weitgehend angepaßt.

Für die zahlreichen Varietäten von Gabbros und gabbro-ähnlichen Gesteinen, die fließende Übergänge zueinander zeigen, unterschied V.M. GOLDSCHMIDT (1916) normale Gabbros von gabbroiden Gesteinen und Jotun-Gabbros. B. DIETRICHSON (1945) bezeichnete die "normalen Gabbros"

als "Saussuritgabbros". Vereinfachend wird in dieser Arbeit nur der Begriff "gabbroide Gesteine" verwendet und in der petrographischen Beschreibung nach makroskopischen Merkmalen weiter untergliedert.

Ebenfalls von V.M. GOLDSCHMIDT (1916) wurde die Bezeichnung "Diabas" übernommen. Damit ist ein mafisches Gestein mit ophitischem Gefüge gemeint.

Im Gegensatz zu V.M. GOLDSCHMIDT (1916), der von "Labradorfelse" spricht, wird der in der neueren Literatur gebräuchliche Name "Anorthosit" verwendet. Unter einem "Anorthosit-Noriten" versteht er ein Gestein, das mineralogisch weder ganz zu den Anorthositen noch zu den Noriten gehört, sondern zwischen die beiden eingeordnet werden muß.

Der Begriff "Sparagmit" und "Sparagmitformation" (griech. sparagma = Bruchstück, Fetzen, Fragment) wurde 1825 von J. ESMARK geprägt. Es sind dies schwach metamorphe fossilere Gesteine.

Die metamorphen Schiefer wurden bei B. DIETRICHSON (1945) als "Gneise" angesprochen, zeigen jedoch oftmals makroskopisch Ähnlichkeit zu den Sparagmiten. Wegen des hohen Altbestandes an Plagioklas sowie ihres klastischen Gefüges scheint mir der allgemeinere Name "metamorphe Schiefer" passender. Für eine exakte Einstufung reichte das vorhandene Schliffmaterial nicht aus. Außerdem fehlte es an großräumigen Vergleichsmöglichkeiten. B. DIETRICHSONs Bezeichnung "Gneise" wurde stets in Klammern dazugesetzt.

II. G E S T E I N S B E S C H R E I B U N G

1. Extrusive Hangendserie

1.1. Gabbroide Gesteine

1.1.1. Feinkörnige gabbroide Gesteine

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die feinkörnigen gabbroiden Gesteine bilden die Kuppen der Höhe 1076 m und 1074 m sowie Teile des Gipfels des Scekken. Außerdem finden sie sich häufig als schmale tektonische Einschaltungen in den Bachprofilen von Melgardsaeter bis Maribusaeter.

Sie sind gleichmäßig feinkörnig und besitzen eine außerordentliche Härte sowie ein hohes spezifisches Gewicht. Ihre Färbung ist dunkelgrün.

Mineralbestand:

Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas, Hornblende, Erz

Akzessorien: Epidot, Chlorit

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Klino- pyrox.	Ortho- pyrox.	Plagio- klas	Horn- bl.	Erz	Sonst.
264	19,2	9,3	26,5	37,9	4,5	2,6
41 B ₁	18,2	14,1	29,6	31,0	5,2	1,9
43 a	40,0	10,9	5,7	37,6	2,4	3,4

Mikroskopische Beschreibung:

Im Gegensatz zu den Noriten und Pyroxeniten ist in den gabbroiden Gesteinen der Anteil des Klinopyroxen höher als der des Orthopyroxen. Der Klinopyroxen (optische

Daten: $2 V_z = 64^\circ; 58^\circ; 58^\circ; 60^\circ$; $ZAc\ 36^\circ-40^\circ$) ist frischer als der Orthopyroxen, der bereits stark durch Spaltrisse zerklüftet und z.T. in Chlorit umgewandelt ist.

Der Plagioklas (An 45-55 %) zeigt polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz sowie Deformationszwillingsbildung (auskeilende Lamellen). In Schliff 43 a ist er weitgehend saussuritisiert und serizitisiert.

Die Hornblende (optische Daten: Max. $2 V_x = 86^\circ-88^\circ$; $Z\ c = + 15^\circ$; $y/z = \text{olivgrün}$; $x = \text{hell gelbgrün}$) hat an den Rändern einen perlenartigen Saum aus Erz (Magnetit). Das Gefüge ist gleichmäßig körnig, wobei die Minerale überwiegend hypidiomorphe Struktur aufweisen. Die Korngrößen liegen um 0,5 - 1,0 mm.

1.1.2. Grobkörnige gabbroide Gesteine

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die grobkörnigen gabbroiden Gesteine bedecken weite Flächen in den morphologisch höheren Lagen des Espedalgebietes, so z.B. am Leppekhaugen bis zum Fuß der Ongsjöhj und der Hügelkette nördlich von Nesetthrona bis nach Nesetsaeter.

Mineralbestand:

Plagioklas, Klinopyroxen, Hornblende, Granat, Erz
Akzessorien und Zersetzungsprodukte: Apatit, Epidot, Talk, Chlorit

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Plag.	Klino- pyrox.	Horn- bl.	Gran.	Erz	Sonst.
204	27,1	38,6	5,6	10,7	14,4	3,6

Mikroskopische Beschreibung:

Der Plagioklas ist nahezu vollkommen saussuritisiert, deshalb bezeichnete B. DIETRICHSON (1945) dieses Gestein als "Saussuritgabbro". Der Klinopyroxen (Diopsid) ist bis auf wenige kleine Neubildungen weitgehend talkisiert. Die olivgrüne Hornblende ist ein Umwandlungsprodukt des Pyroxen (Uralitisierung). Die eigentümliche Erscheinung, daß sich um den Magnetkies gegen Plagioklas ein Granatsaum bildet (s. Photo S. 54), ist nach J.H.L. VOGTs (1893) Auffassung von metamorpher Natur. Die Granate sind idiomorph ausgebildet. Der Apatit befindet sich ebenfalls vorzugsweise in der Nähe des Kieserzes.

1.1.3. Verschiefterte gabbroide Gesteine und deren Mylonite

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Der überwiegende Teil aller im Espedal vorkommenden gabbroiden Gesteine ist stark verschiefert, vor allem in den morphologisch tieferen Niveaus, z.B. in der Dritua-Schlucht. Die graduelle Abstufung von diesen Gesteinen reicht von fast noch körnigen bis zu extrem dichten Gabbromyloniten. An den Grenzen zwischen den gabbroiden Gesteinen und den Sparagmiten ist es in den verschuppten Übergangszonen oft nicht mehr zu unterscheiden, welchen Ursprung die Mylonite haben. Die Gabbromylonite kommen oftmals gangartig in den Anor-

thositen vor. Vermutlich handelt es sich dabei um aus-
gewalzte Lagen und auskeilende Schuppen aus gabbroidem
Material. Die Kontakte sind messerscharf; Reaktions-
säume an den Rändern wurden nicht beobachtet. Die ver-
schiefernten Varietäten der gabbroiden Gesteine sind
mittel- bis dunkelgrün und haben meist eine bankige
bis plattige Absonderung.



Gangförmige Gabbromyloniteinschaltung im Anorthosit-
mylonit (Maribusaeter-Bachprofil, Höhe 830 m)

Mineralbestand:

Quarz, Plagioklas, Klinopyroxen, Hornblende, Serizit,
Epidot, Apatit, Erz, Leukoxen, Calcit, Hämatit, Chlorit

Mikroskopische Beschreibung:

Die nur wenig verschieferten Varietäten zeigen zunächst nur eine Streckung und beginnende Einregelung der mehr oder weniger frisch erhaltenen Pyroxene, während sich der Plagioklas bereits zersetzt und sich in einen dichten Filz, bestehend aus Epidot, Serizit und einer nicht mehr mit dem Mikroskop auflösbaren, dunkelgrauen pigmentartigen Schicht, umwandelt. Mit zunehmender Verschieferung wandelt sich auch der Pyroxen zunächst in Hornblende, Talk und Chlorit um, bleibt aber noch in seinen Konturen erkennbar, bis er in den extrem verschieferten Gabbromyloniten, vollkommen talkisiert, sich lagig anordnet.

Das Erz (überwiegend Ilmenit) umgibt sich mit der Verschieferung zusehends mit einem Saum aus Leukoxen.

1.2. Pyroxenit

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Das Hauptverbreitungsgebiet der Pyroxenite liegt am SE-Ende des Espedalsees in einer ca. 1 km langen und 500 m breiten Blockschuttzone, an deren südlicher Begrenzung die Lillegrube liegt (s. Beschreibung der Lillegrube im Teil D). Kleinere Vorkommen, meist als tektonische Einschaltungen in Schuppenstruktur, fanden sich in den Bachprofilen Maribusaeter (Höhe 940 m) sowie Driuta-Süd (Höhe 870 m), Driuta-Nord (Höhe 840 m) sowie nördlich Nesetthrona.

Makroskopisch zeigt das blauschwarze bis blaugraue Gestein an seinen Verwitterungsflächen meist eine rostrotbraune Färbung, verursacht durch hohe Eisengehalte und deren Oxidation. Die Korngröße ist unterschiedlich,

die Absonderung überwiegend massig.

Mineralbestand:

Orthopyroxen (Bronzit), Klinopyroxen (Diopsid), Plagioklas, Hornblende, Erz

Zersetzungsprodukte: Talk, Chlorit, Epidot

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Ortho- pyrox.	Klino- pyrox.	Plag.	Horn- bl.	Erz	Sonst.
41 E	40,5	0,5	6,5	14,2	37,3	1,0
300	43,8	8,0	-	1,3	42,3	4,6

Mikroskopische Beschreibung:

Der Orthopyroxen überwiegt in den Pyroxeniten bei weitem den Klinopyroxen. Der Orthopyroxen hat folgende optische Daten: $2 Vx = 84^{\circ}; 90^{\circ}; 88^{\circ}$. Damit ist er nach den Trögertabellen ein Bronzit. Er ist durch unregelmäßige Risse stark zerklüftet. Entmischungslamellen aus Magnetit (schwarz) und Ilmenit (braun-violett) sind sehr verbreitet. Sie sind je nach Schnittlage in deutlicher Parallelschraffur zu (100) bzw. tropfen- oder rautenförmig ausgebildet. In Schliff 300 zeigt der Bronzit parallel zu (100) Entmischungslamellen von Diopsid, welche in ihrer Längsrichtung auskeilen. In Zwickeln, Spaltrissen und an den Rändern der Pyroxene läßt sich eine Umwandlung in Hornblende beobachten (Uralitisierung). Die Korngröße schwankt zwischen 1,2 mm und 2 mm. Gegen Plagioklas und Erz sind die Korngrenzen bevorzugt abgerundet. Die meist hypidiomorphen Orthopyroxene sind manchmal gegenseitig verzahnt. Der Klinopyroxen ($2 Vz = 52^{\circ}; 54^{\circ}; 56^{\circ}; 58^{\circ}; ZAc 34^{\circ}; 38^{\circ}$) ist, wie bereits erwähnt, als Entmischung des

Orthopyroxen parallel zu (100) vorhanden sowie als selbständiges Mineral, das im Verhältnis zum Orthopyroxen in sehr kleinen (Größe: 0,5 mm) hypidiomorphen, vereinzelt Körnern auftritt. In Schliff 300 ist eine stärkere Anhäufung von Diopsid zu beobachten.

Der Plagioklas (An: 60-75 %) zeigt polysynthetische Verzwillingung (Albit-Periklin-Gesetz). Er umschließt z.T. den Pyroxen.

Die Hornblende (opt. Daten: $2 Vx = \pm 80^\circ$; $x =$ gelblich; $y/z =$ rotbraun; $ZAc 12^\circ$; 10°) scheint wegen ihrer Glattrandigkeit und ihrer hypidiomorphen Ausbildung eine primäre zu sein. Z.T. ist sie aber auch Produkt einer Uralitisierung, die durch eine intensive, auskeilende Verzahnung mit dem Pyroxen gekennzeichnet ist.

Die Erzminerale lösen z.T. die Silikatminerale auf (s. Beschreibung S. 53).

1.3. Peridotit

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die Verbreitung der Peridotite ist eng mit den Vorkommen der Pyroxenite verknüpft, welche in der Blockschuttzone am SE-Ende des Espedalsees vorkommen.

Makroskopisch konnten die Peridotite von den Pyroxeniten im Gelände nicht unterschieden werden.

Mineralbestand:

Olivin, Spinell, Klino- und Orthopyroxen, Hornblende, Plagioklas

Akzessorien: Epidot, Serpentin, Biotit, Erz

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Oli- vin	Spin.	Kli- no- pyrox.	Or- tho- bl.	Horn- bl.	Plag.	Erz.	Serp.	Sonst.
--------------------	-------------	-------	-----------------------	--------------------	--------------	-------	------	-------	--------

63	42,7	4,2	25,4	13,1	7,6	4,8	-	2,2	
239	20,5	-	15,0	17,4	-	21,7	24,2	1,0	
50	42,0	1,8	49,0	2,1	-	3,2	-	1,9	

Mikroskopische Beschreibung:

Der xenomorphe, zuweilen auch hypidiomorphe Olivin zeigt bei gekreuzten Nicols wiederholt zwillingsartige Felderteilung. Die Korngröße ist recht unterschiedlich (1 mm - 8 mm), die optischen Daten sind: $2 V_x = 84^\circ$; 90° ; 90° . In Schliff 63 ist, bei Anwesenheit von Plagioklas, eine kelyphitartige Umsäumung des Olivins durch Hornblende und Klinopyroxen zu beobachten. In Schliff 239 ist der Olivin vom Rand her zu Serpentin umgewandelt.

Der Spinell zeigt alle Übergänge von blaßgrünen, smaragd- bis dunkelgrünen Farbtönen. Oftmals sind die dispers begrenzten Spinellindividuen auch opak. Die dunkelgrüne Tönung überwiegt. Dies ist ein Hinweis auf hohe Eisen(II)- und Eisen(III)-Gehalte (E.W. TRÖGER, 1967).

In den Peridotiten überwiegt der Klinopyroxen den Orthopyroxen. Die Korngrößen des Klinopyroxen sind ungefähr $1 \times 0,8$ mm. Er hat folgende optische Daten: $2 V_z = 58^\circ$; 54° ; 58° ; $ZAc 36^\circ-40^\circ$. Die überwiegend xenomorphen Klinopyroxene grenzen ebenso wie die übrigen Minerale lappenförmig aneinander. Der Orthopyroxen entspricht dem in den Pyroxeniten beschriebenen.

Die Hornblende (opt. Daten: s. Pyroxenit) ist wie in den Pyroxeniten teilweise Produkt einer Uralitisierung der Pyroxene, z.T. aber auch primärer Natur, da die hypidiomorphen Minerale glattrandig an die übrigen Mineralkörner grenzen. In Schliff 239 kommt es bei Anwesenheit von Erz zur Bildung von Biotit aus Hornblende. Der Biotit ist tafelig ausgebildet.

Der Plagioklas (An 65 - 80 %) ist in schlauchförmigen Nestern angeordnet. Die Albitlamellen sind überwiegend undeutlich und verschwommen ausgebildet, z.T. sind die Plagioklase etwas saussuritisiert.

In den Peridotiten findet sich ebenso wie in den Pyroxeniten reichlich Kieserz im Gegensatz zur Meinung von C.W. CARSTENS (1923). Die Sulfiderze dringen auf feinsten Klüften und Rissen in das Gestein ein, wobei sie die Silikatmineralien angreifen und z.T. auflösen (s. S. 55).

2. Intrusive Liegendserie

2.1. Anorthosit-Norit

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die nicht mylonitisierten Anorthosite und Norite kommen ausschließlich im tektonisch schwächer beanspruchten Kern der Espedaldecke vor, nämlich in den Gesteinsserien an und oberhalb des südöstlichen Espedalseeufers.

Eine gegenseitige Abgrenzung von Anorthositen und Noriten ist kaum möglich, denn sie unterscheiden sich nur durch den verschieden hohen Anteil an Mafiten (s. Modalanalyse) und sind durch fließende Übergänge mit-

einander verbunden. Das mittelkörnige, grauweiße Gestein hat einen dunkelgrünen, tupfenförmigen, gelegentlich auch einen flächigen mafischen Anteil; es handelt sich überwiegend um Pyroxen. Dieser zeigt manchmal eine deutliche Einregelung zur Kristallisationsschieferung. Der Plagioklas gibt diesem Gestein oftmals einen rötlichen Schimmer.

Mineralbestand:

Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Hornblende, Biotit, Erz

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Plag.	Ortho- pyrox.	Klino- pyrox.	Horn- bl.	Biotit	Erz
41	94,6	4,2	1,2	-	-	-
45 b	90,4	9,6	-	-	-	-
64	81,0	14,7	1,5	1,3	0,5	1,0
42	79,3	17,5	1,2	1,1	0,5	0,4
40	74,9	17,6	2,2	4,3	-	1,0
43	74,5	21,1	3,7	-	0,1	0,6

Mikroskopische Beschreibung:

Diese Gesteine haben als Hauptbestandteil einen Ca-reichen Plagioklas (An 55-75 %), der nach dem Albit-Periklin-Karlsbader-Gesetz polysynthetisch verzwilligt ist. Die Serizitisierung der Plagioklase ist unterschiedlich weit fortgeschritten.

Der Orthopyroxen ($2 Vx = 88^{\circ}$; 86° ; 90° - Bronzit) überwiegt den Klinopyroxen. Der Bronzit ist selten frisch und ist in Talk, z.T. auch in Chlorit umgewandelt. Randlich findet oft eine Umwandlung in Hornblende ($2 Vx = 86^{\circ}$; 84° ; 80° ; 86° ; $\frac{y}{z}$ olivgrün -

x. blaß gelbgrün; $ZAc = 16^{\circ}; 19^{\circ}$) statt (Uralitisierung). In den Noriten ist die Hornblende geringfügig in Biotit (bei Anwesenheit von Erz) oder in Chlorit umgewandelt. Es treten in den Noriten vereinzelt primäre Hornblenden auf.

Der Erzanteil ist im Verhältnis zu den übrigen Jotun-Eruptiva sehr gering ($\pm 1\%$). Es handelt sich dabei meist um Magnetit und Ilmenit.

Das Gefüge ist richtungslos körnig. Die Korngrößen schwanken um 1,5 mm. Die Plagioklase sind sehr oft zerbrochen und zeigen eine dichte Schar von Rissen. An den Pyroxenen, insbesondere nach der Umwandlung in Talk, sind Verbiegungen sichtbar. Die Struktur der Körner läßt somit auf eine postkristalline Beanspruchung schließen. Die Pyroxene sind meist stark durch Spaltrisse zerklüftet, wobei diese mit Chlorit ausgefüllt sind.

2.2. Anorthositmylonit

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Das schneeweiße bis dunkelgraue, dichte und weithin sehr homogene Gestein stellt die Hauptmasse der am SE-Ende des Espedalsees vorkommenden Gesteine dar und bildet überwiegend die Schubfront der Espedaldecke (Jotun-Eruptiva). Eine mineralogische Unterscheidung zwischen den weißen und z.T. dunkelgrauen Varietäten der Anorthositmylonite konnte nicht getroffen werden. Die Absonderung ist meist massig, manchmal findet man bankige bis plattige Lagerung.

Mikroskopische Beschreibung:

Unter dem Mikroskop erscheint ein dichter Filz aus Mineralien, die überwiegend nicht mehr auflösbar sind. Die annähernd opaken Massen bestehen weitgehend aus Zersetzungsprodukten der Plagioklasse, was aus Vergleichsschliffen weniger mylonitisierter Anorthosite geschlossen werden kann. Gelegentlich sind noch völlig talkisierte Pyroxene vorhanden. Fast in allen Schliffen lassen sich Neubildungen von Mineralen erkennen. Ein feines Filigran aus Serizit überwiegt in diesem Gesteinstypus. Außerdem wurden Zersetzungsprodukte bzw. Neubildungen von Quarz, Chlorit, Klinozoisit, Epidot, Hellglimmer, Aktinolith, Calcit und Talk beobachtet. Der Erzanteil entspricht den Gehalten in den frischen Anorthositen und Noriten.

3. Diabas (Mafisches Ganggestein)

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Das Gestein ist makroskopisch dunkel, blauschwarz und dicht und fällt vor allem durch seine extreme Härte auf. Es durchsetzt sowohl den Norit (Steilwand über Lillegrube - Schliff C 1) als auch den Gabbro (Melgardsaeter-Bachprofil Höhe 850m - Schliff 143). Im Maribusaeter-Bachprofil (Höhe 880 m) wurde dieses Gestein als Einschaltung zwischen Gabbro und Norit (Schliff 310) beobachtet. Die Mächtigkeit dieser Ganggesteine liegt zwischen 50 cm und ca. 5 m.

Mineralbestand:

Plagioklas, Klinopyroxen, Hornblende, Epidot und Erz

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Plag.	Pyrox.	Hornbl.	Epidot	Erz	Sonst.
143	36,6	21,8	17,6	9,2	13,5	1,3
310	32,4	30,4	18,0	11,2	7,4	0,6
C 1	38,4	15,0	23,4	7,2	15,2	0,8

Mikroskopische Beschreibung:

Der Plagioklas ist leistenförmig bis nadelig und verursacht ein richtungsloses, sperriges Gefüge (ophitisch). Er ist weitgehend saussuritisiert und zeigt Zwillingsbildung nach dem Albit-Periklin-Karlsbader-Gesetz. In Schliff C 1 hat der Plagioklas eine auffallend bräunliche Färbung, die als pigmentartige Umwandlung des Plagioklas gedeutet werden kann.

Die Klinopyroxene bilden eine flockige Füllmasse zwischen den Plagioklasleisten. Die unregelmäßig begrenzten Körner sind randlich in eine braune Hornblende umgewandelt (Uralitisierung). Die Pyroxene zeigen Entmischungslamellen von Magnetit (schwarz) und Ilmenit (bräunlich-violett).

In Schliff 143 findet sich eine grüne Hornblende, die z.T. in eine langstengelige, lanzettenförmige, aktinolithische Hornblende umgewandelt ist.

Das Erz, Magnetit und Ilmenit ist durch Korrosion lappig begrenzt; randlich beobachtet man Leukoxenbildung.

4. Metamorphite

4.1. Valdres-Sparagmit

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die Valdres-Sparagmite bilden einen großen zusammenhängenden Komplex, der die Jotun-Eruptiva im SE begrenzt und dort eine Fläche von ca. 30 x 40 km bedeckt. An der E-Front der Schubmasse unterlagern die Sparagmite die Jotun-Eruptiva und lassen sich noch auf der Nordseite der Dritua-Schlucht nachweisen.

Die sattgrüne Farbe und die vielfältige Bänderung von gelblich-weißen, mittel-bis dunkelgrünen und blauschwarzen Lagen ist typisch für das meist sehr stark gefaltete Gestein. Die Absonderung ist überwiegend bankig, selten plattig oder auch massig.

Mineralbestand:

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Epidot, Hellglimmer, Serizit, Chlorit, Erz, Leukoxen
Akzessorien: Titanit, Orthit

Modalanalyse:

Schl. Nr.	Quarz	Kalif.	Plag.	Epi- dot	Hellg. + Ser.	Chlo- rit	Erz	Sonst.
225	14,1	9,7	8,3	38,0	5,2	20,2	1,8	2,9
56 a	5,9	3,9	12,5	20,5	16,8	32,0	6,3	2,1

Mikroskopische Beschreibung:

Der überwiegende Teil des Quarzes ist sehr feinkörnig, rekristallisiert und bildet Nester mit Mörtelstruktur. Vereinzelt klastische Quarze zeigen ondulöse bis felderige Auslöschung. Sie sind gut gerundet und meist in Richtung der Schieferung ausgelängt.

Der Plagioklas (An 25-55 %) schwankt in seiner Korngröße sehr stark, und nicht selten vereinigen sich mehrere Individuen in Nestern. Er ist stets teilweise serizitisiert, oftmals auch saussuritisiert. Der Kalifeldspat ist fast immer in geringeren Mengen als der Plagioklas vorhanden und läßt sich nur mit Hilfe von Anfärbemethoden (s. opt. Bestimmungsmethoden) vom Quarz unterscheiden. Der Kalifeldspat und der Plagioklas sind klastische Relikte.

Der Epidot ist eines der Hauptminerale der Sparagmite und kommt sowohl in flockiger als auch in scharf begrenzter Ausbildung vor. Übergänge von Pistazit zu Klinozoisit sind zu beobachten.

Der Hellglimmer, in schmalen Sprossen und Scheiten vorhanden, ist ein Produkt der Rekristallisation. Nach der optischen Bestimmung handelt es sich um Muskowit. Der Anteil an Serizitfilz schwankt in den verschiedenen Schliffen beachtlich.

Der Chlorit kommt in schuppig blättrigen Aggregaten, aber auch in dichten semioptischen Lagen vor. Teilweise entspricht der Chlorit der Pennin- Klinochlor-Reihe.

Der Anteil des Erzes (Magnetit, Ilmenit) ist z.T. sehr reich. Es läßt sich fast immer Leukoxenbildung um das Erzkorn beobachten.

4.2. Metamorphe Schiefer (Gneise)

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die metamorphen Schiefer bilden eine eigene Einheit im NE des Arbeitsgebietes. Makroskopisch sind sie von recht unterschiedlichem Aussehen, und es lassen sich auf Grund des Mineralbestands vier Klassifikationen

treffen:

1. Epidot - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer

Diese Schiefer liegen in den morphologisch tieferen Bereichen der Einheit und sind sehr feldspatreiche, hell- bis dunkelgraue Schiefer mit einer nahezu ungestörten sedimentären Struktur.

2. Epidot - Biotit - Hellglimmer - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer

Dieses Gestein zeigt eine lagige Anordnung von hellen und dunkeln Mineralen und ist im Gegensatz zu den unter 1. beschriebenen Gesteinen meist intensiv gefältelt.

3. Amphibol - Hellglimmer - Quarz - Schiefer

Diese Schiefer sind im Verhältnis zu den unter 1. und 2. beschriebenen Gesteinen ziemlich selten und unterscheiden sich von diesen nur durch das Auftreten von Amphibol

4. Hellglimmer - Quarz - Chlorit - Mylonit

Die Mylonite lassen makroskopisch keine Minerale erkennen, zeigen jedoch alternierend helle und dunkle Lagen.

4.2.1. Epidot - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer

Mineralbestand:

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Epidot, Hellglimmer, Serizit

Akzessorien: Apatit, Calzit, Chlorit, Orthit, Zirkon, Titanit, Granat

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Quarz	Kali- f.sp.	Plag.	Epid.	Hellgl. Seriz.	Erz	Sonst.
174	34,9	21,8	7,6	15,0	17,4	0,6	2,7
251 A	33,7	44,5	2,0	11,3	7,1	0,4	1,0
251 C	24,5	42,0	1,8	14,5	11,8	1,8	3,6

Mikroskopische Beschreibung:

Das blastomylonitische Gefüge aus feinkörniger Quarzmatrix (z.T. in Pflasterstruktur) und Feldspat enthält für dieses Gestein in charakteristischer Weise z.T. recht große, klastische Kalifeldspäte mit Flammen- und Gittermikroklinbildung. Sie zeigen Einschlüsse, bestehend aus Quarz und Plagioklas.

Der Epidot ist lagig und parallel zur Schieferung in Form von kleinen ausgelängten Aggregaten in amöboider Ausbildung angeordnet.

Die Hellglimmerschuppen sind ebenfalls parallel zur Schieferung lagig angeordnet und zeigen Umströmungsstrukturen um das grob-klastische Material.

Der Orthit zeigt meist Zonarbau und zerfällt oftmals im Kern, während sich am Rand ein Kranz aus Epidot bildet. Der Orthit ist randlich meist orangegelb, im Kern rotbraun bis braun. Titanit ist meist gerundet. Calcit kommt in eigenständigen Aggregaten in xenomorpher Ausbildung, aber auch als Spaltrißverheilung der Kalifeldspäte vor (s. Schliff 171).

Folgende Beobachtungen weisen auf eine postkristalline Beanspruchung der Minerale hin:

Einfach und mehrfach geknickte Glimmerblättchen sind in allen Schliffen zu beobachten. Plagioklas und Calcit zeigen z.T. Deformationszwillingsbildung (W.E. TRÖ-

GER 1967). Die Kalifeldspatklasten sind teilweise mehrfach zerbrochen.

In nahezu allen Dünnschliffen der metamorphen Schiefer (Gneise), vor allem aber in den Epidot-Kalifeldspat-Quarz-Schiefern ist ein Phyllosilikat zu beobachten, das wie bräunlicher Biotit oder Stilpnomelan aussieht; dabei handelt es sich aber nach E.W. TRÖGER (1967) um einen Fe-reichen Oxi-Chlorit.

4.2.2. Epidot - Biotit - Hellglimmer - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer
und

4.2.3. Amphibol - Hellglimmer - Quarz - Schiefer

Mineralbestand:

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Epidot, Biotit, Hellglimmer, Serizit
zusätzlich in 4.2.3.: Hornblende, Granat
Akzessorien: Calcit, Chlorit, Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit, Erz

Modalanalyse:

Schl.-	Quarz	Kali-	Plag.	Epid.	Bio-	Hell-	Horn-	Sonst.
Nr.		f.sp.			tit	gl. + bl.		
						Seriz.		

4.2.2.

14	40,6	13,9	3,8	10,3	23,6	3,2	-	4,6
18 a	33,2	17,1	12,6	3,9	15,6	17,1	-	0,5

4.2.3.

5	42,3	-	3,2	7,4	2,7	32,0	12,8	0,7
---	------	---	-----	-----	-----	------	------	-----

Mikroskopische Beschreibung:

In ihrem Gefüge entsprechen die Epidot - Biotit - Hellglimmer - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer den Epidot - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer. Allerdings weichen sie in ihrer mineralogischen Zusammensetzung etwas auseinander. So ist im Schiefer (4.2.2.) eine Abnahme des Feldspatgehaltes und eine Zunahme des Quarzgehaltes zu verzeichnen. Der deutlichste Unterschied ist jedoch das Auftreten von Biotit, der überwiegend lagig in kleinen, dicht aneinandergrenzenden Blättchen und Schuppen vorkommt. Er zeigt eine auffallend grüne bis olivgrüne Eigenfarbe. In Schliff 18 a kommt er in etwa zu gleichen Teilen wie Hellglimmer vor, der nach den optischen Bestimmungen ein Muskowit ist.

Bei den Quarz - Hellglimmer - Amphibol - Schiefer ist das charakteristische Mineral eine Hornblende (optische Daten: $2 V_x = 76^\circ$; $ZAc = 28^\circ$; Pleochr.: x = hellgrün; y/z = olivgrün), die meist in großen, hypidiomorphen Körnern vorkommt und randlich von einer feinschuppigen Serizitisierung erfaßt wird. Teilweise zerfällt die Hornblende in Chlorit. Außerdem finden sich Einschlüsse von Apatit mit kleinen pleochroitischen Höfen in Schliff 5. Ähnlich wie in Schliff 171 sind mehrere rotierte und zerbrochene Granatrelikte vorhanden, die, von den Spaltrissen ausgehend, chloritisiert sind.

Das Auftreten von chloritisierter Hornblende und chloritisiertem Granat läßt auf eine diaphthoretische Überprägung des Gesteins schließen.

4.2.4. Hellgimmer - Quarz - Chlorit - Mylonit

Mikroskopische Beschreibung:

In den Myloniten der metamorphen Schiefer ist vor allem eine beachtliche Zunahme von Chlorit zu verzeichnen. Quarz, Epidot und Calcit sind in einer ultrafeinen Matrix vorhanden. Die Anordnung der Minerale ist lagig.

5. Autochthone Basissedimente

5.1. Alaunschiefer

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Von diesem Gestein konnte auf Grund seines hohen Verwitterungsgrades keine Dünnschliff hergestellt werden. Im Gelände war dieses Gestein an seiner schwarzen Farbe deutlich von den anthrazitgrauen Phylliten zu unterscheiden. Vollkommen verruscht, zeigt der Alaunschiefer im NW von Kvisberglt. einen z.T. krustenartigen Überzug, bestehend aus den Zersetzungsprodukten des Alauns. Die Porosität des Gesteins ist vermutlich auf die Auslaugung von Pyrit zurückzuführen.

5.2. Phyllite

Vorkommen und makroskopische Beschreibung:

Die Phyllite bilden im Arbeitsgebiet die E-Begrenzung der Espedaldecke. In den Erosionstälern der Dritua und Gausa sind die Phyllite weit innerhalb der ehemaligen Deckenbegrenzung aufgeschlossen (s. Beschreibung S. 41-43).

Makroskopisch lassen sich zwei Typen unterscheiden, die allerdings fließende Übergänge zeigen:

- a) ein feinkörniger Quarz-Phyllit von silbergrauer bis bräunlich-grauer Farbe, der sehr hart ist und oftmals eine bankige Absonderung hat,
- b) ein dunkelgrauer, blättriger, schiefriger Phyllit, der bisweilen auch eine plattige Absonderung aufweist.

Überall zeigen die Phyllite eine außerordentliche tektonische Beanspruchung. Sie sind intensiv durchgefaltet und stark zerklüftet, wobei ältere Klüfte mit Quarz ausgeheilt sind.

Mineralbestand:

Quarz, Calcit, Serizit, Hellglimmer, kohlige Substanz
Akzessorien: Plagioklas, Turmalin, Orthit, Zirkon, Pyrit

Modalanalyse:

Schliff- Nummer	Quarz	Calcit	Serizit	Sonst.
115	41,5	30,0	26,0	2,5

Mikroskopische Beschreibung:

Die Hauptminerale sind Quarz und Calcit, wobei der Quarz in sehr verschiedenen Erscheinungsformen auftritt. Gegenüber den anderen Mineralien zeigt er auffallend große Körner (0,3 - 0,5 mm), die überwiegend abgerundet sind. Manchmal sind die Quarze jedoch scharfkantig und zerbrochen. Die Auslöschung ist wechselnd glatt, feldartig und undulös. Meist sind sie in Richtung der Schieferung eingeregelt, oftmals von sehr feinkörnigem Quarz

in Pflasterstruktur umgeben.

Der Calcit zeigt meist unregelmäßige, flockige Kornbegrenzung, vereinzelt kommen aber auch scharfkantig begrenzte Individuen vor, so z.B. in dreieckigen und rautenartigen Formen. Die Körner sind von sehr unterschiedlicher Größe (0,07 - 0,35 mm). Als Spaltfüllung ist Calcit in großtafeligen Aggregaten vorhanden (s. Schliff 115). An großen Calcitindividuen kann man polysynthetische Lamellen (nach E.W. TRÖGER, 1967, "Gleitzwillinge") beobachten.

Serizit als feinschuppiger, nadeliger Filz bildet den Hauptbestandteil der Grundmasse, wobei die von P. ESKOLA (1927) und H. VÄYRINEN (1928) beschriebene Erscheinung, daß der Reichtum an feinverteiltem Kohlepigment das Wachstum der Glimmerblättchen verhindere, im vorhandenen Schliffmaterial sehr schön beobachtet werden kann.

Die beiden Phyllittypen 1. und 2. unterscheiden sich mikroskopisch dadurch, daß in Typ 2. die Quarzrelikte völlig fehlen und Quarz nur sehr untergeordnet im Grundgewebe aus Serizit vorhanden ist, sowie durch das Vorhandensein von idiomorphem, rautenförmigem Calcit.

Untergeordnet treten Relikte von Plagioklasen auf, so z.B. im Schliff 24 x und 115. In Schliff A.S. 25 findet man einen Plagioklas mit antiperthitischer Entmischung.

III. METAMORPHE FAZIES UND DIAPHTHORESE

In den Sparagmiten und metamorphen Schiefern ist entsprechend dem Auftreten der Minerale Quarz, Muskowit, Biotit, Almandin, Chlorit, Albit und Epidot die Grünschieferfazies entwickelt (entsprechend der Mineralparagenese nach H.G.F. WINKLER (1967)).

1. Sparagmit

In den Valdres-Sparagmiten ist die niedrigst-temperierte Stufe der Grünschieferfazies verwirklicht, nämlich die Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies. Neben diesen namengebenden Mineralien tritt noch reichlich Epidot auf. Muskowit ist nur sehr geringfügig vorhanden, dagegen überwiegt bei weitem der Chlorit. Es treten keine für die Fazies spezifischen Minerale auf. Der Altbestand von An-reichem Plagioklas ist stark serizitisiert.

2. Metamorphe Schiefer (Gneise)

Die metamorphen Schiefer sind in ihrer Verschiedenheit allen drei Subfazien der Grünschieferfazies zuzuordnen. Diaphthoritische Umwandlung von Granat in Chlorit, Hornblende in Biotit, Biotit in Chlorit ist sehr verbreitet. Meist ist ein hoher Bestand von Altmineralien vorhanden, vor allem Kalifeldspat und Plagioklas. Der überwiegende Teil der metamorphen Schiefer erfüllt die Bedingungen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies.

3. Jotun-Eruptiva

Auch die Jotun-Eruptiva zeigen eine metamorphe Über-

prägung, so z.B. die Saussuritisierung des Plagioklasses sowie dessen Serizitisierung, die Uralitisierung der Pyroxene bzw. auch deren Talkisierung und Chloritisierung, die Serpentinisierung der Olivine und auch die Granatbildung bei Anwesenheit von Kieserzen und Plagioklas (s. S. 54)

IV. QUARTÄRGEOLOGIE

Die weit verbreitete Striemung sowie das rundhöckerartige Herausragen völlig glattpolierter Felsrippen weisen auf eine intensive quartärglaziale Beanspruchung des Espedalgebietes hin. In der am SE-Ende des Espedalsees aufklaffenden "Dritua-Schlucht" befinden sich eine Reihe imposanter, z.T. begehrter Gletschermühlen. Die Lokalität heißt "Helvete" (= Hölle), und ihre Entstehung wird den abschmelzenden Eismassen der letzten Eiszeit vor ca. 14.000 Jahren zugeschrieben.

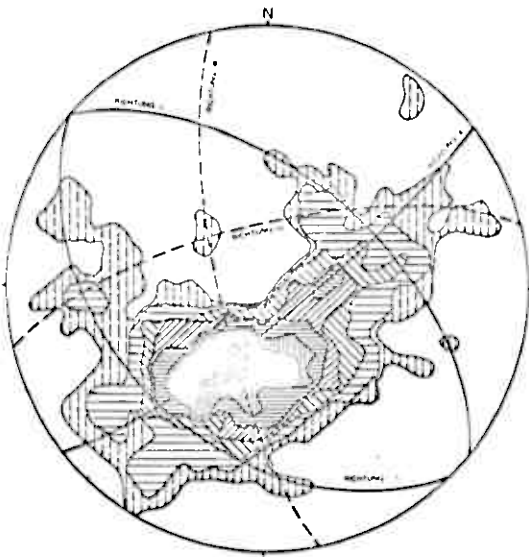
Das Arbeitsgebiet weist nur eine geringe Bedeckung durch Lockermaterial auf. In den tieferen Lagen des Espedalgebietes, an den Ufern des Espedalsees sowie entlang der Flußläufe befinden sich Reste von Moränen und Flußterrassen, bestehend aus überwiegend fluviatil überprägtem Moränenmaterial. Mit zunehmender Höhe ist auch eine zunehmende Inhomogenität des Lockermaterials zu beobachten. Die Kiesgruben an der Gausa bestehen vermutlich gänzlich aus Flußschotter.

Die Entwässerung des Espedalsees erfolgte ursprünglich nach SE über die Dritua-Schlucht, doch seit dem Einbruch des "Kamfossen"-Wasserfalls vor ca. 9.000 Jahren wird das Gebiet nach NW durch die Vinstra entwässert, und diese fließt schließlich in die Lagen im Gudbrandsdal.

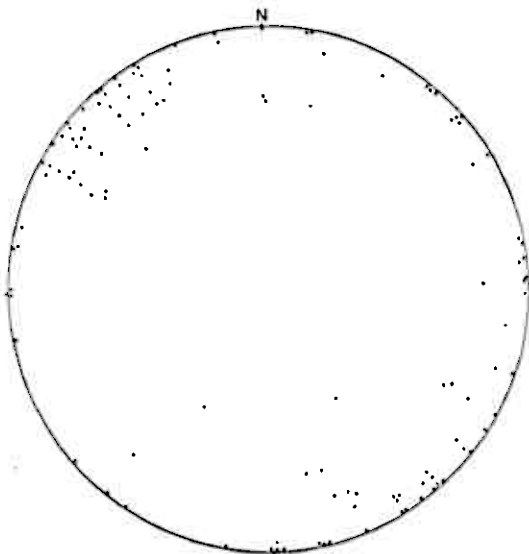
c) T E K T O N I K

" S " - F L Ä C H E N

Die Gesteinsserien des Espedalen sind sehr unterschiedlich, je nach Art des Gesteins gebändert, gebankt oder verschiefert. Im weiteren Text erscheint deshalb nur der Begriff "s"-Fläche und "s"-Flächenpol.



"s"-Flächenpoldiagramm
400 Messungen
Besetzungsdichte
2 - 5 - 9 - 14 - 27 -
35 < 35 Punkte



Faltenachsenpoldiagramm
107 Werte

Im "s"-Flächenpoldiagramm wurden 400 Werte erfaßt, wobei zunächst eine weite Streuung der Werte auffällt. Das Maximum der "s"-Flächen liegt bei $120^{\circ}/30^{\circ}$ NE. Deutlich erkennt man drei bevorzugte Richtungen, in die die "s"-Flächenpole gestreckt sind. Zwei korrespondierende Richtungen NW-SE und eine sehr kräftig ausgeprägte Richtung NE-SW.

II. F A L T E N B A U

1. Faltenachsen

Nach Ermittlung der Großkreise und der π -Pole, entsprechend der oben erwähnten "s"-Flächenpolstreckungen, ergibt sich folgendes Achsenbild:

- I) eine schwächer ausgeprägte Richtung mit ca. 40° streichenden Falten, mit dem Einfallen nach NE und SW um ca. 20° - 30°
- II) eine sehr kräftig ausgebildete Richtung mit ca. 140° streichenden Falten und sehr flachem Einfallen nach NW bzw. nach SE.

Diese aus dem "s"-Flächenpoldiagramm ermittelten Achsenrichtungen (durchgezogene Linie) stimmen mit den im Gelände gemessenen Faltenachsen überein (s. Achsenpoldiagramm).

Das Achsenpoldiagramm zeigt außer den bereits ermittelten Achsenrichtungen noch zwei Achsenpolmaxima, nämlich bei 90° (Richtung III) und bei 170° (Richtung IV). Konstruiert man die entsprechenden Großkreise im "s"-Flächenpoldiagramm, so sieht man, daß auch diese Richtungen in Form von Streckungen vorhanden sind, obgleich weit

weniger deutlich als die Richtungen I und II. Richtung III bewirkt im "s"-Flächenpoldiagramm eine NS-Streckung des "s"-Flächenpolmaximums, während Richtung IV eine diffuse Querstreckung der "s"-Flächenpoläste von Richtung I verursacht.

2. Interpretation der Faltenachsen

Die unter Richtung I beschriebenen Faltenachsen von 40° repräsentieren die ältest angelegte Richtung und werden der kaledonischen Auffaltung zugeordnet. Richtung II ist eine jüngere einengende Phase, die senkrecht zur Auffaltung erfolgte. W. FLECKENSTEIN konnte mit seinen Messungen an Hand eines Kräfteparallelogramms zeigen, daß Richtung III und IV eng mit der Richtung II verknüpft sind, da letztere offensichtlich die Resultierende aus erstgenannten Richtungen darstellt. Damit ergeben sich für das Espedalgebiet zwei tektonische Phasen:

- a) die kaledonische Auffaltung mit 30° - 45° streichenden Achsen
- b) eine einengende Bewegung mit 120° - 140° streichenden Faltenachsen

III. K L Ü F T U N G

Das Kluftdiagramm aus dem Anorthositmylonitbereich (Dritua-Süd, Höhe 1025 m, 150 Messungen) zeigt die möglichen Klufttrichtungen einer rhombischen Modellfalte. Dazu wird eine horizontal liegende, 140° streichende Faltenachse vorgegeben, um eine einfachere Deutung der Klufttrichtungen zu erreichen. Die Großkreise wurden entsprechend der Faltenachse konstruiert. Die dazuge-

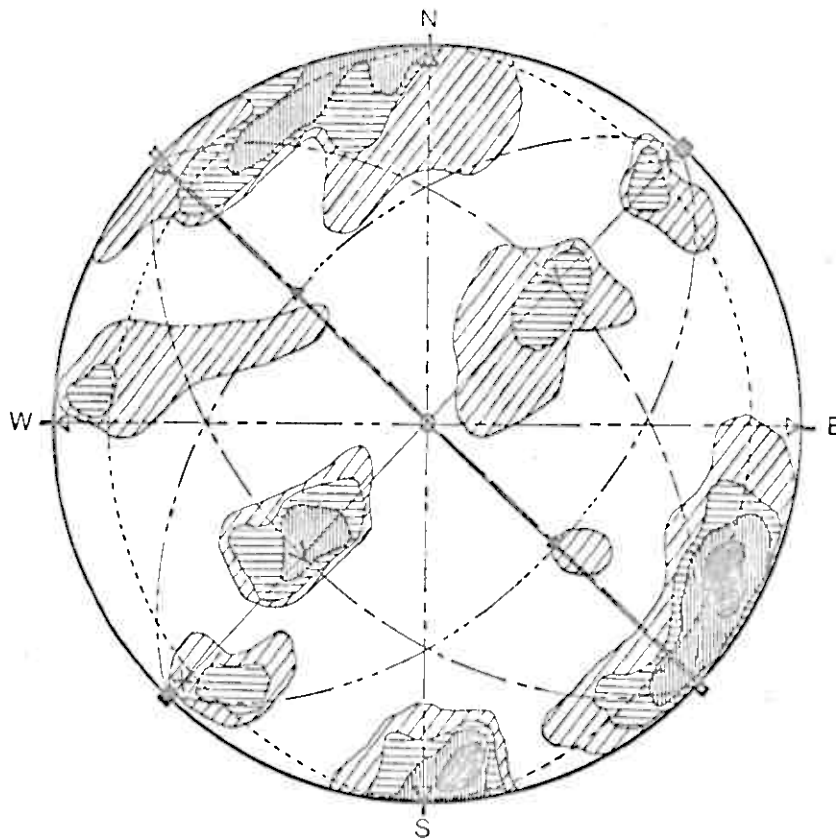
hörenden Pole stimmen nahezu mit den natürlichen Flächenpolen überein (s. Kluftdiagramm). Davon abweichend wurde der ab-Flächengroßkreis in seinem wahren Verlauf eingetragen.

150 KLUFTMESSUNGEN

DRITUA (HOHE 1025)

ANORTHOSITMYLONIT

BESETZUNGSDICHTE: 1-3-5->5 %



SYMBOLE UND SIGNATUREN

GROSSKREIS	FLACHENPOL	SYMBOL
=====	■	bc
=====	□	ac
-----	○	ab
-----	∨	(h0l)
-----	△	(nk0)
-----	▲	(Ok!)

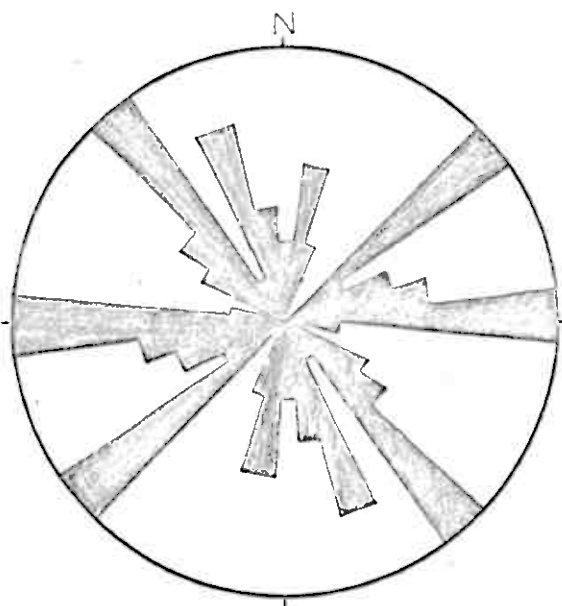
Für die Klufttrichtungen ergeben sich folgende Werte:

Kluft- flächen- bezeichnung	Kluft- fläche im Gelände	Werte
ac	deutlich	$40^{\circ}/\pm 30^{\circ}-90^{\circ}$ (NW bzw. SE)
bc	deutlich	$120^{\circ}-130^{\circ}/\pm 80^{\circ}-90^{\circ}$ (NE bzw. SW)
ab	sehr schwach	\pm horizontal
hk0	z.T. sehr deutlich	$175^{\circ}-180^{\circ}$ und $35^{\circ}-95^{\circ}/\pm 90^{\circ}$
h01	sehr deutlich	$130^{\circ}/40^{\circ}-55^{\circ}$ NE bzw. SW
Ok1	sehr schwach	$40^{\circ}/45^{\circ}-55^{\circ}$ NW bzw. SE

Das Diagramm zeigt, entsprechend den Beobachtungen im Gelände, daß die Anlage der Klüfte der einengenden Phase II zuzuschreiben ist, da die Kluftflächenpole sich einem einzigen Beanspruchungsplan zuordnen lassen.

Die auf der tektonischen Karte erfaßten Kluftrosen sowie die der Photolineamente passen sich gut in den Gefügeplan ein. Besonders deutlich treten die Richtungen der hk0-, h01-, ac- und bc-Flächen auf, wobei die Streuung $\pm 15^{\circ}$ betragen kann. In nahezu allen Kluftrosen fällt eine zusätzliche, im Gefügeplan nicht vorhandene Richtung um 165° auf. Diese kann der tektonischen Phase IV zugeschrieben werden, mit 170° streichenden Falten.

Ein Vergleich mit der Gewässernetzrichtungsrose (s. umseitig) ergibt, daß die Entwässerung bevorzugt nach den ac-Klüften ($\pm 45^{\circ}$) sowie den hk0-Klüften ($\pm 85^{\circ}$; $\pm 5^{\circ}$) erfolgt. Der Espedalsee erstreckt sich in der Richtung der bc-Flächen mit $\pm 135^{\circ}$. Die oben erwähnte Richtung mit 165° ist auch im Gewässernetz verwirklicht.



Gewässernetzrichtungsrose

IV. DER TEKTONISCHE BAU DES ESPEDALGEBIETES

1. Die kambrisch-ordovizischen, autochthonen bis para- autochthonen Basissedimente

Nach B. DIETRICHSON (1945) bilden diese Gesteine die Basis der Espedalsynklinale, flankiert von der Svatsum-Antiklinale im SE und der Skabu-Antiklinale im NW. Für die in der Literatur allgemein anerkannte Unterlagerung der Espedaldecke durch die Phyllite sind folgende Geländebeobachtungen bedeutsam.

- a) In der ca. 200 m tiefen Erosionsfurche der Dritua-Schlucht sind die Phyllite weit innerhalb der SE-Espedaldeckenbegrenzung aufgeschlossen und werden

dort von den mächtigen Deckenformationen diskordant überlagert. Das Einfallen der Phyllite ist Dritua-aufwärts zunehmend nach NW.



Bildmaßstab s. Hammer Bildmitte

Diskordante Überlagerung der autochthonen kambro-ordovizischen Basissedimente (Phyllite) durch die allochthone Espedaldecke (metamorphe Schiefer - Gneise)

- b) Die Gausa hat die Espedaldecke bereits bis auf den Phyllithorizont erodiert und damit einen Teil der Decke isoliert, nämlich die Formation der metamorphen Schiefer (Gneise). An deren E-Rand befindet sich die einzige Lokalität des Arbeitsgebietes, an der der Kontakt zwischen den autochthonen Phylliten und der allochthonen Espedaldecke direkt sichtbar ist (s. Photo S. 42).
- c) In Richtung Skabu im NW und in Richtung Svatsum im SE liegen die Phyllite morphologisch weit höher als in den Erosionsfurchen, so daß die Annahme einer Espedal-Synklinale und einer Deckenstruktur der über den Phylliten lagernden Jotun-Eruptiva und deren metamorphe Abtragungssedimente als gesichert angesehen werden kann.
- d) Auf Grund der stratigraphischen Stellung der Alaunschiefer als der ältesten Einheit der kambrisch-ordovizischen Sedimente und der Beobachtung, daß diese die jüngeren Phyllite diskordant überlagern, muß gefolgert werden, daß die Alaunschiefer mit der Aufschiebung der Espedaldecke aufgeschuppt wurden. Außerdem sind sie ausschließlich an der Stirn der Schubmasse vorhanden.

2. Die Espedaldecke

Die Espedaldecke wird in ihrem SE-Teil von folgenden tektonischen Einheiten gebildet:

Jotun-Eruptiva und Valdres-Sparagmite (2.1.)

Metamorphe Schiefer (Gneise) (2.2.)

2.1. Jotun-Eruptiva und Valdres-Sparagmite

- a) Die Abfolge Jotun-Eruptiva - Sparagmite wurde nach W. FLECKENSTEIN als Einheit auf das Vorland (ordo-

vizische Sedimente) aufgeschoben. Sie ist als liegende Falte diskordant über den paläozoischen Gesteinen gelagert. Die Faltenachsen streichen ca. 45° NE-SW (s. Profil C - C').

- b) Die Einengung NE-SW resultiert aus der Anlage von ca. 130° - 140° streichenden Falten und Störungen. Dieser Auffassung entspricht die Beobachtung, daß die Sparagmite an der Front der Schubmasse im Gebiet Scekken und beidseitig der Dritua-Schlucht deutlich die stratigraphisch älteren Jotun-Eruptiva unterlagern.

Diese morphologische Stellung läßt sich am einfachsten dadurch erklären, daß es sich hierbei um den liegenden Teil einer NE-SW streichenden Falte handelt. Damit wird im Gegensatz zur bisherigen Annahme, vor allem durch B. DIETRICHSON (1945), von mehreren Schubphasen nur eine einzige Überschiebungsphase zur Deutung notwendig, d.h. Sparagmite und Jotun-Eruptiva sind gleichzeitig auf die kambro-ordovizischen Basissedimente aufgeschoben worden.

Eine spätere eingengende Phase (II) prägte das heutige Gefügebild sowie die Morphologie und führte zu einer Auffaltung der oben beschriebenen liegenden Falte.

2.2. Metamorphe Schiefer (Gneise)

Sie überlagern diskordant die Jotun-Eruptiva und sind in ihrem E-Teil über die Jotun-Eruptiva hinaus auf die kambro-ordovizischen Sedimente aufgeschoben worden. Sie sind vermutlich gleichzeitig mit der Espedaldecke transportiert worden, da der Gefügeplan dem der übrigen Decke entspricht.

Die tektonische Stellung der metamorphen Schiefer (Gneise) als der obersten Einheit der Espedaldecke weist auf einen Zusammenhang mit den Ruten-Sparagmiten im Arbeitsgebiet W. FLECKENSTEIN hin, die dort die stratigraphisch höchste Position einnehmen. Mineralbestand und Metamorphosegrad sind einander sehr ähnlich. Hier wie dort weist die mineralfazielle Verteilung auf eine überkippte Lage der Einheit hin, da eine Zunahme des Metamorphosegrades von unten nach oben zu beobachten ist. Damit wäre im Gegensatz zu B. DIETRICHSON die Gneisformation mit den Ruten-Sparagmiten identisch.

D) ERZVORKOMMEN DER LILLE -
GRUBE

I. L A G E U N D M O R P H O L O G I E

Die Lillegrube, in manchen Publikationen auch "Veslegrube" benannt, liegt ca. 1 km in südwestlicher Richtung, ca. 170 m über dem SE-Ende des Espedalsees, in 890 m N/N am Fuße einer markanten Steilwand. Man erreicht die Grube über einen schmalen Pfad in ca. 20 Minuten. Zum Espedalsee fällt das Gelände gleichmäßig ab, ausgenommen einer wallartigen Erhebung entlang des südwestlichen Seeufers. Im NW der Grube befindet sich nach einer versumpften Ebene erneut eine Steilwand, die bis zu 100 m an das Seeufer heranreicht.

II. H I S T O R I S C H E R Ü B E R B L I C K

1. Geschichte des Espedalbergbaus

Auf Grund der in Ultrabasiten vorkommenden lokalen Anreicherungen von Kupferkies und Magnetkies wurden schon im 17. Jahrhundert in mehreren Gebieten im Umkreis des Espedalsees Gruben niedergebracht, zunächst vor allem wegen der Kupfergehalte.

1843 entdeckte TH. SCHEERER ein neues, nickelhaltiges Mineral, das "jernnikkelkis", das später Pentlandit genannt wurde. Die Entdeckung führte ab 1846 im Auftrag der englischen Regierung zum Abbau von Nickel. Der Bergbau war in der Explorationszeit zwischen 1846-1857 sehr beachtlich, denn es wurden bis zu 500 Arbeiter beschäftigt. J.H.L. VOGT nimmt an, daß in dieser Zeit und von 1874-1878 insgesamt mindestens 50.000 t Erz gefördert wurden. Als Folge des sehr nie-

drigen Nickelpreises wurden 1878 alle Gruben endgültig geschlossen. (In diese Zeit fällt die Entdeckung der großen Nickelvorkommen in Neukaledonien und in Sudbury, Kanada.) Während der Hochkonjunktur im Jahr 1917 wurde in mehreren Gruben erneut geschürft. Dabei wurden die Gruben wiederholt von J.H.L. VOGT während des Sommers 1917 begutachtet (s. S. 8).

Die Gruben sind noch heute erhalten und z.T. zugänglich. Reste der Aufbereitungsanlagen, z.B. Ruinen und Schutthalden, sind noch an zwei Stellen des Espedalsees sichtbar, einmal bei Espedal Touristheim und am SE-Ende des Sees.

2. Abbaumethoden

Der Abbau geschah, gemessen an heutigen bergbautechnischen Methoden, mit einfachsten technischen Hilfsmitteln. Nach mündlicher Mitteilung wurde das Erz gebrochen, mit Pferden zum See transportiert, mit Känen zu den Verhüttungsanlagen verschifft und dort teilweise verhüttet, d.h. es wurden die Kupfergehalte ausgeschmolzen, während das durch Schmelzprozesse schwer gewinnbare Nickel zur Weiterverhüttung nach England transportiert wurde.

III. B E S C H R E I B U N G D E R L A G E R S T Ä T T E

1. Geologie

1.1. Profil SE-Ende Espedalsee - Lillegrube - Höhe 1076 m

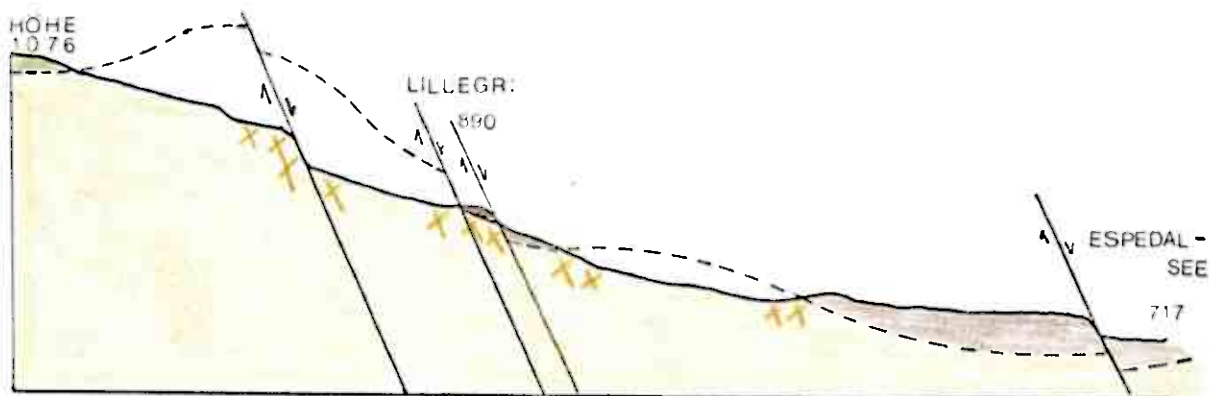
Der am Seeufer gelegene Wall besteht überwiegend aus Pyroxeniten und Peridotiten, mit gelegentlicher gering-

fügiger Vererzung. Meist liegt der Pyroxenit als grober Blockschutt vor. Noch unterhalb der Lillegrube folgt auf den Pyroxenit eine Blockschuttzone mit körnigen Noriten, die z.T. in einen Pyroxenit-Norit übergehen, mit scharfgezackten bis zufaustgroßen Orthopyroxenflatschen in einer mittelkörnigen Plagioklasgrunds substanz.

Die Lillegrube besteht aus erzführenden Pyroxeniten, wobei in ihrem E-Teil im Liegenden grobkörniger Norit angeschürft wurde, der nach NW einfällt.

Die über der Lillegrube gelegene Steilwand besteht aus Norit, z.T. auch aus Norit-Anorthositmyloniten und wird von einem kleinen Diabasgang sowie mehreren schmalen, auffallend frischen, dunkelgrünen gabbroiden Einschaltungen durchsetzt.

Die Höhe 1076 m besteht aus Norit-Anorthositmyloniten und einigen Gabbromyloniteinschaltungen.



Maßstab 1 : 10 000

(schematisiert - nicht überhöht)

Legende s. geologische Karte des südöstlichen Espedalen

1.2. NW-Teil des Lillegrubenbereichs

Nordwestlich der Lillegrube befindet sich oberhalb der Versumpfungsebene auf dem Melgardsaeterpfad eine ca. 1 m mächtige Pyroxeniteinschaltung im Anorthositmylonit mit Erzimprägation (s. Schliff 300). In der Sumpfebene sind in den höheren Lagen einige flachliegende Einschaltungen, in den tieferen Lagen vereinzelt Blöcke aus Pyroxenit bzw. Peridotit zu beobachten. Sie unterscheiden sich deutlich durch das Fehlen höherer Erzgehalte von den Pyroxeniten der Lillegrube.

Die seenähe Steilwand besteht aus Noriten, weißen und grauen Anorthosit-Noritmyloniten und liegt in der Verlängerung der im Profil beschriebenen Noritschuttzone unterhalb der Lillegrube. Zum See hin folgt der ebenfalls beschriebene Pyroxenit-Peridotitwall, der hier mit ca. 75° steil stehenden Platten in den See einfällt.

2. Tektonik im Lillegrubenbereich

Auf Grund der sehr mäßigen Aufschlußverhältnisse um die Lillegrube (90 % Schutt, Ruschelzonen und anmooriges Gelände) sind tektonische Aussagen sehr erschwert.

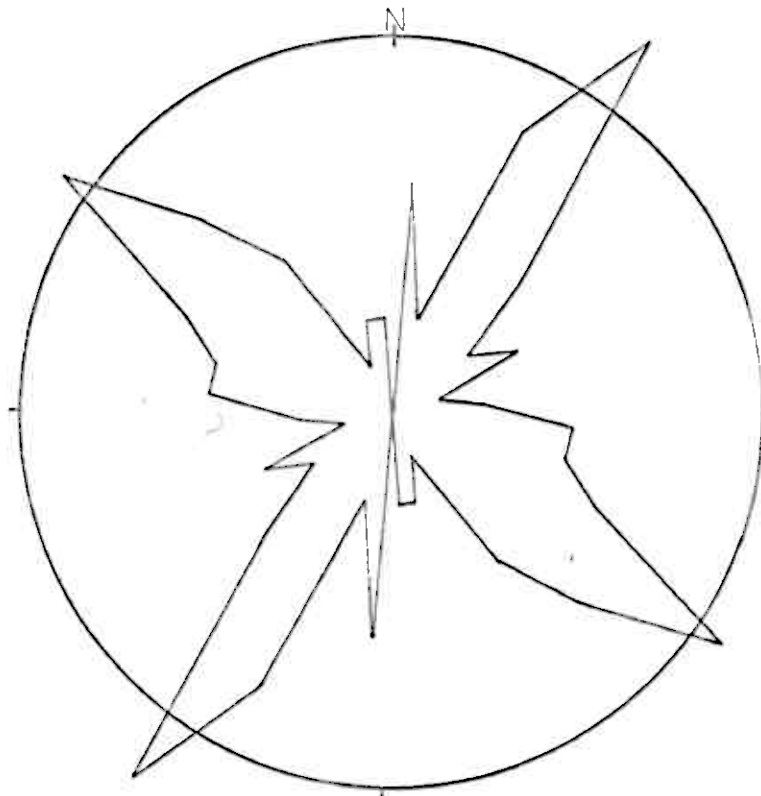
2.1. Bruchtektonik

Im Gelände, aber noch deutlicher aus dem Luftbild, kann man erkennen, daß die Lillegrube unmittelbar zwischen zwei Störungen liegt, nämlich an Abschiebungen, deren vertikaler Versetzungsbetrag zusehends von Blockschutt ausgeglichen wird. Diese Abschiebungen werden morphologisch sehr deutlich an der seenähen Steilwand sichtbar und konnten ca. 150 m im SE der Grube nicht mehr beobachtet werden. Es handelt sich um

synthetische Abschiebungen. Oberhalb und unterhalb der Lillegrube befinden sich noch mehrere markante Versetzungen, doch oftmals sind diese durch Blockschuttmassen überdeckt bzw. ausgeglichen.

2.2. Klüftung

Kluftrose (100 Meßwerte)
aufgenommen in der Lillegrube - im Norit



Wegen magnetischer Anomalien waren Messungen in der Lillegrube nicht möglich. Deshalb wurden in den im Liegenden anstehenden Noriten Kluftmessungen aufgenommen, die in obiger Kluftrose dargestellt sind.

Die Grenzfläche Pyroxenit - Norit streicht ca. 120° und fällt um 30° nach NW ein.

Die Kluftrose zeigt, daß die Kluftrichtungen weitgehend der im tektonischen Teil besprochenen Modellfalte bis auf geringfügige Abweichungen (Streuung) entsprechen.

Richtung	entsprechende Klüfte
+ 5°	hk0
- 35°-40°	ac
+ 80°	hk0
+ 120°	bc und h01
- 170°	hk0

3. Der Erzkörper

3.1. Größe und Aussehen

Die Lillegrube ist ein kleiner Hügel, in den an drei Stellen Stollen hineingetrieben wurden, die sich im Innern zu einem höhlenartigen Raum vereinigen, dessen größte Dimensionen ca. 25 m in der Länge, 12 m in der Breite und 6 m in der Höhe betragen. Die Längserstreckung entspricht der Richtung NW-SE.

Die Vererzung innerhalb des Erzkörpers ist ziemlich gleichmäßig und läßt keine Übergangszonen zum Nebengestein erkennen. Die im Liegenden anstehenden Norite sind frei von Kieserzen.

Vor der ehemaligen Grubenanlage liegt gebrochenes Reicherz auf zwei kleineren Halden.

3.2. Vermutete Gestalt

Die im E-Teil der Grube im Liegenden anstehenden Norite, die flach nach NW einfallen, schließen eine größere Teufe des Erzkörpers aus. Auch in südlicher Richtung ist eine weitere Erstreckung nicht zu erwarten, da die dort anstehenden Norite den Erzkörper

ebenfalls unterlagern. Am ehesten käme eine Längserstreckung nach NW in Frage bzw. eine Fortsetzung direkt unterhalb der NW-SE verlaufenden Abschiebung. Im letzteren Fall dürfte man sehr bald wieder auf den Norit stoßen, da es diesen um den gleichen Betrag versetzt haben muß. Über die NW-Erstreckung können auf Grund der Aufschlußverhältnisse keine sicheren Angaben gemacht werden. Mit der Annahme eines flachliegenden, linsenartigen Körpers kann jedoch auch in dieser Richtung nur mit einer kurzen Erstreckung gerechnet werden.

IV. VERERZUNG UND NEBENGESTEIN

1. Makroskopische Beschreibung

Im frisch gebrochenen Handstück imprägnieren die Sulfiderze die Pyroxenite. Dabei lassen sich zwei Komponenten unterscheiden. Der überwiegende Teil besteht aus Magnetkies und ist ziemlich gleichmäßig verteilt. Der Kupferkies ist anteilmäßig wesentlich geringer vertreten und reichert sich meist lokal etwas an.

2. Mineralbestand

Erzminerale:

oxidisch:	Magnetit
	Ilmenit
sulfidisch:	Magnetkies
	Kupferkies
	Pentlandit

Silikatminerale:

Orthopyroxen (Hypersthen), Klinopyroxen (Diopsid),
Hornblende, Plagioklas, Talk, Epidot, Serizit

3. Mikroskopische Beschreibung

(Silikatminerale s. S. 16-20)

Es lassen sich zwei Generationen von Erzmineralien unterscheiden, eine ältere mit oxidischen Mineralien (Magnetit und Ilmenit) und eine jüngere mit sulfidischen Erzen (Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit).

Magnetit und Ilmenit fanden sich nahezu gleichmäßig in allen untersuchten Jotun-Eruptiva mit Ausnahme in den Noriten und Anorthositen, wo die Gehalte sehr gering sind. In den Pyroxeniten sind diese Erzmineralien hauptsächlich in den Entmischungslamellen des Orthopyroxens konzentriert, bilden aber z.T. kleinere, isolierte, disperse Erzaggregate. Mengenmäßig überwiegt der Magnetit den Ilmenit.

Die sulfidischen Erzmineralien durchdringen die Silikatminerale netzartig auf Rissen und Klüften und lösen die Silikate vom Rand her fransenartig auf. Während das Kieserz den Orthopyroxen z.T. weitgehend aufgelöst hat, bleibt manchmal der äußere Rand des Pyroxens als schmaler Saum erhalten. Im Erz befinden sich außerdem unverdaute Reste von Plagioklasen und Hornblenden.

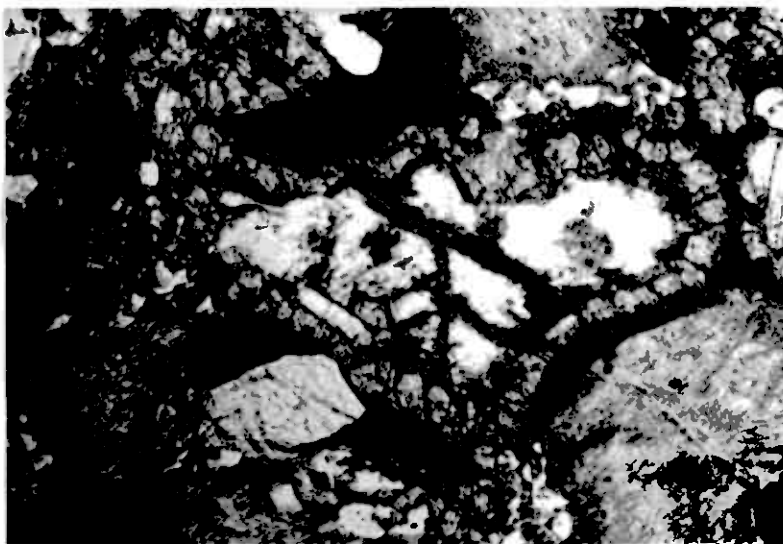
Im Auflichtmikroskop lassen sich drei verschiedene Kieserzminerale unterscheiden: Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit. Die gegenseitigen Korngrenzen sind überwiegend glattrandig und gerade, z.T. auch abgerundet. Die Korngrößen sind sehr schwankend, doch bildet der Pentlandit meist kleinere Aggregate als der Mag-

netkies und Kupferkies. Letzterer füllt vor allem feinste Klüfte, Risse und Zwickel. Gegenseitige Entmischungs- und Verdrängungsstrukturen konnten in den sulfidischen Erzen nicht beobachtet werden.

4. Gehalte

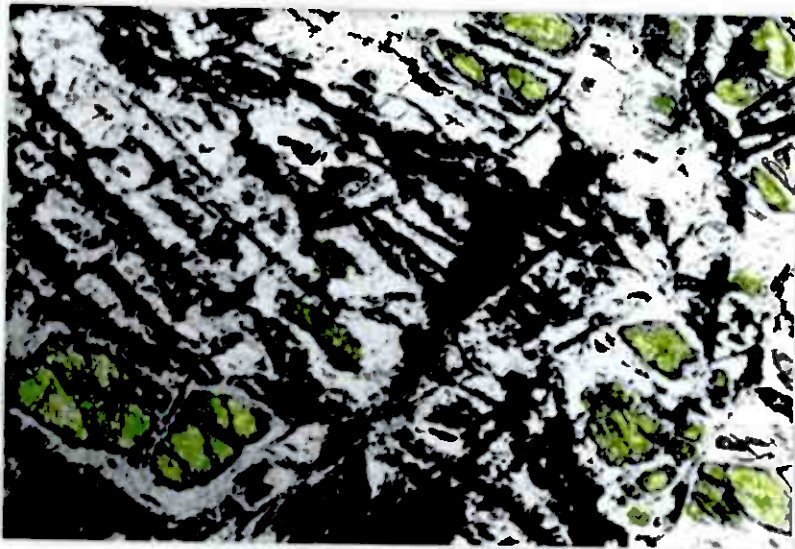
W. FIECKENSTEIN bestimmte mir freundlicherweise die Nickel- und Kupfergehalte einer Probe aus der Lillegrube. Danach beinhaltet das Erz 2673 ppm Ni und 28 ppm Cu.

5. Darstellung von Erzverwachsungen



Aufnahme: Durchlicht, 10-fache Vergrößerung
Photomaßstab 30 : 1

In der Mitte befindet sich Plagioklas(weiß), umgeben von einem Granatsaum, der von Kieseriten (schwarz) begrenzt wird. Rechts unten ist ein talkisierter Pyroxen zu sehen, an dessen Begrenzung zum Erz keine Granatbildung stattgefunden hat.



Aufnahme: Durchlicht, 10-fache Vergrößerung
Photomaßstab 30 : 1

Das Kieserz (schwarz) verursacht in den Silikatmineralien Auflösungsstrukturen. Der Olivin (koloriert) ist nur noch in Resten vorhanden und wird von Serpentin (weiß) umgeben.

V. STRATIGRAPHIE UND GENESE

Stratigraphisch liegt die Lillegrube an der Liegendengrenze der gabbroiden Gesteine in ultrabasischen Pyroxeniten und wird von Noriten unterlagert. Die Vererzung hat ihren Ursprung in einer spätmagmatischen Sulfidphase, die intergranular in die Silikate eingedrungen ist. In einem tieferen Niveau der Gabbroextrusion kam es zu lokalen Konzentrationen der Schwermetallsulfide. Eine spätere teilweise Umlagerung der Sulfiderze

kann aus folgenden Beobachtungen geschlossen werden: Die Kieserze verursachen neben Auflösungsstrukturen in den Silikatmineralien auch deren Umwandlung. So wandeln sich in den Pyroxeniten die Augite teilweise in Hornblende, in den Peridotiten der Olivin in Serpentin und z.T. in Biotit um. Außerdem kommt es in den Saussuritgabbros an der Grenze Kieserz / Plagioklas zur Neubildung von Granat.

H. SCHNEIDERHÖHN (1962) beschreibt solche Vorgänge als Autohydratationsparagenesen und weist darauf hin, daß tektonisch-mechanische Prozesse eine solche autohydratische Umwandlung verursachen können. Letzteres erscheint für die Beurteilung der Lillegrubenvererzung bedeutsam, da diese unmittelbar in einer mehrfach gestörten Zone liegt und die Espedaldecke im Ganzen einer äußerst intensiven tektonischen Beanspruchung ausgesetzt war.

Damit ist im Gegensatz zu J.H.L. VOGT's Meinung (s. S. 8) nur ein einziger magmatischer Prozeß zur Bildung der Nickelmagnetkieslagerstätte im Espedal zur Deutung notwendig.

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

- BARTH, F.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine, Springer Verlag Berlin - Göttingen - Heidelberg, 1960
- CARSTENS, C.W., Norske Peridotiter II, N.G.T. 5, Norsk Geologisk Tidsskrift, S. 15-30, Trondheim 1918
- CLAUSTHALER TEKTONISCHE HEFTE 1, 2, 3 und 4
1. Einige Grundlagen der Tektonik I 1969
 2. Statistische Methoden in Tektonik I 1965
 3. Einige Grundlagen der Tektonik II 1967
 4. Statistische Methoden in Tektonik II 1969
- Verlag Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld
- DEER, HOWIE & ZUSSMANN, An Introduction to the Rock Forming Minerals, Longman's London and Harlow 1969
- DICTIONARY OF GEOLOGICAL TERMS, American Geological Institute, Doubleday & Company, Garden City, New York 1962
- DIETRICHSON, B., Intact Recrystallizes Rocks of Ultra-basic to Intermediate Composition along the Movement-Zone of the Jotun-Norite Nappe in the East-Jotunheimen Central Norway, Report of 21. Session Norde Kopenhagen 1960
- Geologiske undersøkelser i Espedalen, N.G.V. 163, Norsk Geologisk Undersøkelse 1945
- GOLDSCHMIDT, V.M., Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen, Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondheim, Vid. Selsk. Skr., I. Math. Naturv.kl. No. 2, 1916

- Stammetypen der Eruptivgesteine, (Vortrag in der Deutschen Mineralogischen Ges. Leipzig, 15.9.1922)
Vid. Selsk. Skr., I. Math. Naturv.kl. No. 10
- GWINNER, M.P., Geometrische Grundlagen der Geologie,
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 1965
- HOLTEDAHL, O., Geology of Norway, Oslo 1960
- RANDOHR, P., Die Erzminerale und ihre Verwachsungen,
Akademie-Verlag Berlin 1960
- SPRY, A., Metamorphic Textures, Pergamon Press, Oxford -
London - New York - Paris - Braunschweig 1969
- STRAND, T. & HOLMSEN, P., Stratigraphy, Petrology and
Caledonian Nappe Tectonics of Central Southern
Norway, N.G.U. 212
- TRÖGER, W.E., Optische Bestimmung der gesteinsbildenden
Minerale, Teil I und II, E. Schweizerbart'sche Ver-
lagsbuchhandlung Stuttgart 1967
- Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Verlag
der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft e.V. 1935
- VOGT, J.H.L., Bildung von Erzlagerstätten durch
Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata,
Zeitschrift für praktische Geologie 4, Verlag
J. Springer Berlin 1893
- Über die Bildung von Erzlagerstätten durch magma-
tische Differentiation, Fortschr. Miner. Krist.
Petr. Bd. 2, S. 22-31, 1912
- Nickel in Igneous Rocks, Econ. Geol., Vol. XVIII,
No. 4, Trondheim 1923
- WINKLER, H.G.F., Die Genese der metamorphen Gesteine,
Springer-Verlag Berlin - Heidelberg - New York
2. Aufl. 1967

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

Vorwort

Zusammenfassung

Seite

A) Allgemeiner Teil

I	Aufgaben und Problemstellung	1
II	Das Arbeitsgebiet	1
	1. Lage	1
	2. Morphologie	2
	3. Geländebeschaffenheit	2
	4. Geologischer Rahmen des Espedal- gebietes	3
	4.1. Geologische Übersichtskarte	3
	4.2. Geologische Beschreibung	4
III	Arbeitsmethoden	4
	1. Kartierungsgrundlagen	4
	2. Anmerkungen zur Photolineament- karte	5
	3. Optische Bestimmungsmethoden	7
IV	Literatur	7

B) Petrographie

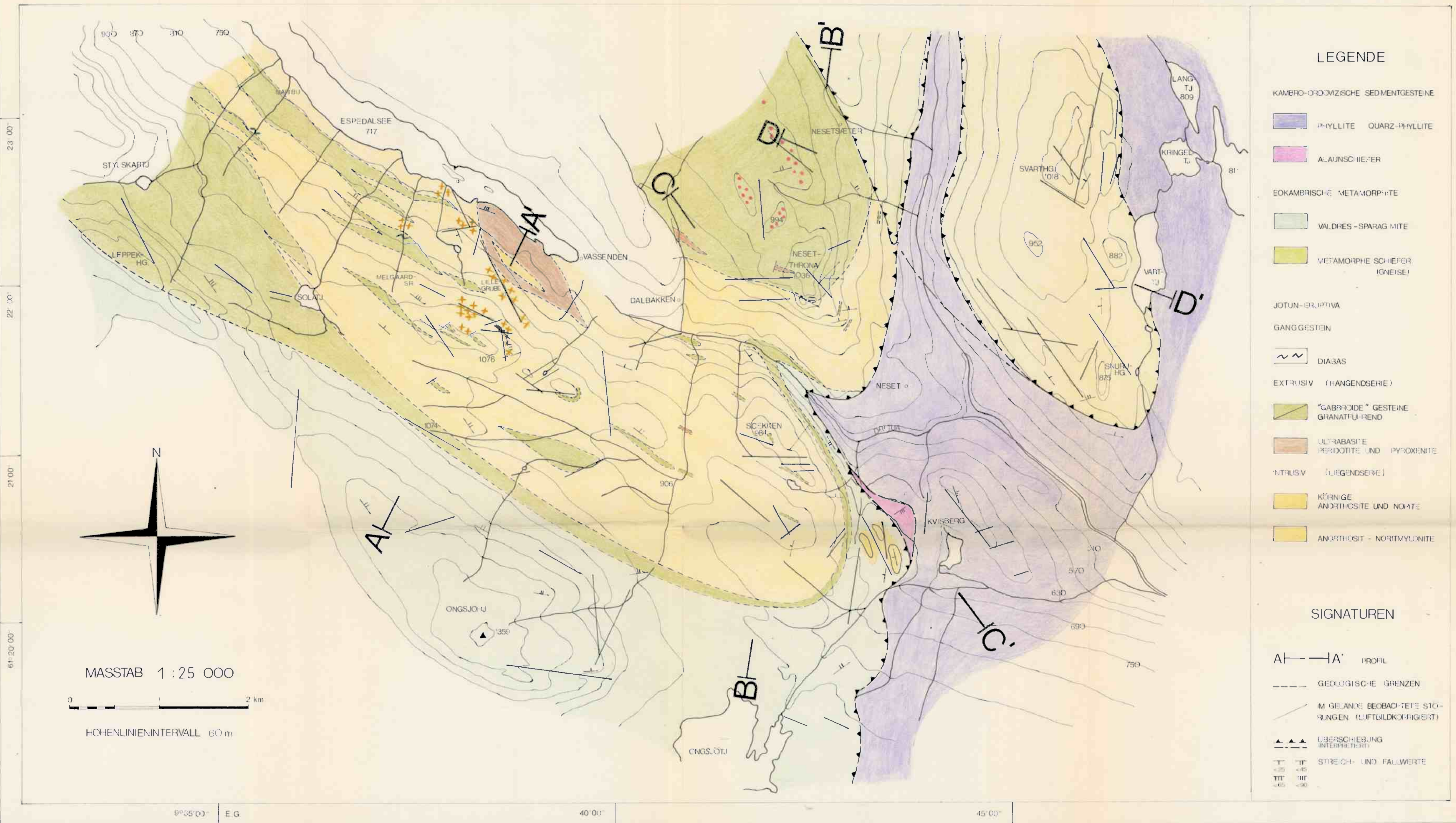
I	Stratigraphie und Nomenklatur der Gesteine	10
II	Gesteinsbeschreibung	12
	1. Extrusive Hangendserie	12
	1.1. Gabbroide Gesteine	12
	1.1.1. Feinkörnige gabbroide Gesteine	12
	1.1.2. Grobkörnige gabbroide Gesteine	13
	1.1.3. Verschieferete gabbroide Ge- steine und deren Mylonite	14
	1.2. Pyroxenit	16
	1.3. Peridotit	18

2. Intrusive Liegendserie	20
2.1. Anorthosit-Norit	20
2.2. Anorthositmylonit	22
3. Diabas (Mafisches Ganggestein)	23
4. Metamorphite	25
4.1. Valdres-Sparagmit	25
4.2. Metamorphe Schiefer (Gneise)	26
4.2.1. Epidot - Kalifeldspat - Quarz - Schiefer	27
4.2.2. Epidot - Biotit - Hellglim- mer - Quarz - Schiefer	29
4.2.3. Amphibol - Hellglimmer - Quarz - Schiefer	29
4.2.4. Hellglimmer - Quarz - Chlorit - Mylonit	31
5. Autochthone Basissedimente	31
5.1. Alaunschiefer	31
5.2. Phyllite	31
III Metamorphe Fazies und Diaphthorese	34
IV Quartärgeologie	35
C) Tektonik	
I "s"-Flächen	36
II Faltenbau	37
1. Faltenachsen	37
2. Interpretation der Faltenachsen	38
III Klüftung	38
IV Der tektonische Bau des Espedalge- bietes	41
1. Die kambrisch-ordovizischen, autochthonen bis paraautochthonen Basissedimente	41
2. Die Espedaldecke	43

2.1. Jotun-Eruptiva und Valdres-Sparagmite	43
2.2. Metamorphe Schiefer (Gneise)	44
D) Erzvorkommen der Lillegrube	
I Lage und Morphologie	46
II Historischer Überblick	46
1. Geschichte des Espedalbergbaus	46
2. Abbaumethoden	47
III Beschreibung der Lagerstätte	47
1. Geologie	47
1.1. Profil SE-Ende Espedalsee - Lillegrube - Höhe 1076 m	47
1.2. NW-Teil des Grubenbereichs	49
2. Tektonik im Lillegrubenbereich	49
2.1. Bruchtektonik	49
2.2. Klüftung	50
3. Der Erzkörper	51
3.1. Größe und Aussehen	51
3.2. Vermutete Gestalt	51
IV Vererzung und Nebengestein	52
1. Makroskopische Beschreibung	52
2. Mineralbestand	52
3. Mikroskopische Beschreibung	53
4. Gehalte	54
5. Darstellung von Erzverwachsungen	54
V Stratigraphie und Genese	55
Literaturverzeichnis	57
Inhaltsverzeichnis	59

ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE DES SÜDÖSTLICHEN ESPEDALEN

AUFGENOMMEN 1970 VON W. BRACK



TEKTONISCHE KARTE DES SÜDÖSTLICHEN ESPEDALEN

WINFRIED BRACK



SIGNATUREN

- $\perp < 25$ Streich- und Fallwerte
- $\perp < 45$ der Bänderung
- $\perp < 65$ bzw
- $\perp < 90$ Schieferung
- $\rightarrow 10$ Fallachsen und Eintauchwerte
- Störungen (luftbildkorrigiert)
- $\blacktriangle\blacktriangle\blacktriangle$ Überschiebung (interpretiert)
- \blacktriangle trigonometrischer Punkt
- 874 Höhenangabe über N.N.

Kluftrosen
jeweils 100 Kluff-
messungen

Maßstab 1 : 25 000

0 1 2 km

Höhenlinienintervall 60 m

9° 35' 00"

E.G.

9° 40' 00"

E.G.

9° 45' 00"

E.G.

PROFILE

MASSTAB

1 : 25 000

PROFIL NICHT ÜBERHOHT

LEGENDE

SIEHE GEOLOGISCHE KARTE DES
SÜDÖSTLICHEN ESPEDALEN

SIGNATUREN

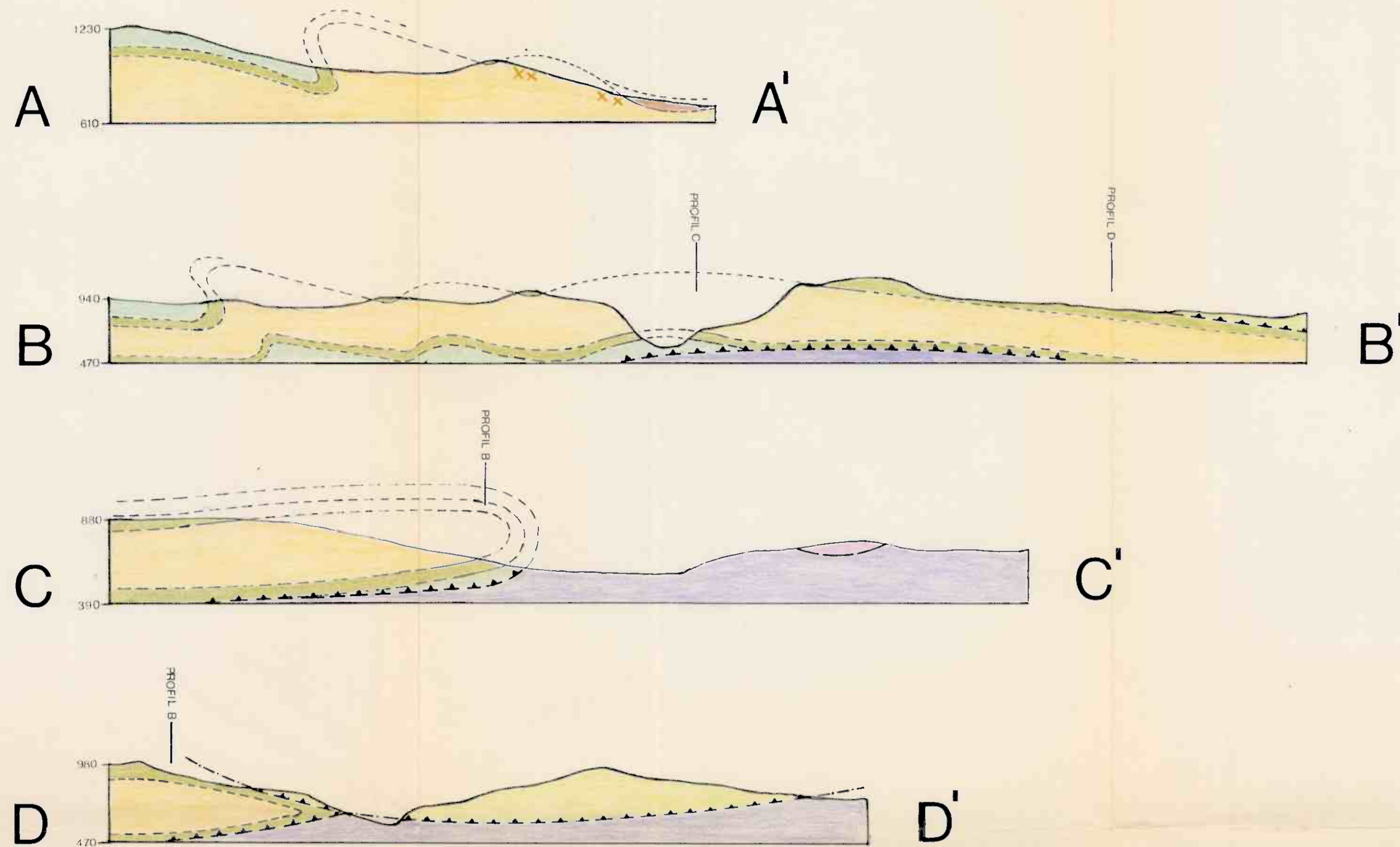
▲▲▲▲ ÜBERSCHIEBUNG

GEOLOGISCHE GRENZEN

— GESICHERT

- - - - - INTERPRETIERT

— STÖRUNG



PHOTOLINEAMENTKARTE DES SÜDÖSTLICHEN ESPEDALEN

WINFRIED BRACK

