

GEOLOGISCHER TIEFBAU DER OSTALPEN (Hochschulschwerpunkt N 25)

5. Heft

Jahresbericht 1976

I N H A L T

I

FLÜGEL, H.W.: Allgemeiner Tätigkeitsbericht 6

II

- ALBER, H., FRANK, W. und THÖNI, M.: Bericht 1976 über Untersuchungen im Permoskyth des Münstertales, Jaggl und des Mauls-Penserjochzuges sowie über den Aufbau der K/Ar-Methode. 10
- COLINS, E., HOSCHEK, G. und MOSTLER, H.: Arbeitsbericht über das Jahr 1976. 23
- EXNER, Ch. und DEUTSCH, A.: Geologisch-petrographische Untersuchung der Goldeckgruppe im Jahr 1976. 28
- FRASL, G.: Jahresbericht 1976 über Arbeiten der Salzburger Arbeitsgruppe; mit Teilberichten von V. HÖCK, E. KIRCHNER und J.- M. SCHRAMM. 31
- FRISCH, W.: Über die Existenz alpidischer Deckenstrukturen im System der Venedigerdecke des Venedigermassivs. 43
- GUTDEUTSCH, R., SEIBERL W. und STEINHAUSER, P.: Geophysikalische Untersuchungen in den Tauern. 45
- MAURITSCH, H.: Jahresbericht 1976 über paläomagnetische Messungen im Rahmen des Schwerpunktprojektes N-25. 47
- MILLER, Ch.: Arbeitsbericht 1976 über die polyphase alpinmetamorphe Entwicklung der Eklogite im Penninikum des Tauernfensters, Österreich. 51
- PURTSCHELLER, F. und HOINKES, G.: Jahresbericht 1976 über petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Schneebergerzuges. 54
- SCHARFE, G.: Palynologische Arbeiten im Altpaläozoikum von Mittelkärnten. 59
- STEINHAUSER, P.: Das pläomagnetische Laboratorium der Universität Wien. 60
- TOLLMANN, A., BAUMGARTNER, W., LEIN, R. und HÄUSLER, H.: Bericht über die Tätigkeit im Jahre 1976 im Rahmen des Projektes 2778, N 25. 65

WEBER, F., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R. und WALACH, G.:	
Jahresbericht 1976 über geophysikalische Messungen im Ostteil der Niederen Tauern und im Fohnsdorfer Tertiärbecken.	70
III	
ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. und STEINHAUSER, P.:	
Jahresbericht 1976 über geophysikalische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze.	84
RIEHL-HERWIRSCH, G.: Jahresbericht 1976 über geologische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze.	92
SCHEIDEGGER, A.: Jahresbericht 1976 über Spannungsmes- sungen im Bereich der N/S Alpengrenze.	99
SCHMID, H.: Jahresbericht 1976 über vermessungstechnische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze im Zusam- menhang mit rezenten Krustenbewegungen.	100

I

GEOLOGISCHER
TIEFBAU DER
OSTALPEN

ALLGEMEINER
TÄTIGKEITSBERICHT
1976

FLÜGEL, H. W. (Graz)

Allgemeiner Tätigkeitsbericht

Aufgrund einer Aufforderung durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung wurde im Frühjahr 1976 der Fortführungsantrag für die Jahre 1976/77 gestellt. Diesem Antrag wurde vom Kuratorium des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung am 18. 6. 1976 stattgegeben und für den Zeitraum 1.7.1976 bis 30.6.1977 ein Betrag von 5,821.400 S bewilligt. Er gliedert sich wie folgt:

Gerätekosten	1,161.454,--
Personalkosten	892.200,--
Materialkosten	271.446,--
Druckkosten	7.000,--
sonstige Kosten	592.300,--
Erdbebenstation	145.000,--
Chronologisches Laboratorium	2,752.000,--

Das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung hat diesen Beschluß genehmigt.

Darüber hinaus wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung am 15.10.1976 der für den Zeitraum 1977/1978 in Aussicht genommene Betrag von 2,000.000 S für das zu errichtende geochronologische Labor als Vorgriff für 1978 bewilligt.

Das Präsidium des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung hat ferner aufgrund eines vom Zustellungsbevollmächtigten unterstützten Antrages von Ch. Exner eine Aufstockung der Personalkosten zur Anstellung eines Vertragsassistenten für 1976/77 um 65.000 S bewilligt und weiteres für 1977/78 die für die Fortführung des Projektes in Aussicht genommene Summe um 160.000 S für Personalkosten erhöht.

Im einzelnen schlüsselt sich die erstgenannte Bewilligung wie folgt auf:

	Geräte	Personal	Material	sonst.Kosten
Exner	161600	85000	5000	25000
Frank (Separation)	145000	85000	50000	15000
(Geochronologie)	2,572000	200000		
Frasl	9000	266000	18500	14500
Frisch		40000		
Flügel/Metz	20000			13000
Mauritsch	190000	158000	14000	44300
Hoschek/Mostler		151200	28500	25300
Miller			2000	8000
Purtscheller				22000
Riehl-Herwirsch		15000	5000	25000
Gutdeutsch	145000		2000	198000
Schmid			37000	45700
Tollmann			25000	50000
Steinhauser	480000			20000
Weber	155854	90000	84146	80000
Flügel (Organisation)		2000	7000*	6500
<hr/>				
* Druckkosten	3,878454	1,092200	278146	592300

Im Rahmen des Hochschulschwerpunktprogrammes fand am 12. und 13. Juni 1976 in Salzburg eine Arbeitssitzung statt. An ihr nahmen fast sämtliche Mitarbeiter des Schwerpunktprogrammes sowie auch außerhalb dieses Projektes stehende Kollegen der Geologie und Geophysik teil.

Organisatorisch wichtigster Punkt des abgelaufenen Jahres war die Frage der Errichtung eines geochronologischen Labors. Nach längeren Vorbereitungen fanden Anfang 1976 unter Leitung des Präsidenten des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen

Forschung Herrn Univ.-Prof.Dr. H. Tuppy sowie unter Beteiligung von Vertretern des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung, des Bundesministeriums für Bauten und Technik, der Geologischen Bundesanstalt und des geotechnischen Institutes des BVFA-Arsenal mehrere Sitzungen statt, in denen ein Verwaltungsübereinkommen zwischen dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung und dem Bundesministerium für Bauten und Technik betreffend die Zusammenarbeit auf dem Gebiete der Geochronologie zwecks Einrichtung und gemeinsamer Nutzung eines geochronologischen Labors in Räumlichkeiten des geotechnischen Institutes des BVFA-Arsenal vorbereitet wurde.

Dieses Übereinkommen strebt die Errichtung eines zentralen geochronologischen Labors für Österreich an, das mit entsprechender apparativer Ausstattung für die Durchführung der Methoden der Geochronologie versehen sein soll. Dieses Labor wird als kooperative Einrichtung geführt, an der die Abteilung für Geochronologie des Geologischen Institutes der Universität Wien, die Geologische Bundesanstalt und das geotechnische Institut des BVFA-Arsenal beteiligt sind und steht allen Wissenschaftlern, Diplomanden und Dissertanten der Erdwissenschaftlichen Studienrichtung der Universitäten Österreichs zur Durchführung von geochronologischen Arbeitsprogrammen zur Verfügung. In dieses Zentrallabor soll u.a. die bestehende Mineralseparation eingebaut werden.

Aufgrund dieses Übereinkommens und der bewilligten Geldmittel wurde im September 1976 als Teil der Geräteausstattung des Labors ein Festkörpermassenspektrometer für Rb, Sr, U und Pb-Messungen bestellt.

II

ALBER
BAUMGARTNER
COLINS
DEUTSCH
EXNER
FRANK
FRASL
FRISCH
GUTDEUTSCH
HÄUSLER
HOINKES
HOSCHEK
LEIN
MAURITSCH
MILLER
MOSTLER
PURTSCHELLER
SCHÄRFE
CH. SCHMID
SCHMÖLLER
SEIBERL
STEINHAUSER
THÖNI
TOLLMANN
WALLACH
WEBER

ALBER, H., FRANK, W. & THÖNI, M. (Wien)

Bericht 1976 über Untersuchungen im Permoskyth des Münster-
tales, Jaggl und des Mauls-Penserjochzuges sowie über den Auf-
bau der K/Ar-Methode

H. ALBER: UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS PERMOSKYTH DES MAULSER-PENSER-
JOCHZUGES (Eisacktal, Südtirol)

Mit der gleichen Fragestellung (Erfassung der Metamorphose-
bildungsalter) wie die Permoskythvorkommen im Vinschgau wurde
auch das Permomesozoikum des Zuges von Mauls über das Penser-
joch untersucht und beprobt.

Die Karte (Kartierung, Gefüge- und Profilaufnahme) zeigt
deutlich den Mesozoikumzug von Mauls - Penserjoch als eine
eng und tief in den Altkristallinsockel eingequetschte steil-
stehende Mulde.

Diese Struktur wird besonders deutlich bei der Rötenspitze E
P.2441, wo die beiden Kristallinschenkel am Grat sich berühren
und die permomesozoische Muldenfüllung vollständig abge-
quetscht ist.

Das Altkristallin unter dem Permomesozoikum besteht aus Gra-
nit- bis Granodioritgneisen, verschiedenen Paragneisen, und
z.T. Staurolith-führenden Glimmerschiefern und Amphiboliten.
Die voralpinen Gefüge und Mineralparagenesen sind in diesem
Altkristallin in der Regel noch gut erhalten und die Ein-
flüsse der altalpinen Metamorphose beschränken sich auf
diaphthoritische Erscheinungen an Staurolith, Granat, Biotit
und Feldspäten. Es kommt jedoch im allgemeinen nicht zu einer
durchgreifenden Neukristallisation.

Die von Satir 1975 im weiteren Gebiet festgestellten alt-
alpinen Rb/Sr-Biotitalter gehen in diesem speziellen Falle so-
mit auf eine thermische Wiederaufwärmung und Verlust radio-
genen Sr⁸⁷ zurück, eine Biotit-Neukristallisation ist nach
den Schliiffuntersuchungen im Altkristallin der unmittelbaren
Umgebung des Penserjochzuges nicht feststellbar.

Zwischen diese typische Altkristallinvergesellschaftung und dem Permoskyth schaltet sich an einigen Stellen (an der Brennerstraße N Mauls; Nordschenkel des Penserjochzuges an der Straße oberhalb Stilfes; Unterlagerung der Permotrias im Bereiche Weiße Wand - Hühnerspiel ...) eine lithofaziell abgrenzbare Serie ein, die aus feinkörnigen Paragneisen, dunklen biotitführenden Glimmerschiefern bis Phylliten, z.T. auch mit einigen Graphit-schieferlagen besteht.

Im Zusammenhang mit der Einmündung des Permomesozoikums kam es stellenweise in der Unterlagerung u.zw. in beiden obengenannten Kristallinserien zu intensiver Phyllonitbildung und Mylonitisierung.

Die Mächtigkeit der Permoskythvorkommen liegt im Durchschnitt im Bereich weniger Zehnermeter. Es ist ein grob- bis mittelklastischer tieferer Anteil mit vielen Quarzkonglomeratlagen, der von wenigen Metapelitlagen durchzogen ist von einem höheren feinerklastischen Anteil, der vorwiegend aus Metapeliten mit weniger feinkörnigen phyllitischen Quarziten besteht zu unterscheiden.

Klastische Porphyroidkomponenten sind in verschiedener Häufigkeit anzutreffen, nach den Feld- und Schliffbeobachtungen scheinen sie im oberen Teil der grobklastischen Serie gehäuft aufzutreten.

Die Gefügeuntersuchungen zeigen, daß über den ganzen Zug zusammengefaßt neben lokalen Erscheinungen zwei Hauptgruppen von B-Achsenprägungen unterschieden werden können: eine ältere B-Achsenprägung, parallel dazu eine Mineralelongation und Streckungsrichtung der Geröllkomponenten. Die Einfallsrichtung dieser B-Achsen variiert mit einem relativ großen Streubereich von $10 - 40^{\circ}$ NE bis teilweise N-Fallen. Daneben ist noch eine zweite jüngere Gruppe von Fältelungen und Lineationen erkennbar, die von Gebiet zu Gebiet verschieden und ebenfalls mit großem Streubereich flach bis steil gegen W einfallen. Diese beiden Hauptgruppen von B-Achsen sind auch randlich im Kristallin teilweise feststellbar.

Die petrographischen Untersuchungen im Permoskyth zeigen, daß sedimentäre Reliktgefüge durchaus noch gut erkennbar sind, insbesondere die detritären grobkörnigen Hellglimmer durch

ihren Größenunterschied und auch durch den fehlenden Pleochroismus von den feinkörnigen neugebildeten Hellglimmeraggregaten unterscheidbar sind.

Für die vorgesehenen Datierungen wurden natürlich nach vorheriger Dünnschliffkontrolle die Proben mit einem hohen Anteil an neugebildeten Glimmern und fehlenden bzw. sehr wenig detritären Hellglimmern ausgewählt. Durch die Art der Aufbereitung wird zudem der grobkörnige Anteil der Hellglimmer noch stark unterdrückt.

Im feinkörnigen Grundgewebe kam es zu einer deutlichen Rekristallisation und zur Ausbildung eines meist glatt verzahnten Korngewebes. Die durchschnittliche Korngröße der neugebildeten Hellglimmer liegt recht konstant um 0,02 mm.

Röntgendiffraktometeruntersuchungen am feinkörnigen $< 2 \mu$ Anteil der Gesteine zeigen, daß Chlorit in diesen Gesteinen nur sehr selten auftritt und ganz überwiegend (ca. 85 % von 50 untersuchten Proben) nur Hellglimmer-Quarzgemenge in dieser Korngrößenfraktion auftreten.

Die Mikrosondeuntersuchungen zeigen, daß alle feinkörnigen Glimmeraggregate deutliche Phengite sind. Auch die untersuchten grobkörnigen detritären Hellglimmer fallen gerade noch in das Phengitfeld, wenn man mit BERAN (1968) das Phengitfeld gegenüber dem Muskovit mit einem 10 %igen Ersatz des Al^{IV} durch Si abgrenzt.

Zum Unterschied gegenüber den Permoskyth-Proben aus dem Jaggl-Gebiet bzw. Münstertal ergeben sich im Zug von Mauls-Penserjoch deutlich höhere Phengitgehalte, die bei annähernd gleichen oder nur geringfügig höheren Metamorphosetemperaturen auf merklich höhere Druckbedingungen (Überlagerung) des letzteren Gebietes hinweisen.

	groschuppige Hellglimmer						feinschuppiger Serizitfilz					
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	
Na ₂ O	1,02	1,06	0,44	1,56	0,50	0,93	0,18	0,54	0,08	0,06	0,08	
K ₂ O	9,9	10,2	10,9	9,05	10,8	10,1	10,4	10,53	11,0	11,0	10,9	
SiO ₂	46,8	46,6	46,3	46,8	47,6	49,4	49,5	46,3	49,5	49,0	51,2	
CaO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,09	0,14	0,02	0,08	0,07	0,17	
MgO	0,99	0,88	1,15	1,11	0,95	1,9	2,34	0,92	2,88	2,95	2,7	
Fe _{tot}	1,14	1,16	1,84	0,94	2,76	1,94	4,2	1,53	4,98	5,0	4,9	
Al ₂ O ₃	34,4	34,53	32,9	34,7	33,02	29,7	27,9	34,1	25,5	26,2	24,2	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0	0,02	0,05	0,05	0,02	0	1
MnO	0,02	0,01	0,02	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	1
TiO ₂	1,09	0,67	1,2	0,53	0,15	0,68	0,59	0,67	0,74	0,64	0,7	
H ₂ O	nach Vergleichsbestimmungen der 2 -Fraktion auf 4-5 % geschätzt											
n.det.												

Tab.1: Chemische Variation der Hellglimmer im Schliffbereich.
 Proben A378, A396, (Verrucano) Permoskyth; Auffahrt: Stilfes-Penserjoch (Eisacktal, Südtirol).

M. THÖNI: BEOBACHTUNGEN ZUM PERMOSKYTH IM MÜNSTERTAL (GRAUBÜNDEN)
UND IM BEREICH DES JAGGL (OBERVINSCHGAU, SÜDTIROL)

In diesen beiden Gebieten wurden im Sommer 1976 aus dem permoskythischen Anteil der Sedimentserien Proben mit der Zielsetzung der Datierung der Bildungsalter der altalpidischen Metamorphose (K/Ar-Alter an metamorph neugebildeten Phengiten, Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen) aufgesammelt.

Regionalgeologische Übersicht

Im Münstertal (SE der Engadiner Dolomiten) überlagern die Sedimente der Engadiner Dolomiten das Kristallin (Zweiglimmer-Orthogneise, Paraschiefer) der Scarl-Decke, die im S an der "Gallolinie" (BÖSE) unter die diskordant heranstreichenden Einheiten der Quaternals-, Serraglio- und Umbrail-Decke untertaucht.- Das Gebiet wurde von SPITZ & DYHRENFURTH (1912), BÖSCH (1937), HESS (1953), DÖSSEGGER (1974), u.a. bearbeitet.

Der Unterbau der mittelostalpinen Scarl-Decke wird im untersuchten Gebiet von der mächtigen WNW-streichenden "Münstertaler Verrucanokuppel" (STAUB, 1937; HESS, 1953) beherrscht. Diese wohl wesentlich über 500 m mächtige Gesteinsabfolge besteht aus mittel- bis grobkörnigen, selten feinkörnigen klästischen Sedimenten (Verrucano-Fazies) mit starker Tektonisierung und Epimetamorphose. Am weitesten verbreitet sind mittelkörnige, stark geschieferte, graue Metasandsteine mit rotvioletten slate-Komponenten (? "Streifenserizitschiefer", HESS, 1953). Seltener sind bunte konglomeratische Typen mit mehreren cm großen Quarzgeröllen.

Die Sedimentserie des Jaggl SE des Reschen-Passes überlagert den Plawener Orthogneis (Zweiglimmer-Zweifeldspat-Augengneis) stratigraphisch diskordant und reicht vom Perm bis ins Karn. Der Jaggl bildet eine NS-streichende, W-vergente Struktur, die intern stark zerschert ist (Untervorschiebungen, Schichtwiederholungen). Die Auffassung, daß der Jaggl eine dem Ötz-

taler Altkristallin normal auflagernde Sedimentinsel bildet, wurde durch neuere Geländeuntersuchungen revidiert (HESS, 1962; RICHTER, 1967, unpubl.; THÖNI, 1973). Die "Jaggl-Plawen-Einheit" (RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975) bildet demnach, mitsamt dem Plawener Orthogneis als Basiskristallin, ein tektonisches Fenster innerhalb des Öztaler Altkristallins und ist unter den Gneisen der Elferspitz-Gruppe mit den Sedimenten der Scarldecke bzw. mit deren unterlagerndem Kristallin zu verbinden (vgl. HAMMER, 1911).

Das Permoskyth läßt sich im Jaggl-Gebiet in einen grobkörnigen, mächtigeren (ca. 150 m) Basalteil in Verrucano-Fazies (vorwiegend Serizitquarzitarkosen) und einen hangenden, feinkörnigeren Teil von grünen-grauen Schiefen mit nach Hangend zu zunehmendem Karbonatgehalt ("Wechselschichten", RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975) gliedern. Die Grenze zwischen Verrucano und Wechselschichten kann zeitlich nicht festgelegt werden.

Petrographische und mineralchemische Untersuchungsergebnisse

Mineralogisch bestehen die optisch und röntgenographisch untersuchten Permoskyth-Proben zu einem hohen Prozentsatz (immer > 50 Vol-%) aus Quarz. Grobe Quarzgerölle und feinkörnige Detritusquarze werden unterschieden. Häufige Korrosionsschläuche und die selteneren idiomorphen Quarze weisen auf einen hohen Anteil von Porphyrmaterial im Ausgangssediment hin. Der Feldspatgehalt ist im Münstertaler Permoskyth sehr gering (neugebildete Albite), im Jaggl-Gebiet erreicht er nicht selten 20 Vol-% (vorwiegend Mikroklin-Perthite). An Phyllosilikaten treten Chlorit und Pyrophyllit gelegentlich auf (akzessorisch in 5 Proben); der Hellglimmeranteil schwankt zwischen 10 und etwa 25 Vol-%. Grobschuppige, offenbar detritäre Muskowite können vielfach von feinschuppigen, neugebildeten Seriziten deutlich unterschieden werden.

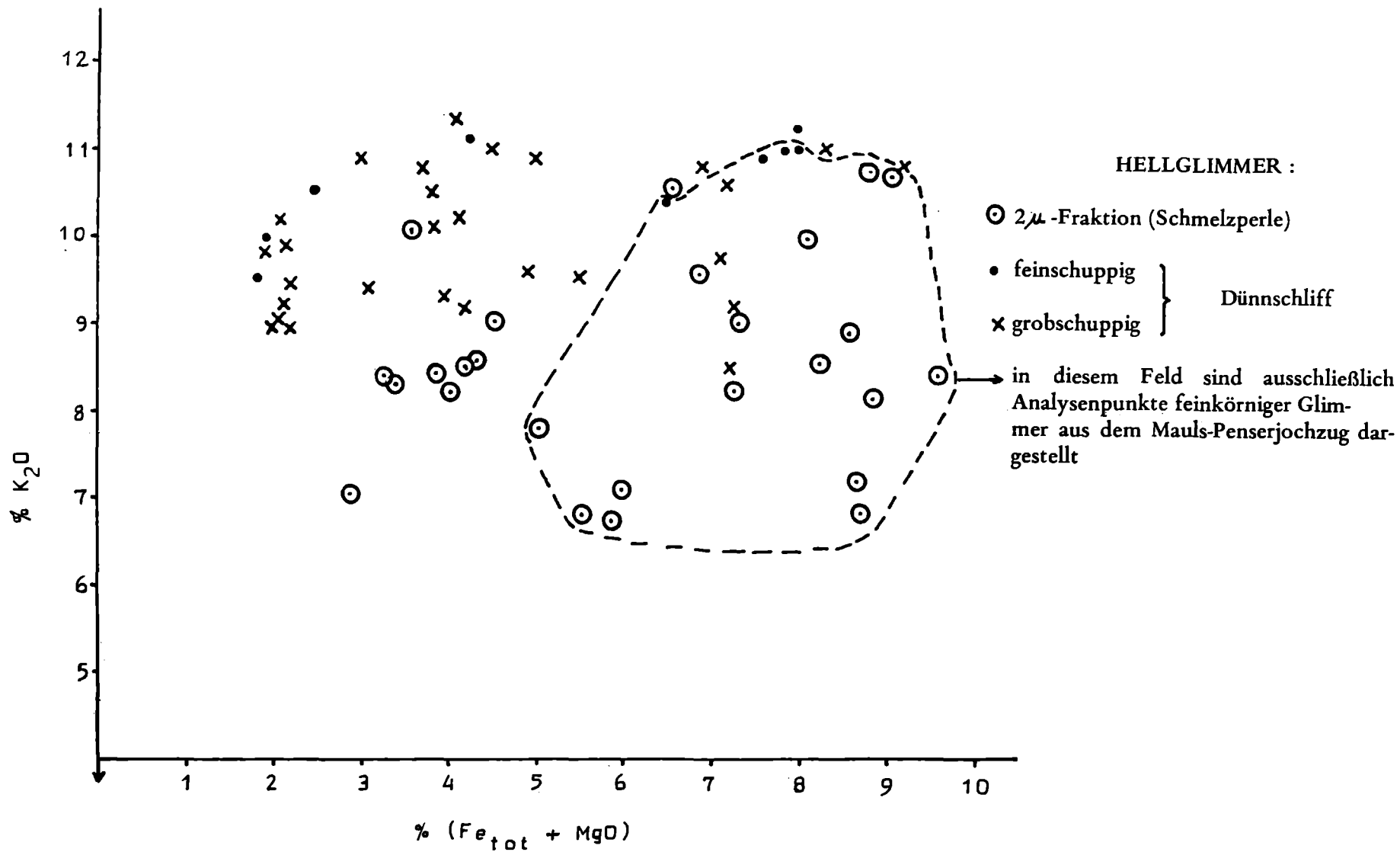


Fig.1 : Lage der an der ESMS analysierten Hellglimmer im Diagramm $K_2O : (Fe + MgO)$.

Die Hellglimmer wurden mineralchemisch an der Elektronenmikrosonde (ARL-SEMQ) untersucht (Fig.1). Dabei zeigte sich, daß sowohl bei den grobschuppigen als auch bei den feinschuppigen Hellglimmern die Gehalte an ($Fe_{tot} + MgO$) recht hoch sind. Sie schwanken zwischen 2 - 8 Gew.-%. Die Variationsbreite der grobkörnigen detritären Hellglimmer kann schon im Schlibfbereich außerordentlich hoch sein, während die feinkörnigen im Schlibfbereich meist sehr ähnliche Zusammensetzung aufweisen. Nach dem Schlibfbefund stellen die grobschuppigen Hellglimmer detritäre, voralpidische Minerale dar; daraus folgt, daß es auch voralpidische (variszisch oder älter) Phengite im ehemaligen Liefergebiet für diese klastischen Sedimente geben mußte. Aufgrund des teilweise sehr kleinen Achsenwinkels und eines leichten Pleochroismus dürfen manche Hellglimmer (Plawener Orthogneis!) schon aus dem Schlibfbefund als Phengite angesprochen werden. Die Vorstellung von SASSI (1972), daß es anhand der Hellglimmer möglich sei, eine variszische Tief-Druck-Metamorphose (Muskowit) von einer alpidischen Metamorphose mit wesentlich erhöhten Druckbedingungen (Phengite) zu unterscheiden, wäre demnach nicht generell anwendbar. - Analysen von grobkörnigen Hellglimmern des voralpidischen Plawener Orthogneises (der in tektonisierten Bereichen auch eine zweite, feinkörnige Hellglimmergeneration aufweist) verweisen diese Minerale ebenfalls deutlich ins Phengitfeld -- allerdings liegen dafür Untersuchungen von nur einem Dünnschliff vor (4-7 % $Fe_{tot} + MgO$). -- Aus dem Sachverhalt ergibt sich die wesentliche und sehr weittragende Feststellung, daß es im weiteren Umkreis des Untersuchungsgebietes, das ja mit dem Schneeberger Zug ein Zentrum sehr intensiver altalpidischer Metamorphose und Umkristallisation aufweist, jedenfalls nicht möglich ist, nur durch die flächenhafte Abgrenzung des Phengitfeldes vom Muskowitfeld den Einflußbereich der altalpidischen Metamorphose zu erfassen. - Zwei Bemerkungen sind diesen Ausführungen allerdings hinzuzufügen:

1. Die Ergebnisse von SASSI (1972) fußen auf der statistischen Erfassung der b_o -Werte der Hellglimmer. Eine genaue

kritische Gegenüberstellung und Korrelation dieser auf kristallographischer Basis erarbeiteten Daten mit den von uns auf rein mineralchemischer Basis erarbeiteten Werten steht noch aus.

2. Weiters wurde der Gesamteisengehalt (MgO-Gehalte bis zu 3 % wurden festgestellt) als FeO kalkuliert. Eine wesentliche Beteiligung von Fe_2O_3 , die den Phengitgehalt allenfalls stark vermindern könnte, wurde ausgeschlossen.

Die aus den Permoskyth-Proben durch Absedimentieren abgetrennte 2μ -Fraktion besteht überwiegend aus Hellglimmer, meist mit einer Beteiligung von Quarz in der Größenordnung von ca. 10-30 % (RDA-Daten). Diese 2μ -Fraktionen wurden bei 1200 °C geschmolzen und die Schmelzperlen wurden ebenfalls an der Elektronenmikrosonde untersucht. Die Gehalte an ($\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{MgO}$) dieser Fraktion liegen - bei einem aus den RDA-Daten geschätzten Gehalt an Quarz von 10-30 % - bei 3-5 Gew.-%, für das Permoskyth des Pensers Joches (ALBER) z.T. deutlich höher. Die alpidisch neugebildeten Hellglimmer sind also Phengite. - Diese Aussagen stützen sich auf etwa 150 Hellglimmeranalysen; weitere Untersuchungen werden folgen.

Die K_2O -Gehalte der 2μ -Fraktion wurden am Atom-Absorptions-Spektrophotometer bestimmt (65 Proben); sie liegen im Mittel bei 6,5-7 %.

Die Neubildung von Hellglimmer (Phengit), Quarz, Chlorit, Pyrophyllit und Feldspat spricht für Metamorphosebedingungen der Grünschiefer-Fazies in den untersuchten Gesteinen des Permoskyths.

Wie an einem Dünnschliff des Plawener Orthogneises beobachtet wurde, ist in Bereichen starker Biotitumwandlung alpidisch Biotit auch schon neugebildet worden (pT-Bedingungen der oberen Grünschiefer-Fazies).

	groschuppige Muskowite						feinschuppiger Serizitfilz (4 Meßpunkte.)					
	I	II	III	IV								
Na ₂ O	0,18	0,31	0,28	0,31	0,06	0,02	0,05	0,08	0,35	0,27	0,36	0,30
K ₂ O	9,57	9,49	9,25	9,86	9,19	8,52	10,60	10,78	9,92	9,50	9,33	9,58
SiO ₂	50,06	46,24	47,12	46,15	50,60	51,03	49,13	48,78	47,05	46,76	47,32	46,47
CaO	0,02	0,04	0,03	0,02	-	-	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02
MgO	2,68	0,74	0,46	0,36	0,37	0,40	0,41	0,37	0,41	0,35	0,37	0,36
Fe _{tot}	2,20	1,52	1,61	1,41	6,97	6,84	6,82	6,53	1,50	1,46	1,30	1,40
Al ₂ O ₃	29,92	36,53	36,15	36,81	27,23	27,59	27,38	27,87	35,63	36,58	36,19	36,77
Cr ₂ O ₃	-	0,03	0,03	-	-	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
MnO	0,03	0,03	-	-	0,20	0,22	0,21	0,22	0,03	0,01	0,01	-
TiO ₂	0,30	0,03	0,04	0,05	0,35	0,36	0,35	0,31	0,03	0,02	0,03	0,05
H ₂ O	nach Vergleichsbestimmungen der 2 μ -Fraktion auf 4-5 % geschätzt											
n.det.												

Tab 2: Chemische Variation der Hellglimmer im Schliffbereich.
Probe T484, Verrucano; Münstertal, Auffahrt zum Umbrail-Paß.

W. FRANK: K/Ar Analyse

Im Berichtszeitraum 1976 wurde die Ar-Extraktions- und Reinigungsanlage (in Glas ausgeführt) aufgebaut und in Betrieb genommen, ebenso wurde auch ein Umbau des Massenspektrometers vorgenommen.

Extraktionsanlage und BALZERS-Zykloidenmassenspektrometer CMS 80 sind mit einem Einlaßventil direkt verbunden. Die Anlage ist ähnlich konzipiert wie in der Literatur mehrfach beschrieben (z.B. SCHÄFFER & ZÄHRINGER 1966).

Technische Daten:

Vakuumpumpe: Derzeit noch Diffusionspumpe mit Silikonöl DC 705, Wasserbaffle; in Zukunft Turbomolekularpumpe an der Extraktionsanlage und Edelgas-Ionengetterpumpe am Massenspektrometer, dazu noch Sorptionspumpe für aktive Gase.

Gesamtanlage auf 400°C ausheizbar

Probenschmelzung in Mo-Tiegel mit induktiver HF-Erhitzung

Endvakuum 1×10^{-9} torr

übliches Vakuum bei Extraktionsbeginn nach 6^h Ausheizen (150-180°C) und vorherigem Probenaufschluß $2 - 5 \times 10^{-8}$ torr

Leckrate der gesamten Anlage $< 1 \times 10^{-12}$ torr l/s

Ar⁴⁰Blank im Massenspektrometer (nach Ausheizen)

$$\bar{z} \approx 1 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ STP}$$

Ar⁴⁰Blank in Gesamtanlage bei Leeraufschluß

$$\bar{z} \approx 1 \times 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ STP}$$

Background m/e36 - m/e39 nach entsprechendem Konditionieren (Ausheizen, Gettern) $\bar{z} \approx 4 \times 10^{-16}$ A Auffängerstrom

sensitivity * 5×10^{-6} A / torr bei 0,15A Auffängerstrom (Quelle)

Beitrag von Ar⁴⁰ zu Ar³⁹ $\bar{z} \approx 1 \times 10^{-4}$

Breite des Peakplateaus * ca 5 Gauß (Ar³⁶ - Ar⁴⁰ ca 200 Gauß)

Probenmessung im Bereich von 10^{-6} torr

Registrierung: Magnetfeldscan mit variabler Geschwindigkeit, Magnetfeld mit Hallsonde geregelt und stabilisiert, Faraday-Auffänger und CARY Vibrating Reed Elektrometer-Verstärker, graphische Auswertung der Diagramme des Potentiometerschreibers.

Kalibrierung der Ar-Menge durch internen Standard Ar³⁸Spike (Prof.Schumacher, Bern) zugegeben mit Gaspipette. Vorratsvolumen zu Pipettenvolumen ca 10.000 : 1. Meßergebnis an Luftargon Ar⁴⁰ / Ar³⁶ (derzeit noch) 296 ± 1,2%

Kalium-Bestimmung mit Atomadsorptionsspektrophotometer
Reproduzierbarkeit bei wiederholtem Aufschluß:
alle Werte innerhalb ± 1 %

LITERATUR

- BERAN, A. (1968): Beiträge zur Verbreitung und Genesis phenitführender Gesteine in den Ostalpen.- IMPM 13/3, 115-130.
- BÖSCH, H. (1937): Geologie der zentralen Engadiner Dolomiten zwischen Ofenpaßhöhe und V. Laschadura.- Diss.Univ.Zürich.
- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W.H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung.- Ecl.Geol.Helv. 69/1, 229-238.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten etc.- Ecl.Geol.Helv. 46/1, 39-142.
- (1962): Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpaß (Passo di Resia), Südtirol, und seine Deutung.- Ecl. Geol.Helv. 55/2, 407-416.
- RICHTER, D.K. & ZINKERNAGEL, U. (1975): Petrographie des "Permoskyth" der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) etc.- Geol.Rdsch., 64/3, 738-807.

- SASSI, F.P. (1972): The petrological and geological significance of the b_0 -values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps.- TMPM 18, 105-113.
- SCHAEFFER, O.A. & ZÄHRINGER, J. (1966): Potassium Argon Dating.- Springer Verl., Berlin-Heidelberg-New York.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten etc.- Beitr.geol.Kt.Schweiz (N.F.) 44.
- STAUB, R. (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.- Denkschr.schweiz.naturf.Ges., 72/1.
- THÖNI, M. (1973): Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins etc.- Verh.Geol.B.-A., H.2, 235-242.

COLINS, E., HOSCHEK, G., MOSTLER, H. (Innsbruck)

Arbeitsbericht über das Jahr 1976

Die Geländearbeiten wurden im Sommer 1976 zwischen Kleinen Rettenstein im Westen und Zell am See im Osten durchgeführt, wobei zusammen mit früher gewonnenen Erkenntnissen die Trennungslinie zwischen dem Zeller Raum mit Laven, Lagergängen und Tuffen und dem Kitzbühler Raum, wo lediglich Lagergänge und Tuffe auftreten, im Bereich des Gaisstein gezogen werden konnte.

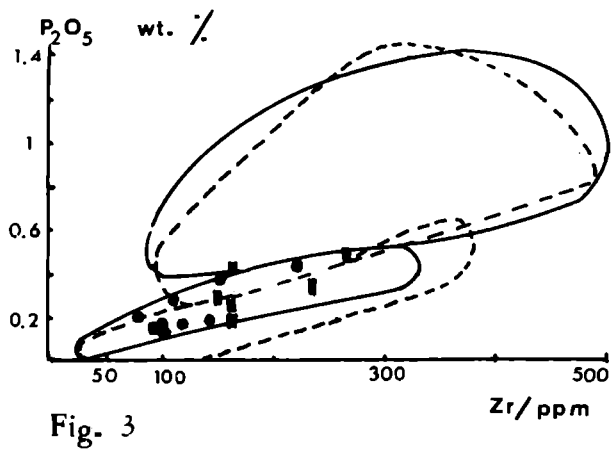
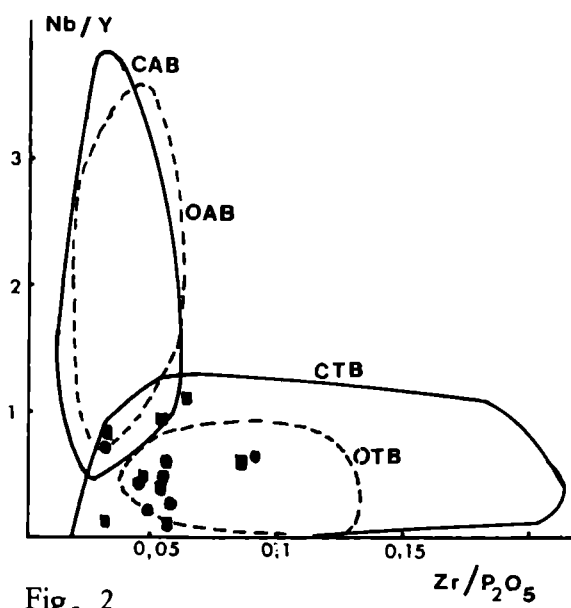
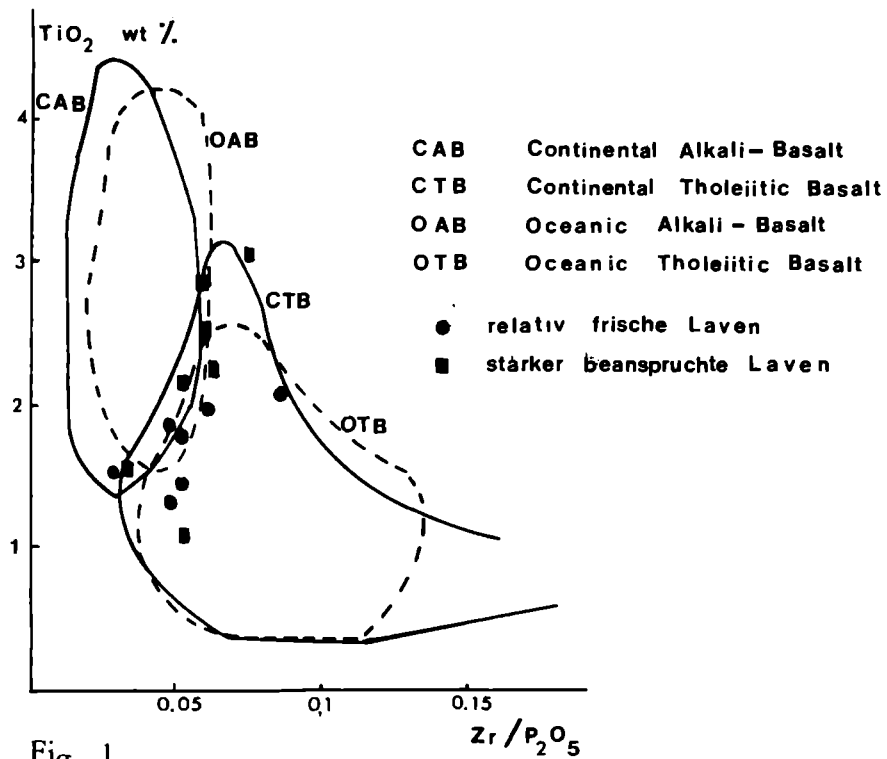
Die chemischen Untersuchungen auf Hauptelemente wurden an einer Reihe von weiteren Proben mittels Röntgenfluoreszenz und Mikrosonde vorgenommen.

Wie bereits im vorigen Bericht erwähnt, ist die Gruppe der im Kitzbühler Raum vorkommenden Lagergänge durch ihre Lage im Alkali-SiO₂-Diagramm als schwach alkalibetonte Basalte und deren Differentiate anzusprechen. Im Gegensatz dazu fallen die Laven des Zeller Raumes in gleichen Diagramm in das tholeiitische Feld. Ob ein genetischer Zusammenhang zwischen Laven einerseits und Gängen andererseits besteht, ist derzeit noch nicht ersichtlich.

Untersuchungen auf Spurenelemente wurden an Gesteinen der Gruppe der Laven vorgenommen, um auf diese Weise eine weitere Charakterisierung des Magmentyps bzw. der geotektonischen Position zu erhalten.

Titan und Phosphor wurden mit RFA und Mikrosonde, Zirkon, Ittrium und Niob nur mit RFA bestimmt. Die Daten wurden in die von FLOYD & WINCHESTER (1975) vorgeschlagenen Diagramme eingetragen.

Wie aus dem TiO₂-2r/P₂O₅-Diagramm (Fig. 1) zu ersehen ist, fallen die Analysen in den Bereich tholeiitischer Basalt, z.T. auch in den Grenzbereich zu den Alkalibasalten. Eine deutliche Aussage kann anhand des Nb/Y-2r/P₂O₅-Diagramms (Fig. 2) gemacht werden. Auch anhand des P₂O₅-2r-Diagramms (Fig. 3) ergibt sich ein analoges Bild.



Auch die Charakterisierung des Magmentyps anhand des Chemismus der Pyroxene (Le BAS 1972, BARRON 1975) ergab einen tholeiitischen Chemismus. Dies geht unter anderem aus dem gewählten Diagramm $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 4) hervor.

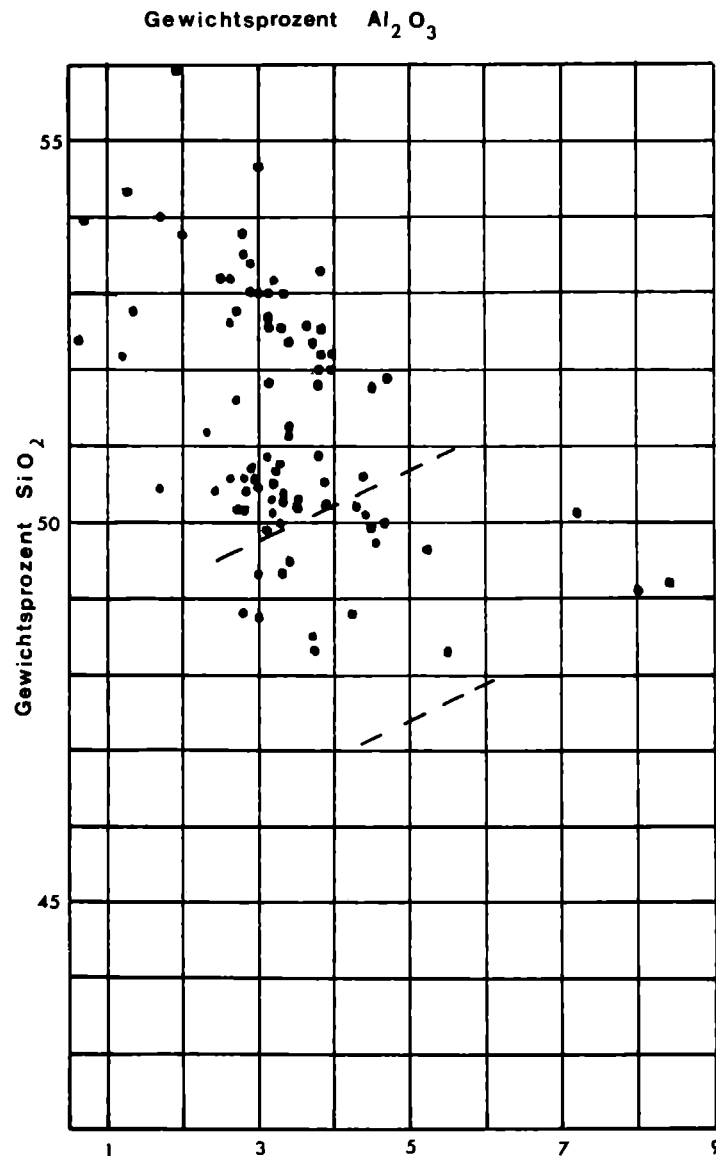


Fig. 4

Obwohl durch die späteren metamorphen Überprägungen mit der Möglichkeit von stofflichen Überschiebungen gerechnet werden muß, scheint aufgrund der Übereinstimmung des Chemismus der Pyroxene und der Spurenelementdaten ein tholeiitischer Basalt gesichert.

Aus dem von PEARCE & CANN (1973) vorgeschlagenen Diagramm ist in Fig. 5 die Verteilung von Zr-Ti-Y dargestellt.

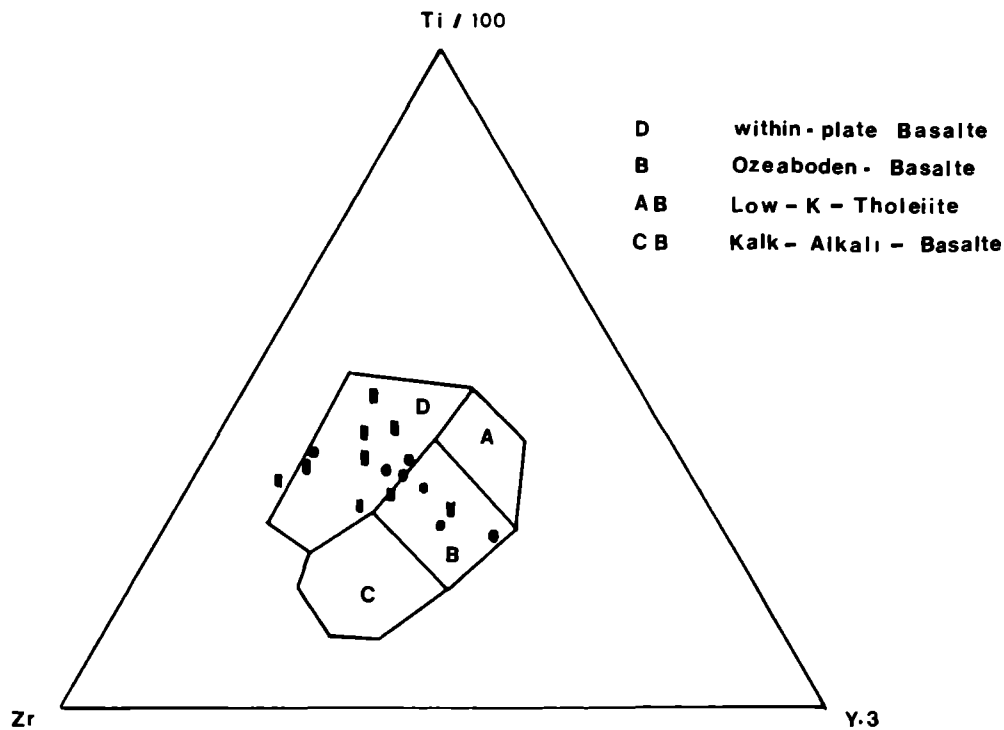


Fig. 5 Zeichen wie in Fig. 1

Die eingetragenen Analysen von basaltischen Laven zeigen eine Anordnung in den Feldern für "within plate" und "ocean floor basalts". Dies würde durchaus mit den geologischen Gegebenheiten zu vereinbaren sein. Im frühen Ordovizium kommt es infolge Aufdringens eines Manteldiapirs auf der Oberkruste zu einer starken Dilatation, in deren Folge ein Becken entsteht. In dieses sich rasch absenkende Becken ergießen sich schwach alkalibetonte Basalte, gefolgt von tholeiitischen. Parallel zu diesen Untersuchungen wurde die Bestimmung des metamorphen und magmatischen Mineralbestandes weiter vorangetrieben. Analysen von zonal bebauten Klinopyroxenen konnten in einigen Fällen Differentiationen zu Fe-reicheren Rändern

bzw., vermutlich durch neue Magmenzufuhr bedingte Rekurrenzen belegen. Die $\frac{Mg}{Mg+Fe} \cdot 100$ Werte liegen zwischen 85 und 65, der Titangehalt kann bis zu 2,7% ansteigen. Optisch und chemisch ließen sich drei verschiedene Amphibole auseinandertreten. Braune Hornblende tritt häufig als Saum um Klinopyroxen, seltener als Idioblasten auf. Sie fällt aufgrund ihrer hohen Ti-, Al- und Alkaligehalte in den Bereich von pargasitisch-kaersutitischer Hornblende und ist damit als magmatische Bildung anzusprechen. Die farblosen Hornblenden sind aufgrund ihrer geringen Al- und Alkaligehalte als Glieder der Tremolit-Aktinolithreihe anzusehen. Sie dürften der letzten metamorphen Phase angehören und somit sicher alpidisch sein. Ein weiterer grüner Amphibol vermittelt chemisch zwischen den beiden vorher genannten Typen. Neben dem weitaus vorherrschenden, durch metamorphe Überprägung gebildeten Albit (max. 5% An.) fanden sich selten reliktsche Plagioklase mit höheren An-Gehalten. Besonders hohe Werte (50% An.) fanden sich in den Plagioklasen der Laven, geringere (20-30% An.) in den Lagergängen.

EXNER, CH., DEUTSCH, A. (Wien)

Geologisch-petrographische Untersuchung der Goldeckgruppe
im Jahr 1976

Im Berichtsjahr 1976 wurde die geologische Karte 1 : 10.000 der östlichen Kreuzeckgruppe fertiggestellt und eine petrographische und strukturelle Analyse durchgeführt (H. HEINZ). Eine umfangreiche Monographie mit geologischer Karte 1 : 10.000 wurde von A. DEUTSCH für die mittlere Goldeckgruppe zwischen Oberamlach und Baldramsdorf im N bis an den Rand der Permo-Trias des Drauzuges im S ausgearbeitet und wird 1977 für die Drucklegung adaptiert.

Geländeuntersuchungen führte im Berichtsjahr 1976 A. DEUTSCH in der zur Zeit äußerst günstig durch neu angelegte Güterwege erschlossenen westlichen Goldeckgruppe im Raume zwischen Goldeck, Sachsenburg und Lind durch und gibt über die dabei gewonnenen neuen Ergebnisse den folgenden Bericht:

A. DEUTSCH: Geologisch-petrographische Untersuchung des W-Teiles der Goldeckgruppe (ÖK 1 : 50.000; Blatt 182

Bei der Kartierung des Bereiches W der Linie Goldeckgipfel - Gusenalm wurde besonderes Augenmerk auf die Gliederung der Serien innerhalb der Granatzone gelegt. Bereits im vorjährigen Bericht (EXNER, DEUTSCH & HEINZ 1976) wurde zumindest für einen Teil des "Altkristallins" altpaläozoisches Alter für wahrscheinlich gehalten.

An einem gut aufgeschlossenen Profil entlang der S-Flanke des Siflitzgrabens konnte vom Hangenden weg die Abfolge hellgraufarblose Kalkmarmore, hellblaugraue Bänderkalkmarmore, deren Färbung gegen das Liegende hin zunimmt und zuletzt dunkle, schwarz gebänderte Kalkmarmore mit vereinzelt Dolomitnestern beobachtet werden. In den hellen Bänderkalkmarmoren wurden Kalziteinkristalle (bis 2 mm Länge) gefunden, die als Krinoidenstielglieder angesehen werden. Damit scheint nach

Vergleichen mit anderen Paläozoikumvorkommen der Umfang der Karbonatserie in der Granatzone mit \pm Oberdevon bis Untersilur gegeben. Proben auf Conodonten, die aus leicht dolomitisierten Partien der Marmore entnommen wurden, brachten allerdings keine Ergebnisse (Dr. SCHÖNLAUB, Geol.B.-A.).

In den phyllitischen Serien der Muscovit- und Biotitzone findet man nicht mehr dieselbe Vielfalt an Karbonatgesteinen wie im Mittel- und Ostabschnitt der Goldeckgruppe, dafür treten aber stark eisenhaltige grobspätige dunkelgraue Dolomite - oft mit einer dicken braunen Verwitterungsschwarte - stark in den Vordergrund. Solche Dolomite bauen auch in Verbindung mit Grünschiefern und Phylliten die Weißwände auf, die als N-vergente Mulde an Störungen (Rindernitzgraben, Linie Rosenheim - Gehöft Huber) in Serien der Granatzone eingesenkt sind.

Die B-Achsen und Mineralelongationen pendeln bis zur Linie Drautal - Schießstratten - Rindernitzgraben flach um E - W, während im Bereich der Sifflitz steileres Einfallen nach ENE und WSW vorherrscht. In der Weißwandmulde findet man die errechneten Besetzungsdichtemaxima der Faltenachsen (Computerprogramm UGD) sowohl bei 264/00 und 087/03 als auch bei 195/10, wobei die zweite Richtung jünger ist und den als alpidisch angesehenen Knitterungen in den anderen Teilen des Goldecks entspricht. Die Linearen des N an die Weißwände anschließenden Bereiches fallen flach nach E, wobei allerdings weite Streuungen zu beobachten sind. In dem Sporn S Sachsenburg werden ausschließlich mittelsteil SEwärts fallende Achsen gefunden. Die mit Hilfe des Computerprogrammes GELI (siehe BAUMGARTNER 1976) errechneten β - Schnittpunkte der s-Flächen fallen überall mit dem Besetzungsdichtemaximum der Linearendiagramme zusammen, wodurch die Symmetrie der Hauptbeanspruchung im gesamten kartierten Gebiet deutlich wird.

Im Bereich der Weißwände entsprechen die β -Schnittpunkte den E-W-Achsen, die zweite Achsenrichtung ist eine jüngere Überprägung.

An fünf Punkten wurden basische Ganggesteine neu aufgefunden, die keine Merkmale späterer Schieferung zeigen; einer dieser Gänge durchschlägt diskordant die epizonal metamorphen Serizit-Chlorit-Phyllite an der S-Flanke des Sifflitzgrabens (1 kmE Schwandlhtt.). Von einem vergleichbaren Lamprophyr der Kreuzeckgruppe wird von HAWKESWORTH 1974 ein radiometrisches Alter an Bi (K/Ar) von 35 ± 2 ma angegeben. Dadurch wird festgelegt, daß die Durchbewegung der Goldeckgruppe im großen und ganzen bereits im Oligozän beendet gewesen sein muß.

Eine detaillierte petrographische Bearbeitung dieser von ANGEL & KRAJICEK 1939 als "Lurnfeldite" bezeichneten Gesteine, chemische Analysen, sowie Untersuchungen der einzelnen Phasen mit der Mikrosonde (Dr. KOLLER, Petr.Inst.d.Univ.Wien) sind in Arbeit.

FRASL, G.

(Salzburg)

Jahresbericht 1976 über Arbeiten der Salzburger Arbeitsgruppe;
mit Teilberichten von V. HÖCK, E. KIRCHNER und J.-M. SCHRAMM

Im Rahmen der verschiedenen Teilprojekte der Salzburger Arbeitsgruppe werden diesmal die nennenswertesten Fortschritte wieder in Form selbständiger Teilberichte vorgelegt:

1. berichtet V. Höck über die Petrogenese einer signifikanten Gesteinsgruppe der mittleren Hohen Tauern;
2. E. Kirchner über markante Beispiele der Metamorphose im Kalkalpengebiet. Darüberhinaus hat sie ihre Mikrosondenuntersuchungen an Magnetiten neben Ilmeniten aus Grüngesteinen der mittleren Hohen Tauern weitergeführt; und
3. legt J.-M. Schramm Ergebnisse zur Metamorphose im Grauwackenzonen-Kalkalpenbereich vor - hauptsächlich nach dem Maßstab der Illitkristallinität. Dazu wurde als Beitrag zur kartenmäßigen Übersicht über die Metamorphoseverteilung im Ostalpenraum das Arbeitsgebiet in den wichtigen Vergleichsraum des Semmeringprofiles ausgedehnt.

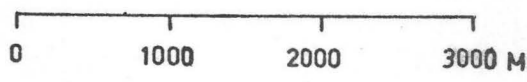
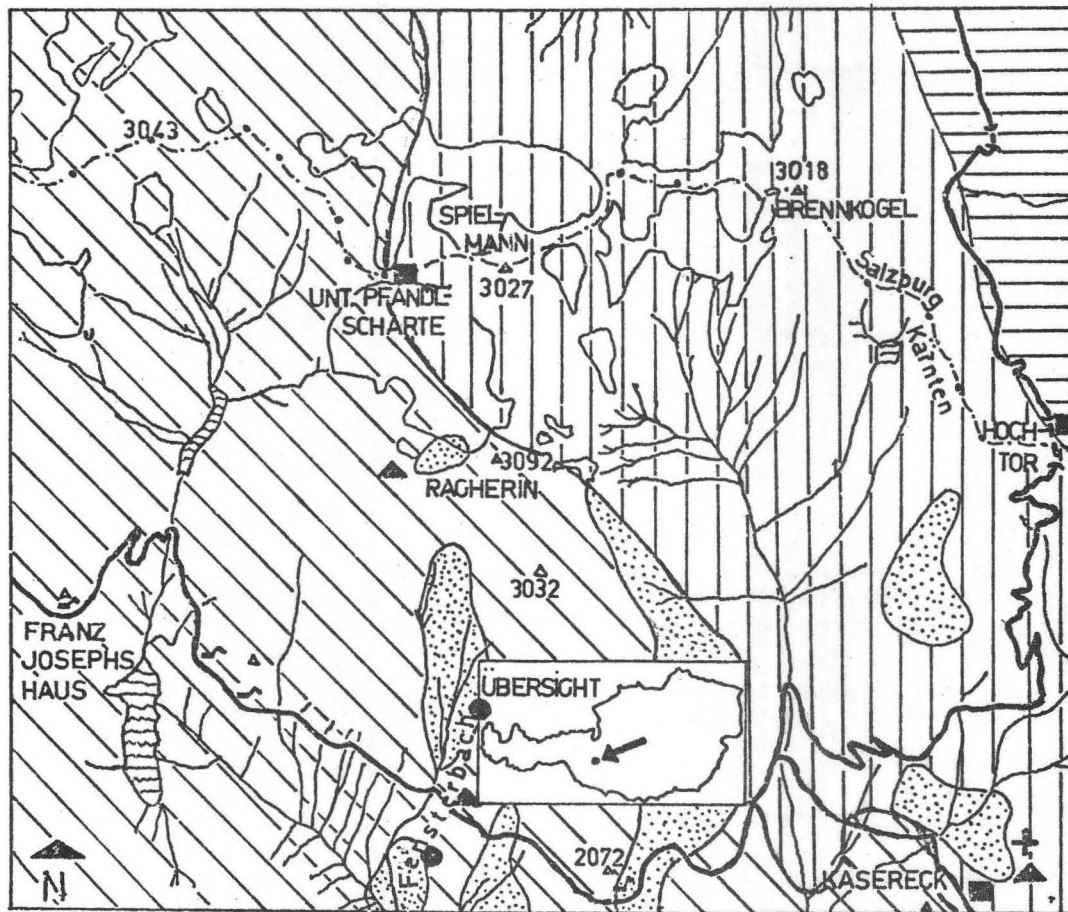
Darüber hinaus soll von den Arbeiten der hiesigen "Tiefbau-Gruppe" nur kurz erwähnt werden, daß G. Frasl unter anderem das Auftreten von Pumpellyit und Zeolithen in Kristallgesteinen am Nordrand der Kalkalpen Oberösterreichs und Salzburgs weiter verfolgte, worauf bereits im internen Tiefbau-Jahresbericht für 1974 näher hingewiesen wurde. P. Becker hat das Studium des polymetamorphen Gebietes der Granatspitzgruppe fortgesetzt. W. Vettters studierte metamorphe Paläovulkanite in der Salzburger Grauwackenzone, wobei außer vulkanologischen Vergleichen die genauere Erfassung der Metamorphose angestrebt wird. Im chemischen Labor wurden für das Projekt in der Hauptsache von G. Andorfer 40 Gesamtanalysen von Silikatgesteinen mit AAS und Spektralphotometer durchgeführt und die Bestimmungsmethoden ausgeweitet und verbessert.

Außerdem sind die Arbeiten für das Tiefbauprojekt thematisch engst verknüpft mit den Arbeiten für das Projekt 2048 des Fonds z.F.d.w.F. "Elementverteilung in einzelnen und koexistierenden Mineralphasen von Gesteinen und Lagerstätten". So soll hier nur auf einen Beitrag im dortigen Jahresbericht von F. Zimmerer über Mikrosondenanalysen an Mineralien von Prasiniten der Hohen Tauern hingewiesen werden. Dabei wird der Stoffaustausch von Na und Si gegen Ca und Al näher untersucht, wie er in diesem Tiefenbereich des Ostalpenkörpers bei dem für die fortschreitende Metamorphose markanten Wechsel von Albit zu Oligoklas stattgefunden hat.

V. HÖCK: Tremolit/Aktinolith- und Diopsid-führende Metasedimente im Bereich Fuscherkarkopf-Hochtor (Mittlere Hohe Tauern)

Kalksilikatgesteine mit Diopsid und/oder Tremolit/Aktinolith in der Glocknergruppe (mittlere Hohe Tauern) sind seit der monographischen Arbeit von CORNELIUS & CLAR (1939) gut bekannt. Es lag nahe, nachdem durch die Arbeiten zahlreicher Autoren (z.B. METZ 1970, TROMMSDORFF 1972, SKIPPEN 1971, 1974, KERRICK 1974, SLAUGHTER et. al. 1975) die petrogenetische Bedeutung von Diopsid und Tremolit in kieseligen Karbonatgesteinen herausgearbeitet wurde, solche Gesteine im zentralen Tauernbereich näher zu untersuchen. Vor allem sind dies drei Gesteinsgruppen:

- a) die sog. "Serpentinrandgesteine", kieselige Karbonatgesteine, die an vielen Stellen die Grenzzone zwischen dem Heiligenbluter Serpentin und den ihn umgebenden Metasedimenten (meist Kalkglimmerschiefer) bilden,
- b) klastische Metasedimente mit kieseliger Matrix und karbonatischem Detritus (Dolomitbrekzien, Karbonatquarzite),
- c) untergeordnet kieselige Dolomite.



- Legende:**
- | | | |
|---|----------------------------|----------------------------------|
|  | Glocknerfazies | } Bündner-
schiefer-
serie |
|  | Brennkogelfazies | |
|  | Serpentin | |
|  | Karbonatgesteine der Trias | |

- Paragenesen:**
- $Tr + Cc + Do + Q$
 - ▲ $Tr/Akt + Cc + Do$
 - +
 - $Di + Do + Tr + Cc$

Abb. 1. Geologische Übersichtsskizze des Gebietes Fuscherkarkopf - Hochtorn.

Weitere Erklärungen im Text. Abkürzungen siehe Tab. 2.

Bei allen drei Varianten handelt es sich um mesozoische Sedimente, die ausschließlich während der alpidischen Gebirgsbildung metamorph geworden sind.

Die Verbreitung der wichtigsten Paragenesen ist in Abb.1 dargestellt. Tremolit bzw. Aktinolith finden sich in allen obengenannten Gesteinstypen: in einem kieseligen Dolomit E des Hochtors, in Dolomitbrekzien am W-Grat des Spielmanns, in einem Karbonatquarzitband SE des Kaserecks. Diopsid hingegen ist ausschließlich auf Serpentinrandgesteine beschränkt: am Fensterbach in Höhe 1980 m bzw. 2300 m und ebenfalls E des Kaserecks. Ein weiteres Vorkommen, beschrieben bei CORNELIUS & CLAR (1939, p.186), liegt SE des Fensterbaches nahe der Sattelalm. (Außerhalb der Kartenskizze).

Der im Vergleich mit den umgebenden Bündnerschiefern unterschiedliche Mineralbestand der Kalksilikatgesteine der Serpentinränder veranlaßten CORNELIUS & CLAR (1939), metasomatische Vorgänge für die Bildung dieser Gesteine heranzuziehen. Naßchemische Gesteinsanalysen von Serpentinrandgesteinen sollten nun zeigen, wieweit tatsächlich chemische Unterschiede zu Tage treten (vgl. Tab.1). Als Vergleichsproben dienten verschiedene Analysen von Bündnerschiefern aus den mittleren Hohen Tauern und eine Analyse von Kalkglimmerschiefern (139/76) aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Serpentinrandgesteine. Die Analysen 74/70, 131/70 sind der Arbeit von HÖCK (1974) entnommen.

	"Serpentinrandgesteine"				Vergleichsanalysen				
	136/76	138/76	140/76	145/76	139/76	74/70	131/70	142/70	175/70
SiO ₂	19.7	46.6	28.7	18.5	34.45	62.2	35.2	39.2	38.3
TiO ₂	0.14	0.40	0.24	0.14	0.31	0.2	0.5	0.4	0.7
Al ₂ O ₃	3.6	15.6	3.8	2.56	6.27	3.3	13.8	8.5	15.6
Fe ₂ O ₃	7.98 ⁺	9.58 ⁺	6.9 ⁺	7.1 ⁺	2.61 ⁺	0.3	0.6	1.6	1.3
FeO						2.9	6.1	1.3	5.4
MnO	0.14	0.61	0.20	0.22	0.12	0.18	0.16	0.19	0.14
MgO	8.85	6.8	15.1	8.68	1.84	1.28	4.90	1.48	1.79
CaO	31.61	13.48	22.79	33.72	27.91	14.19	19.0	28.0	15.3
Na ₂ O	0.3	2.1	0.73	0.47	0.38	0.4	0.4	0.24	0.05
K ₂ O	0.06	0.2	0.05	0.03	1.08	0.5	0.6	1.4	1.8
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.03	0.04	0.07	0.06	0.23	0.07	0.14
CO ₂	24.3	0.10	17.7			12.0	16.1	19.8	13.0

Tab. 1: AAS-Analysen von Kalksilikatgesteinen

Analysen: G. Andorfer

+ Fe₂O₃ als Gesamteisen

Fundorte: Fensterbach bei Höhe	1980	:	145/76
"	"	"	2180 : 136/76
"	"	"	2300 : 138/76, 139/76, 140/76,
Wolfbachtal		:	74/70
Fr. Josefs Haus		:	142/70
Durcheckkopf		:	175/70
Hochtor		:	131/70

Zunächst sind zwei Gruppen von Kalksilikatgesteinen erkennbar, eine karbonathaltige (136/76, 140/76, 145/76) mit hohem CO₂-Gehalt, und als zweite Gruppe praktisch karbonatfreie Kalksilikatgesteine ohne nennenswerte Menge an CO₂ (138/76). Allen analysierten Kalksilikatgesteinen gemeinsam ist der deutlich höhere MgO-Gehalt und die Abnahme von K₂O verglichen mit den Kalkglimmerschiefern. Die CO₂-reichen Gesteine sind darüber hinaus gekennzeichnet durch signifikante Verarmung an Al₂O₃ und SiO₂ und eher schwache Anreicherung von Gesamteisen und CaO; das CaO/CO₂ Verhältnis nimmt zu. Besonders deutlich wird der letzte Effekt an Probe 138/76 sichtbar, die neben einer deutlichen Zunahme des Gesamteisengehaltes und eines ungewöhnlich hohen Na₂O Anteiles keine Abnahme von Al₂O₃ oder SiO₂ erkennen läßt.

Gerade die karbonatführenden Kalksilikatgesteine könnten prinzipiell auch relativ Fe-reiche Dolomite repräsentieren und müssen nicht unbedingt auf metasomatische Vorgänge zurückzuführen sein. Die $\dot{=}$ in den meisten Fällen - sehr enge Verknüpfung von Kalksilikatgesteinen und Serpentiniten spricht jedoch dafür, daß an der Entstehung dieser Gesteine wenigstens z.T. Stoffaustausch beteiligt war, zumal oft kleine Serpentinlinsen allseitig von Kalksilikatsäumen umrahmt sind (z.B. Fensterbach). Art und Ausmaß der wahrscheinlichen Metasomatose kann erst durch weitere intensive Geländearbeit und durch wesentlich mehr chemische Analysen geklärt werden.

Die wichtigsten Paragenesen können Tab.2 entnommen werden. Erze, Titanit sowie akzessorische Minerale (Glimmer etc.) wurden nicht aufgelistet.

Tab. 2

Paragenesen Tremolit/Aktinolith und Diopsid-führender Gesteine im System $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$

Tr - Cc - Do - Q - (Chl) ¹⁾	Abkürzungen: Tr	Tremolith
Tr - Cc - Do - Q - (Chl - Klz)	Akt	Aktinolith
Tr/Akt - Cc - Do - (Chl)	Cc	Calcit
Tr/Akt - Cc - Do - (Chl - Ep)	Do	Dolomit
Di - Tr/Akt - Cc - Do - (Chl - Ep)	Q	Quarz
Di - Tr/Akt - Q - (Ep)	Di	Diopsid
	Chl	Chlorit
	Klz	Klinozoisit
	Ep	Epidot

Diopsid- und Tremolit-Vorkommen in mono- bzw. bimineralischen Zonen an den Serpentinrändern sind sehr wahrscheinlich metasomatischen Ursprungs und werden hier nicht berücksichtigt. Derartige Vorkommen wurden am Brennkogel Nordgrat, und an der Fruschnitzscharte SW des Großglockners beobachtet (siehe auch CORNELIUS & CLAR, 1939).

Das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation in den Kalksilikatgesteinen läßt sich zwanglos in das großräumige Muster von Deformation und Kristallisation der umliegenden Bündnerschiefer einfügen.

1) In Klammer wurden jene Mineralphasen gesetzt, deren Zusammensetzung zusätzlich chemische Komponenten erfordert, welche nicht im System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ enthalten sind.

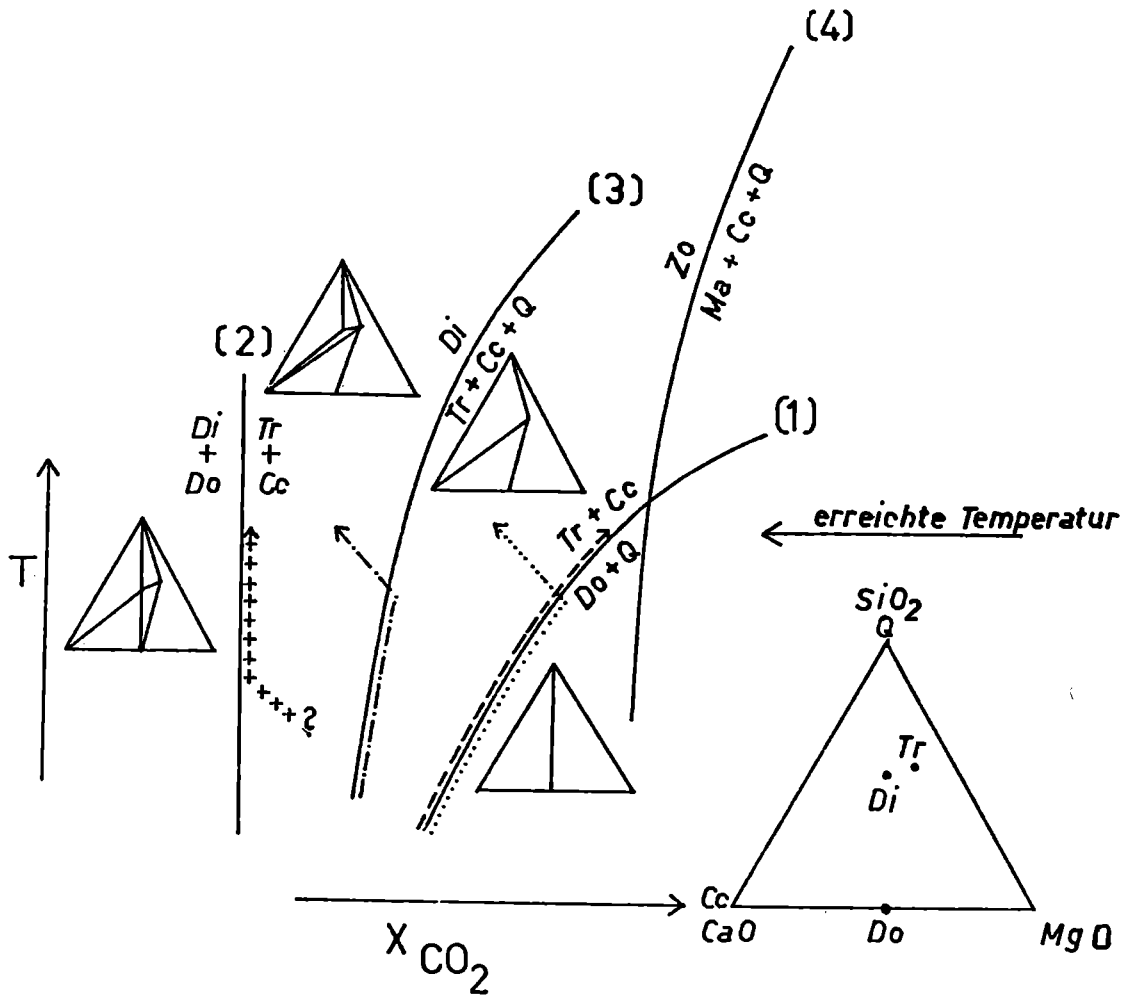
Die Paralleltextur ist durch die Orientierung von Epidot und Tremolit meist gut erkennbar. Die Kristallisation der Hauptminerale Diopsid, Tremolit/Aktinolith und der Karbonate sowie von Epidot und Chlorit hat die Hauptdeformation überholt, bzw. nach dieser stattgefunden (siehe CORNELIUS & CLAR 1939 p.189); ein Zeichen dafür, daß die Minerale während der Hauptphase der Metamorphose equilibriert wurden, ohne Rücksicht darauf, ob vor der Metamorphose metasomatische Vorgänge stattfanden oder nicht.

Die für die vorliegenden Kalksilikatschiefer charakteristischen Minerale: Diopsid, Tremolit, Calcit, Dolomit und Quarz können im Subsystem $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ beschrieben werden (Abb.2), auch wenn die Gesamtparagenese (Tab.2) das wesentlich kompliziertere System $\text{CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ zur Beschreibung erfordern würde. Die Reduktion des 8-Komponenten-Systems auf fünf Komponenten wird durch folgende Fakten gerechtfertigt: Chlorit und./ oder Epidot sind die einzigen Al-führenden Phasen. Beide Minerale scheinen an den Kalksilikatreaktionen in dem hier interessierenden Bereich nicht beteiligt zu sein. Fe_2O_3 ist teils an die Erzminerale (Hämatit, Magnetit), teils an Epidot gebunden. FeO wird größtenteils für MgO substituiert, sodaß beide Komponenten näherungsweise gemeinsam betrachtet werden können. Die während der Metamorphose anwesende Gasphase dürfte im wesentlichen aus CO_2 und H_2O bestanden haben.

($P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$). Graphit, aus dessen Anwesenheit auf eine wirksame Beteiligung von CH_4 an der Gasphase geschlossen werden könnte, fehlt in allen Dünnschliffen.

Wie aus Abb.1 hervorgeht, sind die Gesteine mit Diopsid und Tremolit/Aktinolith auf ein relativ enges Gebiet beschränkt. Die Paragenesen zeigen keine Verteilung, die auf Temperaturänderungen schließen lassen könnte, vielmehr sind sie häufig räumlich eng miteinander verknüpft (z.B. Kasereck). Dies

Abb. 2



Weg der Gasphase für: ----- Do + Q + Tr + Cc

..... Tr + Do + Cc

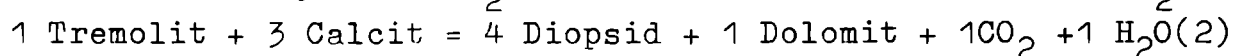
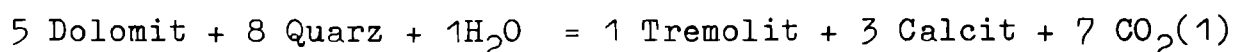
----- Di + Tr + Q

+++++ Di + Do + Tr + Cc

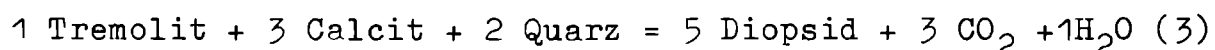
Abkürzungen: Zo Zoisit, Ma Margarit
 Restliche Abkürzungen siehe Tab. 2

Abb. 2. Schematisches T- X_{CO_2} -Diagramm im System CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. In diesem Diagramm, das nur den H₂O-reichen Teil des Diagramms wiedergibt sind die Reaktionen mit Antigorit (Trommsdorff and Evans 1977) nicht berücksichtigt. Weitere Erklärungen im Text.

deutet darauf hin, daß alle Paragenesen etwa bei derselben Temperatur und demselben Gesamtdruck gebildet wurden. Die Temperatur kann mit etwa 450-500°C angegeben werden, der Druck mit etwa 4,5 - 5 kb, worauf die Vorkommen von Disthen unmittelbar nördlich des Gebietes hinweisen (HÖCK, 1974). Die Vierphasenparagenesen Tr-Cc-Do-Q bzw. Di-Tr-Cc-Do in Tab.2 können den Reaktionen

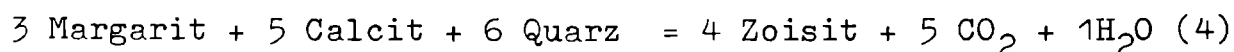


zugeordnet werden. Die Dreiphasenparagenesen: Tr-Cc-Do und Di-Tr-Q können durch die Reaktion

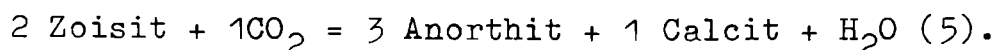


miteinander verknüpft werden (Abb.2). Der Verlauf dieser Reaktionskurven in isobaren T-X_{CO₂} Diagrammen wurde in zahlreichen Arbeiten publiziert

(z.B. METZ, 1970, TROMMSDORFF, 1972, SKIPPEN, 1974, SLAUGHTER et al. 1975), allerdings meist für niedrigere Gesamtdrucke (P_{tot} : 1000-3000 bar) und häufig nur für den CO₂-reicheren Teil des T-X_{CO₂} Diagrammes. Abb.2 zeigt den H₂O reichen Teil eines schematischen T-X_{CO₂} Diagrammes für einen Gesamtdruck von 4,5 - 5 kb. Neben den²Reaktionen (1) - (3) ist auch noch die Stabilitätsgrenze von Zoisit (Klinozoisit) eingetragen, der in den meisten Paragenesen anwesend ist, aber auf niedrige Molenbrüche von X_{CO₂} beschränkt ist. Die eingezeichnete Kurve



ist bei den im mittleren Tauernfenster herrschenden Bedingungen eher stabil als die Reaktion (FREY & ORVILLE, 1974)



Die Vierphasenparagenesen im System CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O können nur entlang isobar univarianter Kurven koexistieren, d.h. umgekehrt, solange alle vier Phasen miteinander koexistieren, wird X_{CO₂} durch die Minerale selbst (intern) kontrolliert. Die Gas-

phase ändert sich mit steigender Temperatur entlang der isobar univarianten Gleichgewichtskurve (TROMMSDORFF 1972). Abb.2 zeigt schematisch den Verlauf der Reaktionskurven (1) und (2) entlang denen beide Vierphasenparagenesen koexistieren, sowie den Weg, den die Gasphase bis zu einer bestimmten Temperatur nimmt. Das Stabilitätsfeld des Zoisites (Klinozoisites) wird dabei nicht überschritten. Dreiphasenparagenesen, die für divariante Felder zwischen den Reaktionskurven charakteristisch sind, können sich entwickeln

- a) wenn die Pufferung der Gasphase durch Verbrauch einer an der Reaktion beteiligten Phase beendet wird und sich die Zusammensetzung der Gasphase nicht mehr auf der Gleichgewichtskurve bewegt.
- b) wenn die Gasphase extern kontrolliert wird.

Letzteres könnte bei der Bildung der Dreiphasenparagenesen Tr/Akt-Cc-Do und Di-Tr/Akt-Qu der Fall gewesen sein. Alle entsprechenden Vorkommen liegen unmittelbar am Rand von Serpentiniten, deren enormer H_2O -Gehalt zweifellos die Gasphase der Randgesteine während der Metamorphose beeinflusst hat. Der Weg der Gasphase (Abb.2) könnte sich zu Beginn der Metamorphose entlang den Gleichgewichtskurven (1) und (3) bewegt haben, wurde aber durch H_2O -Zufuhr aus den benachbarten Serpentiniten in das divariante Feld auf der wasserreichen Seite der Reaktion abgelenkt. Quarz bzw. Calcit wurden bei diesem Vorgang aufgebraucht. Die H_2O -Anreicherung der Gasphase während der Metamorphose dürfte die Diopsidreaktion (2) erst ermöglicht haben, da sie bei den herrschenden Temperaturen nur bei äußerst niedrigem X_{CO_2} ablaufen kann (SKIPPEN, 1974), TROMMSDORFF & EVANS, 1977).² Ein ähnlicher Mechanismus der Änderung der Gasphase im Laufe der Metamorphose von Metakarbonatzügen in Nachbarschaft von großen pelitischen Gesteinsmassen wurde kürzlich von FERRY (1976) beschrieben.

Sehr niedrige, aber unterschiedliche CO_2 -Partialdrücke ermöglichen also die Stabilität aller beschriebenen Paragenesen bei einer bestimmten Temperatur und bestimmten Gesamtdruck.

Aufgrund von Geländebefunden ist es möglich, auch ohne genaue experimentelle Untersuchungen wenigstens qualitativ den Verlauf von Gleichgewichtskurven und ihre relative Lage zueinander im T-X_{CO₂} Diagramm anzugeben (Abb.2). Thermodynamische Berechnungen² basierend auf Mikrosonden-Analysen aller beteiligten Mineralphasen ermöglichen außerdem die Abschätzung des Einflusses weiterer Oxide wie FeO, Al₂O₃, Cr₂O₃, oder auch F₂ auf den Verlauf der Gleichgewichtskurven und erlauben ihre genauere Lokalisierung im PTX-Raum, woran weitergearbeitet wird.

LITERATUR

- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil).- Abh. Zweiganst.Wien d. Rst. f. Bdfsch. (GBA), 25, 1-305.
- FERRY, J.M. 1976: Metamorphism of Calcereous Sediments in the Waterville-Vassalboro Area, South-Central Maine. Mineral Reactions and Graphical Analysis.- Am.J.Sci., 276, 841-882.
- FREY, M. & ORVILLE, P.M. 1974: Plagioclase in Margarite-bearing Rocks.- Am.J.Sci., 274, 31-47.
- HÖCK, V. 1974: Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich).- SMPM, 54, 567-593.
- KRICK, D.M. 1974: Review of metamorphic mixed volatile (H₂O-CO₂) equilibria. Am.Min., 59, 729-762.
- METZ, P. 1970: Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids.- Contr.Mineral. and Petrol., 28, 221-250.
- SKIPPEN, G.B. 1971: Experimental data for reactions in siliceous marbles.- J.Geol., 79, 451-481.
- SKIPPEN, G.B. 1974: An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble.- Am.J.Sci., 274, 487-509.
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D.M., WALL, V.J. 1975: Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂.- Am.J.Sci., 275, 143-162.

FRISCH, W.

(Wien)

Über die Existenz alpidischer Deckenstrukturen im System der Venedigerdecke des Venedigermassivs

Die Geländeuntersuchungen im Berichtsjahr konzentrierten sich auf die stratigraphisch-tektonische Zuordnung der Hüllserien des Systems der Venedigerdecke im Venedigermassiv.

Geringmächtige Quarzite, die z.T. mit Kalkbändern wechselagern und innerhalb der paläozoischen Gesteinsfolgen im Gebiet zwischen Venediger- und Granatspitz-Zentralgneis liegen, wurden von CORNELIUS (1941, Ber. Reichsst. Bodenf. Wien) und FUCHS (1958, Jb. Geol.B.A. Wien) dem Mesozoikum zugeordnet. Trifft diese altersmäßige Einstufung zu, ergeben sich wichtige Konsequenzen für die Tektonik in alpidischer Zeit. Dasselbe gilt für die schwarzen graphitischen Phyllite im oberen Maurertal.

Die Untersuchungen zeigen, daß weder die Phyllite des Maurertales, noch die z.T. kalkigen Quarzite im Gebiet der St. Pöltener Hütte als mesozoisch betrachtet werden können, weil diese Gesteine mit den umgebenden paläozoischen Folgen in enger stratigraphischer Beziehung stehen und in die gleichen metamorphen Prozesse einbezogen wurden.

Die Schwarzphyllite des Maurertales zeigen gegenseitige Einschlüsse mit den angrenzenden metablastischen Gneisen und des öfteren Übergänge in diese. Die Phyllite werden als Äquivalent der Habachphyllite betrachtet, sind aber höher metamorph als diese. Es fehlen die für Mesozoikum typischen Begleitgesteine.

Die Quarzite und kalkigen Quarzite im Gebiet um die St. Pöltener Hütte zeigen durch häufige Wechsellagerung mit dem Nebengestein enge stratigraphische Beziehung zu diesem. Schieferlagen innerhalb der Quarzite spiegeln dieselbe metamorphe Geschichte wider wie die umgebenden Gneise und

Schiefer. Das gilt sowohl für die Vorkommen innerhalb der "aplitisch injizierten Schiefer" (FUCHS) (z.B. Innerer First), als auch für jene, die innerhalb der Granatspitzhülle auftreten (z.B. Meßelinkogel).

Nach FUCHS zeigen die Quarzite des Inneren First etc. (Hülle des Venediger-Zentralgneises) nicht die migmatische Beeinflussung des Nebengesteins und werden daher als nachvariszisch eingestuft. Der Gelände- und Schlibbfund ergibt aber, daß die Quarzite voll in den metamorphen Prozeß einbezogen sind. Dies geht aus den primär-stratigraphischen Wechsellagerungen mit den Liegenden und Hangenden hervor, wobei sich die eingeschalteten Schiefer bis Gneise in ihrer Paragenese und Ausbildung nicht vom umgebenden Gestein unterscheiden. Die umgebenden "aplitisch injizierten Schiefer" zeigen ihrerseits Übergänge zum Hochweißfeldgranitgneis. Wir befinden uns hier in einem migmatischen Stockwerk, das bei der alpidischen Metamorphose in diesem Horizont nicht erreicht wurde.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß die teilweise kalkigen Quarzite zwischen den Zentralgneiskernen des Großvenedigers und der Granatspitze der paläozoischen (variszischen) Schichtfolge aus Metasedimenten und Metavulkaniten angehören und nicht eine Überschiebungsfläche in alpidischer Zeit markieren. Zudem kommt, daß die Quarzitvorkommen nicht an der Grenzfläche Granatspitzhülle/Riffdecken auftreten, sondern innerhalb der beiden Einheiten, wo sie jeweils einem stratigraphischen Horizont angehören.

Es scheint daher zweifelhaft, ob die Forderung eines Deckenschubes der Riffdecken über den Granatspitz-Gneiskern und seine Hülle in alpidischer Zeit aufrecht erhalten werden kann, wie dies vielfach vertreten wurde. Eine variszische Anlage des Deckenbaues liegt durchaus im Bereich der Wahrscheinlichkeit und wird hier vertreten. Einschaltungen von Bündner Schiefern östlich des Granatspitzkernes markieren nicht die Überschiebungsfläche und können daher als Einschaltungen zwischen Digitationen des bereits bestehenden variszischen Deckensystems gedeutet werden.

GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. & STEINHAUSER, P.
Geophysikalische Untersuchungen in den Tauern

(Wien)

1. P. STEINHAUSER: Gravimetrische Untersuchungen am Tauernrand

Im Sommer 1976 wurden die Arbeiten zur gravimetrischen Regionalvermessung des zentralen Teiles der Ostalpen begonnen. Trotz schlechter Witterungsverhältnisse konnte das Gebiet zwischen dem Gebirgskamm Anogel-Hafner-Katschberg-Turracher Höhe im Norden und der Linie Spittal a.d. Drau - Radenthein-Deutsch Griffen im Süden untersucht werden. Auf dieser in der Abbildung wiedergegebenen Fläche von ca. 1100 km² konnten 110 Gravimeterpunkte flächenhaft verteilt vermessen werden. Zusätzlich wurde der gravimetrische Vertiaklgradient an 14 Punkten mit einem eigens hierfür entwickelten Registrierverfahren gemessen, das es gestattet, den Meßfehler außerordentlich klein zu halten. Erste Ergebnisse deuten auf eine stark unternormale Größe des Gradienten, die von Ost nach West zunimmt. An der Auswertung der Daten und der Anbringung der üblichen Korrekturen wird derzeit gearbeitet.

2. W. SEIBERL: Magnetische Messungen im Nockgebiet

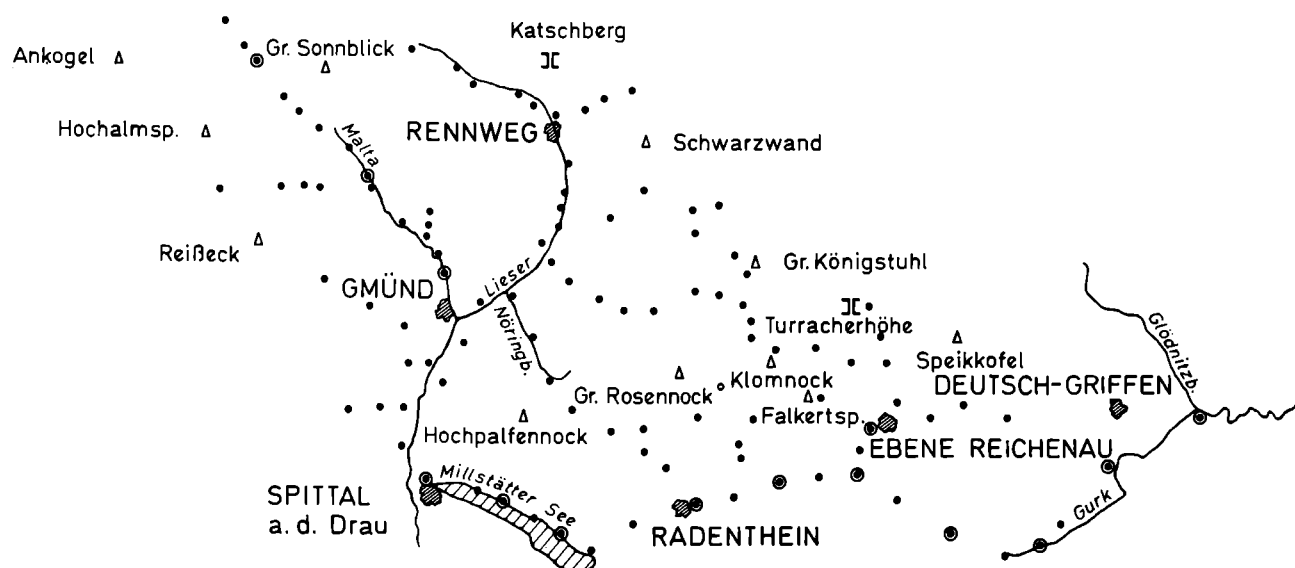
In der Zeit vom 19.7. bis 7.8.1976 wurden im Bereich des Nockgebietes Messungen der Totalintensität durchgeführt. Das Meßgebiet erstreckt sich von der salzburgisch-steirischen Grenze im Norden, bis nach Deutsch-Griffen im Osten, dem Millstättersee im Süden und dem Liesertal im Westen (siehe Abb.3 des Berichtes über die geophysikalischen Untersuchungen in den Karawanken).

Insgesamt wurde mit vier Magnetometern an ca. 2300 Punkten die Totalintensität gemessen. Da die Messungen im gebirgigen Gelände durchgeführt wurden, wurde auch die Höhe an allen Meßpunkten mit Hilfe von barometrischen Höhenmessern bestimmt. Alle Daten sind auf Lochkarten festgehalten. Derzeit wird an der Erstellung der Isolinienpläne gearbeitet.

Des weiteren wurde an etwa 130 Punkten die Gesteinssuszeptibilität mit Hilfe eines Kappameters in-situ bestimmt. Erwartungsgemäß sind die Suszeptibilitätswerte der einzelnen Gesteinsproben klein, mit der Ausnahme jener der Diabase von Eisenkappel.

Publikation: W. Seiberl: "Die Werte der Gesteinssuszeptibilität im Bereich des Nockgebietes (Ostalpen)".- Sitz.ber.Österr.Akad. Wiss., zum Druck eing., 1977.

GRAVIMETRIE VON OBERKÄRNTEN



LEGENDE :

- Gravimeterpunkt
- Vertikalgradientenpunkt

MAURITSCH, H.

(Leoben)

Jahresbericht 1976 über paläomagnetische Messungen im Rahmen
des Schwerpunktprojektes N-25

Das in den Jahren 1974 und 1975 im Grazer Paläozoikum gesammelte Material wurde gesteins- und paläomagnetisch vollständig aufgearbeitet. Dabei wurden ergänzend zu den bereits früher untersuchten gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Dolomitsandsteinserie (siehe Jahresbericht 1975) nun vor allem die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der dunkelgrauen bis schwarzen devonischen Kalke, die vor allem in der Nähe von St. Pankrazen-Stiwoll genommen wurden, untersucht. Dabei wurde das thermische Verhalten des Trägers der Remanenz auf verschiedene Arten untersucht. Die deutlichste Aussage wurde dabei mit schrittweisem Erwärmen und Abkühlen bei gleichzeitiger Messung des magnetischen Momentes erzielt. Der Kurvenverlauf dieser Untersuchungen zeigt einen Blockierungspunkt für die Remanenz bei 400 bzw. 520°C. Diese Ergebnisse weisen ziemlich deutlich auf den Magnetit als Träger der Remanenz hin. Der Verlauf der Suszeptibilitätskurven weist darauf hin, daß während der schrittweisen Erwärmung bis zu einer Temperatur von etwa 550°C keine Oxidation im Material stattfindet, was darauf hinweist, daß ziemlich rein Magnetit als Träger der Remanenz im Material vorhanden ist. Über der Temperatur von 550°C kommt es zu den erwarteten Oxidationserscheinungen. Um das Phänomen der 400°C Blockierungstemperatur etwas näher zu untersuchen, wurden Untersuchungen der NRM, IRM und der ARM durchgeführt. Vor allem der Kurvenverlauf der ARM (Anhysteretik Remanent Magnetisation) zeigte deutlich, daß der Magnetit in einem Gemisch von Ein- und Mehrbereichsteilchengrößen vorliegt, wobei bei etwa 180 bis 200 bzw. 500 bis 650 Oe 2 Anomalien festzustellen sind, die auf zwei charakteristische Korngrößen hinweisen. Der starke Abfall dieser ARM-Kurve weist darauf hin, daß ein Großteil des Magnetits als Mehrbereichspartikelgrößen vorliegt und dies könnte die Ursache dieser reduzierten Blockierungstemperatur sein.

Nach Abschluß dieser gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurde in einem Stereogramm die Richtungsstabilität während der Abmagnetisierung von verschiedenen Materialien untersucht. Dabei konnte festgestellt werden, daß nur der Vertreter eines einzigen Aufschlusses eine Tendenz zeigt, die auf event. vorhandene Remagnetisierungseffekte zurückzuführen wären. Auf diesen Effekt wird noch später eingegangen werden. Alle anderen Materialien zeigen eine relativ gute Richtungsstabilität bis zu einer Temperatur von etwa 300°C, danach beginnen die Vektoren nach verschiedenen Richtungen auseinanderzulaufen. Daraus wurde auch die Reinigungstemperatur für die große Masse des Materials mit 200°C abgeleitet. Die paläomagnetischen Ergebnisse wurden wiederum in einem Stereogramm (winkeltreue Darstellung) eingetragen. Dabei zeigte sich eine Anordnung der Mittelwerte der Aufschlüsse, die etwa einen Großkreis mit einer Pollage von ungefähr 232°/26 anzunähern ist. Diese bogenförmige Anordnung der Mittelwerte führte nun zu langen Überlegungen, da die Ursache dafür entweder tektonischen oder thermischen Ursprungs sein kann. Thermischen Ursprungs insofern, als Materialien, die nicht wirklich bis zur Blockierungstemperatur der charakteristischen Remanenz gereinigt sind, eine Richtung zeigen, die irgendwo zwischen der Initialrichtung und der tatsächlichen fossilen Remanenzrichtung liegt. Diese Richtungsänderungen sind ebenfalls meist auf Großkreisen angeordnet. Diesen Effekt nennt man Remagnetisierung von Gesteinen und die einzige Methode zu kontrollieren, ob es sich dabei tatsächlich um diese Effekte handelt, ist, daß man alle schrittweisen Abmagnetisierungspunkte der Aufschlüsse in ein winkeltreues Stereogramm einträgt und beobachtet, ob alle Aufschlüsse desselben Materials die gleiche Richtungstendenz während der Abmagnetisierung aufweisen. Dies konnte nicht festgestellt werden, so daß der Schluß nahe lag, diese bogenförmigen Strukturen mit tektonischen Ursachen in Zusammenhang zu bringen. Ein Vergleich mit B-Achsenmessungen

(H. Flügel 1954) zeigte eine sehr gute Übereinstimmung der B-Achsenrichtungen des Grazer Paläozoikums mit dem aus den paläomagnetischen Daten abgeleiteten Flächenpol.

Der aus allen Mittelwerten gerechnete Mittelwert für das Grazer Paläozoikum ergab eine Deklination von 55° und eine Inklination von 43° . Vergleicht man dieses Ergebnis mit devonischen Paläodaten für das stabile Europa, so ergäbe sich daraus eine Rotation von etwa 160° gegen den Uhrzeigersinn.

Ein weiterer Effekt, der sicherlich tektonische, aber bisher ungeklärte Ursache hat, ist der, daß die Mittelwerte der Aufschlüsse je weiter man nach Norden bzw. Nordwesten kommt, eine umso größere statistische Streuung aufweisen. Um nun den umgekehrten Weg zu gehen und diese Ergebnisse zu überprüfen, wurden 1976 weitere 30 Aufschlüsse im südlichen Grazer Paläozoikum (Plabutsch-Sausal) beprobt und die Untersuchungen im Labor sind zur Zeit im Gange. Erst nach Abschluß dieser Untersuchungen wird man an eine großflächige Deutung dieser Ergebnisse herangehen können.

In der Osterhorngruppe wurden die in den Vorjahren durchgeführten paläomagnetischen Daten heuer mit der Probenahme im südlichsten Teil der Osterhorngruppe abgeschlossen. Die Untersuchungen im Labor sind zum größten Teil bereits durchgeführt, die Interpretation wird jedoch noch etwa 1 bis 2 Monate in Anspruch nehmen. Danach sollte es möglich sein, die tektonischen Probleme bei der Interpretation der paläomagnetischen Daten zu klären.

Im Krappfeld wurden 36 Aufschlüsse zum Teil Paläozoikum, zum Teil Mesozoikum beprobt. Die paläozoischen Daten dienen vor allem einem Vergleich des Paläozoikums von Graz, Krappfeld und Nötsch. Die mesozoischen Proben sollen einen

Vergleich verschiedener Gesteine, die im Einzelnen auf Grund ihrer gesteinsmagnetischen Eigenschaften noch auszusortieren sein werden, nördlich und südlich der periadriatischen Naht dienen.

Im Bereich der periadriatischen Naht wurden 170 Aufschlüsse beprobt. Diese Probennahme wurde in Form eines breiten Profils, beginnend im Osten auf der Dolinzeralm bis im Westen am Naßfeld und nach Norden bis gegen den Millstättersee reichend, durchgeführt. Neben den normalen paläomagnetischen Untersuchungen sollen an diesen Materialien vor allem Anisotropiestudien durchgeführt werden. Die Laboruntersuchungen an diesen Anisotropieproben wurden bereits abgeschlossen und es läuft zur Zeit die Computeranalyse am Zentralcomputer der Universität in Leoben. Mit diesem Problem ist vor allem ein vom Forschungsförderungsfonds bezahlter Wissenschaftler (Dr. Jaswant Rathore) beschäftigt.

MILLER, Ch.

(Innsbruck)

Arbeitsbericht 1976 über die polyphase alpinmetamorphe Entwicklung der Eklogite im Penninikum des Tauernfensters, Österreich

Das Tauernfenster ist eines der Gebiete in den Ostalpen, in denen Gesteine des Penninikums neben altkristallinem Basement und dessen Schieferhüllen aufgeschlossen sind. Das Vorkommen von Eklogiten und Glaukophanschiefern in diesem Bereich ist auf eine schmale, ca. 35 km lange, EW-streichende und intensiv verformte Zone im S der Zentralgneiskerne und ihrer Hüllen beschränkt. Sie sind als Lagen und Linsen mit Gesteinen verknüpft, welche den tektonischen Einheiten der Seidlwinkldecke (Frank, 1969) und der Glocknerdecke (Frisch, 1976) angehören. Frank (1976) konnte in dieser Zone vereinzelt Relikte einer Gefügeprägung nachweisen, die älter als jene ist, welche mit der Kristallisation am thermischen Höhepunkt der Tauernmetamorphose im Tertiär interferierte und dabei auch die Hochdruckparagenesen in besonders intensiv beanspruchten Bereichen völlig zerstörte.

Die Eklogite lassen sich auf Grund von chemischen und Gefügemerkmalen als Metaophiolite deuten, welche einer Hochdruckmetamorphose unterworfen waren und anschließend zumindest teilweise weiter metamorph überprägt wurden.

Die große Anzahl der Phasen, der Zonarbau vieler Minerale, Verdrängungsgefüge und die kristallchemische Entwicklung der Mineralarten, die in zwei oder mehr Generationen auftreten, ermöglichen eine schematische Rekonstruktion des Metamorphoseverlaufes mit folgenden sechs Phasen:

- 1.) Die erste Phase läßt sich durch folgende Einschlüsse in den Granatkernen vieler Eklogite belegen: Ep + Fe-Barroisit + Chl + Pg ± Phengit + Qz ± Ab + Ilm ± Mt ± Pyrit.

- 2.) Das zweite Stadium ist am besten in den grobkörnigen, als Metagabbros gedeuteten Eklogiten dokumentiert, deren Omphacite I eine mittlere Zusammensetzung von $Jd_{34}Ac_{12}Ts_3$ haben. Der Rand der zonaren Ga enthält $P_{Y33}Gross_{20}Spess_{0.5}$. Weitere Phasen sind Ky, Tc, Qz, Rt, Pyrit.
- 3.) Eine spätere intensive Druckbewegung führte zur Bildung kataklastischer Eklogite mit Omphacit II ($Jd_{47}Ac_4Ts_{1.5}$), Granat (Rand: $P_{Y38}Gross_{18}Spess_{0.7}$), Ky, Tc, Qz, Rt, Pyrit.
- 4.) Feinkörniger Glaukophan oder Crossit verdrängt Omphacit II. Ky wird von Paragonit ersetzt und findet sich so als Einschluß in großen, zonaren Glc/Barr-Hornblendeblasten.
- 5.) Barroisitische und andere subcalzische Hornblenden werden zu Hauptgemengteilen. Ky fehlt, Ga, Rt und Omphacit sind instabil.
- 6.) Prasinitstadium
Eine Abschätzung der Bildungsbedingungen für das Stadium 3 ergibt durch Vergleich mit experimentellen Daten (bes. Kushiro, 1969; Raheim & Green, 1974) Temperaturen von 500 - 550°C bei einem Überlagerungsdruck von mindestens 10 kb ($P_{H_2O} < P_{total}$) und damit einen sehr niedrigen geothermischen Gradienten, wie er für Subduktionszonen charakteristisch ist. Diese Hochdruckphase ist nicht nur durch Eklogite, sondern auch durch die weite Verbreitung von Pseudomorphosen nach Lawsonit, Granat und Disthen in vielen Prasiniten, durch das Vorkommen von Omphacit (+ Qz) in Marmor und durch Lawsonitpseudomorphosen in Kalkglimmerschiefern (Höck, 1974) belegt. Ein deutliches Absinken des Druckes (dokumentiert durch die aus Omphacit entstandenen (Ab + Di)-Symplektite), verbunden mit einem Ansteigen von H_2O führte später - während der "Tauernmetamorphose" - zur Bildung der prasinitischen Paragenesen bei Temperaturen um 500° und Drucken von 4 - 5.4 kb (entsprechend der Überlagerung durch ostalpine Einheiten).

B.) METASEDIMENTE

Für die genaue lithostratigraphische Zuordnung der mesozoischen Metasedimente und für die Analyse ihrer metamorphen Entwicklung sind weitere Daten, vor allem struktureller Art, notwendig. Die eoalpine Hochdruckphase läßt sich bis jetzt besonders gut am folgenden Beispiel belegen.

Im Achselkar (Frosnitztal) tritt im Verband von Prasiniten, mit Pseudomorphosen nach Lawsonit, Kalkglimmer auf, der in seinen mehr pelitischen Lagen ebenfalls Pseudomorphosen nach Lawsonit führt (vgl. Höck, 1974). In diesem gibt es eine 1 - 2 m mächtige, sedimentär angelegte Lage von glimmerfreiem Calcitmarmor, dessen Bänderung im cm-Bereich durch omphacitreiche Lagen bedingt wird. Weitere Phasen neben Omphacit ($\text{Jd}_{34}\text{Ac}_8$) sind Quarz, etwas Epidot, Pyrit, Titanit und die Abbauprodukte der Omphacite. Diese sind nämlich häufig in einen aus Ab und Di-reichen Augit ($\text{Di} + \text{Hd} + \text{Ts} = 90 \text{ Mol } \%$) bestehendem Symplektit umgewandelt, der aber meist weiterreagiert hat unter Bildung einer Al- und Na-reichen pargasitischen Hornblende. Als Ausgangsmaterial könnte ein durch tuffogenes Material verunreinigter Calcipionellenkalk in Frage kommen.

PURTSCHELLER, F. & HOINKES, G. (Innsbruck)

Jahresbericht 1976 über petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Schneebergerzuges

Die Bearbeitung von Tremolit - Talk - Paragenesen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges wurde 1976 vorläufig mit einer Publikation abgeschlossen (G. Hoinkes und F. Purtscheller, 1976). Weitere detaillierte Untersuchungen zur Metamorphose im SW des Schneebergerzuges sind im Gange und die vorläufigen Ergebnisse, die am 1. 3. 1977 in Salzburg vorgetragen wurden (G. Hoinkes, 1977), werden hier kurz berichtet und demnächst ausführlich publiziert (G. Hoinkes, in Prep.).

Im äußersten SW des Schneebergerzuges treten innerhalb von Marmoren cm- bis dm-mächtige Granatglimmerschiefer und Hornblendeschiefer (bis Hornblendefelse) auf. Diese tonigen bis mergeligen Wechsellagen wurden an einem Detailprofil am W-Fuß des Schrottners im Pfossental mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde untersucht.

Als Beitrag zur Klärung der Genese des Schneebergerzuges wurde versucht mit Hilfe der petrographischen und geochemischen Daten im Wesentlichen zwei Fragen zu beantworten:

- 1) Wieviele Metamorphoseereignisse können nachgewiesen werden und
- 2) Welche Druck- und Temperaturbedingungen können für die einzelnen Metamorphosephasen angegeben werden.

ad 1) Die Granaten der untersuchten Proben können bereits mikroskopisch in zwei verschieden alte Generationen eingeteilt werden.

- a) die älteren Granaten bilden relativ große xenomorphe Körner, die stark tektonisch überprägt wurden, sodaß sie nun nach S gestreckt und zum Teil zerbrochen sind. Diese Granaten sind stark Almandin - betont mit variablem Gehalt an Grossularkomponente (76.2 Alm-14.9 Py-5.9 Gro 3.0 Sp bis 63.6 Alm-5.0 Py-23.9 Gro-7.5 Sp) Zonarbau ist nur schwach ausgeprägt (Tab. 1) und zeigt speziell für MnO die "normale" Glockenkurve (Hollister, 1966) mit einer Anreicherung in der Mitte und Verarmung an den Rändern.

b) Die jüngeren Granaten bilden entweder idiomorphe Anwachsäume um die alten xenomorphen Körner oder kommen in der Nähe der alten Granaten als relativ kleinere idiomorphe Körner vor. Der Chemismus dieser jüngeren Granatgeneration unterscheidet sich im Wesentlichen nicht von den älteren (Tab. 1), es besteht jedoch ein signifikanter Unterschied im MnO-Zonarbau. MnO ist in den Kernen der jüngeren Granaten verarmt und an den Rändern angereichert (Tab. 1).

Die beiden Granatgenerationen werden zwei verschiedenen Metamorphosephasen zugeordnet, die durch eine tektonische Überprägung getrennt sind.

ad 2) Die Druckbedingungen dieser Metamorphoseereignisse können auf Grund der Mineralparagenesen im untersuchten Detailprofil nicht angegeben werden. Hinweise für eine Druck-betonte Metamorphose fehlen. Aus diesem Grund werden im Folgenden die Temperaturbedingungen für einen Überlagerungsdruck von 4 kb angegeben, der auf Grund von geologischen Überlegungen realistisch erscheint.

a) Die Paragenese Paragonit + Quarz ist stabil und in Granatglimmerschiefern häufig zu beobachten. Die Temperatur der letzten Metamorphose wird daher mit maximal 580°C (4 kb) (Chatterjee, 1972) begrenzt.

b) Die Paragenese Margarit + Quarz ist in den untersuchten Proben ebenfalls stabil und schränkt daher die Maximaltemperatur weiter auf 510°C (4 kb) (Storre und Nitsch, 1974) ein.

Bisher wurden keine (reliktischen) Aluminiumsilikate gefunden, aus denen die Paragenesen a und b entstanden sein könnten (oder umgekehrt).

c) Die Paragenese Muskovit + Calcit + Quarz ist selten, aber in diesen Fällen stabil. Kalifeldspat wurde in den Calcit-führenden Gesteinen nie gefunden. Der Stabilitätsbereich dieser Paragenese reicht im höchsten Fal ($X_{\text{CO}_2} = 0.5$, reines System ohne Na_2O) bei 4 kb bis ca. 520°C (Hewitt, 1973).

d) In ankeritischen Marmorlagen, die mit den Hornblendegesteinen wechselagern, wurde in den äußersten Randzonen die aufsteigende Reaktion: ankeritischer Dolomit + Quarz = Fe-Talk (Minnesotait) + Calcit beobachtet.

Gleichgewichtskalkulationen mit den Analysendaten der hoexistierenden Phasen, die von Trommsdorff^{+) durchgeführt wurden, haben ergeben, daß}

+) Herrn Prof. Dr. V. Trommsdorff danken wir für seine Hilfsbereitschaft

durch die Beteiligung von FeO der Stabilitätsbereich von Dolomit + Quarz in den untersuchten Proben bei 500°C nur um ca.+8°C erhöht wird. Die Temperatur der letzten Metamorphose muß also unterhalb des Stabilitätsbereiches von Tremolit im System CaO - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ gewesen sein. Nach Skippen (1974) kann man bei einem Gesamtdruck von 3 kb Maximaltemperaturen von 490°C annehmen, die wahrscheinlich bei 4 kb auf knapp > 500°C erhöht werden.

Da die benachbarten Marmore Tremolit enthalten, die sich retrograd in Talk umwandeln (Hoinkes und Purtscheller, 1976) scheint auch dadurch die durch die Granaten dokumentierte Zweiphasigkeit der Metamorphose nachgewiesen.

Entwicklungsgeschichte

Der älteren Metamorphose kann außer den xenomorphen Granaten wahrscheinlich auch die Bildung der Tremolite in den Karbonaten zugeordnet werden, während bei einer jüngeren aufsteigenden Metamorphose neben Neubildungen von idiomorphen Granaten auch retrograde Bildungen von Talk aus Tremolit (Hoinkes und Purtscheller, 1976) sowie prograde Bildungen von Fe-Talk aus ankeritischem Dolomit vor sich gingen. Beide Metamorphosephasen können ungefähr gleiche T-Bedingungen (~500°C, 4 kb) gehabt haben, es ist aber wegen der jüngeren prograden und retrograden Talk-Bildung naheliegend, dem jüngeren Ereignis eine relativ niedrigere Temperatur zuzuordnen. Die jüngere Metamorphose muß sich während der frühalpiner Gebirgsbildung ereignet haben, weil Temperaturen von 300°C (Schließungstemperatur des Biotit) vor 80 - 75 Millionen Jahren (Satir, 1975) zum letzten Mal erreicht wurden. Danach folgt, daß die relativ ältere Metamorphose der variszischen Gebirgsbildung zugeordnet werden kann, die auch tektonisch die Gesteine des Schneebergerzuges deutlich überprägt hat (Schlingenbau). Entsprechende Untersuchungen zur Metamorphose sind auch im NW des Schneebergerzuges im Gange. Über diese Ergebnisse wird später berichtet werden.

Danksagungen:

Wir danken dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die Finanzierung der Mikrosonde (Projekt 1866).

Tab. 1: Mikrosondenanalysen von Granat

	koexistierende Granaten				koexistierende Granaten			
	alt		jung		alt		jung	
	Rand	Mitte	Rand	Mitte	Rand	Mitte	Rand	Mitte
SiO ₂	37.70	37.70	37.70	37.70	36.70	36.80	37.50	36.90
TiO ₂	0.05	0.14	0.06	0.13	0.05	0.09	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	22.10	21.50	22.20	21.60	21.20	21.00	21.30	21.10
Cr ₂ O ₃	-	0.03	0.01	0.02	-	0.02	-	0.01
FeO	30.70	29.20	29.90	30.30	32.80	31.70	34.60	35.00
MnO	0.39	3.20	0.51	0.26	0.83	1.05	0.97	0.31
MgO	3.00	1.22	3.10	1.65	3.50	2.96	3.70	2.61
CaO	7.00	8.40	7.80	9.20	4.40	5.60	3.00	4.80
Na ₂ O	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	-	0.04	0.02
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01
Total	100.97	101.45	100.93	100.91	99.50	99.26	101.17	100.80

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

- Chatterjee, N.D. (1972): The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrence. Contrib. Mineral. Petrol. 34, 288 - 303.
- Hewitt, D.A. (1973): The Metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut. Am. J. Sci., Cooper Vol. 273 A, 444 - 469.
- Hoinkes, G. (1977): Untersuchungen zur Mineralchemie und Metamorphose im SW-Ende des Schneebergerzuges, Ötztaler Alpen, Tirol. Abstract, in: Geodynamics and Geotraverses around the Alps (Organised by H. Bögel) 28.2 - 1.3.1977, Salzburg.
- Hoinkes, G. (in Prep.): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol).

- Hoinkes, G. & F. Purtscheller (1976): Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Öztaler Alpen, Tirol. N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1976, H.10, 467-476.
- Hollister, L.S. (1966): Garned Zoning: An Interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science 154, 1647-1651.
- Satir, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Memorie degli Istituti di Geologica e Mineralogica dell'Università di Padova. Vol. XXX, 1-84.
- Skippen, G.B. (1974): An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomite marble. Amer. J. Sci. 274, 487-507.
- Storre, B. & K.H. Nitsch (1974): Zur Stabilität von Margarit im System $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Contrib. Mineral. Petrol. 43, 1-24.

SCHARFE, G.

(Graz)

Palynologische Arbeiten im Altpaläozoikum von Mittelkärnten

In Fortführung der von H. PRIEWALDER begonnenen palynostratigraphischen Untersuchungen wurden im November 1976 sowohl die epizonale Phyllit-Gruppe (KLEINSCHMIDT 1970, NEUGEBAUER 1970) im Liegenden der Unteren Magdalensberg-Serie als auch die niedrig metamorphe (LINKE 1970) Untere und Obere Magdalensberg-Serie (GROSCHOPF 1970, RIEHL-HERWIRSCH 1970) bzw. deren Äquivalente beprobt.

Die Probenahme erstreckte sich auf den Raum von Griffen (BECK-MANNAGETTA 1963, KLEINSCHMIDT & WURM 1966), Völkermarkt - Bleiburg (BECK-MANNAGETTA 1954, THIEDIG 1966), Brückl (GROSCHOPF 1970, RIEHL-HERWIRSCH 1970), Klein St. Paul (STREHL 1962, THIEDIG 1962) und St. Veit (FRITSCH 1957).

Um bei der Aufbereitung des weitgehend unverwitterten Proben-gutes zusätzliche Beanspruchungen auszuschalten, wurde auf Zentrifugieren und Schwereretrennung verzichtet.

Die bisher - vornehmlich aus phyllitischen Tonschiefern und Graphitschiefern - gewonnenen 200 Dauerpräparate beinhalten neben Resten organischer Substanz recht häufig stark inkohlte, indeterminate Chitinozoen-Fragmente.

Ihr Erhaltungszustand ist bei allen Proben gleichermaßen schlecht.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

STEINHAUSER, P.

(Wien)

Das paläomagnetische Laboratorium der Universität Wien

In diesem Bericht soll dargelegt werden, wie das in den letzten Jahren neugeschaffene paläomagnetische Laboratorium instrumentell ausgestattet worden ist, um den speziellen Anforderungen von Untersuchungen an alpinen Gesteinen soweit als möglich gerecht zu werden. Hierbei stellen die alpinen Sedimente besondere Anforderungen, da sie häufig nur schwach magnetisiert sind und oft auch nur geringe mechanische Festigkeit besitzen, was bei der Probenentnahme zu Schwierigkeiten führen kann.

1) MAGNETOMETER

Wegen der technisch hervorgerufenen großen magnetischen Störungen im Raum Wien sind die klassischen astatischen Magnetometer zur Messung der remanenten Magnetisierung ungeeignet, weshalb als Standard-Meßgerät ein Rotationsmagnetometer erforderlich ist. Von der Industrie werden derzeit vier verschiedene Modelle erzeugt, von denen je zwei mit Fluxgate- bzw. mit Spulen Aufnehmern ausgestattet sind. Die Ergebnisse der Fluxgate-Aufnehmer können jedoch durch Inhomogenitäten der Gesteinsproben etwas verzerrt werden, da dadurch die Meßentfernung verändert wird. Von den beiden Geräten mit Spulen-Aufnehmern besitzt eines nur eine Aluminium-Wirbelstromabschirmung und reagiert sehr empfindlich auf elektrostatische Ladungen, während der Aufnehmer des anderen Magnetometers durch eine dreifache Permalloy-Panzerung vor magnetischen Störungen und dem Erdfeld geschützt wird. Da die nominelle Empfindlichkeit der vier Magnetometer etwa gleich ist und in allen Fällen bei einer Meßdauer von wenigen Minuten noch magnetische Momente erfaßt werden können, die 2 bis $5 \cdot 10^{-7}$ emu betragen /1/, wurde das letztgenannte UGF-JR 3 Rotationsmagnetometer gewählt, zumal dieses Gerät bei Vergleichstests mit anderen Instrumenten die beste Reproduzierbarkeit der Meßwerte erbrachte /2/.

Bereits die erste Untersuchung von Gesteinsproben aus den nördlichen Kalkalpen zeigte, daß die alpinen Sedimentproben sehr schwache NRM besitzen, wie aus der Häufigkeitsverteilung von Abb.1 zu ersehen ist, wobei etwa 10 % des Probenkollektivs infolge mangelnder Festigkeit oder zu geringer Magnetisierung nicht vermessen werden konnten. Gemäß Abb.1 (Feingliederung der Auszählung) liegt der Median der NRM bei rund $7 \cdot 10^{-7}$ emu. Da bei den Stabilitätstests für die NRM die Magnetisierung der Proben noch beträchtlich abnimmt, ist offensichtlich, daß die Untersuchungen die Leistungsfähigkeit des Rotationsmagnetometers voll ausschöpfen. Um brauchbare Ergebnisse zu erzielen, sind Mehrfachmessungen und anschließende Mittelbildung erforderlich, so daß die Meßzeit für eine einzelne Probe bis zu etwa 60 Minuten ansteigen kann. Da der Meßvorgang nach jedem Stabilitätstest zu wiederholen ist, führt dies zu einem außerordentlich langsamen Arbeitstempo. Deshalb wurde ein mit supraleitfähigen Quanteninterferenz-Aufnehmern (sogenanntes Squids's) arbeitendes Kryogenmagnetometer SRM 102 der Superconducting Technology, Kalifornien angeschafft. Dieses mit flüssigem Helium operierende Gerät gestattet ein um zwei Größenordnungen höheres Arbeitstempo, wobei zusätzlich auch das Auflösungsvermögen um etwa zwei Größenordnungen gegenüber dem Rotationsmagnetometer gesteigert wird. Das flüssige Helium bietet infolge der Supraleitung gleichzeitig eine magnetische Abschirmung deren Qualität die von Mumetallpanzerungen und Helmholtz-Spulen um schätzungsweise vier Größenordnungen übertrifft. Nach Installierung dieses Instruments sind Vergleichsmessungen an beiden Magnetometern im Labor durchgeführt worden. Abb.2 enthält Teilergebnisse dieses Tests, u.zw. ist die Differenz der mit beiden Instrumenten bestimmten Neigungswinkel des Magnetisierungsvektors der Probe als Funktion der Intensität aufgetragen. Bei den fünf stärker magnetisierten Gesteinsproben beträgt die durchschnittliche Abweichung $0,7^\circ$, bei den fünf schwächeren jedoch $2,4^\circ$. Obwohl selbst der letztgenannte Wert noch immer im Bereich der Orientierungsgenauigkeit der Proben liegt, kann das Anwachsen der durchschnittlichen Abweichung doch als Hinweis darauf gedeutet werden, daß das Rotationsmagnetometer sich in diesem

Intensitätsbereich bereits den Grenzen seines Auflösungsvermögens nähert. (Die durchschnittliche Meßzeit betrug etwa 12 Minuten für eine Probe; durch Mehrfachmessungen wären die Rotationsmagnetometerergebnisse sicher noch zu verbessern gewesen).

2) STABILITÄTSTESTS

Die beiden klassischen Verfahren für Stabilitätstests, bzw. zur Identifizierung sekundärer NRM-Komponenten sind die Abmagnetisierung im Wechselfeld, die die Koerzitivkraft prüft, und die auf die Remanenz zielende thermische Abmagnetisierung. Um in den Proben beim Experimentierablauf keine anhysteretische remanente Magnetisierung (ARM) durch das Erdfeld hervorzurufen, wurden wiederum Instrumente mit Mumetall-Abschirmungen gewählt, da diese Art der Abschirmung sowohl vor magnetischen Dauerfeldern als auch vor den fluktuierenden Störspitzen schützt, während Helmholtz-Spulensysteme hierzu ständiges Nachjustieren erfordern. Zwischen den Experimenten werden die Proben in Mumetall-Lagerkästen aufbewahrt. Die optimale Abstimmung der Mumetall-Abschirmungen wird mit Abmagnetisierspulen erreicht, wonach die maximale Feldstärke beispielsweise im thermischen Abmagnetisiergerät auf 1γ sinkt!

Bei Wechselfeld-Abmagnetisiergeräten werden oft Taumeleinrichtungen für die Proben verwendet, die zwar die ARM vermeiden, aber zu einer rotationsremanenten Magnetisierung (RRM) führen können /3,4/. Deshalb wurde eine Schonstedt GSD-1 Anlage installiert, bei der die Probe ruhig in der Abmagnetisierspule liegt. Ein weiterer Vorteil der Anlage liegt in der hohen Arbeitsfrequenz von 400 Hz, die einen praktisch stufenlosen Spannungsabfall gestatten. Die maximal erzielbare Spitzenfeldstärke von 1000 Oe hat sich bisher bei den Gesteinsproben als vollständig ausreichen erwiesen.

Zur thermischen Abmagnetisierung dient ein Schonstedt TSD-1

Abb. 1

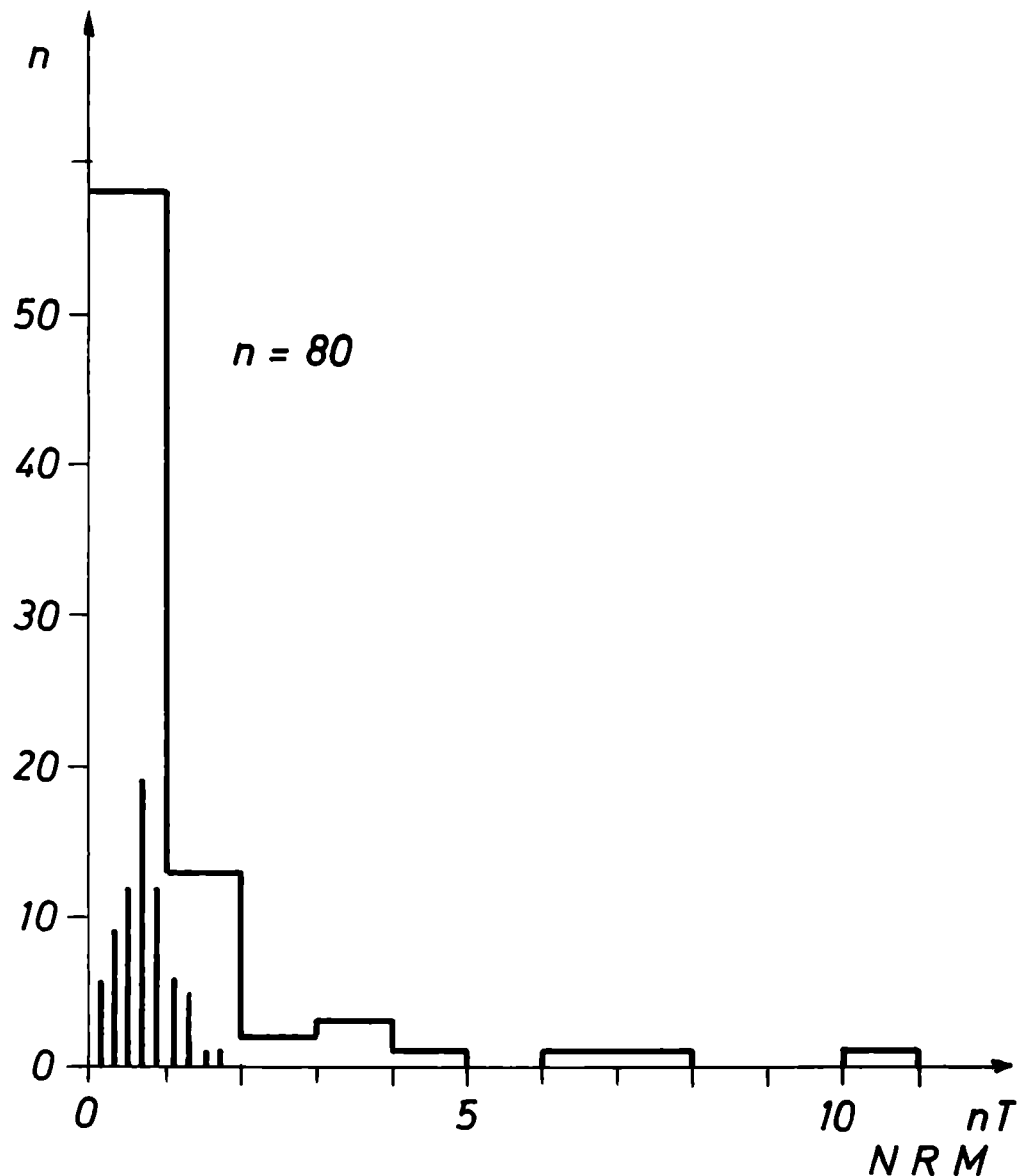
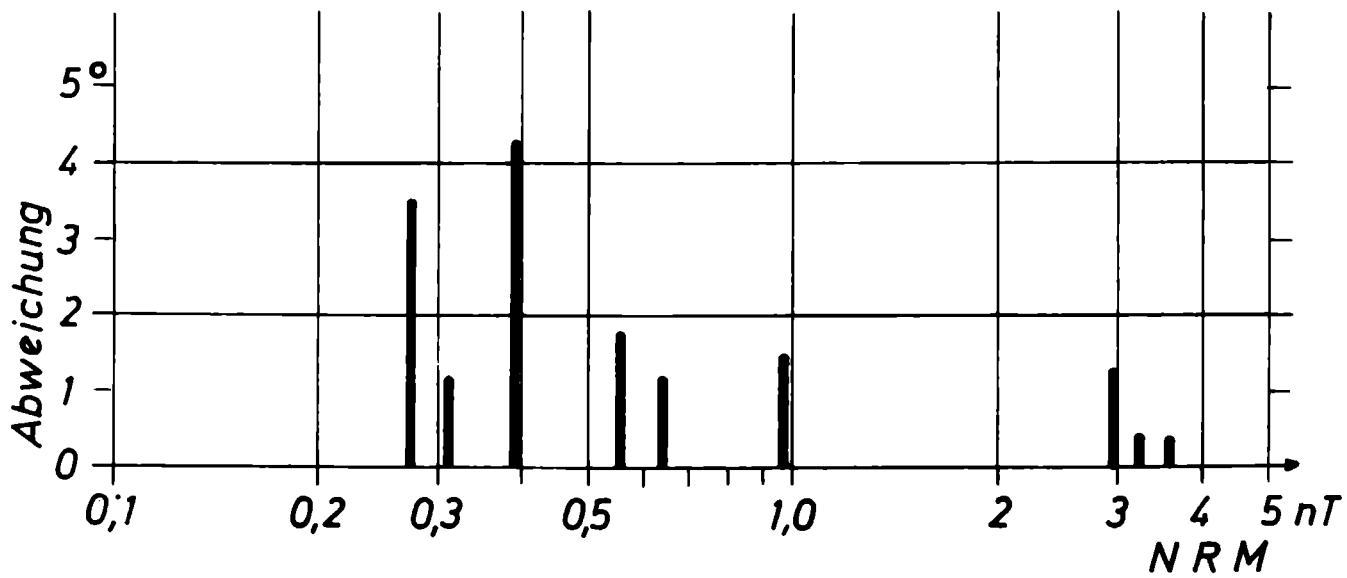


Abb. 2



Instrument, das Heizexperimente bis zu 800 °C hinauf gestattet. Bis zu 10 Proben können gleichzeitig thermisch behandelt werden, wobei einschließlich Abkühlung der Zeitbedarf eines Experiments je nach Temperatur höchstens 70 Minuten beträgt.

LITERATUR

- /1/ Collinson, D.W.: Instruments and Techniques in Paleomagnetism and Rock Magnetism. Rev. Geoph.Sp.Phys. 13, 659-686, 1975.
- /2/ Tarling, D.H.: persönliche Mitteilung, 1976.
- /3/ Wilson, R.L. & Lomax, R.: Magnetic remanence related to slow rotation of ferromagnetic material in alternating magnetic fields. Geophys. J. 30, 295-304, 1972.
- /4/ Zijderveld, J.D.A.: Paleomagnetism of the Esterel Rocks. Universität Utrecht, 1975.

TOLLMANN, A., BAUMGARTNER, W., LEIN, R. & HÄUSLER, H. (Wien)
Bericht über die Tätigkeit im Jahre 1976 im Rahmen des Pro-
jektes 2778, N 25

A. TOLLMANN

Die Untersuchungen im Rahmen der Strukturforchung der Zentralalpen wurden im Rahmen der penninischen Fenster der Tauern und des tiefostalpinen Wechselfensters fortgesetzt. Im Tauernfensterrahmen war besonders die Frage nach der Stellung der Klammkalkzone, der tektonischen Struktur und Position der Radstädter Quarzphyllitdecke und die Existenz von Fenstern im Abschnitt Flachautal, Zauchtal und Taurachtal durch verschiedene neuere Arbeiten, besonders durch R. ROSSNER, in Frage gestellt worden, wodurch Neubegehungen dieser Gebiete erforderlich wurden. Im Wechselfenster ist die Frage nach dem diskordanten Abschneiden des Inhaltes des Wechselfensters gegen den Rahmen im NE hin durch Untersuchung dieser Randzone klargestellt.

Die Begehungen im Gebiet des Lackenkogelfensters und der Fenster an der Taurach im Tauern-NE-Rahmen erbrachten trotz der Komplikation der Strukturen Hinweise für die Fensternatur dieser Strukturen. Sie legen vor allem in den wiederholt am Nordrand der Fenster anzutreffenden nordvergenten Faltenformen in der Quarzphyllitdecke, die auf eine nordvergente Überschiebung auch des Nordrahmens des Fensters hinweisen im Gegensatz zur Darstellung von R. ROSSNER 1976, der von dort Südvergenz meldete. Die Geländebefunde wurden Herrn Rossner persönlich mitgeteilt.

Ferner wurde der Kontakt der Quarzphyllitdecke gegen die Nachbareinheiten am Südrand und am NE-Rand (Schladminger Kristallin) begangen und hier die Auffassung von ROSSNER widerlegt, daß diese Decke nicht die höchste, sondern eine tiefe Radstädter Decke aus der Nachbarschaft der Lantschfelddecke sei. Auch die im Gelände geprüfte Faziesbeziehung zum Nordrand der Pleislingdecke widerlegt diese von ROSSNER publizierte Auffassung und ergibt klar die Einreihung der Quarzphyllitdecke als oberstes

unterostalpinen Element, nur sekundär lokal eingewickelt. In der mündlichen Aussprache nach dieser Untersuchung mit R. ROSSNER hat dieser seine Auffassung in diesem Punkt bereits zurückgenommen.

Aus den Mitteln des Tiefbauprogrammes wurden ferner Vergrößerungen von einer größeren Anzahl von Satellitenbildern aus den Ostalpen angefertigt. Die Auswertung dieser Bilder ergab wesentliche neue Gesichtspunkte über die tiefgreifende brucktektonische Zerlegung der Ostalpen, eine für den Tiefbau wesentliche Frage. Besonders eindrucksvoll ist die Durchpausung von außeralpinen Strukturen der Böhmisches Masse bis unter den Südrand der Kalkalpen und der Grauwackenzone. In einer im Jänner 1977 im N.Jb.Abh. (153) erschienenen Arbeit über die "Brucktektonik Österreichs im Satellitenbild" wurde hierüber näher berichtet (Tiefbau-Publ. Nr.32).

W. BAUMGARTNER

Über die von W. Baumgartner in den Vorjahren durchgeführten Strukturuntersuchungen in den Kalkvoralpen und im Unterostalpin der Radstädter Tauern, die Beiträge zum Baustil der erwähnten Gebiete, aber auch zum Faltenmechanismus mit Herausdrehen von Längsfaltenachsen in die Querfaltenrichtung bringen, sind nun zwei Publikationen (Tiefbau-Publ.Nr. 29 und 31) erschienen (s.u.).

R. LEIN: Die Tressensteinscholle - Ostende der Mandling-Decke?

Die Verfolgung von Elementen des Hallstätter Südkanales im Ostabschnitt der Kalkhochalpen mit dem Ziel, die von uns 1976 (Sbr. Österr.Akad.Wiss., 184, Abb.6) vorgestellte paläogeographische Skizze der Hallstätter Faziesräume nach Osten hin zu komplettieren, konnte im Sommer 1976 weitgehend abgeschlossen

werden. Die noch ausstehende Bearbeitung der "Hallstätter" Intraplattformbecken (Grundlseer Becken, Mürztaler- und Aflenzer Trog) hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung und paläogeographischen Zuordnung wurde in Angriff genommen. Eine Klärung dieser Fragen ist von vorrangiger Bedeutung, da bezüglich der gegenseitigen Korrelierung der "Hallstätter" Intraplattformbecken beiderseits des Admonter Schuppenlandes noch immer divergente Vorstellungen existieren. So wird beispielsweise die Mürzalpendecke entweder als teilweise Fortsetzung des in Zlambachfazies entwickelten "Hallstätter" Nordkanales aufgefaßt (A. TOLLMANN 1976), oder als Fortsetzung der Mandling-Decke gedeutet (R. LEIN 1976). Einen Beitrag zur Erhellung dieser Frage lieferte die Neuaufnahme des Tressenstein-Profiles (NW Irdning, am SE-Fuß des Grimming).

Die Gipfelkalke des Tressenstein, von G. GEYER (1916) noch als einfacher, vom Hauptkörper des Grimming abgesplitteter Teil, bestehend aus Dachsteinriffkalk, aufgefaßt, wurden von H. HÄUSLER (1943, Mitt. Reichsanst. Bodenforsch.) zu Hallstätter Kalken umgedeutet und (im Sinne L. KOBERs) als ausgedünnter Span einer die Dachstein-Decke des Grimmingmassivs voll unterlagernden Hallstätter Decke betrachtet. Zuletzt wurde die Tressenstein-Scholle mangels neuerer Aufnahmen von A. TOLLMANN (1976, Taf.4) als Äquivalent der dem Hallstätter Südkanal entstammenden Sandling-Decke interpretiert.

Neuaufnahmen konnten jedoch zeigen, daß es sich bei den den Gipfelzug des Tressensteines aufbauenden und von H. HÄUSLER für Hallstätter Kalke gehaltenen Gesteinen tatsächlich um unter- bis mittelnorische Dachsteinriffkalke handelt, welche der Dachstein-Decke zugehören. Dagegen wurden im Liegenden dieser Riffkalke, getrennt durch einen Span von Haselgebirge, norische Pedataschichten nachgewiesen, welche bei H. HÄUSLER als "untere Dolomite" (mitteltriadischen Alters) ausgeschieden waren. Diese Pedataschichten sind unserer Meinung nach der Mandling-Decke zuzuzählen und stellen deren östlichstes Vorkommen dar. Die heuer anlaufende Bearbeitung der Hüpflinger

Deckscholle wird zu klären haben, ob diese hinsichtlich Schichtfolge und tektonischer Stellung mit der Tressenstein-Scholle gleichzusetzen ist.

H. HÄUSLER: Untersuchungen zur Tektonik der Lammermasse (Hallstätterzone, Szbg.)

Die im Jahre 1975 begonnenen Geländeaufnahmen zwischen Golling und Abtenauer Becken wurden fortgesetzt, wobei eine Erweiterung auf den für die Lösung der Problemstellung erfolgversprechenden Südrahmen des Osterhorntirolikums notwendig geworden ist.

Die bisherige intensive Probenaufbereitung (ca. 200 Lösproben in verdünnter Essigsäure) brachte ein für die Triasfazies der Lammermasse zwar charakteristisches aber sehr mikro-fossilarmes Bild.

Wesentlich war eine biostratigraphische Untergliederung der norischen Hallstätterkalkscholle Holzwehralm-Lammeröfen, da auf Grund der daraus erkennbaren Lagerungsverhältnisse die Deutung der tektonischen Schlüsselstelle gegen das Schwarzenberg-Dachsteinkalkmassiv eher möglich wird.

Dagegen ergab die lithostratigraphische Bearbeitung des Lammer-eckzuges SW Scheffau eine Neugliederung der Juraserien des Tennengebirgstirolikums.

Im NW-Abschnitt der Lammermasse : NW-Rand Gollinger Schwarzenberg/Südrand Osterhorntirolikum dürfte ein primärer paläogeographischer Zusammenhang bestehen, zwischen dem Haselgebirge der Basis des Gollinger Schwarzen Berges (Kertererbach), das in Verbindung mit dem Unterscheffauer Gips-Haselgebirgs-vorkommen gedacht wird, mit der gipsführenden Haselgebirgsdeckscholle von Grubach-Grabenwald. Einander entsprechende Diabasvorkommen im Haselgebirge lassen eine relativ lokale Deckschollenbildung von der Basis des Nordrandes des Schwarzenbergmassives vermuten.

Wesentlich für die Frage der tektonischen Einwurzelung der Lammermasse ist die Kenntnis des Verformungsstiles dieses faziell gegenüber dem Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum verschieden ausgebildeten Zwischenbereiches. Dafür ergaben sich

neue Anhaltspunkte, indem in der westlichen Fortsetzung der Hochsattelantiklinale nach der Holzwehralmulde eine SW gerichtete Stirneinrollung der Hochsattelantiklinale als Gegenstück zur NNE-vergenten tirolischen Tennengebirgsstirneinrollung entdeckt wurde.

Die Rekonstruktion der westlichen Fortsetzung dieser Strukturen als eine ehemalige Antiklinale mit ebenfalls NW-SE-gerichteter Achse erscheint auf Grund von Resten einer U-M-O-Triasserie möglich, die teilweise in verkehrter Schichtfolge dem Jura des Tonnengebirgstirolikum als Deckschollen auflagert, teilweise nachträglich von diesem lokal überfahren wurde.

Die Analyse einer Vielzahl von kleintektonischen Strukturen läßt eine Rekonstruktion des wahrscheinlichen Ablaufes der verschiedenphasigen tektonischen Beanspruchung der Lammermasse erwarten.

Wesentlich erscheint dabei nicht das Ergebnis einer statistischen Verteilung bei der Auswertung des umfangreichen Strukturmaterials sondern die individuelle Analyse jeder einzelnen Struktur unter Berücksichtigung ihrer Dimension sowie der Bezug zu Strukturen gleicher, nächsthöherer und nächstkleinerer Größenordnung (cm-dm-m-km-Bereich). Dadurch wird auch die räumlich örtliche und ihre zeitliche Beziehung besser berücksichtigt, was der Kompliziertheit vielfach entgegengesetzter Deformationsphasen eher gerecht wird.

Der Verformungsstil dieses Bereiches der Hallstätterzone scheint dabei wesentlich durch die halokinetische Wirkung von heute noch in Resten vorhandenen Gips-Anhydrit und Haselgebirgsvorkommen (Abtenauer Becken, U-Scheffau/Basis Gollinger Schwarzenberg, Vorkommen östlich Golling) geprägt worden zu sein.

Dabei wird besonders an lokale diapirförmige Aufpressungen infolge einer tektonischen Einspannung der Lammermasse zwischen Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum gedacht.

WEBER, F., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G. (Leoben)

Jahresbericht 1976 über geophysikalische Messungen im Ostteil der Niederen Tauern und im Fohnsdorfer Tertiärbecken

Die Untersuchungen im Fohnsdorfer Tertiärbecken sind hinsichtlich der Feldmessungen vorläufig abgeschlossen. Die angewandte aufwendige Methodik, nämlich ein integriertes geophysikalisches Meßprogramm, bestehend aus Magnetik, Gravimetrie, Refraktions- und Reflexionsseismik, hat sich als unbedingt notwendig erwiesen, um in der Klärung der seit langem diskutierten geologischen Fragen (Südrandstörung, Pölslinie, Lavantstörung) Fortschritte zu erzielen.

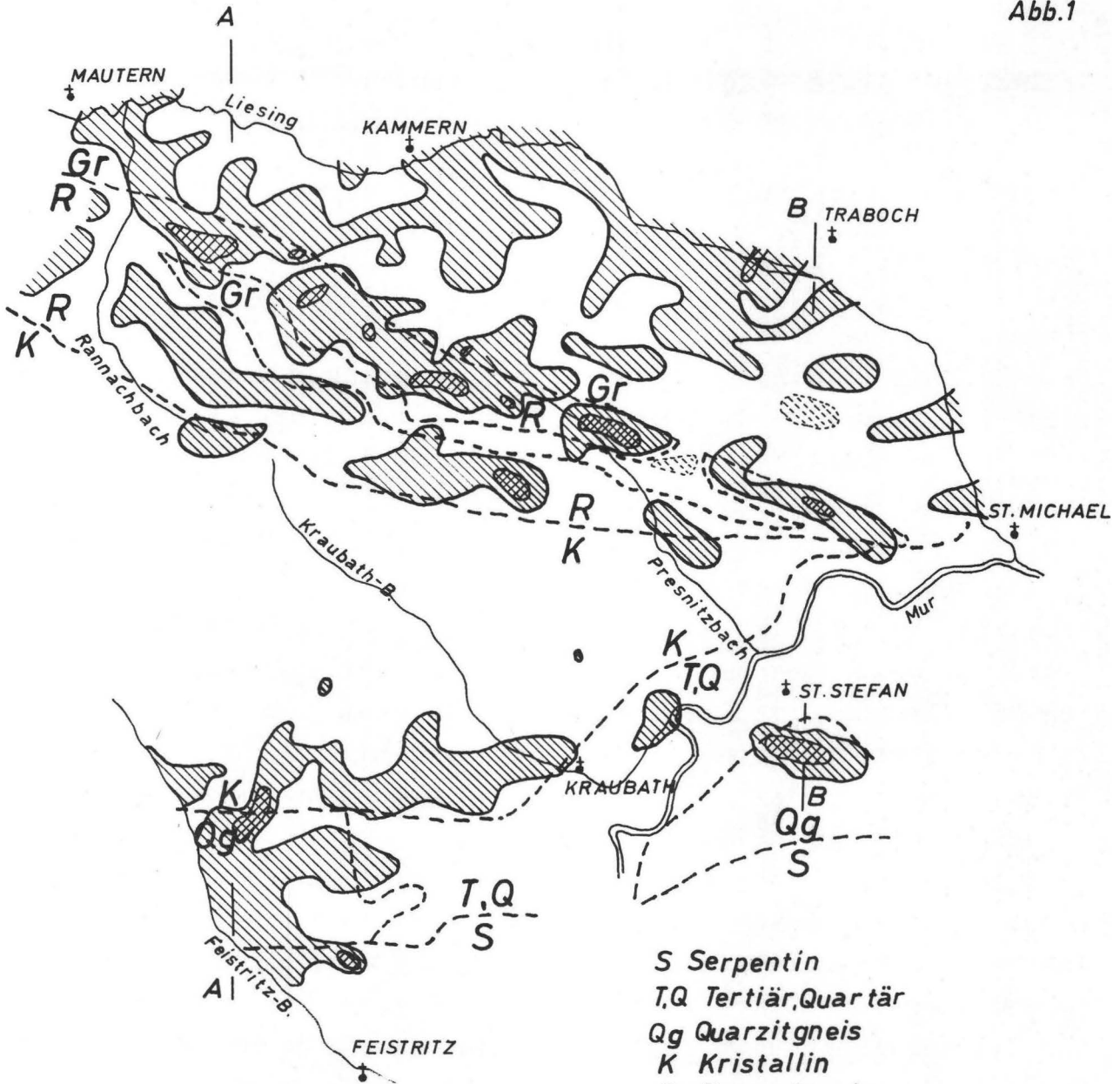
In konsequenter Weiterverfolgung der bei den einzelnen Meßkampagnen gefundenen Anomalien hat sich aus der ursprünglich geplanten magnetischen N-S Traverse ein ausgedehntes Meßgebiet entwickelt, das von den Seetaler Alpen im S bis ins Liesingtal im N und von den Seckauer Alpen bis in den Raum von St. Michael reicht. Eine weitere Fortsetzung wird nun nach N gegen die Eisenerzer Alpen zu erwogen. Der Schwerpunkt des Meßprogrammes wird in der nächsten Zeit auf gravimetrischen Untersuchungen liegen. Seismische Messungen, deren Durchführbarkeit und Auflösungsvermögen nunmehr in den Grundzügen beurteilt werden können, werden allein wegen der hohen Kosten nur in eng umgrenzten Gebieten möglich sein.

1. F. WEBER und Ch. SCHMID: Magnetik


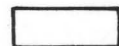


Die Fortsetzung der magnetischen Messungen erfolgte unter zwei Gesichtspunkten:

- a) Verdichtung des Meßnetzes im Bereich Seckauer Kristallin-Flatschacher Zug und Erweiterung nach W bis zum N-S verlaufenden Abschnitt des Ingeringtals.
(E. Ströbl, R. Samhaber)
- b) Vermessung des südlich vom Liesingtal zwischen Mautern und St. Michael gelegenen Abschnittes (Breite 6 - 9 km) zur Gewinnung eines Überblickes über die Einsatzmöglichkeiten der

Abb.1



- S Serpentin
- T,Q Tertiär, Quaritär
- Qg Quarzitgneis
- K Kristallin
- R Rannachserie
- Gr Grauwackenzone

-  > -500 γ
-  -500 bis 0 γ
-  0 bis +500 γ
-  > +500 γ

 Geologische Grenze
nach J. STINY und
F. CZERMAK (1930)

MAGNETIK SECKAUER-
TAUERN OSTTEIL

Feb.1977 C. Schmid

Magnetik in der Grauwackenzone und Anschluß an das Meßnetz
Seckauer Alpen - Knittelfelder Becken.

(G. Wenninger, F. Pristouschek)

(s. Abb. 1) .

Vom Rannachgraben ziehen nach K. Metz (1938) zwei bis 1 km breite Züge von Rannachquarzit und Konglomerat nach SE unter allmählicher Verschmälerung bis in den Raum von Kaisersberg. Diese Einheit wird einerseits durch den Gneiszug der Kraubatheck-Gruppe (J. Stiny, F. Czermak), andererseits in der östlichen Fortsetzung durch graphitführende Karbonschiefer getrennt. In der Magnetik zeichnen sich nun im Bereich der Rannachquarzite langgestreckte W-NW streichende, stark positive Anomalien ab, die oft bis in Einzelheiten mit den geologischen Strukturmerkmalen übereinstimmen. Bemerkenswert ist der Umstand, daß es sich um keine geschlossen positiven Anomalien handelt, sondern daß die positiven Teilanomalien durch markante negative Minima unterbrochen sind. Es scheint sich hier nicht um eine Suszeptibilitätsänderung - verursacht durch eine linsenförmige Verteilung des Magnetits - zu handeln, vielmehr dürften sich darin tektonische Störungen und Querdeformationen ausdrücken. Die qualitative Auswertung dieser magnetischen Anomalien läßt bereits ein generell steil nach N gerichtetes Einfallen der zugrundeliegenden Störkörper erkennen. Im Farlgraben scheint eine N-S streichende Störung zu verlaufen, die sich jedoch nicht über den nördlichen Quarzitzug hinaus fortsetzt, sondern über den Pirker Kogel hinweg scharf nach ENE umbiegt. Bei der noch nicht abgeschlossenen quantitativen Auswertung hat sich das Modell der dicken Platte als das den wahren Verhältnissen am besten angepaßte Modell erwiesen. Alle Störkörper reichen bis knapp unter die Oberfläche bzw. stehen direkt an. Eine Schwierigkeit besteht darin, daß die Magnetitverteilung und damit die Suszeptibilität anscheinend nicht konstant sind. Die längste Anomalie des nördlichen Zuges erstreckt sich auf ca. 6,5 km Länge vom Pirker Kogel nach ESE bis in das Quellgebiet des Pressnitzbaches, wobei Störwerte in den Teil-

anomalien von +500 bis über +800 γ auftreten. Einzelne dieser Teilanomalien zeigen einen ENE-NE gerichteten Trend bzw. Ausbuchtungen, was ein Hinweis dafür sein könnte, daß Rannachquarzite in der Tiefe zungenförmig in die Serie der Karbonschiefer hineinragen oder mit diesen verschuppt sind.

Eine weitere Querstruktur könnte im Oberlauf des Martlgrabens (ca. 4 km SW Traboch) verlaufen, wo 2 positive Anomalien durch eine Minimumzone (bis über -400 γ) unter abruptem Umbiegen und Scharung der Isanomalien gekreuzt werden.

Im Bereich des südlichen Quarzitzuges endet die Zone der magnetischen Anomalien anscheinend bereits ca. 1 km E vom Kraubath-eck, was noch durch gesteinsphysikalische Untersuchungen getestet werden muß. Eine kleinere, ovale Anomalie mit einem Störwert von über 100 γ in der südöstlichen Fortsetzung liegt nach der Geologie anscheinend zum Großteil im Bereich des Seckauer Kristallins. Das ist insofern überraschend, als in dieser Einheit bisher nur schwach positive Anomalien festgestellt wurden. Eine vorläufig noch ungelöste Problematik existiert am Ostende der Rannachserie, wo die trennenden Karbonschiefer nahezu auskeilen und der südliche Zug nach ENE umbiegt. Die langgestreckte, markante magnetische Anomalie (Amplitude +400 γ) streicht dagegen umgebrochen in ESE-Richtung weiter, den südlichen Quarzitzug und das Seckauer Kristallin schräg schneidend.

Positive Anomalien mit Störwerten bis +400 γ treten auch in der Grauwackenzone auf, wo sie vermutlich auf die Grünschiefer beschränkt sind. Diese Anomalien folgen nur teilweise dem generellen WNW Streichen der Grauwackenzone. Östlich von Kammern erstreckt sich mit NNW-Trend eine positive Anomalie vom Liesingberg anscheinend über das Tal hinweg weiter nach N. Auch SW Traboch verläuft eine ca. 1 km breite Anomalie in NNE-Richtung. Ihre westliche Begrenzung deckt sich mit einer von K. Metz (1938) bei Timmersdorf angenommenen NNE streichenden Störung.

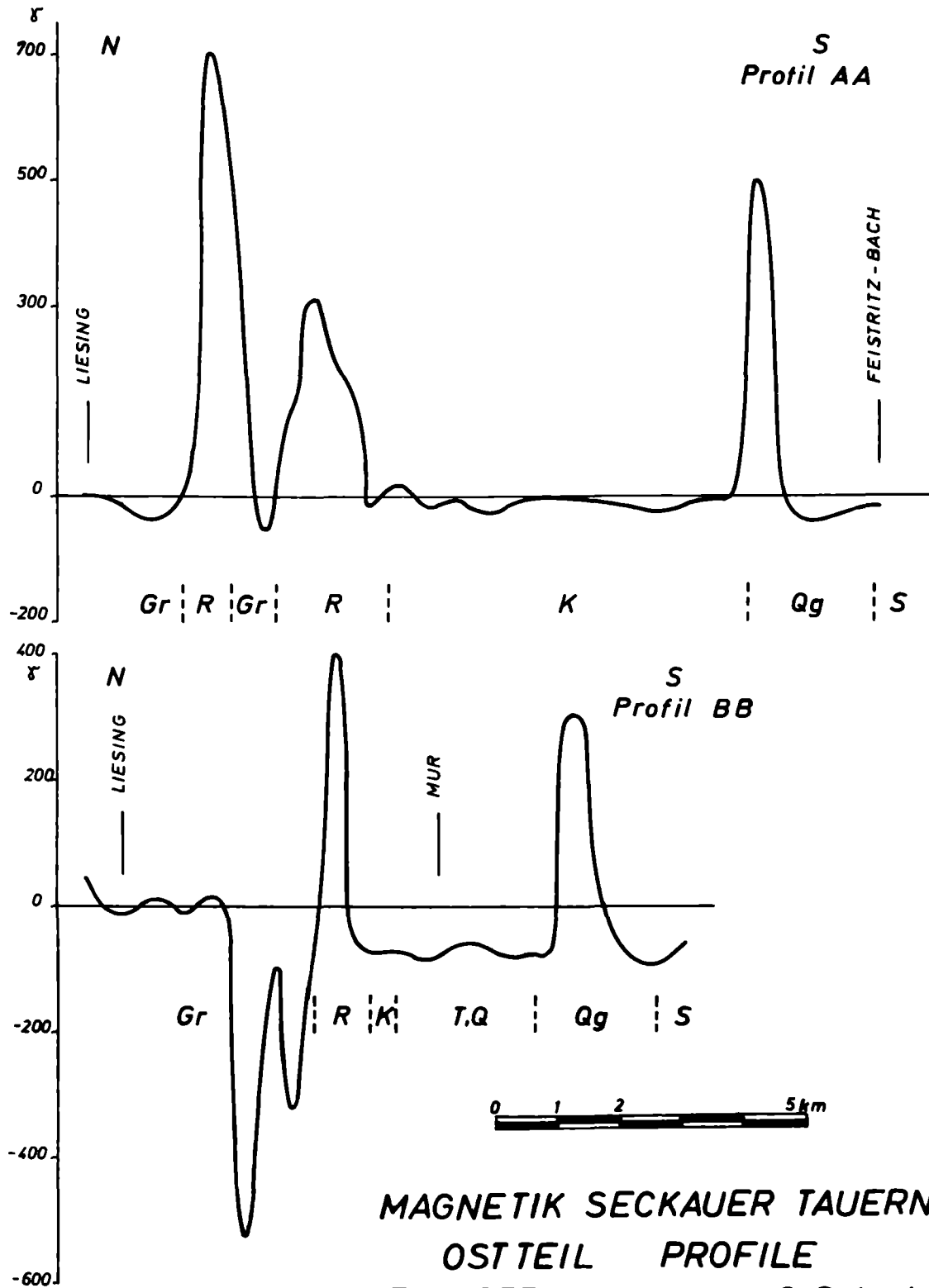
Der weitere Gang der Untersuchungen wird sich neben einer Ver-

dichtung des Meßnetzes vor allem auf eine Verbesserung der Grundlagen der quantitativen Interpretation konzentrieren. Labor- und in situ-Messungen sollen Aufschluß über die Magnetitverteilung geben und die Aufstellung von den geologischen Verhältnissen zu besser angepaßten Modellen ermöglichen. Filterverfahren dürften vor allem die geologisch interessanten tief- liegenden Störkörper besser erkennen lassen (siehe Abb. 2).

Das südlich der Rannachserie beginnende Kristallin der Seckauer Tauern zeigt auf den ersten Blick ein magnetisch ruhiges Bild. Beginnend im Raum von St. Michael zieht sich die Masse der Gneise in NW Richtung quer durch das gesamte Meßgebiet. Obwohl es sich bei dieser geologischen Einheit um zahlreiche Typen granitischer- bis tonalitischer Gesteine und um eine Vielzahl von Gneistypen handelt, war es praktisch nicht möglich, an Hand der magnetischen Daten Unterscheidungskriterien zu erhalten. Dies wird jedoch sofort verständlich, wenn man die Ergebnisse der im Labor durchgeführten Suszeptibilitätsbestimmungen betrachtet. Der mittlere Suszeptibilitätswert für etwa 40 Gesteinsproben aus diesem Gebiet liegt bei $23 \cdot 10^{-6}$ cgs. Die Standardabweichung ist mit $\pm 9 \cdot 10^{-6}$ cgs bei weitem zu niedrig, um etwaige Suszeptibilitätsunterschiede der einzelnen Gesteinstypen auch magnetisch meßbar zu machen.

Beim Betrachten der Isanomalienkarte fällt auf, daß die Werte der magnetischen Vertikalintensität im südlichen Teil des Seckauer Kristallins schwach negativ sind, etwa -10 bis -15γ , wobei es aber auch kleinere, schwach positive Bereiche gibt. So erstreckt sich eine Zone kleiner positiver Anomalien vom Ingeringsee aus über den Papstriegel, den Aiblkogel bis in das Gebiet von Fressenberg, westlich des Feistritzgrabens. Östlich des Feistritzbaches, im Gebiet von "Greith", beginnt eine langgestreckte, mehr oder minder west-ost streichende Anomalie mit anfänglichen Maximalwerten von $+900 \gamma$. Diese Anomalie erstreckt sich mit wechselnder Intensität bis nördlich von Kraubath. Nach einer Unterbrechung im Murtal endet

Abb.2



MAGNETIK SECKAUER TAUERN
OSTTEIL PROFILE
Feb. 1977 C. Schmid

sie dann nach einem nochmaligen Anstieg auf +900 γ südlich von St. Stefan.

Während die kleinen positiven Anomalien zwischen Ingering und Feistritzbach ziemlich sicher schwachen Änderungen der Suszeptibilität innerhalb des Kristallins zuzuordnen sind, dürften jene östlich des Feistritzgrabens eine völlig andere Entstehungsursache haben, da sich Intensitäten bis fast 1000 γ nicht mehr mit den geringen Suszeptibilitätsunterschieden, wie sie an den verschiedenen Gneisen etc. gemessen wurden, erklären lassen. Ob es sich bei den diese Anomalien verursachenden Gesteinen um in das Kristallin eingeschuppte Serpentinzüge handelt, werden noch weitere Untersuchungen zu klären haben.

Im nördlichen Teil des Seckauer Kristallins, etwa ab der Linie "Kuhbeutel - Maria Schnee - Kraubatheck", treten erhöhte negative Werte auf. Diese variieren zwischen -20 bis -40 γ . Die Isolinien streichen mehr oder weniger NW-SE, manchmal hat man jedoch den Eindruck, sie verhalten sich ähnlich den Höhengichtlinien (topographischer Effekt?). Mitunter ist eine deutliche Parallelität zur Topographie vorhanden. Die Höhenkorrektur (Reduktion auf ein Bezugsniveau) bewirkt generell eine Abnahme der negativen Störwerte und eine bessere Anpassung an den Isanomalienverlauf im Nachbarabschnitt.

2. G. WALACH: Gravimetrische Messungen im Fohnsdorfer Tertiärbecken.

Die gravimetrischen Arbeiten im Gebiet des Fohnsdorfer Tertiärbeckens wurden im Berichtszeitraum wie vorgesehen weitergeführt. Die Geländearbeiten umfaßten dabei eine Beprobung von 22 Aufschlüssen in der Grube Fohnsdorf zur Ermittlung repräsentativer Dichtewerte für die Hangendmergel und den Basissandstein und die Vermessung von 72 Neupunkten (Ergänzungen am Beckensüd- und Westrand, Erweiterung des Meßnetzes nach E bis in den Raum Knittelfeld).

Im Labor wurde an 110 Proben die Rohdichte nach einer Auftriebsmethode bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abb.3 graphisch dargestellt. Für die Hangendmergel zeigen die Dichtewerte eine unimodale Häufigkeitsverteilung, bei einem Mittelwert von $2,480 \pm 0,078 \text{ g.cm}^{-3}$. Der Basissandstein hingegen läßt eine bimodale Häufigkeitsverteilung, bei Mittelwerten von $2,458 \pm 0,067$ und $2,633 \pm 0,035 \text{ g.cm}^{-3}$ für die beiden Teilkollektive erkennen. Als gewichtetes Mittel ergibt sich daraus für den Basissandstein ein Rohdichtewert von $2,535 \text{ g.cm}^{-3}$. Porositätsmessungen zeigten ganz deutlich, daß die Unterschiede in den Rohdichtewerten nicht auf Änderungen im Mineralbestand, sondern auf verschiedene Porositäten (7 - 13 % bzw. 1,5 - 5 %) zurückzuführen sind. Die Matrixdichten lassen keine signifikanten Dichteunterschiede erkennen.

Die Auswertung der älteren gravimetrischen Meßdaten (1975) wurde nach Erweiterung der Geländereduktion um den Zylinder ring 10-20 km abgeschlossen. Gegenüber dem im Bericht 1975 beschriebenen Gesamtbild der Isanomalen der Bouguerschwere ergaben sich daher keine wesentlichen neuen Aspekte. Für die Meßserie 1976 werden derzeit die Geländereduktionen gerechnet. Die Deutung einiger bereits vollständig durchgerechneter Neupunkte zeigt, daß der Süd- und Westrand des Beckens nun wesentlich weitreichender und präziser als in Abb.4, nach den älteren Daten dargestellt, erfaßt wird. Auch die nach geologischen und magnetischen Daten postulierte Schwelle des Untergrundes SW Knittelfeld scheint als relatives Maximum von 3-4 mgal hervortreten. Es zeigt sich aber auch, daß im Bereich der Lobminger Überschiebung zur Beseitigung von Mehrdeutigkeiten 1977 einige Neupunkte vermessen werden müssen. Das Meßprogramm soll 1977 mit der Vermessung von etwa 80 - 100 Neupunkten im Ostteil des Beckens zu einem vorläufigen Abschluß gebracht werden.

GRAVIMETRIE FOHNSDORFER BECKEN

HÄUFIGKEITSVERTEILUNG DER ROHDICHTEWERTE ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)

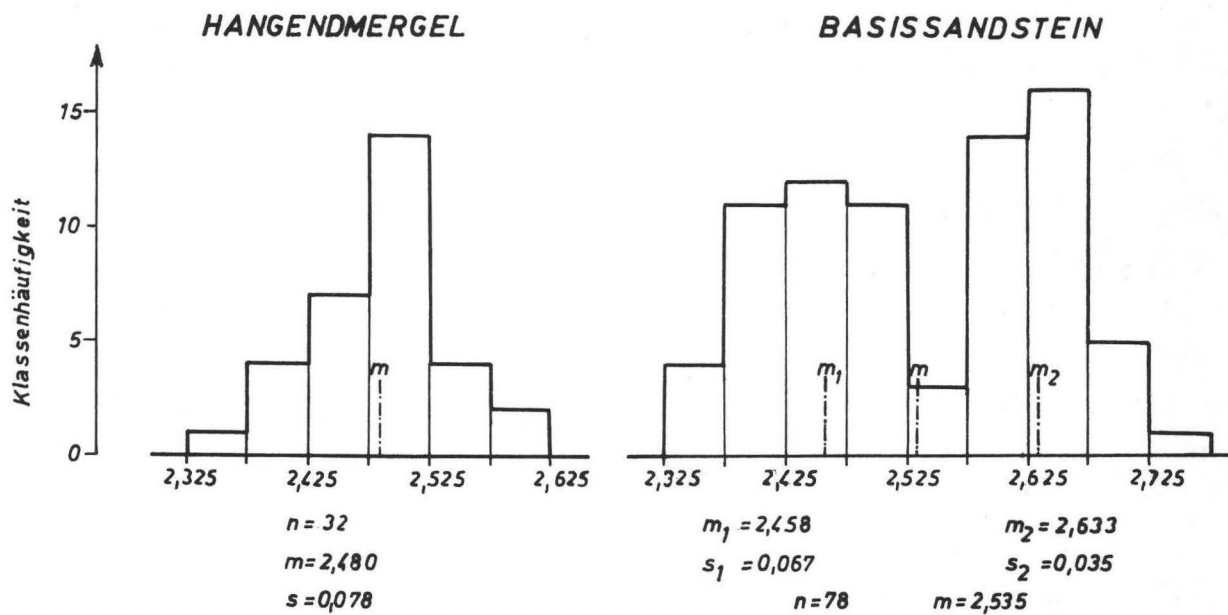


Abb.3

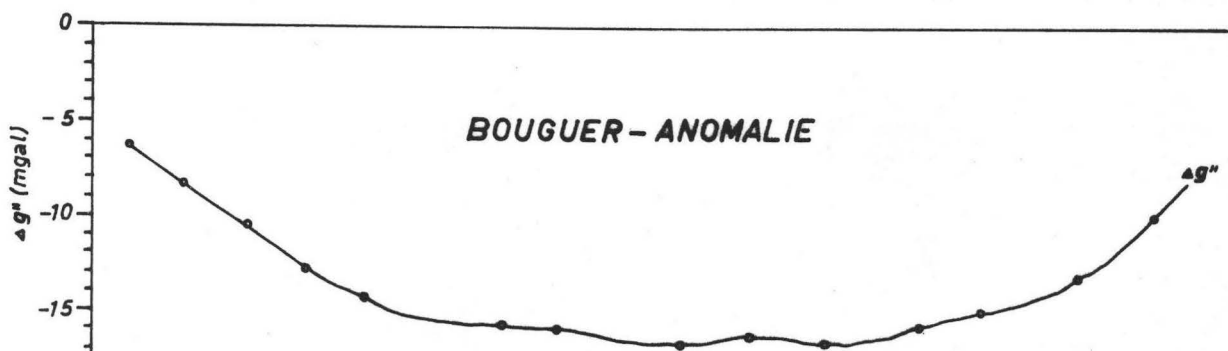
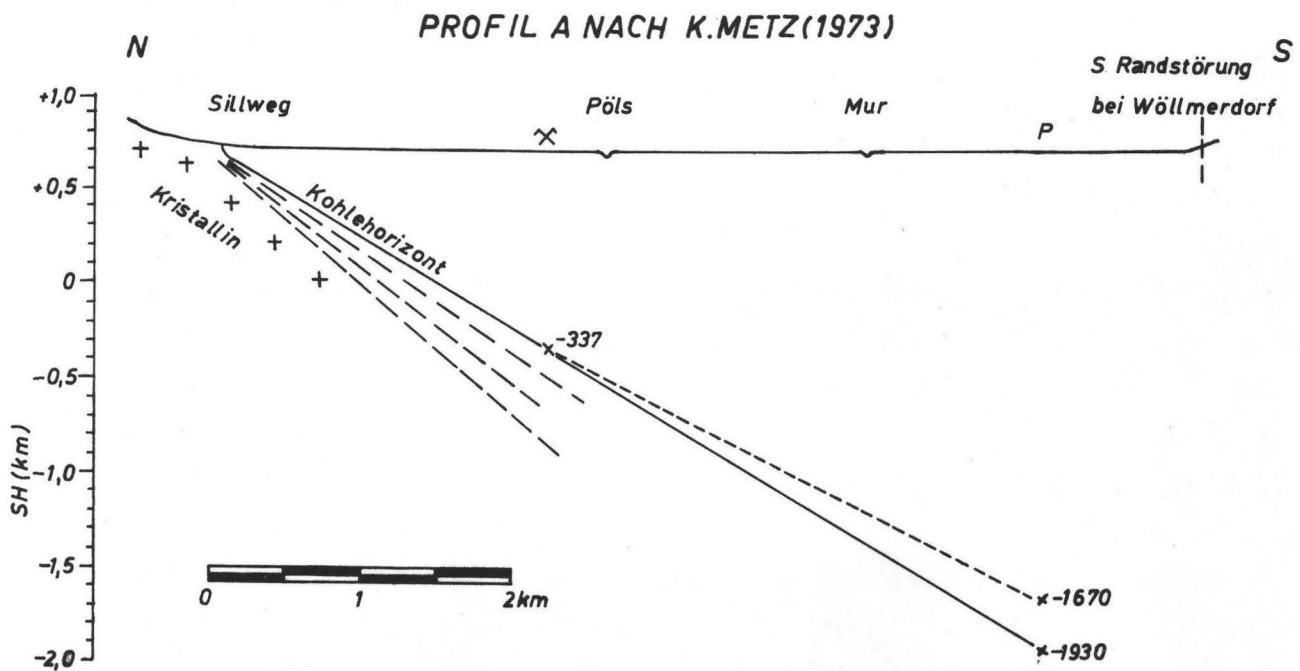


Abb.4

3. R. SCHMÖLLER: Reflexions- und Refraktionsseismik im
Fohnsdorfer Becken.

Die im Spätherbst 1975 begonnenen reflexionsseismischen Messungen im Fohnsdorfer Becken mit einer 24-kanäligen Verstärkerapparatur GSC 111 wurden im Frühjahr 1976 fortgesetzt. Es erfolgte dabei die Fertigstellung des N-S Profils im Murboden von der Farracher Schlinge bis Maria Buch.

Wegen der zum Teil über 40 m mächtigen Schotter der Würmterrasse in diesem Gebiet mußte aus Kostengründen darauf verzichtet werden, die Schüsse im Tertiär abzutun, wie es ein optimales Meßverfahren zur Erzielung einer günstigen Energieausbreitung in den Untergrund erfordern würde. Die Schüsse erfolgten daher in Tiefen von nur 3,50 bis 5 m, wodurch es zu stark störenden Oberflächenwellen kam, die leider nur ungenügend durch meßtechnische Maßnahmen wie Geophonanordnung und Filtertechnik unterdrückt werden konnten.

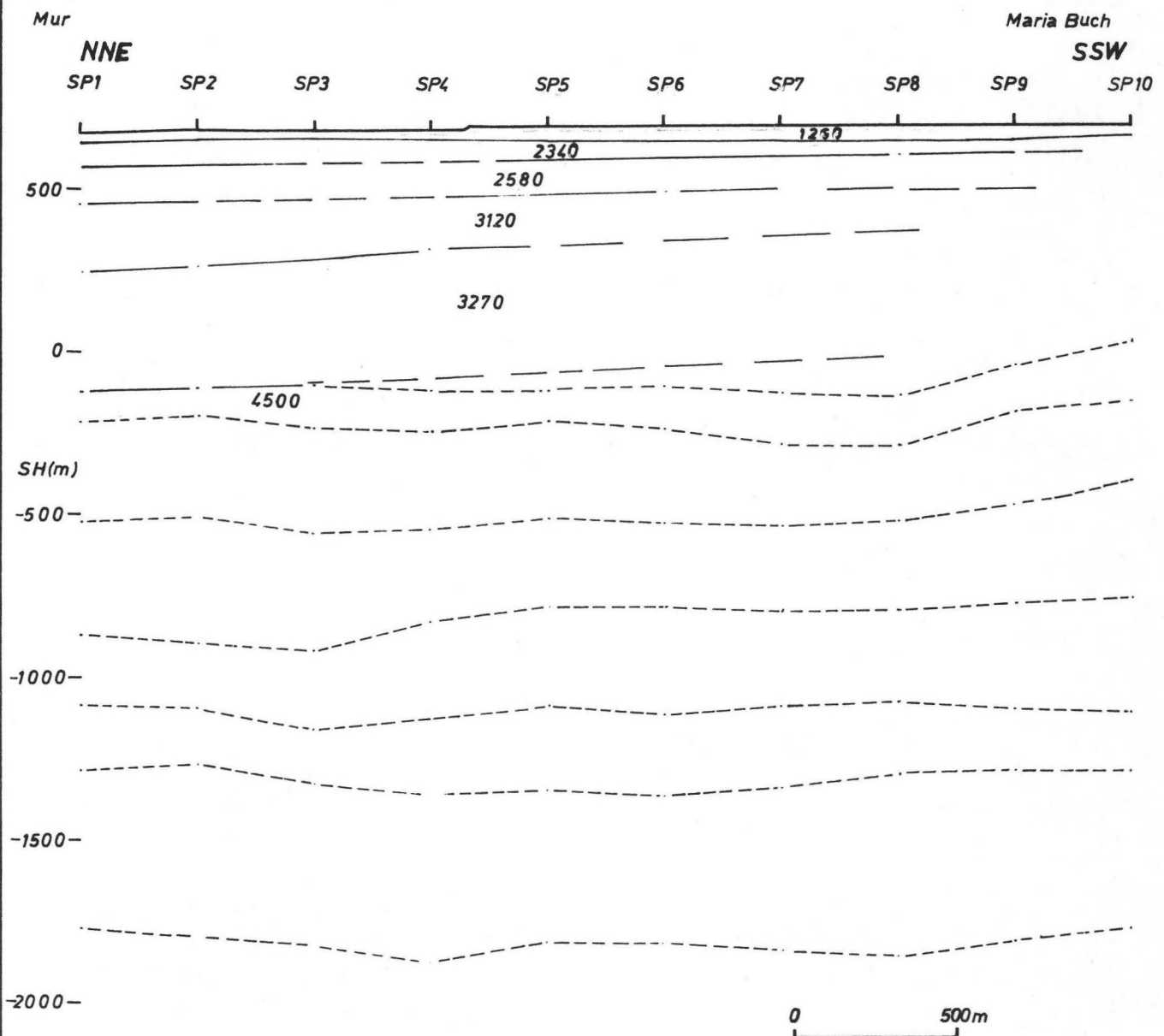
Gut auswertbare Reflexionshorizonte treten bis zu einer Laufzeit von etwa 1,2 sec auf. Ihre Korrelierbarkeit ist mitunter schwierig, doch wurde versucht, einzelne hervortretende Reflexionshorizonte zumindest als Phantomhorizont über das ganze Profil weiterzuverfolgen.

Um Hinweise über die seismischen Geschwindigkeiten zumindest des obersten Teiles der Beckenfüllung zu bekommen, wurden einige ergänzende refraktionsseismische Messungen durchgeführt. Im folgenden sind für die so ermittelten Horizonte die Tiefen und die charakteristischen Geschwindigkeiten angeführt.

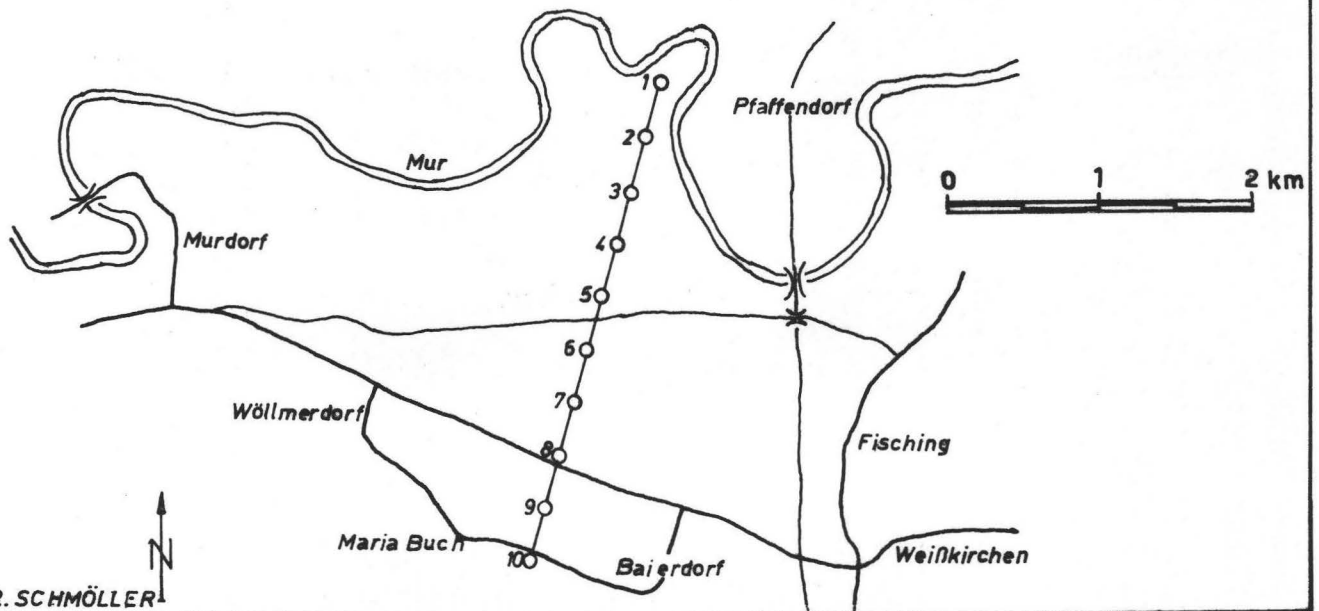
<u>Horizont</u>	<u>Tiefe (m)</u>	<u>Geschw. (m/sec)</u>
1 (Verwitterungsschicht)	0	350
2 (trockener Terrassenschotter)	4	1260
3 (Tertiär)	55	2340
4 -"-	85	2580
5 -"-	200	3120
6 -"-	375	3270
7 -"-	735	4500

REFRAKTIONS-REFLEXIONSSEISMISCHES PROFIL - MURBODEN

Abb.5



LAGE DES SEISMISCHEN PROFILS



Als Nebenresultat soll festgehalten werden, daß der grundwasserführende Teil der Terrassenschotter als sogenannte "überschossene Schicht" nicht direkt durch Ersteinsätze im Laufzeitbild erkennbar ist.

Hervorzuheben ist, daß bereits in geringen Tiefen außerordentlich hohe seismische Geschwindigkeiten auftreten, selbst wenn man für die Vertikalgeschwindigkeit einen um etwa 10 % geringeren Wert annimmt, mit Bedachtnahme auf eine etwaige Geschwindigkeitsanisotropie parallel und vertikal zur Schichtung. Dazu sei bemerkt, daß auch Gesteinsproben aus der Grube Fohnsdorf bei Labormessungen mit Ultraschall meist Geschwindigkeiten über 3000 m/sec aufweisen.

Für den 4500 m/sec - Laufzeitast ist derzeit noch kein Gegen schuß vorhanden. Da der Schuß zum Registrierort im S hin erfolgte, könnten diese 4500 m/sec auch als Scheingeschwindigkeit einer, gegen den Südrand des Beckens zu ansteigenden Schicht gedeutet werden, wie in Abb.5 angedeutet ist.

Aus den so gewonnenen Geschwindigkeitswerten für die ersten 700 m wurde ein mit der Tiefe linear zunehmender Geschwindigkeitsverlauf $v = v_0 + az$ abgeleitet ($v_0 = 2340$ m/sec, $a = 2,1$ sec⁻¹) mit der Oberkante des Tertiärs als Ausgangspunkt. Die zugehörige Tiefenabhängigkeit der Reflexionslaufzeiten wurden extrapolatorisch im weiteren dazu benützt, um auch für größere Tiefen den einzelnen Reflexionen Tiefenwerte zuzuordnen. In Abb.5 sind die durch Refraktionsseismik erschlossenen Horizonte im obersten Teil des Profils mit durchgezogenen oder langstrichlierten Linien, die Reflexionshorizonte mit kurzstrichlierten Linien dargestellt.

Überraschend ist das leichte Nordfallen der seichten und die ziemlich flache Lagerung der tieferen Horizonte. Ein stärkeres Ansteigen im südlichsten Abschnitt kündigt offenbar bereits die große Südrandstörung an. Der unterste Reflexionshorizont könnte aus dem Bereich des Basissandsteines herrühren und wäre im untersuchten Gebiet demnach einer Tiefe von etwa 2400 m zuzuordnen. Für das Vorhandensein von tektonischen Störungen ergeben sich zwar gewichtige Hinweise, eine eindeutige Festlegung kann aus den derzeitigen Unterlagen nicht getroffen werden.

III

ARIC
GUTDEUTSCH
RIEHL-HERWIRSCH
SCHEIDEGGER
SCHMID H.
SEIBERL
STEINHAUSER

ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., SEIBERL, W. und STEINHAUSER, P. (Wien)
Jahresbericht 1976 über geophysikalische Untersuchungen zur
Frage der N/S Alpengrenze.

P. STEINHAUSER: Gravimetrische Untersuchungen

1976 wurde die gravimetrische Regionalvermessung der westlichen Karawanken abgeschlossen, zu der bereits 1973 und 1974 kleine Detailprofile am Plöschenberg und im Drautal vermessen wurden. Wie aus der Abbildung 1 zu ersehen ist, erstreckt sich das Meßgebiet von Klagenfurt im Osten bis nach Villach im Westen und umfaßt neben dem Westteil der Karawanken auch das gesamte Vorland einschließlich Drautal und Sattnitz. Insgesamt wurden auf dieser Fläche von rund 600 km² 147 Gravimeterpunkte vermessen. Höhenmäßig wurden die Meßpunkte soweit als möglich an geodätische Fixpunkte angeschlossen, wodurch die Höhengenaugigkeit im Zentimeterbereich gesichert werden konnte. Bei den restlichen Meßpunkten erfolgte der Höhenanschluß entweder an Höhenkoten der Kartenblätter, und wo selbst dies nicht möglich war, wurde auf das Verfahren der barometrischen Höhenbestimmung zurückgegriffen.

Nach Abschluß der Feldmessungen wurde das Gravimeter auf dem Teilabschnitt Kufstein-Innsbruck-Brenner der Europäischen Gravimetereichstrecke kalibriert, wobei die Auswertung unter Mitverwendung der seit 1973 vorliegenden Daten eine Nichtlinearität des Eichfaktors von durchschnittlich 0,11 Promille ergab.

Abb. 1

GRAVIMETRIE DER WESTLICHEN KARAWANKEN

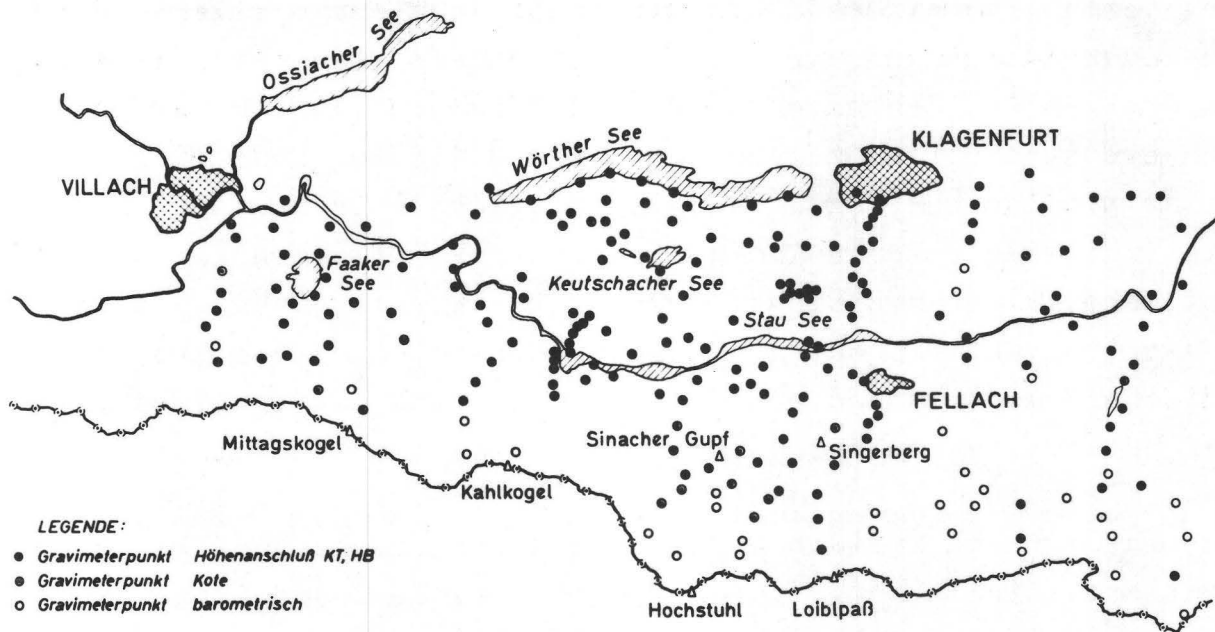
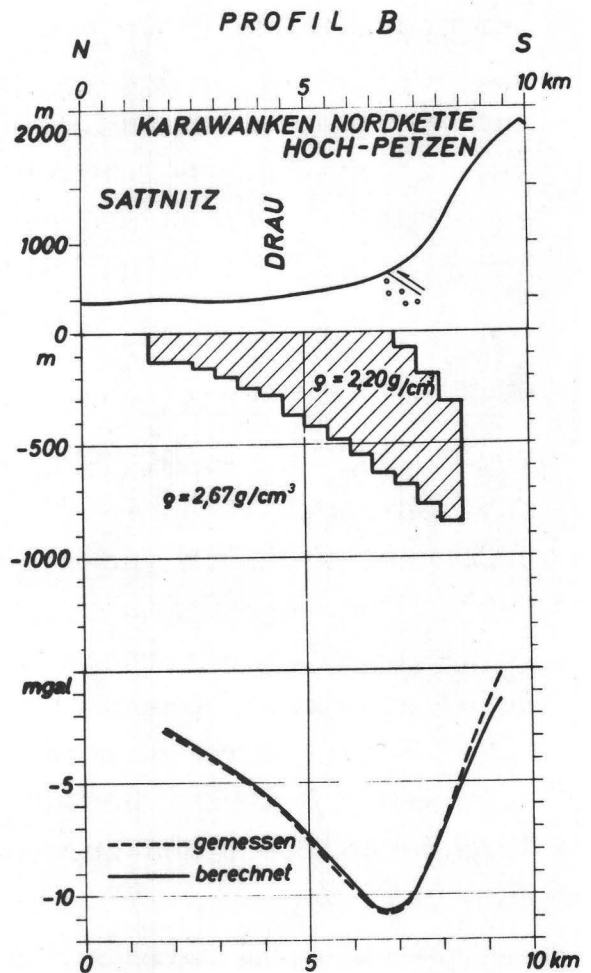
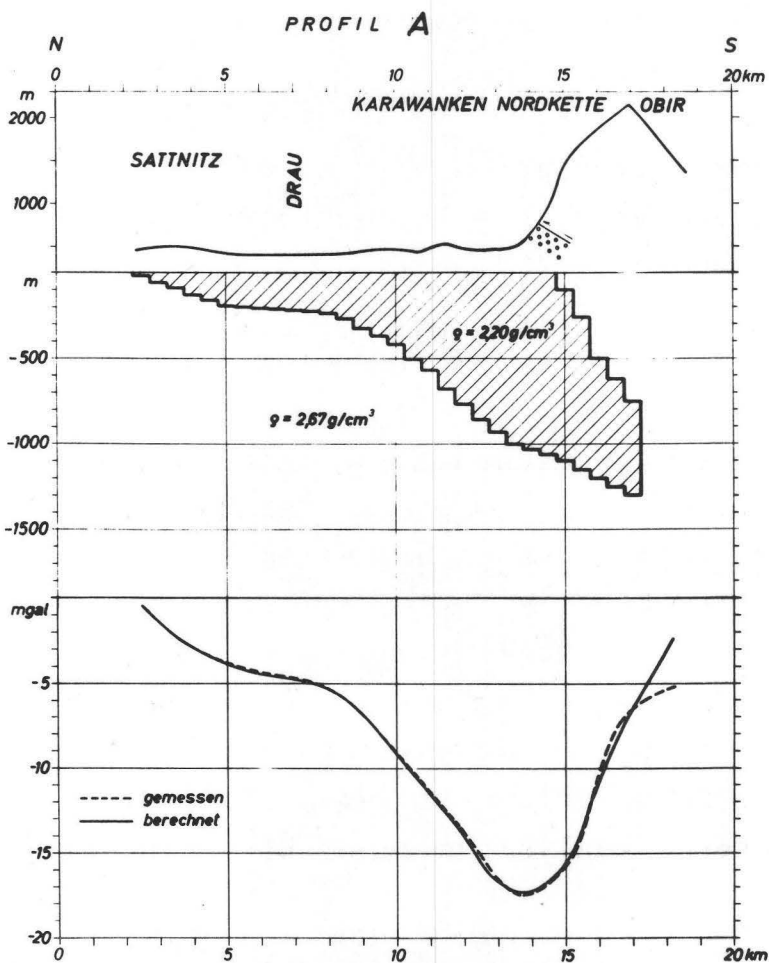


Abb. 2



Derzeit wird an der sehr zeitraubenden Reduktion der Schweredaten gearbeitet, wobei besonders die Bestimmung der mittleren Höhen im Reduktionsgebiet viel Aufwand erfordert. Die verschiedenen, in den letzten Jahren entwickelten Programme zur Auswertung der Schweredaten wurden zusammengefaßt und die zugrunde liegenden prinzipiellen Überlegungen veröffentlicht (Steinhauser, 1977). Die regionale Bouguer-Anomalienkarte der östlichen Karawanken (siehe 3. Tiefbau-Bericht, 1976) wird derzeit einer qualitativen Auswertung unterzogen. Als erster Schritt wurde der gravimetrische Regionaltrend aus dem Datenmaterial entfernt, worauf der Schweretrog an der Nordflanke der Karawanken-Nordkette sehr gleichförmig und noch deutlicher hervortritt. Dieses Minimum wurde durch zweidimensionale gravimetrische Modelle interpretiert, die in Abb. 2 wiedergegeben sind. Danach kann das Schwereminimum durch die geringe Dichte der Sattnitz-Konglomerate erklärt werden, die auf dem Kristallin aufliegen und im Süden durch die Karawanken-Nordkette teilweise überschoben wurden. Die verhältnismäßig mächtigen Konglomerate enden nach diesem Modell etwa im Bereich des Kammes der Nordkette.

Für diese Modellrechnung wurde ein Iterationsverfahren entwickelt, das durch schrittweise Verbesserung der Modelldaten eine optimale Anpassung des Modells an die beobachteten Schwerewerte erlaubt (Aric und Steinhauser, 1977).

W. SEIBERL: Magnetische Messungen

Vom 23. 8. bis 4. 9. 1976 wurden die magnetischen Messungen des Karawankenprojektes in Richtung Westen erweitert. Das Meßgebiet erstreckt sich nun von der Topitza im Osten bis Villach im Westen, von der Sattnitz und der Drau im Norden bis zur österreichischen Staatsgrenze im Süden (Abb. 3). Wegen der großen topographischen Höhenunterschiede wurde an allen Meßpunkten die Höhe mittels Barometer bestimmt und das Datenmaterial auf einheitlich 500 m über der Adria reduziert. Alle Daten sind auf 1975,0 reduziert und zur weiteren Analyse an einer Rechenanlage

Abb.3

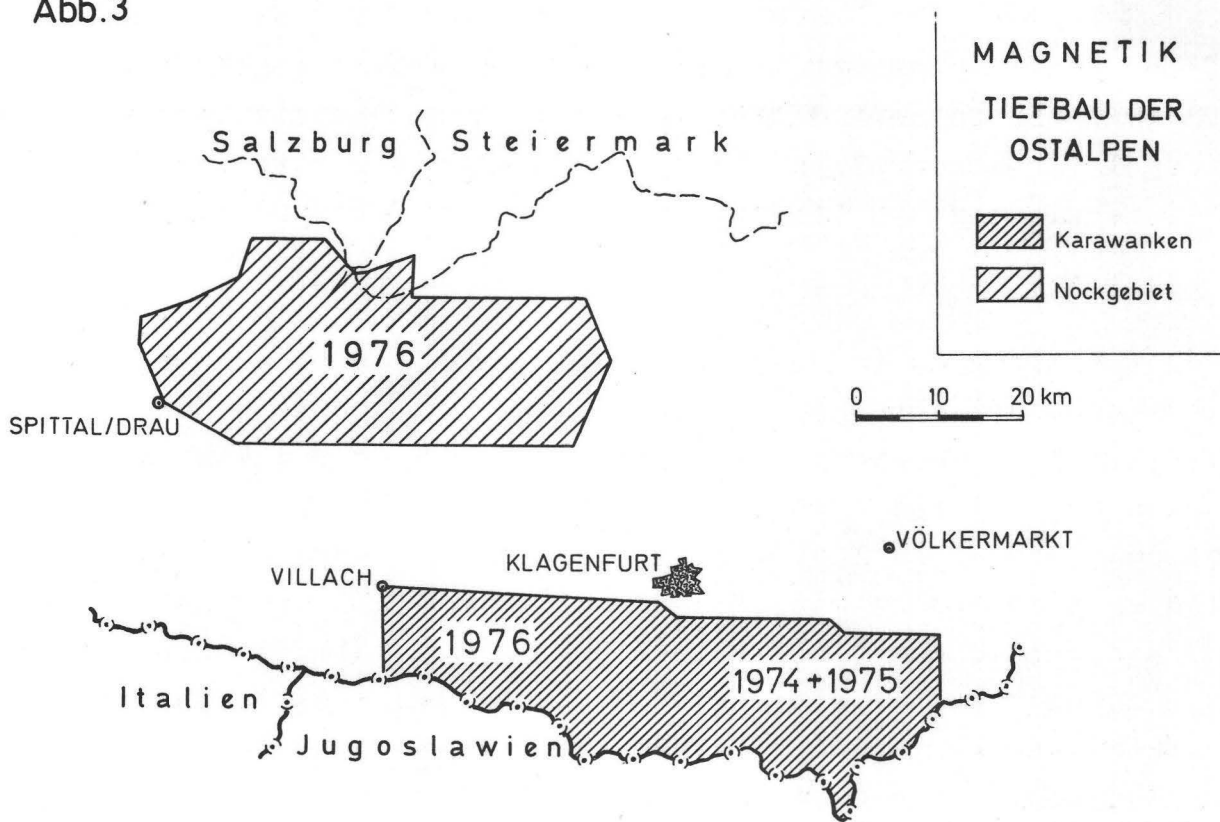


Abb.4

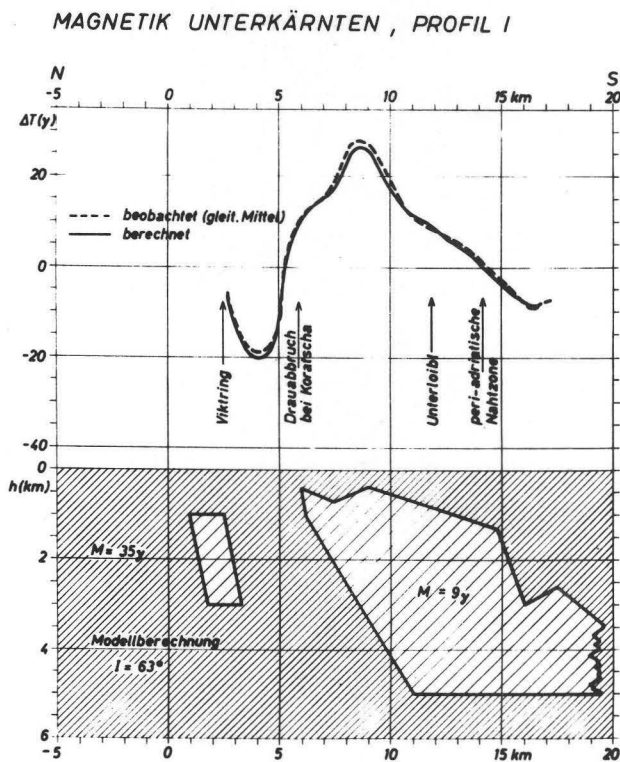
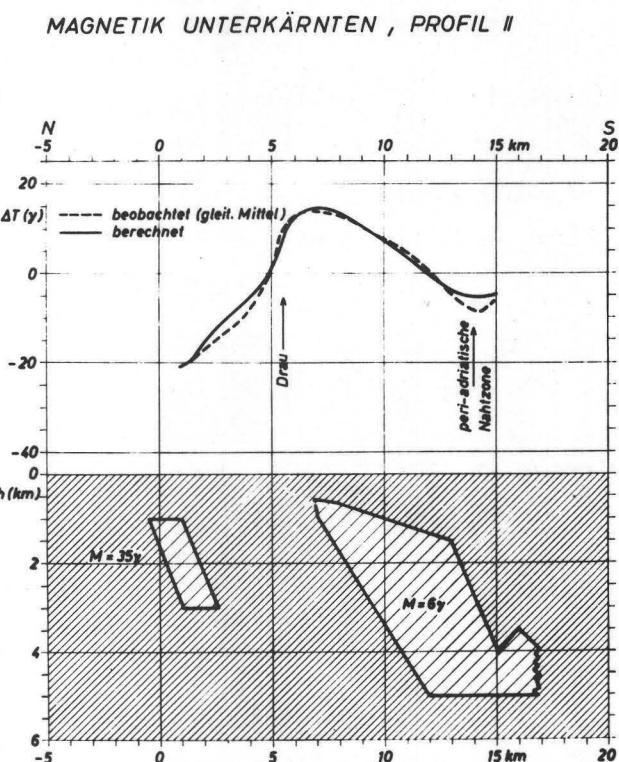


Abb.5



auf Lochkarten gestanzt worden. Alles in allem liegen jetzt ca. 3800 zu interpretierende Meßergebnisse vor. Derzeit wird an einem Interpolationsprogramm gearbeitet, damit das Herstellen der Isolinienpläne mit Hilfe von automatischen Verfahren erfolgen kann.

In den Abbildungen 4 und 5 sind die Ergebnisse einer zweidimensionalen Modellrechnung, die für zwei Profilschnitte durchgeführt wurden, wiedergegeben. Profil I verläuft von Viktring über Unterloibl zur Staatsgrenze. Profil II liegt etwas weiter östlich (Radsberg - Schwarzer Gupf - Staatsgrenze). Beiden Profilen kann man entnehmen, daß die im Drautal liegenden magentischen Anomalien durch das Abtauchen des Kristallins unter die Karawankennordkette verursacht wird. Für den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegen noch keine quantitativen Ergebnisse vor. Folgende Aussagen können trotzdem getroffen werden:

- 1) Die große Anomalie im Bereich des Drautales setzt sich nach Westen fort.
- 2) Eine Anzahl von kleinräumigen Anomalien, die teilweise recht beachtliche Maximalwerte erreichen, liegen im Westen des Untersuchungsgebietes.

In-situ Messungen der Gesteinssuszeptibilitätswerte zeigen nur kleine Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinstypen. Die relativ höchsten Werte ergeben sich für die Amphibolite und Tuffite.

K. ARIC, G. DUMA & R. GUTDEUTSCH: Untersuchung der Nachbeben-
tätigkeit von Friaul

Nach dem Beben in Friaul vom 6. Mai 1976 installierte das Institut für Meteorologie und Geophysik zur Registrierung der Nachbeben zwei Erdbebenstationen in Klagenfurt und Bleiberg. Eine davon wurde aus den Mitteln des Projektes N 25 beschafft.

Die beiden Stationen haben seit ihrer Inbetriebnahme im Epizentralbereich weit über 1000 Ereignisse registriert und daher bei folgenden ebenso starken Bebenperioden seit 11. 9. wertvolle Informationen über die seismische Aktivität geliefert. Aus diesem Grunde werden sie weiterhin erhalten und instrumentell ausgebaut. Wegen der großen Zahl der Einzelereignisse konnte die für den Ostalpenbereich bereits ausgearbeitete empirische Intensität-Magnituden Beziehung verbessert werden. Außerdem zeigte sich, daß die Bebenherde in der oberen Knute liegen. Eine statistische Bearbeitung zeigt Ergebnisse, die auch für die Erdbebenvorhersage von Wichtigkeit sind. Vor allem bei den herdnahen Stationen deuten sich die zweite (11.9. und 15.9.76) und die dritte (13.10.76) Bebenserie durch vorhergehende Ruhepausen und danach durch einen progressiven Wiederanstieg der Aktivität an. Dieser Befund bestätigt sich auch bei den übrigen Stationen des ostalpinen Netzes.

Die Arbeitsgruppe CSEM, Straßbourg (Europäische Seismologische Kommission), der die Lehrkanzel für Geophysik, Wien angehört, hat Herdkoordinaten und Magnituden von 18 der stärksten Beben von Friaul mit allen zur Verfügung stehenden Daten bestimmt. Die genannten Beben verteilen sich auf eine Fläche von ca. 20 km mal 30 km. Die mittlere Tiefe liegt bei 9km. Die Bestimmung der Herdkoordinaten erfolgte unter Zugrundelegung eines standardisierten Erdkrustenmodelles für die Wellengeschwindigkeiten.

Aufgrund neuerer Erkenntnisse, die im Rahmen des Alpenlängsprofiles erarbeitet worden sind, hat die Lehrkanzel für Geophysik neue Krustenmodelle entwickelt welche die experimentellen Laufzeitkurven befriedigen. Diese vorläufigen Modelle enthalten je eine Zone verringerter Wellengeschwindigkeit in der oberen und unteren Kruste.

Im Rahmen einer Dissertation wurde für die Friauler Beben eine Beziehung zwischen der Epizentral-Intensität und der vorherrschenden

den Periode aufgestellt. Die erhaltene empirische Formel kann als repräsentativ für dieses Gebiet gelten. Sie läßt Schlüsse über Bebenenergie und Herdabmessungen zu.

In einer weiteren Untersuchung wurden 140 Beben aus dem Südalpin-Dinarischen Raum einschließlich der Friaulbeben herangezogen, um die bisher benutzte empirische Beziehung zwischen Maximalintensität und Magnitude zu verbessern.

E. SENFTL & P. STEINHAUSER: Wiederholungsnivellement Villach-
Arnoldstein

Nach den Erdbeben in Friaul wurde die Nivellementlinie Villach-Arnoldstein einer Kontrollmessung unterzogen, um zu überprüfen, ob die Beben-tätigkeit einen Einfluß auf die rezenten Krustenbewegungen besitzt. Diese Linie wurde gewählt, da sie bereits 1952 und 1964 nivelliert worden ist. Die ersten Auswertungsergebnisse deuten an, daß keine meßtechnisch-signifikanten Vertikalbewegungen beobachtet werden konnten. Dieser Befund stimmt mit dem Herdlösungsmechanismus des Bebens vom 6. Mai überein, weshalb keine nennenswerten Vertikalbewegungen zu erwarten sind. Derzeit wird untersucht, welche tektonischen Deutungsmöglichkeiten in Zusammenhang mit bereits früher untersuchten rezenten Krustenbewegungsprofilen (Steinhauser und Gutdeutsch, 1976) bestehen.

PUBLIKATIONEN

- K. Aric, G. Duma und R. Gutdeutsch: Remarks about magnitudes and maximumintensities of earthquakes in Friuli, 1976.PAGEOPH., im Druck 1977.
- K. Aric u. P. Steinhauser: Geophysikalische Untersuchung des Innental-Untergrundes bei Thaur, östlich von Innsbruck. Zs.f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., im Druck 1977.
- G. Duma: Die Bestimmung der Bebenmagnitude für Stationen im ostalpinen Raum. Dissertation Univ.Wien, 1976.

- W. Seiberl: Die regionale Verteilung der Gesteinssuszeptibilität zwischen dem Wörthersee und dem Loiblpaß (Kärnten). Arch.Met. Geoph.Biokl., Ser.A, z.Publ.eing., 1977.
- P. Steinhauser: Zur Reduktion von Gravimetermessungen.-J.Geoph., zum Druck eing., 1877.
- P. Steinhauser u. R. Gutdeutsch: Rezente Krustenbewegungen und Isotasia in den Hohen Tauern. Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser.A, 25, 141-149, 1976.

RIEHL-HERWIRSCH, G.

(Wien)

Jahresbericht 1976 über geologische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze.

Zu Beginn dieses Berichtes wird über die 1976 im Projektbereich durchgeführten geologischen Untersuchungen referiert und anschließend über die vom Berichterstatter zum Zwecke der Koordinierung aller an dem Karawankenprogramm beteiligten berichtet.

Die geologischen Arbeiten waren bisher nach einer Erstellung des Grundkonzeptes auf die Ergänzung der Detailkartierungen im Arbeitsgebiet ausgerichtet. Erst nach Durchführung dieser Arbeiten ist eine Interpretation der verschiedenen Meßergebnisse, sowie ein Vergleich der N- u. S- Entwicklung entlang der "Periadriatischen Grenze" möglich. Vor allem wurden und werden die Kartierungslücken durch Gesamtaufnahme ergänzt (Übersichtskarte Abb. 1).

Eine Koordination mit den im Projektgebiet laufenden geologischen Arbeiten, insbesondere F. BAUER, S. PREY und D.V. HUSEN, G.B.A. Wien wurden im Rahmen einer Vergleichsexkursion durchgeführt. Neben den teritären Aufnahmen im Osten (D.V. HUSEN) wurde der Schwerpunkt auf Mitteltrias (H.SUMMERSBERGER) Profile nördl. und südl. der Grenzzone gelegt. Für Sommer 1977 ist eine ähnliche Arbeitsexkursion in das Jungpaläozoikum und in den Bereich der Perm Trias Grenze geplant. Von F.K. BAUER werden Kartierungsarbeiten der Südkarawanken Trias im Gebiet Zell Winkel fortgesetzt. Die beiden Gräben Maier Graben und Scheriau Graben schließen gute Profile durch Jungpaläozoikum und Trias auf. Über Grödener Schichten liegt der Bellerophondolomit, der mit den überlagernden Werfener Schichten flachwellig verfaltet ist, wie Aufschlüsse an der Forststraße Scheriau Graben zeigen. Über flache nach Süden einfallenden Werfener Schichten liegt der

PERIADRIATISCHE NAHT/KARAWANKEN

GEOLOGIE - GEOPHYSIK -
GEODÄSIE

1976-1977

GEOLOGIE:

1976 durchgeführte und für
1977 geplante Aufnahmen

1976 1977

--- F. Bauer ---
D.v.Husen: Quartär und
Tertiär Blatt GBA

--- A.Kern ---
--- F.Pinz ---
--- S.Prey ---

||||| G. Riehl-Herwitsch: |||||
Perm-Profil
H. Summesberger:
M.Trias-Profil

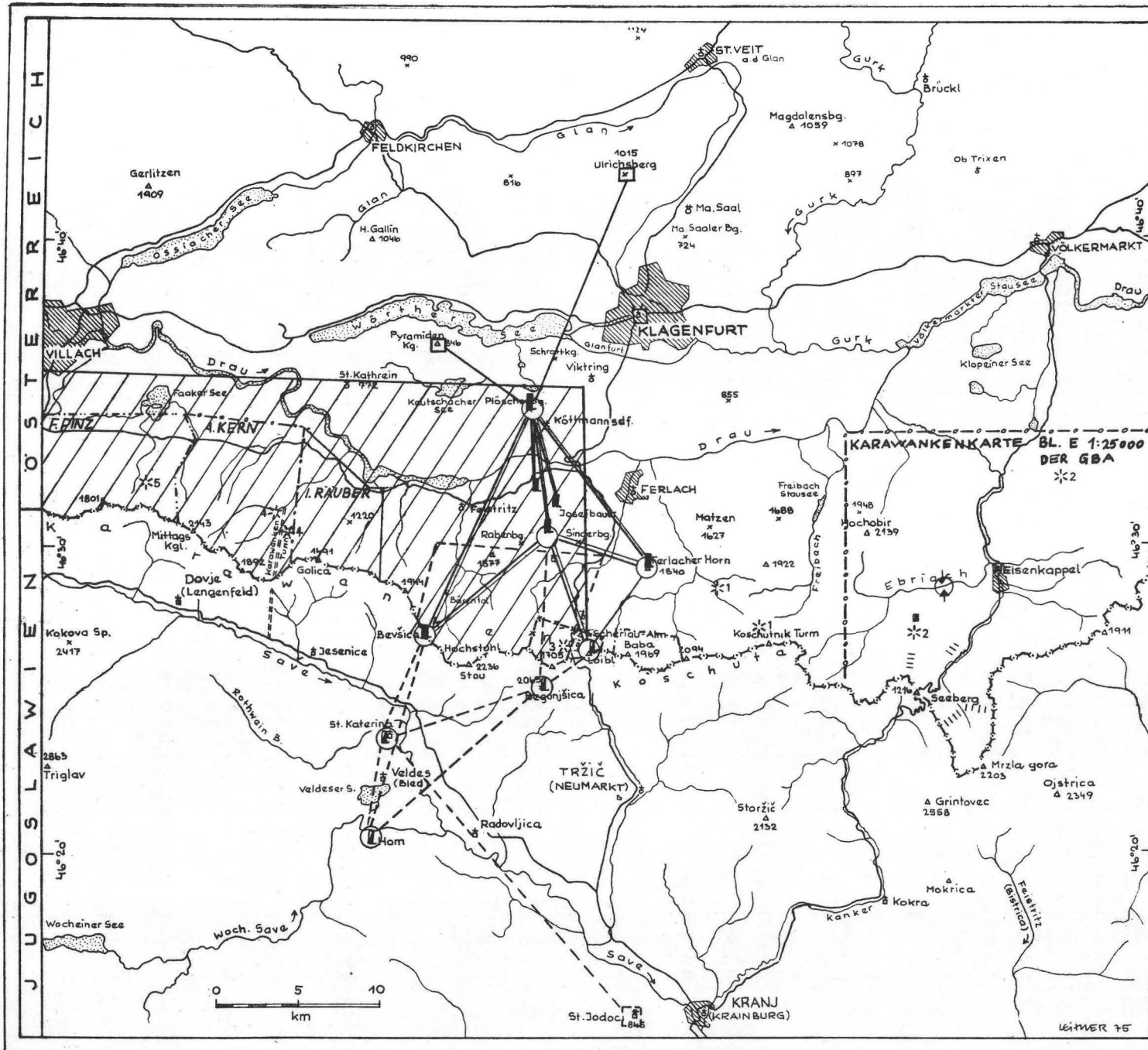
--- H.F. Ucak: ---
Vulkanite M.Trias
L.Räuber

GEOPHYSIK:

1976 Vermessung

■ Pfeiler bestehend
▤ Pfeiler im Bau
○ Standpunkt im Netz
□ Ziel, als fest angenommen
= Richtung, Strecke, Höhenwinkel
— Richtung, Höhenwinkel

Vergleichsexkursion Mitteltrias
76-07-19 bis 76-07-23
* Exkursionspunkte



Alpine Muschelkalk mit einer liegenden Dolomitserie und einer hangenden bunten Serie mit roten Schiefern, grauen und roten Kalken und Vulkaniten und Tuffen. Auf der Westseite des Grintoutz liegen unter dem Schlerndolomit Hornstein führende Knollenkalke mit Tufflagen, unter diesen ca. 60m mächtige graue Mergel, welche die Beckenfazies der Buchensteiner Schichten darstellen. Der Schlerndolomit des Grintoutz besteht aus einer gebankten Lagunenfazies, der der Baba aus einer Riff-Fazies. Beide Blöcke sind durch eine Störung getrennt. Die bedeutendste Störung des Gebietes, welche den Dachsteinkalk der Koschuta Wände vom Schlerndolomit trennt, zieht von Osten her über den Hainsch Sattel.

A. KERN hat im Sommer 1976 die geologische Geländeaufnahme (s. Abb. 1) abgeschlossen. Im Woronica Graben konnten Detailprofile in den Rosenbacher Kohlschichten bearbeitet werden. Kluftmessungen in den verschiedenen geologischen Einheiten werden für die Erstellung einer tektonischen Karte durchgeführt. Für den Sommer 1977 sind ergänzende Profilaufnahmen vorgesehen.

F. PINZ hat im Sommer 1976 im Rahmen einer Dissertation am geologischen Institut der Universität Wien mit den Aufnahmen im Abschnitt zwischen Woronitzgraben und Feistritzgraben begonnen. Im Arbeitsgebiet werden neben einer ersten Kartierung Übersichtsprofile aufgenommen. In der paläozoischen Basis wurden etwa 80 Conodonten Proben entnommen, die zur Zeit von H. SCHÖNLAUB bearbeitet werden. Im Mesozoikum Anteil (S-Alpenprofile) wurden vor allem die Vulkanitlagen verfolgt. Tuffhorizonte konnten durch Ammonitenfunde (U. Langobard) zeitlich eingeordnet werden.

S. PREY hat im Selentitza- und Pamschgraben (Grenzkamm), sowie nordöstlich vom Loiblpaß gearbeitet.

Ergebnisse einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. Bauer östlich der Klagenfurter Hütte zeigten, daß die Riffkalkschollen am Rande des großen Dolomitgebietes des Grenzkammes noch Mitteltrias sind. Übergänge der Dolomite in diese, wie auch in den hangenden Dachsteinkalk beweisen das ladinisch-karnische Alter der Dolomite.

Ein gestaffeltes Störungssystem, das NNE-N streicht und von NE-ENE gerichteten Störungen gekreuzt wird, bewirkt, daß im Pamschgraben (Nordportal des Loibltunnels) und S Raidenwirt ladinische Schichten im Westen unmittelbar an oberpermische Bellerophondolomite und skythische Werfener Schichten grenzen, die den Raum Loibltunnel - Spitzar Gr. - Krassnig Gr. weitgehend beherrschen. Über den Werfener Schichten liegt anisischer Dolomit, Plattendolomit und die mitteltriadische Tuffit-Mergelfolge, die hier fast keine Konglomerate enthält und unterhalb P. 1615m von Plattenkalcken mit tuffogenen Lagen überlagert wird. ENE Loiblpaß sind dunkle Plattenkalke und -Dolomite mit einer Grau-Rotkalklinse in die Tuffit - Mergelschichten eingelagert. Die westlichere Gruppe von Felsköpfen aber, die bis etwa 350m ENE Loiblpaß reicht, gehört zur Unterlage der mitteltriadischen Tuffit-Mergelfolge und liegt auf anisischem Dolomit.

E-ENE streichende steilstehende Störungen, die oft mit Mylonitisierung verbunden sind, sind erwähnenswert im Sattel P.1640m und S Rjauca, im Selenitzagraben und im NE-Hang der Selenitza, während das Dolomitgebiet im Pamschgraben an einer steilen NW-SE - Störung an die mitteltriadischen Plattenkalke grenzt.

G. RIEHL-HERWIRSCH. Es erfolgte 1976 die Voruntersuchung und Aufnahme für die Fundierung des Pfeilers VI. Scheriau Alm und die Aufnahme VII, Bevšica, der von Jugoslawischer Seite errichtet worden ist.

An Geländeaufnahmen erfolgte eine Profilaufnahme des Jungpaläozoikums im Oboinikgraben mit umfangreichen Probeaufsammlungen.

Gemeinsam mit den Herren A. SCHEIDEGGER, F. KOHLBECK und K.H. ROCH wurde ein Bereich in den Diabasen der Ebriacher Klamm für Spannungsmessungen befahren. Gemeinsam mit den Herren F. PINZ und R. SAUER wurden Profile im Projektbereich ausgewählt an denen von beiden Herren im Jahr 1976 erste paläomagnetische Testproben entnommen wurden. Gemeinsam mit F. BAUER und A. KERN wurden einheitliche Signaturen für die Kartendarstellungen vorbereitet.

H. SUMMESBERGER hat 1976 weitere Mitteltrias Profile aufgenommen und vermessen. Zell Winkel-Maiergraben / und Strach-Heilige Wand konnten vermessen und beprobt werden. Die schon 1975 festgestellte Kleinräumigkeit der Faziesbereiche in der Mitteltrias der Südkette konnte weiter bestätigt werden und tritt immer mehr im Gegensatz zur Erkenntnis länger anhaltender und ruhigerer Faziesentwicklung (zeitlich und räumlich) der Nordkette auf. Ein Versuch die Kalk- und Dolomitmassen des Freibergmassivs in Mächtigkeitenmetern zu erfassen, mußte mit Schätzungen abgeschlossen werden. Messungen können im Versuchsgebiet Wabutschnikgraben nicht erfolgreich durchgeführt werden, sollten aber noch an anderen Stellen versucht werden.

Als wichtigste Ergebnisse der Begehungen, die durch eine flächenmäßige Kartierung im Sommer 1977 ergänzt und abgeschlossen werden soll sind zu nennen:

- 1) der eigentliche Vulkanitzug, der weiter im Westen und auch noch im Gebiet der Hl.Wand zwischen zwei hellen Riffkalken in einer Mächtigkeit von mehreren Meterzehnern vorhanden ist, scheint gegen E zu zumindest im untersuchten Gebiet zu fehlen bzw. auszusetzen (bei einer flüchtigen Begehung im Graben oberhalb Alt St.Leonhard E des Loibltunnels wurden Gesteine dieses Vulkanitzuges wieder beobachtet).

- 2) die beiden Riffkalkzüge, die im Gebiet der Hl.Wand den Vulkanitkomplex im Liegenden und Hangenden begrenzen, vereinigen sich vermutlich gegen SE zu einem einzigen Riffkalkzug, in dessen Liegendem dunkle, plattige-gebankte Kalke ("Muschelkalk") sowie Oolithkalke und sandige-mergeilige Kalke (südalpine "Werfener Schichten") auftreten.
- 3) dieser helle Riffkalk ist in dem Bereich E der Hl.Wand durch häufige Einschaltungen von rötlichen, oft \pm sandigen Lagen, von rötlichen Lagen mit schlecht erhaltenen Ammoniten und wiederholten geringmächtigen, aber auffälligen Einschaltungen von rötlich gefärbten, porphyritähnlichen Gesteinen in seinen liegenden Partien bzw. durch Lagen, die reichlich vermutlich nicht näher bestimmbare Fossilreste enthalten, in seinen hangenden Partien gekennzeichnet.
- 4) auch am Kamm W Pamschbauer fehlt offenbar der selbständige Vulkanitzug. Im tieferen hellen Riffkalk finden sich auch hier rötliche oder gelbbraune, sandige bis brecciöse, \pm vulkanogen beeinflusste Lagen.
- 5) am selben Kamm treten südlich des oben genannten hellen Riffkalkes zunächst dunkle Kalke (wahrscheinlich "Muschelkalk") und in dessen Hangendem wieder heller Riffkalk auf, der dem Riffkalk III nach PREY (z.B. Bielschitz) gleichzusetzen ist und keine vulkanische Beeinflussung zeigt.

Zu Beginn des Jahres 1977 (77-02-07) wurde eine gemeinsame Arbeitsbesprechung durchgeführt¹⁾. Die Teilnehmer von den einzelnen Fachrichtungen waren:

Geodäsie: R. Bruckmüller (TU Wien), C.Peters (TU Wien), E.Senftl (BAfEuV).

Geologie: F. Bauer (BGA), F. Pinz (U Wien), S. Prey (BGA), G. Riehl-Herwirsch (TU Wien).

Geophysik: K. Aric (U Wien), R. Gutdeutsch (U Wien), F. Kohlbeck (TU Wien), K.H. Roch (TU Wien), P. Steinhauser (U Wien.)

¹⁾ Die Besprechung konnten in den Räumen des Institutes für Landesvermessung der TU Wien (Vorstand Prof. Dr. H. Schmid) durchgeführt werden. Wir danken hiermit für die freundliche Aufnahme.

Über die Arbeiten an den Spannungsmessungen in Diabas der Ebriacher Klamm (Skizze Abb.1) wurde von Herrn F.KOHLBECK und K.H. ROCH kurz berichtet. Es wurde allgemein der Hoffnung Ausdruck verliehen, daß die im Vorjahr ausschließlich aus Mitteln des Geodynamik Projektes begonnenen Messungen für 1977 zum Teil vom Projekt N 25 getragen werden können. Ein eigener Bericht folgt in einem anderen Abschnitt.

E. SENFTL bekundete seine prinzipielle Bereitschaft bei der Einbindung des Vermessungsnetzes der Pfeiler I - VII in das Netz der Landesvermessung behilflich zu sein und diese evtl. durch Nivellement Linien zu ergänzen. Eine ideale Ergänzung wäre in diesem Zusammenhang eine Verbindung des Karawankenprofiles mit einer durch W. DEMMER angeregten Vermessungstrecke der Drau-Kraftwerksgruppe durch den Tauernkamm! Diese Möglichkeit soll weiter verfolgt werden. Eine Meßstrecke durch den Eisenbahntunnel von Rosenbach gegen S soll das Obertage System ebenfalls ergänzen. Über das Wiederholungsnivellement Villach - Arnoldstein wird in einem anderen Abschnitt berichtet.

H.F. UCIK berichtete schriftlich über seine Bearbeitungen der triadischen Vulkanitzüge W des Loiblgebietes.

Bezüglich der weiteren Ergebnisse der Arbeitsbesprechung sei auf die eigenen Berichte der Beteiligten verwiesen.

SCHEIDEGGER, A

(Wien)

Jahresbericht 1976 über Spannungsmessungen im Bereich der N/S
Alpengrenze.

In Zusammenarbeit mit Dr. Riehl (Institut für Geologie der TU Wien) wurde eine Meßstelle im Bereich der Periadriatischen Naht bei Eisenkappel in Kärnten ausgewählt und vom Institut für Geophysik eingerichtet und Messungen mit Dehnungsmeßzellen nach der CSIR Methode durchgeführt. Die Meßstelle befindet sich knapp oberhalb der Talsohle des Ebriachbaches. Der Ebriachbach verläuft hier ca. W-O im Diabas und liegt parallel zu einer steil stehenden Folge von Diabas-Sill und Schiefer. Es wurden zwei Löcher gebohrt; der Bohrlochmund lag in beiden Fällen ca. 2 m über der Talsohle. Infolge großer Schwierigkeiten (Situierung der Bohrstelle im Freien, Unterbrechung der Arbeiten durch Hochwasser, starke Klüftigkeit des Diabas, Austritt von Kluftwasser in die Bohrlöcher, große Auflockerungszone) konnte mit den vorhandenen finanziellen Mitteln keine weitere Bohrung erfolgen. Außerdem mußte die Zahl der Messungen pro Bohrloch auf ein Mindestmaß beschränkt werden. Die Erfassung des kompletten räumlichen Spannungszustandes aus den vorhandenen Meßwerten ist daher nicht möglich. Die relativ hohe Unsicherheit in den Ergebnissen erklärt sich aus der geringen Zahl von Messungen (6 pro Bohrloch) und der hohen Klüftigkeit des Gesteins. Der ebene Spannungszustand senkrecht zur Bohrlochachse ergibt in den Hauptspannungsrichtungen jeweils eine Zug- und eine Druckspannung von gleicher Größenordnung. Für Bohrloch 1 gilt als Richtwert ca. 30 kp/cm^2 , für Bohrloch 2 ca. 80 kp/cm^2 ; die Neigung der größten Druckspannung ist etwa horizontal. Genauere Aussagen können beim derzeitigen Stand der Auswertung noch nicht gemacht werden.

SCHMID, H

(Wien)

Jahresbericht 1976 über vermessungstechnische Untersuchungen zur Frage der N/S Alpengrenze im Zusammenhang mit rezenten Krustenbewegungen.

Im Kalenderjahr 1976 wurden von mir zu zwei Terminen geodätische Messungen im Bereich des Karawankenprofiles vorgenommen, und zwar Ende Juni, um eventuelle sofortige Auswirkungen des Friauler Starkbebens vom 7. Mai 1976 zu ermitteln, und Anfang Oktober, um die Wirkungen einzelner Schadens- Nachbeben bzw. Entspannungen im Gebirgskörper zu beobachten. Im Juni wurden einige markante Netzelemente nachgemessen, im Oktober erfolgte eine komplette Neumessung.

Die Meßresultate wurden mit den erforderlichen Reduktionen versehen. Der elektronische Ausgleich ist für die nächsten Wochen vorgesehen. Aus der Gegenüberstellung aller bisherigen, bereits einheitlich reduzierten Meßdaten kann mit mindest 95 % Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die Punkte Plöschenberg, Singerberg mit Josefbauer und Robenjak sowie Ferlacherhorn (klein- und großräumig) gegeneinander unverändert geblieben sind. Das Verhalten der Punkte an der Karawankenhauptkette ist vorerst noch nicht so eindeutig anzugeben, doch scheint auch hier die Annahme über unveränderte Lage und Höhe die wahrscheinlichste. Exaktere Aussagen, auch über das Verhalten gegenüber den 1970 vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen eingemessenen Triangulierungspunkten, sind nach der elektronischen Berechnung im Frühjahr möglich.

Das durch diese Messungen vermutbare Verhalten ist übrigens durch das Nivellement Villach - Tarvis des Bundesamtes (Hofrat SENFTL) aus den Sommern 1975 bzw. 1976 bestätigt, auch dort konnte keine signifikante Höhenänderung südlich der periadriatischen Naht festgestellt werden.

Von jugoslawischer Seite wurden nach Auskunft von Herrn Dipl. Ing. Golorej bereits sämtliche Pfeiler des gemeinsamen Projektes errichtet. Der Pfeiler Bevsica ("Mali vrh") wurde von

uns bereits observiert. Weiters wurde am 3.Dez.1976 an Herrn Dipl.Ing. Jenko vom Geodetski savod SRS ein Verzeichnis unserer vorläufigen Koordinaten, der Anschlußrichtungen sowie des gemeinsamen Meßprogrammes übersandt.

Für 1977 ist der messungstechnische Zusammenschluß mit dem jugoslawischen Netzteil sowie der heuer begonnene Pfeilerbau auf der Schericalm vorgesehen.

BERICHTE ÜBER DEN GEOLOGISCHEN TIEFBAU DER OSTALPEN

Herausgegeben von H. W. Flügel und P. Steinhauser

1. Heft Jahresbericht 1973.
Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1974, Heft 4,
Seite A 138 - A 148.
2. Heft Jahresbericht 1974.
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 21 Seiten, 5 Abbil-
dungen, Wien 1975.
3. Heft Jahresbericht 1975.
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ.Nr.212, 74 Seiten,
14 Abbildungen, Wien 1976.
4. Heft WALACH G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordsporns der
Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen - Hochwechsel -
Pöllauer Bucht).
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ.Nr.215, 22 Seiten,
5 Abbildungen, 4 Beilagen.
5. Heft Jahresbericht 1976
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ.Nr. 221, 101 Sei-
ten, 21 Abbildungen, Wien 1977