



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 4158	Intern Journal nr Kasse 58	Gammelt internt rapp. nr.	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Tverrfjellet	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Die Geologie des Tronfjell-Massivs bei Alvdal/Hedmark im Südöstlichen Trondheim-Gebiet
(Mittelnorwegen).

Forfatter

Dreyer, Gerhard

Dato År

1975

Bedrift

Johannes Gutenberg-Universität, Mainz

Kommune

Alvdal

Fylke

Hedmark

Bergdistrikt

Østlandske

1: 50 000 kartblad

16192 16193

1: 250 000 kartblad

Røros

Fagområde

Geologi

Dokument type

Forekomster

Tronfjell

Råstoffgruppe

Råstofftype

Sammendrag / innholdsfortegnelse

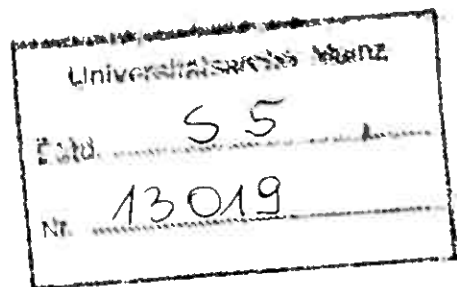
DIE GEOLOGIE DES TRONDHEIM - MASSIVS
BEI ALVDAL / HEDMARK IM SÜDÖSTLICHEN
TRONDHEIM - GEBIET (MITTELNORWEGEN).

W. Klein

D i s s e r t a t i o n
z u r E r l a n g u n g d e s D o k t o r g r a d e s

bei den Naturwissenschaftlichen Fachbereichen
der Johannes Gutenberg-Universität
zu Mainz

(Fachbereich Geowissenschaften)



Gerhard Dreyer
geb. in Landstuhl

Mainz 1975

13019

Dekan: Prof. Dr. W. Dosch

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Falke
2. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Schwab

Tag der mündlichen Prüfung: 12. Juni 1975

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
VORWORT	3
1. <u>EINLEITUNG</u>	4
.1 Problemstellung	4
.2 Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes	5
.3 Morphologie, Vegetation und Klima	7
2. <u>DIE METAMORPHEN SERIEN IN DER UMRANDUNG DES TRONFJELL-MASSIVS</u>	9
.1 Allgemeiner geologischer Überblick	9
.2 Übersicht über die metamorphen Serien in der Umrandung des Tronfjelles	11
.21 Die Tronfjell-Gruppe	13
.211 Übersichtstabelle der lithostratigraphischen Abfolge der Tronfjell-Gruppe	14
.212 Die Kaldåsen-Formation	15
.213 Die Tronsvangen-Formation	16
.214 Die Livangen-Formation	21
.215 Die Tronfjell-Grünstein-Formation	23
.216 Die Haugsætra-Formation	26
.217 Die Tronkalven-Formation	28
3. <u>DER TRONFJELL-ERUPTIVGESTEINS-KOMPLEX</u>	33
.1 Geologische Geländeverhältnisse	33
.11 Allgemeiner Überblick	33
.12 Beziehungen des Eruptivgesteinskomplexes (Gabbro) zum Nebengestein	35
.13 Der innere Aufbau des Tronfjell-Eruptivgesteins-Komplexes	37
.131 Zentral- oder Kernzone	37
.132 Übergangszone	41
.133 Randzone	42
.134 Umwandlungerscheinungen und Gänge (Dykes)	42
.2 Chemismus und Petrographie der Gesteine des Tronfjellkomplexes (einschließl. der Grünsteine, Amphibolite und Metagabbros der Tronfjell-Gruppe)	48
.21 Chemische Vollanalysen	48
.22 Berechnung der Mittelwerte und Standardabweichungen aus den Analysenwerten	50

.23	Übersicht der Probenentnahmestellen	51
.24	Berechnung gesteinspetrologischer Werte	51
.25	Darstellung der CIPW- und der RITTMANN-Normen in die für gabbroide Gesteine gebräuchlichen Nomenklatur-Diagramme	57
.26	Diskussion der Diagramme	65
.3	Mikroskopische Beschreibung der Gesteine des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes	66
.31	Die Gesteine der Zentral- und Übergangszone ..	67
.32	Die Gesteine der Randzone	74
.33	Die umgewandelten Gesteine des Tronfjell- Komplexes	76
.34	Kataklastische Gesteine	80
4.	<u>METAMORPHOSE</u>	81
5.	<u>TEKTONIK</u>	84
.1	Allgemeiner tektonischer Überblick mit kurzer Erörterung der chronostratigraphischen Ein- stufungsmöglichkeiten der Tronfjell-Gruppe ...	84
.2	Der tektonische Baustil des Tronfjell-Massivs.	86
.3	Tektonik der metamorphen Serien (Tronfjell- Gruppe) in der Umrandung des Tronfjelles	88
.4	Tektonik des Tronfjell-Gabbro-Komplexes	89
6.	<u>ZUSAMMENFASSUNG</u>	92
	Erläuterungen zum Nomenklaturgebrauch	94
	Abbildungsmaßstäbe zu den Dünnschliff-Fotos .	95
	<u>LITERATURVERZEICHNIS</u>	96

ANHANG
=====

Tabellarischer Lebenslauf

Bildtafeln

Geologische Karte

Übersichtskarte der Probenentnahmestellen

VORWORT

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit, die in den Jahren 1970 bis 1973 ausgeführt wurde, gab mein verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. H. FALKE. Für seine Hinweise und sein reges Interesse am Fortschreiten dieser Arbeit danke ich ihm recht herzlich.

Für wertvolle Diskussionsbeiträge und Hilfen schulde ich ferner den Herren Dr. J. G. HEIM (Oslo), Dr. R. KLEINE-HERING (Duisburg), Prof. Dr. V. LORENZ (Mainz), Prof. Dr. Chr. OFTE-DAHL (Trondheim), Dr. I. RUI (Oslo), Prof. Dr. K. SCHWAB (Mainz), Dr. A. K. THEUERJAHR (Mainz) und Dr. C. F. WOLFF (Trondheim) großen Dank.

Ohne die großzügige Unterstützung der Firma FOLLDAL VERK A/S (BORREGAARD) in Oslo, Norwegen, besonders seitens des Leiters der Prospektionsabteilung, Herrn Chefgeologen Dr. J. G. HEIM wäre die Durchführung der Arbeit nicht möglich gewesen. Dafür sei an dieser Stelle ausdrücklich gedankt.

Für die Anfertigung der Dünnschliffe fühle ich mich Herrn H. KAUL und für die rasche Ausführung der Analysen Herrn Th. KOST (beide im Geologischen Institut der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz) zu Dank verpflichtet.

1. EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

Innerhalb der norwegischen Kaledoniden bilden das Tronfjell - Massiv und seine Umrandung einen relativ kleinen Ausschnitt der südöstlichen Trondheim-Region (siehe Abb. 1). Die Kambrosilur-Serien dieses ehemaligen Geosynklinalbereiches finden sich heute als Decke ("Trondheim-nappe", WOLFF, 1967) in allochthoner Position über dem Grundgebirge (überwiegend präkambrische Gneise und Granite) sowie dem eokambrischen Sparagmit.

Im Zusammenhang mit den vom Geologischen Institut der Universität Mainz im Auftrag von FOLLDAL VERK A/S durchgeführten regionalen Kartierung der südlichen Trondheim-Region ergaben sich hinsichtlich des Gebietes um Alvdal zahlreiche Problemstellungen,

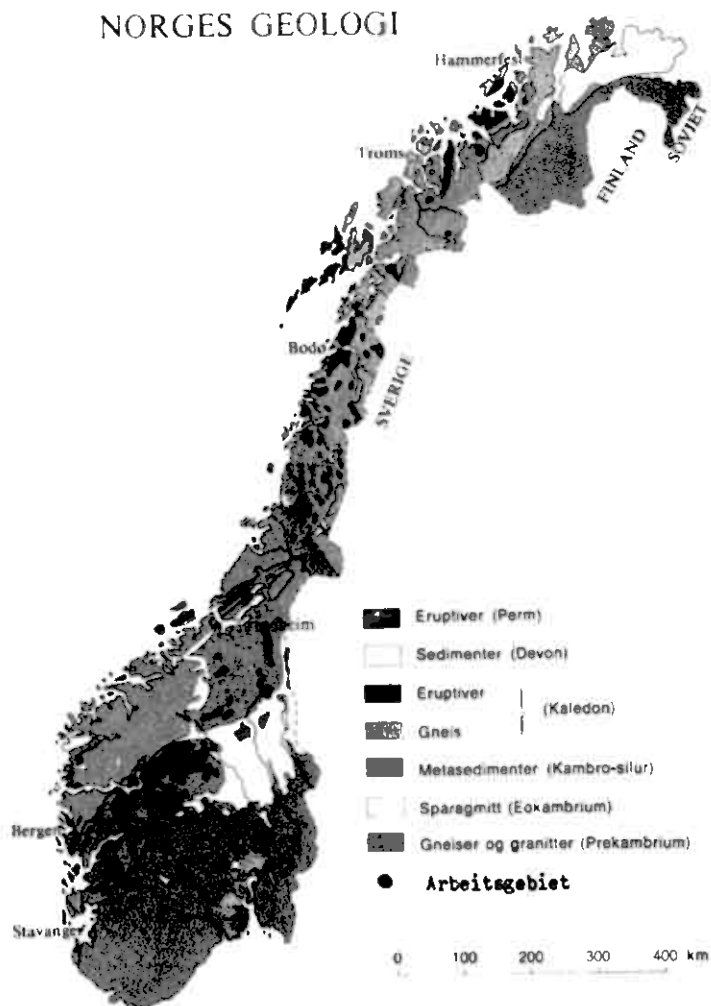


Abb.1 Geologische Übersichtskarte Norwegens

die insbesondere das Tronfjell-Massiv und dessen geologisch-tektonische Position betrafen. Die Arbeiten von KLEINE-HERING, 1969 und HEIM, 1972, erfaßten das Tronfjell-Gebiet nur Übersichtsartig bzw. randlich, so daß eine eingehendere Untersuchung dieses Komplexes erforderlich war. Die vorliegende Arbeit versucht zu einer Klärung einiger, in den Arbeiten von HEIM und KLEINE-HERING aufgeworfenen Fragen beizutragen.

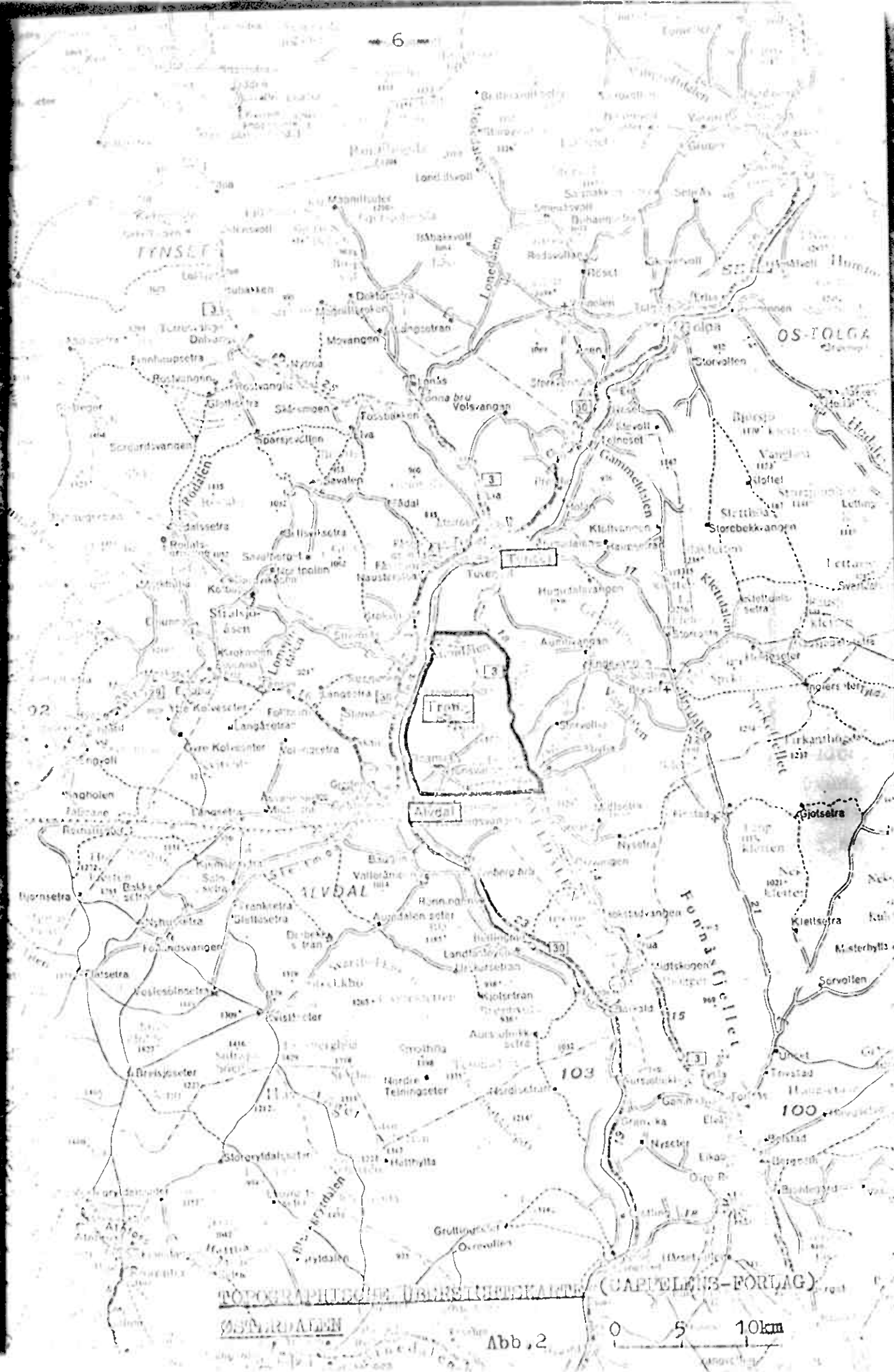
Um die geologische und tektonische Stellung des Tronfjelles zu deuten, mußten zunächst die umrandenden metamorphen Serien kartiert und gegliedert werden. Dabei erschien es sinnvoll, die metamorphen Gesteine der Randserien nach im Gelände eindeutig faßbaren und gegenüber anderen Gesteinsserien eindeutig abgrenzbaren Kriterien zu untergliedern. Das erste Auftreten von den für die Metamorphose kritischen Mineralen spielte dabei eine nur untergeordnete Rolle.

Das Tronfjell-Gabbro-Massiv wurde ebenfalls kartiert und die einzelnen Gesteinstypen, soweit sie schon im Gelände unterscheidbar waren, gegeneinander abgegrenzt. Eine genauere Untergliederung des hier nur Übersichtsartig petrographisch bearbeiteten Eruptivgesteinskomplexes soll einer petrographisch-petrologischen Arbeit vorbehalten bleiben.

Das gesamte Arbeitsgebiet wurde mittels Luftbildern im Maßstab 1 : 15 000 und Vergrößerungen aus diesen Luftbildern im Maßstab 1 : 5 000 und Vergrößerungen der topographischen Karte (1 : 50 000) aufgenommen. Nur vom Westrand des Gebietes erschienen im Sommer 1972 topographische Manuskriptkarten im Maßstab 1 : 5 000, die in der Schlußphase der Geländetätigkeit noch Verwendung fanden. Die Erarbeitung der geologischen Karte erfolgte durch Übertragung der Aufschlüsse aus den Luftbildvergrößerungen in eine Folie über den Luftbildern (1 : 15 000 - 1 : 16 000) und anschließende Übertragung bzw. Projektion (nicht entzerrte Luftbilder) in die topographische Grundlage der geologischen Karte im Maßstab 1 : 15 000 (Vergrößerung der Kartenserie M 1150, Maßstab 1 : 50 000). Alle Meßwerte wurden mit einem 360°-Kompaß ermittelt.

1.2 Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Das Tronfjell-Massiv liegt in Mittelnorwegen im Østerdalen/Hedmark zwischen dem Fluß Glåma im Westen und dem Tyllidalen im Osten (s. Abb. 2, S.6). Während der Auma-Bach die Nordgrenze



det, grenzen auch im Süden zwei Bäche, Storbekken und Tverran⁹ das Massiv morphologisch deutlich von der Umgebung ab. Das Arbeitsgebiet bedeckt eine Fläche von etwa 80 km² und nimmt auf den topographischen Karten (Serie M 711 / Maßstab 1 : 50 000) jeweils zur Hälfte einen Ausschnitt am Ostrand von Blatt Alvdal (Sheet 1619 III) und am Westrand von Blatt Tyllidal (Sheet 1619 II) ein.

1.3 Morphologie, Vegetation und Klima

Das Tronfjell, als einer der höchsten Berge Mittelnorwegens, überragt mit seiner Höhe von 1666 m NN. dominierend seine Umgebung. Das Bergmassiv wird östlich und westlich von eiszeitlich tief ausgeräumten und teilweise wieder aufgefüllten Trog-tälern des Glåma und des Tylldals begrenzt. Die Flanken des Berges gegen die beiden Täler zeigen besonders auffallend die während des Eis-Rückganges entstandenen terrassenartigen Absätze an dem domförmig aufragenden Massiv.

Die Talsohle des Glåma liegt bei Alvdal auf etwa 470 m Höhe; meist sind die Hänge bis in eine Höhe von 600 m mit Eisseee-Ablagerungen und Moränenschutt bedeckt, darüber erhebt sich eine relativ steile Flanke bis zur Höhe von etwa 1100 m, dann folgt eine runde Schulter, die besonders auf der Südseite des Tronfjells plateauartige Verebnungsflächen trägt und erst darüber erhebt sich steil die zentrale Eruptivgesteinsmasse des Tronfjells, in der einzelne Inseln oder Rippen aus einem riesigen Blockmeer herausragen.

Die gesamte Morphologie ist glazial überprägt, auch die Gipfelregion des Tronfjells lag ehemals unter Eis, was durch die zahlreichen Sparagmitblöcke bewiesen wird. Die Verebnungsflächen kennzeichnen die Rückzugsstadien der Vereisung.

Die heutige Morphologie wird besonders durch die folgenden Faktoren geprägt:

1. glaziale Überformung,
2. Verwitterungsresistenz der Gesteinsserien,
3. markante tektonische Zonen (vorwiegend Bruch- und Scherzonen)

Gute Aufschlußverhältnisse sind fast nur an Steilhängen und Bacheinschnitten anzutreffen. Das übrige Gelände wird von Moränenschutt überzogen. Weite Flächen werden von Sümpfen be-

deckt; in einzelnen Fällen hat das Eis widerstandsfähige steinsrippen herausmodelliert, während die Sumpf- und Moospflanzenvegetation die dazwischenliegenden Flächen einnimmt.

Das Gabbromassiv selbst ist durch seine steilen Hänge nur bedeutend von Moränenablagerungen bedeckt, trägt aber sehr viel grobes Blockwerk, das die Unterscheidung von Anstehendem oder Schutt oft sehr schwierig werden läßt.

Die Anlage der Täler steht in deutlicher Abhängigkeit von der kuppelförmigen Gestalt des Massivs, das radial von Bächen genagt wird. Ebenfalls radial vom Gipfel nach außen verlaufen Solifluktionsmassen aus Block- und Moränenschutt, die sich besonders von der Gipfelpartie nach NW und N bis in Höhe von ungefähr 1200 m hinab verfolgen lassen (s. Abb. Taf. IV, im Anhang).

Als einziger Bereich innerhalb Norwegens zeichnet sich das Gebiet der Østlandet, bestehend aus Østerdal, Dovrefjell und Østerfjells, infolge seiner ausgeprägten Inlandslage, durch ein typisch kontinentales Klima aus. Sehr kalte Winter stehen oft warmen Sommern gegenüber (Schwankungen gewöhnlich zwischen -30°C im Winter und $+30^{\circ}\text{C}$ im Sommer). In diesem Zusammenhang ist auch die Tatsache zu erwähnen, daß ein Küdpol Norwegens unmittelbar nördlich vom Tronfjell, in der Gegend von Tynset, liegt. Die tiefsten Temperaturen fallen im Winter nicht selten auf unter -45°C ab. Diese extrem niedrigen Temperaturen sind allerdings auf die Tallagen beschränkt, während häufig auf den Bergen infolge von Inversionserschichtung höhere Temperaturen herrschen. Gegenüber der Küstenregion Mittelnorwegens bleiben im kontinentalen Bereich der Østlandet die Niederschlagsmengen wesentlich zurück. Chemische Verwitterung spielt im Vergleich zur Insolations- oder Frostverwitterung eine recht untergeordnete Rolle. Bildung von ausgedehnten Blockmeeren und Frostböden mit geprägten Solifluktionerscheinungen ist hierauf zurückzuführen.

Von Ende Mai bis Ende September ist das Tronfjell-Massiv wesentlich schneefrei, wenn auch im Sommer Schneefälle und Fröste nicht allzu selten sind. In den höheren Lagen (etwa ab 1000 m NN. ist bereits im September auch tagsüber mit

Frost zu rechnen) pro Jahr ergeben sich ungefähr hundert Geländetage.

Die Vegetation zeigt eine deutliche zonare Höhengliederung. In den Talungen und bis zu einer Höhe von 850 m ist eine Nadelwaldzone mit Fichten und Kiefern vorherrschend, die von einer Übergangszone mit Latschen und Birken abgelöst wird. Ab 900 m dominiert Birkenwald. Bei etwa 1100 m hört die Baumvegetation ziemlich abrupt auf und wird vor allem durch niedrige Sträucher, Flechten und Moose ersetzt.

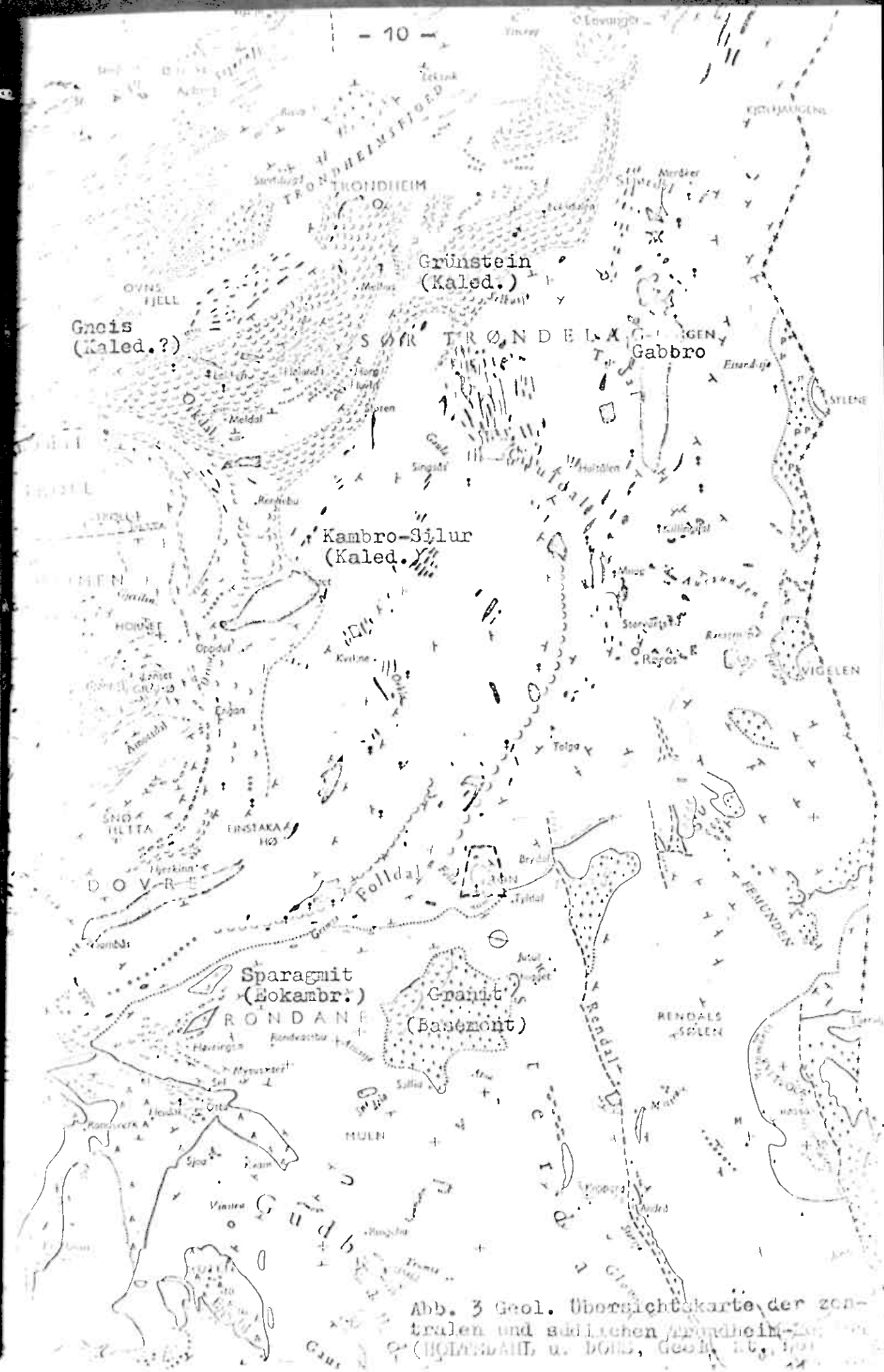
Landwirtschaftliche Nutzung des Bodens ist nur in den Tälern möglich, wo glaziale Lockersedimente oder alluviale Schwemmböden eine etwas mächtigere Bodendecke ermöglicht haben. In den Wald- und Fjellzonen, die weitaus den größten Raum des Arbeitsgebietes einnehmen, sind Almwirtschaft und Viehzucht verbreitet.

2. DIE METAMORPHEN SERIEN IN DER UMRANDUNG DES TRONFJELL-MASSIVS

2.1 Allgemeiner geologischer Überblick

Die Sedimentserien des Arbeitsgebietes gehören zu den als "kaledonisch" bezeichneten Ablagerungen eines Meerestroges, der sich vom ausgehenden Präkambrium bis zum Silur von den Britischen Inseln über Norwegen und Schweden, Nord-Finnland, Ost-Grönland, die Bären-Insel, bis nach West-Spitzbergen erstreckte. Ende Silur wurden Teile der in diesem Gebiet abgelagerten Gesteinsserie gefaltet und als Decken über das östliche Vorland geschoben. Die Erhaltung dieser Decken im Bereich Norwegens ist durch eine SW-NE-gerichtete Senkungszone bedingt. Die in ihr liegenden Sediment- und Eruptivgesteinsserien wurden stark eingeeignet, mehrfach verfaltet, verschuppt und gegeneinander verschoben sowie metamorph überprägt.

Bedingt durch den überaus schwierigen tektonischen Baustil und das Fehlen von Fossilien ist die stratigraphische Stellung von großen Gebieten des zentralen und südlichen Trondheim-Gebietes, unter anderem auch des Tronfjell-Komplexes, bis heute ungelöst. Als ein grundlegendes Problem erweist sich bereits die Frage, ob der zentrale Teil der Trondheim-Region (s. Abb. 3, S. 10) als Syn- oder Antiklinorium zu deuten ist.



Hinsichtlich der zahlreichen geologischen Vorarbeiten im Trondheim-Gebiet sei auf eine Übersicht in den Arbeiten von KLEINBERG, 1969 und HEIN, 1972, verwiesen.

2.2 Übersicht über die metamorphen Serien in der Umrandung des Tronfjelles

Infolge des Fehlens von Fossilien aufgrund der regionalen Gesteinsmetamorphose und der intensiven Isoklinalfaltung werden die Abfolgen im bearbeiteten Gebiet unabhängig von ihrer altersmäßigen Stellung nach lithostratigraphischen Kriterien beschrieben. Diese Gliederung wurde in Anlehnung an die Empfehlungen des IGC., 1970 (International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC): Preliminary Report on Lithostratigraphic Units, Montreal, Canada, 1970) vorgenommen. Als lithostratigraphische Einheit ist hierbei ein Gesteinskörper zu verstehen, der im Vergleich zu benachbarten, anderen Gesteinskörpern durch eine mehr oder weniger einheitliche, lithologische Ausbildung und ein bestimmtes Lagerungsverhältnis charakterisiert ist und dessen Bildungsalter nicht in Betracht gezogen wird. Folgende Begriffe, die zur näheren Beschreibung dieser Einheiten ("units") dienen und teilweise hier Anwendung finden, sollen zunächst kurz erläutert werden:

(Formations-) Gruppe ("group")

Eine Formations-Gruppe beinhaltet eine Sequenz von zwei oder mehreren Gesteins-Formationen, die sich aufgrund ihres lithologischen Gesamtbildes sinnvoll zu einer größeren Einheit zusammenfassen lassen. Formationen müssen nicht unbedingt zu Gruppen zusammengefaßt werden; der Begriff "Gruppe" soll jedoch stets für eine Zusammenfassung mehrerer Formationen stehen oder zur vorläufigen Kennzeichnung einer größeren Abfolge gebraucht werden, die bei der weiteren Arbeit in Formationen unterteilt werden soll.

Formation ("formation")

Eine Formation ist die fundamentale Einheit der lithostratigraphischen Klassifizierung und die einzige formale Einheit, die zur stratigraphischen Gliederung weltweit in Anwendung ist.

Unter einer Formation ist ein Gesteinskörper zu verstehen, der sich durch einen bestimmten lithologischen Aufbau auszeichnet und sich somit deutlich gegen benachbarte Gesteinskörper mit anderem lithologischem Aufbau abgrenzen läßt. Eine Formation beinhaltet häufig eine Kombination von mehreren Gesteinstypen. Die für eine Formation typische lithologische Ausbildung soll in ihrer gesamten lateralen Erstreckung nachweisbar sein. Formationen metamorpher Gesteine sind wie andere Formationen in erster Linie durch ihr lithologisches Erscheinungsbild geprägt. Die Mineralfazies kann dabei durchaus von Ort zu Ort variieren und verlangt keine neue Definition als Formation.

Formationsglied ("member")

Formationsglieder sind einheitliche lithologische Teile einer Formation, die sich deutlich gegen andere Partien der Formation abheben. Ein Formationsglied ist stets Teil einer Formation und an deren Abgrenzung gebunden. Formationen können je nach Zweckmäßigkeit vollständig, in einzelnen Partien oder gar nicht in Formationsglieder unterteilt werden. Bei der Gliederung der Tronfjell-Serien ist auf die Benennung von Formationsgliedern zwecks besserer Übersichtlichkeit bewußt verzichtet worden.

Horizont ("bed")

Einzelne Lagen oder Abfolgen, die optisch und physikalisch gut von anderen Lagen im Liegenden oder Hangenden zu unterscheiden und lateral gut zu verfolgen sind, werden als "Horizont" oder "Bank" bezeichnet. Die Mächtigkeit soll maximal wenige Meter betragen und der Begriff "Horizont" formal als kleinste Einheit der lithostratigraphischen Gliederung Anwendung finden. Jede größere Einheit (Formation oder Gruppe) besteht aus solchen Horizonten. Von diesen Horizonten sollen jedoch nur die wichtigsten ("Leithorizonte") benannt werden. Im Folgenden ist von der Benennung der Horizonte, bzw. Bänke ganz abgesehen worden.

Informal werden bei der Beschreibung der Gesteine die Begriffe "Serie", "Abfolge", "Folge", "Zone", "Schichten", "Komplex" usw. verwandt, wobei die Begriffe "Serie", "Komplex", "Folge", Teile einer oder auch mehrerer Formationen umfassen können,

während der Begriff "Zone" bestimmten faziellen Einheiten einer Formation vorbehalten bleiben soll. Der Begriff "Komplex" wird besonders für den heterogen zusammengesetzten Eruptivgesteinskörper des Tronfjelles gebraucht. Dieser Begriff wird äquivalent für Gruppe und Formation oder zur Bezeichnung mehrerer Einheiten innerhalb eines tektonisch einheitlichen Bereiches angewandt.

Unabhängig von der lithostratigraphischen Gliederung sollen die Möglichkeiten der chronostratigraphischen Einordnung der Tronfjell-Serien zu Beginn des Kapitels Tektonik (S. 84) diskutiert werden.

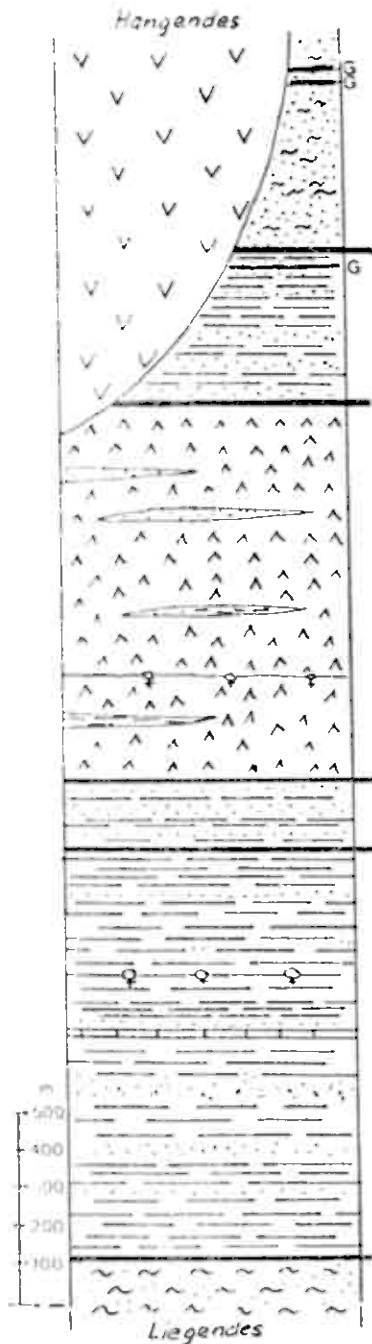
Die Maßstäbe zu allen abgebildeten Dünnschliffen und eine Karte mit der Darstellung aller Gesteinsentnahmepunkte findet sich am Ende der Arbeit (S. 95 und Karte im Anhang). Ebenso werden bestimmte Nomenklaturbegriffe, die im Text mit einer ⁺-Signatur gekennzeichnet sind, auf den Seiten 94 und 95 nochmals eigens erläutert.

2.21 Die Tronfjell-Gruppe

Als Tronfjell-Gruppe werden hier die relativ einheitlichen metamorphen Serien zusammengefaßt, die das Tronfjell-Massiv unterlagern. Eine sichere Koordinierung mit den Abfolgen des Trondheim-Gebietes ist vorläufig nicht möglich; deshalb soll der Begriff der "Tronfjell-Gruppe" eine vorläufige, rein lithostratigraphische Einheit repräsentieren, bis eine Kartierung in der weiteren Umgebung einen sicheren Anschluß an die Stratigraphie des Trondheim-Gebietes ermöglicht. Als gesichert darf dagegen die Zurechnung der Tronfjell-Gruppe zu den Kambro-Silur Ablagerungen gelten. Charakterisiert werden diese Gesteine durch das Vorherrschen von Peliten, Grauwacken, Sandsteinen und Vulkaniten als Ausgangsgesteine. Sie überlagern eindeutig den eokambrischen Sparagmit, ein gewöhnlich grobklastisches Gestein, das durch das Vorherrschen von feldspatreichen Sandsteinen (Metaarkosen) und hellen Quarziten gekennzeichnet ist. Die Auflagerung auf dem Sparagmit ist unmittelbar südlich von Alvdal zu beobachten (KLEINE-HERING, 1969). Von der sparagmitischen Fazies lassen sich die kambrisch-silurischen Bildungen gut unterscheiden, da sie vermutlich eugeosynklinale Sedimente in Wechsellagerung mit Vulkaniten und Pyroclastika darstellen, die dem Sparagmit gewöhnlich fehlen.

Quarzreichen und oft konglomeratischen Spargnaitgesteinen stehen hier überwiegend pelitische, teilweise karbonatführende Sedimentgesteine gegenüber.

2.211 Übersichtstabelle der lithostratigraphischen Abfolge der Tronfjell-Gruppe



Legende

▽▽▽ Gabbro-/Nant

quartz Glimmerschiefer - Gneis
Glimmerschiefer

Quarzit

Glimmerschiefer und
Pegmatite

Grünstein

Graphitschiefer
Tonstein - Gneis
Tonstein - Gneis
Erzkonzentrat
Kalkmarhorizont

Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex

Tronkalven-Formation

Quarzite, Glimmerschiefer, Gneise mit ver-
einzelten Graphitschiefer-Horizonten
400 m mächtig

Haugsåtra-Formation

Quarzite und Biotitglimmerschiefer, am Top
Graphitschiefer (Metagrauwacken und -peli-
te); ca. 300 m mächtig

Tronfjell-Grünstein-Formation

Grünschiefer (Amphibolite) und Grünstein
(Amphibolite und Metagabbros)- Vulkanite
stratiforme Sulfiderz-vorkommen; Tuffe u.
bis 1000 m mächtig; Meta-Sedimente

Livangen-Formation

Quarzite und Biotitglimmerschiefer (Meta-
grauwacken und -pelite) ca 100 m mächtig

Tronsvangen-Formation

Chloritschiefer und -phyllite (Metapelite
untergeordnet Quarzite; quarzreiche Glim-
merschiefer ("Bänderschiefer"); Kalkmar-
morhorizonte; stratiforme Sulfiderzföhrung
ca 500 - 750 m mächtig;

Kaldåsen-Formation

Blauquarz-föhrende, quarzreiche Chlorit-
schiefer und -quarzite; über 200 m mächtig

Die Tronfjell-Gruppe unterlagert in Form einer mehr oder weniger schüsselförmigen Synklinalstruktur ("Synform") den Tronfjell-Komplex, d.h. die Gesteinsfolgen zeigen bei meist umlaufendem Streichen und kontinuierlichem Umbiegen um den Eruptivgesteinskomples ein allseitiges Einfallen unter das Tronfjell-Massiv. Die Gesamtmächtigkeit der umrandenden metamorphen Serien beträgt etwa 3 000 m. Die Basis des Gabbro- / -Norit-Komplexes greift diskordant bis auf die Grünstein-Serie (Tronfjell-Grünstein-Formation) über und ist deutlich mit den unterlagernden metamorphen Gesteinen verfaltet (siehe auch Kap. Tektonik, S. 89).

2.212 Die Kaldåsen - Formation

Gesteinsfolgen der Kaldåsen-Formation kommen lediglich in der südlichen Umrandung des Tronfjell-Massivs vor, wo sie zu einer eindeutigen Abgrenzung und Mächtigkeitsermittlung der überlagernden Chloritschiefer und Chloritphyllite der Tronsvangen-Formation mitkartiert wurden.

Es handelt sich um überwiegend quarzitische, über 200 m mächtige Chlorit- und Glimmerschiefererien (etwa den "Quarz-Glimmerschiefern" norwegischer Nomenklatur entsprechend), die sich durch das häufige und in den bearbeiteten Sedimenten spezifische Auftreten von Blauquarz-Augen⁺ auszeichnen. Einzelne Partien sind stärker quarzitisch und manchmal auf geringe Erstreckung geröllführend (überwiegend Milchquarz- und Blauquarz-Gerölle bis etwa 5 mm Ø), andere bestehen aus relativ reinen, aber stets geringmächtigen Chloritschiefern. Durch ihre vorherrschende Chloritführung sind die Gesteine meist grünlich-grau gefärbt.

⁺ Blauquarz: es handelt sich gewöhnlich um mehrere mm-große, rundliche, bläulich-weiße bis milchig-weiße rekristallisierte Quarzkörner und augenförmige Aggregate (Porphyroblasten), deren Färbung vermutlich durch Titanverbindungen verursacht worden ist.

Unter dem Mikroskop (U.d.M.) besteht das Gestein aus einem equigranularen Pflaster von Quarz und wenig Feldspat (Alkalifeldspat + Albit), wobei die Korngröße häufig lagenweise wechselt. Zwischen den größeren, quarzreichen Lagen erscheinen feine, häufig schwach (durch s2) deformierte Lagen mit Chlorit, Muskovit und Biotit in deutlicher Einregelung zur Foliation¹⁾(s1). Vereinzelt treten typische, pflasterförmig verzahnte und rekrystallisierte Quarzaggregate (Blauquarz-Augen) auf, die kataklastisches Gefüge und starke undulöse Auslöschung zeigen. Einige dieser Quarze sind linsenförmig ausgezogen. Daneben kommen einzelne Feldspat-Augen vor, die meistens kleiner, aber ebenfalls zerbrochen sind und deren Risse gewöhnlich durch Quarz verheilt sind. Akzessor. sind Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot, Calcit und Erz zu beobachten.

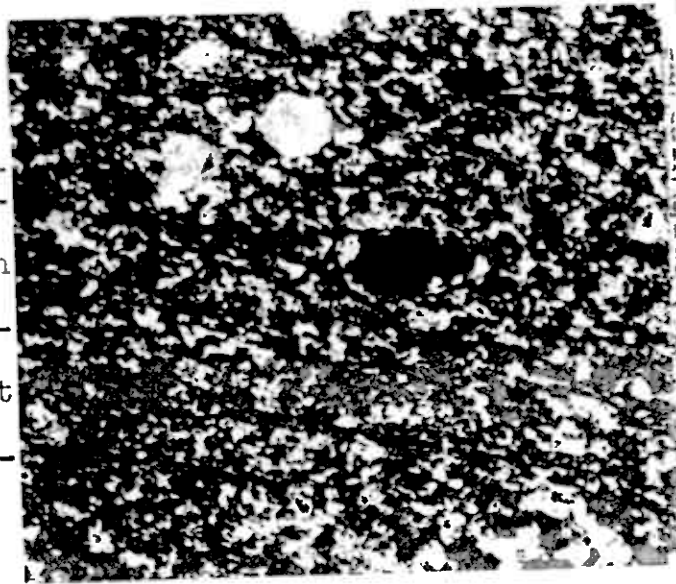


Abb. 6: Quarzreicher Chlorit-Schiefer der Kaldåsen-Formation mit "Blauquarz-Augen".
Nic. XX
Probe 1987

Aufschlüsse finden sich unmittelbar südlich von Nysæter (NE Alvdal), in Form von E-W-verlaufenden Härtlingsrücken, die aus einem ausgedehnten Sumpfgebiet herausragen. An einer deutlichen Querstörung abgesetzt, springt der Schichtausbiß nach Norden vor. Kleinere Aufschlüsse kommen infolge starker Moorbedeckung jedoch nur ganz vereinzelt vor, wie zum Beispiel am Kaldåsen und südlich des Rundvangen-Sæter, dagegen etwas deutlicher im Bachbett des Tverrån und entlang dem Steilhang gegen das Tyllidal in der Umgebung des Gehöftes Øverby.

2.213 Die Tronsvangen - Formation

Über der Blauquarz-führenden, quarzitischen Chlorit- und Glimmerschieferserie folgt mit deutlichem lithologischem Wechsel die Tronsvangen-Formation mit phyllitischen Chloritschiefern an der Basis. Die gesamte Formation zeichnet sich durch ihren vorherrschenden Chloritgehalt aus, der zum Hangenden hin zu

Gunsten von Biotit etwas zurücktritt und deren grünliche Färbung, die im unteren und mittleren Teil sehr deutlich ist, in den oberen Partien zunehmend in eine grünlich-graue bis graue Farbe übergeht.

An der Basis liegen phyllitische Chloritschiefer (s. Abb. 7) mit charakteristischen, bis zu mehrere mm großen Magnetit-Idioblasten.

U.d.M. erscheint die Hauptmasse des Mineralbestandes aus Chlorit- und Muskovit-Blättchen, die häufig leicht gewellt in die Foliation (s1) eingeregelt sind. Biotit, Quarz und Albit gehören zu den Nebengemengeteilen. Akzessorisch kommen Magnetit, Calcit, Apatit und Titanit vor. Teilweise ist eine schwache Zerschörung (s2) und schiefwinklig zu s1 angelegte "kink-bands"*) zu erkennen.



Abb. 7: Chloritphyllit der Tronsvanger-Formation
Nic. XX; Probe 1835

Über den Chloritphylliten folgen etwas gröbere, mit quarz- und feldspatreichen Lagen und einzelnen Quarzitbänken wechsel-lagernde Chlorit- und Glimmerschiefer, die meist als "Bänder-schiefer" (s. Abb. 12 Tafel VII) im Gelände in Erscheinung treten. Aufgrund ihres Mineralbestandes sind sie als Quarz - Albit - Epidot - Chlorit - Schiefer zu bezeichnen. Vereinzelt kommen geringmächtige Kalkmarmorlagen und -Linsen vor (s. Abb. 8).

U.d.M.: Die Kalkmarmor-lagen bestehen aus einem äquigranularen Calcit-Pflaster. Quarz, Feldspäte, Muskovit und Biotit treten nur untergeordnet auf. Akzessorisch sind feinverteilte Graphitschüppchen und als Erz etwas Pyrit und Magnetit in kleinen, idiomorphen Kristallen festzustellen.

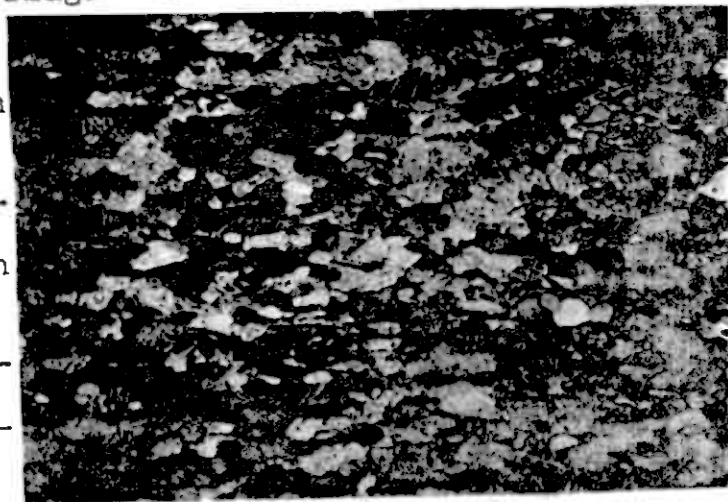


Abb. 8: Kalkmarmor der Tronsvanger-Formation
Nic. XX; Probe 1819

Sowohl in den Chloritphylliten als auch in den höheren, oft quarzreichen Chlorit-Biotit-Glimmerschiefern finden sich schichtgebundene Sulfiderzvorkommen (überwiegend Pyrit), die bei Tronsvangen in mehreren Gruben bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts abgebaut wurden.

Die Hauptmasse der Tronsvangen-Formation wird von den "Bänderschiefern" eingenommen, die im Gelände als mm- bis cm-mächtige Wechsellagerungen von grünlichen, pelitischen Chloritschiefern mit leicht psammitischen Albit- und Quarz-reichen, Chlorit-führenden Biotit-Glimmerschiefern auftreten.

U. d. M.: Die makroskopisch gut wahrnehmbare Wechsellagerung von gröberen und feineren Lagen kommt auch im Dünnschliff sehr deutlich zum Ausdruck. Die gröberen Lagen bestehen meist aus einem Grundpflaster von Quarz und Feldspat (überw. Albit + Orthoklas), wobei Teile des primären Gefüges reliktsch erhalten sind und Gradierung nicht selten zu beobachten ist. In den feineren Lagen sind Chlorit, Muskovit, Biotit und untergeordnet auch Epidot und Calcit gegenüber Quarz und Feldspat angereichert. Die Schichtsilikate sind streng parallel zur Foliation (s 1) eingeregelt.

Abb. 9: Biotitführender Quarz-Albit-Epidot-Chloritschiefer der Tronsvangen-Formation; Probe 1821; Nic. XX



Lithologisch erscheint die Tronsvangen-Formation mit den Phyllit-, Bänderschiefer- und quarzreichen Chlorit-Glimmerschiefer-Serien recht inhomogen, d.h., eine weitere Untergliederung würde auf keine allzu großen Schwierigkeiten stoßen. So hat KLEINE-HERING, 1969, in der Süduhrumrandung des Tronfjells eine Dreiteilung der entsprechenden Serien in 1. graue Quarz-Glimmerschiefer am Top, 2. grüne, Chlorit-führende, z.T. phyllitische Glimmerschiefer im mittleren Teil und 3. phyllitische, Magnetit-Idioblasten-führende Chloritschiefer an der Basis vorgenommen.

Dies ist im Gebiet von Tronsvangen-Seter durchaus berechtigt. Nach der Aufnahme der Tronsvangen-Formation rings um das Tronfjell-Massiv ergab sich jedoch, daß eine Dreiteilung nur im Glauben vorgenommen werden kann, da zum Beispiel die Chlorit-Phyllite in der nördlichen Umrandung auch im höheren Niveau auftreten und graue, quarzitische Glimmerschiefer hier fast ganz fehlen. Somit ist eine weitere Untergliederung der Tronsvangen-Formation für das gesamte Tronfjell-Gebiet nicht sinnvoll.

Die Gesteinsfolgen der Tronsvangen-Formation sind besonders gut entlang den Bacheinschnitten südlich und südwestlich von Tronsvangen-Seter aufgeschlossen. An der Basis liegen zunächst die bereits erwähnten Magnetit-Idioblasten-führenden Chlorit-Phyllite, die am Ausgang des Storbekken, unmittelbar nördlich Kysted, anstehen und sich etwa bis auf die Höhe der Bachabzweigung (580 m) verfolgen lassen. Eingelagert in die Chloritphyllite finden sich unmittelbar bei dieser Abzweigung mehrere in sich verfallene Karbonathorizonte, die aus Kalkmarmor bestehen (s. Abb. 15 Taf. VII). Sie erreichen eine Mächtigkeit von mehreren Metern, lassen sich aber lateral wegen der Überdeckung mit Moränenablagerungen nicht weiter verfolgen und wurden auch in der nördlichen Umrandung nicht angetroffen. Über den Chloritphylliten folgen zunächst grünliche Chloritschiefer, die in Folge ihrer ständigen Wechsellagerung mit Quarz-Feldspat-Lagen im mm- bis cm-Bereich als Bänderschiefer in Erscheinung treten. Intensive Verschuppungen und Kleinfalten, verbunden mit einer Knickschieferung ("kink bands") beweisen zudem eine starke tektonische Beanspruchung (s. Abb. 14 und 15, Taf. VII).

In Höhe der Straßenbrücke SW des Tronsvangen-Hotels (720 m) schalten sich die ersten Quarzitbänke in die Bänderschiefer ein. Zugleich läßt sich eine deutliche Abnahme des Chloritgehaltes feststellen. In diesen Gesteinen liegen auch die Sulfidvererzungen von Gruvvangen, die bisher stets als hydrothermale Störungsvererzungen aufgefaßt wurden. Die Vererzungen sind jedoch eindeutig schichtgebunden und erscheinen durch komplexe flach nach W abtauchende Falten mehrfach wiederholt. Nahe den Faltenkernen sind die Erze angereichert und teilweise remobilisiert worden, was Anlaß zur Annahme als Störungsvererzungen gab (s. Abb. 16, Taf. VIII).

Im Hangenden der graugrünen, quarzitführenden Partien erscheinen erneut typische Bänderschiefer, die sehr häufig Quarzmobilisate zeigen und besonders gut im Bach direkt W des Tronsvangen-Hotells, in den schluchten- bis klammartigen Erosionsdurchbrüchen im Bachbett aufgeschlossen sind. Ähnliche Aufschlüsse finden sich auch oberhalb, SW der Brücke (831 m NN) bei Tronsvangen-Seter. Auch in der oberen Partie sind Quarzitbänke und mehrere Metagabbro-Sills von wenigen m Mächtigkeit anzutreffen. Sowohl nach E, als auch nach W läßt sich die Tronsvangen-Formation infolge mächtiger Glazialablagerungen nur sehr lückenhaft weiterverfolgen. W Gruvvangen erscheinen Chlorit-Phyllite und Albit-Chlorit-Schiefer am Höhenrücken E Furulund und Nordli und im Bacheinschnitt E Skreda, wo allerdings nur der obere Bereich der Formation als grünlichgraue, chloritführende Glimmerschiefer mit Quarzitbänken ansteht. Von Tronsvangen-Seter nach E überzieht eine ausgedehnte Moorfläche das Gebiet zwischen Nysetra Rundvangen und Smedbakkvangen, so daß nur kleine inselförmige Aufschlußpunkte wie nördlich Rundvangen und am Kvannberget zu finden sind. Etwas bessere Aufschlußverhältnisse herrschen dagegen am Abhang gegen das Tyllidal, wo in mehreren Bacheinschnitten die Tronsvangen-Formation in ähnlicher Ausbildung wie bei Tronsvangen-Seter beobachtet werden kann. Auch hier finden sich karbonatische und quarzitishe Einschaltungen sowie stärker phyllitische Partien.

In der nördlichen Umrandung des Tronfjelles erscheint die Tronsvangen-Formation wesentlich einheitlicher als auf der Südseite. Hier herrschen ebenfalls Chlorit-Bänderschiefer vor, Chlorit-Phyllite sind mehrmals eingeschaltet und ganz im NW, im Bachbett des Auma angeschnitten. Auch Magnetit-Idioblasten können hier beobachtet werden, fehlen dagegen im NE. Die Aufschlußverhältnisse sind auch hier, abgesehen von den Bacheinschnitten sehr lückenhaft, da starke Moränen- und Eissee-Ablagerungen das Gebiet des Aumäsen und Tronsjøvangen überziehen; die besten Aufschlüsse liegen an der Riksvei 3 (Tyllidal-Straße) ganz im NE des Gebietes und am Bacheinschnitt des Auma. Ähnlich wie im Raum Alvdal sind auch hier die Chloritschiefer stark verfault und verschuppt und zeigen häufig jüngere Deformationsspuren in Form von kink-bands. Quarz- und Calcitmobilisate sind verbreitet anzutreffen, während der Karbonatgehalt der Bänderschiefer im allgemeinen relativ unbedeutend ist.

Die Ausstrichbreite der Tronsvangen-Formation auf der Nordseite des Tronfjells beträgt zwischen 900 und 1500 m gegenüber 1700 bis 2000 m auf der südlichen Umrandung.

Als Ausgangsgesteine kommen vor allem pelitische bis leicht granitische Sedimente, wie Ton- und Siltsteine mit vereinzelt Sandchüttungen in Betracht. Der hohe Anteil von Chlorit und Plagioklas sowie das häufige Auftreten von Mineralen der Epidotgruppe deuten evtl. auf eine Beeinflussung durch vulkanogenes Material (vgl. auch stratigraf. Diskussion, S.86).

P.214 Die Livangen - Formation

Lithologisch zeichnet sich die Livangen-Formation durch ihren Quarzgehalt aus, der sich in Form von dm bis mehrere m mächtigen Quarzitbänken in Wechsellagerung mit meist phyllitischen weichen Biotit-Glimmerschiefern bemerkbar macht. Charakteristisch ist eine rauhe, grusig-sandige Verwitterungsoberfläche, die sich besonders quer zur Schieferung erkennen läßt und durch einen geringen, aber fast stets vorhandenen Karbonat- und Kalksilikatgehalt (zusammen etwa 5-10 Vol%) verursacht wird, der bei der Verwitterung des Gesteins den Mineralverband auflöst und besonders den Quarz als "Quarz-Sand" frei werden läßt. Die gesamte Abfolge ist durch ihren vorherrschenden Gehalt an Biotit grau bis bräunlich-grau gefärbt.

U.d.M.: Auch im mikroskopischen Bereich ist häufig noch eine Wechsellagerung von etwas gröberen, sandigen Lagen aus überwiegend Quarz und Albit gegenüber Biotit-reichen, pelitischen Lagen zu erkennen. Stets ist eine deutliche Paralleltextur ausgeprägt, die das Primärgefüge durch "slip folds", Flaserung usw. teilweise verschleiert. Als untergeordnete Mineralkomponenten sind Calcit und Epidotminerale sowie Graphit zu nennen.

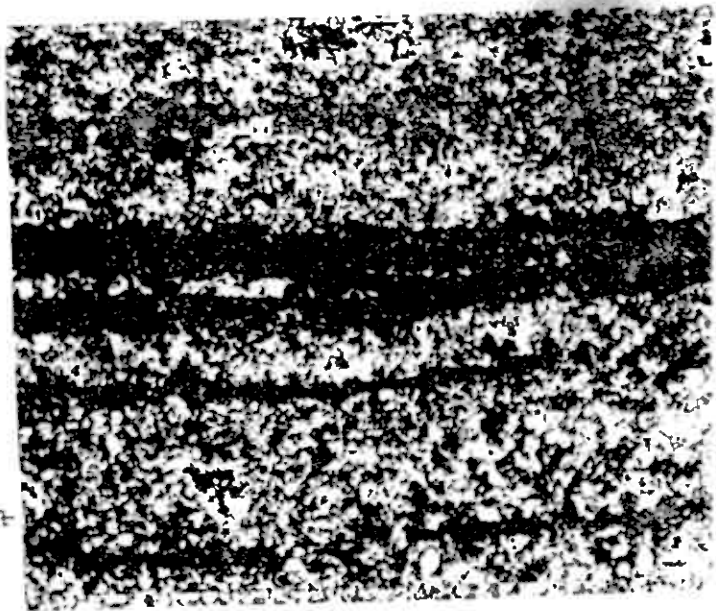


Abb. 10: Biotit-Glimmerschiefer der Livangen-Formation mit quarzreichen Lagen;
Probe 1982; Nic. XX

Sehr feinkörnige Partien (Glimmerschiefer bis Phyllite) zeigen manchmal mehrere, teilweise konjugierte Deformationssysteme ($s_1 - s_2 - s_3$) die häufig durch kristalloblastische Sprossungen von Schichtsilikaten (Muskovit, Chlorit und Biotit) gekennzeichnet sind.

Die feineren Lagen bestehen vor allem aus Schichtsilikaten, von denen Biotit mengenmäßig an erster Stelle steht, gefolgt von Muskovit und Chlorit; vereinzelt sind grüne, prismatische Hornblendeidioblasten und kleine Quarzkörner erkennbar. Nicht selten sind teilweise wellig deformierte Graphitlamellen und akzessorisch Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil und Erz (vorwiegend Magnetit) zu beobachten.



Abb. 11: Stark zerscherter Biotit-Phyllit der Livangen-Formation; Probe 1974

Aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung kann die Livangen-Formation somit als Wechselfolge von leicht karbonatischen Metagrauwacken mit Chlorit-, Muskovit- und Hornblende-führenden Albit-Epidot-Biotit-Glimmerschiefern und -Phylliten bezeichnet werden.

Am besten sind die Gesteine dieser Formation in der südlichen Umrandung des Tronfjelles aufgeschlossen. Sie erscheinen hier mit einer Ausstrichbreite von 500 bis 1000 m in einem relativ schmalen Streifen am Fuß der Höhenzüge der Nord- und Sørkletten bis zum Livangen-Bach, wo besonders die stärker quarziti-schen Partien gut aufgeschlossen sind. Im Gegensatz zur Kald-Øsen- und Tronsvangen-Formation tritt eine b-Lineation in den eben beschriebenen Gesteinen der Livangen-Formation kaum auf und ist an manchen Stellen nur an der Sprossung und Einregelung von Hornblendenadeln zu erkennen.

Auf der Nordflanke des Tronfjells erscheint die Abfolge ebenfalls nur als schmaler Saum von etwa 500 - 900 m Ausstrichbreite und ist stärker pelitisch als im Süden ausgebildet, wenn auch die typische Eigenschaft des sandigen Vergrusens an der Verwitterungsoberfläche infolge der Karbonat- und Kalksilikatführung meist vorhanden ist. Die Gesteine der Livangen-Forma-

tion lassen sich hier von Brottvangen-Seter über das Brannvoll-Tal bis zur Höhe 756 m, unmittelbar westlich der Schottergrube am Tronsjø an der Riksvei 3 mit einigen Aufschlußblöcken, infolge starker Glazialbedeckung, verfolgen. Am letztgenannten Aufschluß sind auch die für die Livangen-Formation typischen grauen Quarzitbänke im Hangenden von grünlichgrauen Phyllit- und Glimmerschiefer-Partien zu beobachten.

Die Ausgangsgesteine der Livangen-Formation bilden Wechsellagerungen von Grauwacken mit Ton- und Siltsteinen. Die Ablagerungen haben typischen Flysch-Charakter, der durch zahlreiche Sedimenttexturen wie "graded bedding", Schrägschichtung, "load casts", "flame structures" (s. Abb. 12), etc. unterstrichen wird.

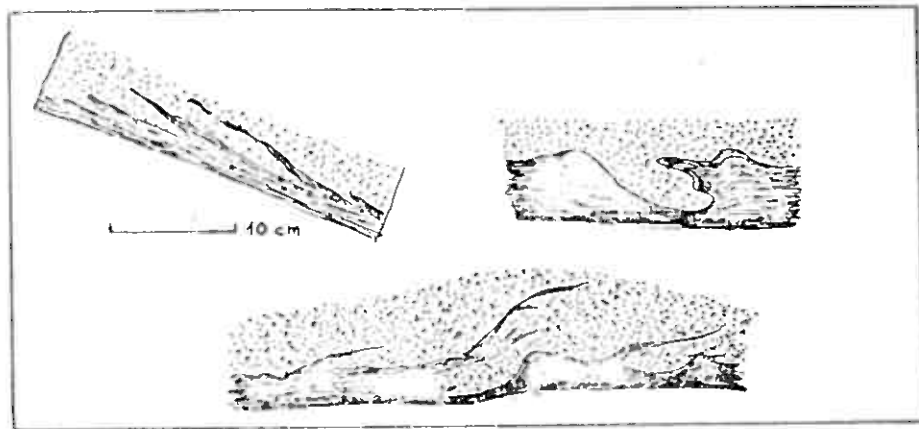


Abb. 12: Load casts und flame structures, Livangen-Formation

2.215 Die Tronfjell - Grünstein^{†)} - Formation

Bei den Gesteinen der Tronfjell-Grünstein-Formation handelt es sich im Gegensatz zu den bisher besprochenen Serien um fast rein basische Eruptivgesteine, die vereinzelt geringmächtige Horizonte von bräunlichen bis graubraunen Biotitglimmerschiefern (vom Typ der Livangen-Formation) und grünlichweiße bis grüngraue, gebänderte Hornblende-führende Albit-Gneise und -Quarzite (vermutl. saure Pyroklastika - "Keratophyrtuffe"; s. Abb. 17, Tafel VIII, S. 103) enthalten. Basische bis intermediäre Tuffe beinhalten vermutlich auch die Epidot-reichen Partien (Albit-Epidot-Hornblende-Schiefer) besonders im oberen Drittel der Grünstein-Formation.

Die Grünsteine selbst sind überwiegend als Albit-Epidot-Hornblendeschiefer mit vollkommener und sehr engständiger Foliation ("Amphibolite" norwegischer Nomenklatur) und als überwiegend massige, weniger stark foliierte Epidot-Plagioklas-Hornblende-Gesteine ("Metagabbros") ausgebildet.

Als Ausgangsgesteine sind basische bis intermediäre Laven (Basalte und Andesite), selten mit noch erkennbaren Pillow-Strukturen und basische Intrusivgesteinsgänge (Gabbro-/Norit-Sills) anzusehen. Der Chemismus dieser Gesteine wird bei der Behandlung der übrigen magmatischen Gesteine des Tronfjell-Komplexes (Kap. 3.2 S. 48) erörtert.

B.d.M.: Die Hauptmasse des Gesteines besteht aus grünen bis leicht bräunlichen, deutlich pleochroitischen Hornblenden von unterschiedlicher Größe, die durch die Foliation schwach eingeregelt sind. Sie umschließen häufig Relikte von Plagioklas. Als Nebengemengteile sind Chlorit, Klinoisit, bzw. Epidot, Moisit, Titanit und Quarz zu nennen. Akzessorisch treten Carbonat, Apatit, Zirkon und Erz auf.

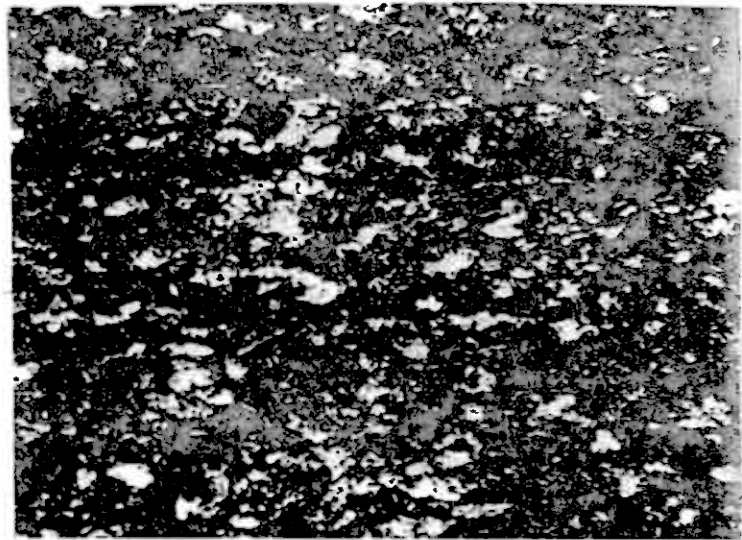


Abb. 13: Amphibolit der Tronfjell Grünstein-Formation

Die bisherigen Bearbeiter des Tronfjelles (K. BJØRLYKKEN, P. HOLMSEN und G. HOLMSEN, R. KLEINE-HERING) sehen diese Gesteinsserie als besonders stark verschieferte Randzone des Tronfjell-Olivengabbros an. Die ersten Bedenken hatten jedoch schon P. HOLMSEN und G. HOLMSEN, 1950, S. 29: "...ob wirklich Laven in der Grün-schiefer-Abteilung auf Blatt Tynset vorhanden sind, wissen wir nicht. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die großen Massen dunkler Amphibolite in den Bergen östlich von Brydal teilweise als alte Laven in stark umgewandeltem Zustand aufzufassen sind. Das gleiche kann für die Grünsteine gelten, die auf der Unterseite des Tronfjell-Gabbros liegen."

In jüngster Zeit äußerte OFTEDAHL, 1974, S.78, die Ansicht, der Tronfjell-Gabbro sei entsprechend den Gabbrointrusionen von Mannfjell, Fongen und Hyllingen in die Laven der Stören-Gruppe (Unter-Ordoviz, Tremadoc) eingedrungen. Im Zentralteil dieser Intrusionen sei jeweils noch Olivingabbro erhalten, während die peripheren Teile und die umgebenden Grünsteine (Meta-Laven zu Amphibolitschiefern umgewandelt worden seien. Diese Meinung OFTEDAHL's kommt den tatsächlichen Gegebenheiten sehr nahe, obwohl die genauen Lagerungsverhältnisse noch nicht näher untersucht worden waren. Die inzwischen vorliegenden, eigenen Kartierungsergebnisse beweisen eine tektonisch bedingte diskordante Auflagerung des Eruptivgesteinskomplexes auf der Tronfjell-Grünstein-Formation, wobei eine wenige Meter mächtige Serpentin- und Talkschiefer-Lage den Kontakt zwischen beiden Gesteinseinheiten bildet. Die tektonische Diskordanz ist im Südteil des Tronfjell-Komplexes am stärksten und wird nach Norden schwächer, bis zu einer nahezu konkordanten Lagerung innerhalb der Tronkalven-Formation (s. Kap. Tektonik, S. 89).

An die Tronfjell-Grünstein-Formation sind stratiforme Sulfid-erzvorkommen gebunden, die teilweise bis über einen Meter mächtige Pyritlagen mit untergeordnet Kupferkies, Magnetkies und Zinkblende führen. Diese Vererzungen sind in der südlichen Umrandung des Tronfjelles an zahlreichen Lokalitäten (Nordkletten, Brannvoll und Vesletron) an ehemaligen Kupfererzabbaustellen gut aufgeschlossen. Ihre größte Ausstrichbreite (1500-2000 m) hat die Tronfjell-Grünstein-Formation auf der Südflanke des Tronfjells. Hier finden sich auch die Erzvorkommen, während auf der nördlichen Umrandung bei einer weitaus geringeren Ausstrichbreite bisher keine beachtenswerte Sulfid-erzföhrung beobachtet werden konnte. Die zum größten Teil infolge der regionalen Metamorphose rekristallisierten Sulfide lassen eine nicht eindeutig zu belegende sedimentäre Relikt-textur erkennen. Die vermutlich vulkanisch-hydrothermal gebildeten und submarin sedimentierten Erze wurden wahrscheinlich auf den submarinen Laven im Bereich ihrer größten Mächtigkeiten abgesetzt.

Die Höhenzüge der Nord- und Sørkletten nahe Tronsvangen-Seten bis über Flattron und Vesletron zum Grävola-Bach bieten die besten Aufschlußverhältnisse der Grünstein-Formation. Hier wurden an verschiedenen Stellen, z.B. am Westgipfel der Nord

klotten, Lagen mit rundlichen, tektonisch ausgezogenen, meist dm-großen Körpern (Abb. 3 Taf. VII) gefunden, die aufgrund der tektonischen und metamorphen Überprägung nicht sicher als "Pillows" bezeichnet werden können.

An der Basis wechseln zunächst zahlreiche Metagabbros mit Amphibolitschiefern, Biotitglimmerschiefern und -Phylliten sowie grün - weiß gebänderten Quarziten (Abb. 17 Taf. VII). Diese durch Hornblende und Epidot grünlich gefärbten, quarzitischen Gesteine weisen eine sehr dünne und farblich im mm-Bereich deutlich abgesetzte, vermutlich primäre Wechsellagerung (Lamination) auf. Die extreme Feinschichtung und die relativ hohen Gehalte an Albit und Epidot sprechen für pyroklastisches Material (Tuffe, bzw. Tuffite). Darüber folgen erneut engstündig geschieferte Amphibolite mit geringmächtigen Metasedimentlagen. Diese Amphibolitschiefer nehmen den Hauptanteil der Grünstein-Formation ein, gleichzeitig treten die Metagabbros mengenmäßig zurück.

Aufgrund der genannten Beobachtungen muß der überwiegende Anteil der Amphibolitschiefer und Metagabbros als basaltische Meta-Laven (Grünsteine) angesehen werden. Die Metagabbros können auch als sillförmige Intrusionen innerhalb der Laven erklärt werden, wie sie rezent häufig in Bereichen submariner Laven festgestellt worden sind (WYLLIE, 1971).

Schließlich ist auch eine Deutung der Amphibolitschiefer und der Metagabbros als zahlreiche, sehr geringmächtige und weit ausgedehnte lagengangförmige Intrusionen (Sills) nicht vollkommen auszuschließen. Allerdings stehen dazu die oben genannten Beobachtungen der fraglichen Pyroclastica und Pillow-Lagen, die Erzvorkommen und deren Lagerung sowie die häufigen, dünnen Sedimentzwischenlagen und die erheblichen Texturunterschiede zwischen den Amphibolitschiefern und den Metagabbros im Gegensatz.

Im Gebiet östlich des Tronsjö und in der Umgebung der Tronsjölia-Hütten sind die stark verschieferten Grünsteine (Amphibolitschiefer) im Gegensatz zu den eingelagerten Metagabbros nur selten aufgeschlossen, wobei letztere als langgestreckte, rundliche Rippen durch das Eis herauspräpariert wurden und

Die amphibolitischen Schiefer infolge ihrer leichten Erodierbarkeit meist nur randlich an den Metagabbros aufgeschlossen sind. Der Hauptteil der Amphibolitschiefer und der darin auftretenden geringmächtigen Metasedimenten ist von Moränenablagerungen bedeckt. Ganz ähnliche Aufschlußverhältnisse kennzeichnen die nördliche Umrandung des Tronfjells im Bereich Brottvangen-Seter bis zum Brannvoll-Bach. Auch hier ist eine Wechselfolge von Amphibolitschiefern, Metagabbros und vereinzelt Sedimentlagen aufgeschlossen, die als isolierte Rücken aus dem sonst durchweg mit Glazialschutt bedeckten Gebiet herausragen.

2.216 Die Haugsaetra-Formation

Die lithologische Ausbildung der Haugsaetra-Formation entspricht ganz derjenigen der Livangen-Formation, von der sie durch die Einschaltung der Tronfjell-Grünstein-Formation getrennt wird. Es handelt sich überwiegend um bräunlichgraue Biotitglimmerschiefer und -Phyllite, die mit braunen bis grauen, quarzitischen Bänken wechsellagern. Vereinzelt sind Hornblende-Porphyroblasten in bis über 1 cm großen, dünnen Nadeln und kleine Granat-Porphyroblasten (Almandin) anzutreffen. Die Hornblendenadeln sind meist streng parallel zur Lineation⁺ eingeregelt. Im oberen Drittel der Abfolge schalten sich mehrere Graphitschiefer-Horizonte ein, die stellenweise leicht vererzt sind.

Von der überlagernden Tronkalven-Formation lassen sich die Gesteine der Haugsaetra-Formation kartiertechnisch gut abgrenzen, da beide Serien durch einen deutlichen lithologischen Wechsel (graue, "sandige" Biotitglimmerschiefer gegen meist helle, flaserige Gneisglimmerschiefer und Quarzite) gekennzeichnet sind.

Die besten Aufschlußverhältnisse innerhalb der Haugsaetra-Formation finden sich auf der östlichen Umrandung des Tronfjelles im Bereich der beiden E-W-verlaufenden Haugsaetran-Bäche und am Ostabhang des Tronkalven-Berges. Ihre Ausstrichbreite schwankt hier zwischen 500 und 1000 Metern. Der überwiegende Teil der Abfolge setzt sich aus einer Wechsellagerung von bräunlichgrauen bis grauschwarzen, quarzitischen Biotitglimmerschiefern mit wechselndem Carbonat- und Kalksilikatgehalt

It etwas tonigeren Partien (Biotit-Glimmerschiefer und -Phylliten) zusammen. Entsprechend der Lithogen-Formation sind die Ausgangsgesteine auch hier als Grauwacken mit Ton- und Siltstein-Wechsellagen anzusehen. Dieser Sedimentationswechsel liegt meist im mm- bis cm-, seltener im dm-Bereich (Abb. 19 Taf. II); Sedimenttexturen, wie gradier Schichtung, Schrägschichtung usw. sind ebenfalls sehr häufig.

U.d.M. bilden Quarz, Biotit, Muskovit und Albit ein deutlich parallel eingeregelter Grundgewebe, untergeordnet sind Porphyroblasten von Hornblende, Granat (Almandin) oder, wie in dieser Abb., auch Biotit (II) zu erkennen. Der Biotit II ist in diesem Fall senkrecht zur Foliation (s 1) in s 2 neugesproßt. Akzessorisch sind stets Carbonate und Chlorit, daneben Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Titanit, Graphit und Erz zu beobachten.

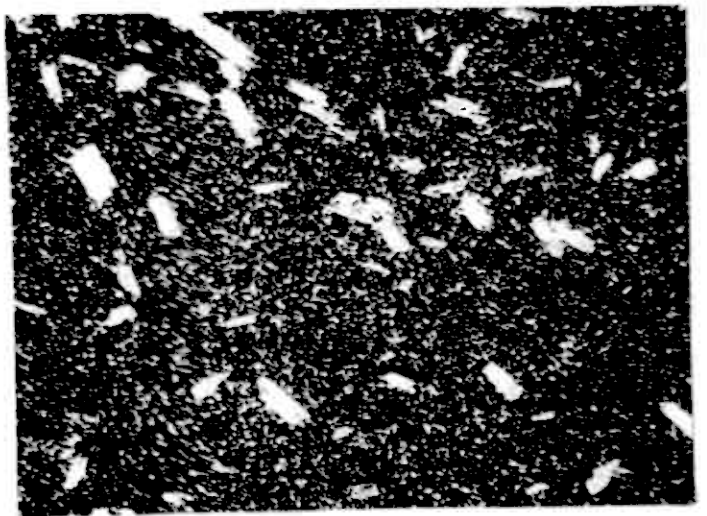


Abb. 14: Biotit-("quer")Glimmerschiefer der Haugsætra-Formation
Nic. XX: Probe 1842

Zum Hangenden der Abfolge hin erscheinen mehrere karbonatische Linsen und einzelne Graphitschieferhorizonte, wie zum Beispiel 200 m SSE vom Tronkalven-Gipfel und zwischen 960 und 1060 m Höhe im Gebiet der Haugsætran-Bäche. Diese Graphitschiefer führen häufig feinverteilten Magnetit und stellenweise auch Erzanreicherungen von Magnetkies, Pyrit und Kupferkies (Haugsaetran 965 m).

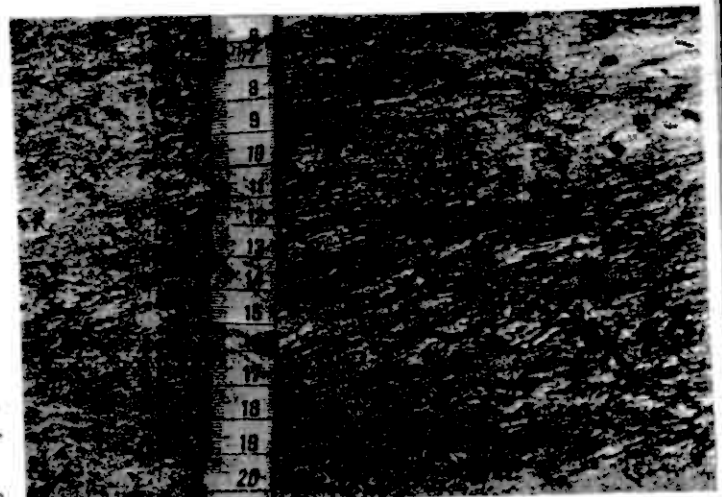
Einen ähnlichen Aufbau der Haugsætra-Formation zeigen auch die wenigen Aufschlüsse auf der Nordflanke des Tronfjelles im Raum Brottvågen - Brannvolltjørn und nördlich des Tronkalven-Berges. Allerdings ist die Ausstrichbreite gegenüber der Tronfjell-Ostseite ganz erheblich reduziert (etwa 150-400m).

Auf der W-Flanke des Tronfjells tritt die Haugsætra-Formation nur in einem kleinen, isolierten Vorkommen mit einer ähnlichen lithologischen Ausbildung östlich von Nyheim, oberhalb der Straße Alvådal-Gynset auf; südlich davon, bis zur gegenüberliegenden Tronfjell-Ostseite ist die Haugsætra-Formation durch die dickdominante Auflagerung des Gabbrokomplexes tektonisch unterdrückt.

2.217 Die Tronkalven - Formation

Durch einen deutlichen lithologischen Wechsel gekennzeichnet, lagern über den Metagrauwacken und Metapeliten der Haugsætra-Formation meist hell gefärbte, massige Bänke von Quarziten und Glimmerschiefern bis zu gneisähnlichen Gesteinen. An der Basis der Abfolge finden sich meist weißgraue bis gelbliche, oft bis mehrere Meter mächtige Quarzitbänke, die vereinzelt schwach konglomeratische Lager enthalten. In Wechsellagerung mit diesen Quarzitbänken und zum Hangenden hin zunehmend, treten ebenfalls hellgrau bis grauweiß gefärbte, geflaserte, quarzitisches Hellglimmerschiefer und -Phyllite (tw. Chlorit-reich) sowie sehr quarzreiche Gneise und Glimmerschiefer mit sehr gut ausgeprägter b-Lineation (Abb. 20 Taf. IX), ferner vereinzelt Graphitschieferhorizonte auf. Auf den Schieferungsflächen, teilweise auch leicht quer dazu, erscheinen häufig relativ große, meist idiomorphe Hornblende- und Granat-Porphyroblasten, wobei die Hornblendensideln gewöhnlich parallel zur Lineation eingeregelt sind, während die Schieferung um die Granate meist flaserig umbiegt.

Abb. 15: Hornblende- und Granat-(Almandin)Porphyroblasten in quarzreichem Muskovit-Glimmerschiefer der Tronkalven-Formation. Einregelung der Hornblendensideln in die relativ engständige Lineation (ca. 30° zur horizontalen Bildebene).
Loc. Tronkalven-Bach, S20m.



Von den Glimmern ist Muskovit im allgemeinen in den Gesteinen der Tronkalven Formation stärker verbreitet als Biotit. Chlorit wurde nur in phyllitischen Partien beobachtet.

Gegen den Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex zu schalten sich in der nördlichen Umrandung immer häufiger basische Lagergänge (Sills) von Amphiboliten, Metagabbros, selten auch Gabbros, Gabbroonoriten und Ultramafititen ein (Vesletron). Diese Eruptivgesteinsgänge besitzen meist eine Mächtigkeit von wenigen Metern.

Die Glimmerschiefer-
 tionen der Tronkal-
 ven-Formation erwei-
 en sich u.d.M. als
 schiefe Wechsellagen
 von sandigen und pe-
 litischem Material,
 wobei die sandigen
 Lagen jetzt als pfla-
 nzenförmig verzahntes
 Grundgewebe aus Quarz-
 körnern mit wenig
 Feldspat (Orthoklas
 und Albit), Muskovit,
 Biotit, Hornblende
 und akzessorisch Apa-
 tit, Turmalin und Zir-
 kon bestehen.
 Die pelitischen Lagen,
 die sich in ihrer Grund-
 masse überwiegend aus
 Quarz, Hornblenden und
 Biotit zusammensetzen,
 führen daneben Plagio-
 klas, Klinozoisit, Zoi-
 sit, Titanit, Karbonat
 und selten Chlorit und
 beinhalten große Idio-
 blasten von Hornblende
 und Granat (Almandin).

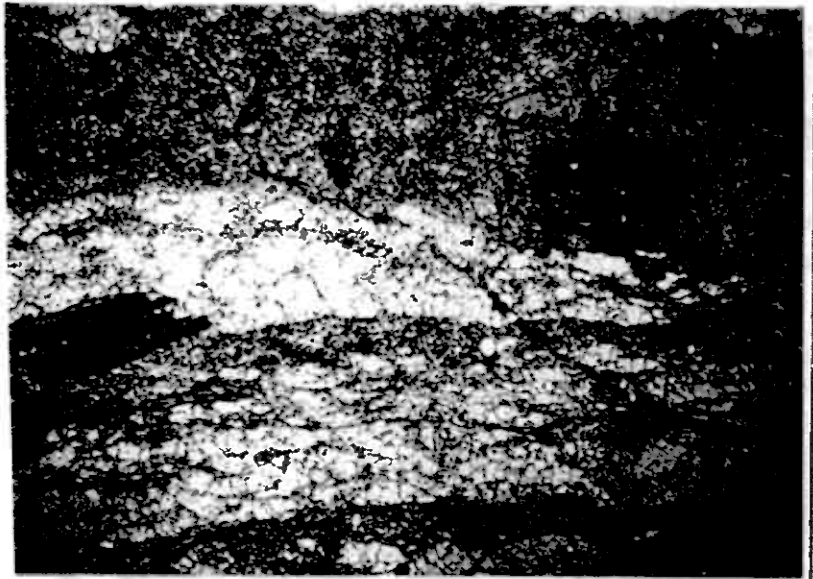


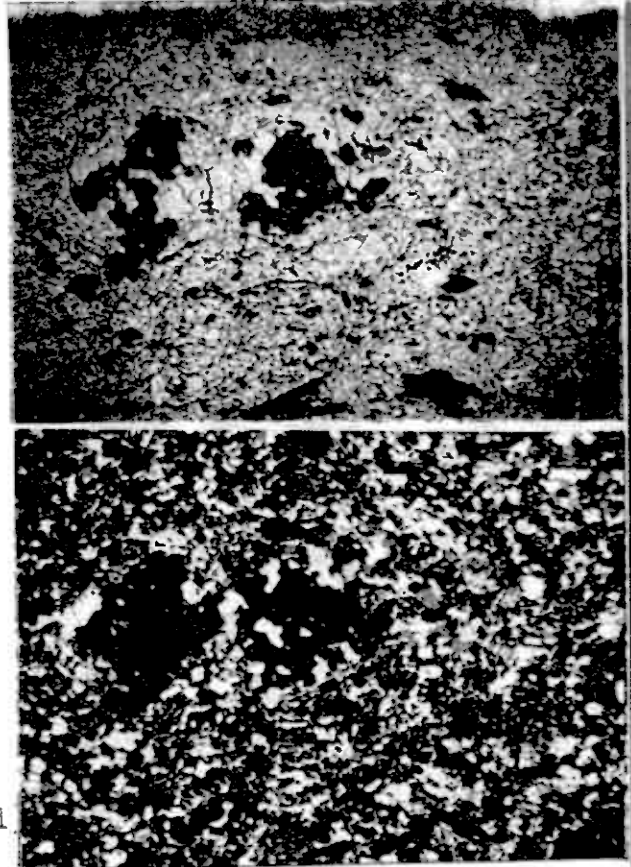
Abb. 16 und 17: Quarzitische Glimmer-
 schiefer ("Quarz-Gneis-Glimmerschie-
 fer") der Tronkalven-Formation mit
 Hornblende- und Granatporphyroblasten.
 Nic. XX (unteres Bild); Probe 4998.

Fast auf der gesamten nördlichen Umrandung des Tronfjelles
 konnten in den höheren Partien der Tronkalven-Formation Gra-
 phitschieferhorizonte nachgewiesen werden.

Als Ausgangsgesteine der Tronkalven-Formation sind in erster
 Linie mächtige Serien von feldspatführenden Sandsteinen und
 untergeordnet Ton- und Siltsteine, nahe am Top auch bituminöse
 Tonsteine ("Blackshales") anzunehmen. Die Ausstrichbreite der
 Formation beträgt auf der Nordflanke des Tronfjelles bis zu
 1 500 Metern.

erscheinen die quarzführenden Gesteine der Tronkalven-Formation mit einer fein äquigranularen und gegenseitig verzahnten Grundmasse von Quarz, Biotit + Albit) schwankt erheblich und kann in einzelnen Lagen bis über 25 Vol.% betragen. Muskovit und wenig Biotit, sowie Hornblende und selten auch Chlorit sind parallel in die Foliation eingeregelt; Granate als häufig stark gebuchtete Porphyroblasten sind gewöhnlich mit dem Quarz der Grundmasse (tw. rekristallisiert) verwachsen.

Abb. 18 und 19: Biotit-, Hornblende- und Granat-führender Muskovitgneis der Tronkalven-Formation; Nic.XX (unteres Bild Probe 1993).



Die Tronkalven-Formation ist in der Umrandung des Tronfjell-Komplexes nur auf der E-, N- und W-Seite aufgeschlossen, während sie im S zwischen den Nordkletten und dem Grøtåa-Tal tektonisch unterdrückt ist. Im SE und SW erscheinen jeweils nur die tiefsten Serien dieser Formation. Auf der SE-Seite handelt es sich meist um hellweiße, dickbankige Quarzite mit vereinzelt geröllführenden Lagen (Durchmesser der gewöhnlich mehrere cm auseinander liegenden, tektonisch ausgelängten Grundgebirgsgeröllen ca. 1 cm), die in den Felsen 1,5 km SW Ådalen anstehen. Geringmächtige Glimmerschiefer- und -Phyllithorizonte wechsellagern hier mit den Quarzitbänken. Auf der SW-Seite treten oberhalb Nyheim - Brannvoll (800 - 950 m) grünliche und grauweiße Quarzite sowie Hornblende- und Granat-führende Glimmerschiefer auf.

Im weiteren Verlauf der Tronkalven-Formation auf der E-Flanke des Tronfjelles nimmt die Ausstrichbreite zu und erreicht im Gebiet des Tronkalven-Berges (locus typicus) - Brannvolltjørnan und Soløymyra ihr Maximum. Die Basispartien haben entsprechende lithologische Ausbildung wie sie ganz im SE (Quarzite und Glimmerschiefer) vorliegt; nach oben ist eine Zunahme von hellweißen, muskovitreichen, geflaserten Gneisen, Quarziten und Glimmerschiefern sowie ein ansteigender Granatgehalt festzustellen. In den höchsten Teilen der aufgeschlossenen Abfol-

Man lassen sich in der Steilwand westlich des Vesletron, nahe am Intrusionsrand, mehrere, jeweils etwa 2-3 m mächtige Graphitschieferhorizonte auskartieren. Diese Lagen sind nicht durchgehend zu verfolgen, da sie mit der Basis des Intrusivkomplexes gefaltet, teilweise auch verschuppt wurden.

Am Tronkalven-E-Hang und entlang dem N-S-verlaufenden Fußpfad zum Gipfel steht die Tronkalven-Formation ~~steht~~ in zahlreichen Aufschlüssen an. Die Abfolge stimmt hier mit dem bisher beschriebenen lithologischen Aufbau überein. Gegen den Tronkalven Gipfel zu schalten sich zunehmend geringmächtige Amphibolit- und Metagabbrolagen in die hellen Quarzite und Gneisglimmerschiefer ein.

Weitere sehr gute Aufschlußverhältnisse liegen in den steilen Bacheinschnitten auf dem W-Abhang des Tronfjells nördlich des Kwernbaches vor. Die aufgeschlossenen Profilabschnitte reichen zwar nicht bis zur Basis der Tronkalven-Formation, umfassen jedoch in fast lückenloser Abfolge den größten Teil der Serie. Auch hier bilden helle, grauweiße bis grünliche, häufig feingebänderte, dickbankige Quarzite besonders in den tieferen Bereichen den Hauptanteil der Formation. Darüber folgen Hornblende- und Granatidioblasten-führende Zweiglimmerschiefer und -Gneise. Graphitschiefer konnten nur ganz im Norden (Straumsøya-Bäche) gefunden werden, da sie durch das diskordante Übergreifen der Tronfjell-Intrusion auf immer tiefere Serien, zwischen den Straumsøya-Bächen und dem Tronskroken-Bach unterdrückt werden. Vereinzelt wechsellagern auch hier Meta- und Flaserabbros mit den Sedimenten.

Durch eine Querstörung versetzt, stehen die tiefsten Gesteinsfolgen der Tronkalven-Formation südlich des Kvern-Baches mit grauen Quarziten und Glimmerschiefern erneut an. Von den höheren Teilen werden sie durch eine, bis über 100 m mächtige Flaserabbro-Intrusion getrennt, die diskordant alle ^{älteren} Formationen der Tronfjell-Gruppe überlagert. Die höheren Einheiten der Tronkalven-Formation liegen konkordant über diesem Flaserabbro und bestehen vorwiegend aus weißgrauen bis grünlichen, oft feingebänderten Hornblende- und Granat-führenden Quarziten und Glimmerschiefern mit einer Ausstrichbreite von über 100 m. Im Süden werden sowohl diese Gesteine als auch die Flaserabbro-Intrusion durch den Tronfjell-Gabbro diskordant überlagert.

7. DER TRONFJELL-ERUPTIVGESTEINS-KOMPLEX

7.1 Geologische Geländeverhältnisse

7.1.1 Allgemeiner Überblick

Der Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex lagert als mehr oder weniger bikonvexer, rundlicher Körper in einer nahezu schüsselförmigen Struktur seiner sedimentären Umrandung. Die geologische Geländeaufnahme erwies einen in sich differenzierten, konzentrisch-schalenförmigen Aufbau der Gabbro-Intrusion, wobei im Wesentlichen drei Hauptzonen unterschieden werden können:

1. Zentral- oder Kernzone

Grobkörniger Olivingabbro, Troktoolith, untergeordnet Ultramafitite (überw. Dunite)

2. Übergangszone ("transition zone")

Mittel- bis feinkörniger Olivingabbro, verbreitet Ultramafitite (überw. Dunite)

3. Randzone

Fein- bis mittelkörniger Gabbro und Gabbronorit, vereinzelt, besonders an der Basis, Ultramafitite

Diese Hauptzonen sind, wie das Auftreten der verschiedenartigen Gesteine innerhalb der einzelnen Zonen beweist, ebenfalls inhomogen und sehr variabel in Bezug auf den Chemismus, auf die Mineralogie und auf die mengen- bzw. volumenmäßigen Anteile der einzelnen Gesteinspartien aufgebaut.

Hinzu kommt, daß jede dieser Hauptzonen, in besonders starkem Ausmaß die Randzone, von

Gesteinsumwandlungen in

- Metagabbro, Amphibolit, Saussuritgabbro, Flaserabbro mit Albititen, Pegmatiten und Ultramafititen (vorwiegend Serpentine) betroffen worden sein kann. Im Westteil der Intrusion liegt eine sehr mächtige Umwandlungszone vor, in der große Teile der Hauptzonen vollkommen zu Saussuritgabbro umgewandelt worden sind.

Als jüngere Gesteinsgänge durchziehen Diabas- und Pegmatit-Dykes das Gabbromassiv.

Gliederung des Tronfiell-Eruptivgesteinskomplexes:

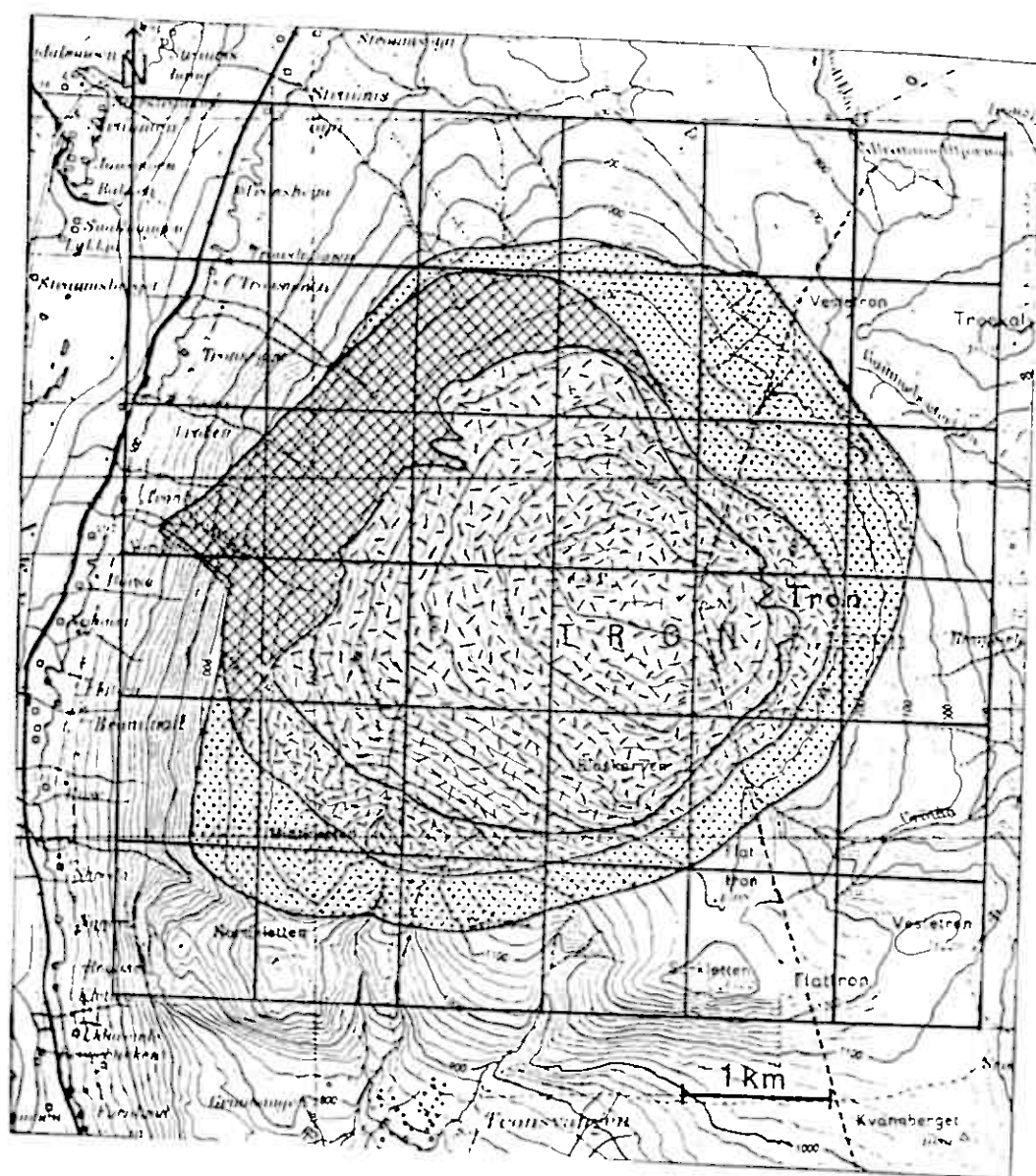


Abb. 20: Geologisch-petrographische Gliederung
des Tronfjell-Gabbro-Massivs

Zentralzone

Übergangszone

Randzone

Umwandlungszone



(überw. Olivingabbro)

(überw. Olivinabbbrönorit)

(überw. Gabbronorit)

(überw. Saussuritgabbro)

Es die Übersichtlichkeit und Geschlossenheit zu wahren, müssen bei der petrographischen Beschreibung teilweise die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Eruptivgesteine und ihre Umwandlungserscheinungen erörtert werden; - den Kapiteln Tektonik, bzw. Metamorphose sollen jedoch die regionalen tektonischen und metamorphen Gegebenheiten und Zusammenhänge vorbehalten bleiben.

3.12 Beziehungen des Eruptivgesteinskompleses zum Nebengestein

Die Kontakte des Gabbromassivs gegen die umgebenden Sedimentgesteine sind gewöhnlich scharf ausgebildet und feldgeologisch gut erfaßbar. Eine kontaktmetamorphe Aureole in Form von Hornfelsen ist nicht zur Ausbildung gekommen. Häufig zeichnet sich der Gabbro nahe an den Basispartien durch intensive Blauquarzföhrung (sedimentäre Reliktquarze ?) und hohen Biotitgehalt aus. Zumindest teilweise könnten diese Gesteine aus einer Kontamination des Gabbros mit sedimentärem Nebengestein hervorgegangen sein.

In den unterlagernden Gesteinsserien der Tronfjell-Gruppe, besonders auf der nördlichen Umrandung sind nahe am Intrusionsrand zahlreiche Metagabbro-Sills zu beobachten, die als Apophysen des Gabbrokomplexes aufgefaßt werden. Sie wurden mit dem Nebengestein gefaltet und häufig boudiniert. Die ausgedehntesten Metagabbrosills finden sich auf der N- und E-Seite des Tronfjelles, südlich des Aumåsen, am Vesletron und am Tronkalven. Sie erreichen teilweise eine Längserstreckung von mehreren Kilometern.

Die gesamten Kontakte des Gabbro-Kompleses zum Nebengestein sind tektonischer Natur, wobei besonders im N-Teil eine intensive Verfaltung mit den unterlagernden Metasedimenten festzustellen ist. Aus der regionalen Kartierung geht eindeutig hervor, daß der Tronfjell-Intrusionskomplex von Norden nach Süden unter Zunahme des Diskordanz-Winkels auf immer tiefere Serien der Tronfjell-Gruppe übergreift. Lokal sind die Diskordanzen nur selten aufgeschlossen, wie im Bereich des Tronfjell-SW-Hanges, an dem die Tronfjell-Gruppe fast saiger unter dem flachliegenden Intrusionsrand ansteht (oberhalb Brandvoll - Huse, ca 900 m NN.). Im allgemeinen erscheinen die Kontakte meist konkordant, da der Intrusionsrand mit den unterlagernden Sedimenten gefaltet wurde und die diskordante Auflagerung durch zahlreiche Kleinfalten und intensive Schieferung verschleiert wird.

Brekziöse Partien im Kontaktbereich ("Reibungsbrekzien") sind ganz selten ausgebildet, wie z.B. westlich des Gammelse-lar-Bachos; dagegen sind kataklastische Bildungen im Gabbro

nahe am Randbereich der Intrusion häufig nachweisbar: im Grøtåa-Tal, E des Blåskarven und am NW-Hang des Tronfjells zwischen den Tronsegga- und Straumsøya-Bächen.

Die häufigsten tektonischen Bildungen am Rand des Gabbro-Komplexes sind die sogenannten "Flasergabbros". Sie liegen am Tronfjell-W-Hang südlich des Kverntales in einer relativ breiten Zone als Wechsellagerungen von feinkörnigem, zerscherten Gabbro mit sehr engständig geschiefertem (foliierten) Amphiboliten oder als sehr grobkörnige, augenförmig geflaserte (granoblastische bis mylonitische) Fuchsit-führende Saussurit-Hornblende-Metagabbros vor.



Abb. 21 (links): Granoblastischer bis mylonitischer Flasergabbro im Randbereich des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes, Kvern-Bach, 640m

Abb. 22 (rechts): Amphibolitischer Flasergabbro als tektonisch vollkommen zerscherter Saussuritgabbro, Tronfjell-W-Hang, Bursa-Bach, 1000m

Die Geländeaufnahme zeigte, daß die Flasergabbros nur lokal ausgebildet worden sind. Sie sind als Ergebnis einer partiellen, sehr intensiven Deformation (Zerschierung und Kataklaste) der äußeren Randpartien des Eruptivgesteinskomplexes angesehen worden.

Auch die scharf an die Scherzonen innerhalb des Kernbereiches des Gabbro-Komplexes gebundenen Metagabbros sind als Flasergabbros zu bezeichnen.

3.13 Der innere Aufbau des Tronfjell-Eruptivgesteins-Komplexes

Der innere Aufbau des Tronfjell-Komplexes ist am Besten in einem Schnitt vom Zentrum zum Außenrand des Intrusivkörpers (siehe auch geol. Profile, S. 90) zu erkennen.

Um den Kern, der zum Großteil aus meist unregelmäßigem, grobkörnigem Olivengabbro besteht, legt sich zunächst eine relativ dünne, schalenförmige Zone mit überwiegend ultramafischen Gesteinen neben Gabbro (Übergangszone), die gegen den Außenrand von einer breiteren Randzone aus meist regellosem, feinkörnigem Gabbro und Gabbroonorit abgelöst wird.

3.131 Zentral- oder Kernzone

Im Gelände sind innerhalb der Kernzone im Wesentlichen drei verschiedene Petrofazies frischer gabbroider Gesteine ausgebildet: massiger Olivengabbro, rhythmisch gebänderter Olivengabbro und Troktoolith (massig regellos oder rhythmisch gebändert). Von untergeordneter Bedeutung sind in diesen Gesteinen gang- oder linsenförmige Körper von Gabbropegmatiten, Ultramafititen, Diabasen und Kristallakkumulationen von Olivin, Pyroxen oder Plagioklas bzw. Erz (Chromit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Kupferkies).

Der massige, unregelmäßige Olivengabbro bildet den Hauptanteil an dieser Zone und wird entsprechend dem schalenförmigen Gesamtaufbau des Eruptivgesteinskomplexes mehrmals von rhythmisch gebänderten Olivengabbro-Partien abgelöst. Die Troktoolithen sind besonders in den randlichen Bereichen der Kernzone verbreitet.

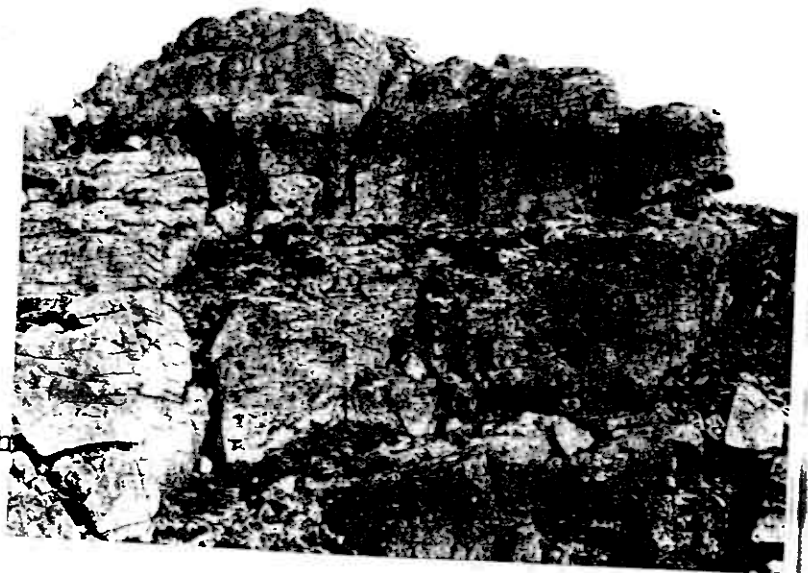


Abb. 23: Massiger Olivengabbro der Kernzone; Tronfjell-SW-Hang, Gipfel unmittelbar nördlich des Gipfels.

Die rhythmische Bänderung des Olivinabbros ("rhythmic layered gabbro") kommt in mehreren Ausbildungen vor, die durch unterschiedliche Entstehungsweise zu erklären ist (z.B. gravitative Kristallsaigerung, Turbulenzen im erkaltenden Magma, Änderungen der Druck-Temperatur-Verhältnisse während der Abkühlung usw.). Folgende Arten rhythmischer Bänderung sollen hier unterschieden werden, die sich im Gelände dagegen oft nicht scharf trennen lassen:

1. Einregelung der Minerale ("igneous lamination") gegenüber unregelmäßigen Gesteinspartien bei relativ gleichbleibendem Chemismus. Diese Art der Bänderung kann durch Fließvorgänge oder durch tektonische Einwirkungen auf den erkaltenden Intrusionskörper verursacht sein.



Abb. 24: "igneous lamination" im Olivinabbro der Zentralzone, Blåskarven, 1340m

2. Variation im relativen Anteil der Fe-Mg-Silikate und Plagioklas, d.h. Wechsel von Plagioklas-reichen Lagen mit Pyroxen-Olivin-reichen Lagen ("gravity accumulation"). Dies kann im Extremfall zu einer Wechsellagerung von Anorthosit- und Ultramafititbändern führen.

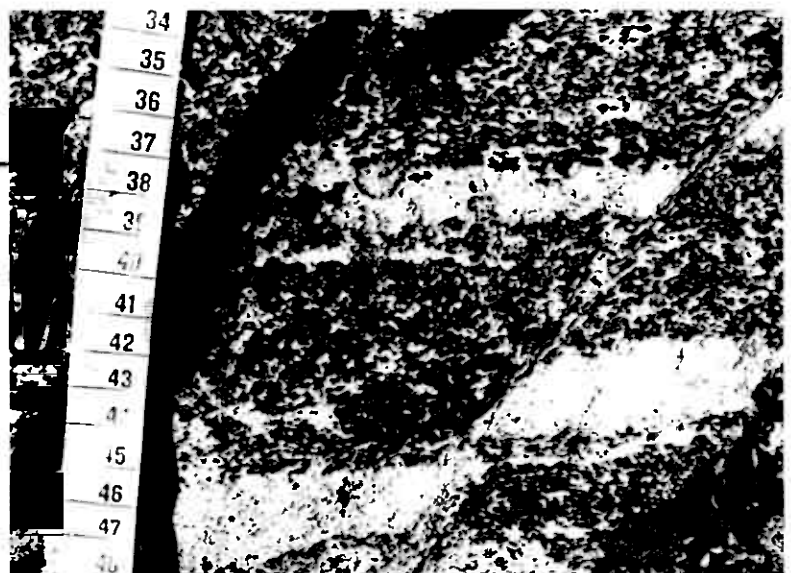


Abb. 25: "gravity accumulation" im Olivinabbro der Zentralzone. Anreicherung von anorthositischen (ultrabasischen) und pyroxenitischen (ultramafischen) Lagen; Versatz der Bänderung an einer Störung. NE-Gipfelregion Tronfjell, 1590 m

3. Lagenweise Schwankungen in der Korngröße der Minerale. Diese Unterschiede werden besonders an den Verwitterungsoberflächen des Gesteines deutlich. Verfolgt man diese Lagen lateral, so stellt man meist einen kontinuierlichen Übergang in gleichkörnige oder schlierig ungleichkörnige Gesteinspartien fest.



Abb. 26: Lagenweise Variation der Korngrößen - Olivingabbro der Zentralzone; Gipfelpartie NE der Mätkletten, 1255 m

Sich verzweigende Bänder mit anderer Korngröße als die Umgebung charakterisieren vermutlich Turbulenzen im erkalten- den Magma und könnten beginnende Differentiationserscheinungen im Sinne einer "flowage differentiation" (nach BHATTACHARJI u. SMITH, 1964) sein.



Abb. 27: Verzweigung von Bändern mit zur Umgebung unterschiedlicher Korngröße; vermutlich durch Turbulenzen im erkalten- den Magma hervorgerufen. Zentralzone - Tron- fjell-Gipfel SE, 1515m

4. Änderung des Mineralbestandes in Korngröße und Chemismus, bei unregelmäßiger Ausdehnung der Bänder und diffusen Über- gängen zu gleichkörnigen und sehr grobkristallinen Gesteins- partien ("Schlieren und Akkumulate" - "cumulates"). Die ein- zelnen Mineralaggregate bilden Linsen und Lagen ("cumulate layers") oder Schlieren mit allen Übergängen zu Gabbropegma-

titen mit Riesenkristallen von Plagioklas, ophitischem Clinopyroxen und Ilmenit.

Abb. 28: "Cumulates" von Plagioklas und Clinopyroxen aus dem Olivingabbro der Zentralzone; Blåskarven-Blåtron, ca. 500 m NE des Grøtåa-Taleinschnittes, 1430 m



Die verschiedenen Arten der Bänderung ("layering") sind nicht auf bestimmte Bereiche innerhalb der Zentralzone beschränkt, sondern sind in allen größeren Aufschlußpartien verbreitet. Die eben beschriebenen Lagen und Akkumulate sind in diesen Aufschlüssen meist regellos angeordnet. Dies wird durch das häufig wechselnde Einfallen der Bänder und durch das statistisch verteilte Auftreten der Akkumulate untermauert. Die genannten Beobachtungen zeigen eine sehr gute Übereinstimmung mit dem "konzentrischen Typ" der von JACKSON u. THAYER, 1972, vorgeschlagenen Klassifizierung der Peridotit-Gabbro-Komplexe.

Die Troktolithe kommen vorwiegend in den Randbereichen der Zentralzone vor und sind im Unterschied zu den Olivingabbros durch ihren relativ größeren Plagioklasgehalt etwas heller gefärbt. Meist können sie nur an frischen Anschlagstellen eindeutig erkannt werden. Die durch Olivin als mafisches Mineral neben den hellen Plagioklasen gefleckt oder gebändert ausschenden Troktolithe (sogenannter "Forellenstein") gehen kontinuierlich in den Olivingabbro über, so daß sie sich kartiermäßig nicht abgrenzen lassen. Hinsichtlich ihres Gefüges zeigen sie ein ähnliches Erscheinungsbild wie der Olivingabbro; Bänderung (Plagioklas-reiche und Olivin-reiche Lagen) und Akkumulate sind sehr verbreitet.

Ultramafitite kommen in der Zentralzone in Form von stark serpentiniisierten kleinen Dunitlinsen am Tronfjell-S-Gipfel (1620 m) und in Differenzierungsbändern (Pyroxenit/Dunit - Lagen bis zu 1 m Mächtigkeit) am Tronfjell-Nordhang nahe der Elektro-Leitung (Aufschlüsse in der Umgebung von Mast 56, 1540 m) vor. Lateral sind diese Ultramafitite aufgrund der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nicht verfolgbar.

3.132 Übergangszone

Die Übergangszone ist besonders durch das Vorherrschen von Ultramafititen gekennzeichnet. Die Kontakte zu den Nachbargesteinen sind nur selten aufgeschlossen und die Randbereiche der meist linsenförmig ausgebildeten Ultramafitite sind stets serpentiniisiert. Ebenso sind im Innern dieser Gesteine die Klüfte mit Serpentin und anderen Umwandlungsbildungen wie Talk, Chlorit und Aktinolith durchzogen.

Die Nebengesteine der Ultramafitite werden von grob- bis mittelkörnigen Olivinabbros, selten auch von troktolithischem oder plagioklasreichem Gabbonorit gebildet. Zum Hangenden hin sind somit, abgesehen von der Überlagerung der Ultramafitite, kontinuierliche Übergänge vorhanden. Im Gegensatz dazu ist der Kontakt zum Liegenden stets scharf und es sind nirgends Übergänge vom Olivinabbro zu dem liegenden mittelkörnigen Gabbonorit (makroskopisch kein Olivin erkennbar) vorhanden.

Eine detaillierte Beschreibung dieser Gesteine erfolgt im Kapitel Chemismus und Petrographie der Gesteine des Tronfjell-Komplexes (Kap. 3.2)



Abb.29: Ultramafitit (Dunit) der Übergangszone; Blåtron - 1320 m

3.133 Die Randzone

Die Randzone des Tronfjell-Komplexes besteht zu ihrem größten Teil aus einem dunkelgrauen, meist fein- bis mittelkörnigen, makroskopisch olivinfreien Gabbonorit, der vor allem im Hangenden und Liegenden von ausgedehnten Ultramafit-Linsen begrenzt wird. Zumindest im Liegenden, im Hangenden dagegen auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht eindeutig nachweisbar, sind die Kontakte tektonischer Natur.

Das Gefüge des Gabbonorites ist gewöhnlich unregelmäßig, häufig auch ophitisch bis intersertal. Frische Gesteine innerhalb dieser Zone sind besonders auf der Süd- und Ostflanke des Tronfjells anzutreffen, während die Gesteine auf der Westflanke meistens metamorph überprägt wurden.

Auffallend tritt in weiten Bereichen des Gabbonorites der Randzone eine Blauquarz-Führung in Erscheinung, die sich zum Außenrand hin verstärkt. Einzelne Blauquarzkörner sind selbst im frischen Gabbonorit rings um das Tronfjell zu beobachten. Im Bereich des Midtkletten-Gipfels und besonders nahe dem Sattel zwischen Midt- und Nordkletten verstärkt sich die Quarzföhrung derart, daß teilweise reine, oft mehrere Meter mächtige Quarzfelse vorliegen, in denen manchmal noch Gabbonoritrelikte eingeschlossen sind.

3.134 Umwandlungserscheinungen und Gänge (Dykes)

Der gesamte Eruptivgesteinskomplex des Tronfjelles ist von Umwandlungserscheinungen betroffen, die in besonders starkem Maße die äußeren Bereiche, also große Teile der Randzone, erfaßt und im Westteil des Tronfjelles eine vollkommene Veränderung des Olivinabbros der Zentralzone bewirkt haben. Der sonst frische Kern des Eruptivgesteinskomplexes ist lediglich entlang von Scherzonen, Kluft- und Gangzonen umgewandelt. Diese veränderten Gesteine liegen als Metagabbros (Saussurit- und uralitischer Hornblende-Gabbro), Flaserabbros, Amphibolite, Serpentinite, Hornblendite, vor. Auch hinsichtlich ihres Gefüges unterscheiden sich diese Gesteine sehr untereinander; es finden sich alle Übergänge von tektonisch völlig unbeanspruchten, unregelmäßigten Metagabbros bis zu gänzlich zerscherten (Kataklastischen oder mylonitischen bis pseudotachy-

litischen) Metagabbros. Daneben kommen streng eingeregelter (foliierte) Gesteine, Amphibolitschiefer und Augengneis-ähnlich gefaserte Metagabbros ("Flasergabbros" i.e.S.) vor.

Die Metagabbros zeigen im Gelände bei noch reliktschem Tiefengesteinsgefüge eine grau-grünliche Färbung, wobei die Pyroxene zu grünen Hornblenden umgewandelt und die Feldspäte zunächst leicht getrübt sind. Bei stärkerer regionalmetamorpher Umwandlung kristallisieren Hornblenden, Chlorit und Albit unter teilweiser Einregelung und blastischer Sprossung. Die Bildung der grünen Hornblende erfolgt außerdem offensichtlich schon durch die Einflüsse während der Gesteinsverwitterung. Die Gesteinsoberflächen, die diesen Bedingungen ausgesetzt waren, führen grüne Hornblende und 1 cm unter der Oberfläche bereits völlig frische Pyroxene und Plagioklasse.

Eine Umwandlung der grobkörnigen (Olivin-)Gabbros in Saussuritgabbros, die in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern im Kvernbekk-Taleinschnitt zwischen 700 und 1200 m NN. und nördlich und südlich davon entlang der Westflanke des Tronfjelles anstehen, ist auf die regionale Metamorphose zurückzuführen.

Abb. 30: Saussuritgabbro der Zentralzone, Kvernbekk 1050 m, weiße Albit-Zoisit-Aggregate und grüne Hornblende



Die Saussuritgabbros zeichnen sich im Gelände durch ihre helle Färbung aus, wobei vor allem weißliche Zoisit - Albit-Aggregate (ehem. Plagioklasse) mit grünen Hornblende-Chlorit-Aggregaten (ehemalige Pyroxene) die Hauptmasse des Gesteines

bilden. Häufig sind noch primäre Texturen (wie "lamination" und "layering") vorhanden, die teilweise als Wechsellagerung von Albitit- (+ Zoisit)-Bändern mit Hornblendit-Bändern in Erscheinung treten. KLEINE-HERING, 1969, S.73, hielt die Saussuritgabbros irrtümlich für anorthositische Gabbros primärer Herkunft.

Die Amphibolite sind sowohl metamorph als auch tektonisch beeinflusst worden, da sie stets eine deutliche Schieferung und Lineation und eine Kristallisation der metamorphen Minerale (besonders der Hornblenditen) parallel dazu aufweisen. Die amphibolitischen Gesteine besitzen durchweg grüne bis schwarzgrüne Färbung, sind fein- bis grobkörnig und sondern bankig bis dünnplattig ab. In vielen Fällen ist der Plagioklasanteil makroskopisch kaum erkennbar. Andererseits existieren alle Übergänge zu den oben beschriebenen Metagabbros. Die Amphibolite kommen vor allem nahe am Kontakt der Tronfjell-Randzone gegen die Sedimentgesteinsserien vor.

Mit den Amphiboliten vergesellschaftet, treten typische Flaser-gabbros in den tektonisch sehr beanspruchten äußersten Randbereichen des Eruptivgesteinskomplexes, wie zum Beispiel auf der Westflanke, südlich des Kvern-Baches auf. Hinsichtlich ihres Gefüges lassen sich im Wesentlichen zwei Gesteinstypen bei diesen Flaser-gabbros unterscheiden: ein durch das Vorherrschen von Hornblende dunkler, amphibolitischer Gesteinstyp von meist feinkörniger Ausbildung mit Albitporphyroblasten und ein sehr grobkörniger, heller Gesteinstyp mit teilweise cm-großen Augen von Albit / Zoisit, die von uralitischer Hornblende, Fuchsit (Chromglimmer), Chlorit und Biotit umhüllt werden (s. auch S. 78).

Serpentinite und Hornblendite umgeben fast alle Ultramafitit-Vorkommen des Tronfjells und durchsetzen diese Gesteinskörper häufig in netzförmig verzweigten Adern. Weitere Umwandlungsprodukte sind Tremolith, Aktinolith, Talk und Chlorit sowie Carbonate. In den tektonisch besonders intensiv durchbewegten Zonen können die Serpentinitlinsen vollständig durch Talkschiefer ersetzt sein, wie z.B. am Kontakt der Tronfjell-Randzone zu der Grünstein-Formation im Bacheinschnitt östlich der Midtkletten bei 1000 m Höhe.

Kataklastische Gabbros sind überall dort anzutreffen, wo tektonische Vorgänge die Eruptivgesteine sehr stark durch Scherbewegungen in Mitleidenschaft gezogen haben, wie im Randbereich des Gabbros gegen die unterlagernden Sedimentgesteinsserien und in den Scherzonen ("shear zones"), die sich innerhalb des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes finden und von denen sich einige quer durch den Gabbro-Komplex verfolgen lassen (siehe auch Geologische Karte im Anhang). Die manchmal noch frischen, kataklastischen Gesteine des Randbereiches sind nur selten makroskopisch brekziös, sondern meist extrem feinkörnig ausgebildet, wobei auch Scherflächen oft kaum erkennbar sind. Häufig sind diese Gesteine erst im Dünnschliff als kataklastische Gabbros zu bezeichnen. In den umgewandelten kataklastischen Gesteinen sind diese Scherflächen gewöhnlich ebenfalls verschleiert. Im Gegensatz hierzu erscheinen die sogenannten "sheared gabbros" (gabbroide Gesteine innerhalb der Scherzonen) als Metagabbros bis Amphibolite mit deutlich planar und linear eingeregelter, teilweise rekristallisiertem Mineralbestand. Die Zerschörung des Gabbros scheint während des Abkühlungsvorganges der Intrusion eingesetzt zu haben, wie die Einregelung der Minerale im frischen, sonst unregelmäßigen Gabbro gegen die Scherzonen hin belegt (s. Abb. 31).

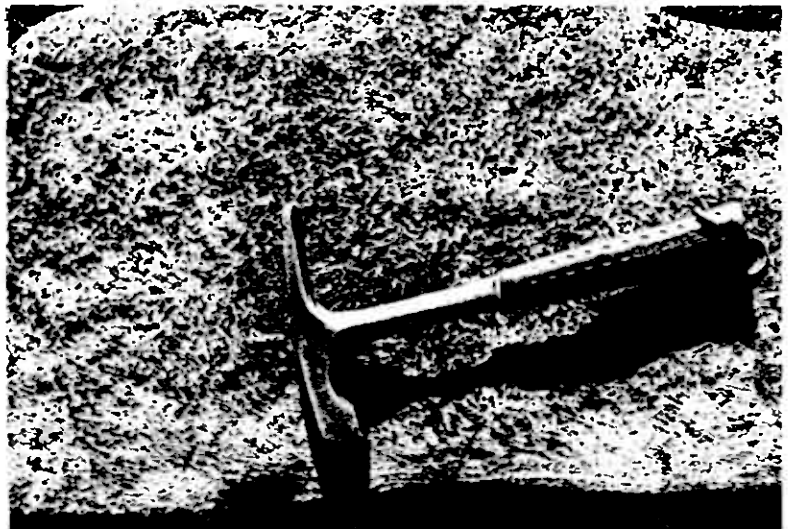


Abb. 31: "Sheared gabbro" der Zentralzone (Blåtron, 1400 m) mit Übergang zum frischen Olivinabbro.

Als Ganggesteine in überwiegend diskordanter Lagerung ("dykes") wurden im Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex folgende Gesteine gefunden: Gabbropegmatite, Granitpegmatite (teilweise konkordant - "sills"), Diabase (dunkle, sehr feinkörnige gabbroide Gesteinsgänge) und Quarzgänge (Silexite n. STRECKEISEN, 1974).

Die häufigsten dieser Gesteinsgänge im Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex sind Gabbropegmatite, die in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit (meist um 0.5-1 m) die Gesteine der Zentral-, Übergangs- und Randzone durchsetzen. Es handelt sich stets um Saussuritgabbros, deren Hauptminerale (Albit/Zoisit- und Hornblende-Aggregate) teilweise bis über 20 cm Größe erreichen. Die Gabbropegmatite unterscheiden sich hinsichtlich ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung kaum von den umgebenden Gesteinen und sind vermutlich als Nachschübe der Olivingabbro-Schmelze anzusehen.



Abb. 32: Etwa 0.4 m mächtiger Gabbropegmatitgang (Saussuritgabbro) durchsetzt Ultramafitit (Dunit) der Übergangszone; E Tronsegga, 900 m

Auf der Westflanke des Tronfjells treten in einer Höhenlage zwischen 550 und 900 m zusammen mit den oben erwähnten Fuchsitführenden Flasergabbros diskordante und konkordante Granitpegmatite auf. Sie sind in auffallender Weise fast immer mit vollkommen serpentinierten Ultramafititlinsen (vermutlich ehem. Dunite) assoziiert. Die Hauptminerale dieser, meist nur wenige Meter mächtigen Granitpegmatite werden von Albit, Quarz und Muskovit gebildet; akzessorisch sind Granat, Turmalin, Titanit und Apatit zu erkennen. Auf Grund ihres homogenen und nicht in sich differenzierten (nicht zonierten) Aufbaues sind diese Gesteine nach FERSMAN, 1951, als Pegmatoide zu bezeichnen.

Dunkelgraue bis schwarze, sehr feinkörnige, diskordante Diabasgänge wurden an mehreren Stellen des Tronfjells (z.B. am Fahrweg zum Gipfel zwischen 1490 und 1560 m, nahe dem Nebengipfel 1632 m, am Blåtron bei 1250 m und am Tronfjell-Westhang; vgl. auch geologische Karte) gefunden. Diese Gänge müssen wesentlich

jünger sein als ihr Nebengestein, da sie geschieferte Metagabbros durchsetzen, ohne selbst beeinflusst worden zu sein. Einige der Diabasgänge besitzen ein deutlich porphyrisches Gefüge. So führt beispielsweise der Gang, der am Fahrweg zum Tronfjell-Gipfel in den Serpentinien zwischen 1490 und 1560 m Höhe aufgeschlossen ist, in einer äußerst feinkörnigen dunkelgrauen Grundmasse zahlreiche cm-große Plagioklas-Einsprenglinge.



Abb. 33: Diabasgang durchschlägt deutlich geschieferten Metagabbro;
D = Diabasgang
Blåtron, 1250 m

Selten treten innerhalb des Tronfjellkomplexes Quarzgänge auf. Außer den bereits auf S. 42 beschriebenen Blauquarzbildungen wurden am Tronfjell-Westhang mehrere Milchquarzgänge angetroffen. Meist sind diese Gänge nur wenige cm mächtig. Eine Ausnahme bildet ein bis über 2 m mächtiger Milchquarzgang, der in 900 m Höhe, östlich des Tronsegga-Baches ansteht und mit Metagabbros und Ultramafititlinsen vergesellschaftet ist. Vermutlich handelt es sich bei diesen Milchquarz-Ausscheidungen um Mobilisate, die sich während der regionalen Metamorphose gebildet haben. Sehr ähnliche Milchquarzgängchen und -Linsen finden sich auch in den metamorphen Gesteinsserien der Tronfjell-Gruppe.



Abb. 34: Milchquarzgang durchsetzt Metagabbro und Ultramafitit (bräunlich angewittert) -
E Tronsegga, 900 m

3.2 Chemismus und Petrographie der Gesteine des Tronfjell-Komplexes (einschließlich der Grünsteine, Amphibolite und Metagabbros der Tronfjell-Gruppe).

3.21 Chemische Vollanalysen

Von den eben beschriebenen, sehr unterschiedlich zusammengesetzten Gesteinen des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes wurden aus mehreren hundert Gesteinsproben vierzig zur Vollanalyse ausgewählt. Die Analysen geben zwar einen guten Querschnitt der verschiedenen Gesteine wieder, können aber keinen Anspruch auf eine vollständige Erfassung aller dort vorkommender Gesteinstypen erheben. Auf Grund der relativ geringen Anzahl von Mehrfachanalysen eines Gesteinstypes läßt sich die statistische Verteilung der Hauptelemente vermutlich ebenfalls nicht vollkommen ermitteln.

	1509Z	1523Z	1565Z	16012a	16012b	16012c	1803Z	1811Z	1814Z	1860Z	DR2Z	1510U	1847U	1555An
SiO ₂	48.69	45.90	48.57	49.70	49.82	49.57	44.56	44.26	44.91	48.29	45.34	40.96	37.78	67.33
Al ₂ O ₃	16.55	25.60	15.70	14.39	14.30	14.47	16.32	20.26	19.20	15.18	20.60	0.44	0.52	19.80
Fe ₂ O ₃	0.19	1.42	1.92	2.71	2.70	2.71	1.30	0.46	1.28	1.85	0.59	2.92	1.92	0.00
FeO	4.60	2.25	3.45	3.63	3.60	3.65	5.00	4.65	4.42	4.99	4.60	6.06	5.12	0.10
MnO	0.13	0.06	0.11	0.13	0.15	0.10	0.11	0.11	0.12	0.16	0.13	0.12	0.14	0.02
MgO	11.90	8.87	12.57	12.15	12.10	12.20	17.83	14.65	15.00	12.84	10.85	48.81	47.46	0.15
CaO	14.86	13.31	14.83	14.78	14.75	14.80	11.97	11.80	11.41	13.33	12.74	0.09	0.20	0.35
Na ₂ O	1.55	2.24	1.80	2.06	2.01	2.05	1.79	1.98	1.98	1.97	1.35	0.21	1.00	10.92
K ₂ O	0.03	0.08	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.07	0.07	0.08	0.03	0.05	0.20
TiO ₂	0.23	0.26	0.10	0.25	0.26	0.23	0.28	0.28	0.38	0.45	0.20	0.08	0.31	0.08
P ₂ O ₅	0.11	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03	0.02	0.11	0.02	0.01	0.08
GV	1.06	0.62	0.91	(0.33)	(0.33)	(0.33)	1.10	0.70	0.91	0.60	(2.66)			(0.58)
H ₂ O				0.17	0.17	0.17					2.36			0.23
CO ₂				0.16	0.16	0.16					0.30			0.35
Summe	99.50	100.63	100.03	100.16	100.06	100.14	100.14	99.22	99.71	99.75	99.25	99.74	94.51	99.61

	1515Z	1795Z	1853Z	1862Z	1832Z	1491R	1500R	1505R	1830R	1875R	1917R	1925R
SiO ₂	49.26	50.48	50.86	46.57	48.48	51.35	51.62	50.51	54.84	51.22	49.70	51.74
Al ₂ O ₃	16.15	17.70	15.68	19.35	15.49	17.00	14.50	16.40	16.20	14.85	16.59	14.68
Fe ₂ O ₃	1.90	4.85	0.79	1.40	3.20	5.23	6.33	5.01	1.42	4.10	4.03	4.41
FeO	4.07	1.82	3.69	4.83	5.47	1.95	3.85	3.19	7.71	5.27	4.21	5.43
MnO	0.11	0.13	0.13	0.13	0.16	0.13	0.17	0.16	0.22	0.15	0.17	0.21
MgO	11.35	11.47	9.91	13.10	14.06	10.55	8.05	10.25	8.03	8.68	8.48	7.82
CaO	14.15	11.20	15.69	11.91	7.97	11.40	11.80	12.95	7.59	12.19	13.38	11.63
Na ₂ O	2.06	1.72	1.91	1.53	1.45	1.95	2.77	1.63	2.09	2.21	1.99	2.61
K ₂ O	0.52	0.11	0.08	0.06	0.08	0.13	0.24	0.12	0.80	0.30	0.15	0.26
TiO ₂	0.29	0.17	0.51	0.61	0.35	0.24	0.40	0.40	0.89	0.43	0.96	1.28
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01	0.06	0.08	0.06	0.08	0.05	0.06
GV	0.24	0.24	0.71	0.60	2.99	(0.14)	(0.30)		0.62	0.39	0.21	0.00
H ₂ O					0.13	0.16						
CO ₂					0.01	0.14						
Summe	100.14	99.91	99.99	100.14	99.73	100.05	100.09	100.70	100.57	100.37	99.92	100.13

Tab.1: Vollanalysen, Gesteine der Zentral- bis Randzone. -49-

	1511G	1551G	1884MG	1657MG	1592ZW	1577SGR	1886SGR	1513WR	1601WR	1571Cux	1921CpZW	1595P	1799P
SiO ₂	48.36	49.28	49.46	51.30	46.92	44.42	47.09	51.44	54.78	52.19	51.64	72.39	67.07
Al ₂ O ₃	13.10	13.20	13.74	13.51	22.60	22.04	22.17	15.07	14.13	2.70	3.61	17.00	13.07
Fe ₂ O ₃	3.00	2.76	3.47	3.34	0.21	1.10	0.60	0.95	1.41	2.99	4.18	0.30	0.00
FeO	10.76	8.40	10.57	10.38	2.60	2.25	2.91	5.18	7.52	3.40	3.65	0.05	2.04
MnO	0.26	0.34	0.28	0.25	0.09	0.08	0.08	0.12	0.19	0.20	0.21	0.02	0.05
MgO	6.45	8.20	4.90	5.05	7.10	8.03	6.99	11.03	7.51	17.81	16.50	0.11	4.43
CaO	10.87	10.63	7.04	4.79	15.30	14.00	14.53	12.77	8.87	18.93	18.89	1.12	5.25
Na ₂ O	2.99	3.60	4.50	4.18	2.20	1.78	1.94	1.97	2.86	0.53	0.57	6.28	6.27
K ₂ O	0.28	0.06	0.71	0.68	0.04	1.23	0.30	0.12	1.15	0.05	0.04	1.60	0.10
TiO ₂	2.56	1.60	3.35	3.06	0.19	0.28	0.29	0.21	0.85	0.64	0.64	0.13	1.26
P ₂ O ₅	0.10	0.38	0.20	0.22	0.18	0.02	0.02	0.03	0.08	0.02	0.03	0.04	0.28
GV	0.71	1.56	1.80	3.25	1.68	3.32	3.25	1.42		0.44		0.48	0.28
Summe	99.52	100.01	100.02	100.01	99.11	99.35	100.22	100.31	100.34	99.35	99.96	99.60	100.10
	M1Z	M2U	M3T	M4R	M5G	M6MG	M7SGR	M8WR	M9ZW	M10P			
SiO ₂	47.24	39.37	49.13	51.64	48.62	50.38	46.14	53.11	49.23	69.73			
Al ₂ O ₃	17.51	0.48	16.87	15.75	13.15	13.63	22.54	14.60	16.71	15.04			
Fe ₂ O ₃	1.56	2.42	2.43	4.36	2.92	3.41	0.64	1.18	1.88	0.15			
FeO	4.08	5.59	3.98	4.52	9.58	10.48	2.59	6.35	6.73	1.04			
MnO	0.12	0.13	0.13	0.17	0.30	0.26	0.08	0.16	0.19	0.04			
MgO	12.80	48.14	11.98	8.84	7.33	4.97	7.37	9.27	7.25	2.27			
CaO	13.51	0.15	12.19	11.56	10.75	5.92	14.63	10.82	10.93	3.18			
Na ₂ O	1.89	0.61	1.73	2.18	3.30	4.34	1.97	2.42	2.89	6.28			
K ₂ O	0.04	0.04	0.17	0.29	0.17	0.70	0.52	0.64	0.51	0.85			
TiO ₂	0.27	0.20	0.39	0.66	2.08	3.20	0.25	0.53	1.38	0.69			
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.06	0.24	0.20	0.07	0.06	0.14	0.16			
GV	0.87	2.88	0.96	0.24	1.14	2.52	2.75	0.71	1.89	0.38			
Summe	99.93	100.03	99.99	100.27	99.78	100.01	99.55	99.85	99.78	99.81			

Tab.2: Chem.Vollanalysen: Umgewandelte Gesteine und Mittelwerte

Erläuterung der Abkürzungen:

-Ziffern,	z.B. 1509 od. Buchsta-	MG	Metagabbro
	ben (DR) = Probennum-	W	"Wet" (metamorph
	mer, s. Abb.35		überprägt)
a,b,c	mehrere Analysen von	SG	Saussuritgabbro
	der gleichen Probestelle	Cpx	Clinopyroxen
Z	Zentralzone - Gabbro	CpZW	Clinopyroxen d. Z
U	Ultramafitit		tralzone, wet
An	Anorthosit	P	Pegmatoid (granit
T	Transitionszone- Gabbro	M	Mittelwerte
R	Randzone - Gabbro		
G	Grünstein (Amphibolit)		

3.22 Berechnung der Mittelwerte und der Standardabweichungen aus den Analysenwerten Tab.3:

Mittelwerte (MW) und Standardabweichungen (STD) wurden folgendermaßen berechnet:

$$MW = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad STD = \sqrt{\frac{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}}{n-1}}$$

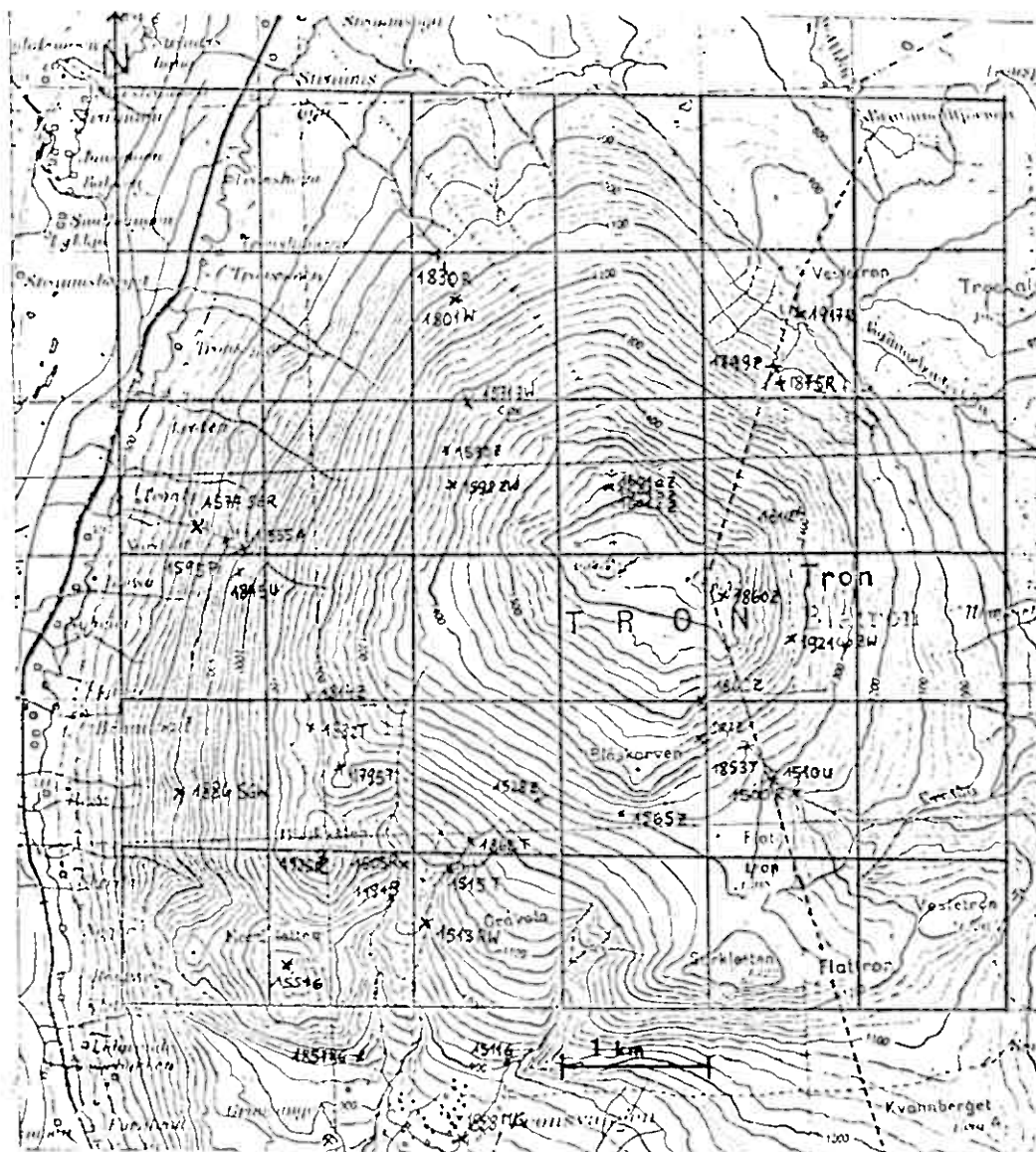
	MW SiO ₂	STD SiO ₂	MW Al ₂ O ₃	STD Al ₂ O ₃	MW Fe ₂ O ₃	STD Fe ₂ O ₃	MW FeO	STD FeO	MW MnO	STD MnO
Z	47.24	2.24	17.51	3.55	1.56	0.91	4.08	0.06	0.12	0.03
U	39.37	2.25	0.48	0.06	2.42	0.71	5.59	0.66	0.13	0.01
T	49.13	1.72	16.87	1.63	2.43	1.62	3.98	1.39	0.13	0.02
R	51.64	1.60	15.75	1.03	4.36	1.52	4.52	1.85	0.17	0.03
G	48.82	0.65	13.15	0.07	2.92	0.23	9.58	1.67	0.30	0.06
MG	50.38	1.30	13.63	0.16	3.41	0.09	10.48	0.13	0.26	0.02
SG	46.14	1.49	22.54	0.34	0.64	0.45	2.59	0.33	0.08	0.00
WR	53.11	2.36	14.60	0.66	1.18	0.33	6.35	1.65	0.16	0.05
ΣW	49.23	3.06	16.71	4.41	1.88	1.27	6.73	3.57	0.19	0.10
P	69.73	3.76	15.04	2.78	0.15	0.21	1.04	1.41	0.04	0.02

	MW MgO	STD MgO	MW CaO	STD CaO	MW Na ₂ O	STD Na ₂ O	MW K ₂ O	STD K ₂ O
Z	12.80	2.30	13.51	1.37	1.89	0.25	0.64	0.03
U	48.14	0.95	0.15	0.08	0.61	0.56	0.04	0.01
T	11.93	1.62	12.19	2.95	1.73	0.25	0.17	0.20
R	8.84	1.11	11.56	1.89	2.13	0.39	0.29	0.24
G	7.33	1.24	10.75	0.17	3.30	0.43	0.17	0.16
MG	4.97	0.11	5.92	1.59	4.34	0.23	0.70	0.02
SG	7.37	0.57	14.63	0.65	1.97	0.21	0.52	0.63
WR	9.27	2.49	10.82	2.76	2.42	0.63	0.64	0.73
ΣW	7.25	1.84	10.93	3.53	2.89	1.01	0.51	0.46
P	2.27	3.05	3.18	2.92	6.28	0.00	0.85	1.06

	MW TiO ₂	STD TiO ₂	MW P ₂ O ₅	STD P ₂ O ₅	MW GV	STD GV	MW ΣLW	STD ΣLW
Z	0.27	0.09	0.04	0.04	0.87	0.66	99.91	0.41
U	0.20	0.16	0.02	0.00	2.83	--	97.12	3.70
T	0.39	0.18	0.03	0.02	0.96	1.16	99.98	0.17
R	0.66	0.39	0.06	0.02	0.24	--	100.25	0.27
G	2.08	0.63	0.24	0.20	1.14	0.60	99.77	0.35
MG	3.20	0.21	0.20	0.01	2.52	1.03	99.91	0.14
SG	0.25	0.06	0.07	0.09	2.75	0.93	99.47	0.43
WR	0.53	0.45	0.06	0.04	0.71	--	100.33	0.02
ΣW	1.38	1.30	0.14	0.12	1.89	--	99.82	0.42
P	0.69	0.80	0.16	0.17	0.33	0.14	99.85	0.35

Erläuterung der Abkürzungen siehe Seite 49

3.23 Übersicht der Probenentnahmestellen (Abb. 35:)



3.24 Berechnung gesteinspetrologischer Werte (NIGGLI-Werte), des normativen Mineralbestandes (CIPW-Norm) und des "modalen" Mineralbestandes (RITTMANN-AMS-Norm).

Die Normberechnungen wurden entsprechend den Rechenvorschriften von CROSS, IDDINGS, PIRSSON und WASHINGTON, 1902, für die CIPW-Norm; nach BURRI, 1959, für die NIGGLI-Werte und nach RITTMANN, 1974, für die RITTMANN-AMS-Norm durchgeführt.

Tab. 4: 1. Zentralzone

	1509	1528	1565	1601a	1601b	1601c	1803	1811	1814	1860	DR2
NIGGLI-Norm											
sl	99.3	96.1	97.0	100.2	100.9	100.2	80.0	86.9	85.3	96.5	95.0
al	19.9	31.6	18.5	17.1	17.0	17.1	17.3	23.4	21.5	17.9	25.4
fm	44.5	34.0	46.2	47.0	47.0	47.0	56.6	51.4	51.6	49.7	43.1
e	32.5	29.8	31.7	31.9	32.0	31.9	23.0	21.4	23.2	28.5	20.6
alk	3.1	4.6	3.6	4.0	4.0	4.0	3.1	3.8	3.7	3.9	2.9
k	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04
sg	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
ti	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.55	0.7	0.3
p	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.1
h			7.3	0.8		0.8					
co	0.04	0.4	0.33	0.6	0.4	0.6	0.2	0.08	0.21	0.3	0.1
si'	112.4	118.4	114.4	116.0	116.0	116.0	112.4	115.2	114.8	115.6	111.6
qs	-13.1	-22.4	-17.4	-15.8	-15.1	-15.8	-32.4	-28.3	-29.5	-19.1	-16.6

CIPW-Norm

or	0.17	0.48	0.35	0.06	0.12	0.06	0.06	0.29	0.42	0.42	0.48
ab	13.13	13.66	14.94	17.45	17.01	17.45	6.81	7.94	11.32	16.69	11.44
an	38.11	59.55	34.53	29.99	29.94	29.93	36.47	46.25	43.27	32.35	49.90
ne	—	2.88	0.16	—	—	—	4.52	4.78	2.95	—	—
di	27.00	5.0	30.75	33.30	33.23	34.09	17.79	9.64	10.42	26.72	8.55
hy	3.79	—	—	3.56	5.18	2.43	—	—	—	1.68	7.93
ol	14.86	15.84	15.23	10.83	9.61	11.36	30.81	28.38	27.77	17.7	16.4
mt	0.28	2.06	2.78	3.93	3.93	3.93	1.89	0.66	1.86	2.69	0.86
il	0.44	0.49	0.19	0.48	0.49	0.48	0.53	0.53	0.72	0.85	0.33
ap	0.26	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.16	0.05	0.07	0.05	0.26
ce	—	—	—	0.36	0.36	—	—	—	—	—	0.68
Rest	—	—	0.91	0.17	0.14	0.33	—	—	—	—	2.36
Summe	98.84	100.01	100.01	100.18	100.06	100.16	99.04	98.57	98.60	99.15	99.24
wo	14.55	2.65	16.25	17.62	17.58	18.03	9.38	5.07	5.49	14.03	4.47
en	29.63	22.09	31.7	30.25	30.13	30.25	43.9	36.48	37.35	31.97	27.02
fs	8.15	2.65	4.8	4.25	4.25	4.25	7.86	7.93	6.66	7.19	7.88
fo	11.3	13.99	13.12	9.38	8.32	9.03	25.74	22.9	23.22	14.11	12.4
fa	3.56	1.85	2.21	1.45	1.29	1.53	5.07	5.48	4.55	3.59	4.5

AMS-Norm

Bytownit	53.1	76.1					47.8	59.9	60.0		67.2
Labradorit			51.0	40.8	46.9	47.7				51.1	
Olivin	8.3	14.5	12.3	10.5	12.2	9.8	28.3	24.5	25.1	13.9	12.8
Orthopyroxen	(8.3)	—	(2.1)	—	—	(3.4)	—	(10.4)	—	(3.7)	(8.8)
Chinopyroxen	29.2	5.2	33.8	44.9	36.9	38.0	19.2	—	11.2	29.9	9.2
Calcit		3.4		0.5	0.5						0.8
Nephelin	—	—	—	2.6	2.4	—	3.3	4.2	2.5	—	—
Magnetit	0.6	0.5	0.7	0.6	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8	1.0	0.9
Ilmenit	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3
Apatit	0.3	—	—	—	—	—	0.2	—	—	—	—
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

() = av:1. Cpx

Tab.5: 2. Übergangsszone (incl. Ultramafitite)

	1510U	1847U	1555A	1515T	1795T	1853T	1862T	1832T
NIGGLI-Norm								
si	48.1	28.9	291.75	100.8	108.4	109.4	92.4	184.6
al	0.3	0.4	50.56	19.5	22.4	19.9	22.6	34.8
fn	99.3	97.6	1.41	44.7	48.1	39.9	49.1	27.1
c	0.1	0.3	1.61	31.0	25.8	36.1	25.3	32.6
alk	0.3	1.7	46.42	4.8	3.7	4.1	3.0	5.5
k	0.1	0.02	0.01	0.1	0.04	0.03	0.02	0.03
mg	0.9	1.0	0.2	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8
ti	0.1	0.3	0.26	0.4	0.3	0.3	0.9	1.0
p	0.01	0.01	0.16	0.04	0.01	0.03	0.05	0.02
h	2.9	6.8						
ω	0.3	0.3	0.0	0.3	0.7	0.2	0.2	0.3
si'	101.2	102.0	281.54	119.2	114.8	116.4	112.0	122.0
qz	-53.1	-73.1	10.21	-18.4	-6.4	-7.0	-19.6	-62.6

CIPW-Norm

qu	---	---	3.01	---	2.3	---	---	---
or	0.18	extremes	1.19	3.07	0.65	0.48	0.35	0.48
ab	1.78	SiO ₂ -De-	92.49	15.92	14.57	16.18	12.95	12.28
an	0.16	rizit	0.00	33.27	40.24	33.96	45.78	35.52
ne	---	nicht	---	0.83	---	---	---	---
lc	---	aufzu-	---	---	---	---	---	---
di	0.11	rechnen	---	29.12	11.81	34.75	10.32	2.6
hy	3.73		---	---	en23.08	6.8	7.31	38.83
ol	89.39		---	14.29	---	4.92	19.52	1.7
mt	4.23		---	2.76	5.8	1.15	2.03	4.64
il	0.04		0.2	0.55	0.32	0.97	1.16	0.67
ap	0.05		0.21	0.09	0.05	0.07	0.12	0.02
ee			0.72					
Rest	0.02			0.5				
Summe	99.69		99.38	100.4	99.67	99.28	99.54	96.74
wo	0.06		---	15.32	6.33	18.24	5.42	1.70
en	121.54		---	28.26	28.56	24.69	32.62	35.01
fs	8.83		---	5.63	---	5.52	6.96	7.12
fo	82.71		---	11.73	---	3.9	15.8	1.4
fa	6.68		---	2.57	---	1.02	3.72	0.3

AMS-Norm

Albit	2.8	*	97.0					
Labradorit		2.5		53.9		52.4		
Bytownit					59.2		62.9	54.2
Olivin	95.0	94.8		12.0	2.6	5.9	16.4	9.2
Hyperathen			0.5	0.2	23.9	1.8	8.3	31.7
Clinopyroxen	0.3	2.5		30.8	13.2	38.9	10.7	3.4
Calcit			Rest: 2.5					
Magnetit	0.9	0.1		0.9	0.9	0.6	0.8	1.1
Ilmenit	1.0	0.1		0.3	0.2	0.4	0.7	0.4
Apatit				1.9			0.2	
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

* durch zu extremes SiO₂-Defizit (infolge Unvardlung) nicht genauer zu berechnen

Tab. 6: 3. Randzone

	1491	1500	1505	1830	1875	1917	1925
NIGGLI-Norm							
si	112.60	116.90	107.30	137.50	115.70	109.30	118.90
al	22.00	19.40	20.50	23.90	19.60	21.50	19.90
fm	46.90	45.60	46.50	49.30	46.00	42.50	45.30
o	26.80	28.60	29.50	20.40	29.00	31.50	28.60
alk	4.30	6.40	3.50	6.40	5.20	4.50	6.20
k	0.04	0.10	0.05	0.20	0.08	0.05	0.06
mg	0.7	0.6	0.6	0.8	0.8	0.7	0.8
ti	0.40	0.70	0.60	1.70	0.70	1.60	2.20
p	0.01	0.05	0.08	0.06	0.08	0.05	0.06
h	1.32	1.90	0.20	—	—	—	—
co	0.71	0.60	0.60	0.10	0.40	—	—
si'	117.20	115.60	114.00	125.60	120.80	118.00	124.80
qs	-4.60	-8.70	-6.70	11.90	-5.10	-8.70	-5.90
CIPW-Norm							
qu	3.52	3.84	2.90	7.14	2.74	1.44	3.46
or	0.77	1.42	0.71	4.72	1.77	0.88	1.54
ab	16.52	23.46	13.81	17.70	18.72	16.85	22.11
an	37.24	26.40	37.07	32.46	29.70	35.90	27.55
di	14.93	24.19	20.85	3.91	24.13	23.81	23.66
hy	en- 19.35	10.22	17.15	30.03	15.96	13.05	12.85
mt	6.01	9.18	7.26	2.06	5.95	5.84	6.39
il	0.46	0.76	0.76	1.69	0.82	1.82	2.43
ap	0.02	0.14	0.19	0.14	0.19	0.12	0.14
Rest	0.13	0.53	0.23	—	—	—	—
Summe	101.09 100.04	100.32	100.93	99.85	99.98	99.71	100.13
wo	8.01	12.88	11.12	2.01	12.63	12.59	12.42
en	19.35	20.04	25.52	19.99	21.61	21.12	19.47
fs	—	1.49	1.36	11.94	5.85	3.15	4.62
AKS-Norm							
Andesin		55.0					
Labradorit	53.1		54.5	57.5	53.6	56.8	55.1
Bytownit							
Clinopyroxen	16.6	28.1	23.3	1.9	26.5	15.8	26.4
Hypersthen	23.9	14.7	19.4	27.2	16.7	24.3	15.4
Olivin			1.2			0.9	
Quarz	0.1			10.9	1.2		0.8
Magnetit	1.0	1.7	1.0	1.3	1.4	1.1	1.0
Ilmenit	0.3	0.3	0.4	1.0	0.4	0.9	1.1
Apatit		0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Summe	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

4. Umgewandelte Gesteine; Tab. 7:

	1511	1551	1888	1857	1592	1577	1886	1513	1801	1921
NIGGLI-Norm										
si	110.9	111.2	125.4	141.1	104.6	97.2	105.3	111.5	136.8	95.8
al	17.7	17.5	20.5	22.1	29.7	29.4	29.4	19.2	20.8	3.9
fm	48.5	48.8	48.2	51.1	29.0	32.3	30.9	46.8	46.7	57.4
e	26.7	25.7	19.1	14.3	36.5	32.8	35.1	29.7	23.7	37.6
alk	7.1	8.0	12.2	12.5	4.8	5.5	4.6	4.3	8.8	1.0
k	0.06	0.01	0.1	0.1	0.01	0.3	0.1	0.04	0.3	0.04
mg	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.6	0.6	0.7	0.8
ti	4.4	2.7	6.4	6.4	0.3	0.5	0.5	0.3	1.6	0.9
p	0.1	0.4	0.2	0.3	0.2	0.01	0.01	0.03	0.1	0.02
h	15.1	9.0						10.1		
ω	0.2	0.2	0.2	0.2	0.07	0.3	0.2	0.14	0.14	0.5
si'	120.4	132.0	148.8	150.0	119.2	122.0	118.4	117.2	135.2	104.4
qs	-17.5	-20.8	-23.4	-8.9	-14.6	-24.8	-12.6	-5.7	1.6	-8.6
CIPW-Norm										
qu				3.23					3.03	0.68
or	1.65	0.35	4.2	4.01	0.23	7.27	1.77	0.71	6.79	0.23
ab	25.30	30.49	38.12	35.41	13.97	3.70	16.43	16.69	24.23	4.83
an	21.50	19.66	15.13	16.05	51.68	50.69	50.92	31.91	22.30	7.18
di	26.14	24.82	15.20	5.15	18.38	14.71	16.95	24.99	17.25	67.60
hy	9.17	3.80	6.67	21.74				19.22	21.90	12.01
hm	4.47									
nt		4.00	5.03	4.84	0.30	1.60	0.87	1.38	2.04	6.06
il	4.86	3.04	6.37	5.81	0.36	0.53	0.55	0.40	1.62	1.22
ap	0.23	0.90	0.46	0.51	0.42	0.05	0.05	0.07	0.19	0.07
ol	5.50	11.41	7.04		9.57	11.32	9.91	3.52		
ne					2.52	6.16	0.57			
Rest	0.70	1.54		3.25				1.77		
Summe	100.52	100.01	98.22	100.00	97.43	96.03	96.97	100.66	99.35	99.96
wo	13.27	12.77	7.72	2.63	9.63	7.78	8.88	13.04	8.84	36.02
en	16.56	20.42	12.20	12.57	17.68	19.99	17.41	27.46	18.70	41.09
fs	16.56	11.15	11.54	11.74	4.47	2.91	4.53	8.61	11.61	2.53
fo	2.86	7.14	3.45		7.49	9.76	7.70	2.60		
fa	2.64	4.27	3.59		2.08	1.56	2.21	0.92		
	1511	1551	1888	1857	1592	1577	1886	1513	1801	1921

US-Norm (dry plutonic facies)

Tab. 8: 5. Mittelwerte

	M 1 Z	M 2 U	M 3 T	M 4 R	M 5 G	M 6 KG	M 7 SCR	M 8 NR	M 9 W	M 10 P
MIGLI-Werte										
si	93.8	49.6	103.0	116.7	111.2	122.8	102.7	123.5	114.5	299.2
al	20.5	0.4	20.9	21.0	17.6	21.2	29.5	20.0	22.9	38.1
fm	47.2	90.6	43.4	45.9	48.6	49.8	30.5	46.6	42.0	18.8
e	28.7	0.2	27.3	28.0	26.3	16.8	34.9	27.0	27.4	14.7
alk	3.6	0.8	3.8	5.2	7.5	12.2	5.1	6.4	7.3	28.4
k	0.01	0.04	0.1	0.1	0.04	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1
ms	0.8	0.9	0.8	0.6	0.5	0.4	0.8	0.7	0.6	0.8
ti	0.4	0.1	0.6	1.1	3.6	6.3	0.4	0.1	2.4	2.3
p	0.04	0.03	0.03	0.05	0.3	0.2	0.1	0.1	0.3	0.3
v	0.3	0.3	0.4	0.5	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
si'	114.4	102.0	115.2	120.8	130.0	148.8	120.4	125.6	129.2	213.6
qs	-20.6	-52.4	-12.2	-4.1	-18.8	-16.0	-17.7	-2.1	-14.7	85.6

CIPW-Norm

qu				3.60		0.32		0.81		20.82
or	0.24	ent-	1.01	1.71	1.01	4.14	3.0	3.78	3.01	5.02
ab	14.54	fillt	14.64	18.45	27.92	36.72	11.02	20.48	24.45	53.14
an	39.18	s.o.	37.26	32.33	20.57	15.64	51.12	27.08	31.12	10.34
ne	0.79						3.06			
di	21.86		17.81	19.50	25.48	10.25	16.68	21.14	18.16	3.46
hy			16.49	16.72	6.37	18.93		22.99	8.47	4.74
ol	19.58		6.99		8.56		10.27		7.01	
mt	2.26		3.52	6.32	4.23	4.94	0.93	1.71	2.73	0.22
il	0.51		0.74	1.25	3.95	6.03	0.47	1.01	2.62	1.31
ap	0.09		0.07	0.14	0.56	0.46	0.16	0.14	0.32	0.38
Rest	0.87		0.96	0.24	1.14	2.52	2.75	0.71	1.89	10.38
Summe	99.93		99.99	100.27	99.78	100.00	99.53	99.85	99.78	99.81
wo	11.52		9.40	10.28	13.03	5.19	8.77	10.94	9.37	1.83
fo	16.23		5.92		4.91		8.30		4.55	
fa	3.35		1.07		3.65		1.97		2.46	

3.25 Darstellung der CIPW- und der RITTMAN-ALS-Norm in den für gabbroide Gesteine gebräuchlichen Nomenklatur-Diagrammen

Zur Darstellung der berechneten Mineralgehalte aus den Analysen der verschiedenen Gesteine des Tronfjell-Eruptivgesteins-Komplexes wurden ein im englisch-sprachigen Raum seit längerer Zeit gebräuchliches Nomenklatur-Diagramm (zitiert in MASON, 1971) und die von STRÖCKEISEN, 1974, in Übereinstimmung mit dem 24. IGC, Canada 1972, gegebenen Nomenklaturvorschläge gewählt.

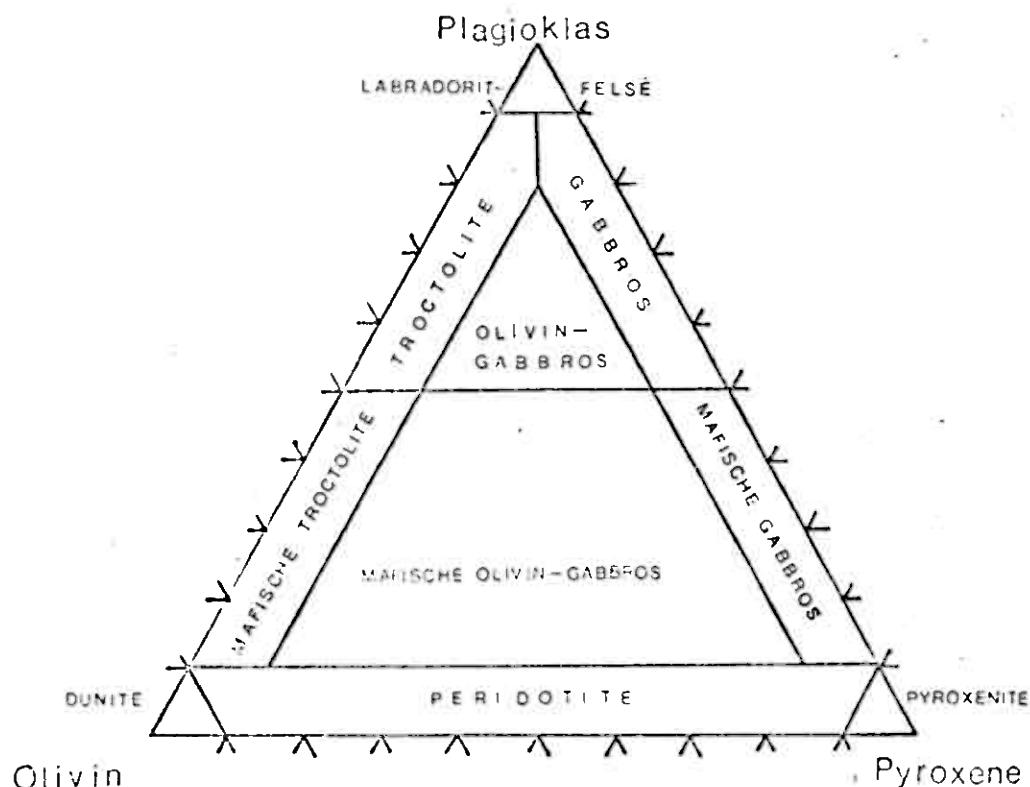
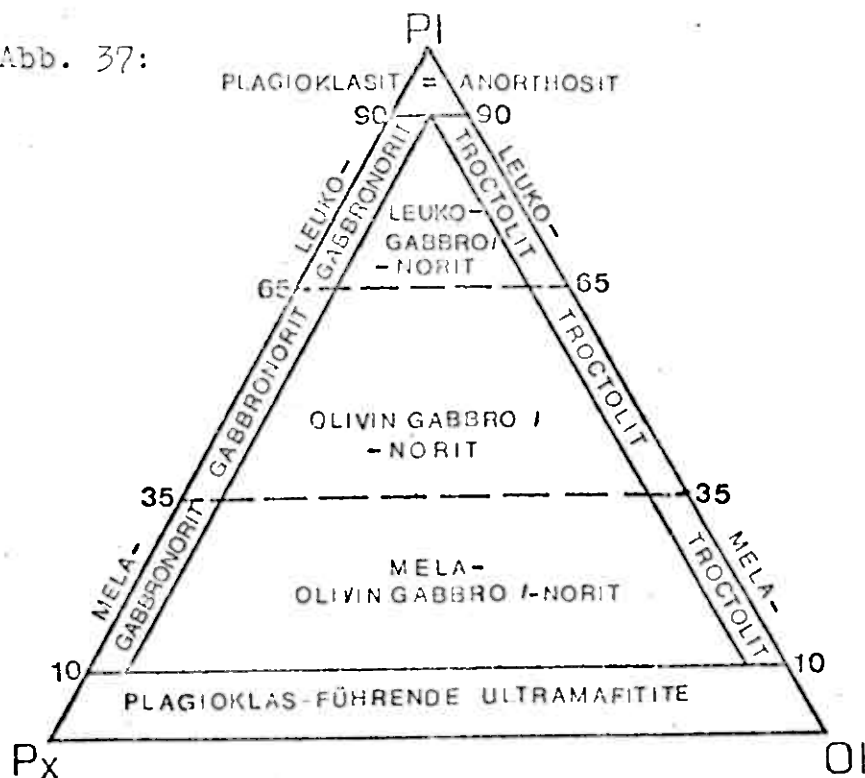


Abb. 36: Nomenklatur gabbroider Gesteine zitiert in MASON (1971)

Ähnliche Nomenklaturvorschläge, allerdings nicht als Dreiecksdiagramme sondern in etwas allgemeiner gehaltener Form, finden sich in WILLIAMS, TURNER u. GILBERT (1954) und HATCH, WELLS u. WELLS (1968). Diesen Gliederungen gemeinsam (einschließlich Abb.36) ist die Voraussetzung von mindestens 50 Mol.% Anorthit in den Plagioklasen zur Bezeichnung als "Gabbros" i.w.S.

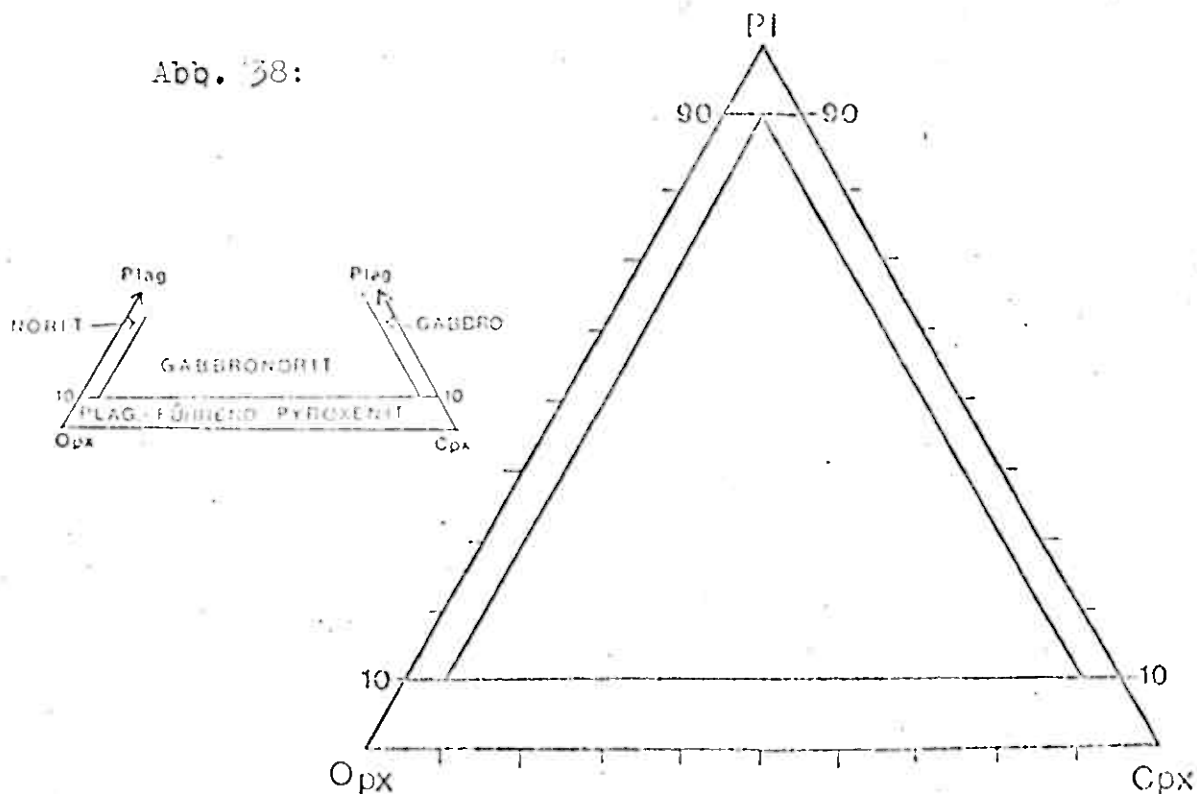
Nomenklatur-Vorschlag von STRECKEISEN, 1974, (entsprechend der IUGS-Subkommission on the systematics of igneous rocks, Canada 1972) für gabbroide Gesteine (Plag.+Opx.+Cpx.+Ol = 95 Vol%, OpaK-Anteil 5 Vol%):

Abb. 37:



Zur genaueren Gliederung der gabbroiden Gesteine in Olivin-Gabbros, Gabbro-norite und Norite wird von STRECKEISEN, 1974, folgendes Diagramm gegeben:

Abb. 38:



Da in den Dreiecksdiagrammen jeweils nur drei der vier wichtigsten Phasen gabbroider Gesteine (Plagioklas - Olivin - Orthopyroxen - Clinopyroxen) dargestellt werden können, schlägt STRECKEISEN, 1974, die auf der folgenden Seite wiedergegebene Tetraeder-Darstellung vor. Zur Vereinfachung sind dazu Hilfsdiagramme vorgegeben, wobei Schnitte parallel zur Basis bei unterschiedlichen Plagioklas-Gehalten und quer durch das Tetraeder (Plagioklas - Olivin - Summe der Pyroxene) gelegt werden können.

Diese Art der Darstellung im STRECKEISEN-Tetraeder wurde für die Mittelwerte der Tronfjell-Gesteine gewählt:

- 1 = Mittelwert d. Zentralzone
- 2 = Mittelwert d. Übergangszone
- 3 = Mittelwert d. Randzone
- 4 = Mittelwert d. Ultramafitite

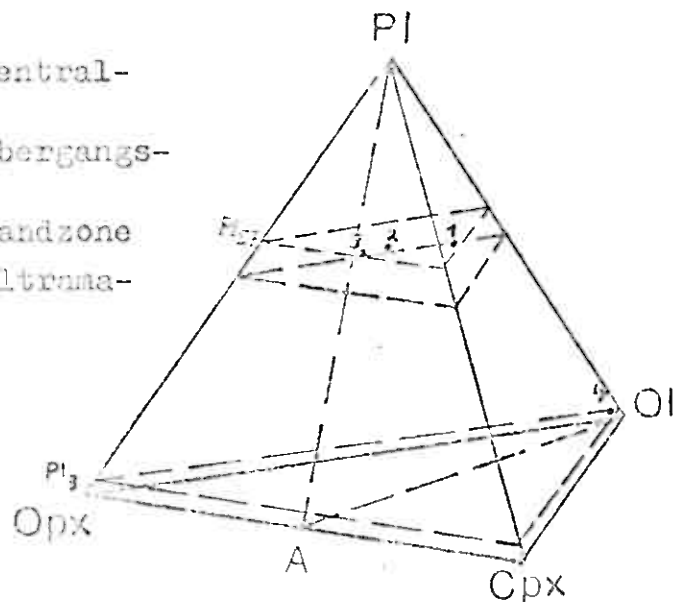


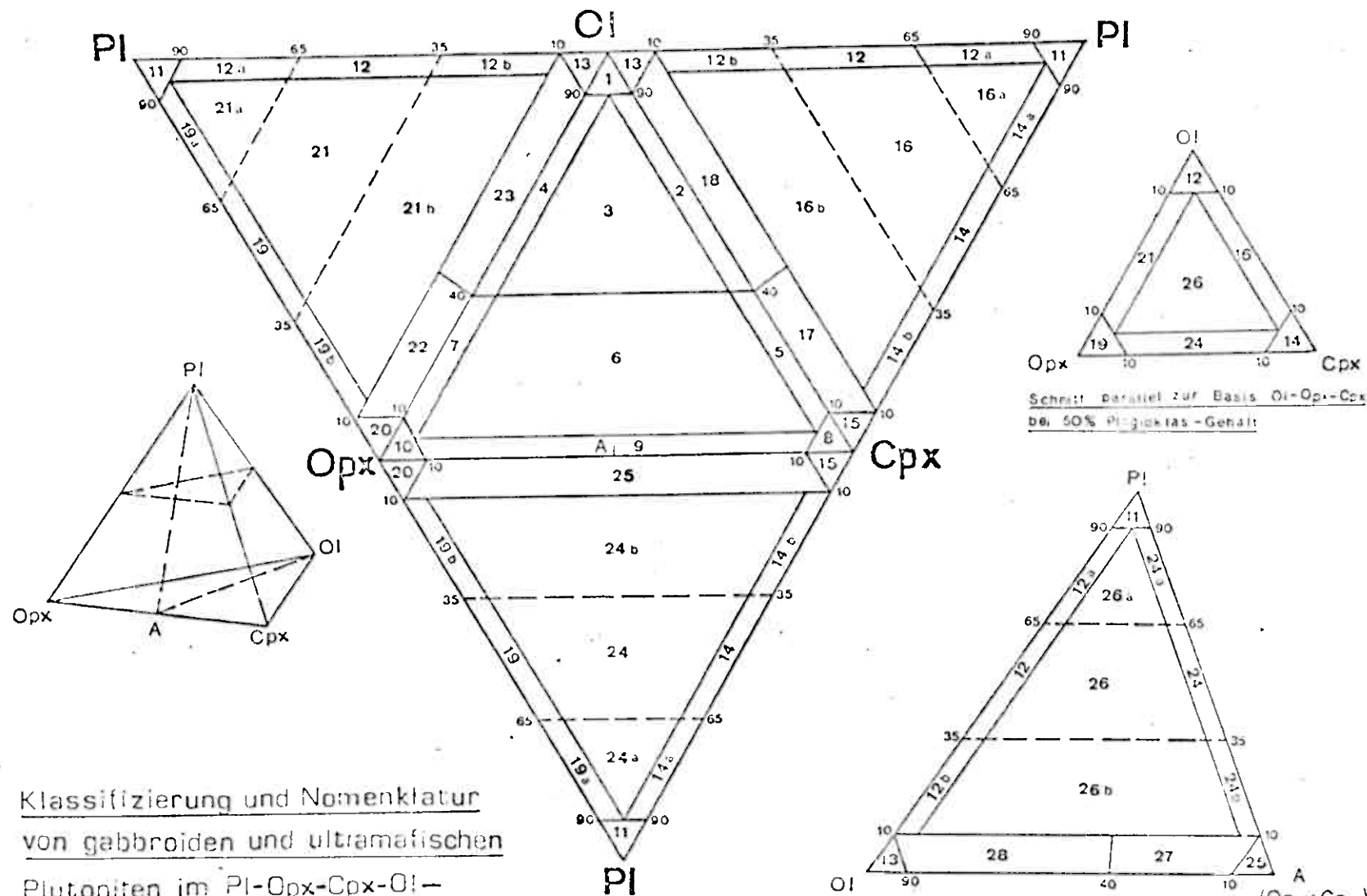
Abb. 39: Darstellung der Tronfjell-Gesteine (RIETHMANN-Werte) im Tetraeder-Diagramm (nach STRECKEISEN, 1974)

Wie die Eintragung in das Tetraeder-Diagramm und die Hilfs-Diagramme Ol-Cpx-Opx bei den entsprechenden Plagioklas-Gehalten zeigen, liegen die darstellenden Punkte der Gesteinsgruppen in den folgenden Feldern:

- 1 (Zentralzone) in Feld 16 = Olivengabbro
- 2 (Übergangszone) in Feld 26 = Olivengabbro-norit
- 3 (Randzone) in Feld 24 = Gabbro-norit
- 4 (Ultramafitite) in Feld 13 = Dunit (Plag.-führend)

Erläuterung der Bezifferung von Abb. 40, auf der folgenden Seite:

- 1 = Dunit; 2 = Melilit; 3 = Ekerzit; 4 = Harzburgit;
- 5 = Olivin-Clinopyroxenit; 6 = Olivin-Websterit; 7 = Olivin-Orthopyroxenit; 8 = Clinopyroxenit; 9 = Websterit; 10 = Orthopyroxenit; 11 = Anorthosit; 12 = Troctolith (a-leuko, b-mela); 13 Dunit, Plag.-führend; 14 = Gabbro (a-leuko, b-mela)



Schnitt parallel zur Basis OI-Opx-Cpx
bei 50% Pl-gliedteil-Gehalt

Schnitt durch das Tetraeder entlang A-OI-Pl

Klassifizierung und Nomenklatur
von gabbroiden und ultramafischen
Plutoniten im Pl-Opx-Cpx-OI-
Tetraeder (nach STRECKEISEN, 1974-)

Umgewandelte gabbroide Gesteine, die sich gewöhnlich durch einen mehr oder weniger großen Hornblendeanteil auszeichnen, sollen nach STRECKEISEN, 1974, im folgenden Diagramm dargestellt werden:

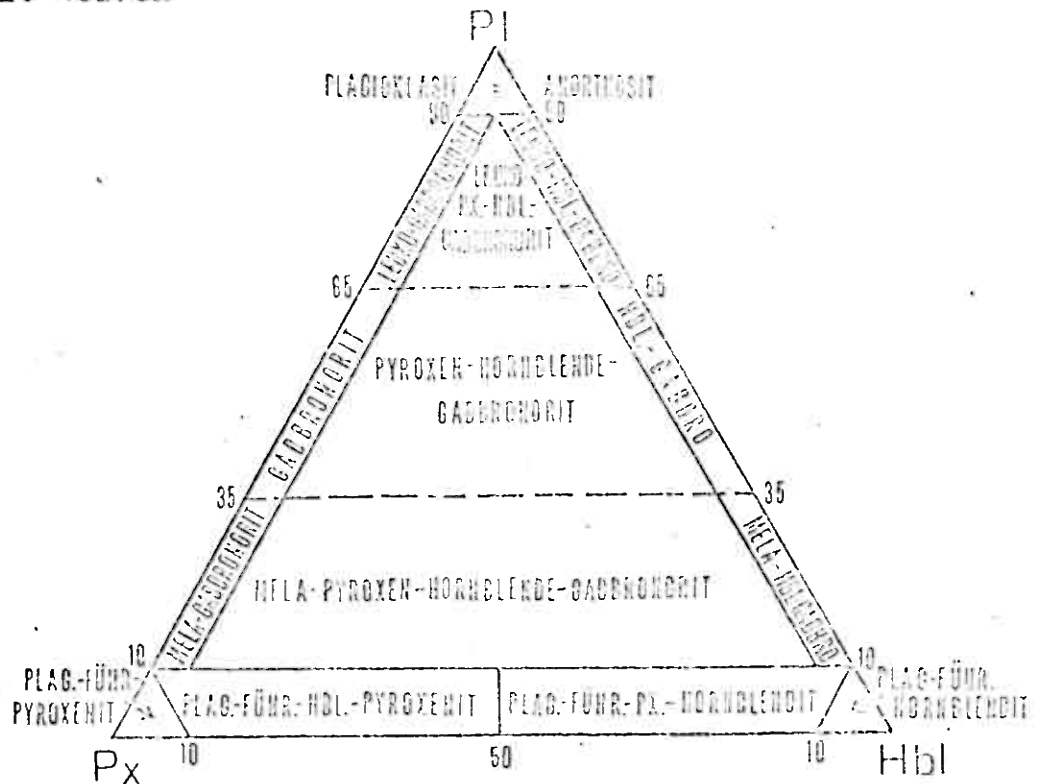


Abb. 41: Plagioklas - Pyroxen(e) - Hornblende-Diagramm (nach STRECKEISEN, 1974)

Die RITTMANN-Werte der umgewandelten Gesteine des Tronfjell-Komplexes sind in Abb. 42 in das Plag.-Px.-Hbl.-Diagramm eingetragen worden. Dabei müssen die Gesteine bis auf eine Ausnahme als Hornblende-Gabbros bezeichnet werden. Bei nicht vollständiger Umwandlung der Pyroxene dieser Gesteine liegen Pyroxen-Hornblende-Gabbrohornite vor.

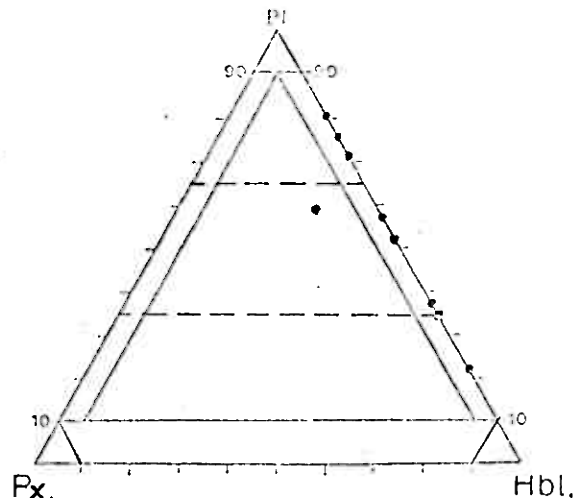


Abb. 42: Darstellung der RITTMANN-Werte in "wet plutonic facies" für die umgewandelten Tronfjell-Gesteine

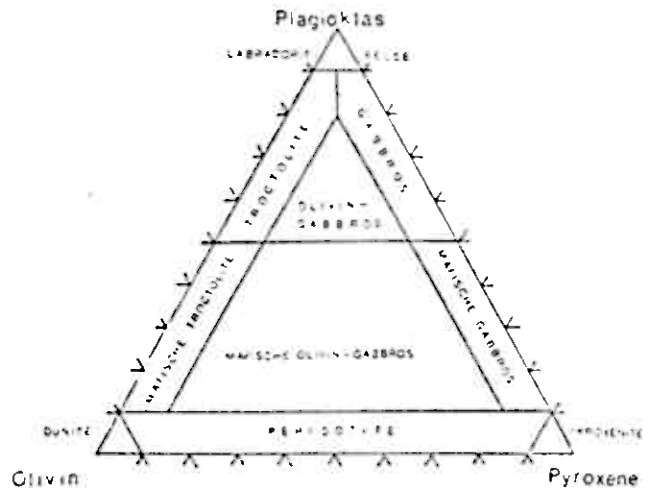
Fortsetzung der Zahlenerläuterungen des Diagrammes (Abb. 40)

15 = Plag.-führender Clinopyroxenit; 16 = Olivingabbro (a-leuko-, b-mela-); 17 = Plag.-führender Olivinclinopyroxenit; 18 = Plag.-führender Wehrilit; 19 = Norit (a-leuko-, b-mela-); 20 = Plag.-führender Orthopyroxenit; 21 = Olivinnorit (a-leuko-, b-mela-); 22 = Plag.-führender Olivinorthopyroxenit; 23 = Plag.-führender Harzburgit; 24 = Gabbronorit (a-leuko-, b-mela-); 25 = Plag.-führender Websterit; 26 = Olivingabbronorit (a-leuko-, b-mela-); 27 = Plag.-führender Olivinwebsterit; 28 = Plag.-führender Lherzolit.

3. 251 Eintragung der CIPW- und RITTMANN-Werte in das Plagioklas - Olivin-Pyroxen-Diagramm (nach MASON)

Erläuterungen:

1. Diagramm enthält jeweils die Gesteine der Zentral- und Übergangszone
2. Diagramm enthält die Gesteine der Randzone
3. Diagramm enthält die umgewandelten Gesteine
- ① Mittelwert Zentralzone; ② Mittelwert Übergangszone; ③ Mittelwert Randzone
- ④ Mittelwert Grünsteine; ⑤ Mittelwert Saussuritgabbros; ⑥ Mittelwert Metagabbros; ⑦ Mittelwert aller umgewandelter Gesteine.



(Abb. 36)

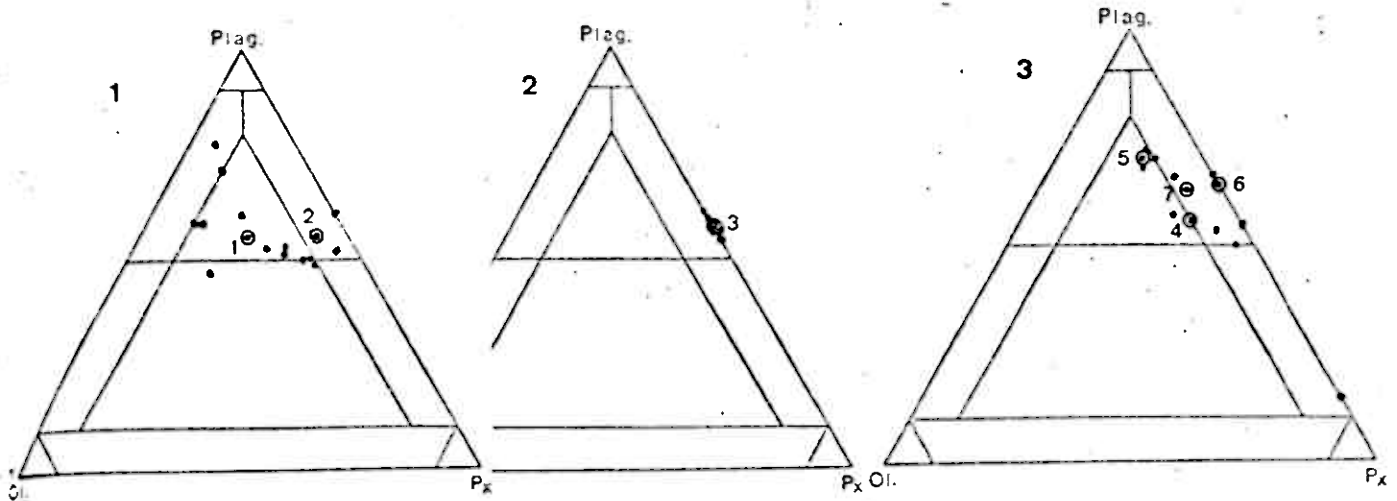


Abb. 43: Eintragung der CIPW-Werte

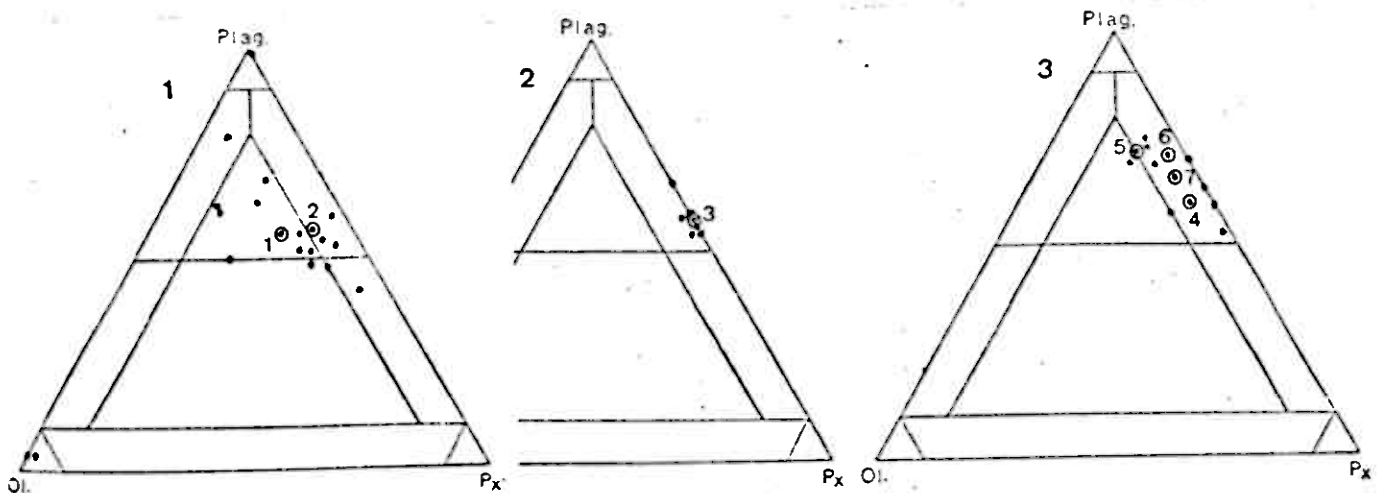
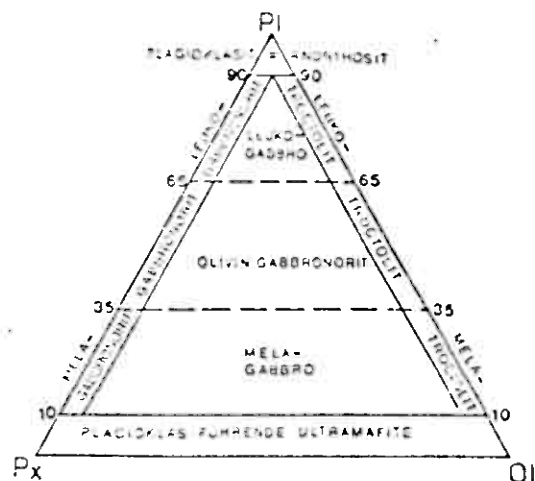


Abb. 44: Eintragung der RITTMANN-Werte

3.252 Eintragung der CIPW-
und der RITTMANN-Werte in das
Plagioklas - Pyroxen - Olivin-
Diagramm (nach STRECKEISEN)

Erläuterungen zu den unten-
stehenden Einzeldiagrammen
siehe S. 60.



(Abb. 37)

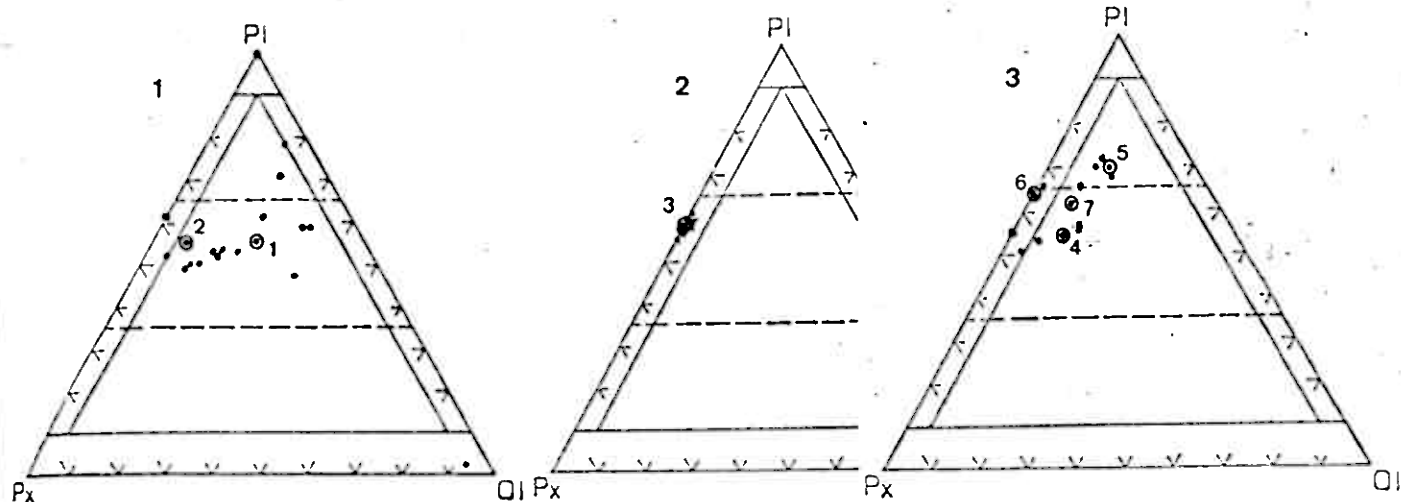


Abb. 45: Darstellung der CIPW - Werte

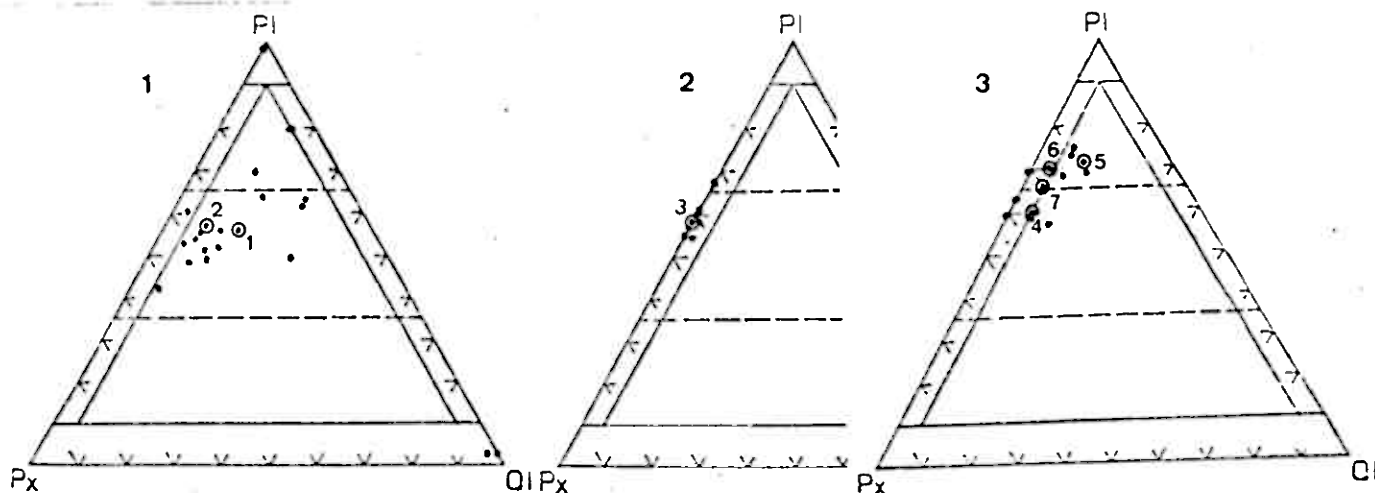
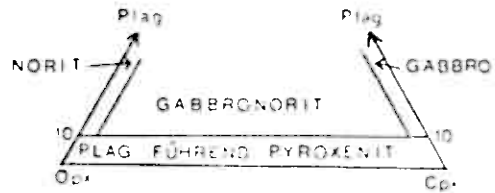


Abb. 46: Darstellung der RITTMANN-Werte

3.253 Weitere Untergliederung
in Gabbro - Gabbronorit und
Norit (nach STRECKEISEN)



(Abb. 38)

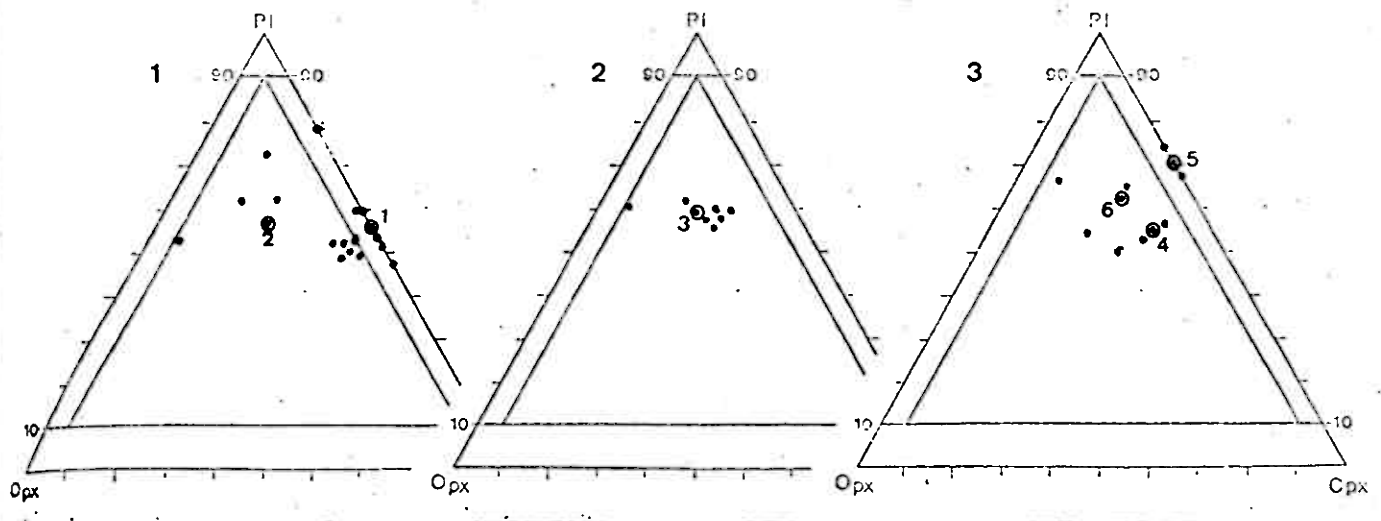


Abb. 47: Darstellung der CIPW-Werte

Die auf Seite 60 gegebenen Erläuterungen zu den Diagrammen gelten entsprechend.

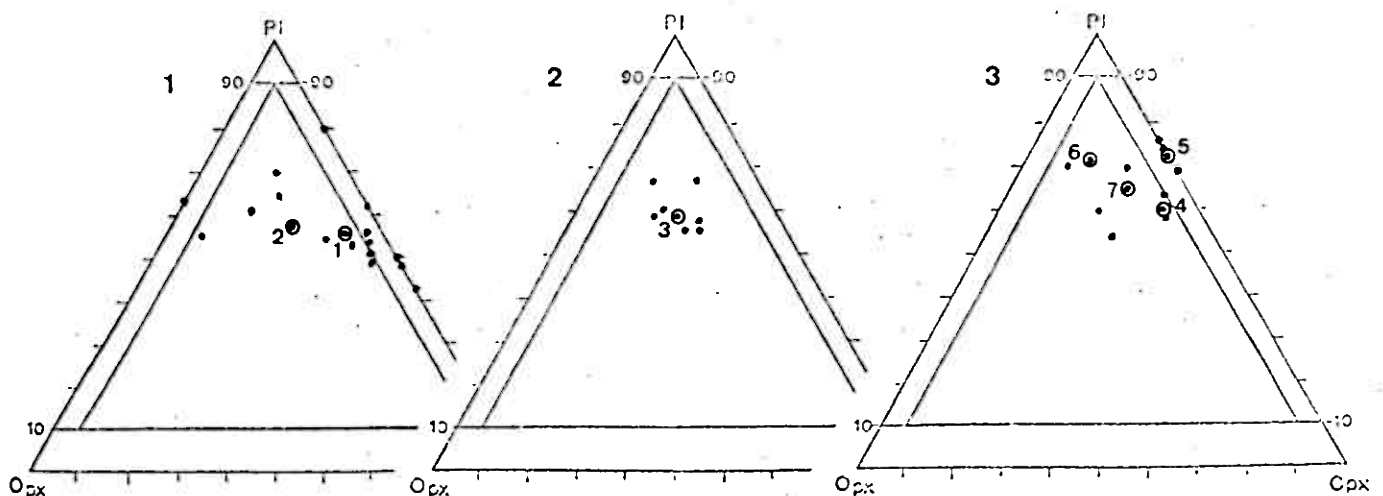


Abb. 48: Darstellung der RITTMANN-Werte

3.26 Diskussion der Diagramme

Die Eintragung der Analysenwerte wurde entsprechend der Einteilung der verschiedenen Gesteinsgruppen im Gelände (in Zentral- und Übergangszone, Randzone und umgewandelte Gesteine) getrennt vorgenommen. Die Darstellung in den Diagrammen und die sich daraus ergebende Nomenklatur bestätigen im Wesentlichen die bereits feldgeologisch getroffene Gesteinsbezeichnungen und die Trennung in verschiedene Gruppen.

So sind die gabbroiden Gesteine der Zentral- und Übergangszone nach der älteren Nomenklatur (zitiert in MASON, 1971) als Olivingabbros, Troktolithe und Gabbros zu bezeichnen, wobei Übergänge zu Pyroxen-reichen Olivingabbros ("Mafische Olivingabbros") bestehen. Die RITTMANN-Daten zeigen in diesem Diagramm eine gute Übereinstimmung mit den CIPW-Werten und führen zu den gleichen Gesteinsbezeichnungen. Die untersuchten Ultramafitite ergeben nach beiden Berechnungsarten Dunite.

Die Gesteine der Randzone erweisen sich in den beiden Normen nach der älteren Nomenklatur als Gabbronorite, wobei alle darstellenden Punkte sehr eng beieinander liegen und durch das Fehlen, bzw. Zurücktreten von Olivin sehr nahe an oder auf der Grenzlinie Plagioklas - Pyroxen(e) erscheinen. Da die Proben der umgewandelten gabbroiden Gesteine aus allen Zonen des Eruptivgesteinskomplexes einschließlich der Tronfjell-Grünstein-Formation entnommen wurden, streuen hier die Punkte stärker und deuten auf Olivingabbros, Gabbros und mafische Gabbros als Ausgangsgesteine (CIPW-Werte). Die RITTMANN-Werte führen zu den gleichen Ausgangsgesteinen, wobei allerdings der Olivingehalt meist etwas geringer ist und die Lage der darstellenden Punkte fast vollkommen auf das Gabbrofeld beschränkt ist.

Nach der neueren Nomenklatur (STRECKEISEN, 1974) sind die untersuchten Gesteine der Zentral- und Übergangszone nach beiden Berechnungsarten als Olivingabbros / -norite, Gabbronorite, Leukotroktolithe und Leukogabbros zu bezeichnen (s. Abb. 37-40, 45-48). Die Gesteine der Randzone erscheinen in den Diagrammen als Gabbronorite, während als Ausgangsgesteine der umgewandelten Gesteinstypen Olivingabbros / -norite, Gabbronorite, Leukogabbrenorite und Leukogabbros anzunehmen sind.

Die weitere Untergliederung der Gabbros (i.w.S.) in Norite, Gabbro-norite und Gabbros im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 38) zeigt, daß die Gesteine der Zentral- und der Übergangszone Gabbros und Gabbro-norite beinhalten (CIPW-Werte). Eine Eintragung der RITTMANN-Werte führt, abgesehen von einer Probe (1811), die einen reinen Norit ergibt, zu den gleichen Gesteinsgruppen (Abb. 47 u. 48). Dabei kommen die darstellenden Punkte der Zentralzone sehr nahe an oder innerhalb des Gabbrofeldes zu liegen, während die Gesteine der Übergangszone sich innerhalb des Gabbro-norit-Feldes bis sehr nahe an das Norit-Feld bewegen.

Von den umgewandelten Gesteinen bilden Gabbros und Gabbro-norite auf Grund ihres relativ größeren Clino- als Orthopyroxengehaltes die vermutlichen Ausgangsgesteine. Die Analysendaten dieser umgewandelten Gesteine, "Metagabbros" im weiteren Sinne, wurden nach RITTMANN's AMS-Norm in "wet plutonic facies" berechnet (RITTMANN, 1974) und in das von STRECKEISEN 1974, für diese Gesteine vorgeschlagene Plagioklas - Pyroxene - Hornblende - Diagramm (Abb. 41 u. 42) eingetragen. Demnach sind diese Gesteine bis auf eine Ausnahme (Probe 1921, Pyroxen-Hornblende-Gabbro-norit) als Hornblende-Gabbros (Leuko-Hornblende-Gabbros bis Mela-Hornblende-Gabbros) zu bezeichnen.

3.3 Mikroskopische Beschreibung der Gesteine des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes

Wie die Darstellung der Analysenwerte und ihre Diskussion gezeigt hat, besteht eine gute Übereinstimmung in der Zuordnung der verschiedenen gabbroiden Gesteine zu zwei klar unterscheidbaren Gesteinsgruppen und deren räumlichen Verbreitung: den olivinreichen gabbroiden Gesteinen der Zentralzone und den olivinarmen bis -freien Gesteinen der Randzone. Die sogenannte Übergangszone enthält teilweise noch die gleichen Gesteine wie die Zentralzone. Der Hauptanteil wird jedoch hier von Olivin-gabbro-noriten (s. Abb. 39) gebildet, d.h. von Gesteinen, die einen, verglichen mit der Zentralzone, höheren Orthopyroxen- und einen geringeren Olivin Gehalt aufweisen. Somit zeigt die Übergangszone einen deutlichen Trend zur durchschnittlichen Zusammensetzung der Randzonen-Gesteine (Abb. 39). Außerdem sind am Aufbau dieser Übergangszone Ultra-

mafitite (Dunite) in besonders starkem Maße beteiligt. Wie aus den chemischen Untersuchungen und den Dünnschliffen hervorgeht, bestehen kontinuierliche Übergänge zwischen vielen Gesteinstypen des Tronfjells. Aus diesem Grund sollen hier Gesteine mit gleichem oder sehr ähnlichem Gefüge und Hauptmineralbestand möglichst zusammengefaßt werden. Der Nomenklaturgebrauch bezieht sich auf die Diagramme (Abb. 37-39) nach STRECKEISEN, 1974.

3.31 Die Gesteine der Zentral- und Übergangszone

Die Hauptminerale der am Aufbau an diesen Zonen beteiligten unveränderten Gesteinen sind, nach ihrem mengenmäßigen Anteil geordnet, Plagioklas, Clinopyroxen, Olivin und Orthopyroxen sowie opake Minerale (Pyrrhotit, Chalcopyrit, Magnetit und Ilmenit). Die wichtigsten Gesteine sind Olivinabbros, Olivinabbronorite, Gabbronorite, Troktolithe und Dunite.

In den veränderten Gesteinen (Pyroxen-Hornblende-Gabbros und Hornblende-Gabbros) fehlt Olivin und die Umwandlung von Plagioklas (unter Albitisierung und Saussuritisierung) und Pyroxen (Hornblendebildung) ist mehr oder weniger weit fortgeschritten.

Da es infolge der durchweg sehr grobkristallinen Gesteine (oft nur 5-10 Mineralkörner in einem Dünnschliff !) nicht möglich ist, sinnvolle Modalanalysen zu geben, ist die Nomenklatur auf entsprechende, chemisch analysierte Proben und den berechneten Mineralbestand (in Vol.-% nach RITTMANN's-AMS-Norm) bezogen. Auf Unterschiede zu den berechneten Mineralgehalten, die sich aus der Beobachtung in den Dünnschliffen ergeben, wird bei der Beschreibung jeweils hingewiesen.

3.311 Olivinabbros und Olivinabbronorite

Die durch ihren unterschiedlichen Gehalt an Orthopyroxen zu Clinopyroxen definierten Gesteine (>5 Vol.-% Orthopyroxenanteil von dem Gesamtpyroxengehalt = Gabbronorit) sind am Tronfjell anscheinend vollkommen auf den zentralen Teil beschränkt und von den olivinärmeren oder olivinfreien Gabbros und Gabbronoriten der Randzone deutlich getrennt. In den Dünnschliffen der Gesteine aus der Zentralzone wurden nie mehr als 5 Vol.-% Orthopyroxen (Bronzit, Hypersthen) be-

obachtet, in den meisten Proben fehlt er vollkommen. Die Olivinabbros sind meist extrem grobkörnig, das heißt, die Kristallgröße liegt gewöhnlich im Zentimeterbereich.

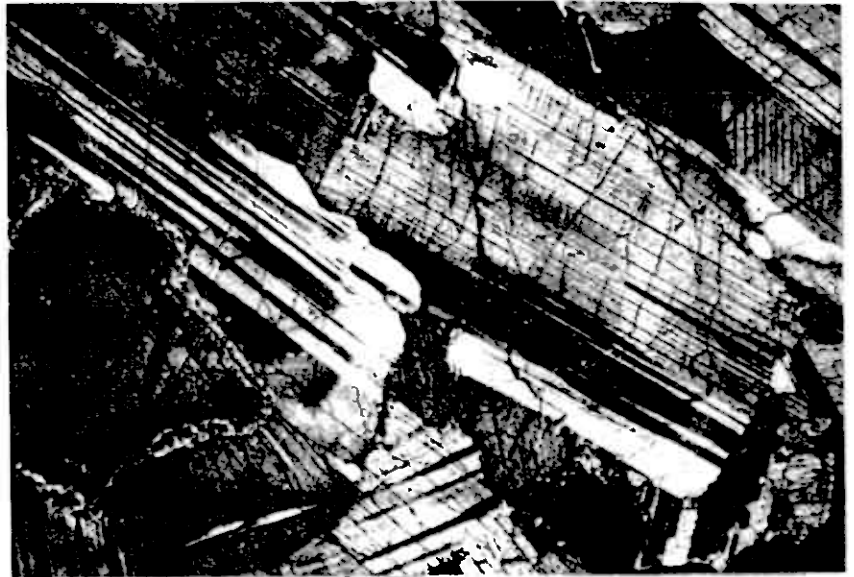


Abb. 49: Olivin-
gabbro
zonar gebauter
Plagioklas (Lab-
radorit), zwil-
lingslamellier-
ter Olivin mit
Kalyphitsaum und
Clinopyroxen (Ti-
tanaugit)
Probe 1540

Plagioklas ist mengenmäßig am häufigsten in diesen Gesteinen vertreten. Übereinstimmend mit den Ergebnissen der AMS-Norm erwiesen sich die Plagioklase dieser Gesteine als Labradorit und Bytownit. Die Bestimmung der Plagioklase erfolgte röntgenographisch nach TRÜGER, 1969. Der An-Gehalt schwankt zwischen 58 und 76 Mol.-%. Zonarbau ist häufig wahrzunehmen, dabei treten im Kern der Plagioklase bis etwa 10 % höhere An-Gehalte auf. Zwillinge nach dem Albit- und dem Periklin-Gesetz wurden beobachtet.

Als Clinopyroxene sind Augit und Titanaugit zu nennen, wobei letzterer an seinem typisch purpurroten bis tiefblauen Pleochroismus erkannt und von dem gewöhnlich farblos bis gelblich-braunen Augit gut unterschieden werden kann. Entmischungslamellen von Orthopyroxen kennzeichnen besonders die hell gefärbten Augite. Die Zusammensetzung eines frischen und eines teilweise uralitisierten Clinopyroxenes wurden analytisch untersucht (s.S. 49, 1571 Cpx, 1921 CpZW).

Nach ihrem Gehalt an mafischen Mineralen werden die Olivin-gabbros / -gabbroonorite mit dem Präfix Leuko- (Olivin + Pyroxen 55 Vol.-%) und Mela- (Olivin + Pyroxen 65 Vol.-%) versehen. In den Schliffen wurden sämtliche Übergänge festgestellt. Diese sehr variable Zusammensetzung ist auch bereits aus der Darstellung der Nomenklatur-Diagramme ersichtlich.

Allerdings scheinen die leukogabbroiden Gesteine gegenüber den melagabbroiden zu überwiegen. Dies müßte jedoch noch durch eine größere Anzahl von Gesteinsanalysen belegt werden.

Olivin als weiterer Hauptbestandteil dieser Gesteine erscheint in farblosen oder leicht gelblichen bis grünen Körnern, manchmal auch in idiomorphen Kristallen in den Dünnschliffen. In einigen Proben wurde Zwillingslamellierung beobachtet. Die Zusammensetzung der Olivine wurde röntgenographisch nach YODER und SAHAMA, 1957, bestimmt. Der Fe-Gehalt bewegt sich zwischen 75 und 95 Mol.-%. Besonders in den sehr grobkristallinen Gesteinen und weniger häufig in den etwas feiner auskristallisierten Gabbros umgibt ein deutlicher Kelyphitsaum die Olivine. Diese Kelyphitsäume sind als Korngrenzenreaktion zwischen Olivin und Plagioklas bei Anwesenheit von wässrigen Intergranularfilmen zu erklären (MASON, 1971). Sie bestehen nach TRÖGER, 1969, aus radial gestellten Stengeln von Clino- bzw. Orthoamphibolen mit wechselnden Mengen von Spinell, Pyroxen und Granat. Durch die beginnende Umwandlung des Olivins (zu Serpentin, Bowlingit und Eddingsit) wird eine Volumenvergrößerung bewirkt, die zu meist radial von den Olivinkörnern ausgehenden Sprengungsrissen führt.



Abb.50: Sprengungsrisse durch eine beginnende Umwandlung von Olivin

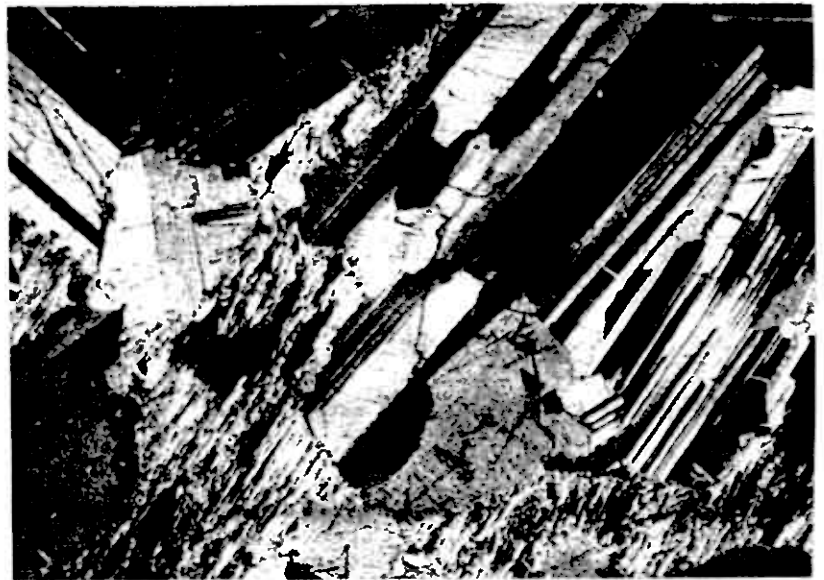
Probe 1314

Eine weitere Gesteinsumwandlung äußert sich zunächst in dem vollkommenen Ersatz von Olivin durch Serpentinminerale und einer beginnenden Uralitisierung der Clinopyroxene (s. Abb 50)

Dabei sind die Plagioklase oft noch völlig frisch und zeigen manchmal verstärkte Ribbildung durch die ständige Volumenzunahme der Umwandlungsminerale gegenüber dem primären Mineralbestand.

Abb. 51:
Fast vollkommener
Ersatz von Clino-
pyroxen durch ura-
litische Hornblen-
de neben noch re-
lativ frischem
Plagioklas (Lab-
radorit)

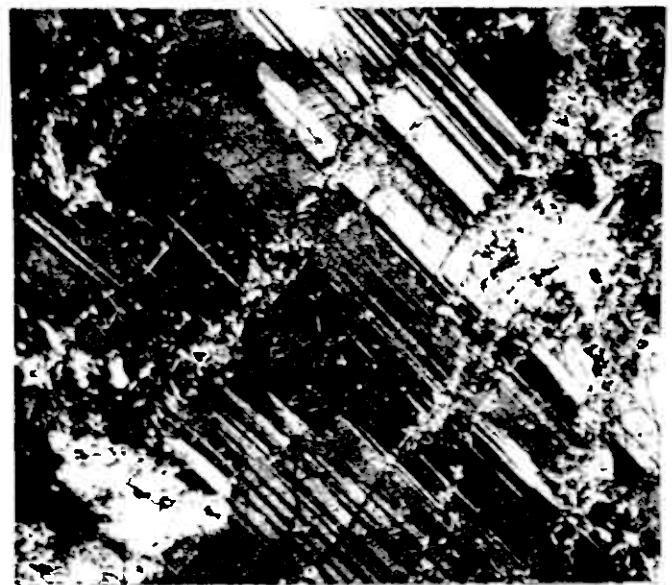
Probe 1524; Nic.XX



Von diesen Rissen ausgehend beginnt dann die Zersetzung des Plagioklases (unter Zoisit- und Albitbildung). Häufig setzt gleichzeitig das Wachstum einer weiteren Generation von Hornblende (meist tremolitischer Hornblende) ein, die weit in die sich zersetzenden Plagioklase eindringt. Außerdem stellt sich in geringer Menge Quarz als Neubildung ein.

Abb. 52: Fortschrei-
tende Zersetzung von
Plagioklas entlang
von Rissen.

Probe 1544; Nic.XX



Auf eine Beschreibung weitergehender Gesteinsumwandlungen zu den sogenannten Metagabbros (s.S. 76 ff.) soll hier verwiesen werden.

3.312 Die Gabbroonorite

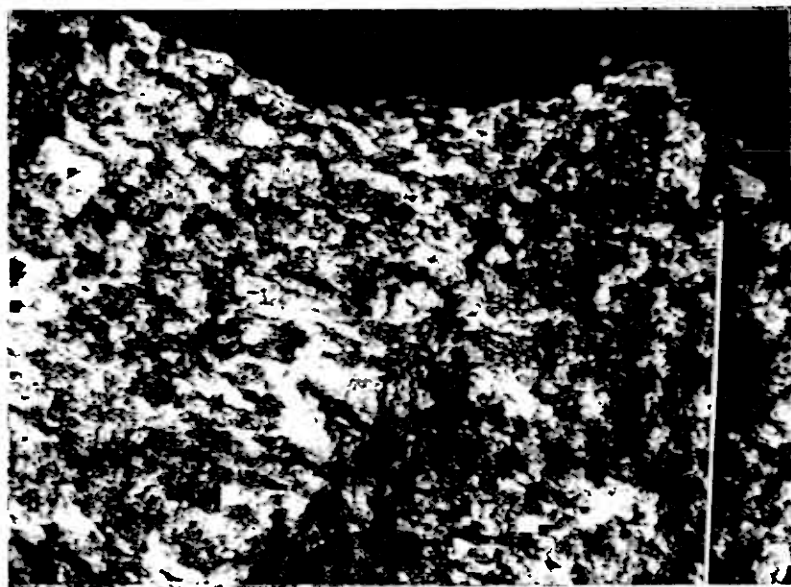
Mit Annäherung an die Randzone beteiligen sich am Eruptivgesteinskomplex auch zunehmend Gesteine, in denen Olivin stark in den Hintergrund tritt und neben Clinopyroxen auch Orthopyroxen erscheint. Es handelt sich dabei um Hypersthen, der in leicht gelblichen oder grünlichen, relativ kleinen Körnern von Plagioklas und Clinopyroxen umschlossen wird. Im allgemeinen übersteigt der Orthopyroxengehalt kaum 10 Vol.-%. In einigen Proben überwiegt jedoch der Orthopyroxen gegenüber dem Clinopyroxen.

3.313 Die Troktolithe

In den randlichen Partien der Zentralzone sind troktolithische Gesteine, die fast nur aus Plagioklas und Olivin bestehen, verbreitet. Zu den Olivingabbros bestehen kontinuierliche Übergänge, das heißt ein abnehmender Clinopyroxengehalt, bzw. ein Plagioklas-/Olivin-Überschuß, ergibt troktolithische Gesteine. Besonders auffallend sind die häufig lagenweise oder nesterförmig ("cumulates") angeordneten Hauptminerale Olivin und Plagioklas. Diese "gefleckt" aussehenden Gesteine werden im deutschen Sprachgebrauch auch als "Forellenstein" bezeichnet.

Abb. 53: Troktolith ("Forellenstein") mit lagenweise angereicherten Olivin und Plagioklas

Probe 1583;



In dem entsprechenden Dünnschliff ist die deutliche Einregelung der Kristalle nach der Längsachse erkennbar (s. Abb. 54)

Abb. 54:

Troktolith; Plagioklas (Labradorit) und Olivin (tw. schon serpentinisiert - dunkles Netzwerk) lagenweise angereichert. Probe 1583 Nic.XX



Die Modalanalyse (300 Punkte) ergab:	Labradorit	52.3	Vol.-%
	Olivin	34.6	"
	Clinopyr.	2.2	"
	Serpentin	8.5	"
	Carbonat	1.5	"
	Magnetit	0.9	"

3.314 Die Dunite

Im Gegensatz zu den errechneten Mineralbeständen der untersuchten Dunite, die stets Plagioklas- und Clinopyroxengehalte ergeben, wurde in den Dünnschliffen nur Olivin und dessen Zersetzungsprodukte festgestellt. In den Handstücken sind jedoch geringe Gehalte an Plagioklas und Pyroxen (?Bronzit) erkennbar.

Abb. 55:

Dunit mit idiomorphen Kristallen

Probe 1575 Nic.XX



Die Olivine in diesen Gesteinen sind teilweise idiomorph ausgebildet (Abb. 55) und in seltenen Fällen in der Längschie der Kristalle verzwillingt (Abb. 56).

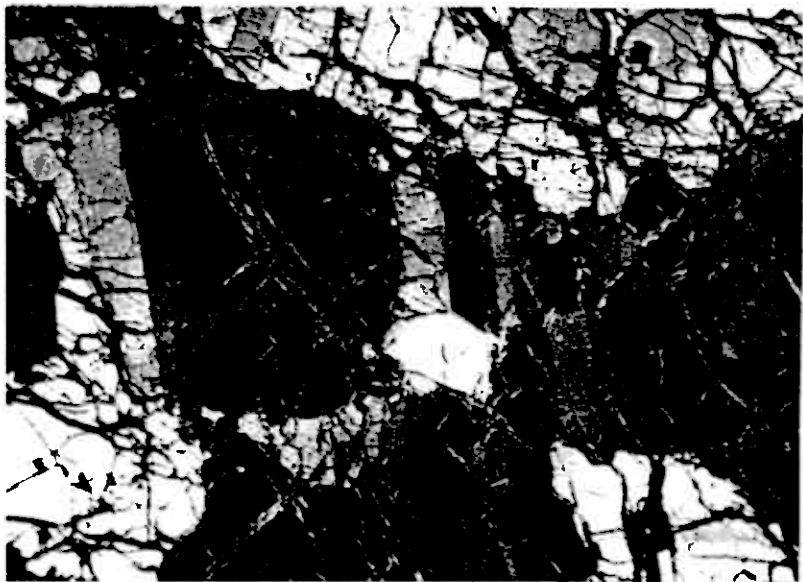


Abb. 56: Dunit
mit Olivinzwillin-
gen

Probe 1866
Nic.XX

Fast immer sind die Olivinkörner bereits von Spalten durchzogen, von denen eine intensive Serpentinisierung (Chrysotil/Lizardit) und Talkbildung ausgeht.

Röntgenographische Bestimmungen des Olivins ergaben durchweg reinen Forsterit mit Fo-Gehalten zwischen 90 und 95 Mol%.

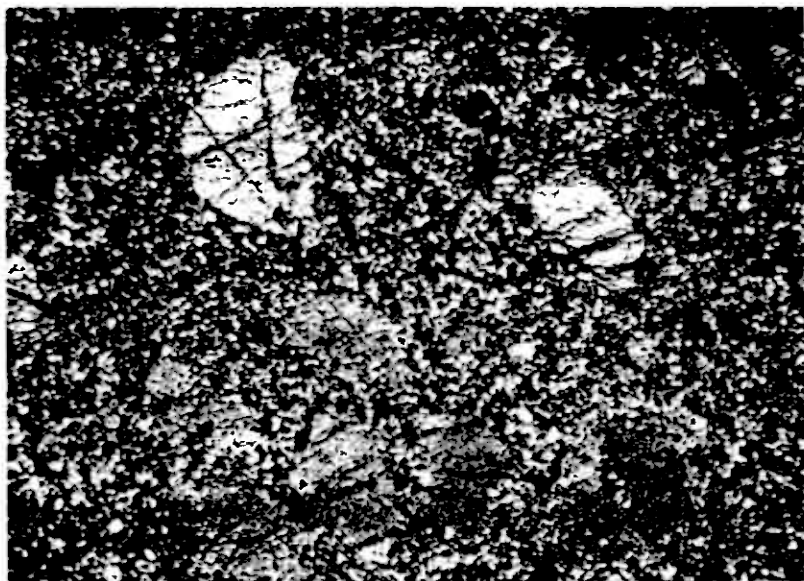


Abb. 57: Dunit in
Umwandlung zu Ser-
pentin. Das ohe-
mals grobkörnige
Olivinaggregat ist
zunehmend durch
die Serpentinbil-
dung aufgelöst
worden. Lediglich
einzelne "Olivin-
inseln" sind relik-
tisch erhalten.

Probe 1510; Nic.XX

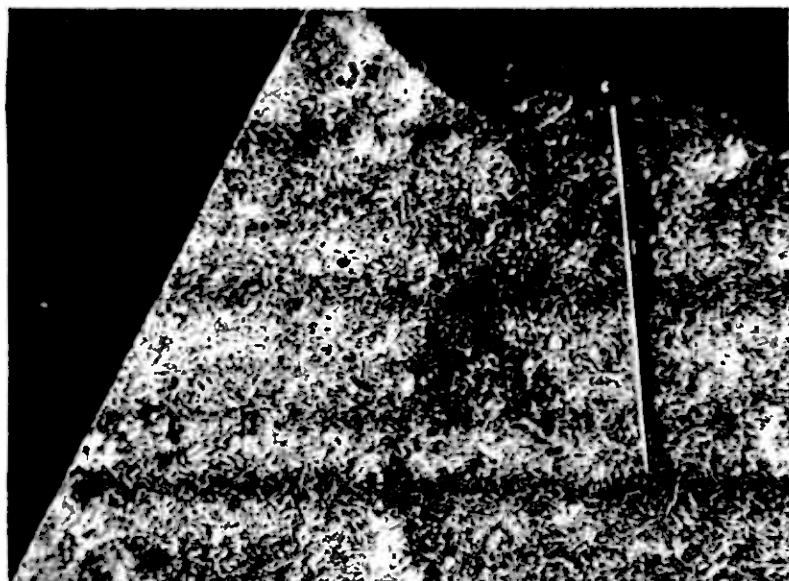
Die Umwandlungsvorgänge führen stets zu Serpentiniten, auf die bei der Behandlung der umgewandelten Gesteine in Kap. 3.3 noch näher eingegangen werden soll.

3.32 Die Gesteine der Randzone

Die von der Zentral- und Übergangszone im Gelände fast überall deutlich unterscheidbare Randzone zeichnet sich durch einen anderen Chemismus und Mineralbestand sowie durch eine Änderung des Gefüges aus. Die wesentlichsten Unterscheidungskriterien sind das überwiegend mittelkörnige und häufig subophitische bis intergranulare Gefüge, welches bereits am Handstück zu erkennen ist, und das ebenfalls schon makroskopisch wahrnehmbare erstmalige Auftreten von Quarz, bzw. das Fehlen von Olivin. Nach der Darstellung der untersuchten Proben in den STRECKEISEN-Diagrammen sind diese recht einheitlichen Gesteine durchweg als Gabbonorite zu bezeichnen.

Abb. 58: Gabbonorit
mit intergranularem
Gefüge

Probe 1505.



Im zugehörigen Dünnschliff erkennt man große, leistenförmig gestreckte Plagioklaskristalle (Labradorit), die die übrigen Minerale umschließen (Intergranular-Gefüge). Teilweise sind die Plagioklase mit Augit und Hypersthen ophitisch verwachsen. Untergeordnet tritt etwas Olivin und Erz auf.

Modalbestand (300 Punkte):

Labradorit	57.5	Vol%
Augit	22.1	"
Hypersthen	16.4	"
Olivin	2.0	"
Erz	2.0	"



Abb. 59: Gabbonorit
Probe 1505; Nic. XX.

Der überwiegende Teil dieser Randzonen-Gabbronorite weist ein Äquigranulares Gefüge auf, wobei Pyroxene und Plagioklase häufig ophitisch bis subophitisch verwachsen sind. Die Plagioklase sind meist wesentlich An-ärmer als in der Zentralzone (An-Gehalte zwischen 48 und 72 Mol%) und bilden mit Clinopyroxen (Augit) und Orthopyroxen (Hypersthen) die Hauptminerale. Olivin tritt nur noch ganz selten auf, häufiger dagegen Quarz, - allerdings nicht neben Olivin -, ferner Biotit und braune Hornblende, die oft Augit ummantelt. Die Bildung der letztgenannten Minerale ist vermutlich auf sekundäre Prozesse zurückzuführen, die durch die Aufnahme von Sedimentmaterial in die primär olivingabbroide Schmelze verursacht worden sein könnten. Die Quarze erscheinen als Blauquarz, sind häufig gebuchtet (? sedimentäre Reliktquarze) und enthalten Graphitschlieren. Ebenso könnten die OH-haltigen Minerale (wie Biotit) und die Oxi-Hornblende durch eine Kontamination des gabbroiden Magmas durch Sedimente entstanden sein. Durch die Kieselsäure-Zufuhr wäre die Bildung des Orthopyroxens aus der Reaktion mit Olivin denkbar. Eine weitere auffallende Erscheinung innerhalb dieser Gabbronorite sind größere Kristallakkumulate von An-reicherem Plagioklas und Clinopyroxen in der sonst nahezu äquigranularen Grundmasse, die als Relikte der ursprünglich olivingabbroiden Schmelze gedeutet werden können. Als untergeordnete Gemengteile erscheinen Erz (Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Magnetkies), Carbonat (Calcit) und etwas Apatit.



Abb. 60: Gabbronorit mit Labradorit-Augit-Akkumulaten in einer äquigranularen Grundmasse von Plagioklas, Augit und Hypersthen
Probe 1914; Nic. XX

3.33 Die ungewandelten Gesteine des Tronfjell-Komplexes (einschließlich der Metagabbros und Grünsteine der Tronfjell-Gruppe)

Obwohl der Mineralbestand der metamorph ungewandelten gabbroiden Gesteine sehr ähnlich ist, - als Hauptmineralphasen erscheinen (außer in den Ultramafititen) vor allem Hornblende und Plagioklas - weisen die Gesteine einen ganz unterschiedlichen Chemismus und völlig verschiedene Ausgangsgesteine auf (s.S. 49, 62-64). Die heute vorliegenden Gesteine können zu folgenden Gruppen zusammengefaßt werden: Metagabbros mit Sausurit- und Flaser-gabbros, Grünsteine und Amphibolite, sowie die Serpentinite als Vertreter der ungewandelten Ultramafitite.

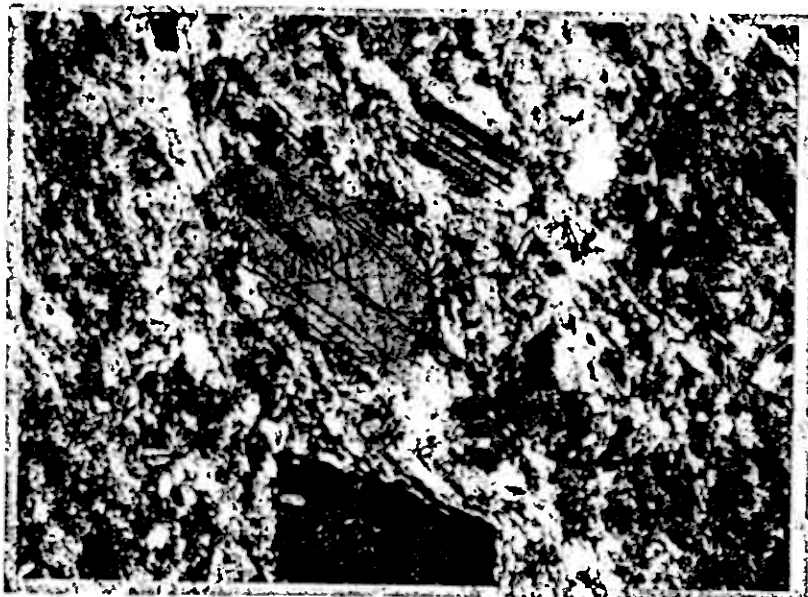
3.331 Metagabbros mit Saussurit- und Flaser-gabbros

Die untersuchten Metagabbros wurden aus den verschiedenen Zonen des Tronfjell-Komplexes und aus der Tronfjell-Gruppe entnommen und dürften einen repräsentativen Querschnitt dieser Gesteinstypen darstellen. In den Dünnschliffen sind alle Übergänge von den unveränderten Gabbros bis zu vollkommen ungewandelten Metagabbros nachzuweisen. In den Proben der Zentral- und Übergangszone, teilweise auch der Randzone und innerhalb der den Eruptivgesteinskomplex unterlagernden Tronfjell-Gruppe ist das ursprüngliche Gesteinsgefüge oft reliktsch erhalten geblieben. Bei Beeinflussung durch tektonische Vorgänge kann das primäre Gefüge durch die Foliation und Lineation zu mehr oder weniger eingeregelter Plagioklas-Hornblende-Gabbros bis -Schiefern und reinen Hornblenditen (Amphiboliten) oder zu augenförmig geflaserten Hornblendegabbros ("Flaser-gabbros") umgestaltet sein. Diese Umwandlungsvorgänge sind nicht immer isochemisch abgelaufen, wie die Analysen von den veränderten Gesteinen der Zentral- und Übergangszone und insbesondere der Serpentinite im Vergleich mit den frischen (unmetamorphen) Gesteinen zeigen. Im Rahmen dieser Arbeit soll allerdings auf diese allochemischen Reaktionen nicht näher eingegangen werden.

Auch die dunklen, gangförmigen Gesteine im Tronfjell-Komplex (Diabase) fallen in diese Gesteinsgruppe und müssen als Hornblende-Metagabbros bezeichnet werden.

Abb. 61: Metagabbro mit reliktsch erhaltenen Plagioklas, und vollkommener Umwandlung der Pyroxene

Probe 1899; Nic. XX.

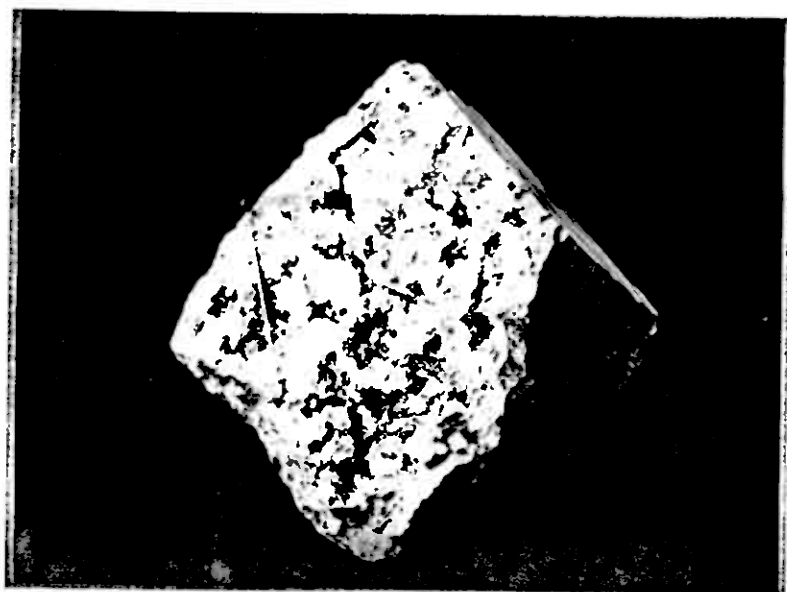


Die Ergebnisse der beginnenden Metagabbrobildung konnten am Besten in den grobkörnigen Gesteinen der Zentralzone beobachtet werden (s. S.70). Dabei sind die Plagioklase am stabilsten und werden, wie Abb. 61 zeigt, von mehreren Hornblende-Generationen umgeben und nur langsam unter Zurundung umgewandelt, teilweise unter Rekristallisation von Albitporphyroblasten und Neusprossung von Zoisit.

Eine Saussuritisierung der Gabbros verläuft offensichtlich leicht bei Anwesenheit von wässrigen Phasen, wie sie bei der Metamorphose im Randbereich des Eruptivgesteinskomplexes gegen die Sedimentgesteine gegeben war, ohne daß intensive tektonische Einflüsse gewirkt haben. Auffallend ist, daß ausgedehnte Bereiche saussuritisierten Gabbros auf die sehr grobkörnigen Ausgangsgesteine im westlichen Teil der Kernzone des Tronfjell-Komplexes beschränkt sind, die dort am nächsten an

Abb. 62: Saussuritgabbro (helle Flecken: Zoisit, Albit; grün: aktinolithische Hornblende)

Probe 1546.



die sedimentäre Umrandung heranreichen.

In den Saussuritgabbros ist der ehemalige Mineralbestand vollkommen umgewandelt worden. Anstelle der Plagioklase liegt ein fein verfilztes Gemenge von Zoisit und Epidot in einer feinkristallinen Grundmasse von sekundärem Albit vor. Die Pyroxene sind in mehrere Generationen von uralitischen und tremolitischen Hornblenden und etwas Chlorit umgewandelt. Außerdem treten Quarz, Carbonat, Apatit, Titanit und Erz auf. Als Kluftminerale wurden Prehnit und Natrolith (Zeolith) beobachtet.

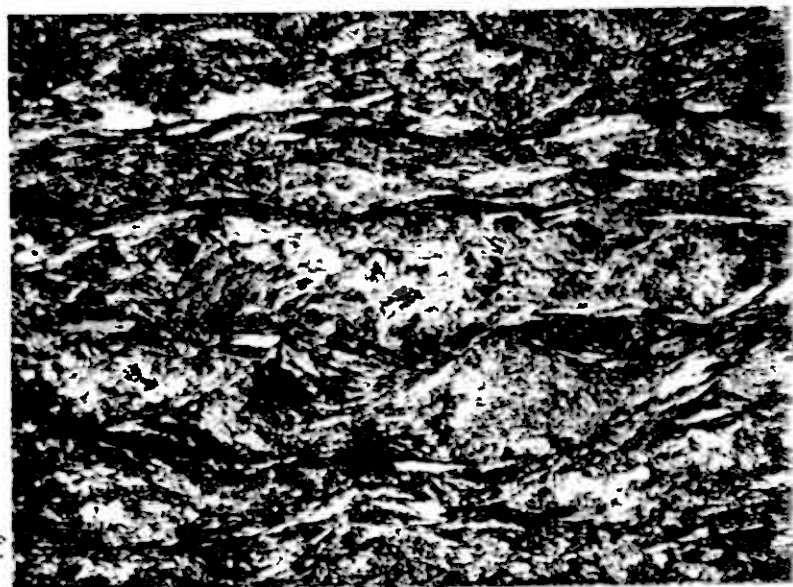
Eine ganz ähnliche Zusammensetzung weisen die Flaser-gabbros auf, die besonders aus der tektonischen Zerschierung der eben beschriebenen Saussuritgabbro-Bereiche, aber auch aus der stärkeren Zerschierung anderer Metagabbros (vgl. S. 36 und 80 f.) hervorgegangen sind.

Die Flaserung, d.h. die tektonischen Scherflächen legen sich gewöhnlich um Augen aus Plagioklas (Albitneubildungen), Zoisit und Quarz. Parallel zu den Scherflächen sind grüne Hornblende, tremolitische Hornblende und Glimmer gesproßt. Neben Biotit ist hier insbesondere ein chromhaltiger Hellglimmer (Muskovit) zu nennen, der im Normalfall ein Chrom-Muskovit ist. Hier handelt es sich aufgrund der geringen K-Gehalte der Analyse evtl. um einen chromführenden Na-Glimmer (Paragonit). Akzessorisch wurden Titanit, Carbonat und Erz beobachtet.

Abb. 63 (oben): Flaser-gabbro; Kvernbekk 700 m; Probe 1522

Abb. 64 (unten): Flaser-gabbro; Dünnschliff zu Abb. 63

Probe 1522; Nic. XX.



3.332 Grünsteine und Amphibolite

Während in den Metagabbros meist noch ein primäres Reliktgefüge nachgewiesen werden kann, ist das Gefüge der Grünsteine und Amphibolite vollkommen von den tektonischen Scherbewegungen überprägt worden. Dieses kann durch sehr engständige Schieferungsflächen (Foliation) oder durch Flaserung (an Albit-Porphyroblasten) gekennzeichnet sein. Die Mineralkorngröße ist im Unterschied zu den Metagabbros meist sehr klein und die Minerale sind häufig mit ihrer Längsachse streng in die Lineation (parallel zu den Achsen der Kleinfalten) eingeregelt. Albit und Hornblende sind stets die Hauptminerale, daneben müssen Quarz, Titanit, Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Calcit und Erz genannt werden, die in stark wechselnder Menge den Restbestand ausmachen.



Abb. 65: Stark geschieferter Grünstein der Tronfjell-Grünstein-Formation; Albit - grüne Hornblende - Min.bestand Probe 1519, Nic. XX

3.333 Umgewandelte Ultramafitite (Serpentinite)

Die Ultramafitite des Tronfjell-Eruptivgesteins-Komplexes, sämtlich Dunite, sind häufig bereits in reine Serpentinite umgewandelt und bestehen meist nur aus den folgenden Mineralphasen: Serpentin (Chrysotil) als > 90 vol.-% des Gesamtgesteines, Talk, Chlorit und Aktinolith, selten Kämmererit. Als opake Minerale wurden Magnetit, Chromit und Spinell beobachtet.

Bei beginnender Umwandlung der Dunite (Abb.66) entstehen zunächst entlang der Korngrenzen, später auch quer durch die Kristallkörner, Risse, die sich rasch zu einem Netzwerk verdichten, so daß der Olivin nur noch in kleinen Inseln innerhalb der alten Kristallkörner vorliegt. In den Spalten werden vorzugsweise Serpentin (überwiegend Chrysotil) und Magnetit gebildet. Durch eine erhebliche Volumenzunahme infolge der Neubildung von wasserhaltigen Mineralen werden auch die letzten Olivinreste von der Riß- und Netzwerkbildung erfaßt (Abb.67). Weitere sekundäre Mineralphasen wie Talk, Chlorit und Carbonat bilden sich nun in den Spalten und breiten sich von dort aus auch in den Zwischenräumen des "Serpentin-Netzes" aus.

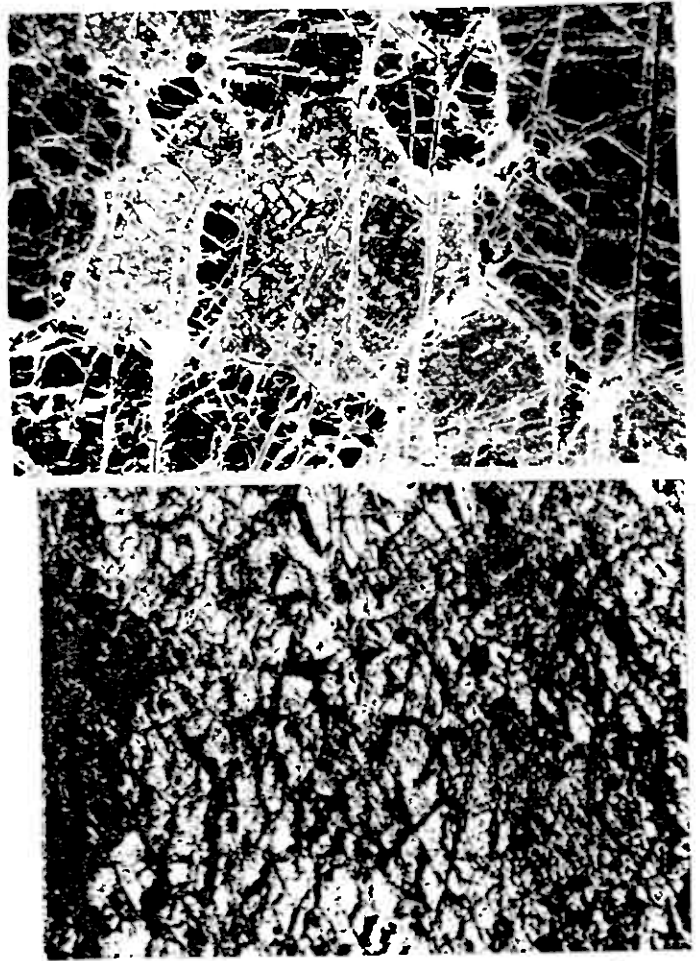


Abb.66 (oben) und 67 (unten): Fortschreitende Serpentinisierung von Dunit; Proben: 1575 (Abb.66) und 1547 (Abb.67)

3.34 Kataklastische Gesteine

In Ergänzung zur Beschreibung der Geländeverhältnisse von kataklastischen Gabbro (S.45) sind in den Dünnschliffen dieser Gesteine verschiedene Auswirkungen der Kataklaste zu erkennen. Eine leichte Zerschierung des Gabbros äußert sich gewöhnlich nur in Rissen quer durch die Mineralkörner mit kleinen Versetzungen an den Scherbahnen. Entlang solcher Flächen oder auch innerhalb mehrerer paralleler Scherzonen sprossen unter deutlicher paralleler Einregelung grüne Hornblende, Albit, Quarz, Chlorit, Glimmer, Carbonat und Magnetit. Einige Gesteine zeigen eine wesentlich stärkere Kataklaste, die zu einem Zerbrechen der Mineralkörner zwischen den Scherflächen ("Interfolial-Kataklaste") geführt hat. Diese Art der tektonischen Beanspruchung kennzeichnet insbesondere die verschiedenen Flasergabbro-Typen. Bei noch weitergehender Zerschierung wird die granulare Grundmasse der Gesteine zu einem äußerst feinkristallinen, schlierigen Gewebe aus Albit, Bio-

tit, braune Hornblende und Quarz aufgelöst. In dieser Matrix ("Pseudotachylit") schwimmen größere, zugerundete Körner von Plagioklas und Pyroxen. Die Vorgänge, die zu der nahezu vollkommenen Mylonitisierung dieser gabbroiden Gesteine geführt haben, sind vermutlich bei hoher Temperatur und unter sehr geringer Beteiligung von H_2O abgelaufen.

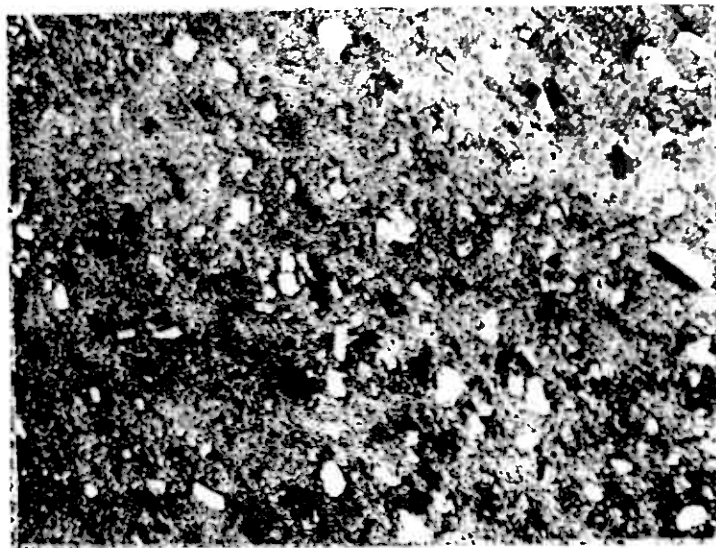


Abb. 68: Kataklastischer Gabbro der Tronfjell-Randzone mit granular-mylonitischer Textur und einer äußerst feinkörnigen Grundmasse;
Probe 1499; Nic. XX.

4. METAMORPHOSE

Die Abfolgen des südlichen Trondheim-Gebietes wurden im Gefolge der kaledonischen Orogenese regionalmetamorph überprägt. Eine Einstufung dieser Serien hinsichtlich ihres Metamorphosegrades nach WINKLER, 1974 zeigt, daß die Gesteine zum größten Teil in schwach metamorphem Grad ("low-grade") bis mittel metamorphem Grad ("medium-grade") vorliegen. Etwas schwieriger gestalten sich die Verhältnisse im Bereich des Tronfjelles, da hier zu untersuchen ist, inwiefern neben den regionalmetamorphen auch kontaktmetamorphe Vorgänge die Gesteine beeinflusst haben. Aus den Geländebeobachtungen geht hervor, daß die äußerste Umrandung des Tronfjelles im Arbeitsgebiet in niedrig-gradiger Metamorphose (WINKLER, 1974), der Grünschieferfazies (im Sinne TURNER's, 1960), bzw. der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies (WINKLER, 1967) vorliegt und als typische Gesteine Albit-Chloritschiefer, -Phyllite und Serizit-Chlorit-Gneise vorkommen. Mit größerer Annäherung an den Gneis-Komplex ergibt sich ein eindeutiger

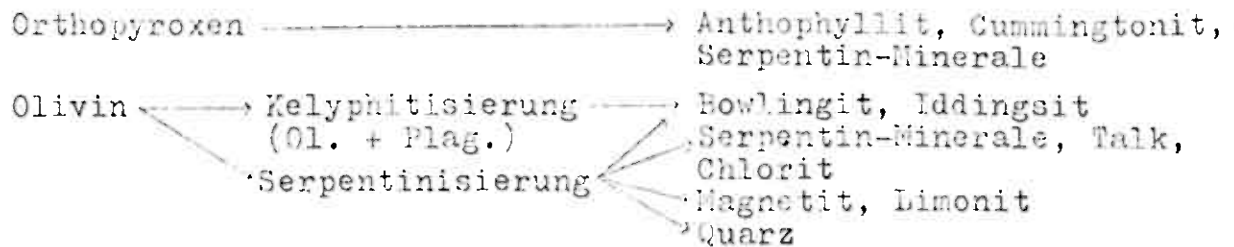
Anstieg des Metamorphosegrades, der sich in der Zunahme von Biotit bei gleichzeitiger Abnahme von Chlorit und schließlich im fast vollständigen Verschwinden von Chlorit und dem Erscheinen von Hornblende und Almandin äußert. Nach WINKLER, 1967 hätte man somit nach Durchlaufen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (innerhalb der Grünschieferfazies vom Barrow-Typ) mit der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies den höchsten Bereich der Grünschieferfazies erreicht. Die Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies, die durch das erstmalige Auftreten von Staurolith gekennzeichnet wird, ist im Tronfjell-Gebiet nicht erreicht worden. Allerdings bestehen solche scharfen Grenzen, wie sie WINKLER, 1967 für die Einteilung in Subfazies zu Grunde legte, nicht. Vielmehr stellen sich mehrmals erhebliche Variationsbereiche besonders von Chlorit : Biotit ein. Eine Lösung dieses Problems ergab sich vor Abschluß dieser Arbeit durch die neuen Gliederungsvorschläge von WINKLER, 1974, in Metamorphose-Stufen. WINKLER betont, daß Chlorit nicht als kritisches Mineral verwendet werden darf, da es einerseits bereits diagenetisch gebildet sein kann und andererseits über einen recht großen Temperaturbereich der Metamorphose beständig bleibt. Dies bestätigen auch Beobachtungen innerhalb der Almandin- und Hornblende-führenden Glimmerschiefer der Tronkalven-Formation, in die geringmächtige Lagen von Chlorit-Phyllit-Schiefen eingeschaltet sind. Die Paragenese Chlorit + Phengit ist nach den neuen Ergebnissen WINKLER's innerhalb des schwach metamorphen Grades beständig und kann bei sehr geringen Muskovit-Gehalten über den Beginn der mittel gradigen Metamorphose erhalten bleiben. Den Beginn der mittel gradigen Metamorphose legt WINKLER, 1974, mit dem Erscheinen von Cordierit, Staurolith, bzw. Andalusit fest. Keines dieser Minerale wurde in den Dünnschliffen von Gesteinsproben der Tronfjell-Gruppe beobachtet, so daß die gesamten metamorphen Serien in der Umrandung des Tronfjell-Massivs nach der neueren Gliederung vollkommen dem Bereich der schwach gradigen Metamorphose zugerechnet werden müssen.

Zum Nachweis von kontaktmetamorphen Umwandlungen wurden aus den Metasedimenten in Kontaktnähe zahlreiche Proben entnommen und insbesondere auf Cordierit, Andalusit und Diopsid hin untersucht. Keines dieser Minerale konnte jedoch nachge-

wiesen werden. Das Fehlen der genannten, typischen Kontaktminerale bedeutet jedoch nicht, daß keine Kontaktmetamorphose Beeinflussung der Nebengesteine stattgefunden hat. Mit großer Sicherheit kann man eine Hornblende-Hornfels- und Kalifeldspat-Cordierit-Hornfels-Fazies, d.h. eine hochtemperierte Kontaktmetamorphose ausschließen. Hingegen sind die Mineralneubildungen der Albit-Epidot-Hornfels-Fazies überhaupt nicht von denen der regionalen niedrig gradigen Metamorphose zu trennen. Obwohl die Temperatur gabbroider Magmen bei der Intrusion mit ca. 1200°C angenommen werden muß, unterscheiden sich die Gabbros oft in ihrer Kontaktwirkung auf das Nebengestein von granitischen Schmelzen mit einer wesentlich niedrigeren Temperatur (um 700°C) vor allem durch ihren Anteil an flüchtigen Bestandteilen. Granite bewirken meist durch ihren hohen Gehalt an freiwerdenden, in das Nebengestein eindringenden, leichtflüchtigen Phasen eine zusätzliche Aufheizung infolge eines "Dampfheizungseffektes" (WINKLER, 1967), der eine intensive Kontaktmetamorphose bewirken kann. Bei der Intrusion gabbroider Magmen wird eine Aufheizung des Nebengesteines häufig nur durch Wärmeleitung erreicht, die sich in größerer Tiefe durchaus in der Bildung eines Wärmedomes mit allen Kennzeichen regionalmetamorpher Mineralumwandlungen äußern kann. Auch der leichte Anstieg des Metamorphosegrades in der Tronfjell-Umrandung ist durch eine relativ gleichmäßige Wärmeabgabe des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes bei einem weitgehenden Fehlen flüchtiger Phasen zu verstehen. Ein weiterer Grund für das Fehlen einer höher-temperierten Kontaktmetamorphose um das Tronfjell mag durch die tektonischen Vorgänge gegeben sein, wenn der Gabbro-Komplex seine heutige Position diskordant auf den unterlagernden Gesteinen erst in einem Zustand weitgehender Abkühlung erreicht hätte.

Die Regionalmetamorphose des Gabbro-Komplexes wurde bereits bei der Besprechung der Umwandlungsvorgänge (S.43 u. 76ff.) behandelt. Deshalb sollen hier nur die wichtigsten Umwandlungsvorgänge der Hauptminerale in diesen Gesteinen tabellarisch zusammengestellt werden:

Frischer, unmetamorpher Gabbro	Metagabbro-Bildung
Plagioklas	<div> <div>Albitisierung</div> <div>Saussuritisierung</div> </div> <div> <div>Plagioklas (An-ärmer)</div> <div>Albit + Calcit + Zoisit</div> </div>
Clinopyroxen	<div> <div>Uralitisierung</div> <div>braune Hornblende</div> </div> <div> <div>grüne Hornblende + tremolit.</div> <div>Hornblende + Chlorit + Quarz</div> </div>



5. TEKTONIK

5.1 Allgemeiner tektonischer Überblick mit kurzer Erörterung der chronostratigraphischen Einstufungsmöglichkeiten der Tronfjell-Gruppe

Das gesamte Trondheim-Gebiet wird tektonisch durch die kaledonische Faltung geprägt. Das Hauptfaltensystem liegt in Form von NW-SE bis nahezu N-S-streichenden Großfalten vor. Entsprechende Hauptrichtungen finden sich in der Horg-Synkline (OFTE-DAHL, 1974), im Raum Røros-Meråker (WOLFF, 1967), Røros-Hummelfjell-Kjølskarvene (RUI, 1972) und auch im Gebiet zwischen Oppdal und Alvdal (HEIM, 1972). Alle Verfasser gehen von der Vorstellung aus, daß es sich bei diesen Faltenzügen um ein kompliziertes Faltensystem handelt, das hauptsächlich durch eine Aufschiebungs- bzw. Deckentektonik gekennzeichnet ist. OFTEDAHL (1974) beschreibt den tektonischen Bau der Trondheim-Region in vereinfachter Form als Antiklinorium mit zum großen Teil überkippten Falten und über großen Bereichen, besonders im östlichen Teil, invertierten Serien. Nach HEIM (1972) besteht der tektonische Aufbau des südöstlichen Trondheim-Gebietes aus einem normal gelagerten unteren und einem invers gelagerten oberen Deckenkomplex. Zu diesem oberen Deckenkomplex ("Savalen-Decke") müßte auch der Tronfjell-Komplex gerechnet werden, sofern sich die Gesteinsserien östlich und westlich der Glåma entsprechen würden. Nach KLEINE-HERING (1969) gehört der Tronfjell-Komplex zu einem, von den tektonischen Einheiten westlich der Glåma getrennten, Synklinorium ("Alvdal-Synklinorium"), dessen normal gelagerter SE-Flügel auf ebenfalls kaledonisch gefaltete, kambrische Gesteine aufgeschoben worden ist. Diese sollen ihrerseits nach SE auf den eokambrischen Untergrund (Sparagmit) aufgeschoben worden sein. Aus der unterschiedlichen tektonischen Auffassung des Gebietes um Alvdal ergeben sich auch die von einander abweichenden Deutungen der

stratigraphischen Verhältnisse. Nach KLEINE-HERING handelt es sich im Raum Alvdal um oberkambrische Ablagerungen, während nach HEIM die Abfolgen zu den Bildungen des oberen Ordoviz bis Silur zu rechnen wären. Da die stratigraphischen Verhältnisse im Tronfjell-Gebiet auf Grund des Fossilmangels und des fehlenden, eindeutigen Bezuges zu den Serien der Horg-Synkline oder des Meråker-Gebietes noch nicht endgültig zu klären sind, sollen hier die Möglichkeiten der stratigraphischen Zuordnung kurz diskutiert werden.

KLEINE-HERING (1969) nahm für die Serien westlich und östlich Alvdal, einschließlich des Tronfjell-Komplexes Normallagerung an. HEIM (1972), der die Abfolgen von Westen her bearbeitet hat und den Anschluß an die Stratigraphie des engeren Trondheim-Gebietes zu erkennen glaubt, nimmt für die entsprechenden Serien inverse Lagerung an.

KLEINE-HERING (1969) sah den Tronfjell-Komplex als eigene tektonische Einheit an, die er mit dem westlich anschließenden Folldal-Gebiet nicht parallelisieren konnte. Nach eigenen Untersuchungen im Sommer 1974 setzen sich die Gesteinsserien der Tronfjell-Gruppe indessen westlich der Glåma fort. So entspricht die Tronkalven-Formation der Brandvoll-Serie KLEINE-HERING's und die Tronfjell-Grünstein-Formation bildet einen markanten Horizont mit Amphiboliten, Amphibolitschiefern und Metagabbros innerhalb der Steen-Serie KLEINE-HERING's, während die Tronsvangen- und Livangen-Formation sich ebenfalls der Steen-Serie zuordnen lassen. Somit würde die von KLEINE-HERING für das Tronfjell angenommene Abfolge aus Storbekk- und Tronsvangen-Serie, die er als "fragliche, ältere Röros-Gruppe" bezeichnet nun ganz der Röros-Gruppe /Oberkambrium (nach der stratigraphischen Gliederung KLEINE-HERING's) zugerechnet werden müssen und würden eine gemeinsame tektonische Einheit bilden. Nach HEIM würde das Tronfjell-Massiv und das sich westlich anschließende Gebiet zu der invers gelagerten Savalen-Decke gehören und die Gesteinsserien wären damit zur Hovin-Gruppe (Ordoviz / Silur) zu stellen. Untermauert wird diese stratigraphische Zuordnung durch die neuen Untersuchungen von RUI (1972) im Røros-Kjølkiskarvene- und Hummelfjell-Gebiet, nördlich des Tronfjells. Demnach wäre die Tronkalven-Formation mit der Hummelfjell-Formation, die Haugsætra-Formation mit den "grauen bis grünlichen Glimmerschiefern" und die Tronsvangen- und Li-

vangen-Formation mit den "Grünschiefern" RUI's zu parallelisieren. Auch in diesem Fall müßte die Tronfjell-Gruppe invers gelagert sein. RUI stellt die genannten Serien mit Vorbehalt in das Silur. Obwohl im Tronfjell-Gebiet auf Grund flachliegender Isoklinal- und Schleppepfalten ebenso viele Indizien für normale, wie auch für inverse Lagerung sprechen, könnten die Abfolgen selbst auf eine inverse Lagerung hinweisen: Die grün gefärbten Chlorit- und Epidot-reichen Sedimente der Tronsvängen-Formation könnten als Abtragungsprodukte von basischen Vulkaniten (wie sie in der Tronfjell-Grünstein-Formation gegeben sind) angesehen werden. Da im Trondheim-Gebiet nur die Stören-Gruppe als einziger, mächtiger Vulkanithorizont basischer Laven infrage kommt, könnte die Tronfjell-Grünstein-Formation dieser Gruppe (Unter-Ordoviz) und die unterlagernden Grünschiefer der Tronsvängen-Formation der Hovin-Gruppe (Mittel- und Ober-Ordoviz) entsprechen.

Schließlich soll nicht unerwähnt bleiben, daß auch OFTEDAHL, 1974, Übersichtskarte S. 76, die gesamten Kaledoniden-Ablagerungen östlich der Gläma (einschließlich des Tronfjell-Komplexes) in die Horg-Gruppe (Silur) eingliedert.

Eine endgültige Klärung dieser Problematik wird jedoch erst nach einer geologischen Aufnahme der weiteren Umgebung des Tronfjell-Gebietes und dem Anschluß an die Kartierungen des südlichen und südöstlichen Trondheimgebietes möglich sein.

5.2 Der tektonische Baustil des Tronfjell-Massivs

Das Tronfjell-Gebiet weicht von dem generellen Baustil der Trondheim-Region mit ihren vorwiegend NS-verlaufenden Faltenzügen ab, indem die Gesteinsserien um die Tronfjell-Synform⁺ unlaufendes Streichen annehmen. Die Achse der Synform streicht fast E-W ($250-280^{\circ}/10-15^{\circ}$) und taucht nach Westen mit etwa $10-15^{\circ}$ Grad ab. Im Zentrum dieser Synform lagert der Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex diskordant über den metamorphen Gesteinen der Tronfjell-Gruppe, die allseits mit meist $30 - 60^{\circ}$ unter das Eruptivgesteinsmassiv einfallen. Die E-W-Richtung prägt den gesamten Faltenbau, der in Form flachliegender Synklinalfalten mit Nord- und Süd-vergente Achsenebenen als interne Deckenfaltung vorliegt.

Von dieser Faltung wurde auch der Tronfjell-Eruptivgesteinskomplex betroffen, dessen Rand zusammen mit den umgebenden Sedimentgesteinen verfaltet worden ist. Die gleiche Richtung wie die Faltenachsen haben zahlreiche $70 - 100^\circ$ verlaufende Scherzonen, die das Gabbro-Massiv durchsetzen und vermutlich gleichzeitig mit den Faltungsvorgängen ablaufenden Scherbewegungen entsprechen. Diese Faltung überprägt alle älteren Deformationssysteme, auf die auch der Deckenbau des südöstlichen Trondheim-Gebietes und die Intrusion des Tronfjell-Gabbros zurückzuführen sind. Ungeachtet der älteren Verformung sollen hier die Falten dieser Hauptfaltungsphase mit F 1 bezeichnet werden. Am Deutlichsten äußert sich dieses Deformationssystem in einer gut ausgeprägten b-Lineation, die stets streng parallel zu den F 1-Faltenachsen verläuft und überwiegend flach nach Westen abtaucht. Ein weiteres Ergebnis dieser Faltungsvorgänge ist eine engständige (einschaarige) Zerschierung mehr oder weniger parallel zu den ursprünglichen Schichtflächen (s_0) in den Sedimentgesteinen. Alle primären Schichtungsmerkmale sind durch die gleichmäßigen, sehr engständigen Scherflächen, "laminae" tektonischen Ursprungs verschleiert, die durch ihren infolge primärer Materialunterschiede wechselnden Mineralbestände sedimentäre Schichtung vertauschen. Ein weiterer Deformationsplan zeigt sich vorwiegend in flachen Aufschiebungen und damit meist zusammen vorkommenden flach-liegenden Ostvergenten Kleinfalten (F 2). Ferner führte sie zu einer weiteren Zerschierung schiefwinklig zur Hauptfoliation. Dabei kam es zur Bildung von Knickschieferung ("kink bands"), Knitterung ("crenulation foliation") und zu konjugierten Kleinfalten (s. auch Abb. 7, 8, und 14). Am Besten sind diese Erscheinungen innerhalb von Phylliten und Glimmerschiefern bereits makroskopisch zu erkennen.

Einer noch jüngeren Tektonik sind die Bruchbildungen zuzurechnen, die quer durch die älteren, gefalteten tektonischen Einheiten verlaufen. So ordnet KLEINE-HERING (1969) die NNW-SSE streichende steile Verwerfung auf der Tronfjell-M-Flanke dem vermutlich tertiären Störungssystem der Mjøsasee-Zone zu, die ihre Fortsetzung nach Norden in den Brydal, Rendal und Tyllidal-Störungen findet.

5.3 Tektonik der metamorphen Serien (Tronfjell-Gruppe) in der Umrandung des Tronfjelles

Die metamorphen Gesteine der Tronfjell-Gruppe zeichnen sich hinsichtlich ihres Gefüges durch eine engständige Parallel-Textur (Foliation / s 1) aus, die parallel bzw. subparallel zur primären Wechsellagerung (s 0) angelegt ist. Sie überprägt häufig die ehemaligen Schichtflächen derart, daß infolge von kleinen Schleppfalten ("slip und interfolial folds"⁺) tektonische Gefügebilder erzeugt wurden, die leicht mit Schrägschichtung oder anderen sedimentären Texturen verwechselt werden können. Neben der sehr engständigen Foliation (im Sinne einer Kristallisationsschieferung) ist in fast allen Gesteinen auch eine deutliche Einregelung der metamorph gesproßten Minerale parallel zu den Bewegungsflächen und zu den Faltenachsen (b-Lineation) zu bemerken.

Ein ähnlicher Faltenbau wie im Mikrobereich ist auch im dm- bis m-Bereich in den größeren Aufschlüssen, besonders am Tronfjell-W-Hang zu erkennen. Diese Falten (s. Abb.24, Taf. X) unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Achsen nicht von dem größeren Faltenbau, der in Form von liegenden Isoklinalfalten vorliegt. Die Großfalten waren meist nur anhand der Faltenumbiegungen und einem mehrfachen Wechsel von noch erkennbaren Sedimenttexturen mit normaler und inverser Lagerung nachzuweisen. Solche Faltenumbiegungen finden sich z.B. in den quarzitischen Gesteinen der Tronkalven-Formation am Tronfjell-W-Hang südlich des Kvernbecks und in der Steilwand auf der Tronfjell-NE-Flanke.

Im Raum Tronsvangen-Seter bis zum Tyllidal streichen die Schichten E-W und fallen mit etwa 30 - 50° nach Norden ein. Die vorwiegend aus Phylliten und Glimmerschiefern zusammengesetzten Metasedimente sind auch hier häufig isoklinal gefaltet, was KLEINE-HERING (1969) am Südrand des bearbeiteten Gebietes zwischen Nyseter und Alvådal gut belegen konnte. Im Raum Tronsvangen äußert sich die Isoklinalfaltung im mehrfachen Auftreten gleicher Horizonte (wie z.B. des Erzhorizontes SW des Tronsvangen-Seter-Hotels). Trotz der internen Faltung ändert sich die Ausstrichbreite der einzelnen Formationen kaum.

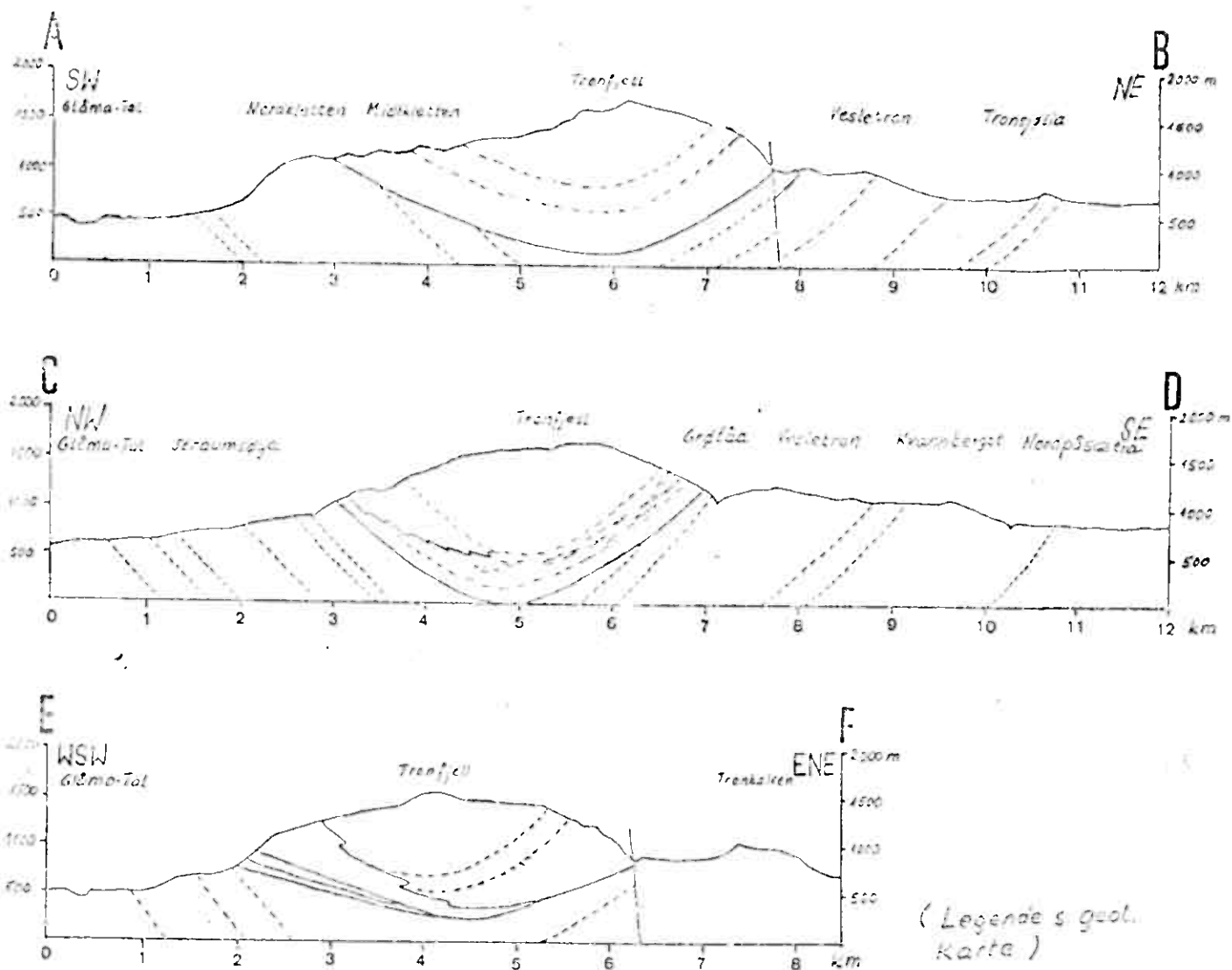
- 87 -

Auf der E- und N-Flanke des Tronfjells fallen die metamorphen Serien bei umlaufendem Streichen ebenfalls mit $30 - 50^\circ$ unter das Tronfjell ein, wobei sie lediglich an den Störungen westlich des Gammelsaeter-Baches und zwischen Brottvangen und Tronsjøvangen leicht versetzt wurden. Diese relativ jungen Querstörungen fallen vermutlich steil ein und sind in erster Linie als Blattverschiebungen ausgebildet. Etwas komplizierter gestaltet sind die Lagerungsverhältnisse auf der Tronfjell-Westflanke. Nördlich des Kvernbekk-Einschnittes fallen die Gesteine der Tronkalven-Formation bei NE-SW-Streichen zunächst relativ flach ($20-40^\circ$) unter den Gabbro-Komplex ein, nehmen dann aber gegen den Kvern-Bach zunehmend steilere Lagerung ein und schwenken zugleich auf E-W-Streichen um. Durch eine Querstörung versetzt, verlaufen die Serien südlich des Kvern erneut nahezu E-W und fallen steil nach Norden ein. Südlich des Skreda-Baches schließen sie bei flacher werdender Lagerung an die südliche Umrandung an. Zwischen Kvern- und Skreda-Bach wird die E-W verlaufende Gesteinsserie von einer N-S-streichenden und sehr flach nach E einfallenden Gabbro-Intrusion (Flasergabbro) diskordant überlagert (s. Querprofil S.90). Die höheren Einheiten der Tronkalven-Formation liegen konkordant über diesem Flasergabbro und werden ihrerseits vom E-Rand des Tronfjell-Gabbros mit einer schwachen Winkeldiskordanz überlagert.

5.4 Tektonik des Tronfjell-Gabbro-Komplexes

Wie bereits beschrieben, lagert der Bruptivgesteinsverband des Tronfjelles diskordant auf den Gesteinsserien der Tronfjell-Gruppe (s. auch Profile auf der nächsten Seite). Der Diskordanzwinkel ist im Süden am Größten (ca $20-30^\circ$) und nimmt nach Norden etwa auf der Linie Kvernbekk - Haugsætra-Bäche bedeutend ab. Nördlich dieser Linie liegt der Gabbro-Komplex nahezu konkordant auf den quarzitischen Gesteinen der Tronkalven-Formation. Da die unterlagernden Sedimentgesteine zusammen mit der Randzone des Gabbros verfaltet und teilweise auch eingeschuppt wurden (wie z.B. in der NE-Steilwand des Tronfjelles gegen den Gammelsaeter-Bach), sind die Diskordanzen lokal meist nicht zu erkennen und ergeben sich erst auf Grund der regionalen Kartierung mit dem Erscheinen von ständig neu am Intrusionsrand auftauchenden höheren Gesteinsniveaus der Tronkalven-Formation.

GEOLOGISCHE QUERSCHNITTE



Im Randbereich des Gabbromassivs häufen sich kataklastische Bildungen, Faltungerscheinungen und metamorphe Umwandlungen zu Metagabbro, die dem Hauptteil des Komplexes fast vollkommen fehlen. Die Achsen der Falten streichen meist $80-110^\circ$ und tauchen mit ca. $10-30^\circ$ nach Westen ab. Somit fügen sie sich gut in den Faltenbau der sedimentären Umrandung (F 1-Falten) ein. Quer durch den Gabbrokomplex verlaufen in gleicher Richtung wie die Faltenachsen Scherzonen von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Zehner Meter Breite, in denen der Gabbro mylonitisiert und geflasert oder sehr engständig geschiefert ("amphibolitisiert") wurde. An diesen Scherzonen haben sich in erster Linie horizontale Bewegungen vollzogen, wie anhand der lateral versetzten Bänderung des Gabbros und der linearen Mineraleinregelung gegen die Scherzonen nachgewiesen werden konnte. In den Dünnschliffen zeigte sich, daß diese Mineraleinregelung teilweise sehr weit in das Nebengestein reicht und auch nicht metamorph umgewandelte Minerale bereits eingeregelt sind (s. Abb. 31, S. 45). Dies bedeutet daß der Gabbro-Komplex bei der Zerschierung noch nicht vollkommen abgekühlt war. Aus der Tatsache, daß der größte Teil des Eruptivsteinsverbandes unmetamorph ist und nur die Randbereiche verfaltet und umgewandelt wurden, ist zu schließen, daß der Tronfjell-Gabbro erst während der Hauptdeformationsphase (vor oder während F 1) intrudiert ist. Die Zerschierung des Komplexes muß ebenfalls sehr früh abgelaufen sein und kann den gleichen tektonischen Vorgängen zugeordnet werden.

Aus den unmetamorphen Partien der Zentral- und Randzonen wurden Proben für eine K-Ar-Altersbestimmung entnommen, die Herr Dr. B. AYRANCI an der ETH Zürich freundlicherweise ausführte. Sie ergaben ein Alter von 405 ± 35 und 415 ± 10 m.a. Diese Werte stimmen gut mit den Daten des Z.W.O.-Laboratoriums, Amsterdam 1972, überein, das für die jüngste Caledoniden-Metamorphose des Trondheim-Meråker-Gebietes ein Alter von 435 ± 12 m.a. angibt. Nach diesen Datierungen darf angenommen werden, daß die Kristallisation des Tronfjell-Gabbros frühestens während den spätorogenetischen Vorgängen abgelaufen ist und damit ebenfalls auf eine syntektonische Entstehung hinweist.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Das Tronfjell-Massiv liegt innerhalb der Norwegischen Kaledoniden im äußersten Südosten des Trondheim-Gebietes. Der Hauptteil des Massivs wird von einem Komplex gabbroider und untergeordnet auch ultrabasischer Plutonite gebildet, der diskordant auf kambrosilurischen Geosynklinalgesteinen lagert. Die sedimentären Serien bilden eine kontinuierliche Abfolge, die lithostratigraphisch zu einer Gruppe ("Tronfjell-Gruppe") zusammengefaßt wurden. An der Basis sind grüne, quarzitische, Blauquarzkörner-führende Glimmerschiefer ("Kaldåsen-Formation") und grünlichgraue, chloritische Glimmerschiefer und Phyllite ("Tronsvagen-Formation") verbreitet, die von quarzreichen, stärker biotitführenden Glimmerschiefern ("Livangen-Formation") abgelöst werden. Darüber folgt eine Metavulkanitserie ("Tronfjell-Grünstein-Formation") mit Amphiboliten, Amphibolitschiefern, Metagabbros und geringmächtigen pelitischen und vermutlich pyroklastischen Zwischenlagen. Im Hangenden schließen sich erneut Metapelite und -psammite in Form von Biotitglimmerschiefern und dunklen Quarziten ("Haugsaetra-Formation") an, die von einer Serie aus überwiegend hellen, gneisähnlichen Quarziten und Glimmerschiefern ("Tronkalven-Formation") überlagert werden, die den Top der insgesamt etwa 3000 Meter mächtigen Tronfjell-Gruppe bilden.

Die geologische Geländeaufnahme des Eruptivgesteinskomplexes erwies einen in sich differenzierten, konzentrisch-schalenförmigen Aufbau der Gabbro-Intrusion. Hierbei lassen sich neben einer Zentralzone aus überwiegend grobkörnigen Olivin-gabbros und Troktolithen eine Übergangszone aus grob- bis feinkörnigen Olivin-gabbros und verbreitet auftretenden Ultramafitkörpern eine fein- bis mittelkörnige Randzone aus vorwiegend gabbro-noritischen Gesteinen unterscheiden. Der Gabbro-Verband wird besonders nahe seinem Außenrand von metamorphen Umwandlungen (Metagabbros, Amphibolite, Saussuritgabbros und Serpentinite) und tektonischen Bildungen (Kataklastische Gabbros, Flaser-gabbros und Amphibolite) betroffen.

Anhand von 40 Vollanalysen dieser Gesteine wurden NIGGLI-Werte, CIPW-Norm und RITTMANN-AMS-Norm berechnet und in die zur Zeit gebräuchlichsten Nomenklaturdiagramme eingetragen. Die darstellenden Punkte ergaben in Übereinstimmung mit den Ge-

ländebeobachtungen eine deutliche Trennung zwischen den Gesteinen der Zentralzone, die sich überwiegend als Olivingabbros und Olivingabbronorite erwiesen und denen der Randzone, die durchweg als Gabbronorite anzusehen sind. Die Gesteine der Übergangszone nehmen abgesehen von den Ultramafititen (meist Dunite) eine Zwischenstellung zu den beiden Hauptzonen ein und enthalten ähnliche Gesteine wie die Zentralzone, meist jedoch mit einem geringeren Olivinegehalt (Olivingabbronorite). Damit gleichen sie sich hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung den Gesteinen der Randzone an. Eine zusätzliche gute Unterscheidungsmöglichkeit der Gesteinszonen ist auf Grund ihres unterschiedlichen Gefüges gegeben. Die Modalzusammensetzung liefert weitgehend übereinstimmende Ergebnisse mit den Mineralbeständen der Norm-Berechnungen.

Die gesamte sedimentäre Umrandung des Tronfjell-Eruptivgesteinskomplexes sowie randliche Teile des Intrusionsverbandes wurden metamorph überprägt. Dabei lassen sich die Mineralumwandlungen einer zu erwartenden kontaktmetamorphen Veränderung nicht von den regionalmetamorphen Umwandlungen trennen, da es nachweislich nicht zur Ausbildung einer höher temperierten Kontaktmetamorphose gekommen ist. Alle Gesteine der Umrandung liegen der neuen Gliederung WINKLER's (1974) zufolge in niedrig-gradiger Metamorphose vor.

Tektonisch gesehen bildet das Tronfjell-Massiv eine Synform, d.h. eine muldenförmige Struktur mit konvergierenden Flanken, die durch eine nahezu E-W-verlaufende Achse mit einem leichten Abtauchen nach Westen ($10-15^{\circ}$) gekennzeichnet ist. Die umrandenden Gesteine der Tronfjell-Gruppe fallen allseits bei überwiegend umlaufendem Streichen mit durchschnittlich $30-50^{\circ}$ unter das Tronfjell ein. Der Rand des Gabbro-Komplexes lagert diskordant auf den Metasedimenten und wurde mit diesen gefaltet. Die Hauptfalten sind als flachliegende, meist isoklinale Falten mit schwach nach W abtauchenden Achsen ausgebildet. Eine intensive Parallelschieferung (Foliation und Lineation) sind ebenfalls auf diese Faltung zurückzuführen. Jüngere tektonische Beanspruchungen äußern sich in Kleinfalten, in einer Neuanlage von Scherflächen und in einer regionalen Bruchtektonik.

Erläuterungen zum Nomenklatur-Gebrauch

Tektonische Begriffe:

- Foliation sekundäres, planares Parallel-Gefüge infolge von tektonischen Vorgängen, meist im Zusammenhang mit einer Deformationsphase; Der Begriff der Foliation wird hier in der Arbeit auf ein sehr engständiges planares Parallelgefüge im Sinne einer Kristallisationsschieferung beschränkt.
- Lineation Einregelung von Mineralen parallel zueinander und parallel zu einem Beanspruchungsplan, häufig als Striemung oder "Mikrofaltung" ausgebildet
- z.B. b-Lineation: Minerale parallel zu den Faltenachsen angeordnet
- a-Lineation Minerale senkrecht zu den Faltenachsen durch schicht-(schieferungs-) parallele Gleitung auf den Faltenschenkeln verursacht
- Kink bands Knitterungsscharen durch Überprägung eines älteren Schersystemes - auch "Knick-Schieferung" genannt
- Synform Muldenförmige Struktur, bei der die Flanken konvergieren und in deren Zentrum jüngere oder ältere Gesteine zutage treten.
- Slip folds Kleinfalten durch unterschiedliche Bewegung zwischen zwei parallelen Scherflächen; häufig auch zwischen den Schieferungsflächen als sogenannte "interfolial folds" in Form von sehr stark ausgezogenen Kleinfalten:
- Conjugate folds Sehr nahe beieinander liegende Kleinfalten von ähnlichem Baustil, die paarweise und unter Kreuzung ihrer Achsenebenen auftreten

Petrographische Begriffe:

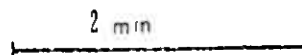
- Amphibolit Überwiegend aus Hornblende und Plagioklas bestehendes Gestein, welches aus basischen Magmatiten bzw. Tuffen oder Mergeln entstanden ist. Bei Schieferung liegen die Hornblendeprismen in der Schieferungsebene; die Teilbarkeit ist meistens nicht so gut wie bei Schieferen. Quarz kann in geringen Mengen anwesend sein.
- Grünstein Metamorphe basaltische bis andesitische Lavagesteine die als Amphibolite, amphibolitische Schiefer und Metagabbros vorliegen können
- Grünschiefer Hauptsächlich aus Chlorit, Feldspat, Epidot, Quarz, Aktinolith usw. gebildete deutlich grün gefärbte Schiefer, wobei sich mineralogisch zwei Arten unterscheiden lassen:
a) chloritreiche Quarz + Muskovit + Biotit-Schiefer aus Peliten
b) Zoisit oder Epidot + Chlorit + Albit/Oligoklas-Schiefer (kaum Glimmer- und Quarzhaltig) aus Basalten und Andesiten.

Abbildungsmaßstäbe zu den Dünnschliffbildern:

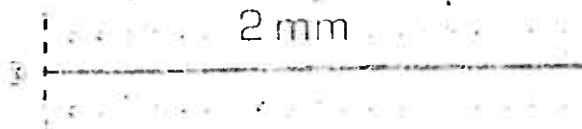
Maßstab zu den Abb.
7, 8, 13, 14, 17, 18, 19,
16, 49, 51, 52, 54, 55,
56, 57, 59 und 64.



Maßstab zu den Abb.
6, 9, 10, 11, 50, 60, 66
und 67.



Maßstab zu den Abb.
61, 65, 68.



LITERATURVERZEICHNIS

- BADGLEY P.C., 1965: Structural and Tectonic Principles. Harper & Row, New York, 520 S.
- BHATTACHARJI S. u. SMITH C.H., 1964: Flowage Differentiation. Science, 145, 150-153.
- BJØRLYNKE K.O., 1905: Det centrale Norges Fjeldbygning. NGU Nr. 39, Kristiania, 595 S.
- BURRI C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage, Birkhäuser Verlag, Basel, 334 S.
- CROSS Ch.W., IDDINGS J.P., PIRSSON L.V. u. WASHINGTON H.S., 1902: A quantitative chemico-mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. J.Geol.10, 555-690.
- FAIRBAIRN H.W., 1949: Structural Petrology of Deformed Rocks. Addison-Wesley Press Inc., Cambridge 42, Massachusetts, 344 S.
- FERSMAN A.P., 1951: Les pegmatites, leurs importance scientifique et pratique. Akad. Wiss. URSS., 2.Ed. 675 S.
- GOLDSCHMIDT V.M., 1916: Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondjem. Skr. Vidensk. Selesk., Christ., No. 2, 140 S.
- HATCH F.H., WELLS A.X. u. WELLS M.K., 1963: Textbook of Petrology. Petrology of the Igneous Rocks. Murray & Co London, 12th ed., 515 S.
- HEDBERG H.D., (Ed.), 1970: Preliminary Report on Lithostratigraphic Units. International Geological Congress (IGC), International Subcommittee on Stratigraphic Classification (ISSC), Report No 3, Montreal 1970.
- HEIM J.G., 1972: Zur Geologie des Südlichen Trondheim-Gebietes. Diss. Uni. Mainz, 156 S.+8 S. im Anh., 27 Abb., 4 Kt. + 1 geol. Kt.
- HESS H.H. u. POLDERVAANT A., 1967: Basalts. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Compositions. Vol. 1 u. 2., New York Interscience Publishers.
- HILLS S.E., 1970: Elements of Structural Geology. Chapman & Hill Ltd & Science, London, 502 S.
- HOLMSEN P., 1943: Geologiske og Petrografiske Undersøkelser i Området Tynset - Femunden. NGU Nr. 158, Oslo, 65 S.
- HOLMSEN P. u. HOLMSEN G., 1950: Tynset. Beskrivelse til det Geologiske Rektangelkart. NGU Nr. 175, Oslo, 64 S.
- HOLTEDAHL O., 1960: Geology of Norway. NGU Nr. 208, Oslo, 540S.
- u. DONS J., 1960: Geological map of Norway. Kartenbeilagen zu NGU Nr. 208: Geology of Norway, Oslo

- HOLTEDAHL O., 1970: Hvordan landet vårt ble til. En Oversikt Over Norges Geologi. 3. Aufl., Cappelen's Forlag, Oslo; 237 S.
- HYNDMAN D.W., 1972: Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. 533 S., Mc Graw Hill Co., New York
- JACKSON D.E. u. THAYER T., 1972: Some Criteria for Distinguishing between Stratiform, Concentric and Alpine Peridotite-Gabbro Complexes. International Geological Congress (IGC), 24th Session, Canada 1972, Section 2, Petrology, Montreal.
- KLEINE-HERING R., 1969: Die Geologie des Alvdal-Gebietes. Geol. Dipl.Arbeit Universität Mainz, 104 S., 5 Bildtaf., 2 Geol. Kt., 4 Beil.
- MASON R., 1971: The chemistry and structure of the Sultjelma Gabbro. NGU Nr.269: The Caledonian Geology of Northern Norway, 108-142, Oslo
- MIYASHIRO A., 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. 492 S. G. Allen & Unwin Ltd., London.
- OFTEDAHL Chr., 1954: Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmitområde. NGU 188, 5-20, Oslo.
- 1958: A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. Geol. Fören. Stockholm Förh., 80, 1-19.
- 1959: Om vulkanittene i den kaledonske fjellkjede i Norge. N.G.Tidsskr., 39, 263-265.
- 1961: On the Genesis of the Gabbroid Rock Bodies in the Norwegian Caledonides. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 40, 87-94.
- 1974: Norges Geologi. En oversikt over Norges regionalgeologi. 171 S., 59 Abb., Tapir Forlag, Trondheim.
- RAGAN D.M., 1968: Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques. 2nd ed., 208 S., 14 Taf., Wiley & Sons, New York.
- RITTMANN A., 1974: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. A Method of Calculation. 262 S., 85 Abb., Springer Verlag Berlin.
- RUI I.R., 1972: Geology of the Røros District South-eastern Trondheim Region, with a special study of the Kjøliskarvene-Holtsjøen Area. N.G.Tidsskr. 52, 1-21, Oslo.
- STRAND T. u. KULLING O., 1972: Scandinavian Caledonides. 302 S. 196 Abb., Wiley & Sons Ltd. New York
- STRECKEISEN A., 1974: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Geol. Rdschau 63, 2, 773-785, Stuttgart.
- TRÖGER W.E., 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband, 2.Aufl., 822 S., Schweizerbart Stuttgart
- 1970: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Bestimmungstabellen, 4. Aufl., 147 S., Schweizerbart Stuttgart.

- TURNER F.J. u. VERHOOGEN J., 1960: Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed., Mc Graw Hill, New York.
- u. WEISS L.E., 1963: Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. 545 S., Mc Graw Hill, New York.
- 1968: Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. 403 S., Mc Graw Hill New York.
- VANECEK M., 1967: Bericht über einen Studienaufenthalt bei Folldal / Verk A/S. Unveröff. Firmenber. Archiv Folldal-Verk A/S, Oslo.
- WEISS L.E., 1963: The Minor Structures of Deformed Rocks. A Photographic Atlas. 545 S., Springer Verlag Berlin.
- WHITTEN E.H.T., 1969: Structural Geology of Folded Rocks. 2. Aufl., 678 S., 486 Abb., Rand Mc Nally Chicago
- WILLIAMS H., TURNER F.J. u. GILBERT Ch. M., 1954: Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. 406 S., Freeman & Co., San Francisco.
- WINKLER H.G.F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl., Springer Berlin.
- 1970: Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of Classification based on Iso-grades in Common Rocks. N.Jb. Miner. 1970, 189-248,
- 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 3rd. ed. Springer Verlag Berlin.
- WOLFF F.Ch., 1967: Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim Region. NGU 245: Studies in the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides II, 123-146, Oslo
- WYLLIE P.J., 1967: Ultramafic and Related Rocks. Wiley & Sons New York
- 1971: The Dynamic Earth. Textbook in Geosciences. 416 S., Wiley & Sons New York
- YODER H.S. u. SAHAMA T.G., 1957: Olivine X-Ray Determinative Curve. Am. Miner. 42, 475-491
- ZWAAN P.C., 1954: On the Determination of Pyroxenes by X-Ray Powder-Diagrams. Leidse geol. mededel. 19, 167-267, Leiden.
- Z.W.O.-Laboratorium voor Isotopen-Geologie, 1972: Progress Report Sept. 1, 1970 - August 31, 1972 Amsterdam

Tabellarischer Lebenslauf

geb. am 23.06.44 in Landstuhl / Pfalz - BRD

Volksschulbesuch von 1950 - 1955 in Neunkirchen / Pfalz und Ludwigshafen am Rhein

Besuch des Gymnasiums von 1955 - 1965 in Ludwigshafen am Rhein und Mannheim.

Reifeprüfung am 10.03.1965 bestanden.

Aufnahme des Hochschulstudiums in den Fächern Geologie und Mineralogie an der Johannes Gutenberg-Universität in Mainz zum Sommersemester 1965

Diplom-Vorexamen in Geologie am 9.11.67 bestanden.

Abschluß des Studiums der Geologie-Paläontologie mit dem Diplom-Hauptexamen am 17.03.70

Seit 1.04.70 Wissenschaftlicher Assistent (m.d.V.b.) am Geologischen Institut, infolge Umstellung durch das neue Hochschulgesetz Rheinl-Pfalz seit 1.1.1973 als Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Geol. Institut (Institut für Geowissenschaften des Fachbereiches Geowissenschaften (22)) tätig.

Richard Dreyer

A N H A N G

BILDTAFELN

Abb. 1 a und b: Blick auf das Tronfjell-Massiv von Süden (Alvdal)



Abb. 5: Solifluktionerscheinungen am
Norhang des Tronfjells
(Luftbild AD 26; 1:15 000, WIDEROE)



Abb. 6: Aufschlußverhältnisse im NE-Teil des Arbeitsgebietes - Sumpf- und Moränenbedeckung; Tronsjøvangen



Abb. 7: Metagabbroaufschluß - als typ. Form eines Aufschlusses im NE-Teil des Arbeitsgebietes; südl. Tronsjøvangen

Abb. 8: Langgestreckter, durch das Eis herauspräparierter Grünstein-Rücken; Tronsjølia

Aufschlußverhältnis-
se im Tronfjell-Mas-
siv

Abb. 9: Blåtron
1550 m



Abb. 10: Midtkletten
1250 m



Abb. 11: Blåskarven
1410 m



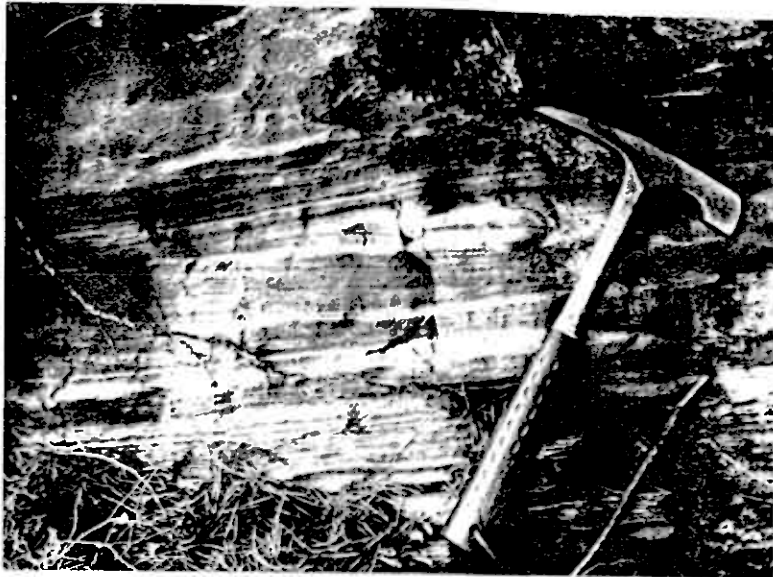


Abb. 12: Bänderschiefer
(Quarz-Albit-Chlorit-
Biotit-Glimmerschiefer
der Tronsvangen-Forma-
tion; Tronsvangen-Bach
831 m

Abb 13 u. 14:
Kleinfaltung in
Phyllit bis chl
rit. Glimmer-
schiefer der Tr
vangen-Formatio
Tronsvangen-Bac
685 m



Abb. 15: Kalkmarmorhori-
zont (mit liegenden Klei-
falten) d. Tronsvangen-
Form., Tronsvangen-Bach
550 m



Abb. 16: W-abtauchende Faltenachsen im Sulfiderzhorizont der Tronsvangen-Formation, Gruvvangen, 780 m

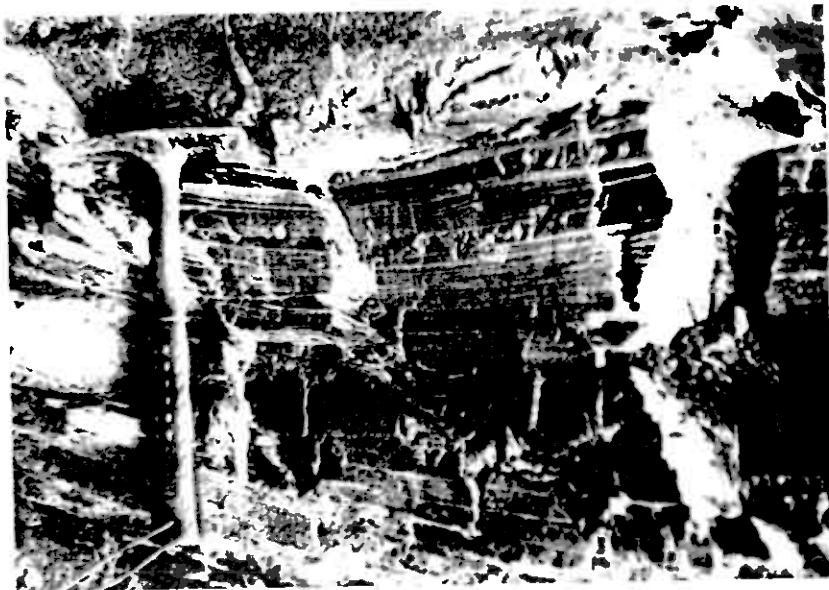


Abb. 17: Fragl. Kera-
tophyrtuffe der Tron-
fjell-Grünstein-Forma-
tion, Vesletron, 1250 m

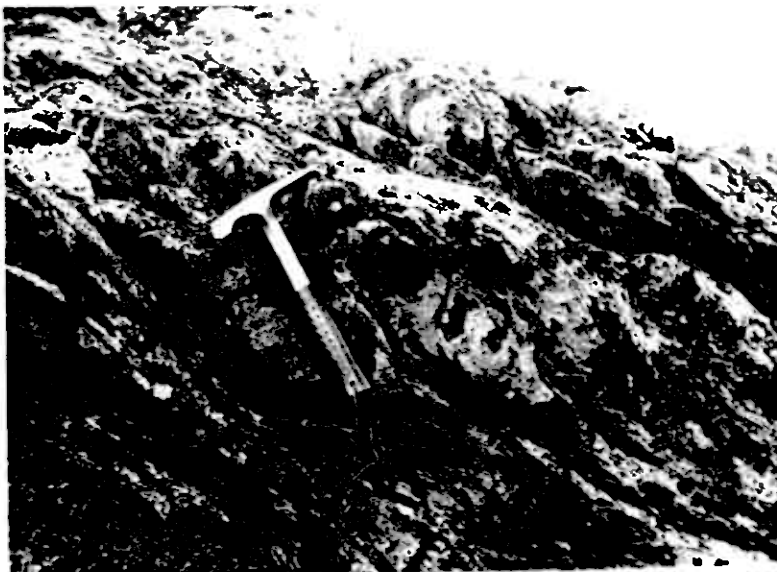


Abb. 18: Vermutl. Pil-
low structures der Trons-
vangen-Grünstein-Forma-
tion, W-Gipfel der
Nordtkletten, 945 m

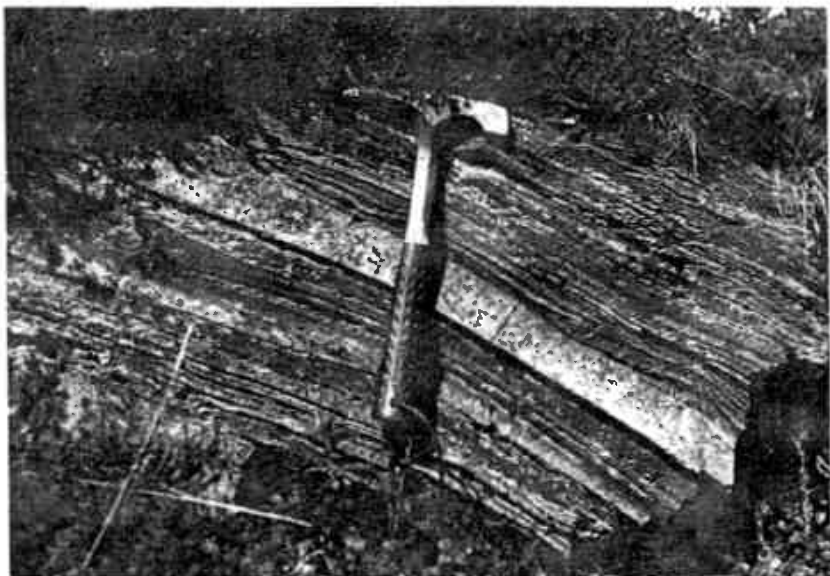


Abb. 19: Metagrauwacke d.
Livangen-Formation,
Aumäsen, 805 m

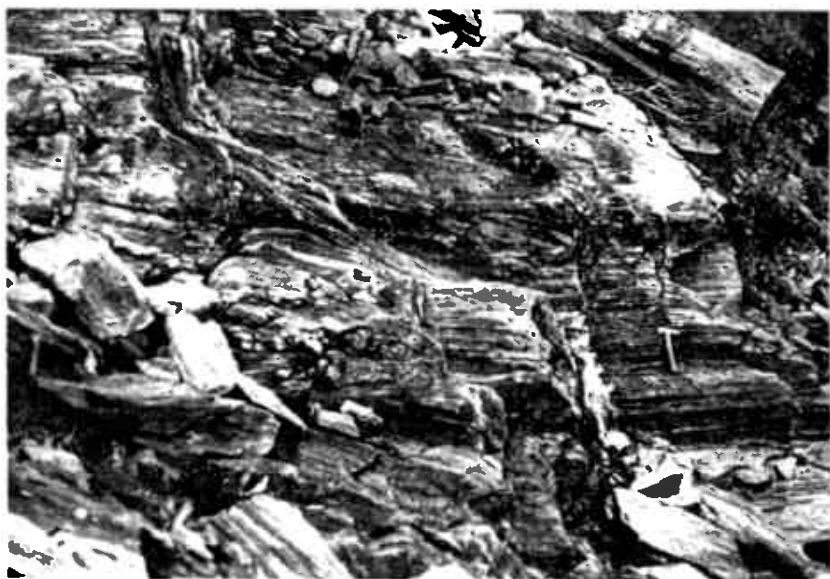


Abb. 20: Quarzite der
Tronkalven-Formation mit
deutlicher b-Lineation,
Tronskroken-Bach, 700 m

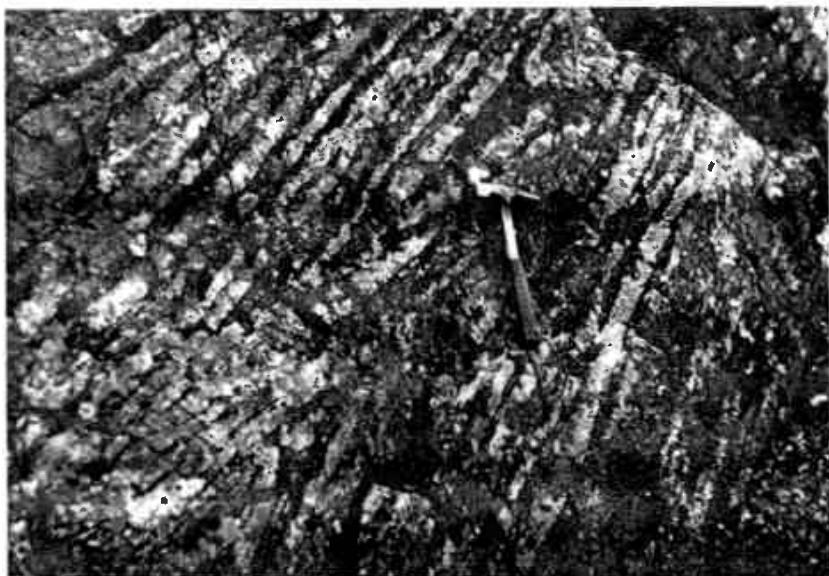


Abb. 21: Schleppfalten in
Metagrauwacken der Tron-
kalven-Formation, nahe am
Intrusionsrand, Straums-
øya-Bach ca 1000 m



Abb. 22: Kink bands in
Biotitglimmerschiefern
der Haugsætra-Formation
Tronkalven, 870 m

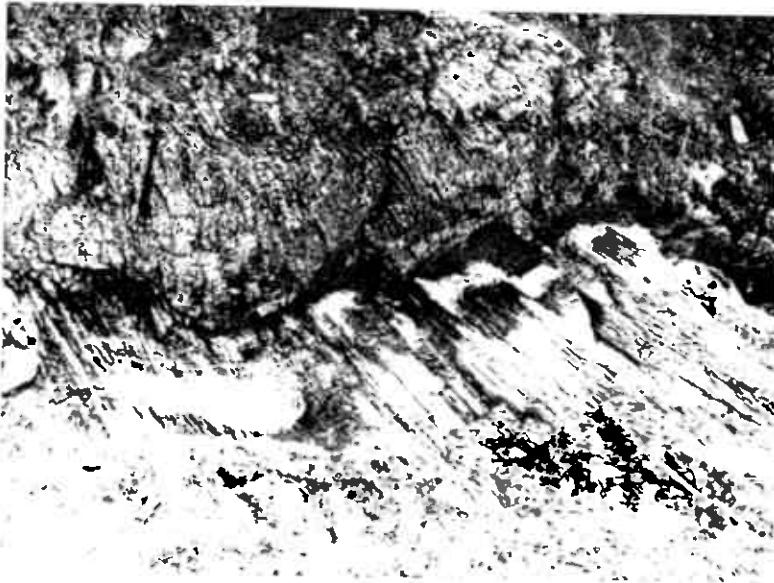


Abb. 23: gefalteter Flase-
gabbro (Saussuritgabbro)
mit b-Lineation, Straums-
øya-Bach 845 m



Abb. 24: Boudinierter Me-
tagabbro der Tronkalven-
Formation, NW Haugsætra
1040 m