

Probe	Or	Ab	An	Mt	Il	Ap	Di	Hy	Ol	Ne	Q	Ru
1	1.40	37.28	20.30	2.18	4.81	0.49	16.28	-	16.92	0.36	-	-
2	0.94	21.79	34.93	2.18	2.86	0.23	8.33	16.03	12.73	-	-	-
3	1.21	17.54	23.22	2.18	6.74	0.73	17.20	27.97	-	-	3.22	-
4	1.98	27.74	22.51	2.18	6.86	1.69	7.77	24.95	-	-	4.37	-
5	1.46	21.70	27.96	2.18	4.48	0.61	22.02	18.35	-	-	-	-
6	3.44	20.62	29.14	2.18	5.15	0.75	14.49	22.63	-	-	1.61	-
7	1.44	24.21	25.19	2.18	4.47	0.50	22.31	19.64	0.08	-	-	-
8	1.35	18.71	28.81	2.18	3.89	0.26	28.28	8.68	7.84	-	-	-
9	1.23	20.90	30.24	2.18	3.11	0.25	19.28	12.86	9.97	-	-	-
10	3.80	22.01	30.73	2.18	5.38	1.00	25.00	1.35	8.58	-	-	-
11	1.13	24.56	28.28	2.18	3.19	0.25	26.27	-	12.67	1.48	-	-
12	5.74	25.00	33.53	2.18	2.47	0.25	10.09	8.25	12.52	-	-	-
13	1.15	38.83	19.22	2.18	4.41	2.19	3.70	26.16	-	-	2.21	-
14	1.62	26.71	21.43	2.18	7.41	1.25	12.35	23.29	-	-	3.79	-
15	9.04	36.67	19.94	2.18	4.91	1.00	4.83	19.55	-	-	0.94	-
16	6.13	60.73	7.92	-	0.21	-	-	2.09	-	-	21.26	0.13
17	3.55	25.88	24.52	2.18	2.81	0.49	18.55	-	16.60	5.44	-	-

Anlage 4: Normativer Mineralgehalt der Vulkanitproben 1 - 17

Probe	Nb	Zr	Y	Rb	Sr	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	V
1	-	110	39	-	130	107	36	16	51	31	397
2	-	83	32	-	268	68	107	157	46	409	265
3	-	189	72	-	276	156	-	18	66	-	696
4	34	400	89	4	280	142	-	13	46	12	255
5	11	165	43	-	156	101	29	44	52	62	351
6	24	196	34	8	253	96	45	38	51	58	298
7	10	154	42	-	183	99	80	42	53	50	371
8	4	111	36	3	266	93	105	57	48	98	325
9	4	94	30	-	153	83	34	62	58	159	298
10	38	217	29	10	508	87	36	81	46	162	270
11	-	96	37	-	186	78	19	116	48	247	327
12	5	70	20	16	255	72	-	68	55	314	353
13	45	611	120	-	267	170	-	-	27	-	11
14	30	350	85	2	337	138	-	-	45	-	345
15	68	445	53	18	357	137	-	-	33	-	114
16	3	93	6	32	140	14	-	-	30	15	29

Anlage 3: Spurenelementgehalte der Vulkanitproben 1 - 16

	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	46.13	47.25	51.72	48.29	50.28	69.08	47.17
TiO ₂	1.58	1.23	2.26	3.71	2.45	0.23	1.43
Al ₂ O ₃	14.96	17.25	14.42	12.68	15.26	15.30	16.05
Fe ₂ O ₃	3.02	2.25	4.27	4.72	4.47	0.95	2.85
FeO	7.09	6.98	9.62	9.74	7.09	0.51	7.74
MnO	0.14	0.16	0.13	0.23	0.18	0.03	0.15
MgO	6.55	7.02	3.90	4.65	3.09	0.81	7.01
CaO	11.59	8.90	5.81	7.58	5.96	1.54	9.44
Na ₂ O	3.04	2.80	4.47	3.00	4.11	6.92	4.10
K ₂ O	0.18	0.92	0.19	0.26	0.15	1.00	0.58
P ₂ O ₅	0.14	0.18	0.96	0.55	0.82	0.06	0.28
CO ₂	1.80	0.94	0.12	0.74	1.20	1.50	1.65
H ₂ O ⁻	0.03	0.09	0.03	0.04	0.08	0.04	0.09
L.O.I.	2.95	3.22	1.79	2.56	2.74	2.16	3.40
	99.20	99.19	99.69	98.75	97.88	100.13	101.94

Anlage 2: Hauptelementgehalte der Vulkanitproben 1 - 17

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48.50	46.29	47.91	49.09	46.19	47.26	47.68	44.47	47.43	45.62
TiO ₂	2.47	1.43	3.46	3.35	2.20	2.56	2.22	1.88	1.58	2.69
Al ₂ O ₃	14.69	16.31	11.83	13.37	13.73	14.46	13.40	13.26	14.81	15.42
Fe ₂ O ₃	5.73	3.06	5.60	3.31	3.36	4.28	3.22	4.02	2.89	3.13
FeO	8.18	6.52	11.90	10.15	8.44	7.95	8.55	7.61	7.57	6.45
MnO	0.23	0.14	0.25	0.22	0.22	0.16	0.18	0.19	0.16	0.16
MgO	5.21	9.75	5.41	4.92	5.81	5.59	5.97	6.48	9.46	6.16
CaO	8.08	8.76	8.97	7.02	10.57	9.27	10.19	11.81	10.61	12.28
Na ₂ O	4.37	2.44	2.02	3.13	2.39	2.30	2.70	2.03	2.38	2.47
K ₂ O	0.23	0.15	0.20	0.32	0.23	0.55	0.23	0.21	0.20	0.61
P ₂ O ₅	0.20	0.09	0.30	0.68	0.24	0.36	0.25	0.16	0.14	0.42
CO ₂	0.14	0.24	0.06	0.94	1.78	1.04	2.34	2.74	0.48	2.38
H ₂ O ⁻	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02
L.O.I.	1.82	3.62	1.77	3.00	3.66	2.72	3.26	4.25	2.20	3.66
	99.89	98.85	99.71	99.53	98.86	98.55	100.23	99.15	99.95	101.47

systematics of igneous rocks. N.Jb.Mineral., Abh., 136,
169-206.

STURT, B.A., THON, A. & FURNES, H. (1980): The geology and preliminary geochemistry of the Karmøy Ophiolite, S.W. Norway.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 538-554.

TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.

MINING MAGAZINE (1978): Tverrfjellet - Norway's Highest Mine.- Vol. 139, No. 1, July 1978.

VOKES, F.M. (1976): Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: A comparative review. In: WOLF, K.H. (ed.): Handbook of stratabound and stratiform ore deposits.- Vol. 6, Elsevier, 79-127.

VOKES, F.M. (1980): Some Aspects of Research into the Caledonian stratabound Sulphide Deposits of Scandinavia.- Norges geol. Unders., 360, 77-93.

WALTHAM, A.C. (1968): Classification and genesis of some massive sulfide deposits of Norway.- Inst. Min. Met. Trans., 77, B153-B161.

WINKLER, H.G.F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 334 S, 4. Auflage, Springer.

WOLFF, F.Chr. & ROBERTS, D. (1980): Excursions across part of the Trondheim region, Central Norwegian Caledonides.- Norges geol. Unders., 356, 117-128.

- HERRMANN, A.G. (1975): *Praktikum der Gesteinsanalyse*, 204 S., Springer.
- HUTCHINSON, R.W. (1979): *Massive Base Metal Sulphide Deposits as Guides to Tectonic Evolution*.- Unveröffentl. Manuskript und Vortrag, gehalten am 31. 8. 1979.
- IRVINE, T.N. & BARRAGAR, W.R.A. (1971): *A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks*.- *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- JENKINS, R. (1974): *An introduction to x-ray spectrometry*, Hyden.
- JENKINS, R. & DE VRIES, J.L. (1967): *Practical x-ray spectrometry*. Maximillian Press.
- KOCH, B. (1983): *Petrographische und strukturelle Untersuchungen in dem Gebiet um Kongsvoll. Ein Beitrag zur Lösung der geologischen Situation um die Tverrfjell-Lagerstätte/Mittelnorwegen*.- Diplomarbeit, in Vorbereitung, Universität Mainz.
- KRUPP, R. & KRUPP, G. (1982): *Bericht zu den Feldarbeiten in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte*, 24 S., unveröffentlicht.
- LASKOWSKI, N. (1982): *Vergleichende Geochemie an früh- und spätpräkambrischen Sedimenten aus dem südlichen Afrika und ihre Bedeutung für die Entwicklung der kontinentalen Kruste*.- Dissertation, unveröffentlicht. Universität Mainz.
- LEAKE, B.E. (1964): *The Chemical Distinction between Ortho- und Par amphibolites*. *J.Petrol.*, 5, 238-254.
- McDONALD, G.A. (1968): *Composition and origin of Hawaiian lavas*.- *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 116, 477-522.
- McKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1980): *Atlas of rock-forming minerals in thin section*.- 98 S., Longman.

- MERKLE, R. (1982): Geochemische Untersuchungen zur Genese des Erzvorkommens Riihilahti/Finnland. Dissertation, 304 S., Mainz.
- NILSEN, O. (1978): Caledonian Sulphide Deposits and Minor Iron-formations from the southern Trondheim Region, Norway.- Norges geol. Unders., 340, 35-85.
- NORRISH, K. & HUTTON, I.T. (1969): An accurate x-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples.- Geochim. Cosmochim. Acta., 33, 431-453.
- OFTEDAHL, Chr. (1980): Geology of Norway.- Norges Geol. Unders., 340, 3-114.
- PEARCE, I.A. (1976): Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts.- J. Petrol., 17, Bd. 1, 15-43.
- PEARCE, I.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 261-272.
- PEARCE, I.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PEARCE, I.A. & GALE, G.H. (1979): Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks.- Proc. Geol. Soc. London and Inst. Mining and Metallurgy, London, January 1976, 14-24.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ -diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 419-427.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks from Kastamoun Area, Northern Turkey.- Contr. Mineral. Petrol., 68, 63-81.

- PRESTVIK, T. (1980): The Caledonian ophiolite complex of Leka, north central Norway.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 555-566.
- PROST, A.E., GUEZOU, J.C., POINT, R., QUENARDEL, J.M., SANTARELLI, N., HENRY, A. & ELLENBERGER, F. (1977): Une transversale dans les calédonides scandinaves centrales: du socle baltique a la côte atlantique.-Rev. de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), 14, Bd. 5, 481-502.
- REINSBAKKEN, A. (1980): Geology of the Skorovass Mine: A Volcanogenic Massive Sulphide Deposit in the Central Norwegian Caledonides.- Norges geol. Unders., 360, 123-154.
- RINGWOOD, A.E. (1974): The petrological evolution of island arc systems.- Il. geol. Soc. London, 130, 183-204.
- SATO, T. (1979): Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin.- Proc. Geol. Soc. London and Inst. Mining and Metallurgy, London, January 1976, 153-161.
- SCHROLL, E. & STEPAN, E. (1969): Zur Röntgenfluoreszenzanalyse geologischer Materials. Tschermarks Min. u. Petrograph. Mitt., 13, 131-147.
- SPRY, A. (1979): Metamorphic textures.- Pergamon Press, Oxford.
- STANTON, R.L. (1972): Ore Petrology. 713 S., McGraw Hill, New York.
- STANTON, R.L. & RAMSAY, W.R.H. (1980): Exhalative Ores, Volcanic Loss and the Problem of the Island Arc Calc-alkaline Series: a Review and an Hypothesis.- Norges geol. Unders., 360, 9-57.
- STRAND, T. & KULLING, O. (1972): Scandinavian Caledonides. 320 S., Interscience, John, Wiley & Sons.
- STRECKEISEN, A. (1978): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendation and suggestions of the IUGS subcommission on the

Zur Frage der geotektonischen Position der Tverrfjell-Lagerstätte kann man nun folgendes sagen:

Die Lagerstätte wurde auf keinen Fall an einem Mittelozeanischen Rücken oder auf dem Ozeanboden gebildet wie es für den Cyprus-Typ und auch den sog. Lökken-Typ nach PEARCE & GALE (1979) kennzeichnend ist. Von den charakteristischen Merkmalen dieser Lagerstättentypen:

- dominierender Cu-Gehalt (+Au)
- Einbettung in Ophiolitkomplexe
- eindeutiger Ozeanbodenchemismus der Basalte
- keinerlei Vorkommen von sauren Vulkaniten oder Sedimenten kontinentaler Herkunft

trifft keiner auf die Tverrfjell-Lagerstätte zu.

Eine Entstehung des Erzkörpers im Inselbogenmilieu kann ebenfalls ausgeschlossen werden. Für den Bereich der Inselbögen sind zwei Lagerstättentypen charakteristisch, der Kuroko-Typ sowie der Besshi-Typ, wie ihn EVANS (1980) auffaßt und der mit dem Gjersvik-Typ nach PEARCE & GALE (1979) verglichen werden kann.

Für den Kuroko-Typ sind kennzeichnend:

- die Erzparagenese Cu-Pb-Zn (+Ag, +Au)
- Entstehung in direktem Zusammenhang mit sauren Intrusionen
- typischer kalkalkalischer Inselbogenchemismus mit u.a. niedrigen Ti- und Zr-Gehalten.

Von diesen Punkten könnte lediglich das Vorhandensein der dazitischen Intrusion sowie deren Agglomerate und die Keratophyrtuffe für eine solche Entstehung sprechen. Allerdings können saure Intrusionen ebenfalls auf Ozeaninseln auftreten und die Tuffe aus größerer Entfernung kommen. Lagerstätten des Besshi-Typs zeichnen sich im Unterschied zum Kuroko-Typ aus durch:

- gemeinsames Auftreten des Erzes mit basischen Vulkaniten. Die Erze sind nicht direkt an saure Intrusionen gebunden
- Fehlen des Pb-Gehalts

Dieser Fall würde von den bisher genannten noch am besten auf den Tverrfjell-Erzkörper zutreffen. EVANS (1980) hat die Tverrfjell-Lagerstätte auch dem Besshi-Typ zugerechnet.

Einer solchen Deutung muß jedoch widersprochen werden, da die vorliegenden Basalte keine eindeutigen Merkmale eines Inselbogenchemismus aufweisen und vor allen Dingen - dies gilt gleichermaßen für den Kuroko-Typ - die Vulkanite der Tverrfjell-Lagerstätte mit Sedimenten kontinentaler Herkunft (Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine u.a.) verzahnt sind, und diese kaum typisch für einen Inselbogen sind.

Die Bildung der Tverrfjell-Lagerstätte wird vielmehr in Verbindung mit einem Ozeaninsel-Vulkanismus in einem Marginal Basin angenommen, evtl. in Anlehnung an den sog. Joma-Typ von PEARCE & CANN (1979). Die Gründe hierfür ergeben sich sowohl aus dem Chemismus der Basalte als auch aus den Geländebefunden. Der Basaltchemismus spricht deutlich für Intraplattenbasalte ozeanischer Herkunft, also Ozeaninseln, mit teilweisen Übergängen zu Ozeanbodenbasalten.

Vielleicht ist diese Ozeaninsel in einem Marginal Basin entstanden, in dem auf der einen Seite die Entfernung zum Kontinent nicht sehr groß war, so daß sich die Ozeaninsel-Vulkanite mit Sedimenten des nahen Festlandes faziell verzahnten, auf der anderen Seite könnte die Ozeaninsel noch im Ablagerungsraum eines Inselbogens gelegen haben, von dem sich evtl. die rhyodazitischen Tuffe bis zur Ozeaninsel hin ausbreiteten. Allerdings können die Tuffe ebenso vom Festland her gekommen sein.

Zusammen mit dem Inselbogen wurde dieses Marginal Basin dann während der kaledonischen Orogenese obduziert, zerschert und als Decken von NW nach SE überschoben, etwa so, wie es Abb. 39 schematisch darstellt.

5. Literaturverzeichnis

- ABBEY, S. (1980): Studies in "Standard Samples" for Use in the General Analysis of Silicate Rocks and Minerals.- Geostandards Newsletters, Vol. IV-No. 2, 10, 163-190.
- BONATTI, E. (1978): The Origin of Metal Deposits in the Oceanic Lithosphere.- Scientific American, February 1978.
- BOYLE, A. P. (1980): The Sulitelma amphibolites, Norway: Part of a lower paleozoic ophiolite complex?- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 567-575.
- BUGGE, J.A.W. (1978): Norway. In: BOWIE, S.H.U., KVALHEIM, A. & HASLAM, H.W. (eds.): Mineral Deposits of Europe, Vol I: Northwest Europe. IMM, London, 199-259.
- CHURCH, W.R. & COISH, R.A. (1976): Oceanic Versus Island Arc Origin of Ophiolites.- Earth Planet. Sci. Lett., 31, 8-14.
- DEER, W.A. HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1971): Rock Forming Minerals, Vol.4: Framework Silicates, 435 S., Longman.
- ELLIOTT, R.B. & COWAN, D.R. (1966): The Petrochemistry of the Amphibolites of the Holleindalen Greenstone Group, Jotunheimen, Norway.- Norsk Geologisk Tidsskrift, 46, 309-325.
- EVANS, A.M. (1980): An Introduction to Ore Geology. 231 S., Blackwell.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma Type and Tectonic Setting Discrimination using Immobile Elements.- Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- FREUND, H. (1974): Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil 1, 516 S., Umschau-Verlag, Frankfurt.
- FURNES, H., ROBERTS, D., STURT, B.A., THON, A. & GALE, G.H. (1980): Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 582-600.

- GABRIELSEN, R.H. & RAMBERG, I.B. (1979): Fracture patterns in Norway from Landsat imagery: Results and potential use. Norwegian Sea Symposium, Proc. NSS, 23 S., Norwegian Petroleum Soc.
- GALE, G.H. & ROBERTS, D. (1974): Trace Element Geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic Basic Volcanics and its Tectonic Implications.- Earth Planet. Sci. Lett., 22, 380-390.
- GARSON, M.S. & MITCHELL, A.H.G. (1979): Mineralization at destructive plate boundaries: a brief review.- Proc, Geol. Soc. London and Inst. Mining and Metallurgy, London, January 1976, 81-97.
- GRENNE, T., GAMMELVEDT, G. & VOKES, F.M. (1980): Cyprus-type sulphide deposits in the western Trondheim district, central Norwegian Caledonides.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979.
- GUEZOU, J.C. (1977): Histoire Paléozoïque d'un segment central des Calédonides Scandinaves Internes.- Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), 14, Bd. 5, 453-470.
- GUEZOU, J.C. (1978): Geology and structure of the Dombås-Lesja Area, Southern Trondheim Region, South-central Norway. Norges geol. Unders., 340, 1-34.
- HALLS, C., REINSBAKKEN, A., FERRIDAY, J., HAUGEN, A. & RANKIN, A. (1979): Geological setting of the Skorovass orebody within the allochthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik Nappe, central Norway.- Proc. Geol. Soc. London and Inst. Mining and Metallurgy, London, January 1976, 128-151.
- HAWKINS, J.W., Jr. (1980): Petrology of back-arc basins and island arcs: Their possible role in the origin of ophiolites.- Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus, April 1979, 244-254.
- HEIM, J.G. (1972): Zur Geologie des südlichen Trondheim-Gebietes.- Dissertation, Mainz, 163 S.

basalt-Feld, ansonsten in den MORB-Bereich.

Die Amphibolitprobe 17 (a) konnte nur im Diagramm der statistischen Auswertung der Hauptelementoxide nach PEARCE (1976) dargestellt werden, da von ihr keine Spurenelementanalysen vorliegen. Nach diesem einzigen Diagramm würde sie zu den Kalkalkali-Basalten gehören. Eine Bestimmung aufgrund nur eines Diagrammes ist jedoch zu vage, um eine volle Gültigkeit zu erhalten.

Insgesamt zeichnet sich also eine deutliche Polarisierung der "normalen" Metabasalte und des Tverrfjellamphibolits zugunsten der Intraplatten- und tw. der Ozeanbodenbasalte ab, wobei die normalen Metabasalte als tholeiitisch und der Tverrfjellamphibolit als alkalisch zu bezeichnen sind.

Obwohl dieses Ergebnis als recht eindeutig angesehen werden kann, sollte man bedenken, daß die Gesteine zum einen submarin abgelagert und womöglich alteriert worden sind und zum anderen in einem metamorphen Zustand vorliegen, der ebenfalls zu Veränderungen im Chemismus geführt haben kann.

3.4.5. Vergleich der Tverrfjellamphibolite mit Gesteinen von bekannten geotektonischen Positionen

PEARCE & GALE (1979) stellten die Durchschnittsgehalte verschiedener Spurenelemente sowie von Ti und K von Ozeanbodentholeiiten, Inselbogentholeiiten und Ozeaninselbasalten zusammen. Tab. 3 zeigt diese Gegenüberstellungen für die in dieser Arbeit untersuchten Spurenelemente sowie Ti und K.

Auf den ersten Blick scheinen die Tverrfjellamphibolite von jeder der 3 Gesteinsarten einige typische Elementgehalte zu besitzen. Betrachtet man sich jedoch zunächst die als immobil geltenden Elemente Ti, Zr, Nb und Y, so fallen die ersten drei deutlich in das Feld der Ozeaninselbasalte während der Y-Gehalt zwischen Ozeaninselbasalten

Tabelle 3: Vergleich der Tverrfjellamphibolite mit Gesteinen aus bekannten geotektonischen Positionen (nach PEARCE & GALE, 1979)

	Ozeanboden- tholeiite	Inselbogen- tholeiite	Ozeaninsel- basalte	Tverrfjell- amphibolite
Ti	8400	5000	13500	24000
Zr	83	45	211	214
Y	28	18	27	53
Nb	2.5	1.5	27	25
Cr	280	107	200	124
K	1300	2700	5450	2738
Rb	2.5	4.7	13	2
Sr	120	175	415	251
Cu	73	62	81	38
Co	51	30	60	49
V	230	270	240	324

und Ozeanbodentholeiiten liegt.

Cr, Sr, Cu und V dagegen sind Elemente, die nicht deutlich den drei Gesteinstypen zuzuordnen sind, weil ihre Werte entweder zwischen zwei Gruppen liegen - wie bei Cr und Sr - oder bei denen sich die Elementgehalte zwischen den verschiedenen Gesteinen nur wenig unterscheiden - wie bei Cu. V weist sogar deutlich höhere Gehalte auf als alle angegebenen Durchschnittswerte, was seinen Grund wohl in der gemeinsamen Fraktionierung mit dem ebenfalls sehr stark angereicherten Titan hat.

Deutlich zugunsten der Ozeanbodentholeiite spricht nur der Gehalt an Rb und evtl. noch Co.

Eine auffallende Ausnahme bildet der K-Gehalt, der mit 0.27% mit dem angegebenen Wert für Inselbogenbasalte übereinstimmt. Ein Vergleich mit dem Korrelationsdiagramm von K_2O gegen SiO_2 (s. Abb. 30) zeigt allerdings, daß - unter Nichtberücksichtigung des Tverrfjell- und Andberghöiamphibolits - der typische positive Trend von K_2O ganz

fehlt (bei Einbeziehung dieser beiden Amphibolite ist der Trend auch nur schwach ausgebildet). Offensichtlich liegen die Basalte - wie es bei submarin gebildeten Gesteinen zumeist der Fall ist - spilitisiert vor, so daß es sich bei dem Kaliumgehalt nicht um einen primären Gehalt handeln muß.

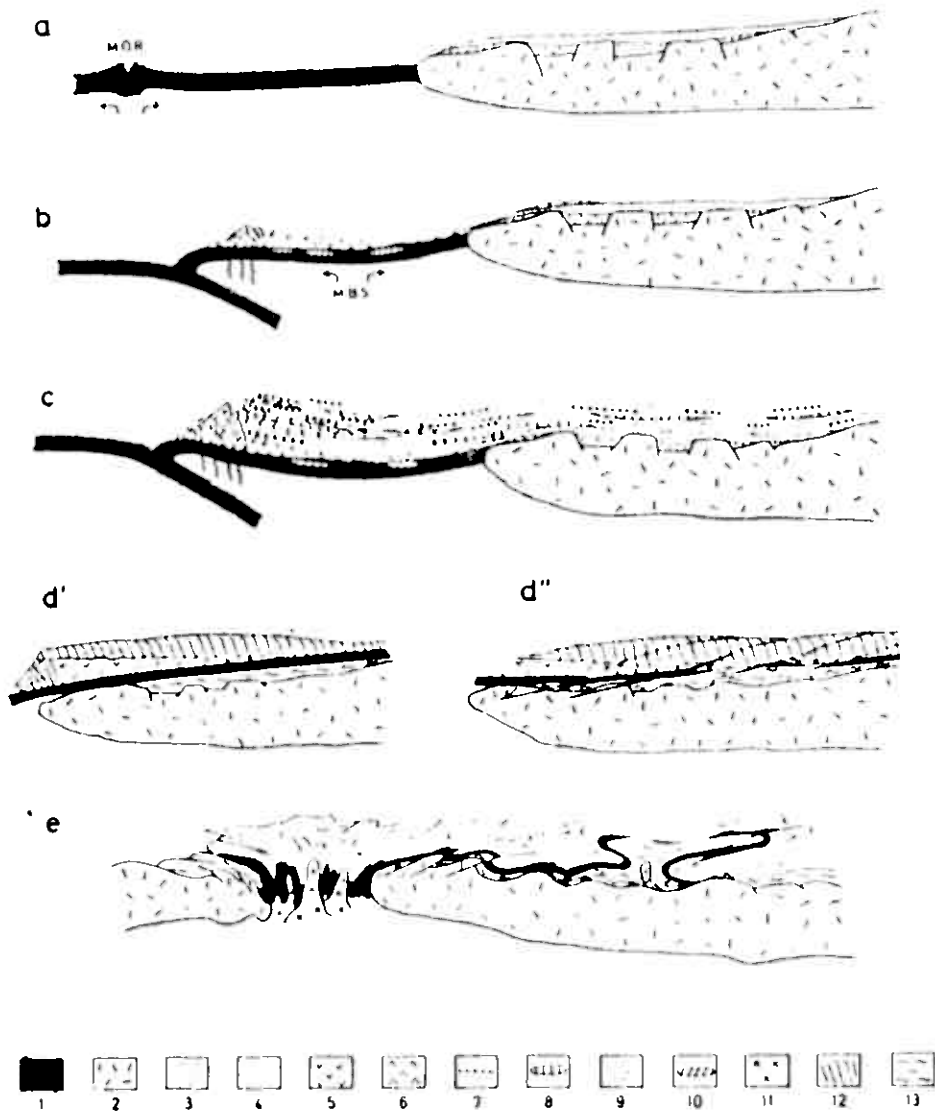
4. Geotektonische Position der Tverrfjell-Lagerstätte

Nach den petrographischen und geochemischen Untersuchungen liegen nun folgende Ergebnisse vor:

- Bei den basischen Vulkaniten in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte handelt es sich um tholeiitische Basalte, die am ehesten als Intraplattengesteine zu bezeichnen sind, die aber z. T. auch Merkmale von Ozeanbodenbasalten aufweisen.
- Die Basalte zeigen einen Entwicklungstrend von primitiven Mg-reichen zu höher entwickelten Fe-reicheren Typen, der durch eine Olivinfraktionierung erklärt werden kann.
- Die Basalte liegen metamorph als Amphibolite des obersten Low-Grade bis unteren Medium Grade vor.
- Neben diesen basischen Gesteinen findet man auch rhyodazitische Keratophyrtuffhorizonte sowie einen dazitischen Extrusivkörper.
- Die Vulkanite sind mit Sedimenten kontinentaler Herkunft (Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine u.a.) verzahnt.

Um diese Aussagen in ein plattentektonisches Konzept einzubauen, sollen zwei Modelle vorgestellt werden. Als erstes eines, welches GALE & ROBERTS 1974 nach Auswertung zahlreicher Haupt- und Spurenelementanalysen für die Entstehung der kaledonischen Deckenkomplexe in Mittel- und Südnorwegen entwarfen (s. Abb. 39).

Abbildung 39: Schematische Darstellung der Entwicklung des kaledonischen Orogens in Mittel- und Südnorwegen (nach GALE & ROBERTS, 1974)



1=Ozeanische Kruste, 2=Kontinentale Kruste, 3=Eokambrische arkosige Psammite, 4=Unterer Teil der Gulagruppe, 5=Basische Vulkanite, 6=Saure Vulkanite, 7=Polymikte Konglomerate, 8=Karbonate, 9=Verschiedene Metasedimente, 10=Gabbros, 11=Saure Intrusionen, 12=Nicht auseinandergehaltene eugeosynklinale Abfolge, 13=Nicht auseinandergehaltene mio-geosynklinale Abfolge, M.O.R.=Mittelozeanischer Rücken, M.B.S.=Marginal Basin spreading

Die einzelnen Abbildungen zeigen:

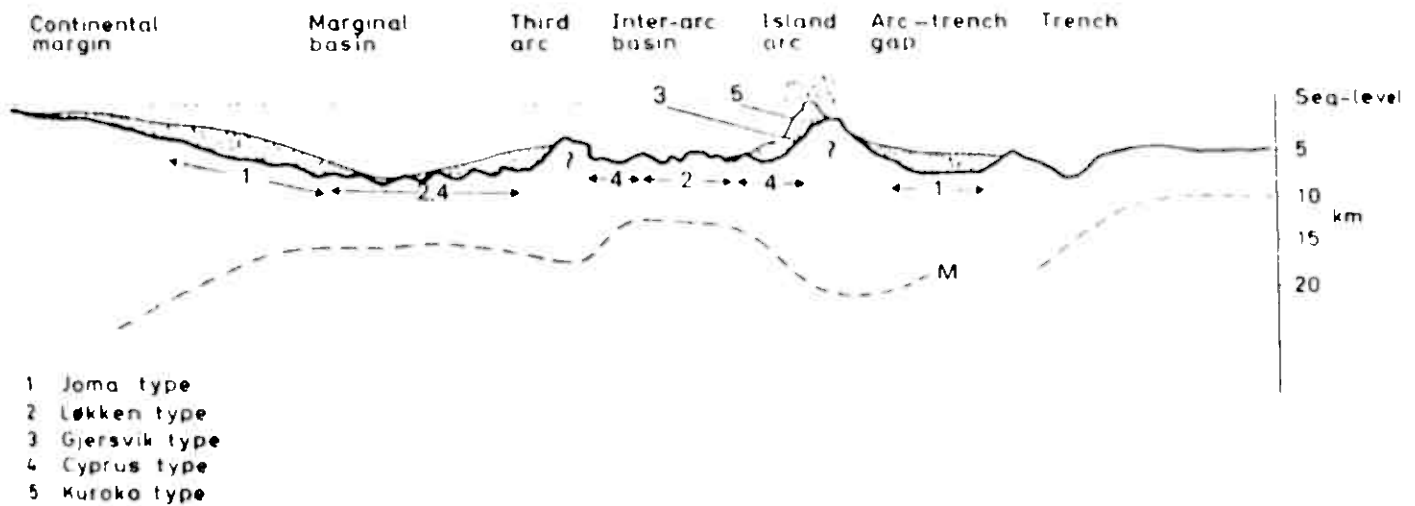
- a) Spätpräkambrium bis Kamrium: Öffnen des Protoatlantik. Ablagerung von eokambrischen Sedimenten und des unteren Teils der Gulagruppe auf kontinentaler Kruste.
- b) Frühes Ordovizium: Entwicklung einer Subduktionszone mit nachfolgendem Inselbogen. Eruption von Low-K-Tholeiiten auf Ozeanbodenbasalten in einem Marginal Basin.
- c) Mittelordovizium bis unteres Silur: Zeit der stärksten Sedimentation und des stärksten Vulkanismus im Marginal Basin auf ozeanischer Kruste. Gleichzeitig Sedimentation des oberen Teils der Gulagruppe auf kontinentaler Kruste.
- d) Stadium der Obduktion der Inselbogen/Marginal Basin - Sequenz (Störengruppe bis Horggruppe) auf die Ablagerungen der Gulagruppe mit dem darunterliegenden Eokambrium. Abb. d' zeigt den Vorgang in idealisierter Darstellung. Abb. d'' stellt die wahrscheinlichere Situation dar, in der die obduzierte Abfolge während der Aufschiebung verschuppt wurde, wobei einzelne Teile herausgeschert wurden. Nebeneinanderliegende tektonische Abschnitte oder Untereinheiten zeigen Überschiebung von NW nach SE.
- e) Mittelsilur: Die orogenen Deformationen in der Postobduktionsphase. Komplexe Faltung, Metamorphose, Intrusionen und weitere größere Deckenbildungen finden - mit zunehmender Einbeziehung des Basements (baltischer Schild) nach W und NW hin - statt.

Als zweites Modell soll eine Zusammenstellung von PEARCE & GALE (1979) gegeben werden, in der die Autoren die mögliche Verteilung von massiven Sulfidlagerstätten im Ozeanrandbereich aufzeigen.

Die verschiedenen Lagerstättentypen hierbei sind:

- Joma-Typ (1): $Zn \gg Cu$ Lagerstätten, die zusammen mit Metabasalten und SiO_2 - reichen Tuffen vorkommen. Vereinzelt findet man Metagabbros und Serpentinite. Zwischen die Vulkanite sind Sedimente eingeschaltet. Für die Bildung nehmen die Autoren einen entstehenden Ozean, vergleichbar mit dem Roten Meer, an: Intraplattenbasalte sind durch die noch dünne Ozeankruste eruptiert und mit Schelfsedimenten faziell verzahnt. Dadurch können die Basalte einen mehr oder weniger ausgeprägten

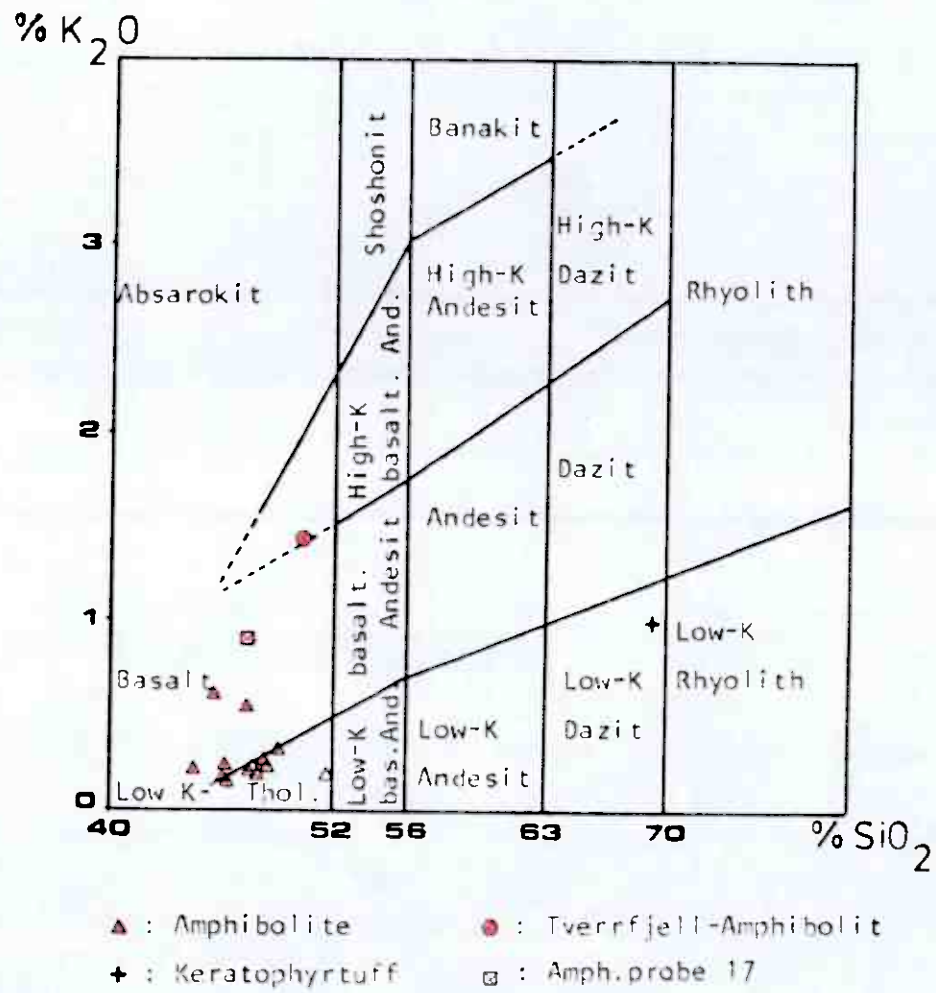
Abbildung 40: Die mögliche Lage der verschiedenen massiven Sulfid-lagerstätten im Bereich von Marginal Basins (nach PEARCE & GALE, 1979).



Übergangsschemismus zwischen Intraplattenbasalten auf der einen und Ozeanbodenbasalten auf der anderen Seite erhalten, so daß sie bei geochemischen Diskriminationen in beide Felder fallen können.

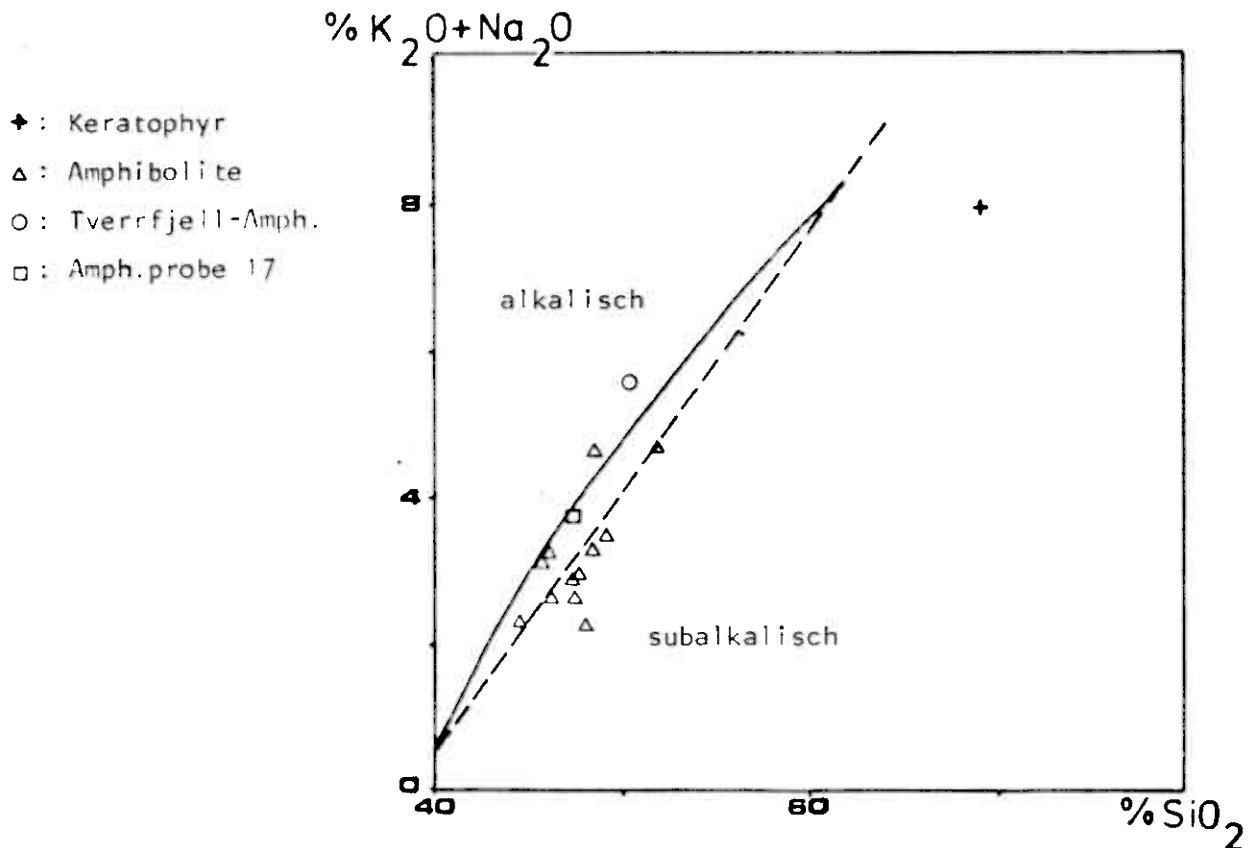
- Lökken-Typ (2): Die $Cu > Zn$ oder $Zn > Cu$ Lagerstätten sind zwischen zwei Lavasequenzen eingeschaltet. Sie entstehen auf dem Ozeanboden und evtl. auch in einem fortgeschrittenen Stadium von Marginal Basins.
- Gjersvik-Typ (3): $Cu > Zn$ Lagerstätten, die submarin im Inselbogenmilieu entstehen. Die Erze kommen hauptsächlich zusammen mit basischen Vulkaniten vor, weniger häufig sind Andesite, kieselensäurereichere Laven, Agglomerate und Dykes. Diesen Typ kann man etwa mit dem Besshi-Typ, wie ihn EVANS (1980) auffasst, vergleichen.
- Cyprus-Typ (4): Diese Cu Vorkommen findet man in Ophiolitkomplexen eingebettet. Ihre Bildung erfolgt an konstruktiven Plattenrändern und auf dem Ozeanboden sowie möglicherweise auch in einem frühen Bildungsstadium von Marginal Basins.
- Kuroko-Typ (5): Lagerstätten, die gewöhnlich zusätzlich zu Cu und Zn auch Pb enthalten. Sie werden auch im Inselbogenbereich gebildet, sind aber im Unterschied zum Gjersvik-Typ an saure Intrusionen bzw. deren Pyroklastite gebunden.

Abbildung 26: $K_2O - SiO_2$ - Diagramm nach PECCERILLO & TAYLOR (1976).



Eine Unterscheidung zwischen alkalischen und subalkalischen Gesteinen bietet das Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971), welches die Gehalte an $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ gegen SiO_2 aufträgt (s. Abb. 27).

Abbildung 27: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971).



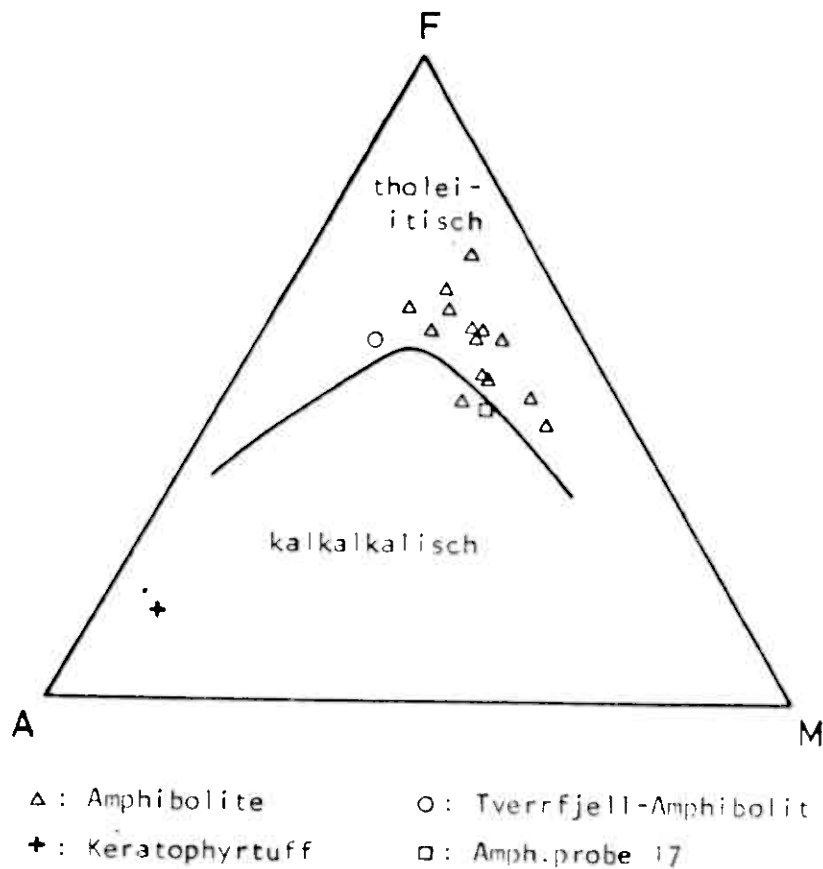
Neben der von IRVINE & BARAGAR erstellten Grenze (durchgezogene Linie), haben diese auch die Grenzlinie von McDONALD (1968) dargestellt (gestrichelte Linie).

Bei Benutzung der Grenze von IRVINE & BARAGAR liegen zwar fast alle Vulkanite im Bereich der subalkalischen Gesteine, jedoch zumeist ziemlich nahe an der Trennlinie zu den Alkaligesteinen. Deutlichste Ausnahme ist wieder der "Tverrfjell-Amphibolit" (o) aufgrund seines hohen Kaliumgehaltes.

Eine weitere Untergliederung der subalkalischen Gesteine in kalk-alkalische und tholeiitische Magmatite bietet ein Dreiecksdiagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971). Es drückt $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A), $\text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ (F) und MgO (M) gegeneinander (s. Abb. 28).

Es liegen fast alle Metavulkanite im tholeiitischen Feld. Deutlich im kalkalkalinen Bereich liegt lediglich der Keratophyr.

Abbildung 28: A-F-M - Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971).



Das Gesamteisen / Magnesium-Verhältnis der Amphibolite liegt zwischen 1:1 und fast 4:1, was auf eine Fortentwicklung der Basalte von primitiven zu höher entwickelten Typen weist. Auf der höchsten Entwicklungsstufe scheint der Tverrfjell-Amphibolit zu stehen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die untersuchten Amphibolite mit SiO_2 -Gehalten zwischen 44.5 und 51.7 (s. auch Anhang 2), in den Bereich der Basalte fallen.

Die Mehrzahl der Amphibolite kann zu den Subalkaligesteinen gerechnet werden, obwohl sie jedoch recht nahe an der Grenze zu den Alkaligesteinen liegen. Dies ist außer in den dargestellten Diagrammen auch an der Verteilung der Normminerale (auf der ja auch das Streckeisen-diagramm beruht) erkennbar: Die meisten Amphibolite liegen genau auf der SiO_2 -Sättigungslinie, nur wenige Basalte haben einen SiO_2 -Überschuß, bei einigen wurde dagegen sogar Nephelin errechnet (s. auch Anhang 4) wie bei Amphibolitprobe 17.

Innerhalb des subalkalischen Bereichs besetzen die Amphibolite fast geschlossen das tholeiitische Feld und lassen darin einen Trend von primitiveren zu höherentwickelten Gesteinen erkennen.

Sowohl die meisten Amphibolite als auch der Keratophyr fallen in die Felder der Low-Kalium-Gesteine. Dabei sollte man jedoch bedenken, daß es sich um subaquatisch abgelagerte Gesteine handelt, die - besonders der Keratophyrtuff - sehr wohl einer Kaliumalteration unterworfen gewesen sein können.

3.4.2. Korrelationsmatrix

Elementkorrelationen lassen unter Umständen Rückschlüsse auf den petrologischen Werdegang von Gesteinsmagmen zu, sofern man davon ausgehen kann, daß die zur Berechnung herangezogenen Gesteinsproben kogenetisch sind.

Vor allem zwei Fälle sind beachtenswert:

- Ausgeprägte positive Korrelationen zwischen Elementen, die früh zusammen der Schmelze entzogen wurden, im selben Material eingebaut und mit diesem durch Fraktionierung angereichert werden.
- Deutliche negative Korrelationen zwischen Elementen, die zu unterschiedlichen Zeiten aus der Schmelze entfernt wurden, d. h. die in einem Fall in die Kristallphasen eingebaut werden (kompatible Elemente), im anderen Fall in der Schmelze verbleiben (inkompatible Elemente).

Tab. 2 zeigt eine Korrelationsmatrix aller untersuchter Haupt- und Spurenelemente der Amphibolite. Der Keratophyr wurde nicht mitberechnet, da man bei ihm nicht sicher sein kann, daß er kogenetisch ist.

Betrachtet man die Hauptelemente, kann man Elemente, die sehr früh aus

Tabelle 2: Korrelationsmatrix der Haupt- und Spurenelemente der Amphibolite

der Schmelze entzogen wurden, von solchen, die erst spät ausgeschieden wurden, unterscheiden. Zu den ersten gehören Mg und Ca, zu den letzteren Si, Na, P, sowie relativ spät auch Gesamt-Fe und Ti. Die hohe Korrelation von Gesamt-Fe und Ti zueinander könnte ihre Ursache im gemeinsamen Einbau in den Pyroxen (Titanaugit) haben. Eine Erklärung für die hohen Gehalte sowohl von Ti als auch von Gesamt-Fe in den Gesteinsproben könnte evtl. eine Anreicherung von Pyroxen im Magma sein, dessen Eruption zur Bildung der vorliegenden Amphibolite führte, oder eine Absaigerung der frühen Kristallisate Olivin und basischer Plagioklas, die dann eine relative Anreicherung von Ti und Fe in der Schmelze ergaben.

Eine nähere Betrachtung der Spurenelemente zeigt, daß man diese größtenteils zu Gruppen etwa gleichen Verhaltens zusammenschließen kann. So korrelieren Cu, Ni, Co, Cr und V gut mit Mg und auch Ca, schlecht dagegen mit Si und besonders P sowie den Alkalien, teilweise auch mit Ti und Gesamt-Fe und den Spurenelementen Nb, Zr, Y und Zn. Diese kompatiblen Elemente werden somit schon früh in die Gitter verschiedener Minerale eingebaut.

Im Gegensatz dazu korrelieren Nb, Zr, Y und Zn deutlich positiv mit Si und P, ausgeprägt negativ dagegen mit Mg, Ca und Ni, Cu, Co, Cr und V. Es handelt sich hierbei um inkompatible Elemente, die in der Restschmelze angereichert und erst zuletzt ausgeschieden werden.

3.4.3. Variationsdiagramme

Variationsdiagramme dienen im allgemeinen dazu, Entwicklungen in der Magmazusammensetzung zu erkennen und verschiedene petrogenetische Aussagen zu machen. So ist z.B. der SiO_2 -Gehalt ein Indikator für den Grad der Magmenentwicklung. Bestimmte Elementassoziationen, wie etwa K_2O gegen SiO_2 werden auch zur Gesteinsnomenklatur herangezogen (s. Kap. 3.4.1.).

Abb. 30 zeigt die Variationen der verschiedenen Hauptelementoxide in Abhängigkeit zu SiO_2 .

Einige Elemente, wie CaO , MgO , Na_2O , P_2O_5 und mit Einschränkung K_2O lassen einen deutlichen Entwicklungstrend erkennen. So werden MgO und

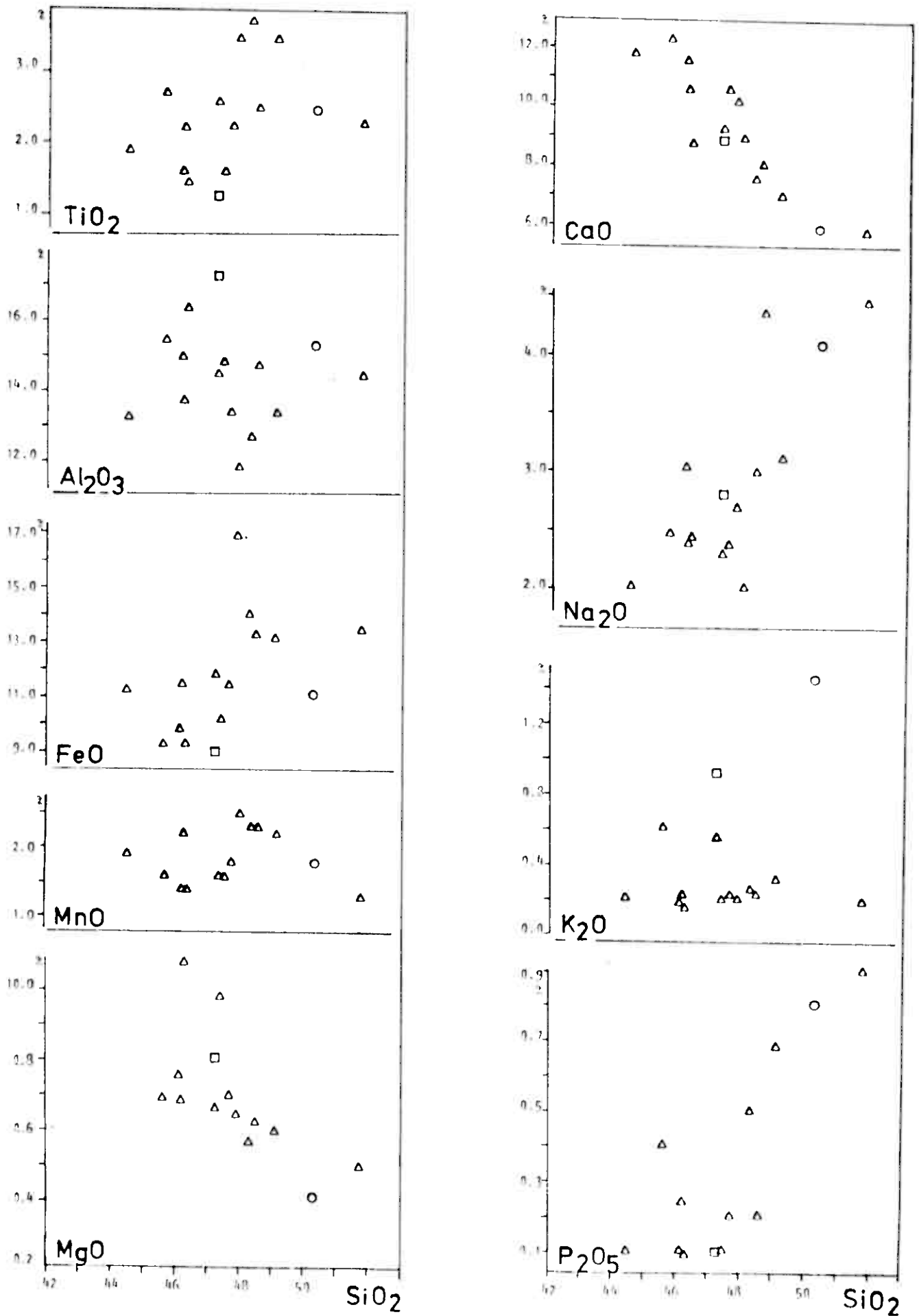


Abbildung 30: Variationsdiagramme verschiedener Hauptelemente gegen SiO_2

CaO mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt abgereichert während P_2O_5 , Na_2O und K_2O angereichert werden. Diese Feststellungen sind identisch mit denen aus der Korrelationsmatrix und dem AFM-Diagramm (s. Kap. 3.4.2. und 3.4.1.). Sie weisen alle auf eine Entwicklung von primitiven, SiO_2 -armen Basalten mit viel MgO und CaO, d.h. mit einem hohen Gehalt an Mg-reichem Olivin und basischem Plagioklas, zu höherentwickelten, SiO_2 -reicheren Basalten hin.

Man hat also deutliche Indizien für eine Fraktionierung von Mg-reichem Olivin und Ca-reichem Plagioklas und einer damit verbundenen relativen Anreicherung von Si und Fe sowie Na, K und P in der Restschmelze.

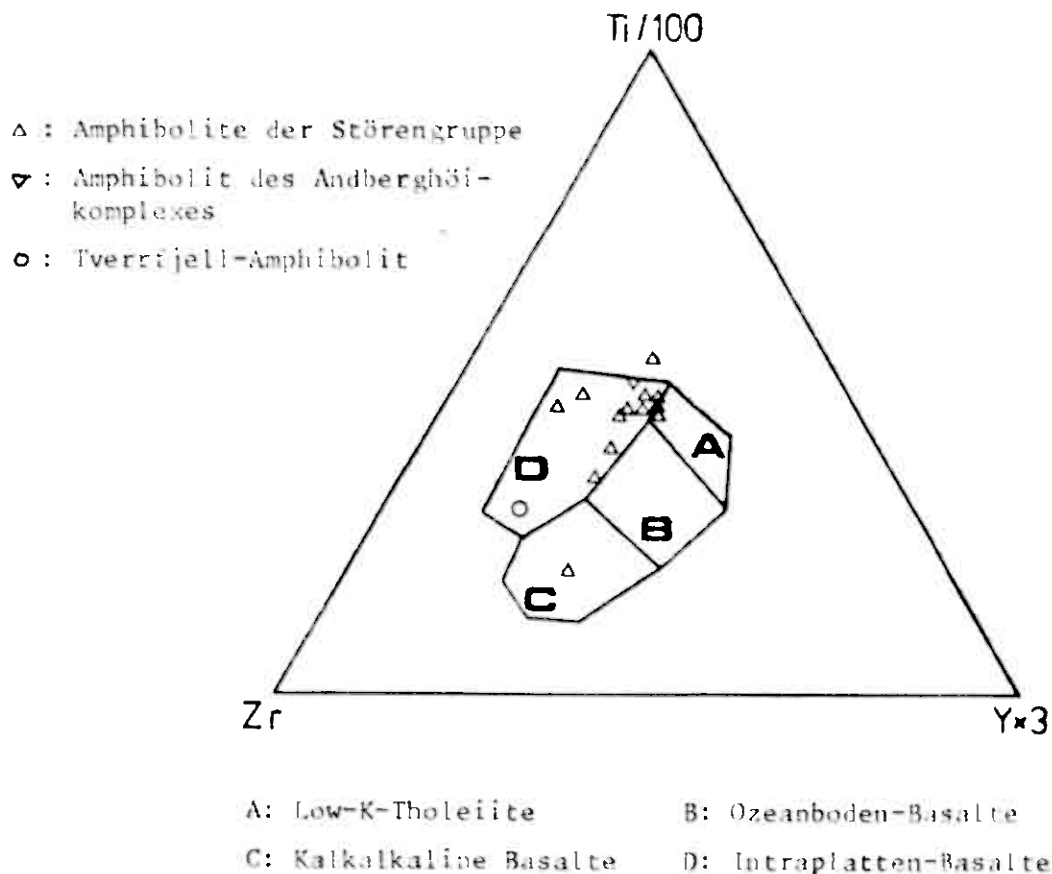
Die Korrelationen der anderen Oxide gegen SiO_2 weisen für die Darstellungspunkte der Elemente starke Streuungen auf. Diese können bei den hier vorliegenden submarin abgelagerten Gesteinen verschiedene Gründe haben, z.B. Alterationen, Verwitterung, Magmen- und sonstige Kontaminationen oder auch metasomatische Prozesse während der Metamorphose. Die speziellen Einflüsse in diesem Fall lassen sich aufgrund des metamorphen Zustandes nicht mehr rekonstruieren.

3.4.4. Aussagen zur geotektonischen Position aufgrund von Diskriminationsdiagrammen

PEARCE & CANN (1973) entwickelten verschiedene Diagramme, die mit Hilfe der relativ immobilen Elemente Ti, Zr, Nb, Y und, mit Einschränkung, Sr, die geotektonische Position von Basalten unterscheiden können.

Abb. 31 zeigt in einem Diagramm die Verhältnisse der Elemente Zr - Ti/100 - $Y \times 3$, zueinander.

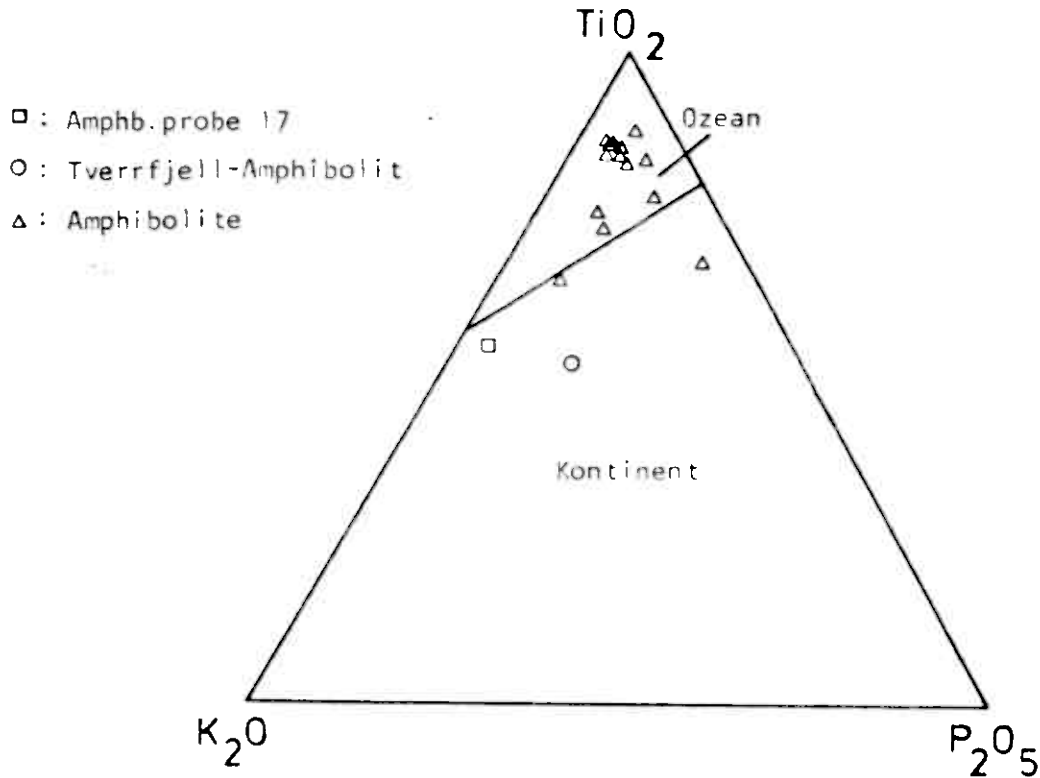
Abbildung 31: Zr - Ti/100 - $Y \times 3$ - Diagramm nach PEARCE & CANN (1973)



Die Metabasalte einschließlich des Tverrfjell (o)- und Andberghöi (▼)-Amphibolits sind zum überwiegenden Teil in Feld D, d.h. im Feld der Intraplattenbasalte angesiedelt. Unter Intraplattenbasalten sind hier sowohl Ozeaninsel- als auch kontinentale Basalte zusammengefaßt, da diese sich nach PEARCE & CANN (1973) nicht unterscheiden lassen.

Eine chemische Unterscheidung zumindestens zwischen primitiven ozeanischen und kontinentalen Basalten ist mit Hilfe des Diagramms nach PEARCE et. al. (1975) möglich (s. Abb. 32).

Abbildung 32: $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ - Diagramm nach PEARCE et. al. (1975)



Der größte Teil der Metabasalte fällt in das Feld der ozeanischen Entstehung. Vier Basalte jedoch, darunter der sehr K-reiche Tverrfjell-Amphibolit (o) sowie die durch ihren deutlichen normativen Foidgehalt auffällige Amphibolitprobe 17 (□) stehen eindeutig im kontinentalen Feld.

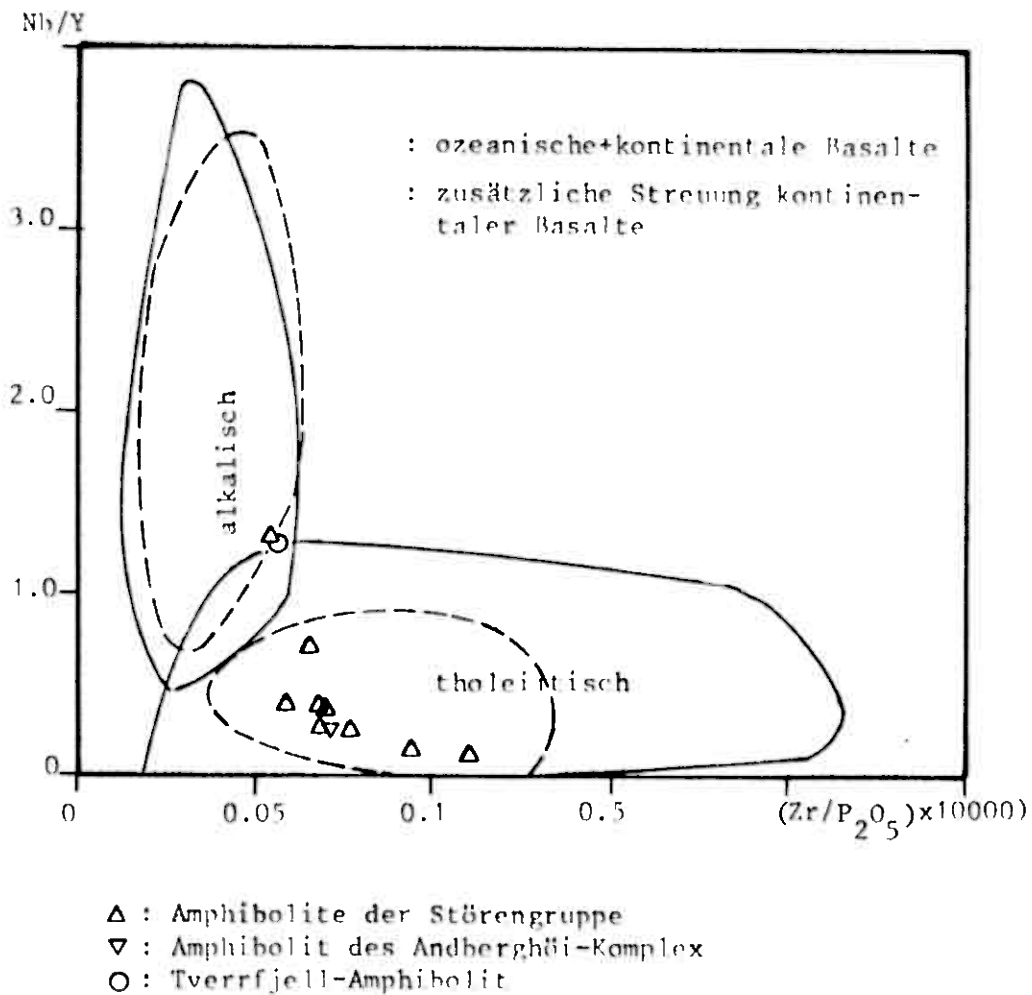
Zur weiteren Spezifizierung der Intraplattenbasalte schlagen PEARCE & CANN (1973) eine Trennung in tholeiitische und alkalische Typen vor, welche auf dem Y/Nb - Verhältnis basiert. So haben alkalische Intraplattenbasalte ein Y/Nb - Verhältnis <1 während es bei rein tholeiitischen Gesteinen >2 ist.

Das Ergebnis fällt für die vorliegenden Metabasalte eindeutig zugunsten der Tholeiite aus. Nur bei zwei Basalten, darunter der Tverrfjell-Amphibolit, liegt das Verhältnis <1 , also im alkalischen Bereich,

ansonsten liegt es stets deutlich >2 .

Zum ebenfalls gleichen Resultat führt ein Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975). Hier werden in Abb. 33 das Nb/Y-Verhältnis und das Zr/P_2O_5 -Verhältnis gegenüber gestellt.

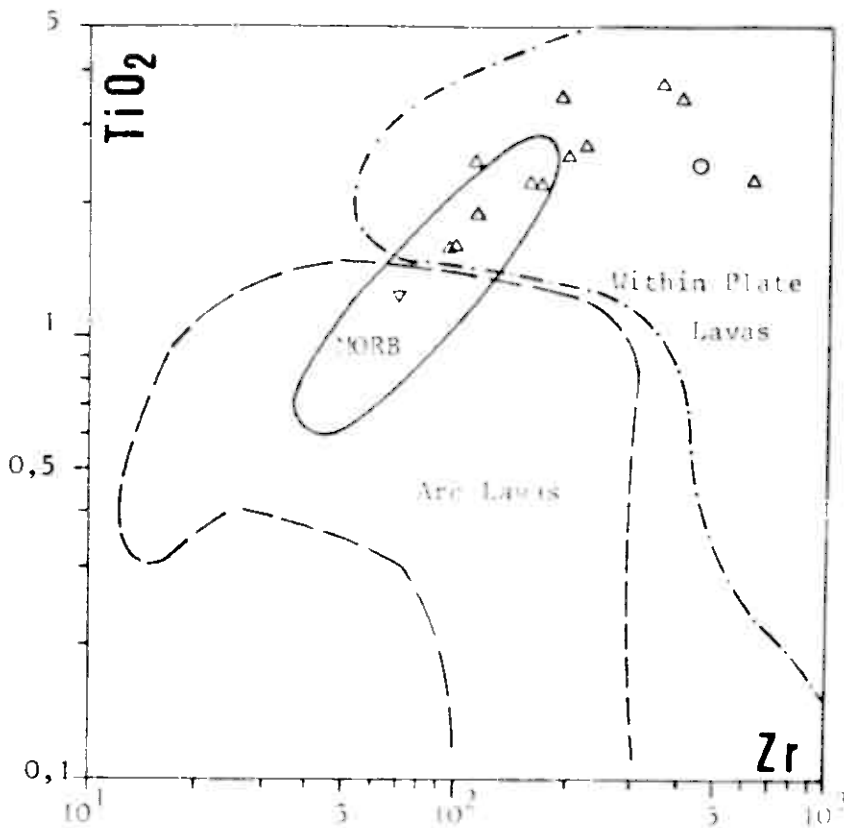
Abbildung 33: Nb/Y- gegen Zr/P_2O_5 -Verhältnis nach FLOYD & WINCHESTER (1975)



Alle Basalte - wieder mit Ausnahme des Tverrfjell-Amphibolits (o) und eines weiteren Metabasalts - folgen eindeutig dem tholeiitischen Trend. Die eingezeichneten Feldlinien zeigen den Alkali-Trend (vertikal) sowie den tholeiitischen Trend (horizontal) wobei die gestrichelte Linie jeweils das Feld, in dem ozeanische und kontinentale Basalte gemeinsam vorkommen, bedeutet und die durchgezogene Linie eine zusätzliche Streuung der kontinentalen Basalte berücksichtigt.

1980 publizierte PEARCE verschiedene Diskriminationsdiagramme, die ebenfalls auf immobilen Elementen beruhen, mit welchen er mesozoische Ophiolite aus dem Tethysbereich untersuchte. Mit diesen Diagrammen lassen sich auch die vorliegenden Metabasalte diskriminieren. So sind in Abb. 34 die TiO_2 -Gehalte in % gegen die Zr-Gehalte in ppm, jeweils logarithmisch, aufgetragen.

Abbildung 34: TiO_2 - Zr - Diagramm nach PEARCE (1980)



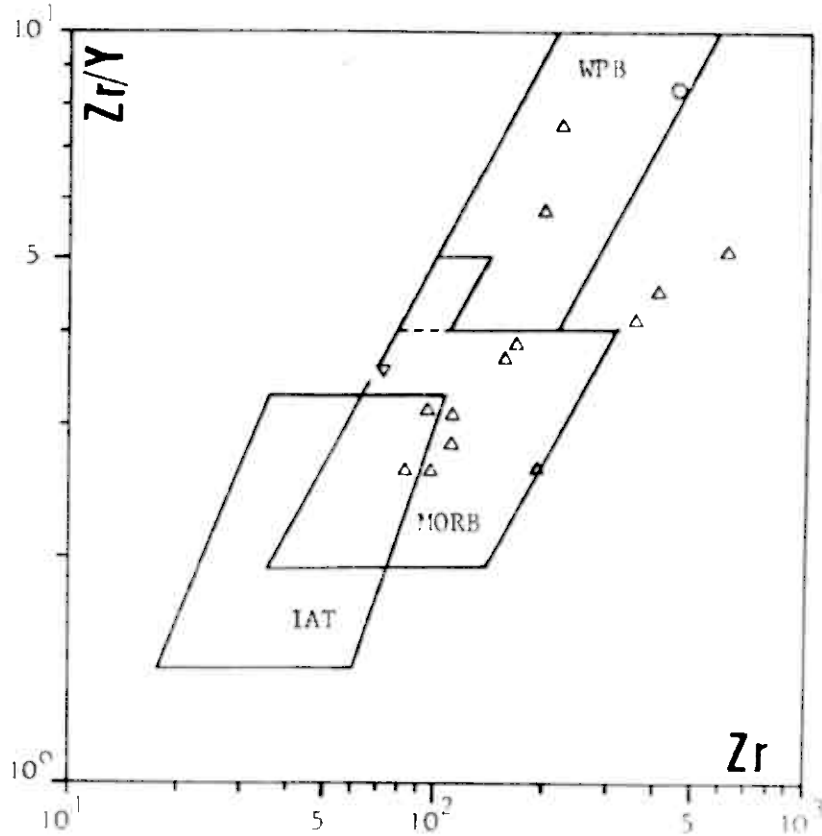
MORB = Mid Ocean Ridge Basalt

Δ: Amphibolite ○: Tverrfjell-Amphibolit
 ▽: Amphibolit des Andberghöi-Komplexes

Da sich das Feld der MORB mit dem der Within Plate Lavas überschneidet, kann nicht eindeutig gesagt werden, ob nun alle Basalte in den Bereich der Intraplattenbasalte gehören oder ein Teil als MORB anzusehen ist. Allerdings ist festzustellen, daß die Darstellungspunkte, außer in einem Fall, auch im MORB-Bereich immer innerhalb der Grenzen der Intraplattenbasalte liegen. Eindeutig ist erkennbar, daß kein Basalt direkt im Feld der Inselbogenbasalte liegt.

Ein ähnliches Bild zeigt das Verhältnis von Zr/Y zu Zr , welches, ebenfalls logarithmisch, in Abb. 35 dargestellt ist.

Abbildung 35: Zr/Y - Zr - Diagramm nach PEARCE (1980)



IAT : Inselbogen-Basalt
 MORB: Ozeanrücken-Basalt
 WPB : Intraplatten-Basalt

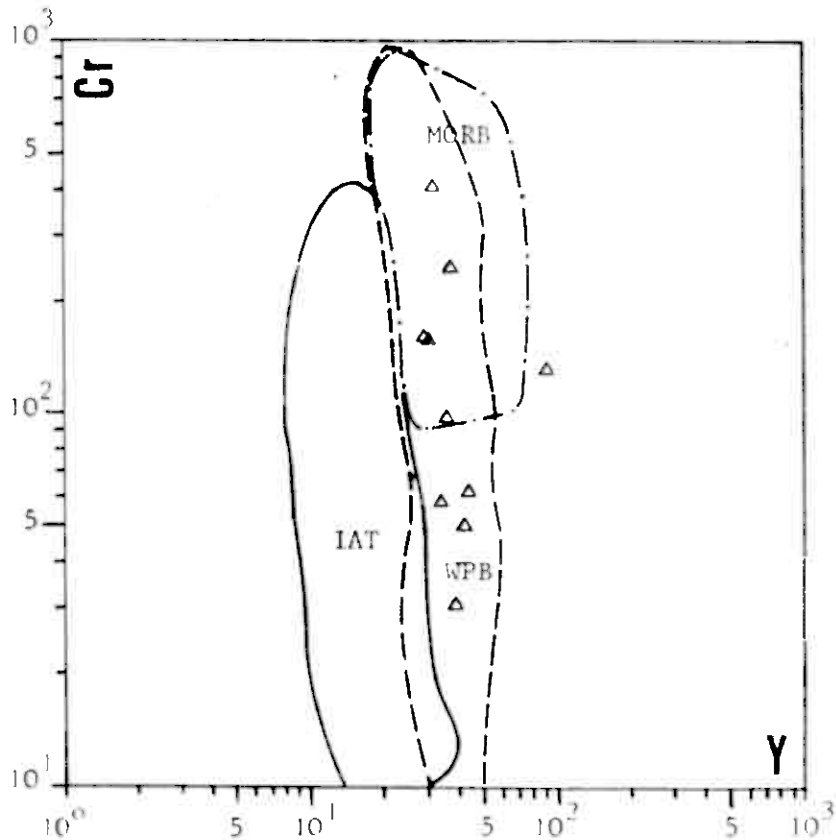
Δ : Amphibolite O : Tverrfjell-Amphibolit
 ∇ : Amphibolit des Andberghöi-Komplexes

In diesem Diagramm wurde von PEARCE besonderer Wert auf eine Trennung zwischen MORB und WPB gelegt, während sich das IAT- und MORB-Feld weit überschneiden.

Hier spalten sich nun die Metabasalte auf in einige wenige im Feld der Intraplattenbasalte und eine größere Anzahl bei den Ozeanrückenbasalten sowie drei Basalte, die außerhalb der Felder liegen. Eindeutig im Bereich der Inselbogenbasalte liegen wieder keine Proben.

Abb. 36 stellt letztlich Cr und Y, beide logarithmisch und in ppm dargestellt, gegenüber.

Abbildung 36: Cr - Y - Diagramm nach PEARCE (1980)



IAT : Inselbogen-Basalt
 MORB: Ozeanrücken-Basalt
 WPB : Intraplatten-Basalt

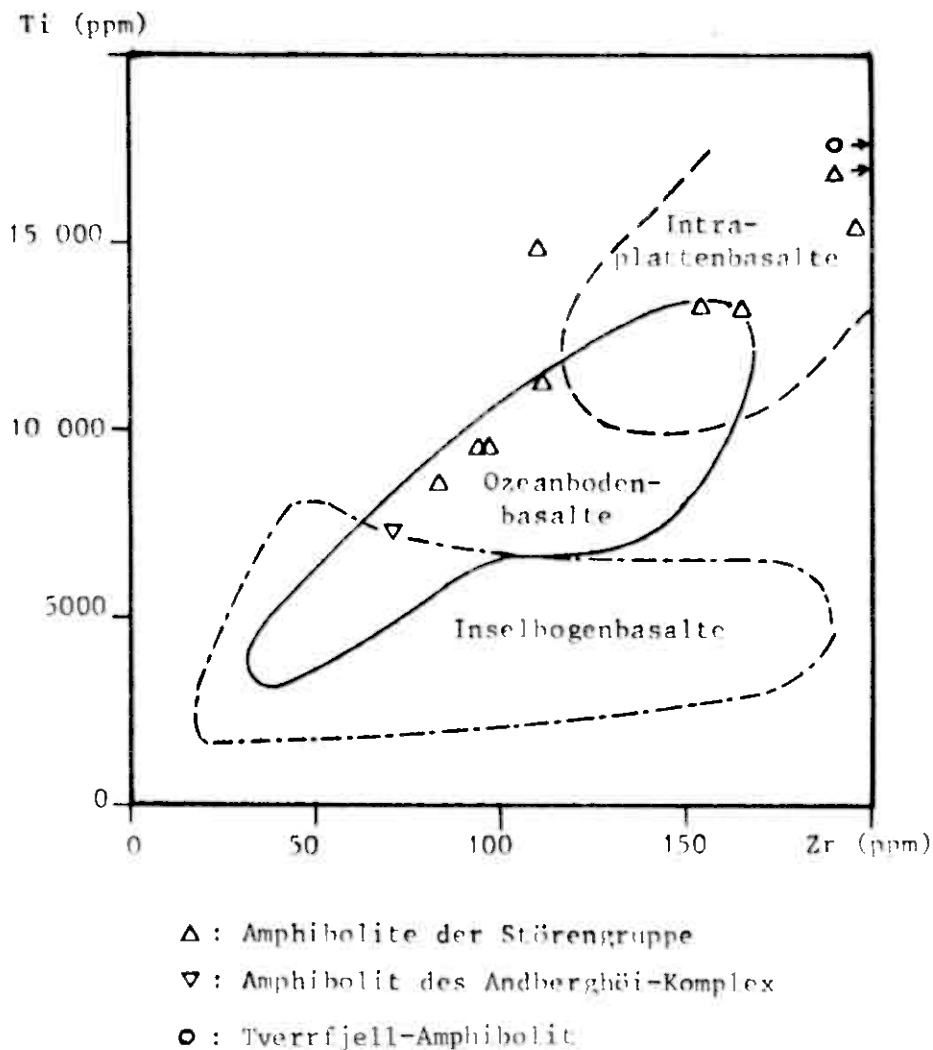
Δ : Amphibolite

Zu den Inselbogenbasalten gehören wieder keine Basalte, diese liegen, außer in einem Fall, in den Feldern von MORB und WPB, dabei jedoch durchweg innerhalb der Grenzen der Intraplattenbasalte.

In diesem Diagramm sind nicht alle Metabasalte eingetragen, da bei einigen Proben der Cr- bzw. Y-Gehalt unter der Nachweisgrenze liegt.

Die Diagramme, die PEARCE & GALE 1979 entwickelten, basieren ebenfalls auf den Elementen Ti, Zr, Y und Cr. In Abb. 37 soll davon das Diagramm Ti (ppm) gegen Zr (ppm) gezeigt werden. Mit dieser Darstellung sollen Inselbogen-, Ozeanboden- und Intraplattenbasalte unterschieden werden, allerdings überlappen sich die Felder gegenseitig.

Abbildung 37: Ti - Zr - Diagramm nach PEARCE & GALE (1979)



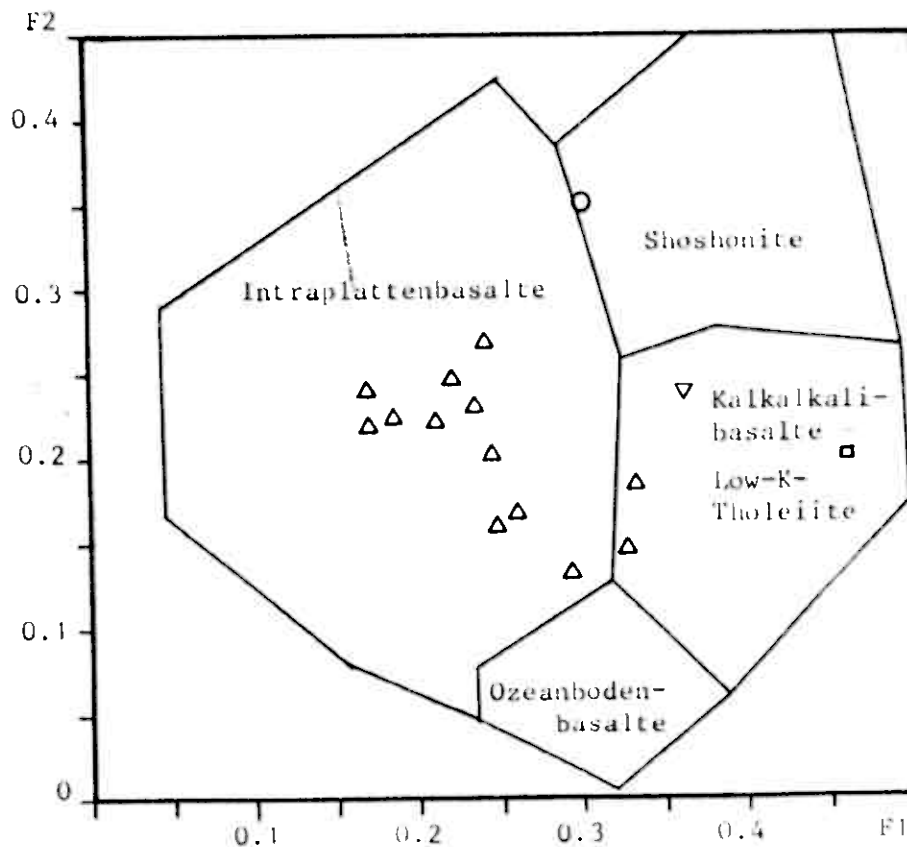
Hier kann erneut klar festgestellt werden, daß keine Probe zu den Inselbogenbasalten gehört. Dagegen teilen sie sich fast gleichmäßig auf in Ozeanboden- und Intraplattenbasalte.

Schließlich errechnete PEARCE (1976) auf der Grundlage zahlreicher Proben von bekannten geotektonischen Positionen verschiedene Diskriminationsfunktionen, welche auf der Verteilung der Hauptelementoxide beruhen und eine Unterscheidung von Basalten nach ihrem Extrusionsmilieu erlauben.

Abb. 38 zeigt das Diagramm für die F2- gegen die F1-Funktion. Damit kann vor allem zwischen den hohen TiO_2 und niedrigen SiO_2 -Gehalten bei Intraplattenbasalten und den niedrigen TiO_2 und hohen SiO_2 -Gehalten bei Inselbogenbasalten unterschieden werden (F1-Funktion) sowie zwischen den niedrigen K_2O und hohen MgO -Konzentrationen bei Ozeanbodenbasalten und den hohen K_2O und niedrigen MgO -Konzentrationen bei Inselbogensgesteinen (F2-Funktion).

Innerhalb der Intraplattenbasalte ist jedoch - wie bei den anderen Diskriminationsdiagrammen auch - keine Unterscheidung zwischen Ozeaninsel- und kontinentalen Basalten möglich.

Abbildung 38: F2 - F1 - Funktion nach PEARCE (1976)



- Δ : Amphibolite der Stöรงgruppe
- ▽ : Amphibolit des Andbergfjell-Komplex
- : Tverrfjell-Amphibolit
- ◻ : Amphibolitprobe 17

Der größte Teil der Metabasalte liegt wieder im Intraplattenbasalt-Feld. Zwei Basalte sowie die Amphibolitprobe 17 (\square) liegen aufgrund ihrer niedrigen TiO_2 -Gehalte im Feld der kalkalkalinen Gesteine bzw. Low-K-Tholeiite und den Tverrfjell-Amphibolit (o) hat sein hoher K-Gehalt sogar auf den Rand des Shoshonitfeldes placiert.

Zusammenfassend kann man sagen, daß in der Mehrzahl der Diskriminationsdiagramme die "normalen" Amphibolitproben (Δ) im Bereich der Intraplattenbasalte liegen. In den Fällen, in denen Proben auch in das MORB-Feld geplottet wurden, bleiben sie zumeist noch in dem Überschneidungsbereich von Intraplatten- und MORB-Feld. Im eindeutigen Ozeanbodenbereich liegen die Amphibolite nur in wenigen Fällen. Zu den Island-Arc Gesteinen gehören die Amphibolite in keinem einzigen Diagramm.

Gründe für diese deutliche Einstufung der Basalte als Intraplatten- bzw. teilweise Ozeanbodengesteine ist u. a. ihr hoher TiO_2 -Gehalt und ihre Zr-Anreicherung (s. Anlage 2 und 3), welche in den meisten Diskriminationsdiagrammen Verwendung finden.

Bei der weiteren Unterscheidung zwischen tholeiitischen und alkalischen Intraplattenbasalten sprechen die Diagramme eindeutig für einen tholeiitischen Trend. Die Frage, ob dies im kontinentalen oder ozeanischen Bereich geschah, ist dagegen kaum zu beantworten. Mit Ausnahme des Diagramms von PEARCE (1975), nach welchem die Proben ozeanischer Herkunft sein sollen, kann die genaue Herkunft mit den vorliegenden Diagrammen nicht geklärt werden.

Der Tverrfjell-Amphibolit (o) wird ebenfalls fast einheitlich im Intraplattenbasalt-Feld dargestellt. Lediglich im Diagramm von PEARCE (1976) liegt er auf dem Rand zwischen Intraplattenbasalten und Shoshoniten. Allerdings folgt er stark dem alkalischen Trend nach PEARCE & CANN (1973) und FLOYD & WINCHESTER (1975).

Die Amphibolitprobe des Andberghöi-Komplexes (∇) verhält sich etwas anders. Sie fällt nur bei PEARCE & CANN (1973) in das Intraplatten-

2.4. Bestimmung der Anorthitgehalte in den Plagioklasen

In den untersuchten Dünnschliffen war die Zahl der Plagioklas-körner, an denen entweder eine ausgeprägte Spaltbarkeit oder die Ausbildung von polysynthetischen Verzwillingungen nach dem Albitgesetz mit symmetrischer Auslöschung zu erkennen war, sehr gering. Daher war die Bestimmung des An-Gehalts der Plagioklase mit Hilfe der Auslöschungsschiefe nicht möglich, da sie eine statistisch ausreichende Anzahl von Messungen voraussetzt.

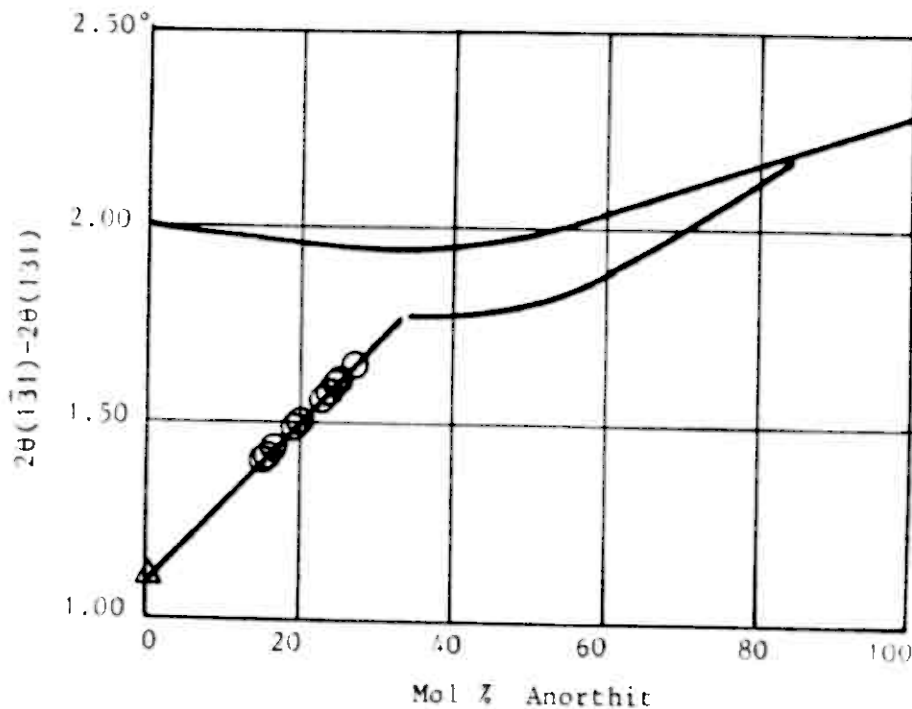
Daraufhin wurden die Untersuchungen an einem Universaldreh(=U)tisch weitergeführt. Bei dieser Methode müssen die Zwillingslamellen bzw. Spaltbarkeitsflächen nicht primär parallel der N-S-Richtung symmetrisch auslöschen sondern sie können durch Drehen des U-Tisches in verschiedenen Richtungen nachträglich in diese Lage gebracht werden. Die durchgeführten Messungen ließen zwar eine Anhäufung der Plagioklaszusammensetzung bei ca. 19-23% Anorthit erkennen, doch konnten für gesicherte Aussagen immer noch zu wenig geeignete Körner gefunden werden.

Andererseits spielt die Plagioklaszusammensetzung bei der Eingrenzung des Metamorphosegrades eine wichtige Rolle, also wurde als Weiteres der Versuch unternommen, die An-Gehalte röntgenographisch an einem Diffraktometer zu bestimmen.

Dieses Verfahren beruht darauf, daß monochromatische Röntgenstrahlen am Kristallgitter gebeugt werden und aus der Lage der Interferenzen (=2 θ -Winkel) nach der Braggschen Gleichung die d-Werte des Minerals errechnet werden können.

Die zur Ermittlung der Plagioklaszusammensetzung entscheidenden Interferenzen ("Peaks") sind die der Flächen 131 und $\bar{1}\bar{3}1$, die etwa bei 29.9 und 31.3° 2 θ liegen. Ihre genaue Lage zueinander variiert jedoch, da diese vom An-Gehalt abhängig ist.

Mißt man die beiden Winkel und bildet die Differenz, erhält man einen Wert zwischen maximal 1.0 und 2.3 2 θ , den man in das unten abgebildete Diagramm nach SMITH & YODER (1956) einträgt. Aus diesem kann der An-Gehalt abgelesen werden (s. Abb. 21).



\circ = Amphibolit Δ = Keratophyrtuff

Abb. 21: Diagramm nach SMITH & YODER (1956) zur Bestimmung des Anorthitgehalts in Feldspäten.

Erste Versuchsaufnahmen ergaben nun, daß die beiden Plagioklaspeaks durch Interferenzen anderer Minerale, besonders Calcit und auch Amphibol teilweise überlagert werden.

Daher wurde die notwendige Menge an Mineralpulver vor der Messung in einer Porzellanschale mit heißer Salzsäure übergossen, um die Karbonate herauszulösen (die Salzsäure darf jedoch nicht zu lange auf das Gesteinspulver einwirken, damit basische Plagioklase nicht angegriffen werden) und danach wieder mit Wasser herauswaschen.

Um nun noch die Amphibole zumindest teilweise zu entfernen, wurde einfach durch Schräghalten der Porzellanschale eine Schwereretrennung in dem feuchten Pulver erwirkt. Nach dem Trocknen sah man deutlich einen hellen und einen dunklen Bereich in der Schale. Der helle Teil (=hauptsächlich helle Minerale) wurde herausgekratzt, zu feinem Mehl zermörsert und als Präparat verwandt.

Die Diffraktogramme enthielten nun keine Calcit- und deutlich schwächere Amphibolpeaks, während die Plagioklaspeaks eindeutiger wurden.

Weiterhin wurde eine erhöhte Auflösung der Interferenzen erreicht durch Verwendung einer $1/2^\circ$ -Schlitzblende und $1/2^\circ/\text{min.}$ Aufnahme-geschwindigkeit. Die weiteren Meßbedingungen waren: Kupfer-röhre, Nickelfilter ($\text{Cu-K}_{1,2}$ -Strahlung, $\lambda = 1,54050$).

2.5. Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungen

Die Metavulkanite und Metasedimente der Störengruppe liegen in Mineralparagenesen des Obersten Low-Grade bis Unteren Medium-Grade vor, d.h. sie wurden auf etwa $500-540^\circ\text{C}$ erhitzt, wobei wegen des Auftretens von almandinreichem Granat Drücke von mindestens 4 kbar angenommen werden.

Die für die Eingrenzung der Metamorphosebedingungen entscheidenden Minerale sind vor allem das gemeinsame Auftreten von Hornblende + Oligoklas + Fe-haltiger Chlorit + Biotit + Karbonat + Granat + Epidot und Zoisit in den Amphiboliten bzw. Fe-haltiger Chlorit + Serizit + Biotit + Granat in verschiedenen Metasedimenten.

Die Metamorphose fand in zwei unterscheidbaren Deformationsphasen statt, die im Mikroskop an zwei Schieferungsrichtungen sowie der Einregelung und evtl. Zonierung verschiedener Minerale erkennbar sind.

3. Geochemie

3.1. Einführung und Probenahme

Hauptsächliches Ziel dieser Arbeit ist es, die Haupt- und Spurenelementgehalte der Metavulkanite im Gebiet der Tverrfjell-Lagerstätte zu bestimmen, denn sie geben Aufschluß über den Chemismus der ehemaligen Ausgangsgesteine und ermöglichen Aussagen über das geotektonische Bildungsmilieu dieser Gesteine und damit auch der Lagerstätte selbst, da diese als syngenetisch bezeichnet werden muß (siehe Kap. 1.1.)

Eine wichtige Voraussetzung bei der geochemischen Untersuchung ist eine geeignete Auswahl des Gesteinsmaterials.

Insgesamt wurden für diese Arbeit die folgenden Gesteine beprobt, wobei die Probenahme der Proben 1-16 im Sommer 1981 im Anschluß an die Kartierung erfolgte, während die Probe 17 erst im Sommer 1982 genommen werden konnte. Sie kam daher für eine Analyse sowohl der Haupt- als auch der Spurenelemente mit der Röntgenfluoreszenzanalytik zu spät, bei ihr wurden nur die Hauptelemente bestimmt (Analytiker: Th. Kost).

- Proben 1 - 11 : Amphibolite der Störengruppe
- Probe 12 : Amphibolit des Andberghöi-Komplexes
- Probe 13,14 : Amphibolite der Störengruppe, in ca. 500 m Teufe der Tverrfjell-Grube genommen
- Probe 15 : "Tverrfjell-Amphibolit" der Störengruppe
- Probe 16 : Keratophyrtuff der Störengruppe
- Probe 17 : Amphibolit der Störengruppe, aus einer Kernbohrung am Tverrfjell in 97,70 m Teufe genommen

Die Aufschlußverhältnisse waren schon insgesamt nicht sehr gut (vgl. Kap. 1.2.), die Möglichkeiten, geeignete Proben für geochemische Analysen zu gewinnen, war noch stärker begrenzt, da die Gesteine oft stark geklüftet und mit Kluftbelägen überzogen, von Karbonat- und Pyritadern durchzogen oder insgesamt schon in Umwandlungs- und Verwitterungsprozessen begriffen waren.

Bei der Probenahme wurde daher insbesondere darauf geachtet,

- daß nur homogene Amphibolite genommen wurden, dagegen keine gebänderten, deren karbonatische und phyllitische Zwischenlagen auf eine frühere Umlagerung und Vermischung mit Sedimentmaterial hinweisen (vgl. Kap. 2.2.2.1.).
- daß soweit wie möglich frisches Gestein beprobt wurde
- daß das Gestein möglichst nicht bzw. nur gering von Pyrit, Quarz- und Karbonatadern durchzogen war
- daß die Probenmenge entsprechend der Korngröße groß genug für repräsentative geochemische Analysen ist.

Da von allen diesen Gesteinen Dünnschliffe untersucht wurden (siehe Teil 2 dieser Arbeit) konnte zusätzlich zum Eindruck im Gelände der Erhaltungszustand der Gesteinsproben im Mikroskop überprüft werden. Hierbei konnten alle für die Analysen genommenen Proben als frisch und unangewittert bezeichnet werden.

3.2. Aufbereitung des Probenmaterials für die geochemischen Analysen

3.2.1. Zerkleinerung der Proben

Die Gesteinsproben, die schon im Gelände möglichst frei von Verwitterungseinflüssen genommen worden waren, wurden zunächst mit einem hydraulischen Spalthammer, dann mit einem Backenbrecher bis auf ca. 0.5-1 cm große Splitstückchen zerkleinert. Dabei wurden sowohl mit dem Spalthammer noch vorhandene Verwitterungsrinden abgetrennt, als auch im Split angewitterte und vererzte Stückchen aussortiert.

Daraufhin wurde der Split auf ca. 1/4 seiner ursprünglichen Menge herabgeviertelt und diese Menge in einer Scheibenschwingmühle mit Wolfram-Carbid-Einsatz bis zur gewünschten Kornfraktion von $< 63 \mu$ gemahlen.

Die jeweiligen Pulvermengen ergaben etwa halbgefüllte 1000 ml-Gläser. In ihnen wurde das Pulver einige Stunden lang homogenisiert. Von diesem so homogenisierten Pulver wurden ca. 50 g in Polyäthylenfläschchen abgefüllt und im folgenden zur Herstellung der Pulver-

und Schmelztabletten und zur Bestimmung von CO_2 , FeO , H_2O^- und H_2O^+ verwendet.

3.2.2. Herstellung der Pulvertabletten für die Röntgenfluoreszenz-Analytik

Ca. 5g des Gesteinspulvers wurden abgewogen und mit 3 Tropfen H_2O -Moviollösung im Verhältnis 19:1 verrührt.

Eine Menge von etwa 5g ist für die unendliche Dicke erforderlich, d.h. die Tablette ist dann so dick, daß selbst besonders tiefeindringende kurzwellige Strahlung nicht die Tablettenrückwand erreicht und somit in ihrer Absorption beeinträchtigt wird, was wiederum zu falschen Ergebnissen führt.

Dann wird das Probenpulver mit einer Bakelitmischung rückseitig ummantelt und mit einem Druck von ca. 7-9 t/inch² gepresst.

3.2.3. Herstellung der Glastabletten für die Röntgenfluoreszenz-Analytik

Die Glastabletten wurden auf einem Meka-Brenner in Anlehnung an das Verfahren von NORRISH & HUTTON (1969) hergestellt.

Für jede Tablette wurden in Abänderung zu NORRISH & HUTTON

3.0 ± 0.002g Flux

0.04 ± 0.001g NaNO_3

0.56 ± 0.002g des bei 1000°C geblühten Probenpulvers

in einen Pt/Au 95/5 - Tiegel eingewogen, gut durchmischt und, unter wiederholtem Schwenken des Tiegels, in ca. 15 Minuten bei 1000°C geschmolzen.

In Abweichung des NORRISH & HUTTON-Verfahrens wurden die Tabletten dann nicht gepresst sondern die gelbglühende Schmelze in eine Pt/Au 95/5 - Kukille mit plangeschliffenem Boden gegossen. Die Tablette erhält dadurch eine wesentlich glattere Oberfläche als beim Pressen. Nach Erstarren der Schmelze kann man die fertigen Tabletten aus der Kukille nehmen. Sie wurden im Exsikator aufbewahrt.

Detailliertere Beschreibungen dieses abgeänderten Verfahrens sind u.a. bei LASKOWSKI (1982) und MERKLE (1982) zu finden.

3.3. Messung der Haupt- und Spurenelementgehalte

3.3.1. Röntgenfluoreszenz-Analytik

Die Röntgenfluoreszenz-Analytik (RFA) ist eine in den Geowissenschaften gebräuchliche Methode zur quantitativen und qualitativen Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente. Zahlreiche Autoren, wie z.B. JENKINS (1974), JENKINS & DE VRIES (1967) und SCHROLL & STEPAN (1969) haben sie beschrieben.

Am Institut für Geowissenschaften in Mainz steht für die RFA eine Siemens SRS 200 zur Verfügung. Die Auswertung der Messungen erfolgt mit Rechenprogrammen, die von der University of Cape Town, South Africa, zur Verfügung gestellt wurden. Die Rechenprogramme zur Errechnung der Spurenelementgehalte bieten den Vorteil gegenüber den sonst gebräuchlichen Programmen, daß sie keinen inneren Standard benötigen sondern die Massenschwächungen unter Zuhilfenahme der Hauptelementgehalte berechnen und damit die Spurenelemente korrigieren. Dadurch wird die Genauigkeit der Ergebnisse wesentlich verbessert.

Die Hauptelemente, außer Natrium, wurden an jeweils zwei Glastabletten, die Spurenelemente und Natrium an jeweils zwei Pulvertabletten (zur Herstellung s. Kap. 3.2.2. und 3.2.3.) gemessen. In Tab. 1 sind die jeweiligen Meßparameter angegeben.

3.3.2. Bestimmung des CO₂-Gehaltes

Der CO₂-Gehalt wurde in Anlehnung an das Verfahren nach HERRMANN (1975) gravimetrisch bestimmt.

In einem Reagenzglas wurden 500mg Probenpulver nach Zugabe von 10ml H₂O dest. mit 10ml 18%iger HCL aufgeschlossen und anschließend Stickstoff zugeleitet. Der Stickstoff dient als Träger des freigesetzten CO₂. Er leitet es zu einem Filter, in dem es als Natriumkarbonat ausgefällt wird.

Durch Wiegen des Filters vor und nach der Analyse kann der CO₂-Gehalt bestimmt werden.

3.3.3. Bestimmung des FeO-Gehaltes

Da die hohen Schmelztemperaturen bei der Herstellung der Glas-tabletten bzw. schon beim vorherigen Glühen des Pulvers das zweiwertige Eisen in dreiwertiges Eisen oxidieren, kann mit der Röntgenfluoreszenz-Analytik nur das Gesamteisen als Fe_2O_3 gemessen werden während der FeO-Gehalt auf andere Weise bestimmt werden muß.

Dies geschah durch eine photometrische Bestimmung, die von Herrn Th. Kost übernommen wurden.

Bei dieser Methode wird das Gesteinspulver mit H_2SO_4 und HF aufgeschlossen, mit H_2O dest. aufgenommen und mit Ammoniumacetat gepuffert. Die Zugabe von Orthophenantrolin-Monohydrat als Reagens bewirkt mit Fe^{2+} eine Rotfärbung, deren Intensität photometrisch bestimmt wird und aus der sich der FeO-Gehalt errechnen läßt.

3.3.4. Bestimmung von H_2O^- und H_2O^+

Leere, auf Gewichtskonstanz geglühte Vitreosiltiegel wurden mit 3g des homogenisierten Gesteinspulvers gefüllt.

Nachdem das Gesteinspulver über Nacht in einem Trockenschrank bei 110°C getrocknet wurde, wurden Tiegel+Probe wieder gewogen. Aus der Differenz des Gewichts Tiegel+Probe vor und nach dem Trocknen kann man den H_2O^- -Gehalt, d.h. den Gehalt an Porenwasser errechnen.

Zur Bestimmung des H_2O^+ wurden die Tiegel mit dem getrockneten Gesteinspulver über Nacht in einem Muffelofen bei 1000°C geglüht. Nach erneutem Wiegen kann man aus der Differenz zwischen Tiegel+Probe getrocknet und Tiegel+Probe geglüht den Gehalt an gebundenem Kristallwasser bestimmen.

Dieser, dem Gehalt an H_2O^+ entsprechende Glühverlust (Loss of Ignition, L.O.I.) ist nur ein scheinbarer Wert, da die Probe während des Glühens durch die Oxidation des Eisens Sauerstoff aufnimmt. Der tatsächliche L.O.I. ist also größer und muß noch wie folgt korrigiert werden: $\text{L.O.I.} = \text{L.O.I.}_{\text{gemessen}} + 0.1113 \times \text{FeO}$.

Meßzyklus	Fe, Mn	Na	Ti, Si, Al, K, P, Ca, Mg	Nb, Zr, Y Rb, Sr	Co, Cr, V	Rb, Sr	Cu, Ni, Zn
Röhre	W	Cr	Cr	W	Au	Mo	W
Kristall	LiF(110)	TlAP	Ti: LiF(100) Ca: " K: " P: GE Si: PET Al: " Mg: TlAP	LiF(110)	LiF(110)	LiF(110)	LiF(110)
gemessene Linien	K_{α}	K_{α}	K_{α}	K_{α}	K_{α}	K_{α}	K_{α}
Detektor	DZ	DZ	DZ	SZ	DZ+SZ	SZ	SZ
Diskriminator	+	+	+	+	+	+	+
Vakuum	+	+	+	-	+	-	-
kV	40	50	50	55	55	60	55
mA	45	55	55	50	50	44	50

Tabelle 1: Die Meßparameter der Haupt- und Spurenelement-Messungen an der RFA

DZ = Durchflußzähler, SZ = Szintillationszähler

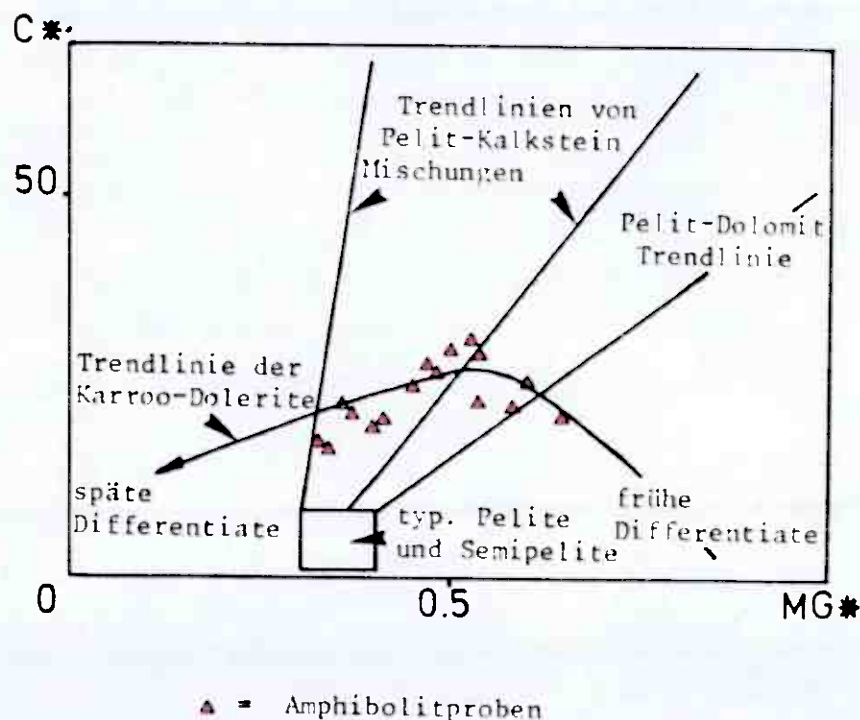
3.4. Ergebnisse der geochemischen Messungen

3.4.1. Klassifizierung der Metavulkanite anhand ihrer Hauptelementgehalte

Bei den Amphiboliten der Störengruppe wird davon ausgegangen, daß es sich um Gesteine magmatischen Ursprungs handelt, u.a. deshalb, weil im Norden des Arbeitsgebietes Pillowstrukturen im Amphibolit gefunden worden waren (s. Kap. 2.2.2.1.).

Dennoch wurden die Gesteine zur Sicherheit nochmals in ein Diagramm nach LEAKE (1964) eingetragen, in welchem der Niggli C- gegen den Niggli Mg-Wert aufgetragen und damit eine Trennung von Para- und Orthoamphiboliten getroffen werden kann (s. Abb. 22).

Abbildung 22: Diagramm zur Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten nach LEAKE (1964).



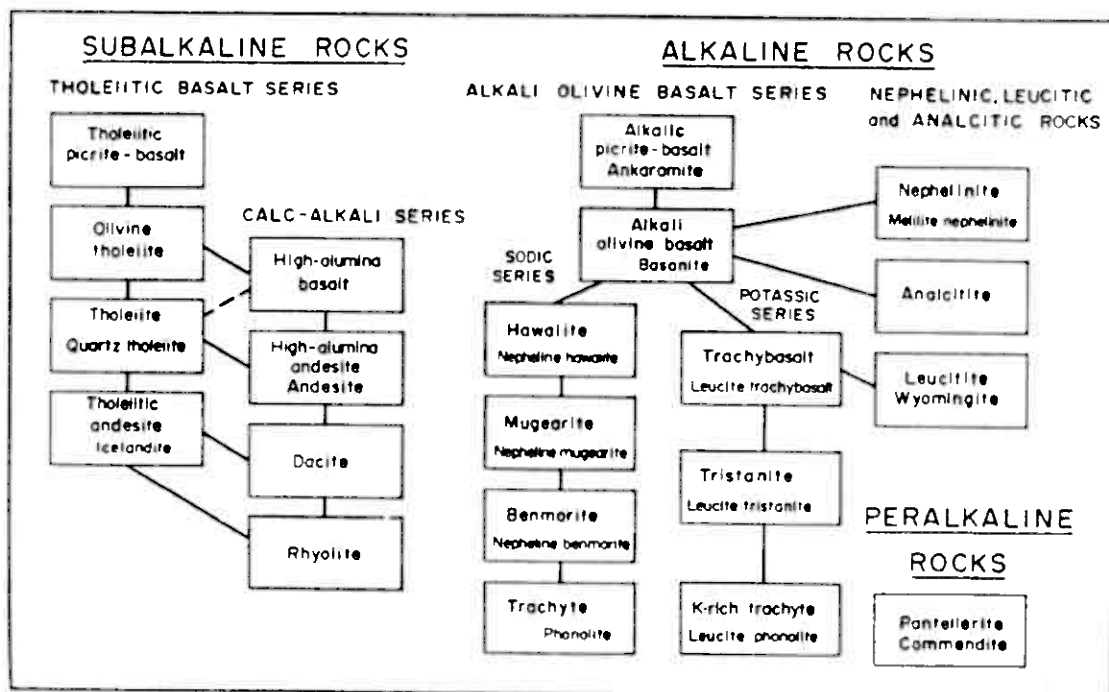
Eingezeichnet sind die Trendlinie, die LEAKE für Dolerite des Karroo-Gebietes ermittelte, sowie das darstellende Feld für typische Pelite und Semipelite und Trendlinien verschiedener sedimentärer Mischgesteine. Obwohl die Probenmenge nach LEAKE für eine ganz gesicherte Aussage größer sein sollte als die vorliegende Probenzahl, kann man dennoch deutlich erkennen, daß die Gesteine dem magmatischen Trend folgen.

Dies sollte als zusätzliches Indiz für eine magmatische Entstehung der Amphibolite gelten.

Im Folgenden werden daher ausschließlich Diagramme verwendet, die für Magmatite erstellt wurden.

Eine Übersicht über die Klassifizierungsmöglichkeiten der gewöhnlichsten Magmatite geben IRVINE & BARAGAR (1971 in Abb. 23). Sie gliedern die Magmatite in peralkalische, alkalische und subalkalische Gesteine, wobei sich die alkalischen wieder aufgliedern in Alkali-Olivin-Basalte sowie Foidgesteine und die Subalkalischen Gesteine in Tholeiitische Basalte und Kalk-Alkali-Gesteine.

Abbildung 23: Klassifizierungsschema der gewöhnlichsten Magmatite nach IRVINE & BARAGAR (1971).



Eine sehr gebräuchliche Methode zur Klassifizierung von magmatischen Gesteinen bietet auch das Diagramm von STRECKEISEN (1978). Nach Möglichkeit sollten dazu aber die Modalgehalte von Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz bzw. Foiden eingetragen werden. Stehen keine Modalanalysen zur Verfügung, schlägt STRECKEISEN die Verwendung der Rittmann-Norm vor. In der vorliegenden Arbeit wurde stattdessen ein Versuch mit der CIPW-Norm nach BARTH gemacht (s. Abb. 24).

Abbildung 24: Diagramm nach STRECKEISEN (1978).

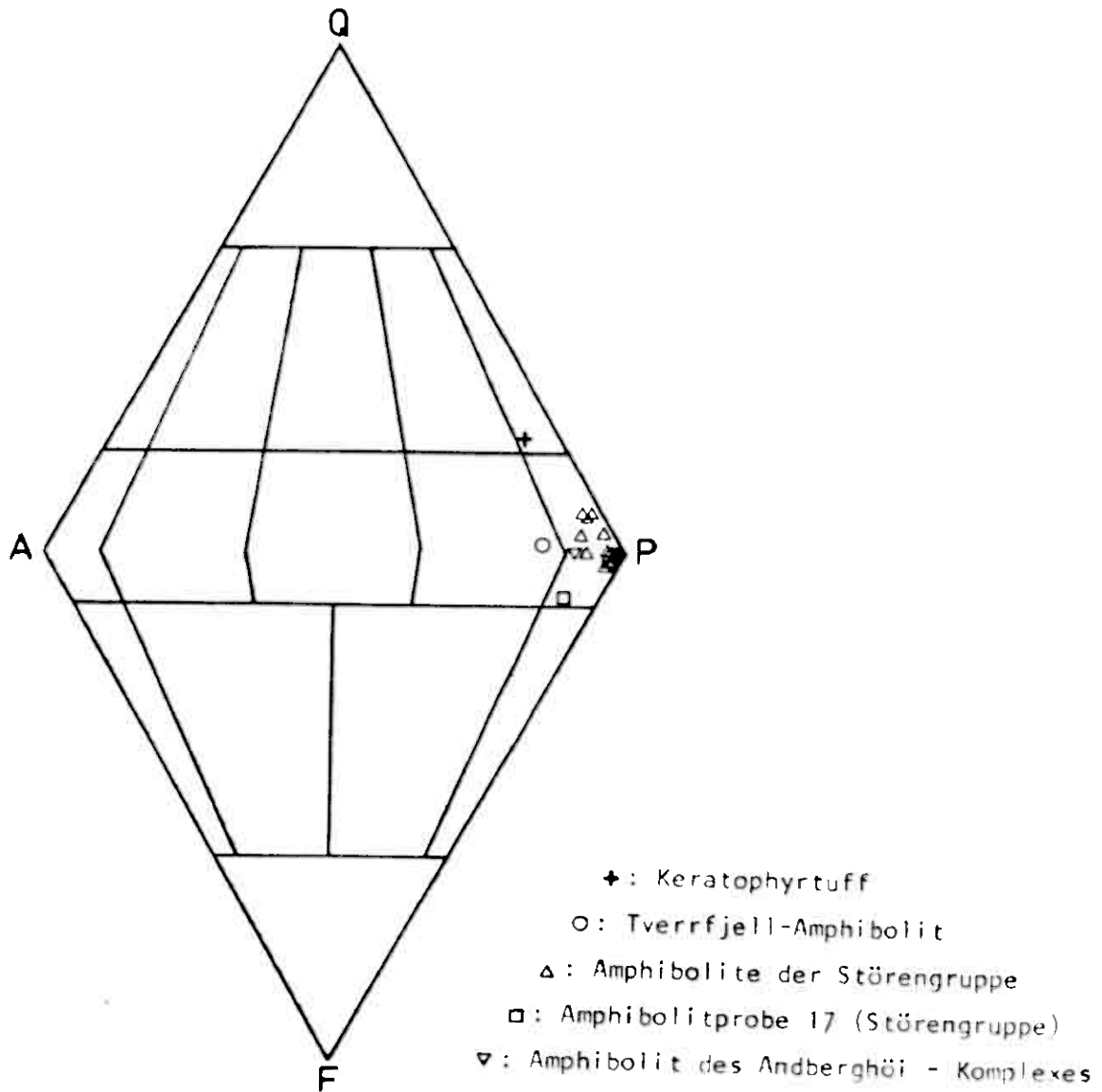
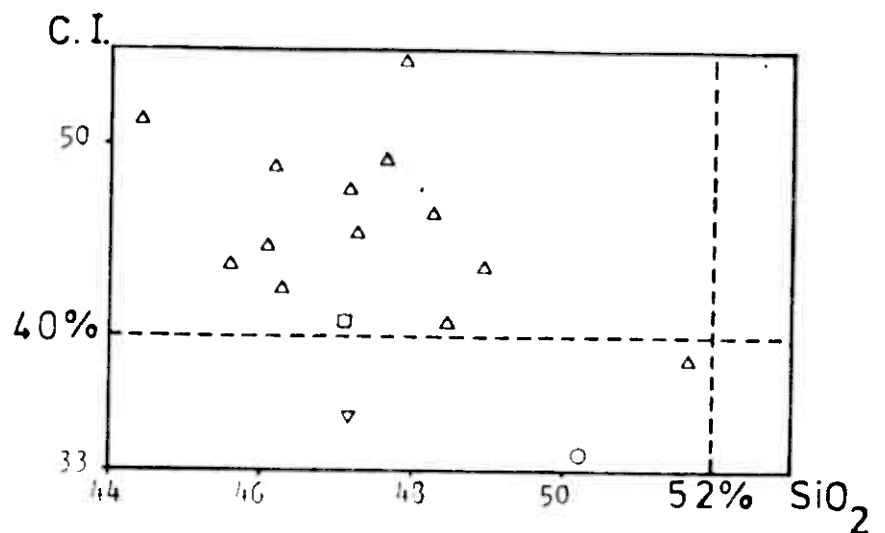


Abbildung 25:

C.I. - SiO_2 - Diagramm
nach STRECKEISEN (1978).



Erwartungsgemäß liegen die Amphibolite innerhalb des Basaltfeldes, und zwar die Mehrzahl ziemlich genau auf der Sättigungsgrenze von SiO_2 , d.h. auf der Grenzlinie zwischen quarzgesättigten tholeiitischen bzw. kalkalkalischen Gesteinen auf der einen Seite und Hawaiiten bzw. Mugeariten auf der anderen. Dies entspricht der Unterscheidung zwischen Subalkali- und Alkaligesteinen nach IRVINE & BARAGAR.

Nur wenige Basalte weichen von dieser Verteilung ab und sind deutlich SiO_2 - gesättigt oder untersättigt (wie Probe 17, □).

Einzige Ausnahme ist der "Tverrfjell-Amphibolit" (○). Durch seinen hohen Kaliumgehalt wird mehr normativer Orthoklas errechnet als bei den anderen Amphiboliten, wodurch er in das Andesitfeld gerutscht ist. Der Keratophyrtuff (+), dem Chemismus nach (69% SiO_2) fast schon ein Rhyolit, ist im Feld der Plagidazite bzw. Quarzandesite dargestellt. Dies hat diesmal seine Ursache im niedrigen K-Gehalt des Dazits. Dadurch wird zuwenig Orthoklas errechnet und somit ein zu basisches Gestein vorgetäuscht.

Eine nähere Spezifizierung der Basalte und Andesite gibt STRECKEISEN (1978) indem er den normativ errechneten Colour Index (C.I.), d.i. der Anteil an mafischen Mineralen in Gewichtsprozent, gegen den SiO_2 -Gehalt aufträgt (s. Abb. 25).

Die meisten Amphibolite gehören demnach zu den Mela-Basalten.

Im Einklang mit den petrographischen Ergebnissen (s. Kap. 2.2.2.1.) steht der sehr hohe Anteil an leukokraten Normmineralen im Tverrfjell-Amphibolit" (○).

Aussagekräftiger und differenzierter ist ein Klassifizierungsvorschlag von PECCERILLO & TAYLOR (1976), in welchem der K_2O - gegen den SiO_2 - Gehalt aufgetragen wird (s. Abb. 26).

Hier liegen die Metabasalte aufgrund ihrer niedrigen K_2O -Gehalte zumeist im Feld der Low-K-Tholeiite bzw. untergeordnet, der Basalte. Auch der Keratophyrtuff wird seiner chemischen Zusammensetzung gemäß als Low-K-Dazit an der Grenze zum Rhyolit dargestellt.



Abb. 19: Intermediärer Tuff oder Tuffit. Deutlich ist eine Parallelbänderung zu erkennen, bei der es sich evtl. um eine primäre Schichtung handeln könnte.

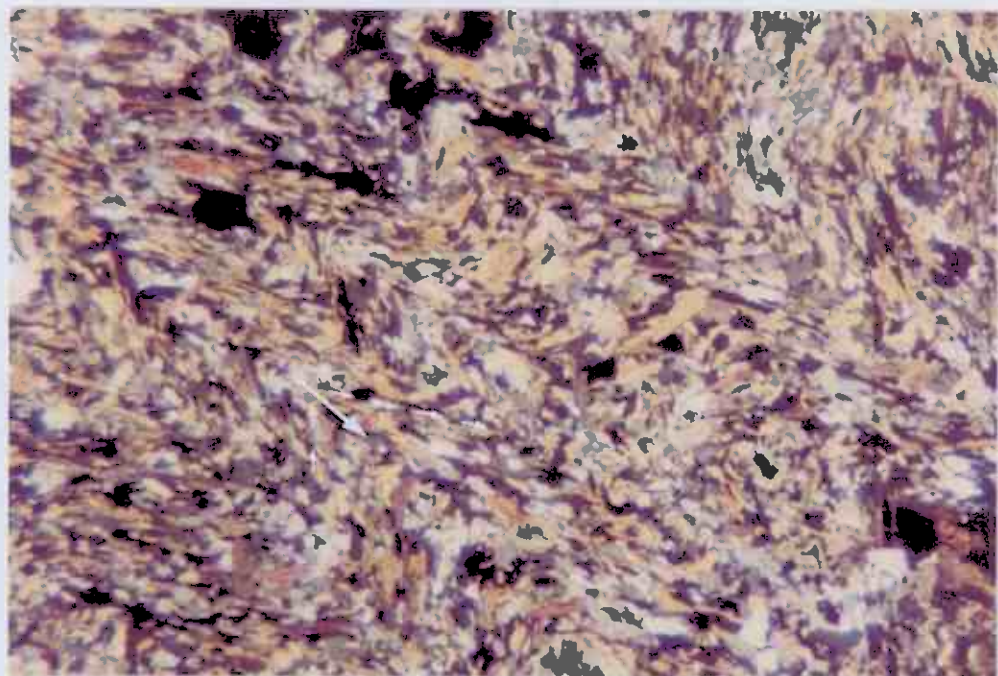


Abb. 20: Homogener Amphibolit mit den im Mikroskop unterscheidbaren Schieferungsrichtungen. Bildbreite = 5.4 mm, x-Nicols. Eine erste Schieferung (s. kleine Pfeile) wird von einer nachfolgenden zweiten Faltung (s. großen Pfeil) überprägt.

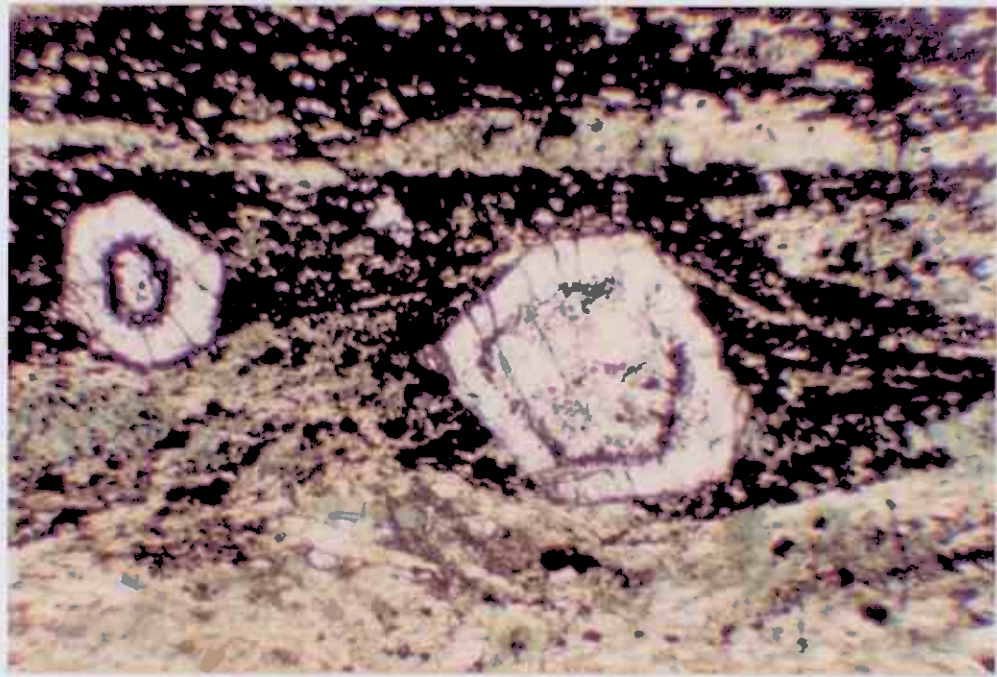


Abb. 15: Granatidioblasten in dem basischen Tuff. Bildbreite = 2 mm . Helle Idioblasten: Granate, Schwarze Mineralkörner: Magnetit, Grün-gelbliche Minerale: Hornblende. Deutlich sind die schwarzen Anwachsringe aus Erz in den Granaten erkennbar.



Abb. 16: Vulkanitbrekzie.

Die Anwachsstreifen aus Magnetit wurden dabei entweder während des poikilitischen Wachstums gebildet, indem der Granat die Erzkörner nicht überwuchs sondern vor sich her nach außen schob oder das Erz lagerte sich erst nach der ersten Wachstumsphase des Granats an diesen an.

Bei den Quarzen kann man feststellen, daß sie oft zerbrochene Granate, Erzkörner, Amphibole etc. ausheilen und somit später gebildet wurden. Außerdem haben posttektonische Risse im Gestein ihre Fortsetzung in Drucklamellen mit Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzkörnern. Diese sind typisch für eine Kaltdeformation, welche durch solche Risse entstehen kann.

Die Bildungstemperatur der basischen Tuffe entspricht nach der Mineralparagenese der Temperatur, wie sie für die Amphibolite angegeben wurde, also Oberster Low-Grade bis Unterer Medium-Grade - Bereich.

2.2.2.3. Vulkanitbrekkzie

In einer amphibolhaltigen Chlorit-Serizit-Phyllit-Matrix sind Fragmente basischer und, seltener, auch saurer Vulkanite eingelagert. Diese Fragmente sind meist einige cm groß, an einigen Stellen erreichen sie jedoch auch Längen bis zu 20 cm. Sie sind parallel der Schieferung stark ausgeplättet (s. Abb. 16).

Bei den basischen Gesteinsfragmenten kann man teilweise noch Blasenfüllungen erkennen, teils haben die Gesteine auch eine dichte Struktur.

Diese Brekkzien werden als Erosionsprodukte von abgetragenen Vulkanbauten aufgefaßt (Epiklastite) oder auch als vulkanoklastisch. Von ihrem Verbreitungsgebiet im Osten und Nordwesten des Arbeitsgebietes aus in Richtung zur Tverrfjell-Lagerstätte, also nach Westen bzw. Südosten hin, sind diese Brekkzien nicht nachweisbar. Es ist möglich, daß die gebänderten Amphibolite dort in diese übergehen, sie also eine fazielle Weiterentwicklung der gebänderten Amphibolite darstellen.

2.2.2.4. Keratophyrtuff

Innerhalb der Karbonat-Chlorit-Serizit-Schiefer sind einige Horizonte eines Keratophyrtuffs eingelagert, die bis zu einigen Metern mächtig werden können.

Im Dünnschliff dieses Gesteins erkennt man ein lepidoblastisches Gefüge aus Quarz, Serizit und Chlorit, in das zahlreiche Albitporphyroblasten eingelagert sind.

Die Albitporphyroblasten fallen schon makroskopisch als weißliche, bis zu 5 mm große, rundliche Flecken in der hellgrauen Matrix auf (s. Abb. 17).

Sie haben idiomorphe Umrisse und sind manchmal tektonisch leicht zerschert, jedoch nicht verbogen oder verfaltet worden. In ihren Druckschatten findet man häufig rekristallisierte Quarze.

Die Albite zeigen eine Zonierung in der Weise, daß der innere Teil durchweg mit Serizit und Epidot gefüllt ist, während ein schmaler Randstreifen völlig homogen und ohne Umwandlungserscheinungen ist (s. Abb. 18).

Als Ursache für diese Zonierung kann man z. B. annehmen, daß die Albite während mehrerer Deformationsphasen gewachsen sind, wie dies schon für die zonierte Granate in den Amphiboliten (s. Kap. 2.2.2.1.) und verschiedenen Metasedimente (s. Kap. 2.2.1.) beschrieben wurde. Legt man eine solche Annahme zugrunde, dann können sich z. B. aus metamorph gebildeten porphyroblastischen basischeren Plagioklasen während einer nachfolgenden metamorphen Überprägung mit vielleicht niedrigeren Temperatur-Druck Bedingungen Albit + Epidot gebildet haben und, ebenfalls in dieser späteren Phase, könnte an die Feldspäte zusätzlich ein neuer Albitsaum angewachsen sein. Eine andere Bildungsmöglichkeit wäre evtl. die, daß es sich um primär-magmatischen Zonarbau handelt. Dies würde bedeuten, daß die Feldspäte als reliktsche zonierte Einsprenglinge in einem ehemaligen Tuff zu deuten wären, deren innerer, instabilerer, basischerer Teil umgewandelt wäre, während der äußere, saure Rand der Feldspäte stabil geblieben ist. Solche gefüllten Feldspäte be-

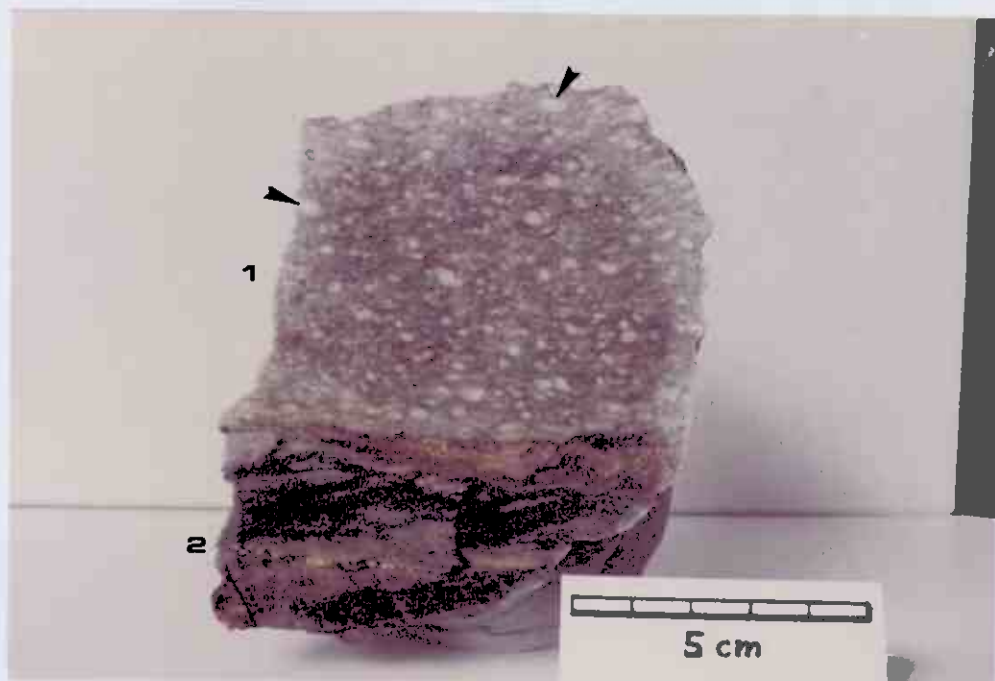


Abb. 17: Keratophyrtuff. 1: Tuff mit zahlreichen rundlichen Albitporphyroblasten (s. Pfeile). 2: Übergang zum Biotit-Chlorit-Serizit-Schiefer.

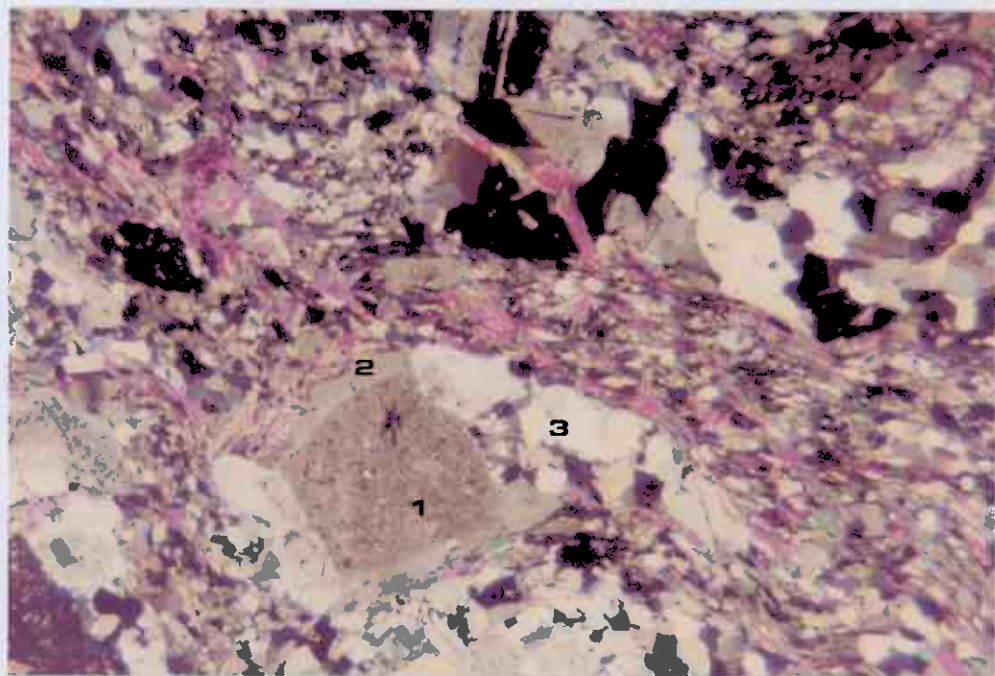


Abb. 18: Keratophyrtuff. Bildbreite = 5.4 mm, x-Nicols. 1: Albitporphyroblast, innerer, mit Einschlüssen gefüllter Teil. 2: Äußerer, einschlußfreier Rand des Albits. 3: Im Druckschatten des Albits angesiedelte Quarze. Kleine stengelige Minerale mit rosa Interferenzfarben: Serizit.

schreibt z.B. TRÖGER (1967) als typisch für Reliktstrukturen.

Zu den Metamorphosebedingungen der Keratophyrtuffe läßt sich sagen, daß die vorhandene Mineralparagenese auf den Bereich des Low-Grade hinweist, wobei das Auftreten von Albit auf Temperaturen unterhalb des Sprungs von Plagioklas_{An 0-5} nach Plagioklas_{An 17} deutet.

Dieser ist nach WINKLER (1979) ca. 20-30°C unterhalb der Grenze von Low-Grade zu Medium-Grade zu legen.

Im Übergangsbereich von den Keratophyrtuff-Horizonten zum Phyllit häufen sich Zonen eines Biotit-Chlorit-Serizit-Schiefers. Sie zeigen eine ausgeprägte Parallelbänderung, die evtl. auf eine erhaltene primäre Schichtung hinweist (s. Abb. 19).

Bei diesen Zonen könnte es sich evtl. um saure Tuffe, die mit basischem Material gemischt wurden, also Tuffite, handeln oder direkt um intermediäre Tuffe.

Im Dünnschliff sind darüber keine weiteren Hinweise zu erhalten. Er läßt nur eine Chloritisierung der großen poikilitischen Biotite erkennen, was, wie schon in vielen Schliffen vorher, als Anzeichen einer retrograden Metamorphose zu sehen ist.

2.2.2.5. Metadazit

Im Bereich zwischen der Tverrfjell-Grube und dem südlichen Veslknatten existiert ein quarz- und feldspatreicher Biotit-Granat-Glimmerschiefer, der als ehemaliges saures Extrusivgestein gedeutet wird. Teilweise gibt es Zonen vulkanogen-hydrothermalen Alteration, die sich durch einen hohen Karbonatanteil bei gleichzeitig fehlenden Granaten auszeichnen.

Weiterhin gibt es einzelne Horizonte einer sehr charakteristischen Meta-Vulkanitbrekzie, die ausschließlich eckige Fragmente eines stark umgewandelten (karbonatisierten) sauren Vulkanits in einer karbonatreichen Matrix enthält.

Hier hat man es wahrscheinlich mit einem Agglomerat zu tun, wie es bei subaquatischen Extrusionen entsteht.

Unter dem Mikroskop zeigt der Metadazit keine weiteren Besonderheiten. Man erkennt Quarz, Feldspat, Biotit und Karbonat, die ein grano- bis nematoblastisches Gefüge bilden und darin groß gesprossste, eingeregelter Biotitporphyroblasten und Granate. Die Biotite enthalten stets zahlreiche radioaktive Höfe, die sich möglicherweise um kleine Zirkonkörner gebildet haben.

Die Zusammensetzung der Minerale entspricht einer Paragenese, wie sie im Obersten Low-Grade oder Unteren Medium-Grade anzutreffen ist. Der Granat deutet wieder auf einen Druck von mindestens etwa 4 kbar (WINKLER 1979) hin, bei Annahme, daß es sich um einen almandinbetonten Granat handelt.

2.3. Einige mikroskopische Beobachtungen zur Tektonik

In fast allen untersuchten Schliffen kann man die Einregelung der Minerale nach einer Schieferungsrichtung erkennen. Diese ist mit der im Gelände beobachtbaren Isoklinalfaltung korrelierbar (vgl. Kap. 1.4.).

In einigen Schliffen ist zusätzlich eine weitere Schieferungsrichtung ausgebildet (s. Abb. 20), welche jedoch im Gelände nicht überall zu finden ist. Sie ist mit der zweiten, mehr offenständigen Faltungsphase vergleichbar.

In den Dünnschliffen findet man in diesem Fall dann häufig Chlorit und Biotit nach dieser zweiten Schieferung eingeregelt.

Vermutlich ist auch die Zonierung der Granate und evtl. der Albite auf diese zwei metamorphen Ereignisse zurückzuführen. Wie bei den Metasedimenten, dem asischen und dem Keratophyrtuff beschrieben, bestehen diese Minerale aus zwei deutlich unterscheidbaren Zonen, die man vielleicht dem Wachstum während der beiden Faltungsphasen zuordnen kann.

15 17, S. 15 siehe
überwiegendste Seite

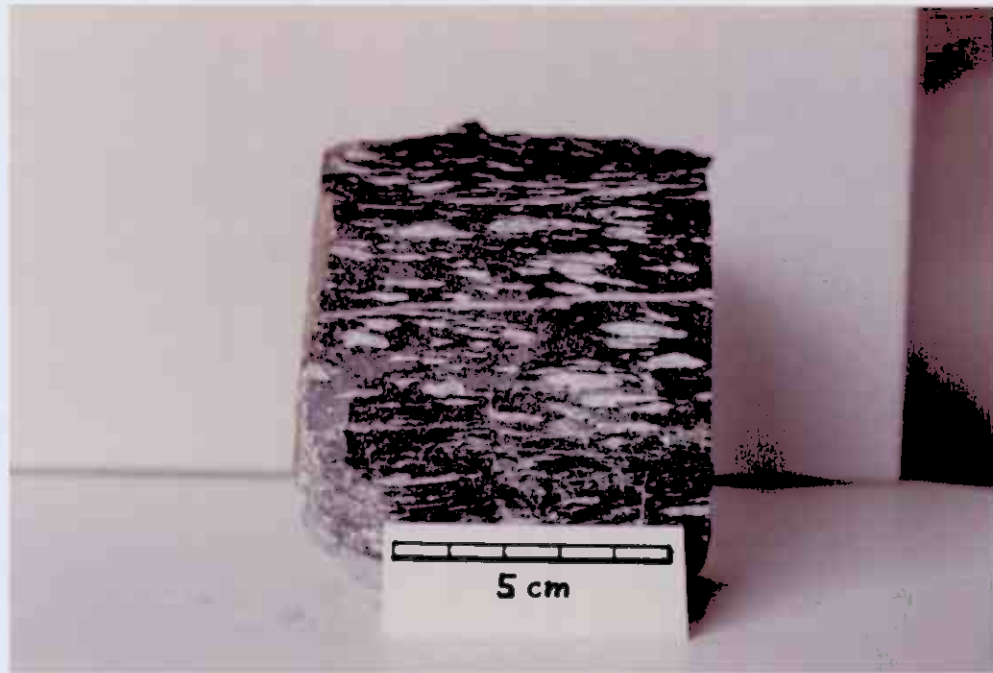


Abb. 9: Homogener Amphibolit. Deutlich erkennbar sind die zahlreichen, mit Albit gefüllten, ausgelängten Blasen.

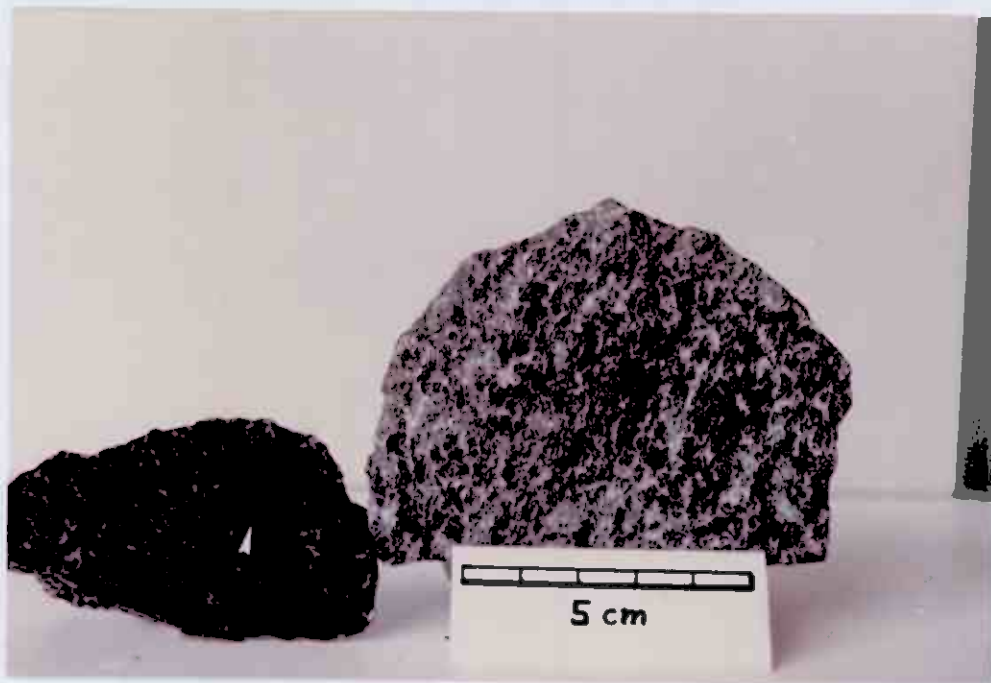


Abb. 10: Homogener Amphibolit. Die Hornblendens sind in großen Porphyroblasten zusammengeschlossen, deren Zwischenräume von hellen Mineralen ausgefüllt sind (s. Pfeil). Dadurch entsteht eine charakteristische Hell-Dunkel-Maserung.

(Anlage 1) als "Tverrfjell-Amphibolit" gesondert ausgehalten und wird im nächsten Abschnitt beschrieben.

Im Dünnschliff zeigen die homogenen Amphibolite alle Übergänge von granoblastischem (körnigem) zu nematoblastischem (stengeligem) Gefüge, je nach Stresseinwirkung an der jeweiligen Lokalität und dem Gehalt an Schichtsilikaten (s. Abb. 11).

Die Hauptkomponenten der Amphibolite sind eine intensiv olivbraun bis bläulichgrün gefärbte, stark pleochroitische Hornblende und ein Plagioklas mit ca. 17 bis 27% An-Gehalt, d.h. Oligoklas (zur Anorthit-Bestimmung in den Plagioklasen siehe Kap. 2.3.)

Ebenfalls immer, und oft in recht großer Menge vorhanden, sind zonierte Epidote, wobei ein eisenärmerer Kern von eisenreicheren Außenschalen umgeben ist. Die Epidote sind sowohl idiomorph als auch in Form von xenomorphen Körner ausgebildet.

Weitere Bestandteile in fast allen Schliffen sind ein geringer, prämetamorpher Gehalt an Karbonat und rekristallisiertem Quarz sowie postmetamorphe Karbonat- und Quarzadern.

Zusätzlich zu diesen Mineralen findet man in den meisten Schliffen in unterschiedlicher Menge Zoisit, Granat, Biotit und/oder Chlorit. Die Biotite sind häufig groß gesprosst, idiomorph und poikilitisch um Epidot gewachsen. Oft findet man deutliche Umwandlungserscheinungen von Biotit zu Chlorit (s. Abb. 12).

Neben den in Umwandlung zu Chlorit befindlichen Biotiten findet man darüberhinaus in fast allen Schliffen primäre, Fe-haltige Chlorite. Die in wenigen Gesteinsschliffen auftretenden Almandine sind als große Idioblasten ausgebildet und häufig poikilitisch gewachsen.

Der akzessorisch stets vorhandene Erzanteil setzt sich hauptsächlich aus Pyrit, Magnetit- und Ilmenitkörnern zusammen, die meist xenomorph und poikilitisch gewachsen sind und, im Falle von Ilmenit, häufig ganz oder teilweise zu Leukoxen umgewandelt sind.

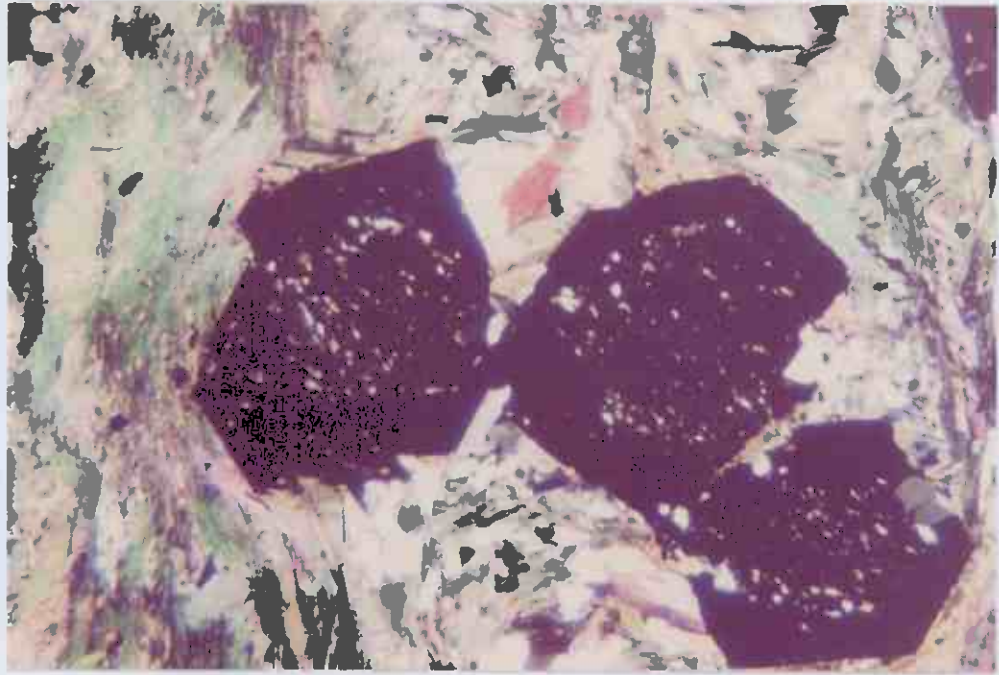


Abb. 7: Granatidioblasten in Granatglimmerschiefer, Bildbreite = 2 mm, x - Nicols. Deutlich ist der innere, mit Einschlüssen gefüllte Teil vom einschlußfreien Rand zu unterscheiden.

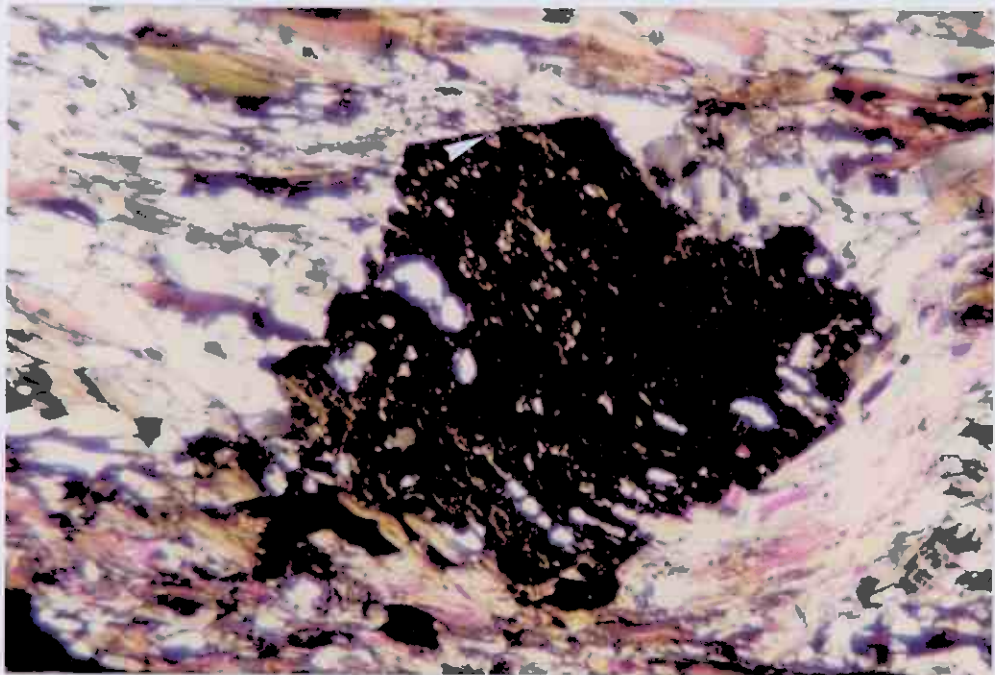


Abb. 8: Granatidioblast in Granatglimmerschiefer, Bildbreite = 2 mm, x - Nicols. Die Schieferung der Matrix setzt sich im Granat fort (s. Pfeil), d.h. der Granat ist während dieser Schieferungsphase gewachsen.

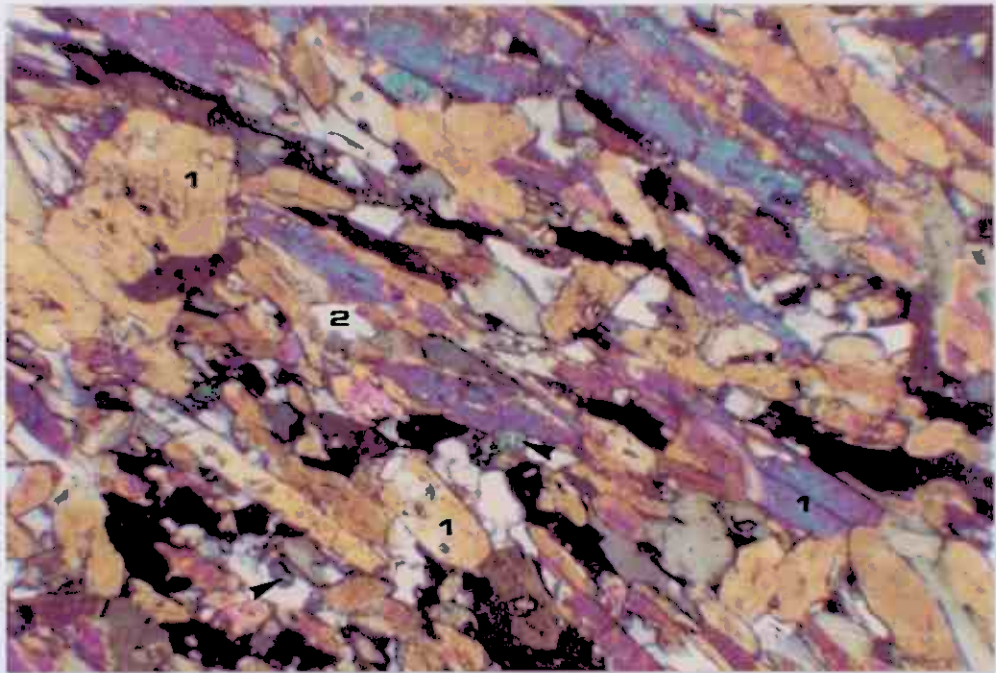


Abb. 11: Typisches nemato- bis granoblastisches Gefüge des homogenen Amphibolits. Bildbreite = 2 mm, x - Nicols. 1: Hornblende in verschiedenen Schnittlagen, tw. mit Einschlüssen; 2: Plagioklas; Pfeile: weisen auf Epidote hin. Der Epidot links unten im Bild ist deutlich zoniert.

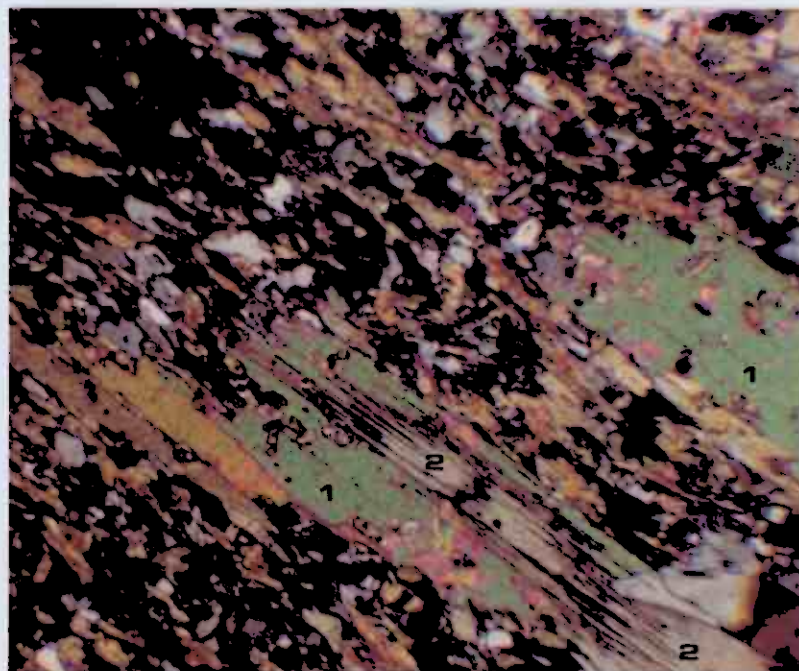


Abb. 12: Homogener Amphibolit. Bildbreite = 1.7 mm, x - Nicols.
1: Große, gesprosszte Biotite mit zahlreichen Einschlüssen.
2: Fortgeschrittene Umwandlung des Biotits in Chlorit.

Zusammenfassend kann man die folgende Mineralparagenese feststellen:

Hornblende + Oligoklas + Epidot \pm Zoisit \pm Chlorit \pm Biotit
 \pm Almandin \pm Karbonat \pm Quarz

Diese Paragenese ist typisch für die Amphibolite im Bereich des Obersten Low-Grade oder Unteren Medium-Grade nach WINKLER (1979). Die Amphibolite liegen auf jeden Fall über der Umwandlungstemperatur von Aktinolith zu Hornblende, die nach WINKLER bei ca. 500°C liegt. Sie liegen weiterhin auch über dem Sprung von Albit (An-Gehalt 0-5%) zu Oligoklas (An-Gehalt 17%), der die Peristeritlücke bezeichnet und nach WINKLER (1979) ca. 20-30°C unterhalb der Low-Grade - Medium-Grade Grenze liegen soll. Diese Grenze kann jedoch bei mafischen Gesteinen nicht genau bestimmt werden.

Geht man weiterhin davon aus, daß Zoisit sich meist erst zu Beginn des Medium-Grade bildet, während Fe-reiche Chlorite an dieser Grenze instabil werden und nur Mg-reiche Endglieder noch weiter existieren können, hat man weitere Indizien für die Annahme, daß sich die vorhandene Mineralparagenese etwa im Grenzbereich von Low-Grade zu Medium-Grade, d.h. etwa zwischen 500 und 540°C, gebildet haben könnte.

Das Auftreten von Umwandlungserscheinungen von Biotit zu Chlorit deutet auf eine spätere retrograde Metamorphose hin. Sie ist jedoch nicht sehr weit fortgeschritten, da die Chloritisierung selten ganze Biotite erfaßt hat sondern meist nur randlich bzw. an Spaltrissen auftritt.

- Tverrfjell-Amphibolit

Im Bereich des Tverrfjells steht auf ca. 500 m Länge in 20-30 m Mächtigkeit der sog. "Tverrfjell-Amphibolit" an. Dies ist ein sehr saurer Metabasalt, der im Gelände ursprünglich als andesitisches Gestein angesehen wurde.

Schon makroskopisch erkennt man den hohen Anteil an Biotit und auch unter dem Mikroskop sind die vielen großen, idiomorphen

Biotite am auffälligsten. Ihr Anteil ist deutlich höher als in den anderen homogenen Amphiboliten.

Sie bilden zusammen mit den kleiner gewachsenen Hauptkomponenten Hornblende, Plagioklas und Quarz ein grano- bis nematoblastisches Gefüge.

Vor allem die Biotite, in geringerem Maße auch die Hornblende, sind poikilitisch um Epidot gewachsen.

Die Epidote, teils recht groß, idiomorph und mehrfach deutlich zoniert gewachsen, stellen einen hohen Nebengemengteil dar.

Zum Mineralbestand gehören ferner Karbonate und Erzminerale, insbesondere Magnetit. Die Bildungstemperatur entspricht der der vorherigen Amphibolite.

- Gebänderte Amphibolite

Von den homogenen Formen unterscheidet sich grundsätzlich ein zweiter, heterogener Amphibolittyp, der ein gebändertes bis deutlich geschichtetes Aussehen hat (s. Abb. 13)

Viele dunkle, feinkörnige, amphibolitische Lagen wechseln mit karbonatischen und hellgelblich bis bräunlichen phyllitischen Horizonten.

Diese inhomogenen Gesteine stellen umgelagertes vulkanisches Material dar, das sich mit Sedimenten vermischt hat.

Zwischen den beiden beschriebenen Ausbildungsformen gibt es jedoch auch Übergänge. Man findet sowohl im ganzen Arbeitsgebiet, daß homogene und heterogene Amphibolite nebeneinander auftreten als auch im Aufschlußbereich Wechsellagerungen der beiden Gesteinstypen miteinander.

2.2.2.2. Basischer Tuff

Im Südosten des Arbeitsgebietes findet man eine Gesteinsserie, die aus Wechsellagerungen teilweise sehr dünner amphibolitischer Horizonte mit verschiedenen, meist quarzreichen, chloritischen Schieferungen besteht (s. Abb. 14).

Weiterhin treten in dieser Serie häufiger auch amphibolitische



Abb. 13: Gebänderter Amphibolit. 1: Quarz (weiß)-Karbonat(braun)-Lage, 2: Amphibolitische Lage (grünlich).



Abb. 14: Basischer Tuff. 1: Amphibolitische Lage mit Granatanreicherungen (helle Punkte, s. Pfeile), 2: Magnetit-Chert-Lage mit Quarzbändern (weiß).

Horizonte auf, die einen teilweise sehr hohen Magnetit- und/oder Pyritanteil enthalten und meistens von kieseligen Lagen (Cherts) begleitet werden. In einzelnen Fällen treten auch dünne massive Sulfidbänder auf.

Bei diesen dünnen amphibolitischen Horizonten muß man wohl davon ausgehen, daß es sich um ehemalige basaltische Tuffe oder auch verdriftete feinkörnige Erosionsprodukte basaltischer Gesteine handelt.

Die Sulfid-Magnetit-Chert-Horizonte können entweder als Produkte thermaler submariner Mineralisationsphasen aufgefaßt werden, oder vielleicht als submarine Umwandlungen basischer Tuffe, bei denen Eisenoxide und Kieselsäure frei wurden.

Ein untersuchter Dünnschliff aus einer amphibolitischen, erzreichen Zone zeigt ein ausgeprägt nematoblastisches Gefüge aus Amphibolen, in das Bänder aus Granatidioblasten und Sulfid- und Magnetiterz eingeschaltet sind. Rekristallisierte Quarzlinsen und -bänder, Zoisit und viel Epidot sind in allen Partien des Schliffs zu finden.

Zu den Granaten ist zu bemerken, daß bei ihnen der innere Teil häufig mit zahlreichen Epidoten gefüllt ist. Manchmal kann man an diesen Einschlüssen beobachten, daß sie linear angeordnet sind, was wohl auf eine ehemalige Einregelung auf Schieferungsflächen hindeutet, die dann von den Granaten überwachsen und so erhalten wurden (vgl. Abb. 7 und 8 von zonierten Granaten in Metasedimenten). Ein jeweils äußerer Randstreifen dieser Granate ist dagegen frei von Einschlüssen gewachsen.

Weiterhin interessant ist, daß viele Granate eine Zonierung in der Art aufweisen, daß sie einen Anwachsstreifen aus Magnetit enthalten (s. Abb. 15).

Eine Deutung dieser Wachstumsformen kann sein, daß die Granate während mindestens zweier Deformationsphasen gewachsen sind. Während einer ersten Phase erfolgte ein schnelles, poikilitisches Wachstum, eine spätere, zweite Wachstumsphase vollzog sich dann viel langsamer und einschlußfrei (siehe dazu auch Kap. 2.2.1., "Mikroskopische Untersuchung der Metasedimente").

1.4. Die geologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet

Außer einigen Bemerkungen in Arbeiten, die sich mit der regionalen Geologie des südlichen Trondheimgebietes beschäftigen (z.B. BUGGE 1978, GUEZOU 1978, NILSEN 1972, OFTEDAHL 1980, STRAND & KULLING 1972, VOKES 1980), wurden die geologisch-tektonischen Verhältnisse in der Umgebung der Lagerstätte bisher nur von J.G. HEIM untersucht. Seine Ergebnisse liegen in der Dissertation HEIM (1972) vor.

Da in seiner Arbeit das Gebiet um die Lagerstätte jedoch auch nur einen Teil einer größeren Kartierung im Maßstab 1:100 000 darstellte, wurde die Geologie der direkten Umgebung der Grube bisher nicht in allen Einzelheiten geklärt.

Daher erstellten in den Sommern 1981 und 1982 Dr. R. Krupp und der Verfasser eine neue geologische Karte der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte im Maßstab 1:25 000, wobei die Geländearbeiten gebietsweise auch auf Karten im Maßstab 1:10 000 durchgeführt wurden (Anlage 1).

Diese Kartierungen ergaben folgende geologische Situation:

Die Gulagruppe ist nur im Süden des Arbeitsgebietes durch Kalkphyllite, welche einzelne, mehr quarzitisches, Lagen und Geröllhorizonte enthalten, vertreten. Sie grenzt diskordant, nach allgemeiner Auffassung durch eine tektonisch überprägte Überschiebungszone, an die Gesteine der Störrgruppe.

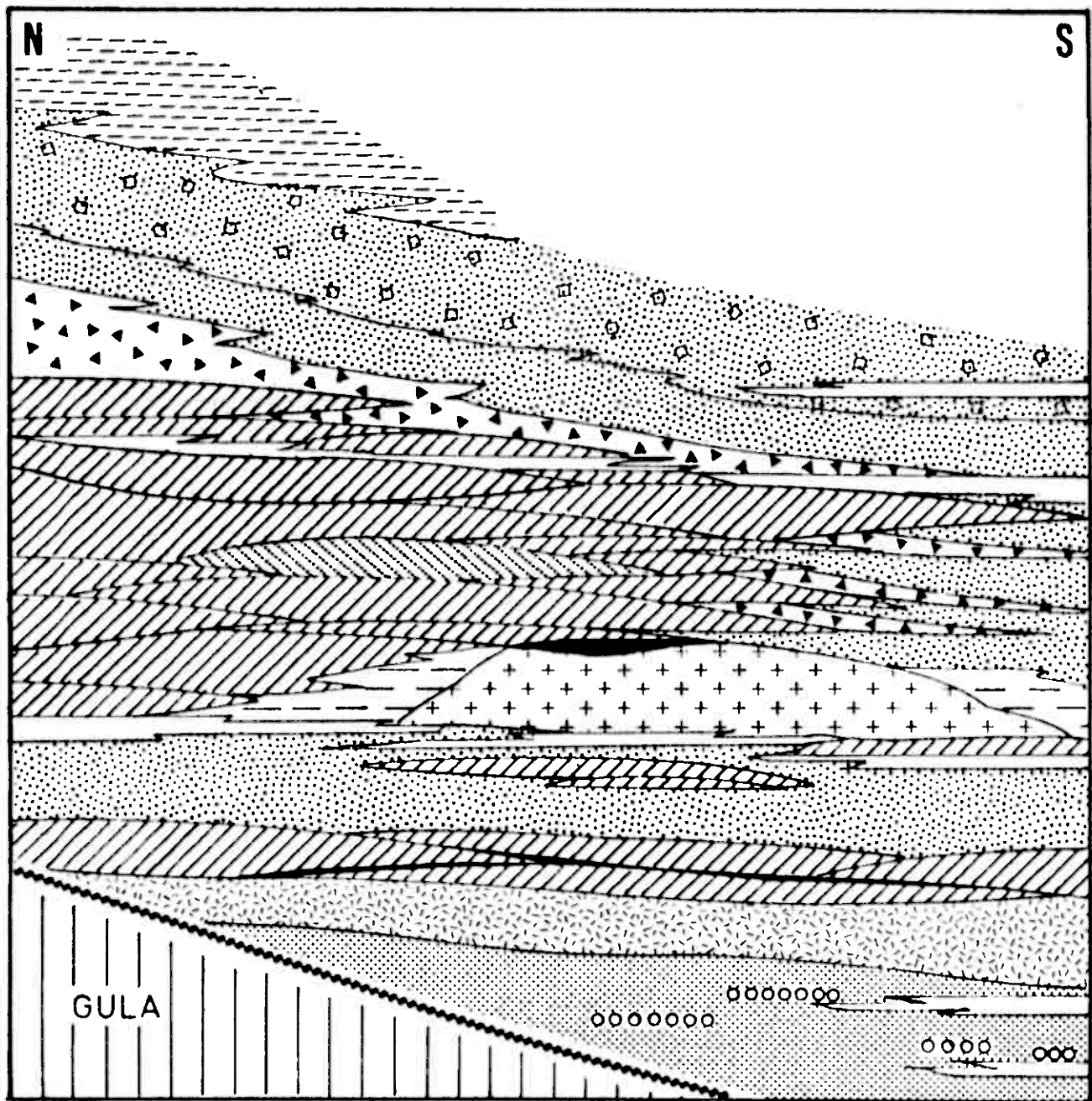
Bei den Gesteinen der Störrgruppe handelt es sich um unterschiedlich mächtige Metavulkanitserien, in die verschiedene Metasedimente eingeschaltet sind. Die Grenzen der einzelnen Gesteine zueinander sind in vielen Fällen keine Schichtgrenzen sondern Faziesgrenzen (siehe Faziesprofil, Abb. 5).













Die Metavulkanite der Störrgruppe treten in zwei größeren Komplexen auf. Es überwiegen basische Gesteine, doch kommen auch saure Extrusiva vor.

Bei den basischen Gesteinen hat man es zu tun mit:

- kompakten, homogenen sowie gebänderten, sehr inhomogenen Amphiboliten
- ehemals basaltischen Tuffen bzw. verdrifteten Erosionsprodukten von basaltischen Gesteinen

Abbildung 5: Schematisches Faziesprofil der Gesteine der Störengruppe.



- | | | | |
|--|---|---|-----------------------------------|
|  | Qz-rich Chlorite-Sericite-Schist, Conglomerate lenses |  | Meta Dacite |
|  | Quarzites |  | Garnet Mica Schist |
|  | Carbonatious Greenschist |  | Tverrfjell-Amphibolite |
|  | Amphibolites |  | Agglomerates (mainly basaltic) |
|  | Stratiform sulphides |  | Dolomite-Sericite-Chlorite-Schist |
|  | Sericite-Chlorite-Schist |  | Biotite Schist |

- Metavulkanitbrekzien, die hauptsächlich basische Fragmente enthalten, lagenweise aber auch Keratophyrbruchstücke

Bei den sauren Extrusiva treten auf:

- mehrere Keratophyrtuff-Horizonte
- eine große dazitische Extrusion, die heute als Biotit-Granat-Glimmerschiefer vorliegt, und, damit zusammenhängend, ein Meta-Agglomerat mit eckigen sauren karbonatisierten Vulkanitfragmenten. Diese Gesteine wurden erst im Sommer 1982 gefunden und bearbeitet, da sie in dem Militärübungsgelände anstehen, zu dem vorher keine Zutrittsmöglichkeit bestand (siehe Kap. 1.2).

Eine dritte Gesteinseinheit im NW des Gebietes besteht aus Biotit-Feldspatgneisen und Granatglimmerschiefern, in die einzelne Amphibolite und Quarzite eingeschaltet sind.

Sie ist wahrscheinlich die N-Fortsetzung des Andberghöi-Komplexes aus dem Gebiet um Dombas (GUEZOU 1978) und wird durch N-S- Störungen sowie durch eine Aufschiebungszone von der Störengruppe abgegrenzt.

Während der kaledonischen Orogenese wurden die Gesteinsserien stark isoklinal verfaltet und von NW her in ihre heutige Lage überschoben. Eine spätere Faltungsphase mit mehr offenen Falten überprägte die Isoklinalfaltung. Eine Schar N-S- verlaufender Störungen mit abschiebendem Charakter gehört wahrscheinlich zu den nördlichen Ausläufern des Oslo-Rift-Systems (GABRIELSEN & RAMBERG 1979) und würde dann ein permisches Alter aufweisen.

1.5. Einige Bemerkungen zur Tverrfjell-Lagerstätte

Die Tverrfjell-Lagerstätte wurde im Juni 1968 von der Bergbaufirma Folldal Verk A/S, einer Tochtergesellschaft des norwegischen Borregaard-Konzerns, in Betrieb genommen.

Geologisch gesehen liegt die Lagerstätte auf der nördlichen Flanke des sauren Extrusivkörpers.

Infolge der Isoklinalfaltung und Störungstektonik liegt der Erzkörper heute in Form mehrerer E-W streichender und mit 70-90° einfallender Erzlinen vor.

Die einzelnen Linsen haben durchschnittliche Dicken von 12-15 m, erreichen aber auch bis 58 m und sind zwischen 300 und 800 m lang. Die Haupterzminerale sind Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Magnetit mit durchschnittlichen Gehalten von 1% Cu, 1.2% Zn und 36% S, ferner 4% Magnetit, 0.1g/t Au und 10g/t Ag.

Die Verteilung der Erzminerale ist deutlich zoniert: Kupfer ist zusammen mit Magnetit im unteren Teil des Erzkörpers konzentriert, während die Zonen des geringsten Kupfergehaltes die höchsten Zink- und Schwefelgehalte aufweisen (siehe Abb. 6).

Der jährliche Abbau von 650 000 t Erz und die Aufbereitung mit einer sehr modernen Flotationsanlage erbringen 24 000 t Kupferkonzentrat mit 26% Cu, das zusätzlich ca. 50 kg/Jahr Au und 5000 kg/Jahr Ag enthält, und 10 000 t Zinkkonzentrat mit 56% Zn. Dazu kommen noch 5000 t Magnetitkonzentrat mit ca. 67% Fe und ca. 230 000 t Pyritkonzentrat mit 51% S, welches in Südnorwegen zu Schwefelsäure verarbeitet wird.

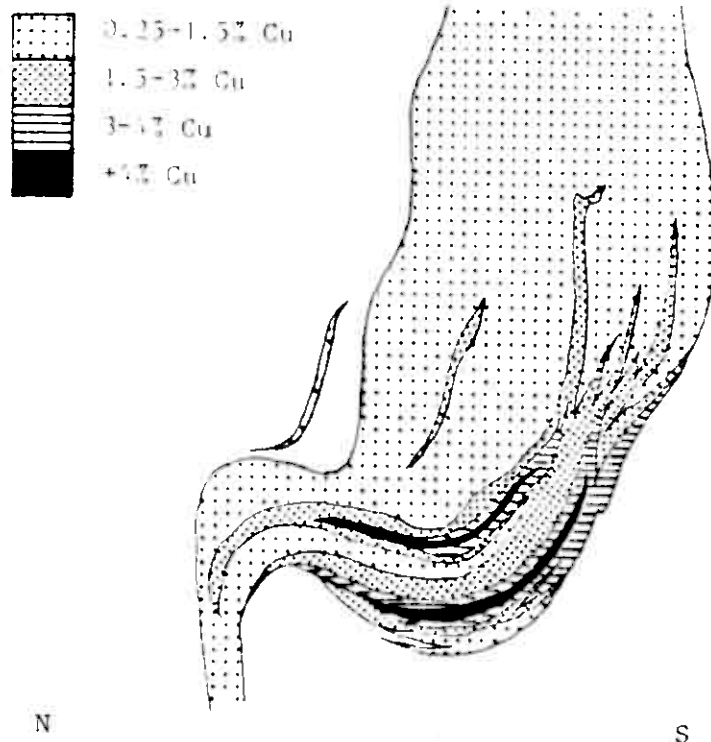
Die Gesamtvorräte wurden zu Beginn der Produktion, 1968, auf ca. 20 Millionen Tonnen errechnet (BUGGE 1978), damit gehört die Tverrfjell-Grube zu den größten Cu-Zn-Lagerstätten Norwegens.

Alle Angaben außer dem Gesamtvorrat beziehen sich auf MINING MAGAZINE 1978. Dort sind auch weitergehende Angaben zu den Abbau- und Aufbereitungstechniken zu finden.

Abbildung 6:

Querschnitt durch den Erzkörper mit einer Darstellung der Verteilung des Kupfers im unteren Teil des Erzkörpers.

(nach MINING MAGAZINE 1978, ohne Maßstab)



2. Petrographie

2.1. Einleitung

Mit Hilfe der Petrographie sollen Aussagen gemacht werden über den Mineralbestand und die Textur der verschiedenen Metavulkanite, über Druck- und Temperaturverhältnisse, denen die Gesteine während der Metamorphose unterworfen waren sowie über eventuelle Umwandlungsercheinungen. Außer einer Beschreibung der Gesteine anhand von Beobachtungen im Gelände und am Handstück, die stellenweise in Anlehnung an einen "Bericht zu den Feldarbeiten" für Folldal Verk von KRUPP, R. & KRUPP, G (1982) erfolgt, wurden Dünnschliffe unter einem Polarisationsmikroskop untersucht sowie, zur Bestimmung des An-Gehalts der Plagioklase, ein Universaldrehtischmikroskop und röntgendiffraktometrische Untersuchungsmethoden zu Hilfe genommen.

2.2. Gesteinsbeschreibung

Im Folgenden sollen die Gesteine der Störengruppe nach petrographischen Merkmalen beschrieben werden. Dabei wird zunächst die Beschaffenheit der Metasedimente kurz skizziert, da sie für das Bildungsmilieu der Lagerstätte typisch sind, danach werden dann die Metavulkanite, entsprechend ihrer Bedeutung, ausführlicher dargestellt.

Da die Grenzen der verschiedenen Gesteine zueinander meist fazielle Grenzen sind (siehe Abb. 5) gelingt es kaum, eine stratigraphische Abfolge aufzustellen.

Die Gulagruppe sowie eine nähere Beschreibung des Andberghöikomplexes bleiben unberücksichtigt, da sie für die Entstehung der Lagerstätte nicht von Bedeutung sind. Lediglich ein Amphibolit aus dem Andberghöikomplex wird aufgeführt, da er als Vergleichsprobe zu den Amphiboliten der Störengruppe genommen wurde.

2.2.1. Metasedimente

Bei den Metasedimenten kann man folgende Gesteine unterscheiden:

- Hjerkinnkonglomeratserie

In einem grauen, quarzreichen Biotit-Muskovit-Schiefer im Süden des Gebietes sind mehrere Konglomerat- und Quarzitlagen enthalten.

Die Konglomeratlagen setzen sich hauptsächlich aus Milchquarzgeröllen zusammen, die bis zu 10 cm lang werden und an denen noch eine gute Zurundung erkennbar ist. In geringerem Maße sind Gerölle von granitoiden Gneisen, Quarziten, Marmoren und eventuell Keratophyren enthalten.

Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um ein ehemaliges Brandungs- oder Transgressionskonglomerat, welches an einer steilen Küstenlinie gebildet wurde.

- sog. Marmorbänderschiefer

Dies sind Gesteine, die zum einen aus klastischen Sedimenten bestehen, was an den häufigen quarzitischen Partien deutlich wird, zum anderen aufgrund des hohen Anteils an grünen Bestandteilen, besonders Chlorit, eventuell aus aufgearbeitetem basaltischem Material bestehen.

- Quarzithorizonte

In verschiedenen Niveaus der Störengruppe treten Quarzithorizonte auf, die teilweise sehr weit zu verfolgen sind, manchmal aber auch plötzlich auskeilen oder überhaupt nur als Linsen erscheinen. Meist sind sie nicht kompakt sondern enthalten viele dünne phyllitische Zwischenlagen, die als pelitische Einschaltungen in einem ehemaligen sandigen Sediment gedeutet werden.

Im Quarzit selbst sind Beimengungen von Biotit erkennbar sowie ein Gehalt an ehemaligen Karbonaten, die jetzt stellenweise zu Kalksilikaten umgewandelt sind.

- Chlorit-Serizit-Schiefer und Karbonat-Chlorit-Serizit-Schiefer

Diese beiden Gesteinsserien bilden zusammen ein mächtiges, relativ monotones Schichtpaket im Bereich der Hjerkinnhöi, können jedoch auch in anderen Gegenden des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden.

Die Abfolge ist in den unteren Teilen zunächst karbonatfrei und enthält dann, zum tektonisch Hangenden hin, oft lagenweise angereichert, idioblastische Dolomitekristalle von mehreren Millimetern, die bis über 10% des Gesteins ausmachen können.

Häufig treten parallel der S2-Schieferung gesprossste und eingeregelter Biotite auf.

Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Gesteinen um tonige bis feinsandige Sedimente mit teilweise vulkanischem, teilweise terrigenem Ausgangsmaterial.

- Biotitschiefer

Mit einer Übergangszone, die sich durch Zunahme von Amphibolidioblasten bis hin zu ausgesprochenen Hornblendeschiefern auszeichnet, gehen die Karbonat-Chlorit-Serizit-Schiefer im Norden des Gebietes in Biotitschiefer über.

Diese sind von schwarzer Farbe und bestehen hauptsächlich aus viel Biotit, etwas Muskovit, Quarz und Feldspäten. Oft sind sie zusätzlich durch einen sehr hohen Karbonatgehalt gekennzeichnet.

- Mikroskopische Untersuchung der Metasedimente

Von einigen Metasedimenten wurden Dünnschliffe angefertigt, die in der Hauptsache daraufhin untersucht wurden, ob sie Aussagen über die Metamorphosebedingungen erlauben.

Als Ergebnis konnte für die verschiedenen Metasedimente mit pelitischem Ausgangsmaterial eine typische Paragenese des Oberen Low-Grade nach WINKLER (1979) festgestellt werden:

Almandin + Fe-reicher Chlorit + Biotit + Muskovit + Quarz

Die Granate in den Schliffen sind idioblastisch gewachsen und immer zoniert. Sie besitzen einen mit Einschlüssen gefüllten inneren Teil, wobei manchmal die Einschlüsse Rotationsstrukturen aufweisen. Das bedeutet, daß der Granat synkinematisch gebildet und während des Wachstums durch Stresseinwirkung gedreht wurde. Die idioblastische und poikilitische Ausbildung ist oft für ein sehr schnelles Wachstum bezeichnend (SPRY, 1979, s. Abb. 7 und 8).

Der äußere Rand der Granate ist dagegen stets frei von Einschlüssen. Er ist möglicherweise während einer späteren Phase langsam angewachsen. Die Tatsache, daß überhaupt Granat gebildet wurde, deutet auf einen mittleren bis hohen Druck hin, nach WINKLER (1979) auf durchschnittlich mindestens 4 kbar, der, der Erklärung der Zonierung durch zwei Deformationsphasen folgend, während beider Phasen gewirkt haben muß. Die Druckangabe geht von einem almandinreichen Granat aus, wie er nach optischen Gesichtspunkten vorhanden ist.

Teilweise sekundäre Umwandlungen von Biotit in Chlorit lassen auf spätere retrograde Verhältnisse schließen.

2.2.2. Metavulkanite der Störengruppe

2.2.2.1. Amphibolite

Die Amphibolite der Störengruppe sind unterschiedlich ausgebildet: Man findet sowohl homogene Amphibolite, die die ursprüngliche basaltische Zusammensetzung sicher noch recht unverändert wiedergeben als auch gebänderte Typen vor.

- Homogene Amphibolite

Die homogenen Amphibolite sind von hell- bis dunkel-graugrüner Farbe und meist feinkörnig. Makroskopisch kann man außer den Hauptbestandteilen Amphibol und Plagioklas in einigen Proben noch gesprossste Biotite erkennen. Häufig enthalten die Amphibolite Erzminerale, zumeist Magnetit und Pyrit, manchmal jedoch auch sporadisch Kupferkies und Magnetkies, die dann feinverteilt im Gestein vorliegen. Schließlich werden die Amphibolite von sekundären Quarz- und Karbonatbändern durchzogen.

Die Amphibolite weisen häufig eine deutliche Einregelung der Amphibole und Schichtsilikate parallel der St-Schieferung auf, nach der sie sich dann auch gut spalten lassen.

In einem solchen Amphibolitvorkommen im Norden des Arbeitsgebietes sowie auch in einem nördlich anschließenden Gebiet (KOCH 1983) wurden noch deutlich erkennbare Pillowstrukturen gefunden, die eindeutig für eine submarine Entstehung der Basalte sprechen.

Eine Variante dieses homogenen Amphibolittyps auf dem Tverrfjell enthält in einer feinkörnigen dunkelgrünen Matrix viele große eingeregelter Albitidioblasten. Man kann vermuten, daß es sich hier um ehemalige sekundäre Blasenfüllungen handelt (s. Abb. 9).

Eine zweite Variante weicht in ihrer Textur von der obigen Beschreibung ab. Bei ihr sind die Amphibole zu großen Porphyroblasten gewachsen, die in einer Matrix aus Plagioklas liegen. Dieser Amphibolit zeigt keinerlei Einregelung und ist, bedingt durch die Trennung von dunklen und hellen Mineralen, deutlich gefleckt (s. Abb. 10).

Eine dritte Variante schließlich ist auf der Geologischen Karte

Inhaltsverzeichnis

<u>1. Einleitung</u>	1
1.1. Einführung in die Problemstellung der Arbeit	1
1.2. Das Arbeitsgebiet	3
1.3. Überblick über die regionale Geologie	4
1.4. Die geologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet	7
1.5. Einige Bemerkungen zur Tverrfjell-Lagerstätte	9
<u>2. Petrographie</u>	11
2.1. Einleitung	11
2.2. Gesteinsbeschreibung	11
2.2.1. Metasedimente	11
2.2.2. Metavulkanite der Störengruppe	14
2.2.2.1. Amphibolite	14
2.2.2.2. Basischer Tuff	20
2.2.2.3. Vulkanitbrekzie	24
2.2.2.4. Keratophyrtuff	25
2.2.2.5. Metadazit	27
2.3. Einige mikroskopische Beobachtungen zur Tektonik	28
2.4. Bestimmung der Anorthitgehalte in den Plagioklasen	30
2.5. Zusammenfassung der petrographischen Untersuchungen	32
<u>3. Geochemie</u>	33
3.1. Einführung und Probenahme	33
3.2. Aufbereitung des Probenmaterials für die geochemischen Analysen	34
3.2.1. Zerkleinerung der Proben	34
3.2.2. Herstellung der Pulvertabletten für die Röntgenfluores- zenzanalytik	35

3.2.3. Herstellung der Glstabletten für die Röntgenfluoreszenzanalytik	35
3.3. Messung der Haupt- und Spurenelementgehalte	36
3.3.1. Röntgenfluoreszenzanalytik	36
3.3.2. Bestimmung des CO ₂ -Gehaltes	36
3.3.3. Bestimmung des FeO-Gehaltes	37
3.3.4. Bestimmung von H ₂ O ⁻ und H ₂ O ⁺	37
3.4. Ergebnisse der geochemischen Messungen	39
3.4.1. Klassifizierung der Metavulkanite anhand ihrer Hauptelementgehalte	39
3.4.2. Korrelationsmatrix	46
3.4.3. Variationsdiagramme	48
3.4.4. Aussagen zur geotektonischen Position aufgrund von Diskriminationsdiagrammen	51
3.4.5. Vergleich der Tverrfjellamphibolite mit Gesteinen aus bekannten geotektonischen Positionen	60
<u>4. Geotektonische Position der Tverrfjell-Lagerstätte</u>	62
<u>5. Literaturverzeichnis</u>	68
<u>6. Anlagen</u>	
1. Geologische Karte des Tverrfjell-Gebietes	
2. Hauptelementgehalte der Vulkanitproben 1 - 17	
3. Spurenelementgehalte der Vulkanitproben 1 - 16	
4. Normativer Mineralgehalt der Vulkanitproben 1 - 17	

1. Einleitung

1.1. Einführung in die Problemstellung der Arbeit

Im Sommer 1981 begannen Dr. R. Krupp vom Institut für Geowissenschaften der Universität Mainz und der Verfasser eine Detailkartierung der näheren Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte in Mittelnorwegen, die der Klärung der geologisch-tektonischen Verhältnisse, wie sie heute vorliegen, des Zustands vor der metamorphen Überprägung und schließlich der Entstehung der Lagerstätte selbst dienen sollte.

Da in der weiteren Umgebung im gleichen stratigraphischen Niveau ebensolche Erzvorkommen bereits abgebaut wurden (wie z.B. im 30 km entfernten Ort Folldal) bzw. bekannt sind oder vermutet werden, sind diese Untersuchungen auch von praktischer Bedeutung, da sie vielleicht Ansatzpunkte für eine weitere gezielte Prospektion liefern können.

Während dieser Arbeiten, die im Sommer 1982 fortgesetzt wurden, stellte sich heraus, daß eindeutige Aussagen zum Bildungsmilieu der Lagerstätte, nur durch Geländebefunde, nicht möglich sind.

Daher wurde die vorliegende Arbeit konzipiert, die mit Hilfe petrographischer und vor allem geochemischer Untersuchungen anhand von gezielt genommenen Proben Aussagen zur geotektonischen Position der Tverrfjell-Lagerstätte machen soll.

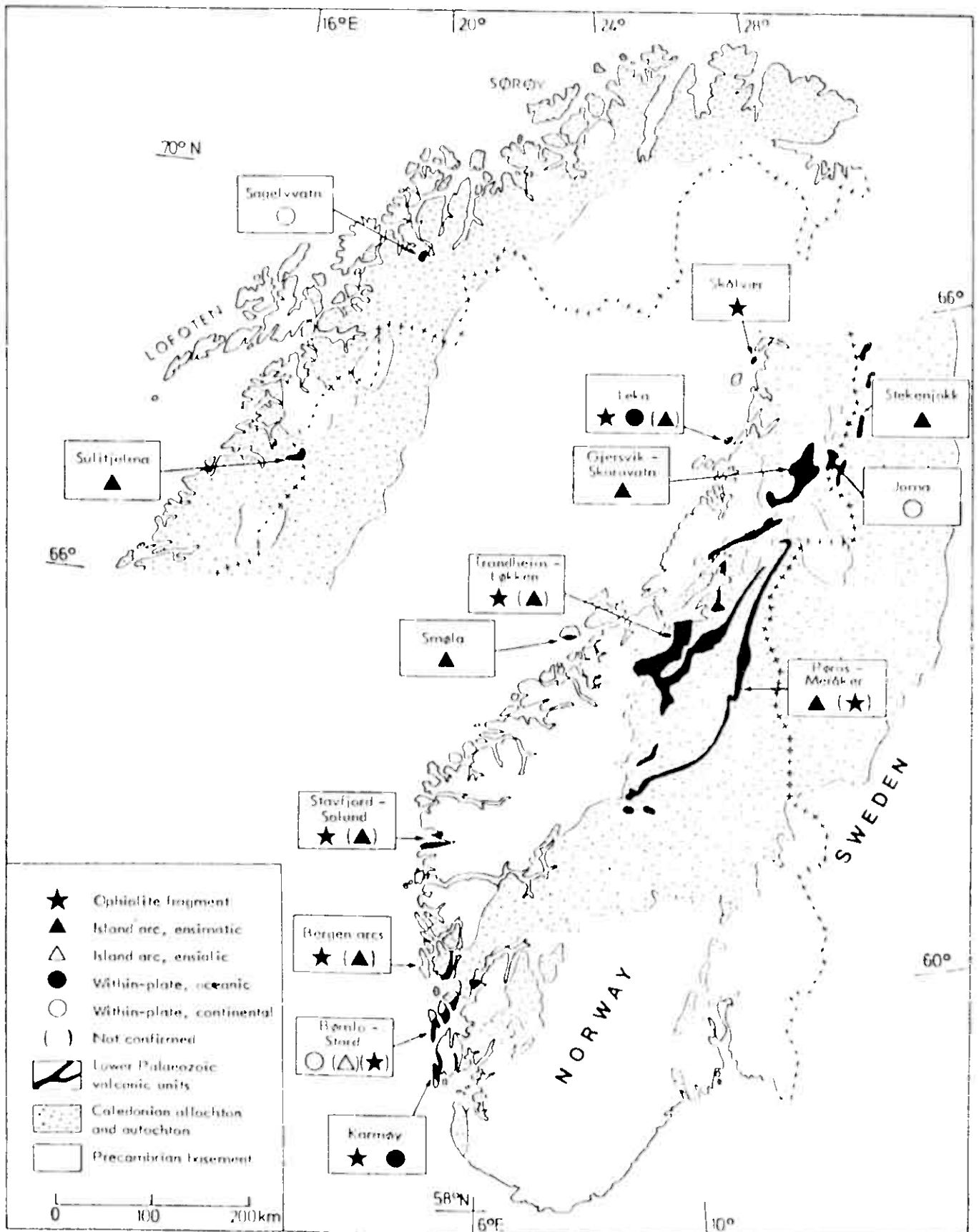
Die Tverrfjell-Lagerstätte gehört zu einer Gruppe von Sulfidlagernstätten innerhalb der Kaledoniden, die alle an kambro-silurische Metavulkanite und/oder Metasedimente gebunden sind.

Bei diesen Lagerstätten handelt es sich stets um syngenetische, schichtgebundene Erzkörper, die submarin durch vulkanisch-exhalative Prozesse gebildet wurden (z.B. VOKES, 1976).

Insgesamt zeichnet sich bisher ein ca. 800-900 km langer Streifen von Südwest- bis Mittelnorwegen ab, in dem sowohl Ophiolitfragmente, die alle älter als Mittelarenig sind als auch Island-Arc- und Intraplattenvulkanite gefunden wurden (FURNES et al., 1980, siehe Abb. 1).

Abbildung 1:

Die Verteilung von Altpaläozoischen Ophiolitfragmenten sowie Island-Arc- und Intraplattenvulkaniten innerhalb der Skandinavischen Kaledoniden (Nach FURNES et al., 1980).



FURNES et al. (1980) halten die Ophiolitfragmente für Teile des ehemaligen Ozeanbodens des altpaläozoischen Japetus-Ozeans, welcher bis spätestens gegen Ende des Unterarenig obduziert worden sein soll.

Das Vorhaben dieser Arbeit ist nun, die verschiedenen Metavulkanite im Gebiet um die Tverrfjell-Lagerstätte zu beproben, petrographisch und geochemisch zu untersuchen, insbesondere um den Haupt- und Spurenelementchemismus der ehemaligen unmetamorphen Ausgangsgesteine zu bestimmen und damit, falls möglich, diese als Ozeanboden-, Island-Arc- oder Intraplattenvulkanite einzuordnen und somit eine Rekonstruktion des Bildungsmilieus der Lagerstätte zu ermöglichen.

1.2. Das Arbeitsgebiet

Die Tverrfjell-Lagerstätte liegt im südlichen Trondheimgebiet in Mittelnorwegen, ca. 400 km nördlich von Oslo und ca. 200 km südlich von Trondheim, direkt an der Europastraße 6 bei der Ortschaft Hjerkin (siehe auch Abb. 2). Mit 1100 m über NN ist sie die höchstgelegene Grube Norwegens.

Die nächstgrößeren Orte sind Oppdal, 40 km nördlich; Dombas, 30 km südlich und Follidal, 30 km östlich.

Das um die Grube gelegene Arbeitsgebiet hat eine Ausdehnung von ca. 70 km² und umfaßt im Wesentlichen den Bereich Tverrfjell-Hjerkinhöi-Kvitdalen-Höghaug-Veslknatten (Anlage 1).

Der Teil östlich und nordwestlich der E6 liegt in einem Naturschutzgebiet, dem Dovrefjell-Nationalpark, welcher durch seine seltene und vielfältige Hochgebirgsflora und -fauna und die hier ausgesetzte Moschusochsenherde bekannt ist. Das Gebiet östlich der Straße wird, mit Ausnahme eines kleinen Streifens um die Grube herum, von einem Militärübungsgelände eingenommen, zu dem erst 1982 während einer 4-wöchigen Übungspause anläßlich der Rentierjagd-Saison der Zutritt möglich war. In dieser Zeit konnte man ohne Angst vor Geschützfeuer, jedoch immer in der Furcht vor den zahlreichen Blindgängern und der wahrscheinlich noch ernsteren Bedrohung durch die jagdfreudigen Rentierjäger, dort arbeiten.

Das geomorphologische Bild der Gegend ist geprägt durch die Vergletscherung während der Eiszeiten. Die Erhebungen, die die Grube umgeben, sind durch das Eis abgeschliffen und zugerundet und zeigen höchstens 200 m Höhenunterschied zur Grube auf.

Überall findet man Moränen und glaziale Schotterterassen vor, die zumeist die Aufschlüsse gründlich überdecken. Hinzu kommen größere Areale mit Hochmoorbedeckung, so daß insgesamt die Aufschlußverhältnisse nur in exponierten Gipfelbereichen der Berge und in Wasserläufen gut sind während in den Tälern anstehendes Gestein oft über weite Strecken ganz fehlt.

Besonders in solchen Gebieten (z.B. Veslknatten) halfen dann nur noch die Bohrungen weiter, die von Folldal Verk abgeteuft worden waren und von denen etwa zwanzig verschiedene aufgenommen und auch teilweise beprobt wurden.

1.3. Überblick über die regionale Geologie

Norwegen läßt sich geologisch grob in drei Baueinheiten gliedern: Das Präkambrium des Fennoskandischen Schildes, das hauptsächlich in S- und W-Norwegen und in einigen tektonischen Fenstern im übrigen Land ansteht, die spätpräkambrisch bis silurisch abgelagerten Gesteine der kaledonischen Geosynklinale, die von S- bis N-Norwegen praktisch parallel zur schwedischen Grenze verlaufen und ihre Fortsetzung im N in Spitzbergen, im S in Schottland und den amerikanischen Appalachen haben. Sie wurden gegen Ende des Silurs gefaltet und liegen heute als mehr oder weniger große Deckenkomplexe vor. Schließlich findet man einige postkaledonische Ablagerungen, wie devonische und mesozoische Sedimente und die permischen Gesteine im Oslograben (siehe Abb. 2).

Die Tverrfjell-Grube liegt im Trondheim-Deckenkomplex innerhalb der Kaledoniden. Diesen Deckenkomplex kann man nach WOLFF & ROBERTS (1980) mit Teilen der schwedischen Seve-Köli-Decke korrelieren (siehe Abb. 3). Der Trondheim-Deckenkomplex setzt sich zusammen aus einer zentralen, etwa NNE-SSW verlaufenden, höhermetamorphen Antiklinalstruktur und beiderseits je einer schwächermetamorphen westlichen und östlichen Synklinale (OFTEDAHL 1980).

Abbildung 2: Geologische Übersichtskarte der Skandinavischen Kaledoniden. In die Karte sind verschiedene schichtgebundene Erzvorkommen innerhalb der Kaledoniden eingetragen (nach VOKES 1980).

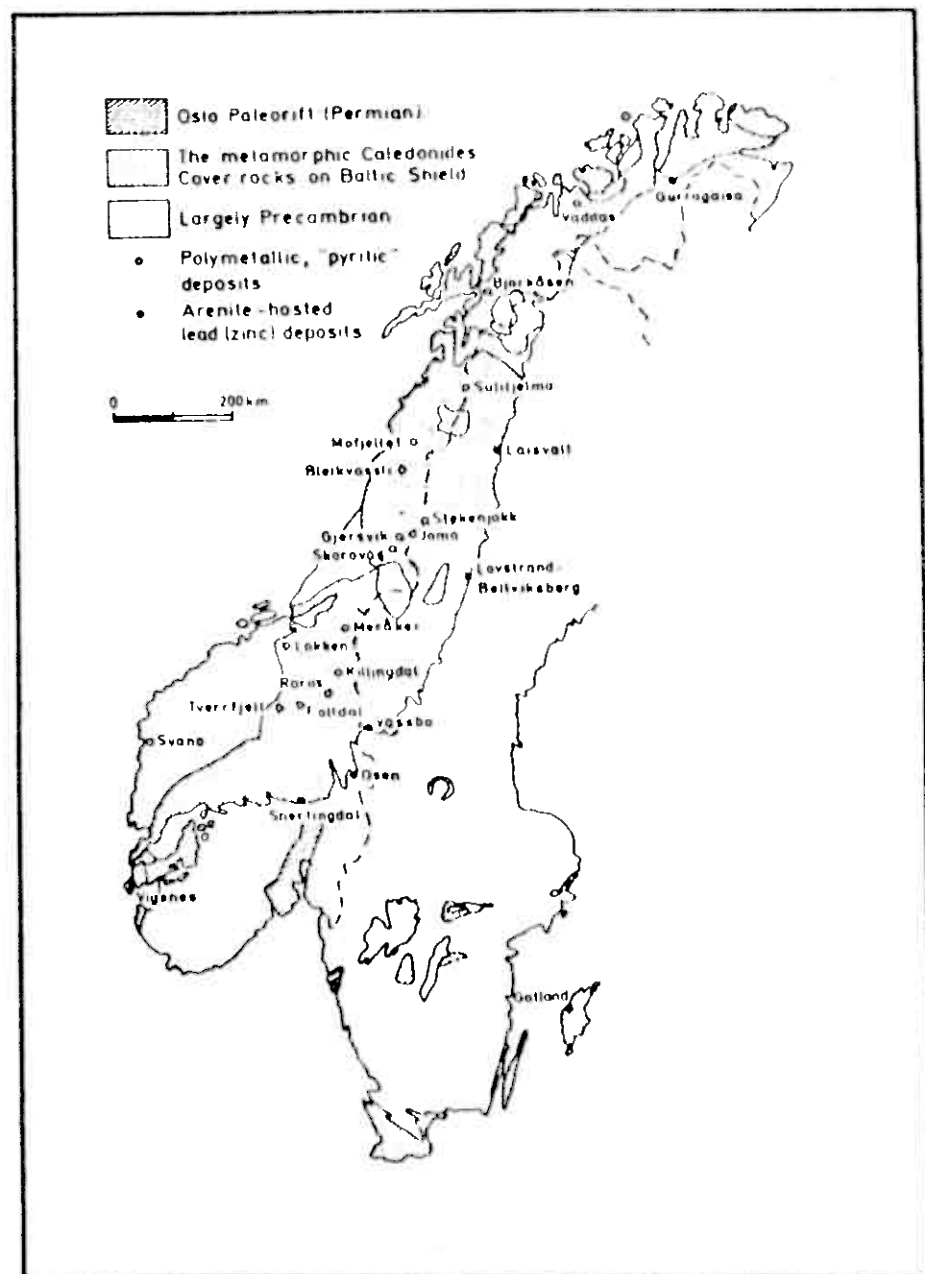


Abbildung 3: Die Deckenentwicklung der zentralen und nördlichen Trondheimregion mit den äquivalenten schwedischen Decken (WOLFF & ROBERTS 1980).

	Western districts	Eastern districts	Sweden
Upper allochthonous complex	Trondheim Nappe complex { Støren Nappe Gula Nappe	Meråker Nappe Gula Nappe	Köli ?Seve
Lower allochthonous complex	Levanger Nappe Skjotingen Nappe Leksdal Nappe	Gylfjell Nappe Fossandsjø Nappe Remsklepp Nappe	Köli Seve Särv Offerdal
Autochthon	Precambrian basement	Precambrian basement	Precambrian basement

Die stratigraphische Eingliederung der Ablagerungen in den Synklinalen erfolgte hauptsächlich an Gesteinsprofilen nahe Trondheim, die nur schwach metamorphisiert sind und teilweise noch Fossilien enthalten (siehe Abb. 4).

Innerhalb dieser stratigraphischen Abfolge liegt die Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte in der westlichen Synklinale und kann mit den Gesteinen der Stören- und Gulagruppe korreliert werden (dick umrandetes Feld in Abb. 4).

Die Aufstellung zeigt jedoch auch, daß gerade die zeitliche Zuordnung dieser Gruppen noch problematisch ist. Nach Fossilbefunden muß die Störensgruppe älter als Mittelarenig sein, ob sie jedoch noch älter als Unterarenig ist, d.h. teilweise noch kambrisches Alter besitzt, ist noch nicht bekannt.

Das Alter der Gulagruppe ist bisher nicht eindeutig geklärt. OFTEDAHL (1980) läßt daher das Alter offen (siehe Abb. 4).

Abbildung 4: Stratigraphischer Vergleich der westlichen und östlichen Synklinale des Trondheim-Deckenkomplex (OFTEDAHL 1980).

	Western district Modified from Th. Vogt 1945	Eastern district Wolff 1967, 1973
Lower Silurian	<i>Hørg Group</i> Sandå Formation Interbedded volcanic sandstone and shales Lyngestein Conglomerate	<i>Slågan Group</i> Heggeliffjell Phyllite* Nordelv Formation Grey phyllite and meta-sandstone
Upper Ordovician	<i>Upper Hovin Group</i> Hovin Sandstone Volla Conglomerate, polymict	<i>Kjølhøg Group</i> Kjerringfjell Fm., greywacke/phyllite with beds of quartzite congl. Kråksjø Phyllite
Middle Ordovician	<i>Lower Hovin Group</i> Dieranograptus Shale* with volcanic sandst. beds Krokstad Formation*, flysch-type interbedded greywacke/shale, polymict congl. beds Venna Conglomerate Hølanda andesite Hølanda inst.* Hølanda sh/sst.	<i>Suldmo Group</i> Ådalsvoll Phyllite Vektarhaug Greenstone Brenna Fm., calcareous sandst. with marble and conglomerate Meråker Phyllite Lille Fjundsjø Conglomerate
Lower Ordovician	Hiatus Thrusting (obduction)	Metamorphism
	<i>Støren Group</i> Støren Greenstone with quartz keratophyre, sulphide ore, gabbro etc.; ophiolite fragment Thrust plane (L. Ordovician obduction)	<i>Fundsjø Group</i> Greenstones with quartz keratophyre, layered gabbro, etc.
	<i>Gula Group</i> Phyllite, mica schist, black shales, amphibolite with sulphide ores, gneisses, trondhjemite dykes	
	* Fossil-bearing formations	

Petrographie und Geochemie von Metavulkaniten
in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte, Mittelnorwegen

Ein Beitrag zur Lagerstättengenese

Diplomarbeit
zur Erlangung des Diplomgrades
im Fachbereich Geowissenschaften
der Johannes-Gutenberg-Universität
Mainz

Gabriele Krupp

1983

Vielen Dank

- ... an Herrn Dr. R. Krupp, der mich in Norwegen zu dieser Arbeit anregte, mir bei der Probenahme behilflich war und auch während der weiteren Durchführung der Arbeit bei fachlichen wie organisatorischen Problemen immer solche unkomplizierten rettenden Ideen hatte.
- ... an Herrn Prof. Tobschall, der die Arbeit mitbetreute und der trotz seiner vielfältigen Verpflichtungen jederzeit mit Rat und Tat behilflich war.
- ... an Herrn Dr. Schulz-Dobrick, der immer doch noch einen Fehler in den Computerprogrammen fand.
- ... an Herrn Dr. Kruhl, der im Mikroskop immer "voll durchblickte".
- ... an Herrn Kost, der freundlicherweise die FeO-Bestimmung übernahm.
- ... an Herrn Chefgeologen Dr. J. Heim, dessen Einsatz eine finanzielle Unterstützung der Arbeit durch die Firma Folldal Verk A/S ermöglichte.
- ... an meine Kommilitonen und Kommilitoninnen für deren ständige Bereitschaft zu Diskussionen, Auskünften und Hilfeleistungen.

Ich habe diese Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel durchgeführt.

Kurzfassung

Die Tverrfjell-Lagerstätte liegt in den mittelnorwegischen Kaledoniden innerhalb der silurisch-ordovizischen Störeggruppe, welche eine aus verschiedenen Vulkaniten und zwischengeschalteten Sedimenten bestehende stratigraphische Einheit des Trondheimdeckenkomplexes ist.




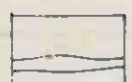



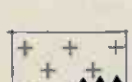






Die vorliegende Diplomarbeit befaßt sich mit petrographischen und geochemischen Untersuchungen an Metavulkaniten in der Umgebung der Tverrfjell-Lagerstätte. Als Ergebnis können die folgenden Aussagen zum Bildungsmilieu dieser Zn-Cu-Lagerstätte des massif-sulfides-type gemacht werden:

Der Vulkanismus im Bereich der Lagerstätte wird zum einen durch Basalte, die heute als Amphibolite des obersten Low-Grade bis unteren Medium Grade vorliegen, zum anderen durch rhyodazitische Metatuffe und eine dazitische Extrusion vertreten.

Diese Vulkanite bzw. deren Vulkanitbrekzien sind mit verschiedenen Sedimentserien kontinentaler Herkunft wie Konglomeraten, Metapeliten und Quarziten faziell verzahnt.

Geochemische Untersuchungen an den Basaltproben sprechen dafür, daß die Lagerstätte an einen Ozeaninsel-Vulkanismus gebunden ist. Diese Ozeaninsel ist möglicherweise in einem Marginal Basin entstanden. Ihre Vulkanite haben sich einerseits mit Sedimenten des nahen Festlandes faziell verzahnt, andererseits lagerten sich vielleicht Tuffe eines Inselbogens auf ihr ab.

GEOLOGY OF THE TVERRFJELL AREA

-  BIOTITE SCHIST
-  DOLOMITE SERICITE CHLORITE SCHIST
-  SERICITE CHLORITE SCHIST
-  QUARTZITES
-  CALCAREOUS GREENSCHIST
-  QUARTZRICH CHLORITE SERICITE SCHIST, CONGLOMERATE LENSES
-  GARNET MICA SCHIST
-  META DACITE, AGGLOMERATES
-  TVERRFJELL AMPHIBOLITE
-  META BASALTS
-  AGGLOMERATES (MAINLY BASALTIC)
-  KERATOPHYRE TUFFS
-  STRATIFORM SULPHIDES
-  SAMPLE LOCATIONS

