

- I.) Geologie des Hirschkogel - Landscha Berges
nördlich von Weiz.
- II.) Paläomagnetische Untersuchungen im Perm
von St. Paul im Lavanttal und in der
Kainacher Gosau.

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Karl-Franzens-Universität
in Graz
vorgelegt von
Johannes REISINGER
Graz 1988

Wer recht erkennen will,
muß zuvor in richtiger Weise
gezweifelt haben.

Aristoteles, Metaphysik

Vorwort

Angeregt durch die motivierenden Vorlesungen meines geophysikalischen Betreuers, Hrn. Prof. Dr. H.J. MAURITSCH, entschloß ich mich im Herbst 1982 dazu, eine Dissertation mit paläomagnetischer Problemstellung in Angriff zu nehmen. Da einerseits das Forschen in dieser geowissenschaftlichen Disziplin die Anwendung arbeitsintensiver, zeitaufwendiger Labormethoden erfordert, andererseits die Praxis in der Feldarbeit zum Rüstzeug jedes Geologen gehört, wurde auf Vorschlag meines geologischen Betreuers, Hrn. Prof. Dr. H.W. FLÜGEL, als edukative Ergänzung zur Paläomagnetik in Perm und Gosau ein kleines Kartierungsgebiet in der Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums ausgewählt. An dieser Stelle möchte ich den Dissertations-Betreuern für ihr stetes Interesse am Fortschritt der laufenden Arbeiten danken.

Für die technische Einführung in die Benützung der Geräte im Paläomagnetik-Labor in Gams bei Rothleiten danke ich Hrn. Dr. M. BECKE, der bei zahlreichen Diskussionen mancherlei Anregungen in methodischer Hinsicht lieferte.

Für meine geologische Ausbildung, welche zu gleichen Teilen in Parterre & Belétage des Grazer Institutes für Geologie & Paläontologie erfolgte, danke ich Hrn. Prof. Dr. L.P. BECKER, Prof. Dr. A. FENNINGER, Prof. Dr. H.W. FLÜGEL, Prof. Dr. W. GRAF, Prof. Dr. H.-L. HOLZER, em. Prof. Dr. K. METZ, Doz. Dr. F. NEUBAUER, Prof. Dr. K. NEBERT und Doz. Dr. K. STATTEGGER.

Hrn. Prof. Dr. H.J. MAURITSCH verdanke ich außer der intensiven Auseinandersetzung mit der Paläomagnetik auch die Einführung in angewandt-geologische Aspekte der Montangeophysik in Theorie und (Ferial-)Praxis.

Hrn. Prof. Dr. E. WALLBRECHER danke ich für wertvolle Hinweise in Zusammenhang mit der computergestützten Auswertung von Strukturdaten.

Für die Ausbildung auf dem Sektor Mineralogie und Petrologie bin ich Fr. Prof. Dr. M. WALITZI und Hrn. em. Prof. Dr. H. HERITSCH zu Dank verpflichtet.

Bei den Laboranten des Inst. für Geologie & Paläontologie, Hrn. J. Frühwirt, E. Kober, F. Tscherne u. J. Tschockel bedanke ich mich für die Hilfestellung bei diversen praktischen Arbeiten.

Von der Kollegenschaft nenne ich nicht nur des Alphabets wegen an erster Stelle Dr. F. AGNOLI, meinen paläomagnetischen und geologischen Mitkämpfer an vorderster Front. Wenn man am Aufschluß gemeinsam den Vergaser der nicht anspringen wollenden Bohrmaschine zerlegt bzw. wenn man sich die Einschicht des Paläomagnetik-Labors im Gamsgraben mit jemandem teilen kann, für den es keine Rolle spielt, wessen Proben um Mitternacht aus dem Ofen zu nehmen und zu messen sind, bekommt der Begriff "Solidarität" einen konkreten Inhalt.

In diesem Sinn gilt mein besonderer Dank auch den stets interessierten, teils mittlerweile graduierten Kommilitonen J. Friebe, Dr. H. FRITZ, H. GENSER, H. GSELLMANN, Dr. N. HUBAUER, B. HUBMANN, Mag. M. NAHOLD, P. PEINDL, Dr. L. RATSCHBACHER, Dr. F. RIEPLER, D. SCHIRNIK, Dr. J. SCHLAMBERGER, R. SCHOLGER, H. STRAUSS, die durch gemeinsame Geländebegehungen, strukturgeologische Diskussionen und praktische Tips in vielen Belangen zum Werden des vorliegenden Opus beigetragen haben. Insbesondere W. UNZOG hat durch seine PC-Instruktionen das Layout

des Manuskriptes konstruktiv unterstützt, wofür ihm mein besonderer Dank gebührt. Im selben Atemzug möchte ich mich für die stets erwiesene Kollegialität der (conodontenreichen) Erforscher des Paläozoikums der Karawanken und Karnischen Alpen, Dr. B. MOSHAMMER und Dr. U. HERZOG bedanken.

Rückblickend danke ich allen Studienkollegen, egal wo immer zwischen Kristallinem Sockel und rezenten Mur-Sedimenten sie ihren Claim abgesteckt haben, für die von ihnen kommenden Impulse und den - nicht nur fachbezogenen - Gedankenaustausch während meiner zahlreichen Semester an der Grazer Alma Mater.

Bei der gastfreundlichen Fam. Neuhold vulgo Patschabauer bedanke ich mich für die Bereitstellung von Tisch & Bett gegen ein christliches Entgelt. Dank dieses Quartiers mit Familienanschluß war ich während der Kartierungsarbeit im wahren Sinne des Wortes zwischen Patschaberg und Hirschkogel zu Hause.

Last but not least gebührt mein besonderer Dank meinen geduldigen Eltern, die mir durch alle Höhen und Tiefen des Studiums eine moralische Stütze waren und - ungeachtet ihrer oft prekären eigenen Situation - die soziale Basis für meine Ausbildung sichergestellt haben.

A B S T R A C T

I.) Geology of the Hirschkogel - Landscha mountain North to Weiz (E-Styria).

The area studied belongs to the lower tectonic unit (Schöckelnappe) of the Upper Austroalpine Graz Paleozoic. The Schöckel-limestone (M. Devonian?) and hanging rocks of an inverse stratigraphic column are forming a megascopic syncline (Hirschkogel-synform) the lower part of which predominantly consists of carbonate rocks (L.-M.Devonian?) followed by a phyllite-complex (Silurian?).

Due to micro- and mesoscopic structures 3 ductile folding acts can be recognized. The second deformation - producing isoclinal folds of (s_1 -indicating) quartz veins and slaty cleavage in metapelites - as well as synkinematic growth of chloritoid are considered to have L. Cretaceous age, being succeeded by a gentle to open refolding with formation of crenulation cleavage in U. Cretaceous time. Locally observed overthrusts, normal and reverse faults are Tertiary structures.

II.) Paleomagnetic investigations in the Permian of St. Paul in the Lavant-valley (E-Carinthia) and in the Kainach Gosau (W-Styria).

Both occurrences studied belong to Upper Austroalpine units. The lower Permian red beds of St. Paul i. L. are part of the Permomesozoic of the Gurktal nappe, the Kainach Gosau (U. Cretaceous flysch-like sediments) transgressively rests upon the Graz Paleozoic.

Thermal demagnetization curves establish haematite and magnetite as carrier minerals in the red silt- and sandstones of the Permian of St. Paul i. L. Successful alternating field treatment of the marls and grey sandstones of the U. Cretaceous sequence indicates magnetite being the carrier mineral.

Some materials showing great circle distribution of remanence directions measured during incremental demagnetization a geometrical method of determining CARM unit vector was applied. The results are in good agreement with the overall mean directions of sites accepted (cone of confidence ≤ 20 after magnetic cleaning).

Due to a positive fold test, Permian CARM has a pre-tectonic age. Only inverse directions were found.

Normal and inverse magnetization detected in the U. Cretaceous Gosau sediments can be used for magnetostratigraphic correlation with a reference section. According to detailed statistical tests there is no significant improvement in grouping of site mean directions after correction for tilt of beds. Nevertheless acquisition of a remanence postdating synsedimentary movements is not due to a global overprint, the primary character of magnetization being proved by repeated polarity changes.

The paleomagnetic pole positions calculated for the studied areas determine both Austroalpine units as parts of the Adriatic plate.

I.) **Geologie des Hirschkogel - Landscha Berges**
nördlich von Weiz.

1.) ÜBERBLICK

Das im Weizer Bergland gelegene Kartierungsgebiet umfaßt die östliche Hälfte einer großräumigen Muldenstruktur (Hirschkogel-Mulde) mit inverser Schichtfolge, die dem tektonisch tieferen Stockwerk (Schöckel-Decke) des oberostalpinen Grazer Paläozoikums angehört. Die B-Achse der Synform verläuft SSW-NNE.

Entsprechend dem Modell der Schöckel-Decke als (variszische?) liegende Isoklinalfalte wird für die Gesteine im Liegenden/Hangenden des Schöckelkalkes aufrechte/inverse Lagerung angenommen.

2.) LITHOSTRATIGRAPHIE

Die Lithosäule der Hirschkogel-Mulde umfaßt folgende Einheiten: über dem (von der Raasbergfolge unterlagerten) Schöckelkalk liegen inverse Arzberg-Schichten, welche abgelöst werden vom inversen Äquivalent der Raasbergfolge; darüber folgt ein Phyllit-Komplex unsicherer Stellung.

Im Arbeitsgebiet dominieren unter den Gesteinen der Raasbergfolge bunte, geschichtete bis massige (tw. rauhackenartige) Kalke gegenüber hellen Dolomiten und Metaquarzareniten.

Der Schöckelkalk tritt vorwiegend als hell/dunkel gebänderter Kalk(marmor) auf, daneben gibt es einheitlich grau gefärbte und weiße Varietäten.

Die inversen Arzberg-Schichten umfassen einerseits dunkle, plattige Kalke, andererseits vulkanitisch beeinflusste Kalkphyllite. Eine in letzteren auftretende, vulkanogene Magnetit-Vererzung bildet den Aufhänger für den lithostratigraphischen Vergleich mit der Eisenerz-Lagerstätte am Plankogel N' des Arbeitsgebietes.

Beim inversen Äquivalent der Raasbergfolge dienen Rutil-führende Metavulkanite zur Korrelation der bunten Kalke, Dolomite und karbonatischen Quarzite des NW-Schenkels der Hirschkogel-Mulde mit den hellen Dolomiten und dolomitischen Metaquarzareniten, die im SE-Schenkel auftreten.

Der Hirschkogel-Phyllitkomplex wird aufgebaut aus dunklen Chloritoid-Phylliten ("Schwarzschiefern"), hellen Sericit-Chlorit-Phylliten und Quarzphylliten.

Zum Alter der Gesteine

Biostratigraphische Fixpunkte fehlen. Für den Schöckelkalk wird (aufgrund von Fossilfunden aus der Unterlage in anderen Lokalitäten) ein (höheres) Mitteldevon-Alter angenommen. Die dunklen Kalke der inversen Arzberg-Schichten werden mit den (mitteldevonischen) Barrandei-Kalken, die Karbonatgesteins-Assoziation des inversen Äquivalents der Raasbergfolge mit der unterdevonischen Dolomitsandsteinfolge der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums verglichen. Die Hirschkogel-Phyllite könnten ein Silur-Alter haben.

3.) DEFORMATION & METAMORPHOSE

In pelitischen Gesteinen kommt es bei der ersten Deformation D_1 (variszisch? alpidisch?) zur Bildung von Quarzgängchen parallel s_1 (ob gleichzeitig die Inversion durch Überfaltung des Schichtpaketes der Schöckeldecke erfolgt, ist ungeklärt).

Die Quarz-Mobilisatlagen erscheinen in den Hirschkogel-Phylliten als isoklinale intrafolial folds (B_2), die zugehörige Achsenebenenschieferung s_2 bildet das während D_2 aufgeprägte, penetrative Gefügeelement.

Dieses slaty cleavage erfährt während D_3 eine offene Verfallung (B_3), dabei kommt es zur Ausbildung von crenulation cleavage s_3 . Während über die Raumlage der B_2 -Faltenachsen nichts ausgesagt werden kann, dominiert unter den Richtungen der B_3 -Faltenachsen flaches NNE-Abtauchen.

Die Alterszuordnung der Deformationsakte erfolgt aufgrund des Vergleiches mit (tw. datierten) Strukturen aus anderen Lokalitäten der Schöckel-Decke. Demnach ist die Aufprägung der durchdringenden Schieferung s_2 während D_2 in die Unterkreide zu stellen (sie wird in Verbindung gebracht mit der Überschiebung der Rannach-Decke über die Schöckel-Decke), die offene Verfallung während D_3 (mit Ausformung der Hirschkogel-Mulde als B_3 -Makrostruktur) hat vermutlich oberkretazisches Alter.

In Kalkphylliten, Grünschiefern und Sericit-Phylliten führt die alpidische Metamorphose zur synkinematischen Sprossung von Chloritoid während D_2 , Chloritoid-Porphyroblasten mit sigmoidalem s_1 belegen rotationalen Charakter der Deformation. Querbiotite in karbonatischen Quarziten zeigen, daß die Metamorphose die Deformation überdauert.

In Karbonatgesteinen auftretende intrafolial folds werden analog interpretiert wie die Quarz-Mobilisate in Metapeliten.

Die (sehr seltenen) Mikrofalten mit similar fold - Profil in dunklen Kalken werden ebenfalls als D_2 -Strukturen gedeutet.

B_3 -Mesostrukturen sind offene Parallelfalten bis flachwellige Undulationen mit flach nach NNE abtauchenden B-Achsen (Ausnahme: Schichtinversion durch eine im Schöckelkalk beobachtete B_3 -Großfalte).

Bei zunehmender Abkühlung kommt es während D_4 (Oberkreide / Tertiär) zu S- bis SE-gerichteten Überschiebungen (beobachtet in Kalken) und zuletzt zur Ausbildung steiler Klüfte und Störungen.

II.) Paläomagnetische Untersuchungen im Perm von St. Paul im Lavanttal und in der Kainacher Gosau.

1.) PERM VON ST. PAUL IM LAVANTTAL

Gesteinsmagnetik

Silt- und Sandsteine der ins Unterrotliegende gestellten Tiefroten Serie lieferten ausschließlich inverse Remanenzrichtungen für das Perm von St. Paul i. L. (Oberostalpin der Gurktaler Decke, E-Kärnten).

Die aus den Abmagnetisierungskurven der thermischen Reinigung abgelesenen Blockierungstemperaturen bzw. das magnetische Sättigungsverhalten identifizieren die Trägerminerale als Hämatit + Magnetit. Die Korngrößenabhängigkeit der Streuung der Remanenzvektoren innerhalb der Gesteine spricht für eine detritäre remanente Magnetisierung (DRM).

Paläomagnetische Ergebnisse

Der Gesamtmittelwert der thermisch gereinigten Proben zeigt gute Übereinstimmung mit der aus Abmagnetisierungsgrößkreisen ermittelten Primärriehtung. Von den 24 beprobten Aufschlüssen (sites) erfüllen 19 die Anforderung $\alpha_{95} \leq 20$.

Die CARM-Richtungen bilden zwei - sich statistisch signifikant unterscheidende - Gruppen, deren Entstehungsursache ungeklärt ist. Der Vergleich der Streuungsparameter vor und nach dem Horizontieren der Schichtflächen um die Achse des Streichens ergibt einen positiven Faltest für beide Gruppen.

Nach der tektonischen Korrektur erhält man folgende CARM-Gesamtmittelwerte: KP I - DEC/INC = 109,7/-17,3 ($\alpha_{95} = 7,3$), KP II - DEC/INC = 80,1/-10,9 ($\alpha_{95} = 6,4$).

2.) KAINACHER GOSAU

Gesteinsmagnetik

Das Probenmaterial umfaßt neben einigen Kernen aus der Bitumenmergelfolge E' Geistthal sowie aus den Zementmergeln von St. Bartholomä v.a. graue (und einige rote) Sandsteine der Hauptbeckenfolge der (dem oberostalpinen Grazer Paläozoikum transgressiv auflagernden) Kainacher Gosau (W-Steiermark).

In den grauen Sandsteinen und Mergeln wird die NRM vorwiegend von Magnetit getragen; dies ergibt sich einerseits aus der erfolgreichen Wechselfeld-Abmagnetisierung, andererseits aus dem Verhalten während der magnetischen Sättigung. Bei den roten Sandsteinen erfordert der enthaltene Hämatit die Anwendung der thermischen Abmagnetisierung.

Paläomagnetische Ergebnisse

Von den 37 beprobten Aufschlüssen erfüllen nach der magnetischen Reinigung 21 die Anforderung $\alpha_{95} \leq 20$, die Aufschlußmittelwerte verteilen sich auf 15 mit normaler und 6 mit inverser Magnetisierung.

Für die erstgenannte Gruppe (= KG NORMAL) liegt die aus Abmagnetisierungsgrößkreisen ermittelte Primärrichtung innerhalb des Vertrauenskegels des Gesamtmittelwertes.

Da dies sowohl für die in situ - als auch für die tektonisch korrigierten Richtungen zutrifft, wurden zur Klärung des relativen Alters von Remanenz und Tektonik Signifikanzprüfverfahren angewendet, die insgesamt einen negativen Faltentest ergeben. Die Bildung einer posttektonischen Remanenz entspricht jedoch nicht einer einheitlichen Überprägung, was durch das Auftreten von (in sedimentärem Verband stehenden) Gesteinen mit normaler und inverser CARM belegt wird.

Kleine Werte des Streuungsparameters α_{95} bei Mergeln und roten Sandsteinen sprechen für eine Remanenzaufnahme (nach der synsedimentären Tektonik) in Form einer diagenetisch gebildeten CRM. In den stärker streuenden, grauen Sandsteinen erfolgte die Einregelung der detritischen Körner nach der Sedimentation (postdepositional DRM).

Unter Verwendung der in situ - Daten als CARM-Richtungen ergeben sich folgende Gesamtmittelwerte: KG NORMAL - DEC/INC = 313,5/+64,5 ($\alpha_{95} = 8,3$), KG INVERS - DEC/INC = 130,1/-42,0 ($\alpha_{95} = 21,4$).

Der mehrfache Polaritätswechsel im beprobten Zeitabschnitt (Obersanton - Maastricht) ermöglicht die magnetostratigraphische Korrelation mit einem Referenzprofil.

3. PLATTENTEKTONISCHE GESAMTINTERPRETATION

Unter Verwendung der CARM - Richtungen von KP I für das Perm von St. Paul im Lavanttal und von KG NORMAL für die Kainacher Gosau wurden für die beiden Untersuchungsgebiete die Paläopolpositionen berechnet, aus denen sich die Zugehörigkeit des südlichen Oberostalpins zur Adriatischen Platte ergibt.

Für diese Interpretation sind außer den eigenen Untersuchungsergebnissen u.a. Paläomagnetik-Daten aus dem Perm vom Christofberg und der Wietersdorfer Gosau des Permo-Mesozoikums der Gurktaler Decke von Bedeutung.

**I.) Geologie des Hirschkogel - Landscha Berges
nördlich von Weiz.**

1.	EINLEITUNG	1
2.	METHODIK	2
3.	REGIONALGEOLOGISCHER BAU & BEARBEITUNGSGESCHICHTE . .	4
4.	GEOLOGIE DER HIRSCHKOGEL-MULDE	8
	- Überblick	8
	- Die Gesteine	9
	- Lithostratigraphie & Fazies	41
	- Deformation & Metamorphose	56
5.	LITERATURVERZEICHNIS	96

=====

**II.) Paläomagnetische Untersuchungen im Perm
von St. Paul im Lavanttal und in der
Kainacher Gosau.**

1.	EINLEITUNG	101
2.	GRUNDLAGEN	104
3.	VON DER NRM ZUR CARM	110
	- Gesteinsphysik	110
	- Vektoranalyse & FISHER-Statistik	116
	- Faltentest & Signifikanzprüfung	146
4.	PALAOMAGNETISCHE ERGEBNISSE	158
5.	DISKUSSION DER ERGEBNISSE	163
6.	LITERATURVERZEICHNIS	172

I.) Geologie des Hirschkogel - Landscha Berges
nördlich von Weiz.

1.	EINLEITUNG	1
1.1.	Das Kartierungsgebiet	1
1.2.	Primäres Ziel	1
1.3.	Auswertung	2
2.	METHODIK	2
2.1.	Topographie	2
2.2.	Dünnschliff-Petrographie	2
2.3.	Strukturgeologie	3
3.	REGIONALGEOLOGISCHER BAU & BEARBEITUNGSGESCHICHTE . .	4
3.1.	Grazer Paläozoikum	4
3.2.	Vom Schöckelkalk zur Schöckelgruppe	4
3.3.	Stratigraphie	5
4.	GEOLOGIE DER HIRSCHKOGEL-MULDE	8
4.1.	Überblick	8
4.2.	Die Gesteine	9
	Verzeichnis der Abkürzungen petrogr. Begriffe	9
4.2.1.	Scköckelkalk	10
4.2.2.	Dunkle Kalke	11
4.2.3.	Kalkphyllite	13
4.2.4.	Bunte Karbonatgesteine	15
4.2.5.	Helle Dolomite & dolomitische Quarzite	22
4.2.6.	Grünschiefer & Metavulkanite	25
4.2.7.	Phyllite	35
4.2.8.	Ein "Phyllonit" an der Grenze zum Kristallin	39
4.3.	Lithostratigraphie & Fazies	41
4.3.1.	Allgemeines	41
4.3.2.	Ein Modell-Profil	41
4.3.3.	Leitschicht 1 = vulkanogene <u>Magnetit</u> -Vererzung	42
4.3.4.	Leitschicht 2 = <u>Rutil</u> -führende Metavulkanite	48
4.3.5.	<u>Baryt</u> -Vorkommen im Weizer Bergland	48
4.3.6.	Inverses Äquivalent der Raasbergfolge	49
4.3.7.	Schöckelkalk-Grenzprofil	50
4.3.8.	Problematik der Hirschkogel-Phyllite	51

4.3.9.	Lithologische & petrographische Besonderheiten der Hirschkogel-Mulde	52
4.3.10.	Bemerkungen zur Raasbergfolge	53
4.4.	Deformation & Metamorphose	56
4.4.1.	Methodisches	56
4.4.2.	<u>Deformationen</u> D ₁ - D ₄ & geometrische Gefügeanalyse	56
4.4.3.	<u>Schichtinversion</u> durch B ₃ -Falten	72
4.4.4.	Späte, S- bis SE-gerichtete Bewegungen	74
4.4.5.	Deformationsregimes	76
4.4.6.	Calcit- & Quarz- <u>Mylonite</u>	79
4.4.7.	<u>Chloritoid</u> & Deformation	81
4.4.8.	Hirschkogel-Phyllite, <u>Ilmenit</u> & Vulkanismus	83
4.4.9.	<u>Low grade</u> - Metamorphose	85
4.4.10.	Zum <u>Alter</u> der Deformation & Metamorphose	86
4.4.11.	Die Grenze zum Kristallin	86
4.4.12.	<u>Statistische Auswertung</u> meso- skopischer Gefügeelemente	87
5.	LITERATURVERZEICHNIS	96

Beilage I = Geologische Karte 1 : 10.000

Beilage II = Probenahme- & Aufschlußkarte 1 : 10.000

II.) Paläomagnetische Untersuchungen im Perm von St. Paul
im Lavanttal und in der Kainacher Gosau.

1.	EINLEITUNG	101
1.1.	Problemstellung	101
1.2.	Zur Methode der Paläomagnetik	102
	Abkürzungsverzeichnis	103
2.	GRUNDLAGEN	104
2.1.	Geologie & Topographie	104
2.1.1.	Perm von St. Paul im Lavanttal	104
2.1.2.	Kainacher Gosau	106
2.2.	Feldarbeit, Labormethoden & Auswertung	107

	Seite
3. VON DER NRM ZUR CARM	110
3.1. Gesteinsphysik	110
3.1.1. Methodik	110
3.1.2. Perm von St. Paul i. L.	110
3.1.3. Kainacher Gosau	115
3.2. Vektoranalyse & FISHER-Statistik	116
3.2.1. Methodik	116
3.2.2. Perm von St. Paul i.L.	119
3.2.3. Kainacher Gosau	132
3.3. Faltentest & Signifikanzprüfung	146
3.3.1. Methodik	146
3.3.2. Perm von St. Paul i. L.	146
3.3.3. Kainacher Gosau	152
4. PALÄOMAGNETISCHE ERGEBNISSE	158
4.1. Mittlere Richtung, Paläobreite & Polposition ...	158
4.2. Magnetostratigraphie	158
5. DISKUSSION DER ERGEBNISSE	163
5.1. Kontinentaldrift	163
5.2. Problematik der Interpretation paläo- magnetischer Daten	163
6. LITERATURVERZEICHNIS	172

=====

I.) Geologie des Hirschkogel - Landscha Berges nördlich von Weiz.

1. EINLEITUNG

1.1. Das Kartierungsgebiet

liegt im Weizer Bergland, ca. 25 km NE' von Graz und erstreckt sich über die SW-Ecke des Bl. 135 BIRKFELD sowie die NW-Ecke des Bl. 165 WEIZ der ÖK 50.

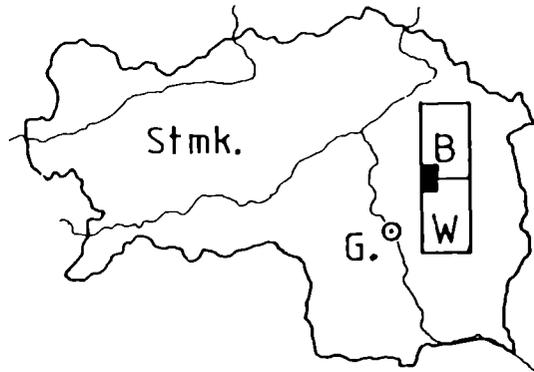


Abb. 1.(1): Lage des Arbeitsgebietes auf den Kartenblättern BIRKFELD (B) und WEIZ (W), G. = Graz, Stmk. = Steiermark

Das kartierte Areal umfaßt die östliche Hälfte einer großräumigen Muldenstruktur mit inverser Schichtfolge, die dem tektonisch tieferen Stockwerk (Schöckelgruppe) des Grazer Paläozoikums angehört. Im W fungiert der Weizbach als geographische Grenze zum Dissertationsgebiet von AGNOLI 1987, ansonsten bildet der Schöckelkalk den natürlichen Rahmen.

Dieser überragt im N mit dem Patschaberg-Plateau (1271 m) sowie der Kammlinie zwischen Zetz (1274 m) und Hoher Zetz (1264 m) den 1103 m hohen Gipfel des Hirschkogels, dessen Schiefermassen mit dem flächenmäßig größten Anteil am Aufbau des Kartierungsgebietes beteiligt sind. Sie bilden den Kern der eingangs erwähnten Synform, deren Liegendanteil vom Schöckelkalk eingenommen wird.

1.2. Primäres Ziel

der durchgeführten Kartierung war die detaillierte Erfassung der im NW und SE unterschiedlich ausgebildeten Schichtfolge zwischen Schöckelkalk und Phyllit, um ein klareres Bild vom Bau der Hirschkogel-Mulde zu gewinnen.

Bei der Kartierung wurde ein am E-Rand des eigentlichen Arbeitsgebietes zwischen Schöckelkalk und Neogen der Weizer Tertiärbucht (KRAINER 1987) verlaufender Streifen von Gesteinen der Raasbergfolge miterfaßt.

1.3. Auswertung

Die Ergebnisse der lithologischen Detailaufnahme - präzisiert durch die petrographische Dünnschliffauswertung von Stichproben aus sämtlichen Kartierungseinheiten - wurden zu einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 10.000 kompiliert. Darüber hinaus wurde - gestützt auf die beobachteten Mikrogefüge sowie die statistische Auswertung von mesoskopischen Gefügeelementen - versucht, ein vereinfachtes Bild der Deformations- und Metamorphosegeschichte des Arbeitsgebietes zu entwerfen und den Bau der Hirschkogel-Mulde ins tektonische Puzzle des Grazer Paläozoikums zu integrieren.

2. METHODIK

2.1. Topographie

Als Kartierungsunterlagen dienten Vergrößerungen 1 : 5.000 und 1 : 10.000 der Blätter 135 BIRKFELD (Ausg. IV 79) und 165 WEIZ (Ausg. V 83) der ÖK 25 V; die auf Basis der gleichen Vorlagen erstellte geologische Karte 1 : 10.000 (Beil. I) sowie die Probenahme- und Aufschlußkarte im gleichen Maßstab (Beil. II) wurden topographisch ergänzt durch Eintragen neuer Forstwege und wichtiger Quellen (vgl. Kap. 4.2.7.) sowie berichtigt durch Positionskorrektur von gegenüber der Natur in der Karte (um 100 m und mehr) versetzten Wegkreuzen und anderen Orientierungsobjekten.

2.2. Dünnschliff-Petrographie

Die optische Mineralbestimmung erfolgte unter Verwendung der Arbeiten von PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987, TRÖGER 1969, TRÖGER 1971 sowie der Abbildungen in LOF (ed.) 1982 und MCKENZIE & GUILFORD 1981. Eine Abschätzung, ob vorwiegend Limonit (braun) oder "organische Substanz" (schwarz, Graphit? - vgl. HÖLLER 1966) als dunkles Pigment in Karbonatgesteinen und Phylliten auftritt, ermöglichte die Anwendung der von FOLK 1987 publizierten "Kartenmethode".

Der Modalbestand wurde nach der Point Counting - Methode durch Auszählen von mindestens 300 Punkten pro Dünnschliff ermittelt. Daneben erfolgte für einige Proben eine visuelle Abschätzung der relativen Häufigkeit bestimmter Mineralien. Hierbei wurden die (eigentlich für mikrofazielle Typisierung von Kalken gedachten) Schätzbilder in E. FLÜGEL 1978 gegenüber den Diagrammen in LOF (ed.) 1982 und SCHOLLE 1979 bevorzugt, weil die erstgenannten Abbildungen neben Struktur und Textur auch die Komponenten/Matrix - Kontrastbeziehung berücksichtigen. Ein Anwendungsbeispiel: während (bei Verwendung von linear polarisiertem Licht) die durchsichtigen Siliziklastika (Quarz, Sericit, Feldspat) in einem durch Anfärben mit Alizarin roten Kalk als "helle Körner" in einer "dunklen" Grundmasse liegen, erscheinen im ungefärbten Teil desselben Dünnschliffes die opaken Erzminerale als schwarze Komponenten vor hellem Hintergrund.

Die mikroskopische Differenzierung zwischen Calcit und Dolomit erfolgte nach der "staining" - Methode von FRIEDMAN 1959. Der gründlich mit Aqua dest. vorgereinigte Dünnschliff wurde nach 2 - 3 sec Ätzen mit 1%iger HCl horizontal gelagert und die Alizarin-Rot-S - Lösung mit einer Tropfpipette aufgebracht. Dieses Verfahren hat gegenüber dem Tauchbad mehrerer Dünnschliffe in

einem Sammelgefäß den Vorteil, daß für jeden Schliff gleiche Startbedingungen herrschen. Außerdem kann man im einzelnen beobachten, wie weit die Färberaktion bereits abgelaufen ist (Reaktionsdauer 1 - 5 min). Bei einigen sowohl Calcit als auch Dolomit führenden Gesteinen erforderte der nicht eindeutige Erstbefund eine Wiederholung der Prozedur, danach waren die Dolomitekristalle wesentlich dünner als 0.03 mm, der Calcit bisweilen völlig weggelöst. Durch das schrittweise Vorgehen konnten die solcherart entstandenen "Löcher" im Schliff jedoch als Karbonat mitausgezählt werden.

Zur Unterscheidung von abgeschätzten (ganzzahligen) Prozentwerten sind die nach der Point Counting - Methode bestimmten Modalbestände durch % - Angaben mit 1 Dezimalstelle gekennzeichnet.

Die Interpretation der in 77 Dünnschliffen beobachteten Paragenesen und Mikrogefüge stützt sich auf die Arbeiten von HEITZMANN 1985, HOBBS et al. 1976, NICOLAS 1984, VOLL 1982, WIMMENAUER 1985 und WINKLER 1979.

2.3. Strukturgeologie

Die Nomenklatur der mikro- und mesoskopischen Strukturen erfolgt nach BELL 1981, FLEUTY 1964, HOBBS et al. 1976, POWELL 1979, RAMSAY & HUBER 1983, RAMSAY & HUBER 1987. Es wurden im Gelände 3517 flächenhafte und lineare Gefügeelemente eingemessen. Die Auswertung der in flächentreuen Lagekugelprojektionen (QUADE 1984) dargestellten Daten erfolgte am Computer HP 150 II unter Verwendung der von WALLBRECHER 1986 publizierten "Gefügeprogramme".

Aufschluß - Probe - Dünnschliff

Zur Lokalisation der im Text angeführten, auf Fotos abgebildeten oder skizzierten Aufschlüsse, Handstücke und Dünnschliffe dient die Probenahmekarte (Beil. II). Das hierarchische System Aufschluß - Probe - Dünnschliff wird in Tab. 2.(1) an einem Beispiel erläutert. Probennummern von Lesesteinen enthalten zusätzlich den Buchstaben "L".

Die Orientierung der Dünnschliffe

beschreibt folgendes rechtshändige Koordinatensystem: wegen des Fehlens eines mesoskopischen Streckungslinears wurde als positive x-Achse die Abtauchrichtung der Fältelungslineation β_3 (vgl. Kap. 4.4.2.) gewählt, die xy-Ebene liegt parallel zur penetrativen Schieferung s_2 (vgl. Kap. 4.4.2.) und +z steht senkrecht darauf; xz-Schnitte sind somit senkrecht s_2 und parallel β_3 , yz-Schnitte senkrecht s_2 und senkrecht β_3 angelegt (vgl. Tab. 2.(1)).

Das Probenmaterial und die Gefügedaten-Diskette werden am Institut für Geologie & Paläontologie der Universität Graz aufbewahrt.

System AUFSCHLUSS - PROBE(N) - DÜNNSCHLIFF(E)

erläutert an Hand eines Musterbeispiels:

<u>Aufschluß</u>	213	Schöckelkalk-Steinbruch Fa. STROBL
<u>Probe 1</u>	213.1	schmutzig brauner <u>Schiefer</u> = Metatuffit als Einschaltung in bunten Karbonatgesteinen im NW-Teil des Steinbruches (vgl. Beil. I) Schieferung (s_2) = 302/75 Lineation darauf = 302/75 = l_x
Dünnschliffe	213.1 A	<u>yz</u> -Schnitt: senkrecht s_2 , senkrecht l_x
	213.1 B	<u>xz</u> -Schnitt: senkrecht s_2 , parallel l_x
<u>Probe 2</u>	213.2	braun verwitternder <u>Kalk</u> = "Striatoporenkalk" als Einschaltung im Schöckelkalk, bildet große B_3 -Falte im SE-Teil des Steinbruches (vgl. Abb.4.(37)) "Bänderung" (s_2) = 324/85 Schieferung (s_3) = 164/30 B_3 -Lineation = 232/12
Dünnschliffe	213.2 A	<u>yz</u> -Schnitt: senkrecht s_2 , senkrecht β_3
	213.2 B	<u>xz</u> -Schnitt: senkrecht s_2 , parallel β_3

Tab. 2.(1): Erläuterung des Systems AUFSCHLUSS - PROBE - DÜNNSCHLIFF an Hand eines Musterbeispiels

3. REGIONALGEOLOGISCHER BAU & BEARBEITUNGSGESCHICHTE

3.1. Grazer Paläozoikum

Das Kartierungsgebiet umfaßt einen Ausschnitt des am E-Rand des Grazer Paläozoikums gelegenen Weizer Berglandes. Einen Einblick in Bau, Geologie und Stratigraphie des Grazer Paläozoikums bietet die Arbeit von FLÜGEL 1975, einen Abriß des aktuellen Kenntnisstandes gibt FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984. Er unterscheidet ein höheres (Rannachdecke, Hochlantschdecke, Heubergdecke) und ein tieferes Stockwerk (Schöckeldecke). Letztgenannte Einheit gliederte er in Schöckelkalk, Arzberger Schichten und Raasbergfolge, welche zur Schöckelgruppe zusammengefaßt werden.

3.2. Vom Schöckelkalk zur Schöckelgruppe

Als "Schöckelkalk" werden seit C. CLAR 1874 massige bis gebankte, oft gut gebänderte, reine Kalk(marmor)e bezeichnet, die - außer am Grazer Hausberg als namengebender Typlokalität - an der Mur im Raum Peggau, am W-Rand des Grazer Paläozoikums N' von Köflach sowie im Weizer Bergland verbreitet sind.

Der Schöckelkalk ist sowohl im Liegenden als auch im Hangenden mit phyllitischen Gesteinsserien verknüpft, deren lithologisch ähnliche Ausbildung gepaart mit dem Fehlen von biostratigraphischen Fixpunkten in dem als Ganzes fossilarmen Komplex die Auflösung des tektonischen Baues enorm erschwert. Diese Problematik spiegelt sich in der Vielzahl verwirrender Lokalnamen wieder, mit denen die den Schöckelkalk unter- bzw. überlagernden Phyllitserien belegt worden sind.

Das heute akzeptierte, auf den grundlegenden Arbeiten von F. HERITSCH 1917, E. CLAR 1935, BOIGK 1951, FLÜGEL 1958 basierende, zuletzt von FLÜGEL & NEUBAUER 1984 skizzierte Konzept für den tektonischen Bau der Schöckeldecke ist jenes einer großräumigen Überfaltung: die im stratigraphischen Normalprofil das Liegende des Schöckelkalks bildenden Schieferfolgen (Arzberger Schichten) erscheinen als inverser Gesteinsstapel nochmals im Hangend-Schenkel einer liegenden Falte, wobei die Frage, ob das Faltenscharnier im N oder im S liegt, bis dato ungeklärt ist.

Schöckelkalk und auflagernde Phyllite beherrschen das Bild der Muldenstruktur im Arbeitsgebiet, die Geologie des Weizer Berglandes insgesamt spielte eine entscheidende Rolle für die im Laufe der Bearbeitungsgeschichte aufgestellten Modelle der Schöckeldecke.

Die im folgenden gegebene - keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebende - Auflistung wichtiger Arbeiten soll einen Überblick über die (nur teilweise synonymen) Begriffe vermitteln.

C. CLAR 1874 nennt die seiner Meinung nach nur im Liegenden des Schöckelkalkes auftretende Entwicklung "Grenzphyllit".

F. HERITSCH 1917 erkennt die zum Schöckelkalk bilateral symmetrische Ausbildung und führt die Begriffe UNTERE und OBERE SCHIEFER ein.

KUNTSCHNIG 1927 bearbeitet das Weizer Bergland. Er faßt über basalen Schieferlagen folgende karbonatisch-quarzitische Gesteine zur "Grenzzone" der Schöckeldecke zusammen, mit dem Hinweis, daß diese nicht mit CLAR's "Grenzphyllit" gleichzusetzen ist. Über "Grenzzone" und Schöckelkalk liegen als (seiner Meinung nach aufrechte) Schubmassen die Schiefer der Muldenserie.

E. CLAR 1933 parallelisiert die im Schöckelgebiet den Schöckelkalk überlagernden "Übergangsschichten" mit KUNTSCHNIG's "Grenzzone". Die inverse Abfolge Schöckelkalk - Grenzzone - Obere Schiefer erklärt E. CLAR 1935 durch nordvergente Überfaltung.

FLÜGEL 1953 postuliert wegen des tektonischen Kontaktes zwischen Schöckelkalk und "Grenzphyllit" eine eigene Faziesentwicklung, genannt Tonschieferfazies, die als selbständige tektonische Einheit des Grazer Paläozoikums zu betrachten ist. Die Oberen Schiefer deutet er als lokale Aufschuppungen auf den Schöckelkalk.

FLÜGEL & MAURIN 1957, 1958 trennen im Zuge der Neukartierung des Weizer Berglandes eine dolomitisch-quarzitische Entwicklung im Liegenden des Schöckelkalkes als triasverdächtige Raasbergfolge von der Tonschieferfazies ab. Die Alterszuordnung der Raasbergfolge erfolgt dabei aufgrund lithologischer Ähnlichkeit mit dem zentralalpinen Mesozoikum.

KOLMER 1972, 1975 sieht in den Ergebnissen seiner geochemischen Untersuchungen einen Beleg dafür, daß auch im Schöckelkalk aufrechte und inverse Serien existieren.

EBNER & WEBER 1978 kommen bei der Bearbeitung des Gebietes S' des Tannebenstockes zu einer Neugliederung der basalen Schieferfolgen. In der von ihnen aufgestellten PASSAILER GRUPPE werden die tieferen, grüngesteinsbetonten PASSAILER SCHICHTEN durch den HUNDSBERGQUARZIT getrennt von den höheren, karbonat- und graphitreichen ARZBERG-SCHICHTEN. Die Oberen Schiefer entsprechen den Arzberg-Schichten, welche dem Schöckelkalk invers auflagern. Örtlich kann der Schöckelkalk (aus faziellen oder tektonischen Gründen?) fehlen, sodaß Untere (aufrechte) und Obere (inverse) Schiefer direkt übereinander liegen.

Eine weitere Komplikation entsteht dadurch, daß die als Schichten von Kher bezeichneten basalen Schiefer-Vulkanit-Folgen der Rannachdecke lithologisch große Affinität zur Passailer Gruppe zeigen.

FRITZ 1986 begegnet der Schwierigkeit einer Grenzziehung zwischen Oberen Schiefen und Basis der Rannachdecke durch den Sammelbegriff "Basaler Metavulkanitkomplex".

FLÜGEL & NEUBAUER 1984 gliedern die Schöckeldecke in Raasbergfolge, Schöckelkalk und Arzberger Schichten. Die Passailer Phyllite werden (im Gegensatz zu EBNER & WEBER 1978) als selbständige Einheit abgetrennt. Jene Sericit-phyllite bis Quarzite, Metadiabase und Grünschiefer umfassende Entwicklung bezeichnen sie als Passailer Gruppe und betrachten sie als tiefe tektonische Schuppe im Grazer Paläozoikum.

Andererseits sind in der Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000 (FLÜGEL & NEUBAUER 1984) im Weizer Bergland im Bereich Stroß - Hirschkogel die den Schöckelkalk überlagernden Phyllite (Obere Schiefer) größtenteils als "Passailer Phyllite" bzw. "Altpaläozoische Phyllite i.a." ausgeschieden.

AGNOLI 1987 stellt sämtliche den Schöckelkalk überlagernden Gesteine, die den Stroß aufbauen, zu den Arzberger Schichten.

3.3. Stratigraphie

KUNTSCHNIG 1927 vergleicht die "Grenzzone" bzw. Einschaltungen von Quarziten und Dolomiten in den Schiefen der Muldenserie mit der Dolomitsandsteinstufe des Plabutsch bei Graz.

CLAR 1933 vergleicht seine "Übergangsschichten" (im Hangenden des Schöckelkalkes) mit KUNTSCHNIG'S "Grenzzone".

Über Fossilfunde aus dem Schöckelkalk berichten HERITSCH 1929, SCHWINNER 1925, SEELMEIER 1941.

FLÜGEL et al. 1952 revidieren bisherige stratigraphische Ergebnisse, indem sie nachweisen, daß sämtliche Einstufungen des Schöckelkalkes ins Unterdevon auf Fossilien beruhen, die in Karbonatlagen eingeschuppter Späne von "Grenzphyllit" gefunden worden sind. Aufgrund des erwiesenen Alters der

Unterlage wird ein Mitteldevon-Alter des Schöckelkalkes für wahrscheinlich gehalten.

FLÜGEL & NEUBAUER 1984 vertreten die gleiche Ansicht: aufgrund lithologischen Vergleiches der Raasbergfolge mit der unterdevonischen Dolomitsandsteinfolge der Rannach(fazies)-decke (EBNER et al. 1980) wird für den Schöckelkalk ein mittel- bis oberdevonisches Alter angenommen.

TSCHELAUT 1985 gelang eine conodontenstratigraphische Einstufung von Kalken der Arzberg-Schichten westlich der Mur ins tiefere Unterdevon.

FRITZ 1986 belegt mit Conodonten ein Obersilur-Alter von Kalken aus dem Basalen Metavulkanitkomplex.

Östlich der Mur gibt es biostratigraphische Fixpunkte aus dem Bereich Obersilur - Unterdevon aus tektonisch tiefen Teilen des Grazer Paläozoikums (NEUBAUER 1981a, GOLLNER 1985)

4. GEOLOGIE DER HIRSCHKOGEL-MULDE

4.1. Überblick

Im Kartierungsgebiet bilden die Gesteine der Schöckeldecke eine großräumige Muldenstruktur mit SW-NE verlaufender B-Achse. Sie kommt in der geologischen Karte durch das generelle NE - (bis NNE -) Streichen der Gesteinszüge zum Ausdruck. Die Einmuldung erfolgte während des dritten nachweisbaren Faltungsaktes (vgl. Kap. 4.4.2.), was die Indizierung der Muldenachse mit B₃ impliziert.

Eine schematische Übersicht der lithologischen Abfolge (ohne Berücksichtigung der Mächtigkeiten) gibt die Tab. 4.(1). Die angeführten Nummern beziehen sich auf die Legende der geologischen Karte (Beilage I), wo die genannten Gesteine einerseits als selbständige Kartierungseinheiten, andererseits als exotische Einschaltungen innerhalb einzelner Schichtglieder des Muldenprofils auftreten.

Wie diese Tab. zeigt, trennt den Schöckelkalk im Liegenden und den Phyllitkomplex im Hangenden eine Karbonatgesteinsassoziation.

O s t t e i l	W e s t t e i l
Phyllite (8) mit basalen Einschaltungen von hellem Dolomit (6), dunklen Kalken (3) und Grünschiefern (7)	Phyllite (8) ---
bunte Karbonatgesteine (5) = bunte Kalke, Dolomite und karbonatische Quarzite mit Einschaltungen von dunklen Kalken (3), Kalkphylliten (4) und Phylliten (6)	helle Dolomite und dolomitische Quarzite (6) mit Einschaltungen von Grünschiefern (7)
Kalkphyllite (4) mit Einschaltungen von Phylliten (8) und Grünschiefern (7)	---
dunkle Kalke (3)	dunkle Kalke (3)
Schöckelkalk (2)	Schöckelkalk (2)
	dunkle Kalke (3)
	bunte Karbonatgesteine (5) mit Einschaltung von hellem Dolomit (6)
	"Phyllonit" an der Grenze zum Kristallin (9)

Tab. 4.(1): Lithologisches Übersichtsprofil der Hirschkogel-Mulde

4.2. Die Gesteine

Verzeichnis der im Text und in den petrographischen
Tabellen verwendeten Abkürzungen :

<u>MINERAL-Namen:</u>	<u>sonstige Begriffe:</u>
Alkalif. = Alkalifeldspat	acc. = akzessorisch
Bio = Biotit	an. = anormale Interferenzf.
Ca = Calcit	an. bl. = an. blaue "
Chl. = Chlorit	an. ledbr. = an. lederbraune "
Ctd. = Chloritoid	cm-pl. = cm-plattig
Dol. = Dolomit	d. = dunkel
Epl. = Epidot	dm-geb. = dm-gebant
E, Erz = meist Limonit, Hämatit pseudomorph nach eu- hedralem Pyrit	Dom. = Domäne
F, Fsp. = Feldspat	gb.gn. = gelblich grün
K, Karb. = Karbonat	gn. = grün
Mgn. = Magnetit	gr. = grau
Mikr. = Mikroklin	h. = hell
Or. = Orthoklas	Intf. = Interferenzfarbe
Plag. = Plagioklas	KG = Korngröße
Ph.M. = Phyllosilikat-Matrix	K/Q-Dom. (Lge.) = K/Q- <u>reiche</u> Domäne (Lage)
Q, Qu. = Quarz	Lge. = Lage
Rut. = Rutil (+ Leukoxen)	M. = Matrix
S, Ser. = Sericit	norm. Intf. = normale Intf.
Stilp. = Stilpnomelan	opt.+(-) = optischer Cha- rakter positiv (negativ)
	Pleochr. = Pleochroismus
	Ph.Dom. (Lge.) = Phyllosilikat- <u>reiche</u> Domäne (Lage)
	viol. = violett

Tab. 4.(2): Verzeichnis der Abkürzungen petrographischer Begriffe

4.2.1. Schöckelkalk (Beil. I: 2)

tritt im Kartierungsgebiet in verschiedenen Varietäten auf. Zum einen als einheitlich grau gefärbte (selten auch weiße), massige bis m-gebänkte, zum anderen als cm-gebänderte, dm-gebänkte Kalk(marmor)e. Es gibt auch Übergangsformen. Gemeinsam ist eine Zerlegung durch steile Klüfte (vgl. Kap. 4.4.12.), die in den Aufschlüssen gegenüber den mechanisch kaum wirksamen, bänderungsparallelen Bankungsfugen deutlich hervortreten.

Nach dem Geländebefund sind helle Schöckelkalk-Typen stets grobkörniger als dunkle, nach Dünnschliffbeobachtung variiert in erster Linie das Mengenverhältnis der im Gestein auftretenden Korngrößen. Ein tabellarischer Vergleich von 3 Proben soll dies veranschaulichen:

Proben-Nr.	Gesteinstyp	Lage des Aufschlusses (Beil. II)		
195	grobspätiger, weißer Kalkmarmor	aufgelassener, kleiner Steinbruch unmittelbar nördlich Eben		
211	mesoskopisch monoton grauer, mikroskopisch hell/dunkel-grau mm-laminierter Kalk	aufgelassener, kleiner Steinbruch ca. 200 m südlich Eben		
219.1	mesoskopisch grau/weiß 0,5 — 1 cm gebänderter, in Dünnschliffdicke einheitlich weißer Kalk	Wegaufschluß nordwestlich Landschakogel (südlich "h" von "Naasbach")		
K o r n g r ö ß e in mm:				
	≤ 0,4		> 0,4 - 0,8	> 0,8
	< 0,1	0,1 - 0,4		
195	83 %		12 %	5 %
211	94,7 %		5 %	0,3 %
219.1	5 %	95 %	---	---

Tab. 4.(3): Schöckelkalk-Varietäten & Korngrößenverteilung

Weitere Schliiffbeobachtungen:

Probe 195 besteht nur aus Calcit; die mm-Lamination in Probe 211 wird hingegen hervorgerufen durch die Variation der Menge an feinstverteiltem Graphit (HÖLLER 1966), wobei die stärker pigmentierten, dunklen Lagen zusätzlich Einzelkörner von Quarz, Sericit und Pyrit enthalten. Der Anteil der Nicht-Karbonatminerale (KG 0,4 bis 0,8 mm) schwankt innerhalb der dunklen Lagen zwischen 5 und 10 %. Im Gegensatz dazu ist in Probe 219.1 (Bänderkalk) die Punktdichte der Pigment-Partikel so gering, daß das Gestein in Dünnschliffdicke als homogener, weißer Kalk erscheint.

Die Anwesenheit von Fremdmineralien als Hemmungsmechanismus bei kornvergrößernden Prozessen (HOBBS et al. 1976) kommt bei den dunklen Kalken (s. Kap. 4.4.2.) wesentlich stärker zum Tragen als im Schöckelkalk. Dieses Prinzip läßt sich sinngemäß auch auf den umgekehrten Vorgang - Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation - anwenden, welcher verantwortlich ist für das Auftreten eines zwar hochreinen, aber extrem feinkörnigen Schöckelkalkes auf der W-Seite des Landschakogels. Dieses, bis auf wenige Altkörner vollständig rekristallisierte Gestein (KG 0,03 mm) ist nach HEITZMANN 1985 als Ultramyonit zu bezeichnen (vgl. Kap. 4.4.6.).

Angewandte Geologie

Um die Jahrhundertwende wurde der Schöckelkalk für den lokalen Bedarf an zahlreichen Entnahmestellen als Naturbaustein und Branntkalk gewonnen. Von letzterer Funktion zeugen noch die Reste der in Nähe von Gehöften errichteten Kalkbrennöfen, wovon als leicht zugängliche Beispiele (eingetragen in Beil. I) genannt seien: im NW - SW' Kote 1024, im NE - N' Krones (Ponigl), im SE - N' Eben, im S - SE' Landschakogel.

Heute wird der Schöckelkalk im Arbeitsgebiet in zwei Großsteinbrüchen abgebaut, zwei weitere derartige Betriebe liegen an der Arbeitsbereichsgrenze (vgl. Abb. 4.(18) im Kap. 4.3.2.).

Daß der im NW wie im SE erscheinende Schöckelkalk tatsächlich unterhalb der Schiefermulde durchzieht, bezeugt nach GRAF 1984 die Baumühlquelle NE' der Ruine Sturmberg, deren Einzugsgebiet im Bereich Sattelberg - Patschaberg liegt (Markierungsversuch Anfang der 80er-Jahre, mdl. Mitt. BENISCHKE). Aufgrund ihrer Ergiebigkeit - die Schüttung schwankt zwischen 120 und 220 l/sec - bildet diese Karstquelle die Grundlage der Weizer Wasserversorgung.

Die zufolge der intensiven Klüftung begünstigte Wasserwegsamkeit im reinen Schöckelkalk führte im Zuge der Verkarstung zur Bildung zahlreicher Höhlensysteme, von denen als bekannteste die Grasslhöhle, das Katerloch, Patschaloch und Rablloch angeführt seien (FLÜGEL & MAURIN 1958, FLACK 1984). Die beiden letztgenannten Höhlen liegen an der NW-Ecke knapp außerhalb des Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 4.(18) im Kap. 4.3.2.).

4.2.2. Dunkle Kalke (Beil.I: 3)

Dunkle, pyritreiche, cm-plattige bis dm-gebankte Kalke treten im Arbeitsgebiet sowohl als selbständige Kartierungseinheiten wie auch als Einschaltung innerhalb anderer Schichtglieder auf. Wo die dunklen Kalke eine ebenfalls dunkle Varietät des Schöckelkalkes über- bzw. unterlagern, sind sie nur durch die

engständigeren s-Flächen gegen diesen abzugrenzen.

Lokale Merkmale sind das Auftreten von s-parallelen Linsen, Lagen mit pinch & swell - Struktur und intrafolial folds aus weißem Calcit, weiters die Ausbildung seidenglänzender Sericithäutchen auf den s-Flächen.

Diese Glimmerfilme können zu ein bis mehrere mm dicken Phyllitlagen anschwellen, wodurch ein Kalk/Schiefer-Rhythmus entsteht. Bildet ein solches Gestein dm-Falten, kommt es durch den Kompetenzunterschied zu einer Fältelung (Runzelung) der Phyllosilikatlagen (= β_3 -Lineation auf den s-Flächen, vgl. Kap. 4.4.2.).

Die Mächtigkeit der den Schöckelkalk überlagernden dunklen Kalke variiert sehr stark: im NW beträgt sie ca. 50 m, im S (Sturmberg) ca. 100 m, im E (N' Eben) ungefähr das Doppelte.

Im Liegenden des Schöckelkalkes findet man die dunklen Kalke am SE-Rand des Landschaftsplateaus sowie N' davon beim Gehöft Tödling mit einer Mächtigkeit von (maximal) ca. 50 m. Ganz im N fehlen sie an der Schöckelkalk-Grenze überhaupt, sind aber entlang der Forststraße E' Ponigl als Lesesteine im von bunten Karbonatgesteinen dominierten Schutt zu finden.

U.d.M.: das dunkle Pigment der Kalke besteht aus feinsten Partikeln von organischer Substanz (Graphit?) und Pyrit. Die klaren, pigmentfreien Calcit-Kristalle in den hellen Lagen sind mit 0,2 bis 0,4 mm Durchmesser ca. 10 x so groß wie die Matrix-Körner. In der dunklen Grundmasse findet man auch extrem abgeflachte, mit der langen Achse parallel s eingeregelt Calcitkristalle (lange Achse bis 0,2 mm, L/B-Verhältnis = 5 : 1). Sowohl in der Matrix als auch in den hellen Lagen findet man vereinzelt Quarz, Glimmer und Feldspat (reich an sericitischen Einschlüssen) - alle mit Korngrößen bis 0,2 mm.

Für eine Bildung der hellen Lagen durch Drucklösung und Wiederausfällung von Calcit (\pm Quarz) spricht, daß organische Substanz, Glimmer und Erzkörner oft an den Lagengrenzen gegenüber der Matrix angereichert sind. Bei Scherdeformation kommt es, verursacht durch den Kompetenzunterschied zwischen Grundmasse und hellen Lagen, zu deren Boudinage, woraus sich die pinch & swell - Struktur erklärt (RAMSAY & HUBER 1983). Die intrafolial folds werden im Kap. 4.4.2. behandelt.

Ein Pendant zum Schöckelkalk-Ultramyylonit (vgl. Kap. 4.2.1.) bildet ein mittelgrauer, extrem feinkörniger Kalk (KG < 0,02 mm) W' Bildbaum Landschakogel. Der organisch pigmentierte Kalk enthält ca 5 % Quarz, Sericit und Pyrit. Daß es sich nicht um ein Karbonatgestein handelt, welches seine ursprüngliche Feinkörnigkeit bewahrt hat, belegt ein nur 200 m entfernter Aufschluß, wo mindestens gleich oder stärker pigmentierter Schöckelkalk mit um den Faktor 20 bis 40 größeren Korngrößen ansteht (keine Behinderung der Sammelkristallisation!). Der Kalk zeigt im Aufschluß 207 Strukturen, die während einer Deformation im spröde/duktilen Grenzbereich gebildet wurden (vgl. Kap. 4.4.4.). Die übrigen Aufschlüsse am Top des Landschakogels bestehen aus "normalem" dunklen Kalk. Das Auftreten von Calcit-Ultramyyloniten ist offensichtlich auf einen schmalen Streifen beschränkt, was auf eine Scherzone hindeutet (siehe Kap. 4.4.6.).

4.2.3. Kalkphyllite (Beil. I: 4)

treten im nordwestlichen Gossental in vermittelnder Position zwischen dunklen Kalken im Liegenden und bunten Karbonatgesteinen bzw. Schwarzschiefern im Hangenden auf. Die Mächtigkeit, welche im Bereich Wh. Felsenkeller ca. 250 m beträgt, nimmt gegen NE rasch ab, sodaß der auskeilende Kalkphyllitzug gerade noch (durch Lesesteine belegt) den Sattel bei Kote 1024 überquert.

Im Gelände lassen sich mit Hilfe der Verwitterungsfarbe der Karbonatkomponente graue und rotbraune Varietäten auseinandertreten, wobei letztere eindeutig überwiegen. Mikroskopisch sind 3 Typen unterscheidbar:

Kalk-phyllit	Bsp. = Probe	meso- und mikroskopische Merkmale	Gehalt an Phyllos. + Quarz
Typ 1	5.2	<u>cm-Wechselagerung</u> von dunklem, blaugrauen <u>Kalk</u> , ± mit weißen Calcit-Lagen und -Linsen und graubraunem, <u>karbonatischem Phyllit</u> , intern mm-laminiert durch Glimmer-reichere und -ärmere Lagen	5 - 15 % > 50 %
Typ 2	276	Rutil - führender, hellgrauer, <u>karbonatischer Mg-Chlorit - Phyllit</u> mit s-parallelen Lagen und Linsen aus Calcit + Quarz + wenig Chlorit	> 60 %
Typ 3	51.2	Ilmenit & Chloritoid - führender, heller, <u>karbonatischer Sericit - Phyllit</u> mit bimodalem Aufbau aus Glimmer-reichen und Calcit & Quarz - reichen Domänen	> 60 %

Tab. 4.(4): Kalkphyllit - Typen

Durch Zunahme des Glimmergehaltes von dunklen Kalken erhält man den Typ 1, während Vertreter des Typs 3 (bei Fehlen von Ilmenit und Chloritoid) durch abnehmenden Glimmergehalt überleiten zu den bunten Karbonatgesteinen (Kap. 4.2.4.).

Die Kalkphyllit - Typen 2 und 3 sollen an Hand von Dünnschliffbeobachtungen näher charakterisiert werden.

Typ 2 (Probe 276)

Die Phyllosilikatmatrix besteht fast ausschließlich aus Mg-Chlorit (braunliche Eigenfarbe, norm. Intf., opt. +), Calcit findet man in Form limonitischer Altkörner in der Matrix bzw. als neomorphe Karbonatlagen, undulöse Quarzkörner treten ebenso in beiden Bereichen auf. Die maximale Korngröße sämtlicher Mineralien beträgt ca. 0,2 mm. Ausnahmen bilden bis 1 mm große Calcit-Altkörner (Echinodermaten-Reste?). Abgeflachte, s-parallel eingeregelterte Quarz- und Calcitkörner entsprechen jenen in dunklen Kalken (Kap. 4.2.2), desgleichen die Karbonatlagen mit pinch & swell - Struktur und werden genetisch analog interpretiert.

Modalbestand der Probe 276

Karbonat	35,3 %
Quarz	8,3 %
Mg-Chlorit	54,7 %
Sericit	0,7 %
Rutil	1,0 %
Epidot, Hämatit, Limonit	acc.

Rutil-Anhäufungen bestehen aus idiomorphen Nadelchen, Herz- und Knie-Zwillingen sowie xenomorphen Körnern ($KG < 0,02$ mm). Da das Gestein praktisch fast nur aus Chlorit und Karbonat besteht (wenig Quarz, nahezu Glimmer-frei) wird ein tuffitisch-karbonatisches Ausgangssediment angenommen (vgl. hierzu auch die Rutil-führenden Grünschiefer, Kap. 4.2.6.).

Typ 3 (Probe 51.2)

Dieser Kalkphyllit-Typ ist aufgebaut aus 2 Arten von s-parallel langgestreckten bis unregelmäßig begrenzten Domänen:

1. Glimmer-reiche Domänen

aus quarzarmer Phyllosilikat-Matrix mit isolierten Körnern von Karbonat, Quarz und Quarzaggregaten sowie tafeligem Ilmenit (leistenförmig im Schnitt senkrecht s) und Chloritoid-Porphroblasten. Anteil der Matrix ca. 70 bis 90 %.

2. Karbonat/Quarz-reiche Domänen

aus karbonatischer Grundmasse mit isometrischen oder zwischen Glimmern geplätteten Quarzkörnern sowie Chloritoid-Porphroblasten. Matrix-Anteil ca. 70 %.

Modalbestand der Probe 51.2 (Gesamtgestein)

Karbonat	28,0 %
Quarz	14,0 %
Quarz/Phyllosilikat-Matrix	51,0 %
Chloritoid	2,7 %
Ilmenit	4,3 %

Ein am Handstück erkennbarer, im spitzen Winkel zur penetrativen Schieferung (s_2) stehender Lagenbau könnte dem sedimentären ss entsprechen. Im Schliff sind an dieser Stelle die Ilmenit-Kristalle zwar in s_2 eingeregelt, jedoch parallel zum o.a. Lagenbau angereichert. Wird der Ilmenit als metamorphe Neubildung aufgepaßt, muß das zugehörige Deformations- und Metamorphose-Ereignis älter sein als die s_2 Gefügeprägung. In diesem Fall gilt die Beziehung $ss = s_1 \neq s_2$ (vgl. Kap. 4.4.2.).

In einzelnen Aufschlüssen findet man neben Sericit auch grünen Chlorit im Kalkphyllit des Typs 3, an einem Punkt steht er im Kontakt mit einem magnetitführenden Grünschiefer (vgl. Kap. 4.2.6.). In beim Gehöft Patschabauer aufgesammelten Lesesteinen ist karbonatischer Grünschiefer mit Kalkphyllit des Typs 3 verwachsen, eine Zuordnung zu den Metavulkaniten jedoch erst nach Dünnschliffbefund möglich.

Aufgrund ihrer Petrographie sowie durch den sedimentären Verband mit Grüngesteinen kann man das Edukt der Kalkphyllite des Typs 3 als vulkanogen beeinflusstes Sediment betrachten.

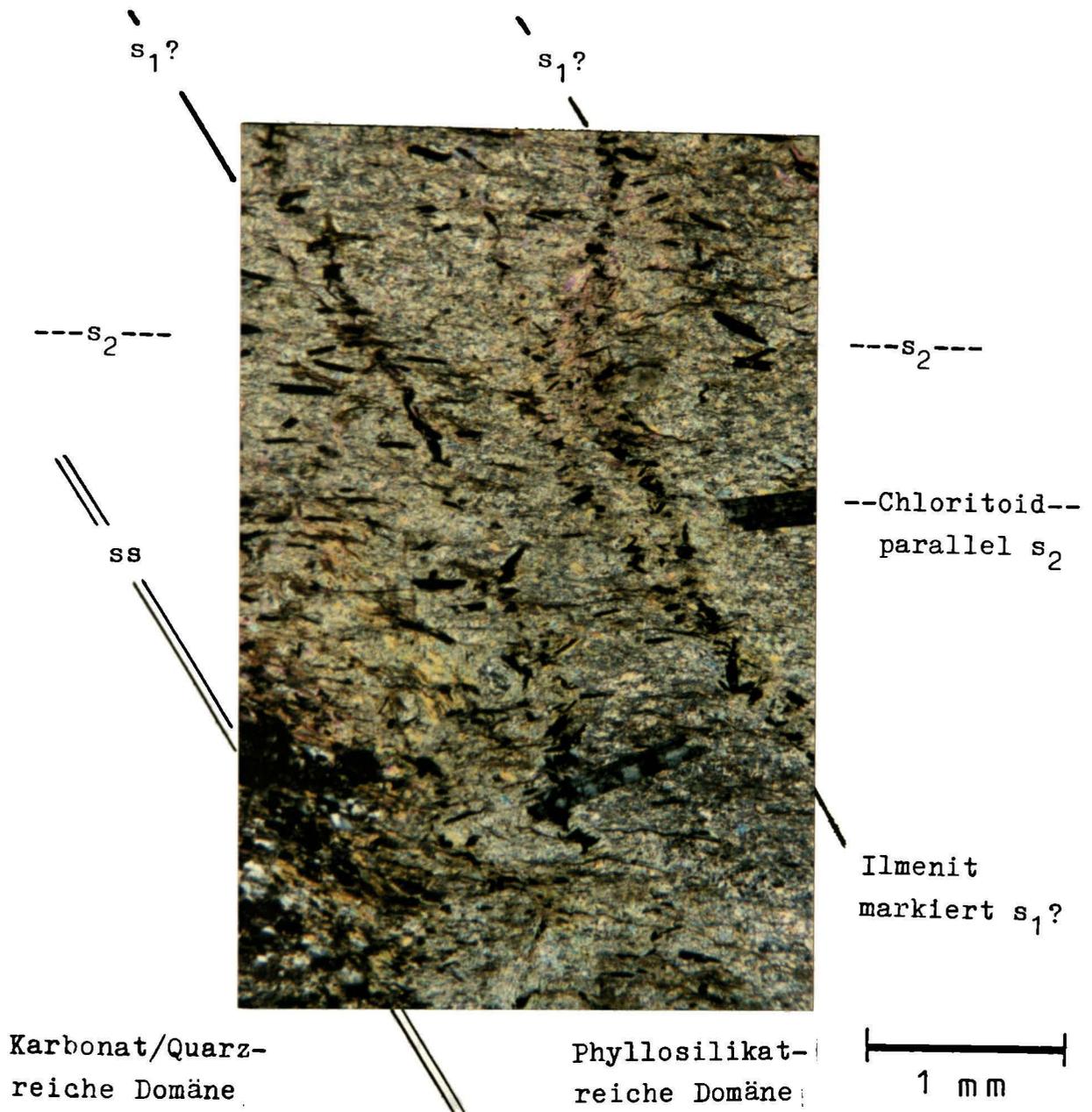


Abb. 4.(1): Kalkphyllit Typ 3, yz-Dünnschliff 51.2A, gekreuzte Nicols. Aufschluß: NW' "G" von Gössental.

4.2.4. Bunte Karbonatgesteine (Beil.I: 5)

ist die zusammenfassende Bezeichnung für eine Assoziation von bunten Kalken, feinkörnigen Dolomiten und karbonatischen Quarziten. Sie haben ihre Hauptverbreitung im Karbonatgesteinszug von Gössental, wo sie - unter Einschaltung von dunklen Kalken und Phylliten - eine Gesamtmächtigkeit von max. 400 m erreichen.

Bunte Karbonatgesteine treten als cm- bis m-mächtige Einlagerungen auch an der Basis der dunklen Kalke, Kalkphyllite sowie (selten) innerhalb der hellen Dolomite auf. Im Liegenden des Schöckelkalkes findet man bunte Karbonatgesteine (infolge einer störungsbedingten Profilwiederholung - vgl. Abb. 4.(21) im Kap. 4.3.2.) im Steinbruch Fa. STROBL sowie am E-Rand des Kartierungsgebietes. Im N bilden bunte Karbonatgesteine im Bereich Ponigl die einzige erfaßbare Kartierungseinheit zwischen Schöckelkalk und Phyllit.

Einen Einblick in die Heterogenität dieser Gesteinsgruppe gibt die petrographische Übersichtstabelle 4.(5). Die nach dem Geländebefund hohe Diversität beruht weniger auf einer Variation des Modalbestandes als auf unterschiedlichen mesoskopischen Gefügemerkmalen und wechselnder Verwitterungsfarbe der Gesteine. Es dominieren gelbliche bis braune Farbtöne, orangefarbige Kalke erhalten mitunter durch punktuell verteilten Erz-(bzw. Limonit-) Gehalt ein gesprenkeltes Aussehen. Örtlich findet man rauhwackenartige, löchrig zerfressene Kalke. Die mengenmäßige Verteilung von Kalken, Dolomiten und karbonatischen Quarziten auf die 14 Proben der Tabelle 4.(5) gilt in erster Näherung auch für die bunten Karbonatgesteine als Ganzes genommen.

Einige Bemerkungen zu den karbonatischen Quarziten: mit einem Quarzgehalt von weniger als 80 % sind sie keine "echten" Quarzite im Sinne der Nomenklatur metamorpher Gesteine (WINKLER 1979). Wegen des Quarz/Calcit-Verhältnisses von 3 : 1 wurden sie jedoch von den quarzführenden Kalken als eigene Kategorie abgetrennt.

Plattige Leseteine bzw. B-tektonitische Rollstücke (Stengel mit bis 1 dm Durchmesser) von Quarzit findet man hauptsächlich auf der Kuppe NW' Hirschkogel sowie am Rand der Lichtung W' "n" von Gössental.

An der Straße entlang des Weizbaches ist im Bereich "In der Weiz" (Bl. 135) eine Wechselfolge von dm-gebankten, hellen Kalken, karbonatischen Quarziten und karbonatischen bis quarzitischen Sericitschiefern aufgeschlossen, die sich örtlich durch einen hohen Pyritgehalt (frisch oder verwittert als "Brandzone" in den Schiefen) auszeichnet; Probe 117 stammt aus diesem Wegprofil.

Das zweite beprobte Vorkommen karbonatischer Quarzite liegt S'Kote 538 ("In der Weiz" auf Bl. 165) und bildet eine Einschaltung psammitischer Gesteine in Phylliten. Die hier entnommene Probe 147 gleicht petrographisch der vorgenannten (vgl. Tab. 4.(5)); der den beiden frischen Gesteinen gemeinsame Dolomitgehalt äußert sich in Aufschlüssen an der gegenüberliegenden Talseite durch das Auftreten von gelblichen Dolomitaschen, die man beispielsweise 500 m S' der Kote 538 (W' vom Bildstock) beobachten kann.

Da dolomitsch-quarzitische Gesteine auch innerhalb der hellen Dolomite (Kap. 4.2.5.) auftreten, erfolgt eine gemeinsame Beschreibung und Interpretation aller karbonatischen Quarzite im nächsten Kapitel.

Bei dunklen Varietäten der bunten Karbonatgesteine besteht das Pigment (im Gegensatz zu den dunklen Kalken, vgl. Kap. 4.2.2.) neben organischer Substanz (Graphit?) vor allem aus Limonit und euhedralen Erzkörnern < 0,05 mm. Bei den meist sechsseitigen (oder rechteckigen) Durchschnitten handelt es sich vorwiegend um Pseudomorphosen von Limonit oder Hämatit (rot durchscheinend) nach Pyrit. Nur selten ist letzterer frisch, d.h. goldgelb metallisch glänzend (FOLK 1987) erhalten.

Schwierigkeiten bereitete die feldgeologische Trennung von Kalkphylliten des Typs 3 und quarzreichen Kalkschiefern (Probe 6.2 in Tab. 4.(5)), welche den bunten Karbonatgesteinen zugeordnet werden. Trotz relativ niedrigen Glimmergehaltes sind in diesen Gesteinen engständige s-Flächen entwickelt; weiters beobachtet man graue Karbonat- und weiße Quarzlinien in ockergelber Grundmasse (Geländebefund).

Teilgebiet	Probe	Gestein	Dol.	Ca.	Qu.	Fsp.	Ser.	Erz	Bemerkungen
In der Weiz Bl. 165	68	feinkörniger, gelblicher, calcitischer D O L O M I T (massig)	70	28	Q + S + E = 2				Ca/Q-Gängchen durch- schlagen Ca-Gängchen $\frac{E}{Q}$
	6.2	brauner K A L K S C H I E F E R mit Calcit/Quarz-Lagen und Quarz-Linsen	--	56,2	34,8	2,2	6,3	0,5	%-Werte bezogen auf das Gesamtgestein (Tab. 4.(6))
	69	hell/dunkel-grau cm-gebänderter, dm-gebankter K A L K	--	98	Q + S + E = 2				s/o-Gefüge: gelängte Ca- xx(s) \rightarrow 30° z. Poliation(c)
Patschabergr (Südosst-Abhang)	L 5	massiger, orangefarbener, dunkel gesprenkelter K A L K	--	94,7	4,0	--	0,3	1,0	Matrix-Ca : $\frac{neom.Ca}{KG}$ = 6:1 KG 0,1 mm : 0,1 - 0,4 mm
	72	dm-gebankter, violettgrauer K A L K	--	>95	Q + S + E = < 5				s/c-Gefüge: gelängte Ca- xx(s) \rightarrow 20° z. Poliation(c)
	73	feinkörniger, graubrauner D O L O M I T (dm-gebant)	>98	--	Q + S = < 2				mm-Quergänge = Q + Dol KG Dol < 0,05 mm
Gössental	49.2	feinkörniger, schmutzig brauner D O L O M I T (dm-gebant)	>98	Ca + Q + S + E = < 2					mm-Gängchen aus Ca + Dol + Q KG Dol < 0,1 - 0,2 mm
	34.2	massiger, braun / weiß gesprenkelter K A L K	--	91,4	6,0	0,3	0,7	1,6	1 Korn (1,2 mm) = Mikroperthit
	36.2	feinkörniger, gelblicher D O L O M I T (undeutl. geschichtet)	>95	--	Q + S + E = < 5				isokl. verfaltete 1 mm - Tufflage (vgl. Kap. 4.2.6.)
In der Weiz Bl. 135	117	bläß gelblicher, dolomitischer Q U A R Z I T (dm-gebant)	24,2	?	69,4	--	4,2	2,2	Q > 0,2 : 0,2 - 0,1 : < 0,1 mm = 1:10:20; acc. Biotit
	147	graubrauner, karbonatischer Q U A R Z I T (dm-gebant)	23,8	--	70,8	--	4,2	1,2	Q: KG wie 117 = 1:4:4 stärker deform.; \pm Biotit
Graben	233	grauer, grobkristall., ockergelb ver- witternder, dm-gebantter K A L K	--	>95	Q + F + S + E = < 5				Ca-Protomylonit Abb. 4.(45) detrit. F: Alkalif. Plag.
	219.2	hell orangegelber, undeutlich ge- schichteter K A L K	--	95,4	1,3	--	3,0	0,3	Ca < 0,1 : > 0,1 (meist 0,4 bis 0,8) mm = 1 : 7
Landscha	223	grau/gelb cm-gebänderter, plattiger K A L K	--	>95	Q + F + S + E = < 5				mit Ca verzahnte Alkalif. (FeFitt.Mikr.+Or) > Plag.

Tab. 4.(5): petrographische Übersicht der bunten Karbonatgesteine

U.d.M.: an- und abschwellende Lagen sowie isolierte Linsen aus klarem Calcit und Quarz liegen in einer Grundmasse aus Calcit, Quarz und Glimmer. Der hohe Quarzgehalt führt zur Annahme eines sandigen Kalkes als Ausgangssediment, wengleich klastischer und neugebildeter Quarz nicht auseinanderzuhalten sind.

Die gleiche Problematik betrifft die sowohl in der Grundmasse wie auch in den Calcit/Quarz-Lagen auftretenden Feldspäte, deren Anteil innerhalb der ausgezählten Teilbereiche (vgl. Abb. 4. (2)) zwischen 1 und 5 % schwankt, die Korngrößen variieren zwischen $< 0,1$ und > 1 mm. Die Feldspäte können weitergewachsene detritische Komponenten, authigene Minerale der Karbonatdiagenese oder/und metamorphe Neubildungen darstellen. Dies gilt sowohl für die Kalifeldspäte wie auch für die Plagioklase. Die näherungsweise Bestimmung des An-Gehaltes im Dünnschliff (basierend auf der Zonenmethode nach RITTMANN in TRÖGER 1971) war nur für einige Körner des gesamten Probenmaterials anwendbar, die Daten sind in Tab. 4.(7) zusammengestellt. In Anbetracht der als niedrigtemperiert angenommenen Metamorphose (vgl. Kap. 4.4.9.) spricht der hohe An-Gehalt von durchschnittlich 29 % (bei Ablesung auf der "plutonischen" Kurve) gegen eine metamorphe Neubildung. Bei Interpretation der lagenförmigen Anreicherung als Einstreuung von vulkanischem Material überrascht der gute Erhaltungszustand der Plagioklase im Kalkschiefer (vgl. Abb. 4.(3)), da diese in den Grünschiefern meist unfrisch, mit zahlreichen Sericiteinschlüssen vorliegen (vgl. Kap. 4.2.6.). Die Ablesung an der "vulkanischen" Kurve ergab ebenfalls Oligoklas. Dies führt zu zwei Interpretationen: entweder stammen die detritischen Feldspäte von einem relativ sauren Gestein oder ein basischer Vulkanit wurde nur unvollständig "spilitisiert" (vgl. Diskussion in Kap. 4.3.9.).

Calcit-Quarz-Feldspat - Mikrogefüge & Deformationsgeschichte:

Quarz tritt in der Kalkschieferprobe 6.2 in 3 verschiedenen Formen auf:

- in der Matrix extrem abgeflacht durch Drucklösung an solchen Stellen, wo Quarz/Glimmer - Korngrenzen auftreten. L/B-Verhältnis solcher geplätteten Quarze = 5 : 1 und $>$.
- als isometrische, schwach undulöse Körner in der Matrix bzw. in den Calcit/Quarz-Lagen
- in Quarzaggregaten bzw. mesoskopischen Quarzlinsen als extrem gelängte Körner mit stark suturierten Korngrenzen, Deformationslamellen, vereinzelt mit Subkörnern, stark undulös. Im Gegensatz zu den von Calcit umgebenen Quarzkörnern, welche weitgehend geschont bleiben (nur undulös), kommt es in den fast monomineralischen Quarzaggregaten zur Längung durch intrakristallines Gleiten, Suturierung der Korngrenzen durch straininduzierte Grenzflächenwanderung, lokal zu Polygonisation und als letztes (auch in den Subkörnern) zur Ausbildung starker Undulosität.

Neomorpher Calcit reagiert auf die Beanspruchung mit Druckverzwillingung.

Große, einheitlich auslöschende Feldspäte zerbrechen, die Lücken zwischen den auseinanderdriftenden Fragmenten werden mit Calcit geschlossen.

Zuletzt reagiert das gesamte Gestein spröde, karbonatgefüllte Mikrorisse annähernd senkrecht durchsetzen sowohl die Karbonat-Matrix wie auch die neomorphen Calcit/Quarz-Lagen und die Quarzlinse.

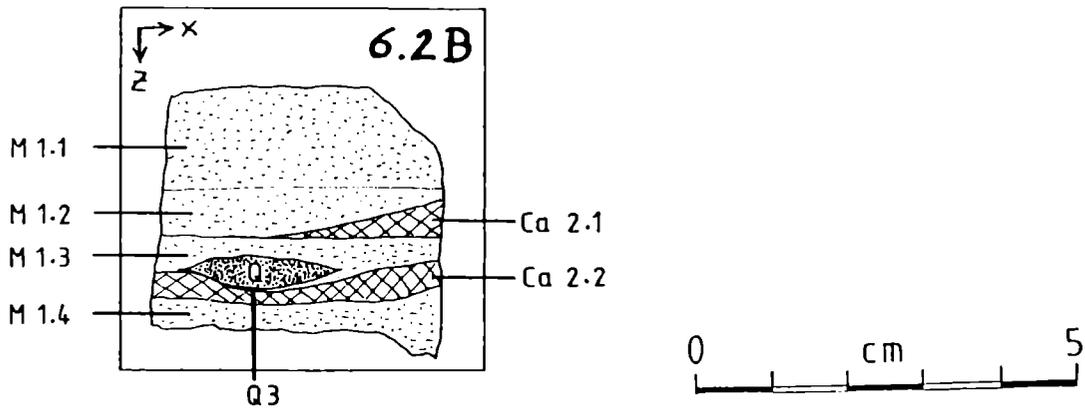


Abb. 4.(2): Dünnschliff-Skizze der Kalkschieferprobe 6.2
 Aufschluß: SW' Kote 1024
 ausgezählte Teilbereiche = Matrix (M), neomorphe Calcit-Lagen (-Linsen) (Ca) und monomineralische Quarzlinse (Q)

Auszählbereich	Ca _{mat}	Ca _{neo}	Ca _{ges}	Quarz	Feldsp.	Sericit	Erz	100 % =
M 1.1	41,5	11,5	53,0	33,0	1,0	12,5	0,5	200 P.
M 1.2	34,0	24,0	58,0	32,0	2,0	8,0	--	200 P.
M 1.3	45,5	21,5	66,0	18,0	4,5	9,0	1,5	200 P.
M.1.4	39,0	29,5	68,5	20,5	2,0	8,5	0,5	200 P.
Matrix = =====	40,0	21,6	61,4	25,9	2,4	9,6	0,6	800 P.
Ca 2.1			95,0	3,0	2,0	--	--	100 P.
Ca 2.2			68,0	27,0	5,0	--	--	100 P.
Ca/Q - Linsen, - Lagen = =====			81,5	15,0	3,5	--	--	200 P.
Qu 3. Quarz-Linse = =====			10,0	90,0	--	--	--	100 P.
Gesamtgestein (Handstück) = (4·M + Ca/Q + Qu) = 100 % = =====			56,2	34,8	2,2	6,3	0,5	

Ca_{mat} = bräunlicher Matrix-Calcit, Ca_{neo} = klarer, neomorpher Calcit in M.

"Erz" = Limonit bzw. Hämatit pseudomorph nach euhedralem Pyrit

Tab. 4.(6): Modalbestände der Teilbereiche und des Gesamtgesteins der Kalkschieferprobe 6.2

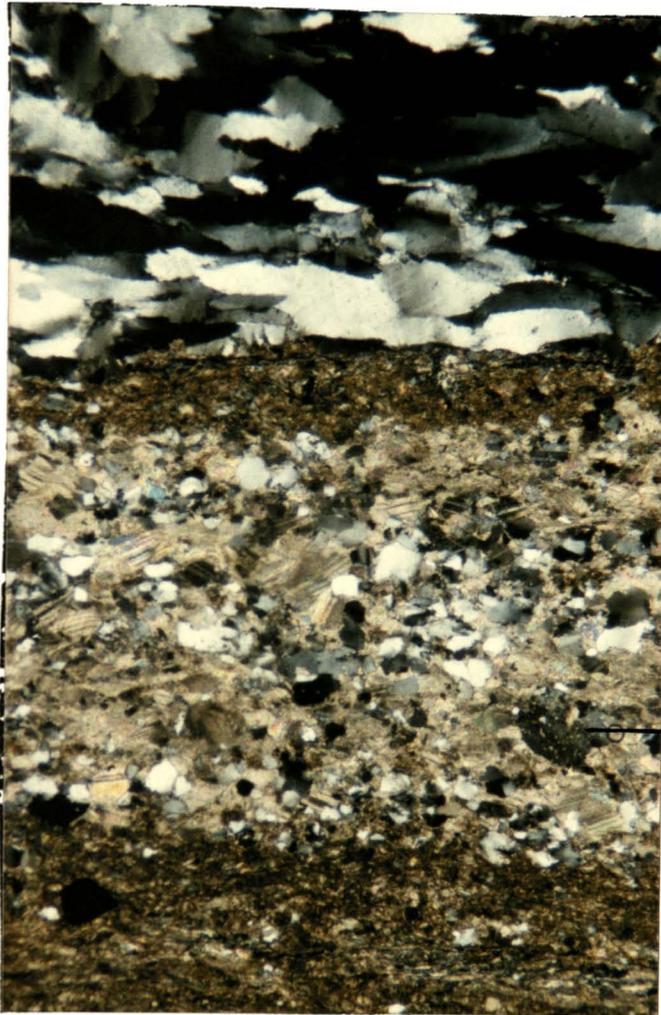
Gesteinstyp	Probe	Anorthit-Gehalt (%) im Plagioklas	
		vulkanisch	plutonisch
dunkler Kalk	187.2	15	25
quarzreicher Kalkschiefer	6.2 6.2	24 18	33 28
Grünschiefer	L 4	22	30
Grünschiefer	90	17	27
	n = 5	$\bar{x} = 19$ $\sigma = \pm 4$	$\bar{x} = 29$ $\sigma = \pm 3$

Tab. 4.(7): Anorthit-Gehalt von Plagioklas in verschiedenen Gesteinen der Hirschkogel-Mulde.



1 mm

Abb. 4.(3): Ausschnitt-Foto des xz-Dünnschliffes 6.2B mit zerbrochenen Plagioklasen (rechts) und Quarzlinse (links), gekreuzte Nicols.



Alkalifeldspat,
reich an
sericitischen
Einschlüssen

Abb. 4.(4): Ausschnitt-Foto des xz-Dünnschliffes 6.2B mit stark deformierten Quarzkörnern in der Quarzlinse und Alkalifeldspat in der Calcit/Quarz-Lage, gekreuzte Nicols.

1 mm

4.2.5. Helle Dolomite & dolomitische Quarzite (Beil.I: 6)

trennen im E des Kartierungsgebietes (anstelle der bunten Karbonatgesteine) die hangenden Phyllite von den liegenden dunklen Kalken (Kalkphyllite fehlen hier).

Der von Eben - Buchwald über Egg bis zum Osserkogel (gemeinsam mit den dunklen Kalken im Liegenden) verfolgbare Dolomitzug mit einer maximalen Mächtigkeit von 250 m wird S' Hart bei von NE auf NW geänderter Streichrichtung von einer (sich aus dem Kartenbild ergebenden) Störung abgeschnitten. Das Umbiegen des Streichens erfolgt vermutlich bereits im Bereich Buchwald, angezeigt durch eingemessene dm-Faltenachsen bzw. berechnete Makro-B-Achsen.

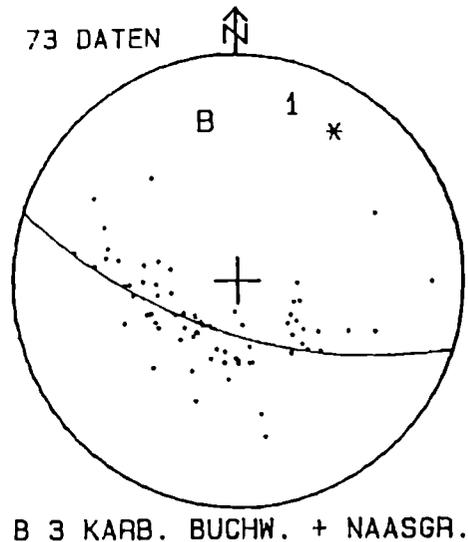


Abb. 4.(5): Gefügediagramm von s_2 -Flächen (s. Kap. 4.4.2.) im Bereich Buchwald - Naasgraben, die in hellen Dolomiten und dunklen Kalken eingemessen wurden.

- 1 = Eigenvektor E1 (π -Pol) zum Großkreis (π -Kreis) durch E2 und E3 der eingemessenen s-Flächen = lokale B-Achse
- * = B-Achse einer dm-Falte im dunklen, dolomitischen Kalk (Probe 187.2) bei Kote 792
- B = berechnete B-Achse einer Falte im m-Bereich, angedeutet durch geänderte Lagerung in Kalken und Dolomiten bei Kote 792

Die lineare NW-SE - Anordnung der Lesesteine von Grünschiefer und Phyllit SW' der Kote 792 spricht ebenso für die angenommene Makro-Muldenstruktur mit nach N abtauchender B-Achse (vgl. Abb. 4.(5)). Der Scheitel müßte im Bereich Landschakogel liegen, ist aber wegen störungsbedingter Komplikationen in diesem Areal nicht beobachtbar. Der NW-streichende Schenkel wird, abgesehen von 2 Dolomit-Aufschlüssen im Naasgraben, v.a. durch die dunklen Kalke markiert.

Der an die Mulde theoretisch anschließende Sattel bildet

vermutlich einen Luftsattel über der Naaser Tertiär-Bucht, doch fehlen in dessen verlängertem NW-Schenkel im Bereich Sturmberg Aufschlüsse oder Leseteine von Dolomit zwischen anstehendem dunklen Kalk und Phyllit-Schutt. Das Fehlen eines immerhin ca. 200 m mächtigen Schichtpaketes in 2 relativ eng benachbarten Profilen (vgl. Beil. I) könnte durch Makro-Boudinage des Dolomitkörpers verursacht sein.

Ein zweites größeres Vorkommen von Dolomit liegt knapp über der Hangendgrenze des Karbonatgesteinszuges von Gössental (zur lithostratigraphischen Korrelation siehe Abschn. 4.3.).

Die auffallend hellen, massigen bis undeutlich gebankten Dolomite enthalten wenige Einschaltungen von dunklen Dolomiten und dolomitischen Kalken (Nomenklatur nach TUCKER 1985). Die bevorzugt an den Klüften ansetzende Verwitterung verleiht den Dolomiten eine zerfurchte Oberfläche. Lokal gehäuft auftretende Quarz-Linsen werden als erhabene Formen herauspräpariert. Das solcherart geschaffene Erosionsrelief bildet ein charakteristisches Merkmal bereits im Gelände (vgl. Abb. 4.(6)).

Als Einschaltung in den Dolomiten findet man (aufschlußbelegt v.a. NE' Egg) dm-gebankte, gelbliche, dolomitische Quarzite, die teils als Härtlinge hervortreten, teils nach vollständiger Dekarbonatisierung als löchrige Metapsammit-Relikte im Gelände auffallen.



Abb. 4.(6): Hellgrauer Dolomit östlich Gehöft Egg



Abb. 4.(7): Handstücke von Dolomit unterschiedlicher Helligkeit (oben), von blaugrauem Kalk (unter dem Druckbleistift und angelehnt) sowie von karbonatischem Quarzit (frisch weiß, verwittert grau bis braun). Fundort: östlich Gehöft Egg.

In der Raasbergfolge findet man neben hellen Dolomiten (die jenen im Hangenden des Schöckelkalkes völlig gleichen) ebenfalls dekarbonatisierte Quarzarenite als Lesesteine, v.a. S' vom Gehöft Tödling und W' vom Gehöft Kurzpeter.

Einen petrographischen Überblick über die Dolomite und assoziierte Gesteine gibt die Tab. 4.(8).

Die generelle Feinkörnigkeit der Dolomite wird als primär angesehen. Die für kornvergrößernde Sammelkristallisation erforderliche Schwellentemperatur von 450 bis 500 °C (VOLL 1982) wurde offensichtlich nicht erreicht. Diese Aussage stützt sich auf die Beobachtungen in Gesteinen, wo Calcit und Dolomit gemeinsam auftreten: in der Probe 187.2 (dunkler, dolomitischer Kalk bei Kote 792) tritt Dolomit in den grobkörnigen, neomorphen Calcitlagen in derselben geringen Korngröße auf wie in der feinkörnigen Calcit/Dolomit-Matrix (Trotz des primären Charakters der Dolomite verliefen alle Conodontentests negativ).

Die dolomitischen Quarzite (incl. jener innerhalb der bunten Karbonatgesteine) bilden entweder ein nahezu richtungslos-körniges Gemenge aus Quarz und Dolomit oder besitzen (im xz-Schnitt) eine lineare Paralleltexur durch s-parallel gelängte Quarze bzw. s-parallel orientierte, längliche (aus isometrischen Körnern aufgebaute) Quarzaggregate.

Quarz/Quarz-Korngrenzen sind entweder gerade (und bilden an Tripelpunkten häufig 120° Winkel) oder schwach suturiert,

Subkörner treten nur sehr selten auf. Sämtliche Quarze sind undulös, die max. Korngröße beträgt 0,4 mm.

Sericit erscheint in xz-Schnitten parallel zum mesoskopischen s eingeregelt, in yz-Schnitten auch diagonal dazu in mehreren Ebenen (tautozonale Regelung mit der x-Richtung als Zonenachse).

Wenige Querbiotite - in den (generell senkrecht s ausgeführten) Dünnschliffen schräg zur Basis geschnitten - zeigen teils braunen, teils grünen Pleochroismus, Phlogopit wurde nur in Probe 142 (Aufschluß: E' Gehöft Egg) beobachtet.

Aufgrund des Modalbestandes werden die Quarzite (vgl. Tab. 4.(8)) als ehemalige karbonatisch zementierte Sandsteine interpretiert, wengleich keine detritischen Kornformen erhalten sind.

Probe	Gestein	Dol.	Ca.	Qu.	Fsp.	Ser.	Erz	Bemerkungen
33	<u>Dolomit</u> , massig, hellgr.	>99	aeo.	--	--	S + E < 1		KG Dol = < 0,05 mm
L 11	<u>Dol/Ca-Melange</u> Dol. = <u>Hptgest.</u> Ca - Domänen	>99 ~ 1	acc. ~ 99			Q + S + E < 1		KG Dol = 0,05-0,1 mm < 0,03 mm
187.1	<u>Dolomit</u> , dm- geb., viol.gr.	~95	acc.			Q + S + E ~ 5		KG Dol = < 0,1 mm
187.2	dunkler, cm-pl. dolomit. <u>Kalk</u> Matrix neom.Ca-Lagen..	$\pm 5\%$ ↙ ↘ 25 70 20 80	70 80			Q + F + S + E = 5 -- -- -- --		KG Dol = < 0,1 mm 0,05-0,1 mm
273	<u>Dolomit</u> , massig, dgrau	~99	--			Q + S + E ~ 1		KG Dol = < 0,05 mm
142	gelbl., dm-geb. dolomit.QUARZIT	50,8	acc.	33,6	0,4	14,8	0,4	Quarz KG = < 0,1 - 0,4 mm
143	gelbl., dm-geb. dolomit.QUARZIT	25,0	--	74,3	acc.	0,7	acc.	Quarz KG = < 0,1 - 0,3 mm

Tab. 4.(8): Petrographie der hellen Dolomite und dolomitischen Quarzite

4.2.6. Grünschiefer und Metavulkanite (Beil.I: 7)

findet man im Kartierungsgebiet in rund einem Dutzend winziger Vorkommen, welche nur durch Einzelaufschlüsse oder wenige Lesesteine belegt sind. Um die linsenförmigen Körper in der geologischen Karte (Beil. I) überhaupt darstellen zu können, mußte die Ausstrichbreite erheblich übertrieben gezeichnet

werden. Zahlenmäßig dominieren Grüngesteine gegenüber löchrigen, schmutzigbraunen Schieferen, die als Metatuffite gedeutet werden.

1.) Die Grünschiefer im weiteren Sinne

Mesoskopisch zeigen alle als Grünschiefer angesprochenen Gesteine entweder einen Lagenbau, eine Domänenstruktur oder eine porphyrische Textur durch Karbonataugen. Schwarze Blättchen von Millimetergröße erweisen sich unter dem Mikroskop als Chloritoid-Porphyroblasten.

Nur polarisationsmikroskopisch durchführbar ist die Unterscheidung von 2 Grünschiefervarietäten nach der Chlorit-Zusammensetzung:

Varietät 1: Chlorit mit norm. Intf., opt. -
Varietät 2: Chlorit mit anorm. Intf., opt. +

Die weiteren petrographischen Details sind Tab. 4.(9) und Tab. 4.(12) zu entnehmen.

Als metamorphe Mandelsteine anzusprechen sind die Lesesteine des Fundpunktes 122L (Buchwald) sowie der im Karbonatgesteinszug von Gössental eingeschaltete Grünschiefer (Aufschluß 84). Bei den übrigen Grünschiefern ist eine Entscheidung, ob Laven oder Vulkanoklastika die Edukte bildeten, im allgemeinen nicht möglich.

Abb. 4.(8) zeigt einen Dünnschliff-Ausschnitt der beim Gehöft Patschabauer aufgesammelten Grünschieferprobe L2: man erkennt eine zwischen Calcit/Quarz-Domänen gefältelte, sericitreiche, Ilmenit- und Chloritoid-Porphyroblasten - führende Lage. Am Dünnschlifftrand (außerhalb des Fotos) erfolgt ein sedimentärer Übergang zu einem Chloritschiefer mit Karbonataugen (gedeutet als Mandelstein). Der im Foto gezeigte Ausschnitt unterscheidet sich von der Kalkphyllit-Probe 51.2 (s. Kap. 4.2.3.) nur durch den zusätzlich vorhandenen Chlorit.

Eine strukturelle Besonderheit der Lesesteinprobe L2 ist das Auftreten von 2 aufeinander normal stehenden Fältelungen, deren Interferenz eine Zerknitterung der s-Flächen bewirkt. Der abgebildete yz-Dünnschliff L2B liegt normal zur deutlicheren der beiden Runzelungen.

Während in Probe 27 der reichlich vorhandene Magnetit mit oktaedrischen Kristallformen (vgl. Abb. 4.(10)) die ölgedämpfte Magnethadel einer RECTA-Busssole merklich ablenkt, ist für das opake Gemenge von xenomorphen Erzkörnern der Probe 90 (vgl. Abb. 4.(11)) ein Ferromagnetismus mit dieser Methode nicht nachweisbar.

Probe	Karb.	Ph.M	Qu.	Fsp.	Ctd.	Ilm.	Mgn.	Erz	Rut.	Epi.	
27	20,3	43,0	11,0	--	4,0	1,7	16,7	3,3	--	--	Hptgest. Ü.Zone
	11,3	61,7	--	--	0,7	6,3	--	--	--	--	
L 2	53,0	10,7	35,3	--	1,0	--	--	--	--	acc.	K/Q-Dom. Ph.-Dom.
	8,7	46,8	22,1	--	16,3	6,1	--	--	--	acc.	
84.1	23,3	58,0	9,0	--	6,4	3,3	--	--	--	--	K/Q-Lge. Ph.-Lge.
	2,3	87,3	4,2	--	--	6,2	--	--	--	--	
L 4	acc.	44,2	48,5	5,0	--	--	--	acc.	2,3	acc.	mylonit.
90	23,8	34,8	29,3	5,3	--	? I/M = 6,8		acc.	--	acc.	
260	37,0	29,3	25,7	--	--	--	--	1,3	6,7	acc.	K/Q-Lge. Ph.-Lge.
	--	53,7	36,0	--	--	--	--	1,0	9,3	acc.	
122 L	9,7	61,3	21,7	--	--	--	--	--	7,3	--	

Tab. 4.(9): Petrographie der Grünschiefer



Abb. 4.(8):

yz-Dünnschliff L2B des beim Gehöft Patschabauer aufgesammelten karbonatischen Grünschiefers:

Sericit-reiche Lage mit Chloritoid - Porphyroblasten und Ilmenit-Anhäufung; gekreuzte Nicols.

1 mm



Abb. 4.(9):

Chlorit-reicher Grünschiefer (Mandelstein) mit limonitischen Karbonataugen und Chloritoid-Porphyroblasten;

Dünnschliff 84.1 (senkrecht s), gekreuzte Nicols.

Aufschluß: S' Kapelle Patschabauer.

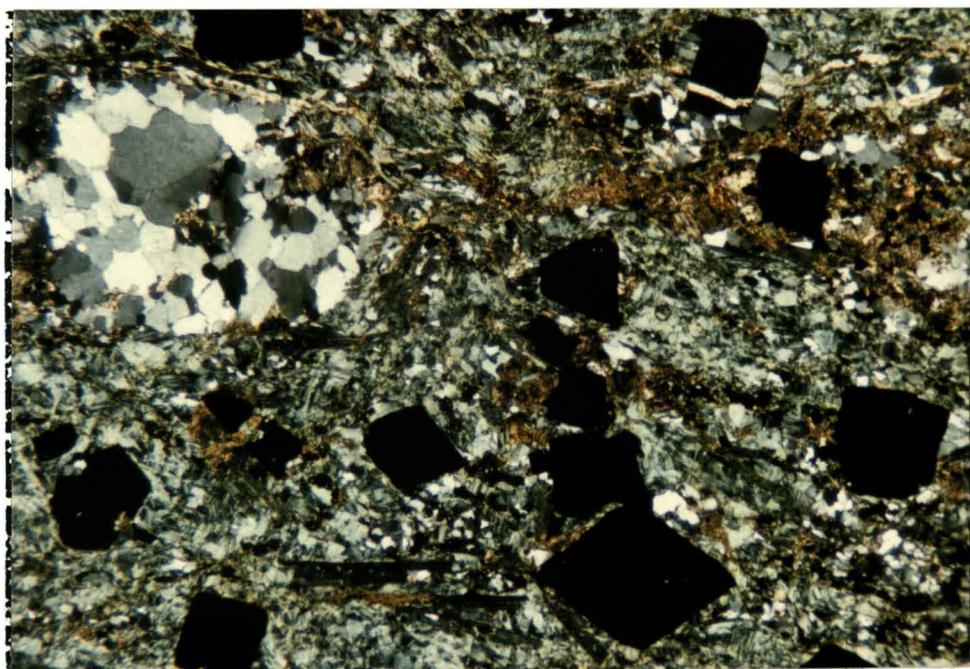
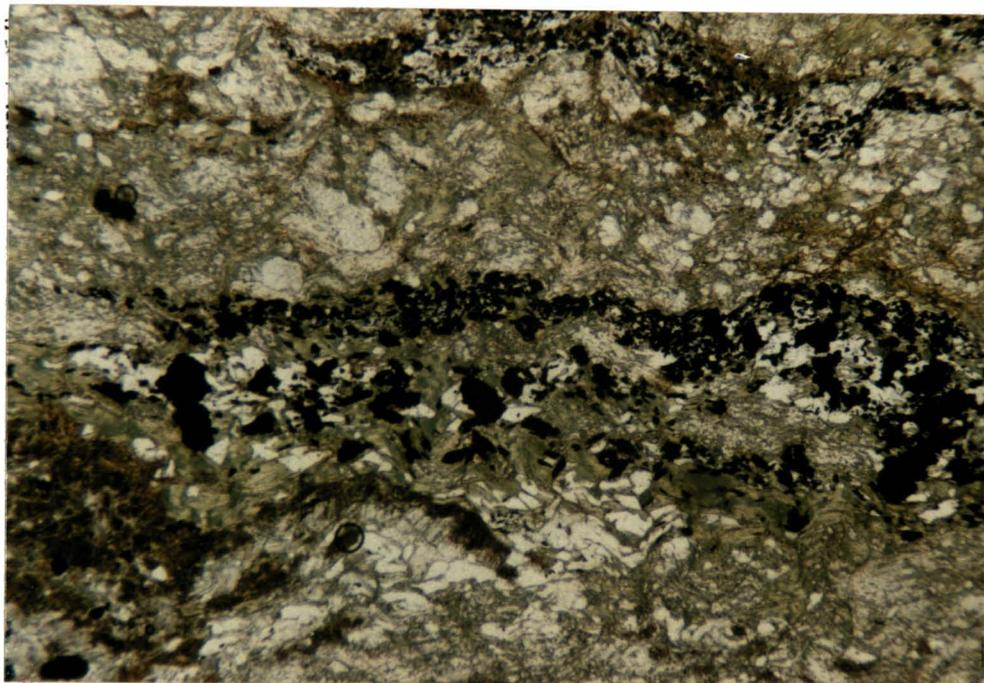


Abb. 4.(10): yz-Dünnschliff 27A: Magnetit-führender Grünschiefer mit Chloritoid-Porphyroblasten (links vom größten Magnetitoktaeder); gekreuzte Nicols.
Aufschluß: W' "1" von Gössental.



1 mm

Abb. 4.(11): yz-Dünnschliff 90A: Grünschiefer mit limonitischem (braunen) und pigmentarmen (blaßrosa) Karbonat, Erzsclieren - kein Chloritoid; linear polarisiertes Licht.
Aufschluß: In der Weiz, N' Kote 538.



Abb. 4.(12): Chloritreicher Kalkphyllit und (beim Druckbleistift) Magnetit-führender Grünschiefer im Aufschluß 27 W' "1" von Gossental (vgl. Abb. 4.(10)).

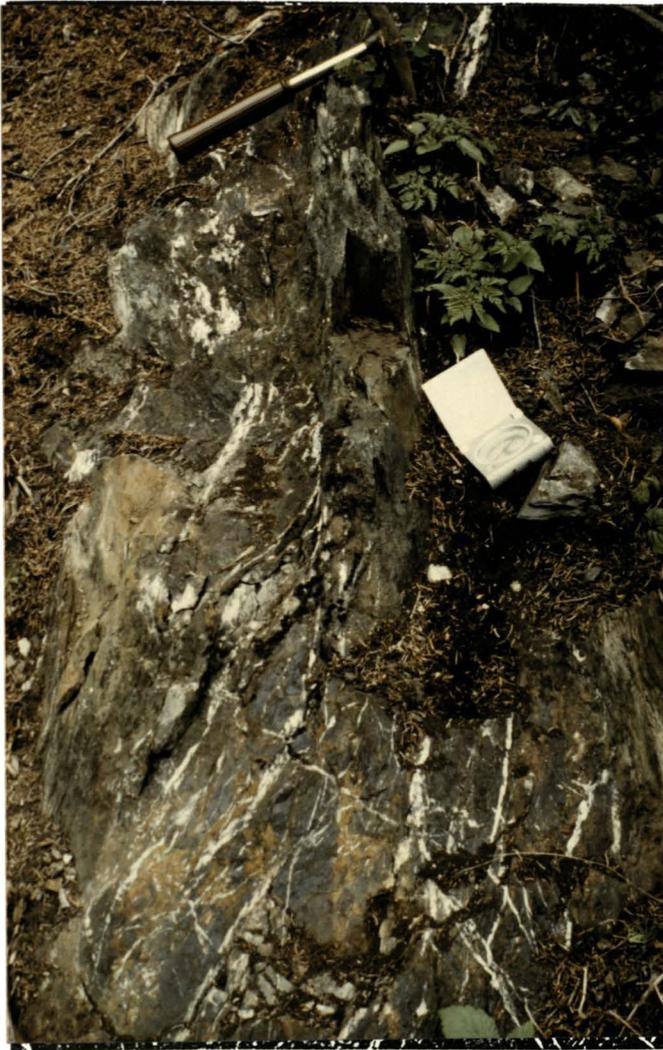


Abb. 4.(13):

Grünschieferaufschluß 84 mit weißen Calcit-Adern im Metavulkanit, vgl. Abb. 4.(9)).

Aufschluß:
S' Kapelle Patschabauer

Vergleicht man die Modalbestände der Grünschiefer (Tab. 4.(9)) miteinander, so entspricht die Assoziation Chlorit + Quarz \pm Epidot \pm Plagioklas \pm Calcit einer Paragenese der Grünschieferfazies (WINKLER 1979); der für eine "Spilitparagenese" zu hohe An-Gehalt der Plagioklase (An = 20 %) wurde bereits diskutiert (Kap. 4.2.4.).

Neugebildeter Aktinolith (wie er in von AGNOLI 1987 untersuchten Grünschiefern auftritt), Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen oder reliktsche (braune) Ti-Hornblende (die FRITZ 1986 beschreibt) wurden nicht beobachtet.

Es spricht jedoch ein auffallend hoher Ti-Gehalt einzelner Grünschiefer der Varietät 2 für basische Vulkanite der Alkali-Reihe als Ausgangsgesteine, in welchen Ti u.a. im Ti-Augit bzw. in der Ti-Hornblende enthalten ist (vgl. PICHLER & SCHMITT-RIEGRAP 1987). Zur Untermauerung dieser Argumentation wurde für 4 geeignete Proben nach einem einfachen Rechenschema der TiO_2 -Gehalt in Gew% ermittelt, um diesen Parameter den Analysendaten von "spilitischen" Gesteinen der Steiermark (KOLMER 1978) gegenüberzustellen. KOLMER 1978 interpretiert die von ihm untersuchten Metavulkanite als (vorwiegend alkalische) Intraplattenbasalte.

Während lt. Anhang I der Arbeit von KOLMER 1978 die maximalen TiO_2 -%-Werte (der chemischen Gesamtgesteinsanalyse) 3,8 % (Probengruppe Passailer Phyllite, Obere Schiefer) bzw. 4.0 %

vorhanden sein). Chlorit + Rutil werden als Umwandlungsprodukte von Ti-hältigen Pyroxenen (Amphibolen) gedeutet (HUGHES 1982). Die cm-Wechselfolge von karbonat- und chloritreichen Schichten führt zur Interpretation der Grünschieferprobe 260 als Metatuffit, während Probe 122L wegen der stark limonitisch pigmentierten Karbonatagen als metamorpher Mandelstein anzusprechen ist. Das Auftreten eisenreicher Karbonatmandeln bildet nach F. NEUBAUER (mdl. Mitt.) ein weit verbreitetes Merkmal der Vulkanite im Grazer Paläozoikum.

Lokalität	Probe	Gestein	Gew% TiO ₂
ca. 750 m NW' Kote 751 zwischen Karb.gest.Zug von Gössental und Dolomit	L 4	mylonit. Grünschiefer (detto Probe L 3)	2,9
Buchwald, NW' Kote 792 Metavulkanit-Einschaltung im Dolomit-Zug Buchwald- Egg-Osserkogel	260	karb. Chloritschiefer mit 1.) Karbonat- und 2.) Pyllosilikat-reichen cm-Lagen: Gesamtgestein	12,3 11,0
Buchwald, SW' Kote 792 Metavulkanit-Einschaltung im Dolomit-Zug Buchwald- Egg-Osserkogel	122 L	Mandelstein (Grünsf. m. Karb.Mandeln)	9,6
Wegaufschluß NE' Wh. Felsen- keller, nahe der Basis der Kalkphyllite	276	Kalkphyllit Typ 2	1,4

CHLORIT: Mg-Rhipidolith mit anormal lederbraunen Intf. = L 4, 260, 122 L
farbloser Grochaut mit normalen Interferenzf. = 276

=====

Tab. 4.(11): TiO₂-Gew% Rutil-führender Grünschiefer

Das Paragenesepaar Mg-Rhipidolith + Rutil ist auch für lithostratigraphische Zwecke verwendbar (vgl. Kap. 4.3.4.). Die im Modell-Profil (vgl. Kap. 4.3.2.) vorgenommene Korrelation des Karbonatgesteinszuges von Gössental und des Dolomitzuges von Buchwald - Egg - Osserkogel beruht auf folgenden Beobachtungen:

- Die TiO₂-reichen Grünschieferproben 260 und 122L stammen aus dem höheren Abschnitt des Dolomitzuges.
- Die TiO₂-reichen Grünschieferproben L3 und L4 wurden zwischen dem Karbonatgesteinszug und dem hangenden Dolomit gefunden.
- Darüber hinaus wurde in einem feinkörnigen Dolomit im oberen Profilabschnitt des Karbonatgesteinszuges (Probe 36.2 aus dem Wegaufschluß E' "1" von Höberl) im Dünnschliff eine als tuffogener Horizont gedeutete mm-Lage beobachtet. Diese isoklinal verfaltete Lage (vgl. Kap. 4.4.2.) enthält folgende

Mineralien: das dominierende Element bilden limonitisierte Erzkörner (Ti-Magnetit?) mit polygonalen bis sechseitigen Durchschnitten, daneben findet man Rutil, Leukoxen, Titanit, Epidot, wenig Quarz und Sericit.

Probe	Gestein	Zus.setzung der Phyllosilikat-Matrix bzw. Chlorit-Typ
27	karb. Grünsf.	<u>Hauptgest.:</u> nur Chlorit, <u>Ü.Zone</u> Chlorit + Sericit <u>Fe-Chlorit</u> Bavalit (opt. -, norm.Intf., gn.Pleochr.)
L 2	karb. Grünsf.	Ph.M.: Sericit + Biotit + <u>Mg</u> -Diabantit <u>MgFe²⁺-Chlorit</u> (opt. -, norm.Intf., gb.gn.Pleochr.)
84.1	MANDELSTEIN	Ph.M.: Sericit + Biotit + Brunsvigit <u>Fe²⁺-Chlorit</u> (opt. -, norm.Intf., gn.Pleochr.)
L 4	<u>mylon.</u> Grünsf.	Ph.M.: Sericit + <u>Mg</u> -Rhipidolith <u>MgFe²⁺-Chlorit</u> (opt. +, an.led.br.Intf., gn.Pleochr.)
90	phyll.Grünsf.	Ph.M.: Sericit + Biotit + Bavalit <u>Fe-Chlorit</u> (opt. -, norm.Intf., gn.Pleochr.)
260	karb. Chl.sf.	Ph.M.: ausschließlich <u>Mg</u> -Rhipidolith <u>MgFe²⁺-Chlorit</u> (opt. +, an.led.br.Intf., gn.Pleochr.)
122 L	MANDELSTEIN	Ph.M.: ausschließlich <u>Mg</u> -Rhipidolith <u>MgFe²⁺-Chlorit</u> (opt. +, an.led.br.Intf., gn.Pleochr.)

Tab. 4.(12): Chlorit - Typen der Grünschiefer

2.) Die Metavulkanite (braune Schiefer)

a) Hochporöse, schmutzigbraune, mesoskopisch ungeschieferte Lesesteine aus durch und durch unfrischem, feinsandig zerbröselndem Material findet man im Karrenweg, der von Eben nach SW führt. U.d.M. zeigt die von dort stammende Probe L10 (Dichte = < 2) folgende Merkmale: in einer löchrigen Grundmasse (KG < 0,05 mm) aus filzigem Sericitgewebe, Quarz und Feldspat (lamellar verzwilligter Plagioklas, wenig Mikroklin) liegen s-parallel orientierte Quarzaggregate aus wenigen, isometrischen Körnern (0,1 bis 0,2 mm), die ehemalige Glasscherben sein könnten.

Eine zweite Sorte von Einsprenglingen bilden limonitisierte Pyrite mit auffallend gut erhaltenen Quarz-Druckschattenfasern: face controlled aufgewachsen (RAMSAY & HUBER 1983), z.T. abgeschert. Akzessorisch tritt Epidot auf. Schlieren von organischer Substanz (Graphit?) definieren ein s, das Gestein als Ganzes ist als Metatuffit anzusprechen, wobei z.B. herausgewittertes Karbonat den fehlenden Inhalt der "Löcher" bildete (der Tuffit-Lesesteinfundpunkt liegt mitten

im Dolomit-Areal!). In diesem Fall wäre die Dekarbonatisierung 100%ig, da im Schliff kein Karbonat nachzuweisen ist.

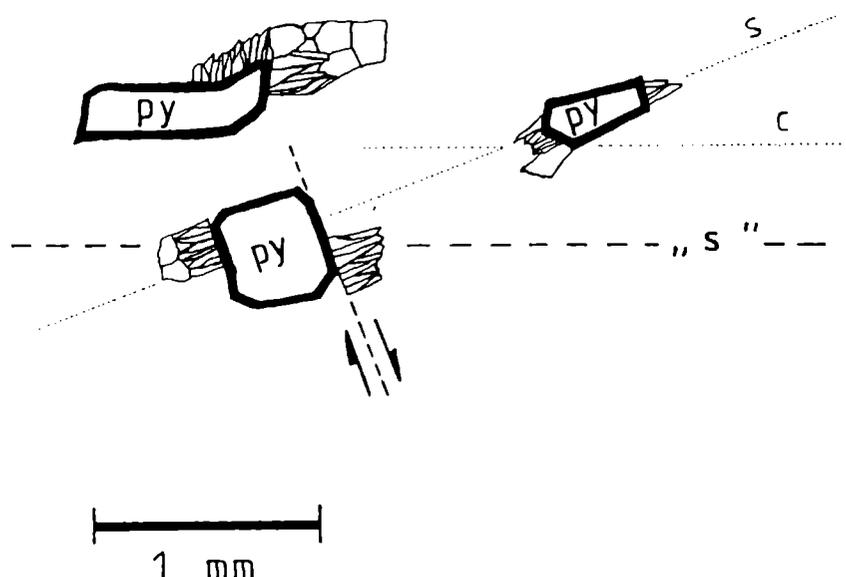


Abb. 4.(14): Pyrit (py) mit Quarz-Druckschattenfasern, teilw. rekristallisiert; Interpretation der Gesamtanordnung als s/c-Gefüge; "s" ist mesoskopisches s der SW-Ebene gefundenen Lesesteinprobe L10: Metatuffit

- b) Im Gegensatz zum unter a) angeführten, homogen-porösen Metatuffit besitzen N-Sturmberg gefundene Lesesteine bedingt durch 1 - 3 mm große Löcher eine porphyrische Textur. Probe L12 besteht aus einer enggeschieferten, feinkörnigen Grundmasse aus Mg-Rhipidolith, Sericit, braunem Biotit/Stilnomelan, Quarz und Feldspat. Einige der Löcher mit polygonalem, tropfenförmigen oder lappigen Umriß sind teilweise gefüllt mit einem feinstkörnigen Gemenge aus Limonit + Leukoxen, mit 0,1 bis 0,5 mm großen Quarzkörnern und sericitisierten Feldspäten. Diese Füllung der "Löcher" könnte den (bevorzugt herauswitternden) metamorphisierten Inhalt ehemaliger Gasblasen oder die pseudomorphe Abbildung ehemaliger Einsprenglinge darstellen.

Als wesentlich erscheint mir die Tatsache, daß zum wiederholten Mal ein vulkanogenes Gestein mit der Mineralkombination Mg-Rhipidolith + Ti-Mineralien (hier Leukoxen) an der Basis des Phyllitkomplexes auftritt.

3.) Ein Metatuffit im Liegenden des Schöckelkalkes

Ein karbonatischer, schmutzigbrauner Schiefer bildet eine extrem feinkörnige Einschaltung in den bunten Kalken und quarzreichen Kalkschiefern, die störungsbedingt im N-Teil des Steinbruches Fa. STROBL zutage streichen (vgl. Abb. 4.(21) im Kap. 4.3.2.). Der am Wegende der 1987 nur mehr im N vorhandenen Etage III mit rund 2,5 m Mächtigkeit aufgeschlossene Schieferhorizont (vgl. Abb. 4.(38) im Kap. 4.4.3.)) keilt rasch nach SW aus und ist auf der 20 Höhenmeter tiefer liegenden Etage II nicht mehr vorhanden. Die ev. Fortsetzung im Streichen kann gegen NE am Plateau in 610 m SH wegen Jungwaldbewuchs nicht verfolgt werden. Für eine

Interpretation des Gesteins als karbonatischer Staubbuffit (Nomenklatur nach SCHMID 1981) spricht die Korngröße von weniger als 0,05 mm.

Modalbestand der Probe 213.1:

Karbonat	6,3 %
Phyllosilikatmatrix	64,1 %
Quarz, Feldspat	25,6 %
Ilmenit	4,0 %

4.2.7. Phyllite (Beil.I: 8)

bilden den Kern der Hirschkogel-Mulde und sind mit dem flächenmäßig größten Anteil am Aufbau des Kartierungsgebietes beteiligt.

Da über den am Hirschkogel mit 1103 m SH kulminierenden Schiefern (im Gegensatz zum Gipfel des Stroß, vgl. AGNOLI 1987) keine Karbonatgesteine folgen, kann für die Mächtigkeit der Phyllite nur der profilbelegte Maximalwert von ca. 600 m angegeben werden (vgl. Abb. 4.(19) im Kap. 4.3.2.).

Nach dem Geländebefund gliedern sich die Phyllite in 2 Varietäten.

Varietät 1

Als "Schwarzschiefer" bezeichne ich dunkelgraue bis schwarze Gesteine mit matter oder schwach glänzender Oberfläche. Der Habitus variiert von ebenflächig-plattig bis B-tektonitisch. Örtlich sind die Gesteine durchsetzt von isoklinal verfalteten Quarzlagen, die nach VOLL 1969 s_1 markieren. Außer der penetrativen Schieferung s_2 (vgl. Kap. 4.4.2.) tritt bedingt durch die B_3 -Faltung eine weitere Flächenschar (crenulation cleavage s_3) auf. Die genetischen Zusammenhänge werden im Abschnitt 4.4. dargestellt.

Varietät 2

Silbergraue sowie helle Sericitphyllite findet man vor allem zwischen Hart und Hofstatt-Schwarzwald bzw. zwischen Buchberg und Gehöft Jaiker. Diese sehr heterogene Gesteinsgruppe zeichnet sich durch einen höheren Quarzgehalt aus, z.T. sind die Schiefer im Gelände als "quarzitisch" zu bezeichnen. Die bei den Schwarzschiefern erwähnten Quarz-Mobilisatlagen treten in hellen Phylliten wesentlich spärlicher auf, soweit die (im wesentlichen auf Lesesteinen beruhende) Kartierung eine quantitative Aussage zuläßt.

Regionale Merkmale

Karbonat

Mit Ausnahme der Einschaltung dunkler Kalke in den Steilwänden S' In der Weiz (Bl. 165) und wenigen Kalklinsen im Hangenden des Karbonatgesteinszuges von Gössental ist das großflächige Phyllitareal frei von Karbonatgesteinen.

In keinem einzigen der Dünnschliffe wurde Karbonat beobachtet.

Eisen

Eine regionale Besonderheit bildet der erhöhte Fe-Gehalt der Phyllite auf der Hirschkogel-Ostseite, der sich durch limonitische Verwitterung der Schiefer, örtlich durch Limonit/Quarz-Knollen - Bildung (Rollstücke) äußert. Limonit-

bzw. Hämatitlagen als feine Schnüre parallel s_2 oder Häutchen auf crenulation cleavage-Flächen wurden in zahlreichen Phyllitdünnschliffen beobachtet. Ebenso auffällig ist die Sericit-Pigmentierung durch Eisenhydroxyd-Imprägnation, die die Erkennung von braunem Biotit/Stilpnomelan bei den sehr geringen Korngrößen enorm erschwert und eine Mengenteils-Abschätzung unmöglich macht.

SCHWARZ 1930 berichtet über "Eisensteinvorkommen vom Landschakogel bei Weiz". Nach "Eisenerzknohlen" wurde nach mdl. Mitt. ansässiger Bauern an mehreren Stellen am Hirschkogel einstmals geschürft, der Ofen zur Verhüttung soll 350 m SSE' "d" von Schwarzwald nahe der verfallenen Mühle gestanden sein. Einen Hinweis darauf bildet auch der Vulgoname "Eisnerhof" eine Gehöftes NE' der genannten Mühle (vgl. Beil. I), dessen einstiger Besitzer der Betreiber des Schmelzofens gewesen sein soll. "Schlacken"-verdächtige Lesesteine aus einem Klaubhaufen am Waldrand N' der Mühle wurden Hrn. Doz. G. WALACH, Inst. f. Geophysik, Montanuniversität Leoben, übergeben und sind derzeit in Bearbeitung.



Abb. 4.(15): Phyllit mit isoklinal verfalteten Quarzlagen, Aufschlußfläche verläuft NE-SW = parallel B_3 . Lokalität: Lichtung oberhalb der Forststraßenkehre ca. 200 m NW' "D" von Dörfl.

DÜNNSCHLIFF-PETROGRAPHIE

U.d.M. sind 3 Haupttypen von Phylliten auseinanderzuhalten (zur Textur und Struktur siehe Abschnitt 4.4.):

1.) Dunkle Chloritoid-Phyllite (Schwarzschiefer)

enthalten Chloritoid und Sericit als Hauptgemengteile des Phyllosilikatgewebes, akzessorisch tritt meist auch noch Chlorit (Pennin bis Mg-Diabantit), vereinzelt auch Biotit auf. Quarz-Mobilisat-Lagen können meso- wie mikroskopisch auftreten oder gänzlich fehlen.



Abb. 4.(16):

"Schwarzschiefer" -
 Aufschluß 135
 N'Dorfl:

B₃-Falten - ac-Fläche mit
 S₂ parallel zum Druck-
 bleistift und steil nach
 NW einfallendem S₃ am
 linken Bildrand.

Modalbestand der Schwarzschieferprobe 135

Chloritoid	46,7 %
Sericit	41,3 %
Chlorit	0,3 %
Quarz	10,7 %
Ilmenit	0,7 %
Hämatit	0,3 %

Probe 135 stammt aus einem Aufschluß SE' "d" von Schwarzwald, wo die Phyllite B-tektonitisch ausgebildet sind (vgl. Abb. 4.(16)). Das Pendant dazu bildet die plattige Schwarzschieferprobe 9 aus den Chloritoid-Phylliten (ohne Fältelung, ohne crenulation cleavage) S' Kote 1024, deren Modalbestand sich von 135 nur dadurch unterscheidet, daß statt Chlorit akzessorisch Epidot auftritt.

2.) Helle Sericit-Phyllite, Quarz-Phyllite

enthalten in der Phyllosilikatmatrix neben Sericit stark schwankende Anteile an Chlorit sowie Biotit/Stilnomelan (die Problematik der Abtrennung dieser braunen Mineralien von limonitisch pigmentiertem Sericit wurde bereits in der Rubrik "Regionale Merkmale" diskutiert).

Wegen der zu geringen Korngrößen ist eine Unterscheidung zwischen Biotit und Stilpnomelan nicht möglich (beide sind in der Grünschieferfazies stabil nach WINKLER 1979). Da sich nach TRÖGER 1969, PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987 jedoch Chloritoid und Stilpnomelan gegenseitig ausschließen, ist zumindest in Chloritoid-führenden Phylliten eine Entscheidung zugunsten des Biotits möglich.

Quarz tritt entweder in diskreten Lagen auf (Metapsammithorizont im Metapelit) oder ist homogen im gesamten Gestein verteilt. Im letzteren Fall wird je nach Mengenverhältnis Phyllosilikat : Quarz zwischen quarz-führenden Phylliten und Quarzphylliten unterschieden. Bei diskreten Quarzlagen, die das ss markieren, kann die Schichtung parallel, spitzwinkelig oder normal zur penetrativen Schieferung verlaufen; die resultierenden mesoskopischen Strukturen werden im Kap. 4.4.2. besprochen.

Die Probe 106.1 eines Sericitphyllits mit Metapsammitlagen stammt aus einem Aufschluß NW' Hart, wo dieser Typ häufig auftritt.

Modalbestand der Probe 106.1

	Metapelit	Metapsammit
Phyllosilikate (v.a. Sericit)	88,8 %	25,3 %
Quarz	8,9 %	74,2 %
Ilmenit	1,9 %	0,5 %
Chloritoid-Porphyroblasten	0,3 %	---
Limonit	acc.	acc.

Bei der Quelle Hofstatt-Schwarzwald sind quarzitische Phyllite aufgeschlossen. Die Quarzphyllit-Probe 42 stammt von dieser Lokalität.

Modalbestand der Probe 42

Phyllosilikate (v.a. Sericit, Biotit)	41,7 %
Quarz	57,0 %
Ilmenit	0,7 %
Chloritoid-Porphyroblasten	0,3 %
Epidot	acc.
Limonit	acc.

3.) Helle Sericit-Chlorit-Phyllite

bestehen in der Phyllosilikatmatrix etwa zu gleichen Teilen aus Sericit und Chlorit (Pennin bis Mg-Diabantit), Quarz tritt in beiden unter 2.) genannten Verteilungsformen auf.

Chloritoid-Porphyroblasten mit einer Blättchengröße bis 3 mm bilden ein auffallendes Merkmal der Phyllit-Lesesteine SE' "g" von Buchberg. Das durch Ilmenit- und Quarzkörner markierte s₁ der Chloritoide belegt in der Probe 164L1 (mit Metapsammitlagen) rotationale Deformation (vgl. Kap. 4.4.7.)

Modalbestand der Probe 164L1

	Metapelit	Metapsammit
Sericit (+ Biotit)	50 %	30 %
Chlorit	45 %	30 %
Quarz	2 %	36 %
Ilmenit	2 %	1 %
Chloritoid-Porphyroblasten	1 %	3 %
Limonit, Hämatit	acc.	acc.

Quellaustritte an Schiefergrenzen

bildeten im Bereich Gössental - In der Weiz eine wertvolle Geländeinformation bei der Erfassung der Grenzen der Kartierungseinheiten. Sämtliche ergiebigeren Quellen, deren Kapazität ausreicht ein Gehöft (eine Gehöftgruppe) zu versorgen, treten dort auf, wo Phyllite von Karbonatgesteinen überlagert werden oder die Kontaktfläche \pm saiger steht. In Tab. 4.(13) sind konkrete Beispiele aufgelistet.

Lokalität	Liegend/Hangend
1) bei "W" von In der Weiz (Bl.135)	<u>Phyllit</u> /bunte Karb.gest.
2) südlich "e" von Höberl	<u>Phyllit</u> /dunkler Kalk
3) Lichtung NW' "G" von Gössental ... \pm saiger =	Kalkphyllit/ <u>Phyllit</u>
4) SE' "a" von Gössental (versorgt Gehöfte vulgo Höberl und Schlocher)	<u>Phyllit</u> /bunte Karb.gest.
5) N' "b" von Höberl (versorgt Gehöft vulgo Goarbs-S' "b" von Patschabauer)	bunte Karb.gest./ <u>Phyllit</u>
6) NW' "a" von Gössental (wie 5) genutzt); steil =	Kalkphyllit/ <u>Phyllit</u>
7) SE' Kapelle Patschabauer: <u>Störungsgrenze</u> zwischen	<u>Phyllit</u> /karb. Quarzit
a) versorgt vulgo Patschabauer	
b) versorgt vulgo Radlmacher 600 m SSW' Quelle	
8) Kapelle Patschabauer (Störung? siehe 7)!)	<u>Phyllit</u> /karb. Grünsf.
9) "Gmoarbrunnen" SE' Störung von 7) versorgt u.a. Geh. vlg. Waldhansl u. SW' beim Wegkreuz .	<u>Phyllit</u> /Kalklinse i.Ph.
10) Beim Bau der Str. zum Patschabauer wurde in der Kehre S' Radlmacher (s. 7) die angefahrene Wasserader durch Sprengung z. Versiegen (!) gebracht	<u>Phyllit</u> /Dolomit
11) Quelle Hofstatt-Schwarzwald (versorgt mehrere Geh.) liegt im Bereich der Einschaltung quarzit. Ph.	<u>Phyllit</u> /quarzit. Phyllit
12) Quellschutzgebiet In der Weiz: wo vom Plateau herunterziehender Kalk die Talsohle erreicht	<u>Phyllit</u> /dunkler Kalk

Tab. 4.(13): Quellaustritte an Schiefergrenzen

4.2.8. Ein "Phyllonit" an der Grenze zum Kristallin (Beil.I: 9)

Ein mesoskopisch als Kataklasit bis Kakirit (HEITZMANN 1985) anzusprechendes Gestein mit phyllitischem Habitus trennt im äußersten S des Arbeitsgebietes bunte Karbonatgesteine der Raasbergfolge vom Kristallin (vgl. Beil. I). Letzteres ist vertreten durch ca. 100 m E' "N" von Nederlandscha in einem Graben anstehende, völlig zerrüttete Glimmerschiefer bis (Para)Gneise (?). Grabenaufwärts findet man m³-große Pegmatitkörper, die in einer grauen, phyllonitischen Masse stecken. S' "a" von Kalkleiten liegt der westlichste Aufschluß des als "Reibungsteppich" gedeuteten Tektonits (vgl. Abb. 4.(17)).



Abb. 4.(17): "Phyllonit" - Aufschluß 277 S' "a" von Kalkleiten.

Nach dem Dünnschliffbefund besteht der "Phyllonit" hauptsächlich aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Sericit (+ Chlorit, Biotit + acc. Epidot). Daneben findet man Lagen mit Porphyroklasten von Quarz und Titanit, die in einer Matrix aus Chlorit + Quarz schwimmen. Die mesoskopischen Flächen, wonach das Gestein in cm- bis mm-Fragmente zerfällt, entsprechen den Chlorit-reichen Zonen, deren porphyroklastische Einsprenglinge als aus dem Kristallin abgeleitete Komponenten interpretiert werden.

Nach HEITZMANN 1985 bedeutet "Phyllonit" soviel wie phyllitischer Mylonit, wobei die Glimmer durch Feldspatzersetzung entstehen, während der Begriff "Mylonit" Korngrößenreduktion durch dynamische Rekristallisation impliziert. Da beide Prozesse im Schliff nicht nachzuweisen sind (vgl. Kap. 4.4.11.), verwende ich den Begriff "Phyllonit" i.w.S. als Arbeitsbegriff für den die Grenze zwischen Paläozoikum und Kristallin markierenden kataklastischen Schiefer.

4.3. Lithostratigraphie und Fazies

4.3.1. Allgemeines

Biostratigraphische Fixpunkte fehlen. In der Geologischen Karte des Weiztales von EBNER & WEBER 1984 sind die Phyllite im Hangenden des Schöckelkalkes (= Obere Schiefer) im Bereich Stroß - Hirschkogel den Arzberg-Schichten (sensu EBNER & WEBER 1978) zugeordnet. Dabei wird entsprechend dem Überfaltungsmodell der Schöckeldecke (vgl. Abschn. 3.2.) inverse Lagerung angenommen.

In der Geologischen Karte der Steiermark (FLÜGEL & NEUBAUER 1984) sind hingegen nur in einem kleinen Areal S' des Stroß Arzberger Schichten (sensu FLÜGEL & NEUBAUER 1984) ausgeschieden, der Rest der Oberen Schiefer S' der Weizklamm wird den Passailer Phylliten bzw. altpaläozoischen Phylliten i.a. zugeordnet.

AGNOLI 1987 betrachtet sämtliche Gesteine, welche den Stroß aufbauen, als einen zu den Arzberger Schichten gehörenden Komplex.

Aufgrund der Ergebnisse meiner eigenen Untersuchungen im Bereich Hirschkogel - Landscha Berg stelle ich nur die unmittelbar den Schöckelkalk überlagernden Lithologien zu den Arzberg-Schichten (sensu EBNER & WEBER 1978), die höheren Profilabschnitte sind hinsichtlich ihrer tektonischen wie stratigraphischen Position problematisch (Diskussion s.u.)

4.3.2. Ein Modell-Profil

Eine lithostratigraphische Korrelation und tektonische Interpretation der Schichtfolgen innerhalb der Hirschkogel-Mulde veranschaulicht das (unmaßstäbliche) Modell-Profil der Abb. 4.(22). Auffallende Paragenesen in Metavulkaniten (welche zwar durch rund ein Dutzend Vorkommen vertreten, am Gesteinsinhalt der Schiefermulde jedoch nur mit einem verschwindend kleinen Bruchteil des Gesamtvolumens beteiligt sind) liefern Argumente sowohl für die Parallelisierung einzelner Schichtglieder im Arbeitsgebiet als auch für den korrelierenden Vergleich mit Arzberg-Schichten aus anderen Lokalitäten. Als Prämisse sämtlicher Betrachtungen gilt die Akzeptanz folgender Punkte:

- 1.) Geochemie-Daten aus dem Schöckelkalk (KOMER 1972, 1975) bestätigen die Existenz aufrechter und inverser Serien im Weizer Bergland.
- 2.) Die Raasbergfolge bildet entgegen früheren Vorstellungen (FLÜGEL & MAURIN 1957) ein zeitgleiches, faziell korrespondierendes Pendant zur Dolomitsandsteinfolge der Rannachdecke (FLÜGEL & NEUBAUER 1984). Für diese Argumentation ist u.a. die Verknüpfung von Dolomiten mit grünen Tufflagen im Krones-Graben NE' Kote 618 von Bedeutung (NEUBAUER 1981b).
- 3.) Im aufrechten Profil der Schöckeldecke bildet die Raasbergfolge den faziellen Vertreter der Unteren Schiefer (Arzberger Schichten, vgl. Profil "S" der Abb. 14, S. 47 in FLÜGEL & NEUBAUER 1984).

Ein Charakteristikum der Hirschkogel-Mulde ist das Dominieren von Karbonatgesteinen im tieferen Profilabschnitt (vgl. Abb. 4.(19)). Die im SE den Schöckelkalk überlagernden dunklen, plattigen Kalke ("Striatoporenkalke" der älteren Literatur, FLÜGEL & MAURIN 1958,

FLÜGEL 1975), bezeichne ich als "kalkige Arzberg-Schichten", deren W' Fortsetzung bilden S' des Stroß dunkle Kalke mit Einschaltung von Grünschiefern sowie hellen Kalken und Dolomiten (AGNOLI 1987).

Im aufrechten Profil am E-Rand des Arbeitsgebietes fehlen dunkle Kalke zwischen Schöckelkalk und Raasbergfolge fast vollständig, was durch fazielle Vertretung der "kalkigen Arzberg-Schichten" durch helle Karbonatgesteine der Raasbergfolge erklärt wird.

Ein weiteres auffallendes Merkmal bildet die Ausdünnung des Schöckelkalkes im E, die selbst dann erhalten bleibt, wenn man einen Teil der dunklen Kalke des inversen Profils als fazielle Vertretung des (vorwiegend hellen) Schöckelkalkes auffaßt (vgl. Abb. 4.(22)). Diese Ausdünnung könnte tektonisch bedingt (vgl. Kap. 4.4.6.) oder durch primär geringere Sedimentmächtigkeit verursacht sein. Ein Vergleich ad hoc: EBNER & WEBER 1978 erwägen ein faziell begründetes Ausbleiben des Schöckelkalkes zwischen Oberen und Unteren Schieferen im Gebiet S' der Tanneben.

Im NW-Teil der Hirschkogel-Mulde sind die mit dem Schöckelkalk sedimentär verknüpften, dunklen, plattigen Kalke nur geringmächtig entwickelt, die Hauptmasse der inversen Arzberg-Schichten wird hier von ± vulkanogen beeinflussten Kalkphylliten eingenommen (vgl. Abb. 4.(20)). Die darin auftretende Magnetit-Vererzung bildet den Aufhänger für einen regionalen Vergleich zwecks lithostratigraphischer Korrelation.

4.4.3. Leitschicht 1 = vulkanogene Magnetit-Vererzung

Auf der Geologischen Karte des Weiztales (EBNER & WEBER 1984) ziehen die Arzberg-Schichten nach N durch bis zum Plankogel, wo eine Magnetit-Hämatit - Vererzung auftritt (Literatur: FRIEDRICH 1968, WEBER & WEISS 1984). Die als synsedimentär gedeutete Lagerstätte besteht aus einem Hangend- und einem Liegend-Lager, was nach GSELLMANN 1987 möglicherweise einer verschuppungsbedingten Verdoppelung entspricht. Die Vererzung ist gebunden an Hämatit-Magnetit-Quarzite, welche in Ankerit-Phylliten (FRIEDRICH 1968), bzw. in Dolomit-Phylliten (WEBER & WEISS 1984) stecken. Eine Besonderheit bildet ein dem Liegendlager zugerechnetes Vorkommen, wo die Magnetit-Vererzung in einem diabastuffigen Grünschiefer auftritt.

Für das eigene Arbeitsgebiet möchte ich folgende Beobachtungskette anführen:

- a) POSTL 1984 erwähnt das Auftreten von Magnetitoktaedern in Kalkphylliten W' vom Patschabauer sowie SW' vom Wh. Felsenkeller (vgl. Beil. I). Als sulfidisches Begleitmineral gibt er Pyrit an.
- b) Eigenbeobachtung: die geringe Vererzung im Kalkphyllit ist zwischen den o.a. Lokalitäten in streichender Fortsetzung an mehreren Punkten aufgeschlossen bzw. lesesteinbelegt (vgl. Beil. II), der nördlichste Fundpunkt (eines ca. 30 cm großen Kalkphyllit-Brockens mit Magnetit-Idioblasten) liegt ca. 100 m NE' der Kote 1024.
- c) im Aufschluß 27 W' "1" von Gössental ist mit dm-Mächtigkeit im Kalkphyllit ein magnetitführender Grünschiefer eingeschaltet.

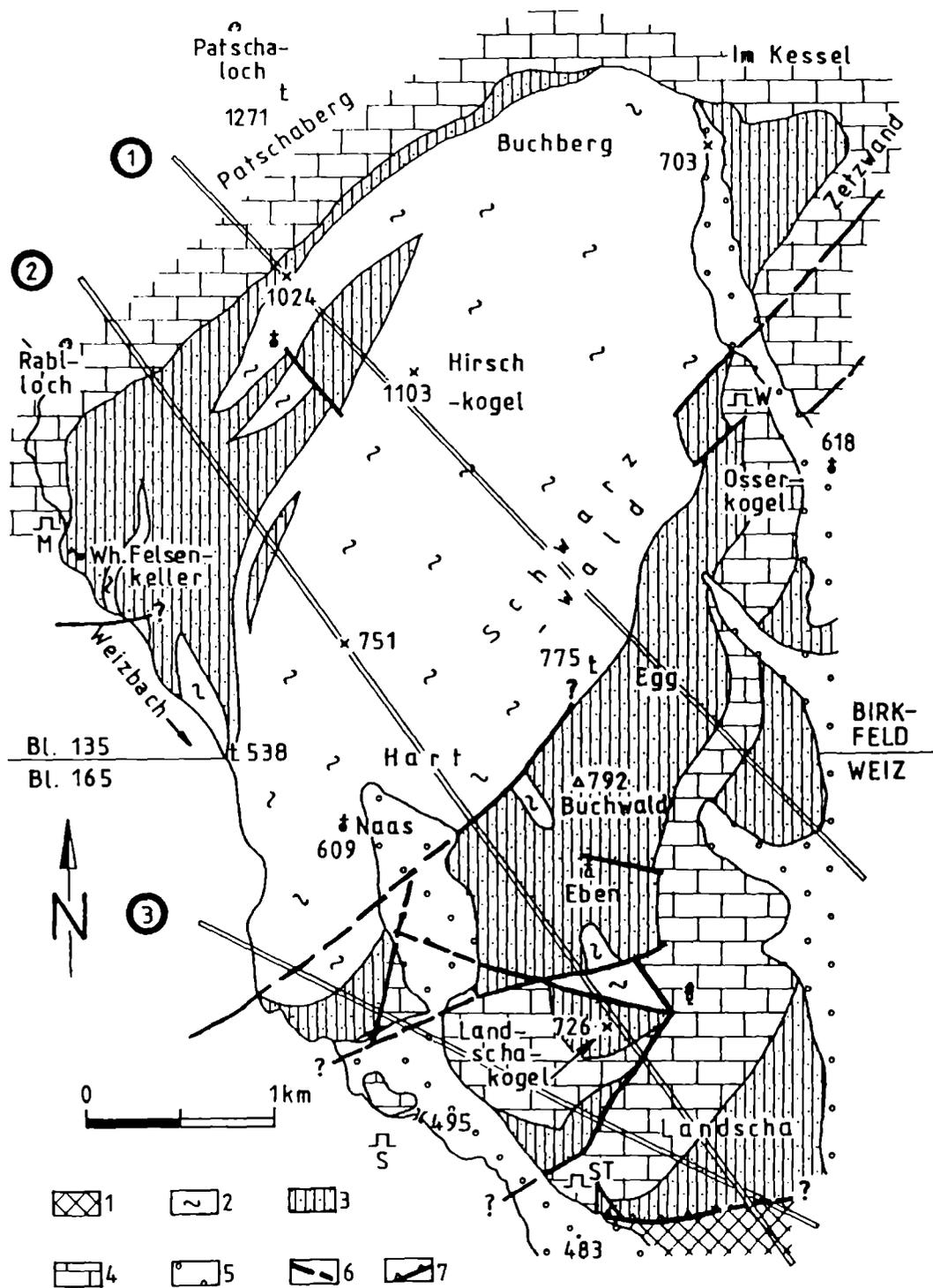


Abb. 4.(18): Geologische Übersichtskarte mit Lage der Profile 1 - 3

Steinbrüche im Schöckelkalk: M = Fa. MARKO, S = Fa. SCHLARBAUM, ST = Fa. STROBL, W = Fa. WIEDRICH.

1 = Kristallin, 2 = Phyllite, 3 = Karbonatgesteine, 4 = Schöckelkalk, 5 = Tertiär, Quartär; 6 = Störung (vermutet), 7 = Überschiebung (vermutet).



Abb. 4.(19): Lage des Profils 1: siehe Abb. 4.(18)

Farbenlegende: siehe Beilage I

PROFIL ②

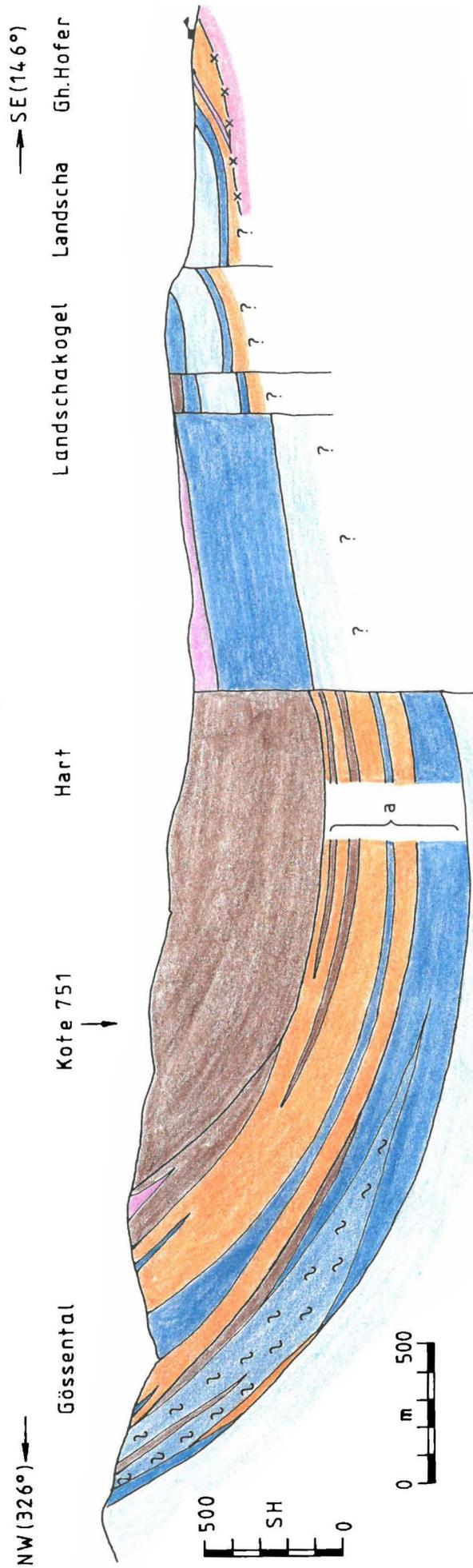


Abb. 4.(20): Lage des Profils 2: siehe Abb. 4.(18)

Farbenlegende: siehe Beilage I

a = siehe Abb. 4.(22)

PROFIL ③

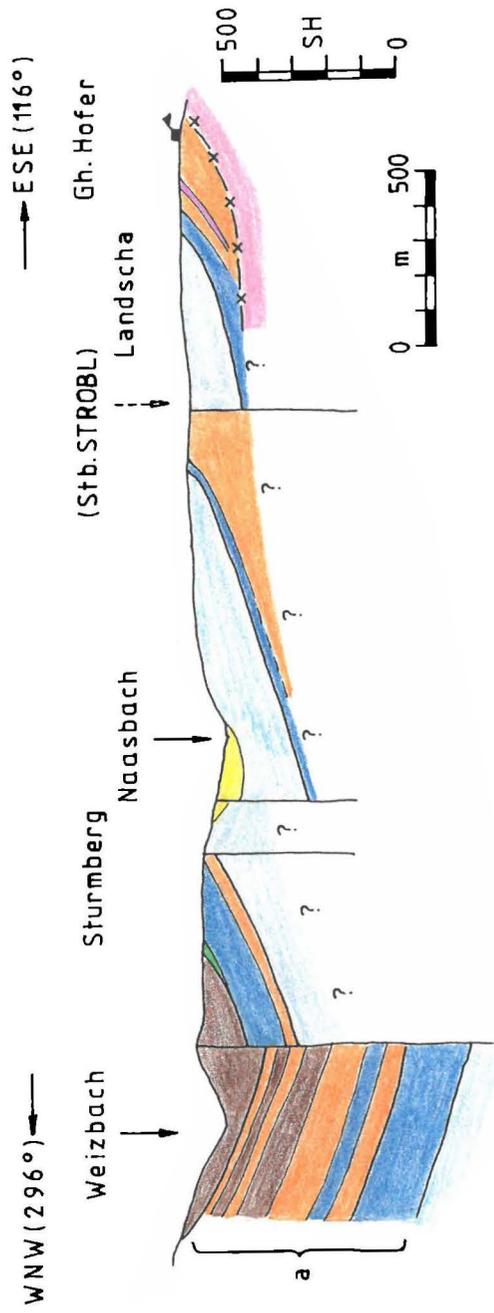


Abb. 4.(21): Lage des Profils 3: siehe Abb. 4.(18)

Farbenlegende: siehe Beilage I

a = siehe Abb. 4.(22)

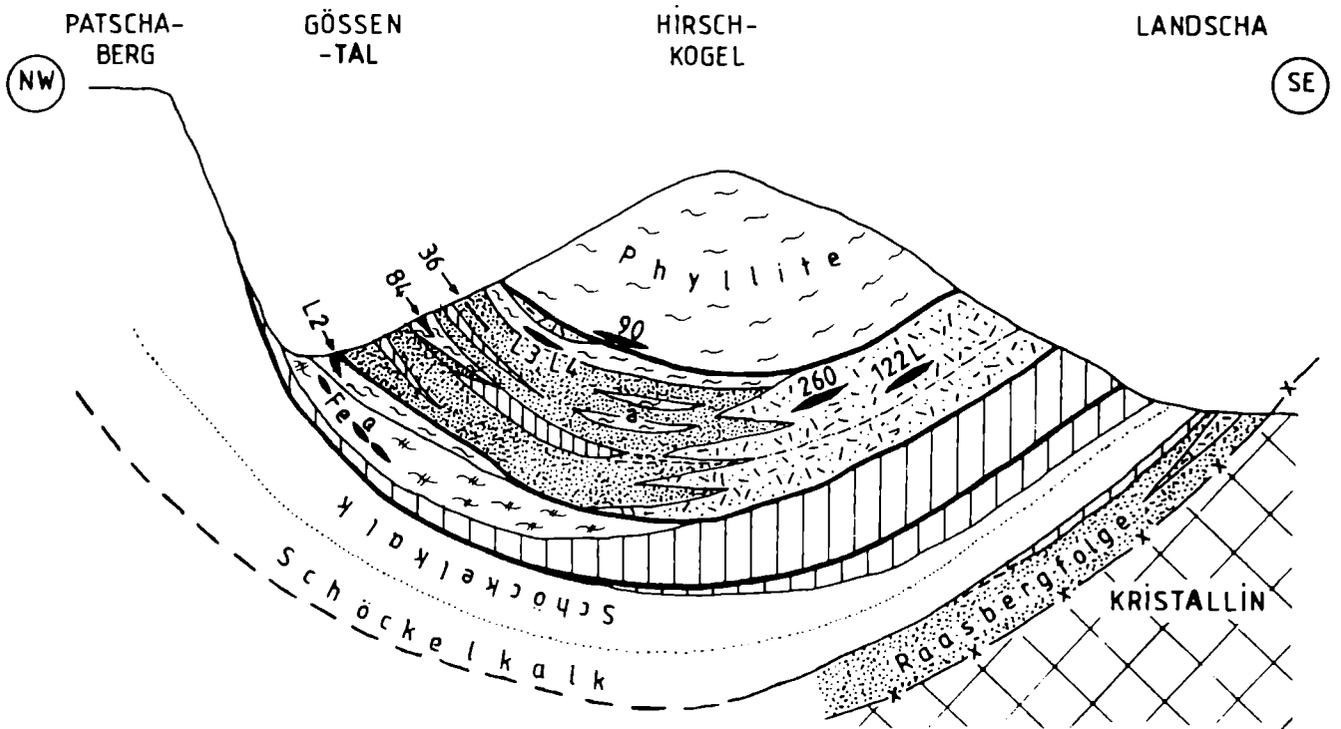


Abb. 4.(22): Geologisches Modell-Profil der Hirschkogel-Mulde (unmaßstäblich!)

- 1 = dunkle, plattige Kalke = "kalkige Arzberg-Schichten" bzw. fazielle Vertretung des vorwiegend hellen Schöckelkalkes
- 2 = dunkle, plattige Kalke als Einschaltung in 5
- 3 = ± vulkanogene Kalkphyllite = Arzberg-Schichten
- 4 = Phyllite
- a = hineinproj. Phyllite/Quarzite des Affentales (AGNOLI 1987)
- 5 = bunte Karbonatgesteine (Gössental; Raasbergfolge)
- 6 = helle Dolomite und dolomitische Quarzite
- 7 = Grünschiefer (mit Angabe der Proben-Nrn., die für die Korrelation im Abschn. 4.3. wichtig sind)
- Fe = Magnetit-Vererzung im Kalkphyllit & Grünschiefer
- Q = Hämatit-Quarzit - Lesesteine

d) unmittelbar E' des auffallend rotbraun verwitternden Kalkphyllits im Aufschluß 51 NW' "G" von Gössental, also ebenfalls knapp unter der Hangendgrenze des Kalkphyllit-Zuges und damit innerhalb der Streichlinie der Magnetit-Vererzung, wurden einige Lesesteine eines Hämatit-Quarzits gefunden.

Eine Korrelation der Magnetit-Vererzung im Arbeitsgebiet mit jener am Plankogel scheint mit somit durchaus denkbar.

Ein Zusatzargument liefern die schlierige Magnetit-Anreicherung im Diabas der Platte bei Graz (FRIEDRICH 1968) sowie das wegen seiner Martite (Pseudomorphosen von Hämatit nach Magnetit) bekannte Vorkommen von Neustift NW' davon (FRIEDRICH 1975). Diese schiefrig-vulkanogene Folge ist in der Geologischen Karte der Steiermark (FLÜGEL & NEUBAUER 1984) allerdings nicht als Arzberger Schichten (sondern als altpaläozoische vulkanogene Folge Folge i.a.) ausgeschieden, obwohl sie über Schöckelkalk und Raasbergfolge (!) liegt.

4.3.4. Leitschicht 2 = Rutil-führende Metavulkanite

Die im W und E lithologisch unterschiedlich ausgebildeten (inversen) Arzberg-Schichten überlagert eine faziell differenzierte Karbonatgesteinsassoziation (vgl. Abb. 4.(22)). In diesem Profilabschnitt der Hirschkogel-Mulde dienen Grünschiefer mit Rutil + Mg-Rhipidolith zur Korrelation der bunten Kalke und karbonatischen Quarzite des Karbonatgesteinszuges von Gössental mit den hellen Dolomiten und dolomitischen Quarziten des Dolomitzuges Buchwald - Egg - Osserkogel. Die zugehörigen Proben sind L3, L4 (36) im NW und 260, 122L im SE (vgl. Kap. 4.2.6.).

Ein auffallendes Merkmal der beiden genannten Karbonatgesteinszüge ist ihr Auskeilen gegen NE, weiters die Problematik einer Verfolgung über den Weizbach nach W, wo sich im Bereich des Stroß die Hirschkogel-Mulde fortsetzt (vgl. Geologische Karte des Stroß, AGNOLI 1987)

In diesem Zusammenhang ist auch das Auftreten von Baryt von Bedeutung.

4.3.5. Baryt-Vorkommen im Weizer Bergland

Nach WEBER 1977 erfolgt die Pb/Zn + Ba - Vererzung im Grazer Paläozoikum syndementär durch den Vulkanismus als Erzbringer. In seinem Genese-Modell steuerten die durch das Relief variierenden physikochemischen Bedingungen die Mineralisation. Im reduzierenden Milieu eines sauerstoffarmen Beckens kam es zur Bildung der Sulfide (Ag-hältiger Bleiglanz, Fe-reiche Zinkblende, Pyrit, Kupferkies), während auf Schwellen Sulfate (Baryt) zur Abscheidung gelangten.

WEBER 1984 betrachtet die Baryt-Vererzung bei Greith N' Paschaberg (mit im Schwerspat streifig eingelagertem Bleiglanz) als Fortsetzung der Mineralisation im Bereich Arzberg - Haufenreith.

Die zeitweise beschürften Baryt-Vorkommen N' Affental am E-Hang des Stroß sind seiner Meinung nach jedoch jünger als die paläozoischen syngenetischen Lagerstätten des Grazer Paläozoikums. Dem möchte ich entgegenhalten, daß ein gangförmiges Auftreten des Baryts von Affental nicht ausschließt, daß es sich

um alpidische Mobilisate der paläozoischen, schichtgebundenen Vererzung handelt. Quergreifende Fe-Mineralisationen am Plankogel interpretiert FRIEDRICH 1968 ebenfalls als epigenetische Bildung infolge alpidischer Überprägung der stratiformen Vererzung des Paläozoikums. (Gleicher Mechanismus an anderer Lokalität: auch GSELLMANN 1987 beschreibt teils synsedimentär, teils syndeformativ gebildete Arsenkies-Vererzungen in der Heilbrunner Gruppe).

Das Affentaler Schwerspat-Vorkommen liegt in einer Karbonatquarzit/Phyllit - Wechsellagerung (mit untergeordnet eingeschalteten Dolomiten) am E-Hang des Stroß.

Die Beziehung dieser Assoziation zu den im S (durch eine Störung abgetrennt) erscheinenden dunklen Kalken mit Grünschiefer-Einschaltungen (die ich als "kalkige Arzberg-Schichten" auffasse) ist ungeklärt (AGNOLI 1987).

Dem Kartenbild nach bildet jedoch der Karbonatgesteinszug von Gössental in meinem Arbeitsgebiet die streichende nordöstliche Fortsetzung der Karbonatquarzit/Phyllit - Wechselfolge N' Affental.

Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang eine beim Patschabauer gefundene Baryt-Stufe, die in der Sammlung der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum aufbewahrt wird (POSTL 1984). Beim Kartieren habe ich keinen Baryt gefunden.

Projiziert man das nach E einfallende Schichtpaket des Affentales ins Profil der Hirschkogel-Mulde, so erscheint die Quarzit/Phyllit - Wechselfolge in vermittelnder Position zwischen bunten Karbonatgesteinen (im NW) und hellen Dolomiten (im SE). Diese Situation ist in Abb. 4.(22) dargestellt.

4.3.6. Inverses Äquivalent der Raasbergfolge

Die im Kap. 4.3.4. korrelierten Karbonatgesteinszüge im Hangenden der (inversen) Arzberg-Schichten zeigen lithologisch große Affinität zur Raasbergfolge und werden als ihr inverses Äquivalent interpretiert. Eine streng bilateral-symmetrische Anordnung der aufrechten/inversen Schichtglieder im Liegenden/Hangenden des Schöckelkalkes ist jedoch hinsichtlich Lithologie und Mächtigkeit nicht gegeben, was sedimentär und/oder tektonisch bedingt sein kann.

Parallelisiert man zeitlich die dunklen, plattigen Kalke mit den Barrandeikalken, so ist dem inversen Äquivalent der Raasbergfolge (die ihrerseits mit der Dolomitsandsteinfoolge der Rannachdecke verglichen wird) ein Unterdevon-Alter zuzuschreiben.

Im aufrechten Profil, wo die Raasbergfolge \pm bis an den Schöckelkalk heranreicht, ist ihr stratigraphischer Umfang dementsprechend größer (sofern die dunklen Kalke hier nicht aus tektonischen Gründen fehlen).

Rannachdecke im Weizer Bergland?

FLÜGEL 1975 diskutiert die Möglichkeit einer Existenz von Relikten der Rannachdecke am Top des Stroß, wo über den Phylliten eine Karbonatentwicklung folgt. Auch für die Quarzite des Hirschkogels hält er eine Interpretation als eingefalteten Teil der höheren Decke für möglich.

Da entsprechend der Korrelation zwischen den karbonatisch-quarzitischen Einheiten im NW und SE des Arbeitsgebietes ein durchgehendes Schichtpaket in der Hirschkogel-Mulde vorhanden ist (vgl. Abb. 4.(22)), müßten bei der o.a. Interpretation von FLÜGEL 1975 die Phyllite des Hirschkogels den Oberen Schichten von Kher samt Crinoiden-Schichten in einem invers liegenden Teil der Rannachdecke entsprechen, wobei die Karbonatgesteine am Gipfel des Stroß in diesem Fall eine (durch isoklinale Verfaltung bedingte?) Wiederholung der Dolomitsandsteinfoolge der Rannachdecke darstellen könnten.

Gegen dieses Modell spricht beispielsweise das Auftreten von Chloritoid im Metavulkanit im mittleren Abschnitt des Karbonatgesteinszuges von Gössental (Probe 84 in Abb. 4.(22)). In diesem Fall müßte die grünschieferfazielle Metamorphose in der Rannachdecke bis in die Dolomitsandsteinfoolge hinaufreichen. Außerdem widerspricht die Lithologie der Hirschkogelphyllite (karbonatfreie Schwarzschiefer, detto Sericitphyllite, detto Quarzphyllite) einem Vergleich mit den karbonatischen Oberen Schichten von Kher bzw. Crinoiden-Schichten.

Ein zu erwartender tektonischer Kontakt im Liegenden und/oder Hangenden des Hirschkogel-Äquivalents der Dolomitsandsteinfoolge (bei Deutung als Einschuppung) kann mangels geeigneter Aufschlüsse weder bestätigt noch widerlegt werden.

4.3.7. Schöckelkalk-Grenzprofil

Eine Komplikation beinhaltet die geologische Situation im Hangenden des Schöckelkalkes im Bereich Ponigl. W' Steinbruch Fa. WIEDRICH schieben sich bunte Kalke zwischen Schöckelkalk und überlagernde dunkle Kalke (letztere fehlen im nördlich anschließenden Areal - vgl. Beil. I); ob die bunten Kalke die dunklen Kalke im Sinne eines inversen Äquivalents der Raasbergfolge vertreten oder ein stratigraphisch selbständiges Schichtglied zwischen (kalkigen) Arzberg-Schichten und Schöckelkalk bilden, kann nur aufgrund der geologischen Gesamtsituation beurteilt werden.

Bei Interpretation der bunten Kalke als selbständige Einheit könnte man sie zeitlich mit der Tyrnauer Alm - Formation vergleichen (vgl. Profil "H" der Abb. 14, S. 46 in FLÜGEL & NEUBAUER 1984). Anhaltspunkte dazu liefern folgende Fakten:

- SW' "P" von Patschabauer tritt zwischen Schöckelkalk und dunklen Kalken ein massiger, braun verwitternder Dolomit auf.
- N' Eben findet man max. 10er m mächtige, gelbliche Kalke bis Kalkschiefer zwischen Schöckelkalk und dunklen Kalken.
- Im Naasgraben werden die dunklen Kalke von bunten, meist geschichteten Kalken unterlagert, die Beziehung zum S' erscheinenden Schöckelkalk (diesen überlagernd oder faziell vertretend) ist unklar.
- Ein schmaler Zwickel hellorangefarbener Kalke trennt bei Sturmberg weißen Schöckelkalk von dunklen, plattigen Kalken.
- Auf der W-Seite des Stroß treten nach AGNOLI 1987 helle, karbonatische Quarzite zwischen Schöckelkalk und überlagernden Schiefen auf.

- Eine ähnliche Situation findet FRITZ 1986 im NW' Grazer Paläozoikum, wo zwischen Arzberg-Schichten und Schöckelkalk nur lokal Sandsteine auftreten (diese betrachtet FRITZ 1986 allerdings als Äquivalent der Dolomitsandsteinfoolge).
- FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984 erwähnt das Auftreten von Quarziten an der Grenze Arzberger Schichten / Schöckelkalk, vgl. Profil "S" der Abb. 14, S.47 in FLÜGEL & NEUBAUER 1984.

4.3.8. Problematik der Hirschkogel-Phyllite

In der Geologischen Karte des Weiztales (EBNER & WEBER 1984) trennt ein (dem Sericit-Quarzit des Hundsberges äquivalenter) Quarzit SW' St. Kathrein am Offenegg die Arzberg-Schichten von den Passailer Schichten. Diese Dreiergliederung der Passailer Gruppe sensu EBNER & WEBER 1978 ist im inversen Profil der Hirschkogel-Mulde nicht erkennbar. Hier bildet ein Komplex Karbonat-freier Phyllite das stratigraphisch Liegende der karbonatischen Arzberg-Schichten bzw. des inversen Äquivalents der Raasbergfolge. Die im letzteren enthaltenen karbonatischen Quarzite könnten dem Hundsberg-Quarzit entsprechen.

Hundsbergquarzit und karbonatische Fazies

Zur Einführung einer karbonatisch-psammitischen Fazies im Niveau des Hundsberg-Quarzits bedarf es nur einer Übernahme des Becken-Relief - Modells von WEBER 1977. Wenn auf Schwellen Sulfat statt Sulfid zur Ausfällung kommt, kann man auch Untiefen mit lagunären Bedingungen für Dolomitbildung annehmen (die Raasbergfolge bzw. deren inverses Äquivalent wird mit der Dolomitsandsteinfoolge der Rannachdecke (EBNER et al. 1980) verglichen, s. Kap. 4.3.2., Kap. 4.3.6.).

In diesem Zusammenhang fällt auf, daß vorwiegend helle Dolomite abrupt über dunklen, pyritreichen Kalken folgen und (soweit Lesesteine eine solche Aussage gestatten) ebenso unvermittelt im Hangenden von Schwarzschiefern abgelöst werden (Dolomitzug Buchwald - Egg - Ossekogel). Auch die bunten Kalke, Dolomite und karbonatischen Quarzite des Karbonatgesteinszuges von Gössental sind beiderseits von vorwiegend dunkel pigmentierten Phylliten begrenzt. Der im Hangenden des Karbonatgesteinszuges auftretende Dolomit (vgl. Beil. I) zeigt in einem Aufschluß an dessen Südende im Liegenden (beim Wegkreuz) einen sedimentären Übergang von reinem Dolomit in dolomitische Schiefer (wenige dm), anschließend findet man nur mehr Phyllit-Schutt. Im Hangenden des Dolomits treten nach ca. 1 m Aufschlußlücke bereits karbonatfreie Schwarzschiefer auf. Die Situation im Liegenden des Dolomits spricht gegen eine Interpretation als Olistolith, ebenso die Größe des Dolomitkörpers.

Nach FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984 sind die Passailer Phyllite als Teil der Passailer Gruppe von der (Schöckelkalk, Arzberger Schichten & Raasbergfolge umfassenden) Schöckelgruppe abzutrennen; eine diesem Modell entsprechende tektonische Grenze zwischen Hirschkogel-Phyllitkomplex und karbonatischen Unterbau ist jedoch mangels Aufschlüssen weder zu belegen noch auszuschließen.

Eine ähnliche Problematik ergibt sich aus der Tatsache, daß im N des Arbeitsgebietes, im Bereich Buchbauer, das Phyllit-Lesesteinareal bis an den Schöckelkalk heranreicht. Auch hier bieten sich zwei Erklärungsmöglichkeiten an: entweder werden lokal (kalkige) Arzberg-Schichten und inverses Äquivalent der Raasbergfolge faziell durch Phyllite vertreten (monotones Profil

der "Oberen Schiefer") oder die Basis der Hirschkogel-Phyllite bildet eine tektonische Fläche, die den Unterbau diskordant abschneidet.

Eine vergleichbare Situation findet man auf der Stroß-Westseite, wo karbonatische Quarzite des Schöckelkalk-Grenzprofils von mehrere 100 m mächtigen (karbonatischen) Phylliten überlagert werden, die AGNOLI 1987 als Ganzes den Arzberger Schichten zuordnet.

Ein auffallendes Merkmal des Hirschkogel-Phyllitkomplexes bildet das Fehlen von Metavulkaniten (einzige Ausnahme: eine karbonatische Grünschieferlinse NE' Kote 538).

Andererseits sind aber gerade die basalen Schieferfolgen im Grazer Paläozoikum (Passailer Schichten EBNER & WEBER 1978, Passailer Gruppe FLÜGEL & NEUBAUER 1984, Untere Schichten von Kher EBNER et al. 1980) durch Vulkanit-Reichtum ausgezeichnet.

Während im NW' Grazer Paläozoikum FRITZ 1986 das Profil im Liegenden des Schöckelkalkes in (sehr vulkanitarmer) Obere Arzberg-Schichten und einen basalen Metavulkanit-Komplex gliedert (ein Hundsberg-Quarzit oder etwas Ähnliches fehlt in seinem Gebiet), veranlaßt der lebhaft lithologische Wechsel im Bereich des Plankogels GSELLMANN 1987 zur Unterscheidung von IV Member in dem von ihm zur Passailer Gruppe gestellten Komplex. Dieser erreicht nach GSELLMANN 1987 im Weiztal seine maximale Mächtigkeit von ca. 1.000 m, wobei in seiner geologischen Karte auffällt, daß die bunte Vielfalt im Bereich des Plankogels sich gegen das Weiztal reduziert auf einen Metavulkanitzug als singuläre Einschaltung in sonst vorwiegend pelitischen Gesteinen. Läßt man - nach S fortschreitend - diesen Vulkanit ebenfalls auskeilen, landet man zwangsläufig beim ausschließlich siliziklastischen Phyllit-Komplex des Hirschkogels. Trotzdem bleiben wesentliche Unterschiede erhalten.

4.3.9. Lithologische & petrographische Besonderheiten der Hirschkogel-Mulde

I) Metavulkanite

Feldspat: nur in zwei Grünschiefervorkommen sericitisierte Feldspäte (ca. 5 % des Modalbestandes), An-Gehalt je nach Interpretation (als primärmagmatisch oder metamorph neugebildet) 20 bis 30 % (vgl. Tab. 4.(7) im Kap. 4.2.4.).

Korngrößen: stets < 2 mm, also nur Aschentuffe als Edukte der Grünschiefer;

in Grüngesteinen nie beobachtet: Aktinolith, braune oder grüne Hornblende, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen, Amphibol oder Lapilli;

die Mächtigkeit sämtlicher Metavulkanite übersteigt nach Kartierungsbefund niemals den ein Meter - Bereich;

zum Vergleich:

AGNOLI 1987 findet in sämtlichen Grünschiefern im Gebiet des Stroß Feldspat als frischen oder sericitisierten Albit.

FRITZ 1986 beschreibt aus dem NW' Grazer Paläozoikum basische Effusiva mit Spilitparagenese und Lapillituffe (Basaler Metavulkanitkomplex).

GSELLMANN 1987 beschreibt aus den Gesteinen, die den Plankogel aufbauen, 10er m mächtige basische Effusiva, Lapillituffe, karbonatische Tuffite.

II) Lydite, Kieselschiefer

wurden im Arbeitsgebiet nirgends beobachtet, während GSELLMANN 1987 diese Gesteine als Einschaltungen in Metapelit-Folgen sämtlicher Einheiten seines Arbeitsgebietes findet, so auch am Plankogel.

III) Quarzite des inversen Äquivalents der Raasbergfolge = praktisch Feldspat-freie, karbonatische Quarzarenite;

zum Vergleich:

AGNOLI 1987 beschreibt aus seinen karbonatischen Quarziten Feldspat-Gehalte bis 25 % (Albit, selten gegitterter Mikroklin).

FRITZ 1986 erwähnt nur akzessorischen Feldspat-Gehalt in den Sandsteinen der Oberen Arzberg-Schichten.

GSELLMANN 1987 gibt für Sericit-Quarzite des Member I seiner Passailer Gruppe Feldspat-Gehalte bis 50 % an.

IV) Kalkphyllite, Schwarzschiefer & Grünschiefer

zeigen petrographisch viele Gemeinsamkeiten mit den von EBNER & WEBER 1978 gegebenen Dünnschliffbeschreibungen, unterscheiden sich jedoch durch das Auftreten von Chloritoid.

V) Chloritoid

tritt im gesamten Profil der Hirschkogel-Mulde auf (vgl. Tab. 4.(14) bzw. Kap. 4.2.3., 4.2.6., 4.2.7.).

zum Vergleich:

AGNOLI 1987 erwähnt nur das ev. Auftreten von Chloritoid neben grünem Chlorit in Schwarzschiefern.

EBNER & WEBER 1978: ihre Beschreibung der Gesteine deckt sich z.T. bis in den Dünnschliffbereich mit den Merkmalen der Proben aus meinem Arbeitsgebiet, sie erwähnen jedoch keinen Chloritoid.

FRITZ 1986 findet weder in den Oberen Arzberg-Schichten noch im Basalen Metavulkanitkomplex Chloritoid.

GSELLMANN 1987 beschreibt im gesamten Profil Heilbrunner Gruppe - Hochschlag-Gruppe - Passailer Gruppe keinen Chloritoid.

THALHAMMER 1982 beschreibt geringmächtige, an Vulkanite gebundene Chloritoid-Schiefer (bis 40 % Ctd) aus der Aibel-Formation der Hochschlag-Gruppe.

Zusammenfassung: der höhere Profilabschnitt der Hirschkogel-Mulde läßt sich beim derzeitigen Kenntnisstand trotz fazieller Gemeinsamkeiten wegen lithologisch-petrographischer Besonderheiten in kein Schema des Grazer Paläozoikums friktionsfrei einordnen.

AUFTRETEN VON C H L O R I T O I D IM PROFIL DER Hirschkogel-Mulde

Hirschkogel-Phyllitkomplex

- Chloritoid-Porphyroblasten (selten)
im Quarzphyllit Probe 42
- Chloritoid-Porphyroblasten
im Sericitphyllit Probe 164L1
- Chloritoid in der Phyllosilikat-Matrix
im Schwarzschiefer (46,7 %) Probe 135

inverses Äquivalent der Raasbergfolge

- Chloritoid-Porphyroblasten
im Grünschiefer (Mandelstein) Probe 84

Arzberg-Schichten

- Chloritoid in der Phyllosilikat-Matrix
im Schwarzschiefer Probe 9
 - Chloritoid-Porphyroblasten
im + vulk. Kalkphyllit Probe 51.2
 - Chloritoid-Porphyroblasten
im erzführenden Grünschiefer Probe 27
-

Tab. 4.(14): Auftreten von Chloritoid in der Hirschkogel-Mulde

4.3.10. Bemerkungen zur Raasbergfolge

Im aufrechten Profil erreicht der zwischen Schöckelkalk und Tertiär am E-Rand des Arbeitsgebietes mitkartierte Streifen der Raasbergfolge bereits mehrere 100 m Mächtigkeit. Dies könnte durch Verfaltung oder Verschuppung bedingt sein, ein Indiz hierfür liefert folgende Beobachtung: heller, massiger Dolomit (mit eingeschalteten karbonatischen Metapsammiten) bildet einen auffallenden Horizont, der sich von Landscha bis W' Oberaichen Aufschluß- bzw. Lesestein-belegt verfolgen läßt. Die N' Fortsetzung ist nach einer übersichtsbegehung außerhalb des Kartierungsgebietes durch massenhaft Dolomit-Schutt auf der (heute verwachsenen) Lichtung N' Kote 618 (Kapelle) noch erfaßbar (generelles NNE-Streichen).

Ein 300 m SE' der Kapelle am Waldrand anstehender Dolomit gleichen Phänotyps mit $s = 230/70$ kann aus geometrischen Gründen nicht die Fortsetzung des o.a. Horizontes sein.

Ungeachtet der Möglichkeit tektonisch bedingter (Mehrfach-Schichtwiederholung bildet allein die große Mächtigkeit der Raasbergfolge W' Kurzpeter einen scharfen Gegensatz zwischen inversem Hangend- und aufrechtem Liegend-Profil. Während in ersterem (kalkige) Arzberg-Schichten und inverses Äquivalent der Raasbergfolge annähernd gleich mächtig entwickelt sind, fehlen im aufrechten Profil Arzberg-Schichten fast vollständig und wird innerhalb des Arbeitsgebietes das Liegende der Raasbergfolge überhaupt nicht erreicht.

Bei einer palinspastischen Rekonstruktion mit Ausglättung der liegenden Isoklinalfalte der Schöckeldecke unterlagern somit verschiedene Lithologien den Schöckelkalk: teils Arzberg-Schichten, teils Raasbergfolge. Im Gebiet S' des Stroß erscheinen helle Dolomite und Kalke innerhalb der "kalkigen" Arzberg-Schichten (= hier dunkle Kalke mit Grünschieferereinschaltungen), diese Situation repräsentiert wohl den Übergangsbereich zwischen den beiden erstgenannten Extremen.

Pelitische Gesteine treten am E-Rand des Grazer Paläozoikums E' vom Raasberg auf. In der Geologischen Karte des Weizer Berglandes (FLÜGEL & MAURIN 1958) ziehen granatführende Phyllite im Liegenden des Marmors von Koglhof zwischen Anger-Kristallin und Raasbergfolge nach S bis Hst. Bachl der Schmalspurbahn, erscheinen weiters als Phyllit-"Apophyse" innerhalb der Raasbergfolge im Bereich des Gschnaidkogels.

Zwischen Zetz und Edelschachen weist die blaue Übersignatur in der o.a. Karte auf Chloritoid-Führung im Schiefer hin. Hingegen ist der Karte von NEUBAUER 1982 unmittelbar W' der Staurolith-Zone (N' Anger) nur Granat + Biotit zu entnehmen, Chloritoid (neben Biotit und Granat) tritt jedoch erst am W-Ende seines Untersuchungsgebietes, zwischen Arzberg und Semriach auf.

Der allmähliche Übergang zwischen grünschieferfaziellern, basalen Grazer Paläozoikum (Heilbrunner Phyllite) und amphibolith-faziellen Gesteinen (Anger Kristallin) veranlaßt FLÜGEL & NEUBAUER 1984 bisher ins Mittelostalpin gestellte Serien am Grazer Paläozoikums-Ostrand als "höhermetamorphe Schollen" dem oberostalpinen Stockwerk einzuverleiben.

Die Chloritoid- bzw. Granat-führenden Phyllite am E-Rand des Raasberges könnten demnach etwas höher metamorphosierte Untere Schiefer darstellen, eine eindeutige Zuordnung zu den Arzberg-Schichten oder Passailer Schichten der Passailer Gruppe sensu EBNER & WEBER 1978 oder zur Passailer Gruppe sensu FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984 kann jedoch nicht vorgenommen werden - vgl. Disk. der Problematik der Hirschkogel-Phyllite (Kap.4.3.8.).

4.4. Deformation und Metamorphose

4.4.1. Methodisches

Eine detaillierte Strukturanalyse mit Rekonstruktion des Deformationspfades zählte nicht zu den Aufgaben der vorliegenden Arbeit.

Die stattliche Anzahl der im Zuge der lithologischen Detailaufnahme miterfaßten mesoskopischen Gefügeelemente ermöglicht es jedoch, die Geometrie der Hirschkogel-Mulde und deren Internbau an Hand geostatistisch signifikanter Parameter zu diskutieren.

Die Verknüpfung der beobachteten Mesostrukturen, Mikro-gefüge und Mineralparagenesen führt zu einer Gliederung des Deformations- und Metamorphosegeschehens in mehrere Ereignisse.

Durch Vergleich mit Daten aus anderen Räumen wird - analog zur Lithostratigraphie - der Versuch unternommen, die gefügeprägenden Akte so weit als möglich zeitlich einzuordnen.

Über die verwendete Nomenklatur sowie Literatur, welche die theoretischen Grundlagen zur Behandlung größerer Datenmengen und Interpretation der Verteilungsmuster von Gefügedaten beinhaltet, wurde bereits im Abschn. 2.3. referiert.

4.4.2. Deformationen $D_1 - D_4$ & geometrische Gefügeanalyse

In pelitischen Gesteinen kommt es nach VOLL 1969 bei der ersten (und nur bei dieser) Deformation (D_1) zur Bildung von Quarzgängchen parallel $s_{1\Delta}$. Solche Mobilisatlagen dienen zur Erfassung nachfolgender Deformationen.

In phyllitischen Gesteinen (Schwarzschiefer der Arzberg-Schichten, Hirschkogel-Phyllite) erscheinen die Quarzlagen als isoklinale intrafolial folds (B_2), die zugehörige Achsenebenenschieferung (s_2) bildet das während D_2 aufgeprägte, penetrative Gefügeelement, vgl. Abb. 4.(23).

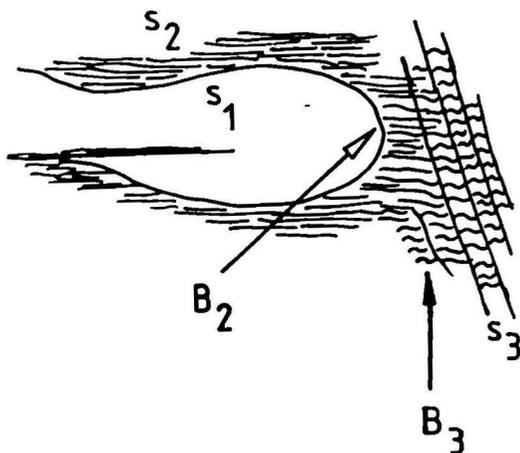
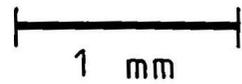
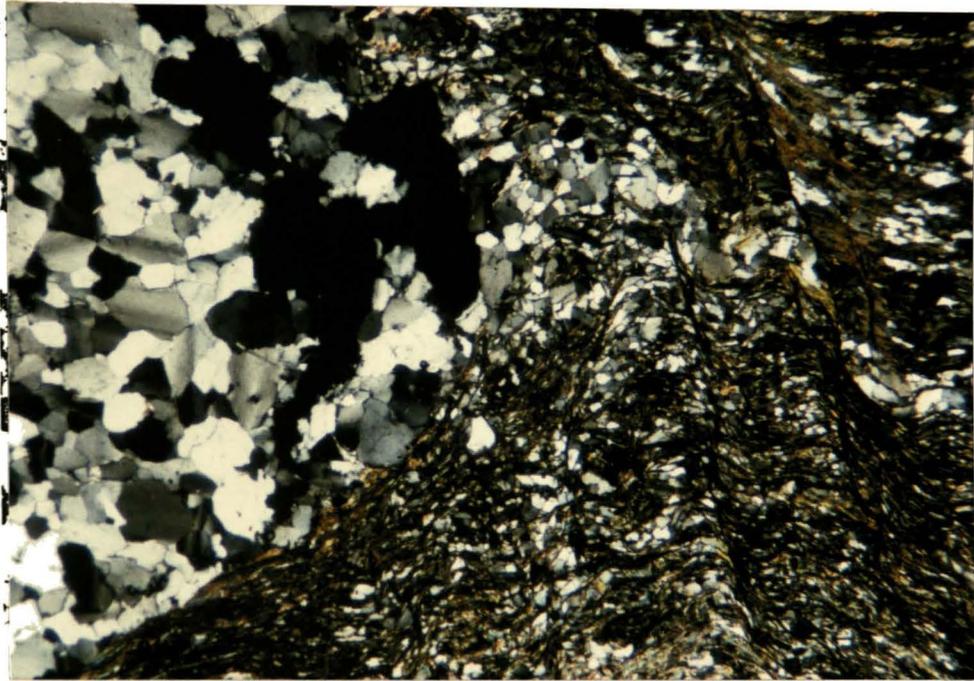


Abb. 4.(23): yz-Dünnschliff 130LA eines Phyllits mit isoklinal verfalteten Quarzlagen (die s_1 markieren) und crenulation cleavage (s_3), gekreuzte Nicols.

Fundpunkt der Lesesteinprobe:

S: "w" von Schwarzwald.

Skizze: Darstellung des genetischen Zusammenhanges.

Dieses continuous (slaty) cleavage (POWELL 1979) erfährt während D_3 eine offene Verfaltung (B_3), wodurch es zur Ausbildung einer Runzelschieferung (s_3) kommt, wobei alle Übergänge zwischen "discrete" und "zonar" crenulation cleavage (POWELL 1979) auftreten.

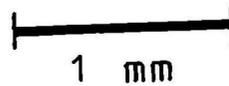


Abb. 4.(24): yz-Dünnschliff 135A eines Chloritoid - Phyllits, die Krenulationsschieferung bildet keine durchreisenden Flächen; gekreuzte Nicols. Aufschluß: SE' "d" von Schwarzwald.

Die Abb. 4.(25) zeigt ein Beispiel, wo die (durch den Wechsel von Glimmer- und Quarz-reichen Lagen angedeutete) sedimentäre Schichtung (ss), das durch einen Quarzgang markierte s_1 und die penetrative Schieferung s_2 zueinander parallel liegen.

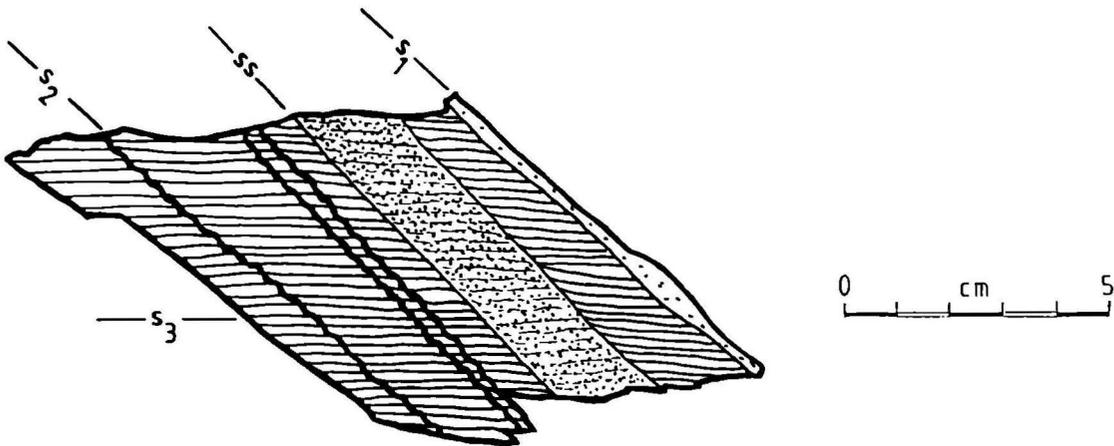


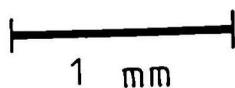
Abb. 4.(25):

Handstück - Anschliff
 Skizze (oben) und yz-
 Dünnschliff (unten) der
 Quarzphyllitprobe 42;
 gekreuzte Nicols.

Die Krenulationsschieferung s_3 erzeugt im Schliff eine deutliche Diskontinuität (Bildmitte).

Erläuterungen siehe Text.

Aufschluß: E' Quelle
 Hofstatt-Schwarzwald.



Wird ein sedimentärer Lagenbau im spitzen Winkel von der durchdringenden Schieferung geschnitten, entsteht auf Phyllitoberflächen ein charakteristisches Streifenmuster (vgl. Abb. 4.(26)). Die in Zusammenhang mit der Deformation D_3 gebildete Runzelung (Lineation) auf den s_2 -Flächen entspricht entweder den Scheiteln der Mikrofalten ($\beta_3 = B_3$) oder der Verschnittgeraden der s_2/s_3 - Flächen ($\delta_3 = B_3$).

Dieser genetische Zusammenhang wird genutzt bei der Ermittlung und Diskussion einer "regionalen" B-Achse der Hirschkogel-Mulde (Kap. 4.4.12.).



Abb. 4.(26): Durch den Verschnitt von sedimentärem Lagenbau und penetrativer Schieferung entsteht auf der Phyllitoberfläche ein Streifenmuster. Die β_3 -Lineation des abgebildeten Lesesteinblocks verläuft ca. parallel zum CLAR-Kompaß-Scharnier.
Lokalität: NW Hart.

Wo die Schichtung (ss) senkrecht auf die durchdringende Schieferung s_2 steht, beobachtet man an den Lagengrenzen engständige Scherflächen (sf). Deren Verschnitt mit s_2 erzeugt auf der Phyllitoberfläche eine (der β_3 -Runzelung ähnliche)

Lineation. Da die Längserstreckung dieser δ -Lineare sich auf den Pelit/Psammit-Grenzbereich beschränkt, entsteht auf s_2 ein "sf-ss-sf" - Streifenmuster:

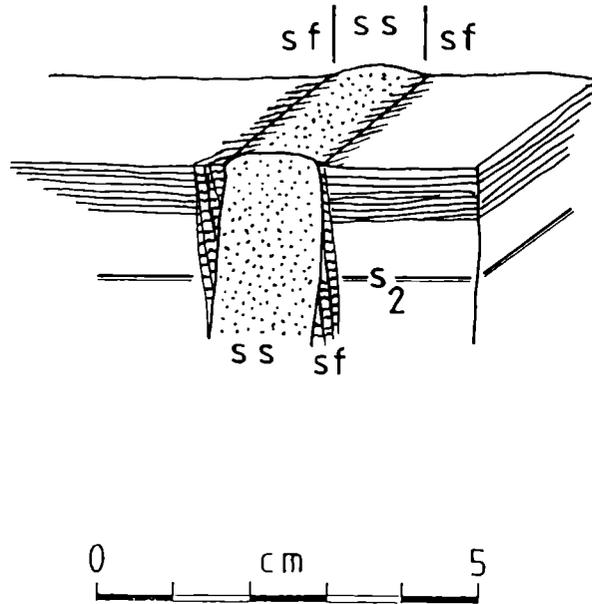


Abb. 4.(27): Die sedimentäre Schichtung (markiert durch eine Metapsammitlage) steht senkrecht zur penetrativen Schieferung s_2 im Metapelit; im Grenzbereich kommt es auf den s_2 -Flächen zur Ausbildung eines Streifenmusters. Erläuterung siehe Text. Probe 106L. Lesesteinfundpunkt: NW' Hart.

Die stets einmeßbare β_3 -Lineation diene in Verbindung mit s_2 zum Festlegen des für die Herstellung orientierter Dünnschliffe notwendigen Koordinatensystems (vgl. Abschn. 2.3.).

Über die Raumlage der cm- bis mm-Isoklinalfalten-Achsen (B_2) der Quarzlagen kann nichts ausgesagt werden, da derartige Falten schlüsse sowohl in Schnitten senkrecht β_3 wie parallel β_3 auftreten. Letztgenannte Lineation taucht generell flach nach NNE ab, die s_2 -Flächen fallen fast ausschließlich steil nach NW ein (vgl. Kap. 4.4.12.).

In Karbonatgesteinen auftretende intrafolial folds werden gleich interpretiert wie die isoklinal verfalteten Quarzlagen in Metapeliten, d.h. sie repräsentieren B_2 -Kleinfalten, die während D_2 gebildet wurden. Analog zu Quarzknauern in Phylliten werden Calcit-Linsen in dunklen Kalken als während D_2 boudinierte Fragmente von Mobilisatlagen aufgefaßt (vgl. NICOLAS 1984, p.76, fig. 6.10). Ob letztere - gleich wie die Quarzgänge in Metapeliten - als D_1 -Produkte am Beginn von D_2 schon vorlagen oder erst in einem frühen D_2 -Stadium gebildet und in rascher Folge in die Isoklinalverfaltung miteinbezogen wurden, kann nicht beurteilt werden.

In gebänderten Kalken (v.a. im Schöckelkalk) verläuft der hell/dunkel - Lagenbau stets parallel zu den mesoskopischen Bankungsfugen bzw. zu den nur mikroskopisch erkennbaren, dünnen Horizonten von gerundeten Quarzen und Feldspäten, sowie detritischen Glimmern. Außerdem liegt die metamorphe Bänderung parallel zur durchdringenden Schieferung der pelitischen Gesteine und wird vermutlich während D_2 noch verstärkt herausgearbeitet. Ob ihre Genese auf einen bereits sedimentär angelegten Lagenbau (Pigmentierung) oder ein während D_1 erfolgtes "differentiated layering" (HOBBS et al. 1976) zurückzuführen ist, wurde nicht untersucht (zum erstgenannten Modell siehe CLAR 1926, CLAR 1928, moderne Varianten diskutieren AGNOLI 1987, FRITZ 1986, GSELLMANN 1987).

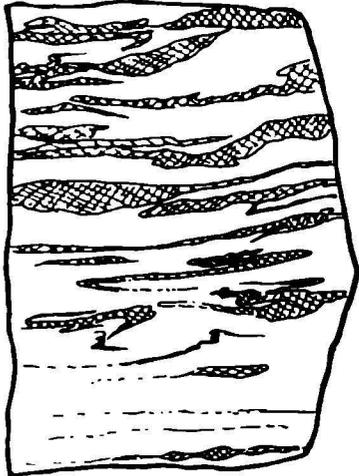


Abb. 4.(28):

Handstück-Anschliff - Skizze: helle Calcitlagen (kreuzschraffiert) bilden intrafolial folds in einem dunklen Kalk;

Probe 49.1
Aufschluß: S' "G" von Gössental



Abb. 4.(29): Intrafolial folds im Schöckelkalk.
Aufschluß: Forststraße S' Zetzwand.

In Dolomiten und karbonatischen Quarziten fehlen die o.a. Kleinstrukturen, isoklinale bis enge mm-(Scher-)Falten mit Achsenebene parallel zum mesoskopischen s bilden seltene Ausnahmen.

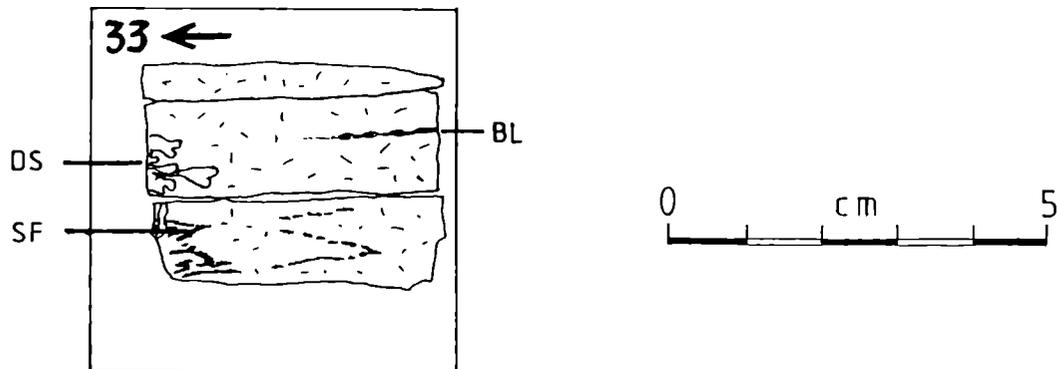


Abb. 4.(30): Dünnschliff - Skizze der Dolomitprobe 33 mit engen Scherfalten, markiert durch dunkles Pigment. SF = Scherfalte, BL = boudinierte Karbonatlage, DS = pigmentfreie Dolomitstruktur (Wühl- oder Freßbauten?); Schnitt senkrecht s.

Wegaufschluß ca. 500 m NW "H" von Hofstatt-Schwarzwald.

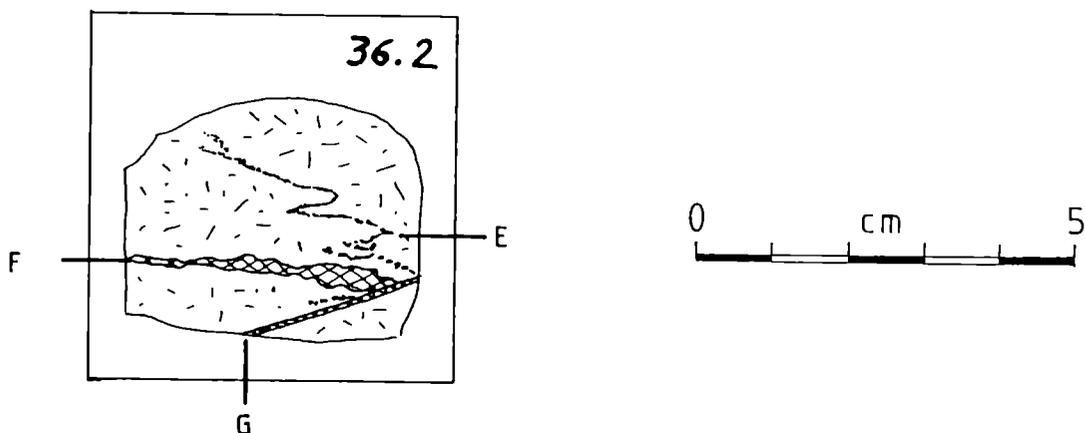


Abb. 4.(31): Dünnschliff-Skizze der massigen Dolomitprobe 36.2 mit isoklinal verfalteter Tufflage (vgl. Kap. 4.2.6.) mit Erzkörnern (E).

F = Fenster aus spätigem Calcit, G = Calcit-Gang, der F durchschlägt.

Aufschluß: E' "1" von Höberl, Wegböschung.

Wenn in Karbonatgesteinen Sericit auftritt, sind die Schüppchen stets gut planar geregelt und definieren auch in mesoskopisch

nicht schiefrig erscheinenden Gesteinen das (parallel zum slaty cleavage der Phyllite orientierte) s_2 . Ausnahme: in karbonatischen Quarziten beobachtete Glimmerregelung nach mehreren (tautozonalen) Ebenen wird als Mehrfachschieferung interpretiert, die jedoch nur unter dem Mikroskop erkannt werden kann. Auch diagenetisch oder später gebildete Pyrit-Mikrolagen sind stets s_2 -konkordant ausgebildet.

Zusammenfassung: mit Ausnahme weniger Proben, wo die durchdringende Schieferung teilweise diskordant zum sedimentären Lagenbau steht, gilt die geometrische Beziehung $ss = s_1$ (markiert durch die Quarz- und Calcit-Mobilisatlagen) = s_2 (penetrative Schieferung).

Bei den in Kalken und Kalkphylliten beobachteten dm -Falten (B_2) mit NE-SW orientierter B-Achse handelt es sich um parallel folds (RAMSAY & HUBER 1987) - oft asymmetrisch mit verdicktem Kurzschenkel - oder um flachwellige Verbiegungen, deren Scheitellinie zur β_2 -Runzelung einer allenfalls vorhandenen Phyllithaut parallel verläuft. Da auch Meso- bis Makro- B_2 -Falten mit von der NE-SW - Richtung abweichender B-Achse auftreten, ist nur das Faltenprofil (welches das Deformationsregime widerspiegelt) als Zuordnungskriterium brauchbar.

Abb. 4.(32):



Dünnschliff 49.1, Mikrofalte mit similar fold - Profil (B_2 - Bildmitte) in der Matrix eines dunklen Kalkes mit neomorphen Calcitlagen (oben);

Schnitt senkrecht s , gekreuzte Nicols.

Aufschluß: S' "G" von Gössental.

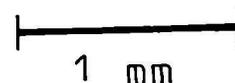




Abb. 4.(33): Parallelfalte im dunklen Kalk, die im liegenden Kalkphyllit in disharmonische Kleinfalten übergeht - B₃ - (vgl. Abb. 4.(34)).

Lesestein 234L, Fundpunkt: Naasgraben

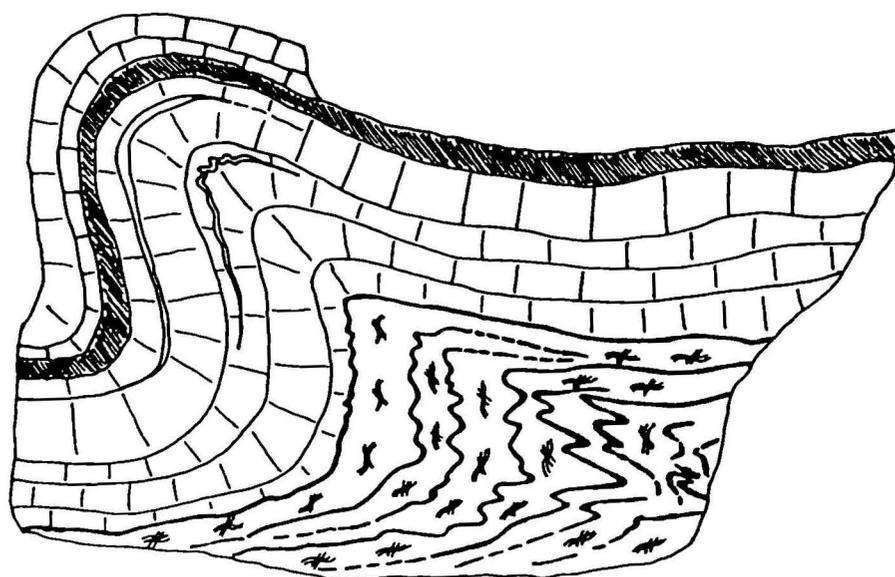


Abb. 4.(34): Anschliff - Skizze des Handstückes der Abb. 4.(33) mit disharmonischen Falten im Kalkphyllit (unten) und Achsenebenenschieferung in der Phyllitlage am Top der Kalk-Parallelfalte - B₃ -.

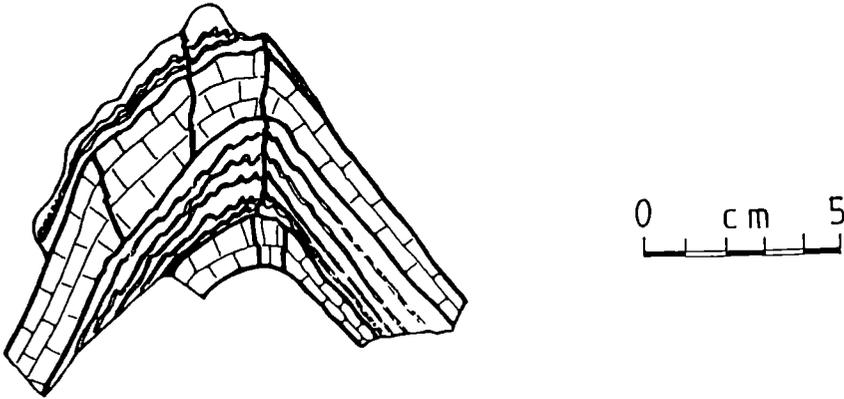


Abb. 4.(35): Anschliff - Skizze des Handstückes 5.2 mit cm-Wechselagerung von dunklem Kalk (Parallelfalte) und Kalkphyllit Typ 1 mit Parasitärfaalten - B_3 -.

Aufschluß: W' "n" von Gössental

In einem Dünnschliff der Probe 49.1 (welche isoklinale Meso- B_2 -Falten enthält, vgl. Abb. 4.(28)) wurden zwei Mikrofaalten beobachtet, die der Klasse der similar folds (RAMSAY & HUBER 1987) angehören (vgl. Abb. 4.(32)). Solche, auf eine hohe Plättungskomponente deutenden Strukturen findet AGNOLI 1987 mit E-W orientierten B-Achsen, die er mit B_2 indiziert. Die zugehörige Achsenebenenschieferung liegt parallel zum slaty cleavage der Phyllite (s_2), der genetisch-chronologische Zusammenhang ist daher nur in similar fold - Scheiteln erkennbar. FRITZ 1986 kalkuliert diese Generation liegender enger bis isoklinaler Falten für den 100 m Bereich. Mesofalten dieses Typs wurden im Arbeitsgebiet nicht beobachtet, doch sprechen Schersinn-Umkehrungen von s/c-Gefügen (s.u.) für die Existenz solcher Falten.

Vor einer Besprechung weiterer Gefügeelemente sollen die bisher angeführten Beobachtungen in den Großbau integriert werden.

Ob die Inversion im Zuge der Überfaltung der Schöckeldecke (wodurch die Unteren Schiefer als Obere Schiefer auf dem Schöckelkalk zu liegen kommen) und die Bildung der Bänderung bzw. der Quarz- und Calcit-Mobilisatlagen (D_1 -Strukturen) synchron erfolgten, bleibt offen. Eine diesbezügliche Aussage erforderte eine Ausdehnung des betrachteten Untersuchungsraumes auf die Dimension der Schöckeldecke als Megastruktur.

Die Ausformung der Schiefermulde (D_3 -Makrostruktur) im Bereich Stroß - Hirschkogel verstellt den Bau mit aufrechten und inversen Anteilen (vgl. Abb. 4.(22)). Die Bildung von isoklinalen intrafolial folds sowie liegenden, engen Falten mit similar fold - Profil liegt zeitlich dazwischen (D_2). Dies liefert das Gerüst für eine chronologische Abwicklung des Deformationsgeschehens unter Einbeziehung weiterer Strukturelemente.

Mesoskopische Streckungslineationen sind im Arbeitsgebiet extrem spärlich vorhanden. Die in (mit Hilfe von β_3 orientierten) Dünnschliffen beobachteten Druckschatten um mikroskopisch kleine Pyrite sind somit in ihrer Gestalt Schnittlagen-bedingt und daher

für eine quantitative strain-Analyse ungeeignet. Mesoskopische Pyrite (KG 1 mm bis 1 cm in dunklen Phylliten) erweisen sich stets als postdeformativ gebildet.

Einen konkreten Hinweis auf Scherdeformation während D_2 liefern gelängte Calcit-Kristalle in Kalken: die langen Achsen der imbrikativ eingeschichteten Calcite bilden mit dem mikro- und makroskopischen Lagenbau (Bänderung) einen Winkel von 20 bis 30 °, das als s/c-Gefüge interpretierte Bild weist auf Scherung mit Bewegung des Hangenden nach NW oder SE (vgl. Abb. 4.(36)).

Da während D_2 gebildete Falten zwar lokal Schichtinversion bedingen (vgl. Kap. 4.4.3.), nicht aber den Schersinn von D_2 -s/c-Gefügen umkehren, müssen für die in Abb. 4.(36) dargestellte Situation weitere Strukturen (mit D_2 -Alter) verantwortlich sein.

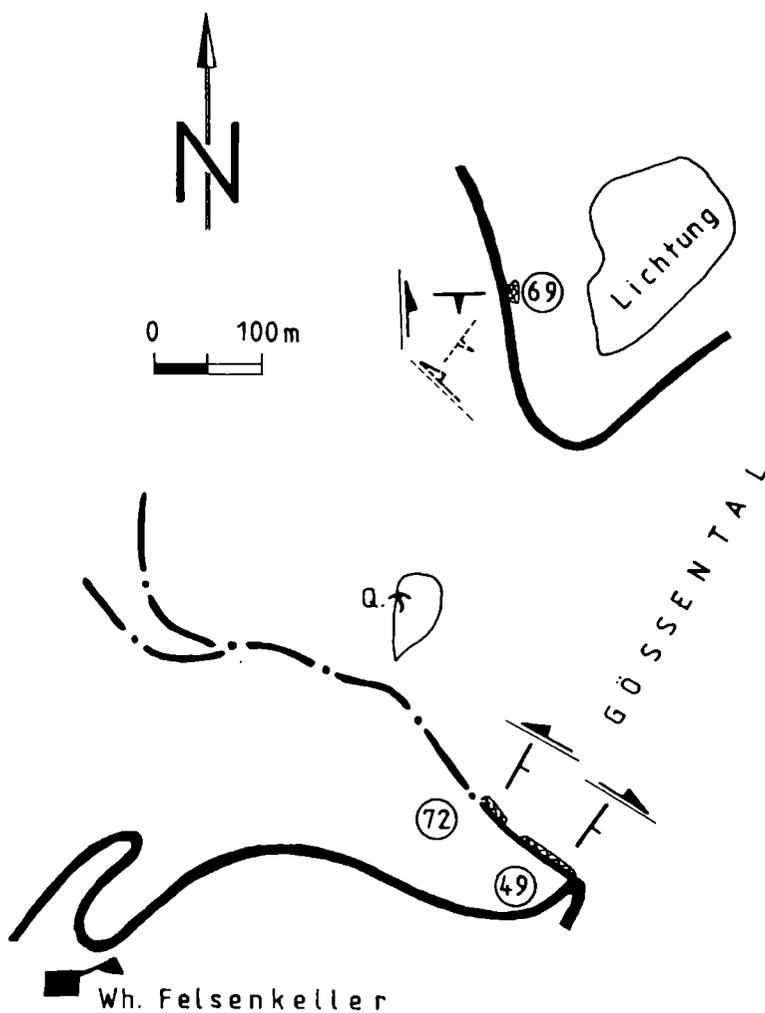


Abb. 4.(36): 3 Lokalitäten im Gösseental, wo in Kalk - Dünn-schliffen s/c-Gefüge auftreten.

Erläuterungen: siehe nächste Seite!

Erläuterungen zur Abb. 4.(36):

Lagerungszeichen: Einfallen der s_2 -Flächen (vgl. Beilage I)

Halb-Pfeile: aus dem s/c - Gefüge abgeleitete Bewegung des Hangenden

Aufschluß 69: das eingemessene E-W - Streichen steht im Widerspruch zu den Lagerungsdaten umgebender Aufschlüsse und zu den Ausstrichgrenzen überhaupt (vgl. Beil. I), die gestrichelte Signatur gibt die vermutete Ausgangssituation vor der tertiären Bruchtektonik mit Schollendrehung (?) wieder.

Eine effiziente Erklärungsmöglichkeit ist die folgende (gestützt auf Eigenbeobachtungen sowie Daten von AGNOLI 1987, FRITZ 1986):

Der NW-vergente Schersinn eines durch $D_{2.1}$ erzeugten s/c-Gefüges wird während $D_{2.2}$ durch liegende similar folds mit E-W B-Achse umgekehrt.

Die Existenz solcher Meso- bis Makrofallen kann nicht nur Aufschlußbeobachtungen belegt werden, einen guten Hinweis liefert außer der Schersinnumkehr von NW auf SE auch die similar fold in Abb. 4.(32).

Obwohl in den letzten Jahren strukturelle Untersuchungen wesentliche Fortschritte in Fragen der Ostalpen-Geologie gebracht haben, ist es für den Literatur-Konsumenten oft schwierig, die einzelnen Arbeiten (mit durchaus äquivalenten Ergebnissen) miteinander zu vergleichen, da jeder Autor "seine" Deformationsakte anders indiziert.

So unterscheidet RATSCHBACHER 1984 in der Grauwackenzone 6 (D_0 - D_5), GSELLMANN im NE' Grazer Paläozoikum 5 (Dfm 1 - bis Dfm 5), FRITZ 1986 im NW' Grazer Paläozoikum 5 (D_1 - D_5), NEUBAUER 1982 am Grazer Paläozoikums-Ostrand 4 (D_1 - D_4), AGNOLI 1987 im Gebiet des Stroß 5 (D_0 - D_4) Deformations- und Metamorphose-Ereignisse in variszisch-alpidischer Zeit.

Um die für das eigene Arbeitsgebiet abgeleiteten Deformationsakte mit bisherigen Ergebnissen aus der Schöckeldecke zu korrelieren, wurde eine entsprechende Übersichtstabelle zusammengestellt.

Wie daraus hervorgeht, konnte FRITZ 1986 die Deckenstapelung mit W-gerichteter Bewegung während D_2 radiometrisch als altalpidisch einstufen. Die von ihm durchgeführten incremental strain - Untersuchungen zeigen, daß sich die Transportrichtung sukzessive ändert, wobei die Schöckeldecke in der Endphase der simple shear Deformation einer erhöhten Plättung unterworfen wird.

Während die Frage nach dem Alter des Überfaltungsbaues bzw. der spärlichen D_1 -Strukturen (Mobilisatgänge) offen bleibt, kann die Bildung der im Arbeitsgebiet beobachteten penetrativen Schieferung s_2 der altalpidischen Deckenüberschiebung (D_2) zugeordnet werden.

Eine Aufspaltung in zwei Hauptinkremente (E-W und N-S), wie sie AGNOLI 1987 nachweist, ist mangels linearer Strukturdaten nicht möglich. Die D_3 -Strukturen (offene bis schwache Falten, Hirschkogel-Mulde) werden in die Oberkreide gestellt, während die Sprödverformung (Klüfte, Störungen) dem letzten tektonischen Akt (D_4) im Tertiär entspricht.

Daten aus dem eigenen Arbeitsgebiet	AGNOLI 1987: Weizer Bergland: Stroß	FRITZ 1986: Schöckeldecke im nordwestl. Grazer Paläozoikum
D ₁	D ₀	D ₁
variszisch? alpidisch?	variszisch?	variszisch? (alpidisch?)
Inversion durch Überfaltung (B ₁)
DUKTIL a) Bänderung im Sch.Kalk	a)	a)
b) Mobilisatlagen: -Calcit in Kalken und Kalkphylliten -Quarz in Metapeliten	b)	b)
c) s ₁ parallel ss	c)	c)
D _{2.1}	D ₁	D ₂
altalpidisch	<u>datiert: 125 ± 10 Ma</u>
a) B ₂ = Kleinfalten = isoklinale intra- folial folds der Mobilisatlagen (s ₁)	a) B ₁	a)
b) penetrat. Schieferung = slaty cleavage s ₂ parallel s ₁	b)	b)
c) s/c-Gefüge	c)	c)
	E-W Streckungslin. l ₁ simple shear
	d) Deckentransp. nach W	d)
D _{2.2}	D ₂	D ₃
altalpidisch	Unterkreide?
a) B ₂ = enge - isokl. Mikrofaltan mit similär fold - Profil	a) B ₂ =	a)
.....	dm- bis m-Falten mit, E-W E-Achsen	100 m Isoklinal- falten,
Schersinn-Umkehr von D _{2.1} s/c-Gefügen durch B ₂ - Meso-(Makro?)Falten	b) Achsenebenschieferung s ₂ parallel s ₁	b)
	c) s/c-Gefüge	c)
	N-S Streckungslin. l ₂
	d) Deckentransp. nach N	d)

Überschiebung der Rennach-Decke über die Schöckel-Decke

Tab. 4.(15): Korrelationstabelle von Strukturdaten aus der Schöckeldecke.

Fortsetzung auf der nächsten Seite!
"....." bedeutet: detto!

	Daten aus dem eigenen Arbeitsgebiet	AGNOLI 1987: Weizer Bergland: Stroß	FRITZ 1986: Schöckeldecke im nordwestl. Grazer Paläozoikum
	D ₃	D ₃	D ₄
	Oberkreide	Oberkreide
DUKTIL	a) allg. offene B ₃ - Mikro- bis Makrofallen, kink-f. in Metapeliten	a)	a)
	lokal Schichtinversion durch Großfallen wegen Kleinkreis- verteilung von l ₁	
	b) s ₃ = crenul. cleavage, fract. cleavage	b)	b)
	c) β ₃ bzw. δ ₃ ≙ B ₃ = NE-SW	c)	
	d) Großstruktur = im Weizer Bergland die Schöckelkalk- Schiefer-Mulde im Bereich Stroß - Hirschkogel		Großfallen mit N-S B-Achsen
SPRÖD/DUKTIL	D ₄	D ₄	D ₅
	Oberkreide/Tertiär	Tertiär
SPRÖD	a) S- bis SE-gerichtete Bewegungen mit Ausbildung von dm-Falten u. Übersch. <u>Übersch. G.Paläoz./Krist.</u>		
	b) Klüfte, steile Störungen

Fortsetzung der Korrelationstabelle von Strukturdaten aus
der Schöckeldecke.

Abb. 4.(37):

Foto der Großfalte im Schockelkalk im Steinbruch Fa. STROBL (gelbes Maßband = 1 m)

und unmaßstäbliche Skizze der ca. 20 m hohen Aufschlußwand.

Probe 213.2 stammt aus dem Scheitelbereich, wo $s_2 = \pm$ saiger.

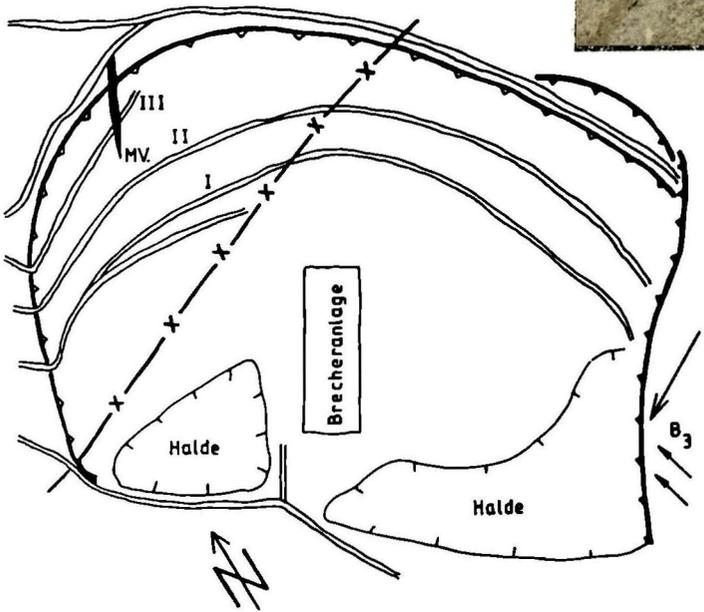
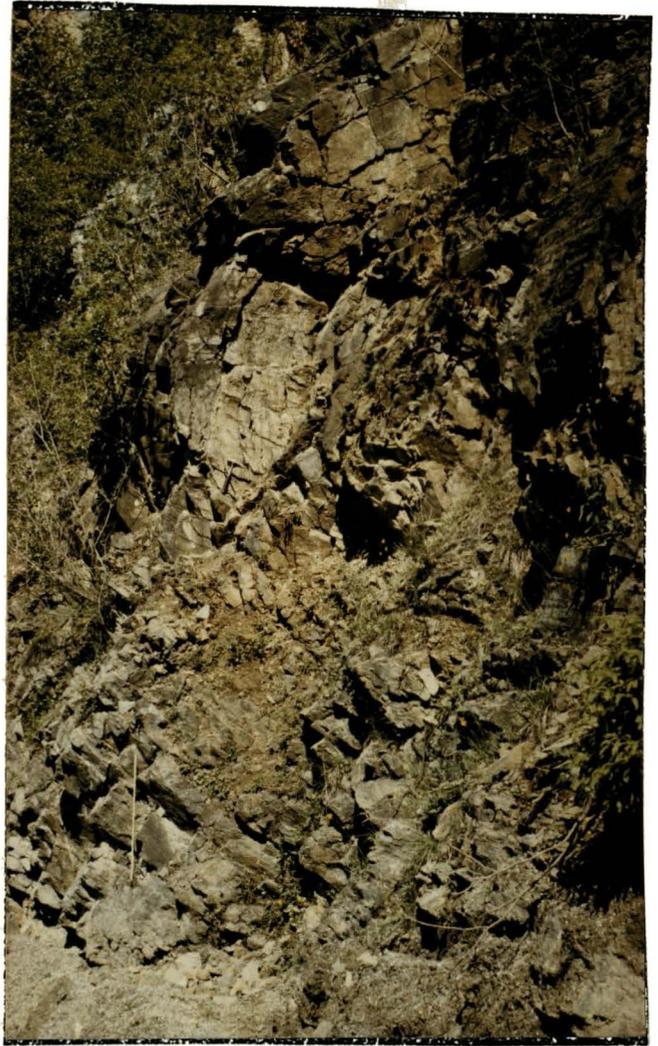
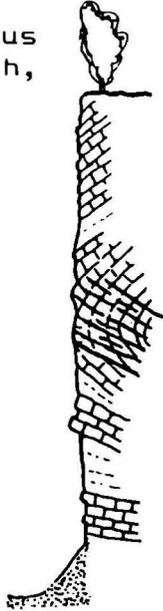
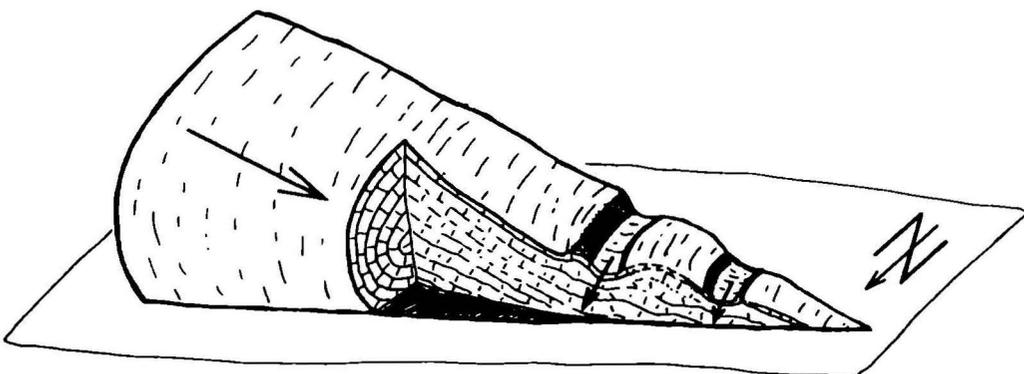


Abb. 4.(38):

Lageskizze der Großfalte im Steinbruch,

M.V. = Metavulkanitlinse (Probe 213.1) - vgl. Kap. 4.2.6.

3-D-Bild der Makrostruktur mit 2 Parasitär-falten im Hangendschenkel.



4.4.3. Schichtinversion durch B_3 -Falten

AGNOLI 1987 berichtet über Kleinkreis-Verteilung von l_1 -Streckungslineationen (auf gleichsinnig einfallenden Schieferungsflächen s_2), die er mit Schichtinvertierung durch B_3 -Falten begründet, wengleich keine entsprechenden Faltenbiegungen beobachtet werden können.

In meinem Arbeitsgebiet ist im Schöckelkalk (exakt im eingeschalteten "Striatoporenkalk") im Steinbruch Fa. STROBL eine (wenig geschlossene - offene) B_3 - Großfalte aufgeschlossen, aus welcher eine Schichtinversion eindeutig hervorgeht; allerdings besitzt die Struktur unterschiedlich einfallende Schenkel.

Die Falte wird mit B_3 indiziert, weil sie die metamorphe Bänderung ($s_1?$, s_2) verbiegt, also jünger als D_2 sein muß. Die bruchhafte, nach SE einfallende Achsenebenenschieferung zeigt die NW-Vergenz der Falte (vgl. Abb. 4.(37)). Über die Amplitudenweite kann nichts ausgesagt werden, sie kann im 10er oder 100er m Bereich liegen.

Die berechnete B-Achse (vgl. Kap. 4.4.11.) entspricht innerhalb der Meßgenauigkeit der im Scheitelbereich eingemessenen β_3 -Lineation, welche flach nach SW abtaucht.

Zwei später gebildete, im Hangendschenkel beobachtete m-Falten (flachwellige Undulationen) besitzen nach NW abtauchende B-Achsen (vgl. Abb. 4.(38)).

Kleinfalten in inkompetenten Lithologien der Arzberg-Schichten deuten ebenfalls auf Schichtinversion durch enge bis isoklinale Falten (im m bis 10er m Bereich).

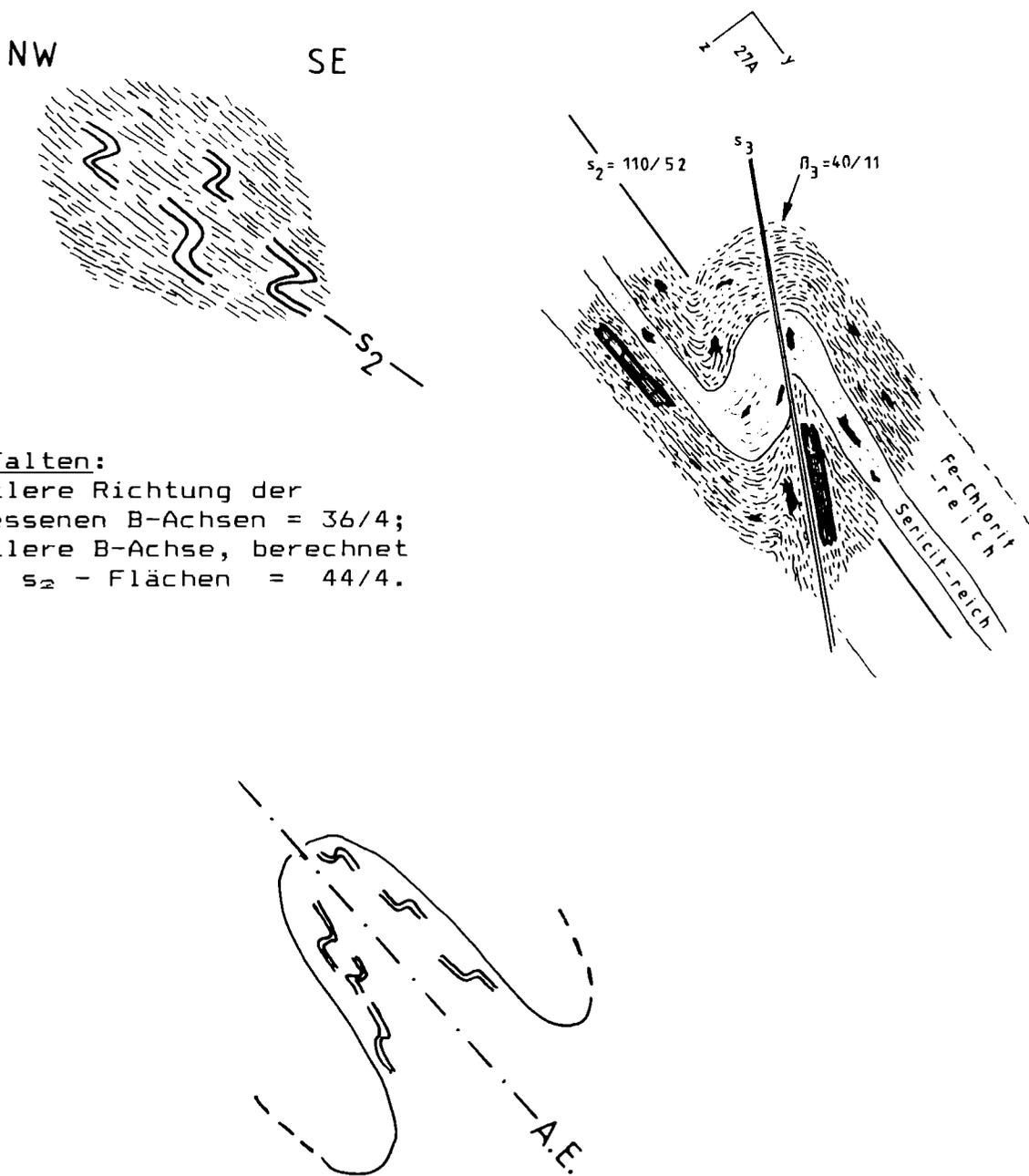
In der Wegkehre beim Gehöft vulgo Goarb 100 m W' "1" von Gössental sind in einem Schwarzschiefer dm-Falten zu beobachten, deren z-Form dextralen Bewegungssinn ergibt (vgl. Abb. 4.(39)).

Nach BELL 1981 müßten bei Überqueren der Achsenebene einer hypothetischen Falte als übergeordneter Struktur sinistrale Kleinfalten mit s-Form auftreten.

Der 100 m E' vom Gehöft vulgo Goarb anstehende Kalkphyllit enthält eine Einschaltung von magnetitführendem Grünschiefer (s. Kap. 4.2.6.). Der Dünnschliff 27A zeigt in der Übergangszone Grünschiefer/Kalkphyllit eine NW-vergente Mikrofältelung mit sinistralen Bewegungssinn. Die Einregelung von Chloritoid (vgl. Kap. 4.4.7.) in die crenulation cleavage - Flächen bestätigt das D_3 -Alter der Mikrostruktur.

Die mesoskopischen Daten - β_3 -Lineation im Grünschieferaufschluß 27 und berechnete B_3 -Achse der dm-Falten im Schwarzschiefer beim Gehöft vulgo Goarb - stimmen ausgezeichnet überein, was das in Abb. 4.(39) dargestellte Modell einer (oder mehrerer) Großfalten untermauert.

Ein NW-vergenter Faltenbau in den "Passailer Phylliten" NW' des Arbeitsgebietes wurde durch STATTEGGER 1982 mittels geostatistischer Auswertung von im Zuge der Pb/Zn-Prospektion abgeteufte Bohrungen nachgewiesen.



dm-Falten:
 mittlere Richtung der
 gemessenen B-Achsen = 36/4;
 mittlere B-Achse, berechnet
 aus s_2 - Flächen = 44/4.

Abb. 4.(39):

oben links: dextrale dm-Falten im Schwarzschieferaufschluß beim Gehöft vulgo Goarb, 100 m W' vom Grünschieferaufschluß 27;

oben rechts: sinistrale Mikrofalte im Übergangsbereich Grünschiefer/Kalkphyllit im yz-Dünnschliff 27A;

Größe der parallel s_2 bzw. s_3 eingeregelteten Chloritoid-PorphYROblasten = 0,3 mm; kleine schwarze Körner = Ilmenit;

Aufschluß 27: W' "1" von Gössental.

unten: Parasitäre-falten - Modell nach BELL 1981

4.4.4. Späte, S- bzw. SE-gerichtete Bewegungen

Eine dm-Falte in einem feinkörnigen Kalk (Calcit-Ultramylonit, vgl. Kap. 4.4.6.) auf der E-Seite des Landschakogels liefert über die Lang/Kurz-Schenkelbeziehung bei generell nach NW einfallenden s-Flächen sinistralen Bewegungssinn mit Transportrichtung des Hangenden nach SE. Die (an Calcit-Klüften abgelesene) Versetzungsrichtung der einzelnen Lagen der Biegegleitfalte und weitere Schliff-Beobachtungen (vgl. Abb. 4.(40)) ergeben für den Mikro- und Handstückbereich jedoch dextralen Bewegungssinn. Ein Beispiel, das zeigt, wie sehr bei Richtungsdaten-Analysen der Maßstab des betrachteten Bereiches das Gesamtergebnis beeinflusst.

Drucklösung spielt bei der Deformation, die unter in bezug auf Calcit spröd/duktilen Grenzbedingungen erfolgt, eine wesentliche Rolle. Dies wird am Handstück belegt durch abrupte Richtungsänderung des Lagenbaues in Bereichen, die von stylolithischen Suturen getrennt werden.

Erläuterungen zur Abb. 4.(40):

a) Aufschlußskizze = unmaßstäblich

b) = Handstück-Anschliff-Skizze

c) Dünnschliff-Skizze = unmaßstäblich

e = versetzte, calcitverheilte Dehnungskluft (Breite = 1 Calcit-Korngröße)

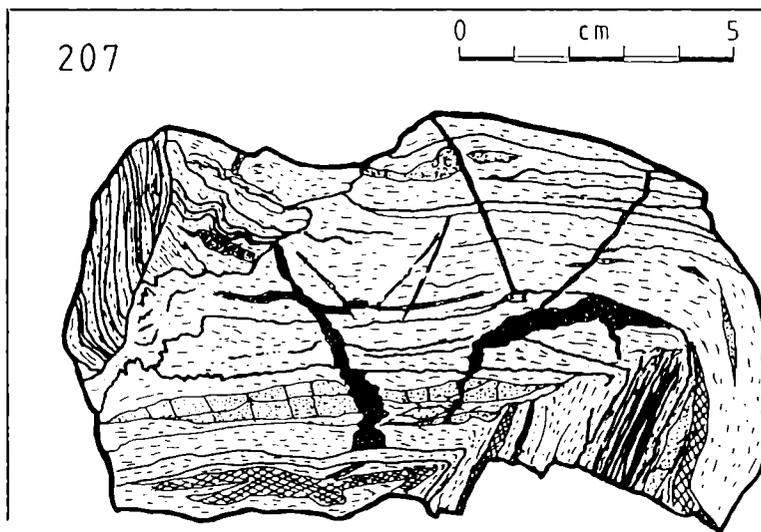
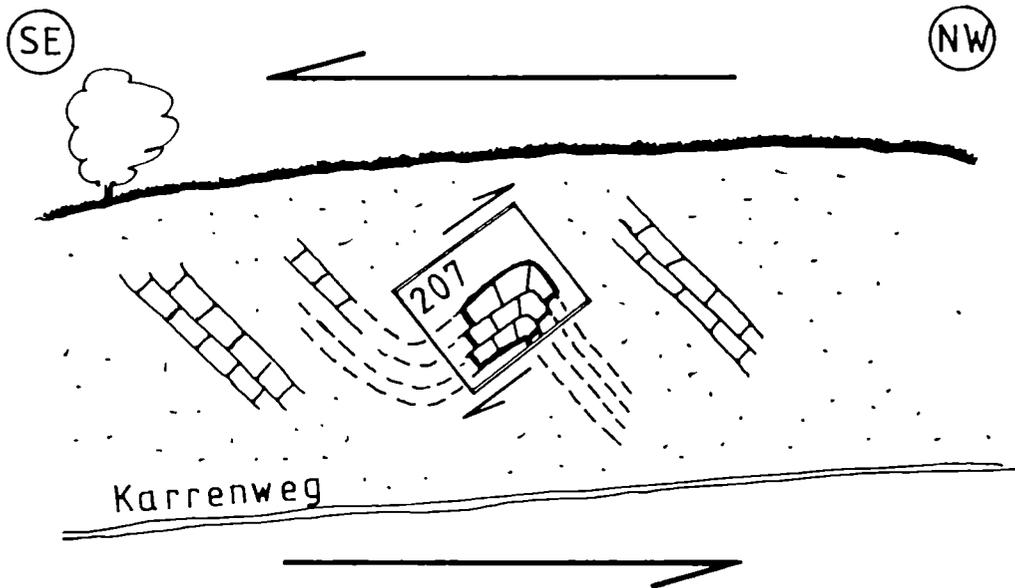
A = alte, versetzte Kluft mit rekristallisierter Calcit-Füllung

f = Dehnungsfuge, mit Calcit-Faserkristallinat gefüllt

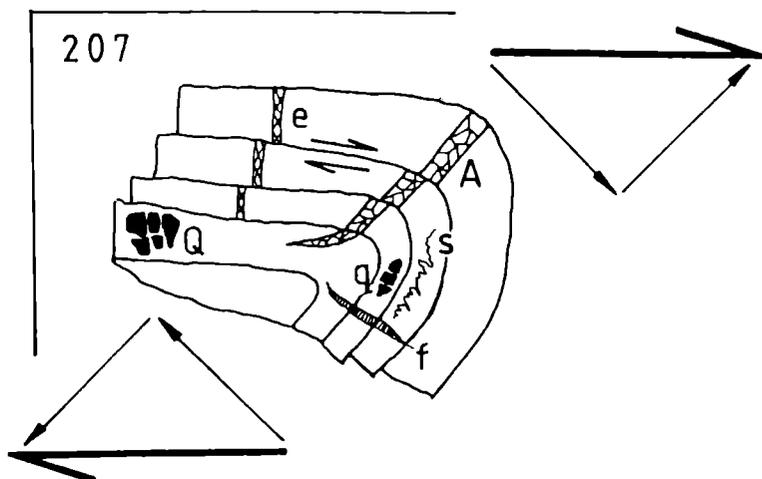
s = Suture mit deutlichen Stylolithenzäpfchen, welche die Kompressionsrichtung anzeigen

q = zerbrochenes Quarzkorn mit parallel zur Dehnungsrichtung auseinandergedrifteten Fragmenten

Q = zerbrochenes Quarzkörner-Aggregat



a)



b)

c)

Abb. 4.(40): Aufschluß- (a), Handstück- (b) und Dünnschliff- (c) Skizze eines Kalkes auf der Landschakogel-Ostseite, Erläuterungen siehe vorhergehende Seite.

Ein kinematisches Äquivalent zur SE-vergenten Struktur im Aufschluß 207 (Abb. 4.(40)) bilden die Überschiebungen, welche in der obersten Wegkehre (540 m SH) W' "S" von Sturmberg in dunklen, plattigen bis massigen Kalken auftreten.

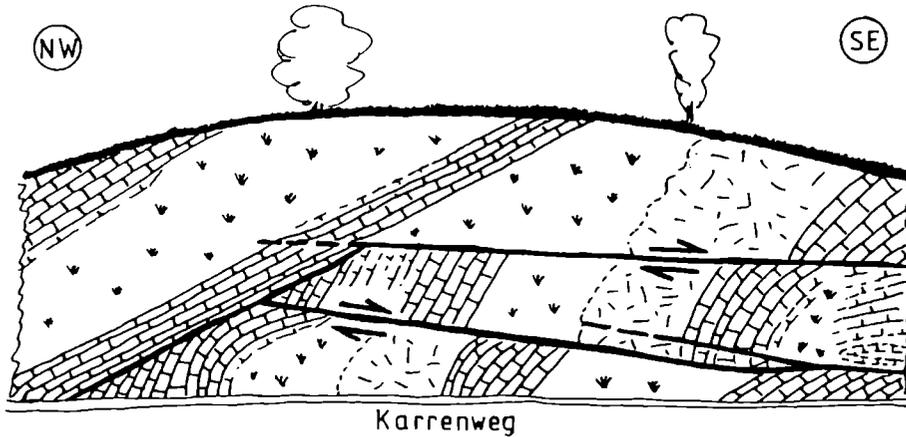


Abb. 4.(41): Überschiebungsbau dunkler Kalken in einem Wegaufschluß W' "S" von Sturmberg.

Das Muster der (nicht im Gelände beobachteten, sondern rein aus dem Kartenbild abgelesenen) Störungen, welche W' Hirschkogel bzw. N' Osserkogel Karbonatgesteine versetzen, spricht für ein konjugiertes Scherklufsystem bei N-S orientierter Einengungsrichtung.

AGNOLI 1987 kommt aufgrund beobachteter Versetzungen im Schöckelkalk zu einer Interpretation mit gleicher Orientierung der Hauptspannungsrichtungen. Die letztgenannten Strukturen zählen allerdings zu den ausschließlich spröden Deformationen, die ins Tertiär gestellt werden (vgl. Tab. 4.(15)).

4.4.5. Deformationsregimes

1.) Quarz und Calcit

Bei der ersten Deformation kommt es in pelitischen Gesteinen durch Drucklösung von klastischem Quarz zur Bildung von Mobilisatlagen, neomorpher, klarer Calcit in Karbonatgesteinen wird analog interpretiert. Auch bei der Deformation D_2 , die mit dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose zusammenfällt (synkinematische Bildung von Chloritoid, vgl. Kap. 4.4.7.), spielt Drucklösung von Quarz und Calcit eine wesentliche Rolle. Die bevorzugte Drucklösung von Quarz im Kontakt mit Phyllosilikaten (VOLL 1982) führt zu extrem abgeflachten Kornformen mit Längen/Breiten-Verhältnis von 5 : 1 (und $>$) und bedingt ein lepidoblastisches Gefüge. Über vereinzelt auftretende Subkornbildung, straininduzierte Grenzflächenwanderung, polygonale Erholungsgefüge und Undulosität wurde in den Kap. 4.2.4. und 4.2.5. berichtet.

Extreme Deformation unter duktilen Bedingungen mit dynamischer Rekristallisation, die zur Mylonitisierung des Gesteins führt (HEITZMANN 1985), wurde nur in Kalken beobachtet, einzige Ausnahme bilden (Quarz-)mylonitische Grünschiefer (Lesesteine L3, L4) im Hangenden des Karbonatgesteinszuges von Gössental (vgl. Kap. 4.4.6.).

2.) Feldspat

Im. o.a. Grünschiefer-Mylonit sind die Feldspäte zwar sericitisiert, die Korngrenzen verwaschen, die Auslöschung ist jedoch immer einheitlich. Undulöse Körner wurden daher (bei Fehlen von Verwilligung oder Spaltrissen als diagnostische Merkmale) in allen Schliffen als Quarz ausgezählt.

Das Nichtauftreten von Feldspatrekristallisation begrenzt die Deformationsbedingungen (p,T) nach oben und steht im Einklang mit den Beobachtungen in Dolomiten.

3.) Mikrogefüge in Dolomiten

Über die auffallend gleichkörnige Struktur der Dolomite sowie deren geringe Korngröße (meist um 0,05 mm) wurde bereits in den Kap. 4.2.4. und 4.2.5. berichtet und die Feinkörnigkeit als primär interpretiert. Ein Kriterium für das Nichterreichen der Schwellentemperatur für Rekristallisation von Dolomit (450 bis 500 ° nach VOLL 1982) bildet das Nebeneinander von feinkörnigem Dolomit und grobkörnigem Calcit (vgl. Kap. 4.2.5.).

In diesem Zusammenhang ist auch die Lesesteinprobe L11, welche am Waldrand, 300 m S' Eben aufgesammelt wurde, von Interesse. Das Gestein zeigt eine lappige Meso-Domänenstruktur. Das Hauptgestein bildet ein feinkörniger, gelblicher Dolomit, in welchem unregelmäßige Bereiche von Calcit ein undeutliches "s" definieren (vgl. Abb. 4.(42)).

Bereits mesoskopisch fällt auf, daß im Übergangsbereich eckige Schollen von Dolomit im Calcit schwimmen. Die Schliffbeobachtungen ermöglichen eine Chronologie der Deformationen, doch zuerst eine kurze Charakterisierung der Domänen:

Calcit: in einer Grundmasse von isometrischen Calcitkörnern (0,05 - 0,1 mm) liegen matrixgestützte, rundliche Calcit-Komponenten (Einkristalle 0,4 - 0,8 mm); über den gesamten Calcitdomänenbereich verteilt findet man inter- bis intragranular winzige Dolomitkriställchen (< 0,03 mm). Nicht-Karbonat - Mineralien fehlen ebenso wie irgendein Pigment.

Dolomit: besteht zu 99 % aus Dolomit (KG gleich wie Matrix im Calcit); seltene, statistisch verteilte Glimmerschüppchen (0,1 mm) und euhedrale, hämatitisierte Pyrite sowie limonitisches Pigment bilden den Nicht-Karbonat - Anteil. Im Dolomit findet man wenige Dolomit-verheilte mm-Klüfte, deren Breite einer Korngröße entspricht.

Übergangszone: Aggregate aus großen Dolomiteinkristallen und Dolomit-"Matrix"-Körnern bilden scharfkantige Klasten, die in der Calcit-Domäne schwimmen. Isometrische, mit Dolomit verwachsene Quarz-Körner bilden eine zweite Sorte von Klasten, die neben wenigen undulösen Quarz-Einzelkörnern ebenfalls nur im

Dolomit/Calcit-Grenzbereich in der Calcit-Domäne auftreten. An einer Stelle zeigen die mit dem Dolomit-Muttergestein verwachsenen Quarzkörner dynamische Rekristallisation.

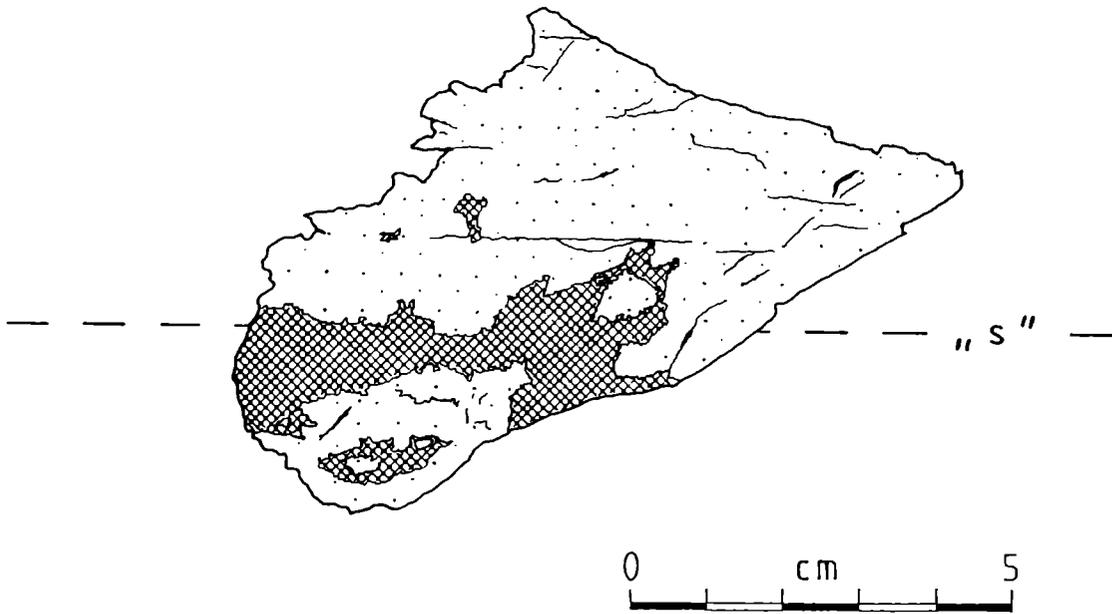


Abb. 4.(42): Handstück-Anschliff - Skizze der S' Eben aufgesammelten Lesesteinprobe L11.

Punktraster = Dolomit, Kreuzschraffur = Calcit.
Erläuterungen siehe Text.

Interpretation des Deformationsablaufes

Da sämtliche Kalk-Mylonite (vgl. Kap. 4.4.6.) in Aufschlüssen rund um den Landschakogel beobachtet wurden, ist Mylonitisierung eine plausible Erklärung für das Auftreten einer feinkörnigen Matrix mit großen Altkörnern in der pigmentfreien Calcit-Domäne. Während der Kalk duktil deformiert wird, reißen an der Grenze zum Dolomit sowie innerhalb desselben kleine Spalten auf, die ausschließlich mit grobspätigem Dolomit gefüllt werden. Die Quelle des in die Versiegelung im Kalk/Dolomit-Grenzbereich involvierten Quarzes liegt vermutlich außerhalb des Handstückes, da in beiden Karbonat-Domänen nach Dünnschliffbefund dieses Mineral nicht auftritt.

Bei einer neuerlichen Überarbeitung der lithologischen Grenze kommt es wiederum zu spröder Deformation des Dolomits, für Calcit und Quarz ist das Deformationsregime noch ein duktiles. Nun bildet sich an der Calcit/Dolomit-Grenze eine Dolomit-Quarz - Brekzie (v.a. im Mikrobereich), deren Komponenten in der Calcit-Domäne schwimmen.

Ähnliches wurde im mesoskopischen Bereich im Dolomitzug Buchwald - Egg - Osserkogel beobachtet: zu einem Zeitpunkt, wo m-gebankte bis massige Dolomite durch eine bankrechte Klüftung zerlegt werden, herrschen p/T-Bedingungen, die für dazwischengeschaltete dm-Lagen von dolomitischen Quarzareniten noch das duktile Deformationsregime repräsentieren. Häufig beobachtet man daher im Dolomit vertikal auf ss stehende Klüfte, die in den eingeschalteten Metapsammit-Horizonten aussetzen.

U.d.M. zeigen die dolomitischen Quarzite ein polygonales Erholungsgefüge.

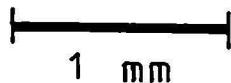
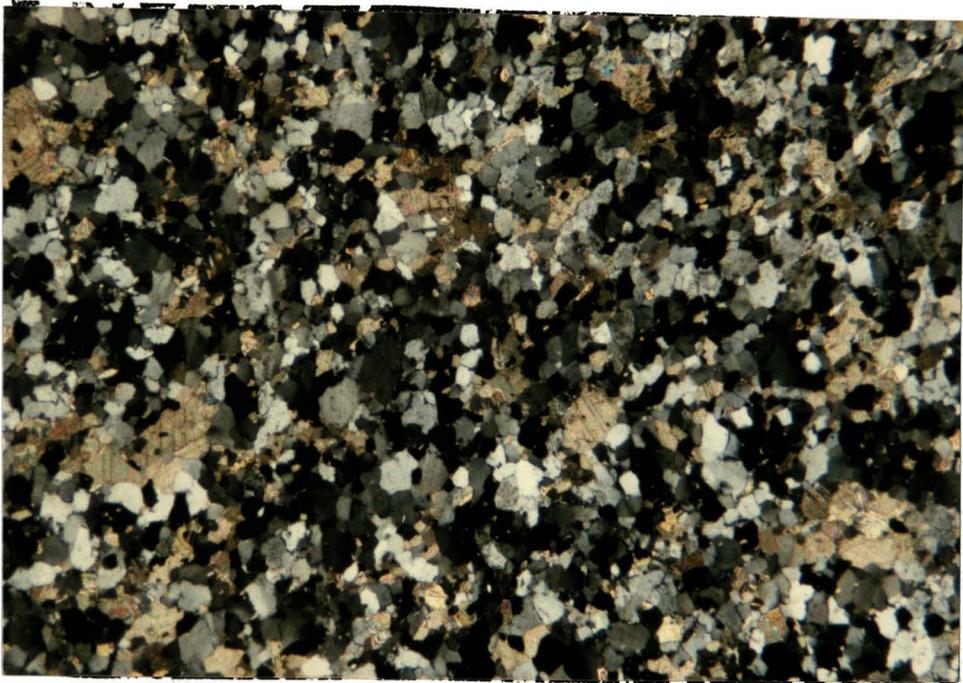


Abb. 4.(43): xy-Dünnschliff 143C eines dolomitischen Quarzites mit polygonalem Erholungsgefüge der Quarze; gekreuzte Nicols.

Aufschluß: NE' Gehöft Egg.

4.4.6. Calcit- und Quarz-Mylonite

Beim feinkörnig-dichten, weißen Schöckelkalk, der hauptsächlich auf der Westseite des Landschakogels auftritt, handelt es sich um einen Calcit-Ultramylonit (HEITZMANN 1985) - vgl. Abb. 4.(44).

Da in benachbarten Aufschlüssen gebänderter Schöckelkalk mit "normalen" Korngrößen auftritt, könnte es sich um einen Bewegungshorizont handeln, in den auch die dunklen Kalke involviert sind, wie die Dünnschliffpetrographie eines grauen Kalkes (Probe 207, vgl. Kap. 4.2.2.) zeigt.

Ob dieser Mylonit-"Horizont" die Grenze zwischen aufrechtem und inversen Profil markiert (vgl. Abb. 4.(22) im Kap. 4.3.2.), kann nicht beurteilt werden.

Theoretisch wäre auch die Ausbildung einer Bewegungsbahn während des Überfahrens der Schöckeldecke durch die Rannachdecke denkbar. Die Erhaltung der extrem kleinen Korngrößen im hochreinen Kalk (keine "grain growth inhibition" durch Verunreinigungen) spricht eher für die letztere Möglichkeit, weil dann die Zeitspanne bis zur Abkühlung unter die Schwellentemperatur der Sammelkristallisation von Calcit (200 - 250 ° nach VOLL 1982) geringer ausfällt.



1 mm

Abb. 4.(44):

Dünnschliff der Probe 220
aus weißem, dichten
Schöckelkalk (kein s) =
Calcit - Ultramylonit;
gekreuzte Nicols

Aufschluß: SE' "g" von
Sturmberg.

1 mm

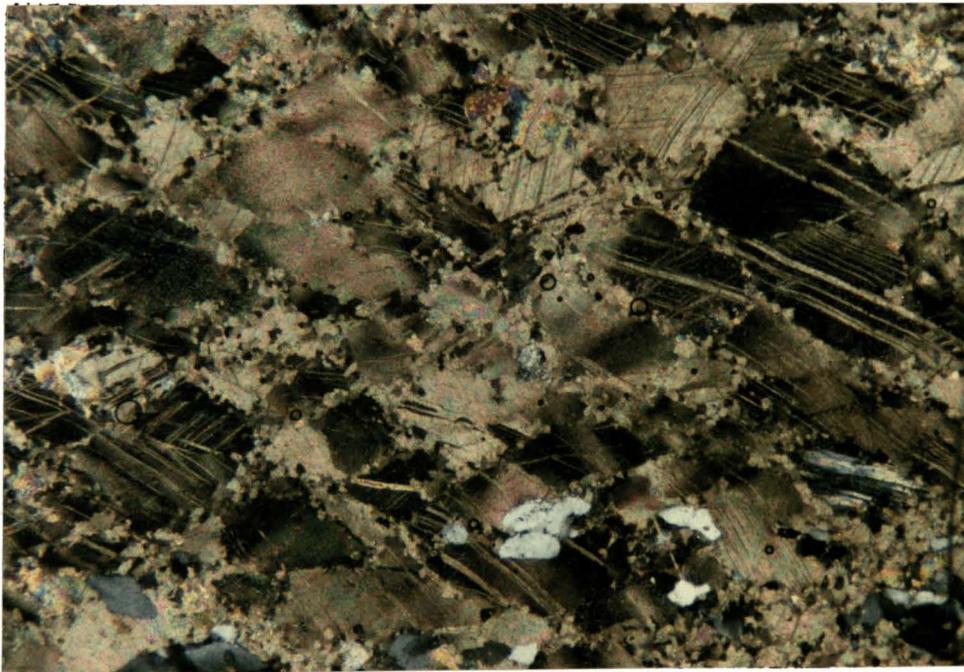


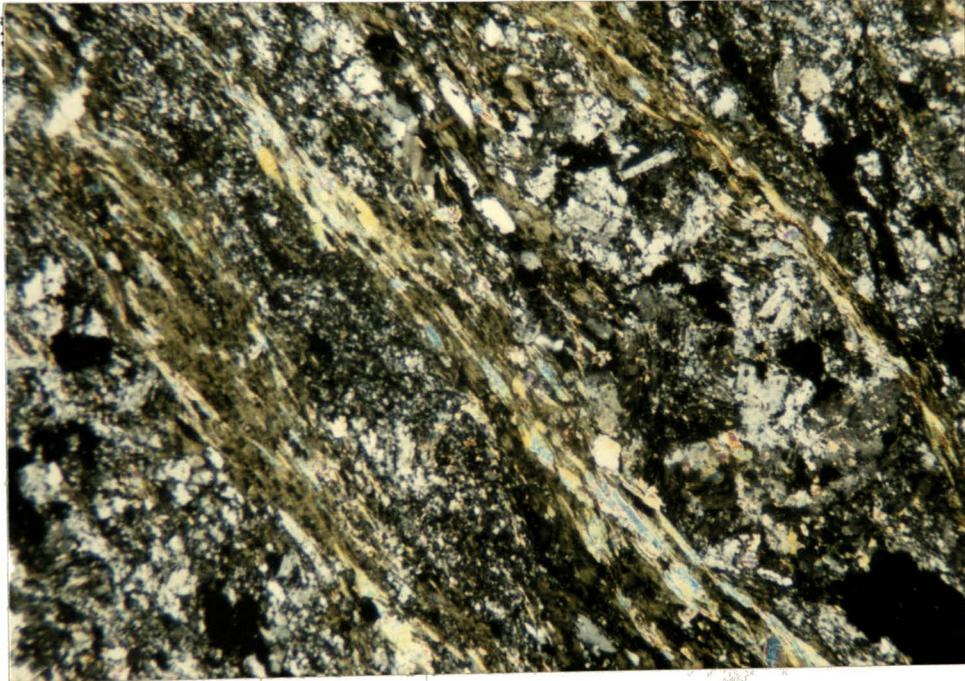
Abb. 4.(45): xz-Dünnschliff 233B eines als Calcit-Protomylonit
angesprochenen Kalkes; gekreuzte Nicols.

Aufschluß: S' "aa" von Naasgraben.

Ein Übergangsstadium mit Kornverkleinerung durch dynamische Rekristallisation (Protomylonit, HEITZMANN 1985) zeigt die Abb. 4.(45).

Die Probe stammt aus den bunten Kalken, welche im Naasgraben dunkle Kalke unterlagern. Das abgebildete Gestein entspricht mesoskopisch völlig einem dunklen Schöckelkalk, verwittert jedoch im Gegensatz zu diesem zu einem gelblichen Pulver (ein Verdacht auf Anwesenheit von Dolomit wurde mittels positiver Reaktion beim Färbeversuch mit Alizarin widerlegt).

Außer in den o.a. Karbonatgesteinen wurde Mylonitisierung nur in den Grünschiefer-Lesesteinen L3, L4 beobachtet; das Verhältnis von Quarz-Alt Körnern : Quarz-Rekristallisationskörnern = 3 : 1.



1 mm

Abb. 4.(46): xz-Dünnschliff L4B der S' "1" von Höberl aufgesammelten Grünschieferprobe L4. Mg-Rhipidolith (erkennbar an den anomal braunen Intf.) + Sericit; Anhäufung sericitisierter Feldspäte zwischen oberer u. mittlerer Phyllosilikatlage; Quarz fast nur in Form von Rekristallisat führt zur Interpretation als Quarz-Mylonit; gekreuzte Nicols.

4.4.7. Chloritoid und Deformation

Über das Auftreten von Chloritoid im Arbeitsgebiet wurde im Kap. 4.3.9. berichtet. THALHAMMER 1982 spricht von postkinematischer Bildung dieses Minerals in Schiefen der Aibel-Formation der Hochschlag-Gruppe, MACHATSCHKI 1923 berichtet von wirrstrahligen Porphyroblasten in Chloritoidschiefern der Platte bei Graz.

Im Arbeitsgebiet tritt Chloritoid synkinematisch bezüglich D_2 auf. In Schwarzschiefern (Chloritoid-Phyllite mit mehr als 40 % auf. In Schwarzschiefern (Chloritoid-Phyllite mit mehr als 40 % Chloritoid) findet man Chloritoid im Phyllosilikatgewebe sowohl s-parallel innerhalb des lepidoblastischen Chloritoid-Sericit-Quarz-Gemenges als auch in Form garbenförmiger Chloritoid-Büschel.

Die erstgenannte Anordnung mit gleicher Regelung wie Sericit schließt die Möglichkeit ein, daß (variszisch? alpidisch?) gebildeter Chloritoid bereits vor D_2 vorlag.

Die gegenüber den übrigen Phyllosilikaten viel schlechtere Einregelung der Chloritoide spricht für ein syndeformatives Bildungsalter der bis 3 mm großen Porphyroblasten in hellen Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern.



Abb. 4.(47): yz-Dünnschliff der SE' "g" von Buchberg aufgesammelten Lesesteinprobe 164L1 eines Sericit-Chlorit-Phyllits mit Chloritoid-Porphyroblasten mit sigmoidalem s_1 ; gekreuzte Nicols.



Abb. 4.(48): Detail aus Abb. 4.(47): micro-kinks im Metapelit, daneben (rechts) Metapsammitlage; gekreuzte Nicols.

petrographischer Vergleich mit einem gesichert vulkanoklastischen Gestein soll im folgenden diskutiert werden.

In Zusammenhang mit einer petrogenetischen Problemstellung (Edukt eines Kristallinen Schiefers) analysierte HERITSCH 1980 einen feingeschichteten Tuffit vom Rechberg bei Frohnleiten.

Ein Komplex von hell/dunkel-laminierten Metavulkaniten steckt zwischen Schwarzschiefern im Hangenden und Passailer Sericitphylliten im Liegenden. Der Vergleich ist also auch aus regionalgeologischer Sicht von Interesse.

Die hellen Lagen repräsentieren nach dem Mineralbestand das splitisierte, pyroklastische Material, die dunklen Lagen das tonige Normalsediment. Auffallend ist der in beiden Bereichen ca. gleich hohe Ilmenit-Gehalt, was HERITSCH 1980 durch die Einstreuung von vulkanogenem Detritus erklärt. Den Ilmenit-Korngrößenunterschied (in den dunklen Lagen um den Faktor 10 < als in den hellen) begründet HERITSCH in seinem Modell mit strömungsbedingter Sortierung.

Im berechneten Modalbestand der von HERITSCH untersuchten Proben (basierend auf chemischer Analyse und Dünnschliffbeobachtungen) sind in den hellen wie in den dunklen Lagen Ilmenit + Anatas zusammen mit ca. 4,5 % vertreten.

Nach CORRENS (zitiert in WEDEPOHL 1978: 22-K-2) sind hohe Ti-Gehalte in Sedimenten nur durch vulkanogenen Einfluß erklärbar.

Es lag daher nahe, die Ilmenit-führenden Gesteine des eigenen Arbeitsgebietes diesbezüglich zu überprüfen. Analog zum Rutil-Gehalt Berechnungsschema (Kap. 4.2.6.) wurde mit Hilfe des ausgezählten Modalbestandes der Gew%-Anteil an Ilmenit berechnet und die Ergebnisse in Tab. 4.(17) zusammengefaßt.

Der Ilmenit-Korngrößenunterschied zwischen den vulkanogenen bis vulkanitisch beeinflussten Gesteinen der Arzberg-Schichten und den Hirschkogel-Phylliten ist zwar nicht so extrem hoch wie zwischen hellen und dunklen Lagen im o.a. Tuffit vom Rechberg, aber der Trend geht eindeutig zu kleineren Korngrößen in Metapeliten.

Wenn man das o.a. Sedimentchemismus-Modell (welches u.a. auf Untersuchungen rezenter Sedimente im Atlantik beruht) akzeptiert, belegt der hohe Ilmenit-Gehalt die Vulkanitnatur von Grünschiefern und Kalkphylliten der Arzberg-Schichten.

Der 3%-Anteil von Ilmenit in hellen Sericit-Phylliten des Hirschkogels ist zwar niedriger als jener im Tuffit vom Rechberg, aber noch über dem Level eines nicht vulkanogen beeinflussten Normalsediments.

Die tafeligen bis unregelmäßig geformten Ilmenit-Körner erscheinen im Dünnschliff (analog zum Chloritoid) schlechter eingeregelt als die Phyllosilikate. Daraus kann man auf eine synkinematische, metamorphe Neubildung schließen, wodurch die o.a. Modellrechnung zunächst in Frage gestellt wird. Geht man jedoch von einer weitgehend isochemischen Metamorphose aus, so sind metamorphe Produkte und deren Edukte grundsätzlich im Chemismus vergleichbar. Aus dieser Sicht behält der Modellvergleich seine Aussagekraft.

Gestein/Probe		Ilmenit-Gehalt		Ilmenit-Korngrößen in mm:			
		Vol%	Gew%	< 0,05	0,05 - 0,1	0,1 - 0,2	
Arzberg-Schichten	Grünsf. L2	K/Q-Domänen	--	--	-	-	-
		Ph.-Domänen	6,1	9,5	±	±	+!
	Grünsf. 27	Hpt.Gest.: Ilm	1,7	2,5	±	+!	-
		(Mgn 16,7 25,7)					
	Kalkph. 51.2	U.Zone: Ilm	6,3	9,9	±	+!	-
		K/Q-Domänen	--	--	-	-	-
Grünsf. 84.1	Ph.-Domänen	4,3	7,0	±	+	+!	
	K/Q-Lage	3,3	6,9	-	±	+!	
Hirschkogel-Phyllit-Komplex	Ph.-Lage	6,2	9,9	-	±	+!	
	Grünsf. 90	Ilm.?Mgn.?	6,8	11,5	±	+	+!
Hirschkogel-Phyllit-Komplex	Schw.sf. 135		0,7	1,1	+	+!	-
	Qu.Phyllit 42		0,7	1,2	+	+	-
	Sericit-Phyllit	Metapelit	1,9	3,2			
		Metapsammitlge.	0,5	0,9	±	+	-
	Ser.-Chl.-Phyll.	Metapelit	2	3			
Metapsammitlge.		1	2	+	±	-	

Tab. 4.(17): Ilmenit-Gehalt und -Korngröße in Gesteinen der Hirschkogel-Mulde.

4.4.9. Low grade - Metamorphose

Folgende Kriterien sprechen für eine niedriggradige Metamorphose:

1. Polygonisation von Quarz erfolgt nach VOLL 1982 nicht unter 270 - 300 °C.
2. Die in Grünschiefern beobachtete Berührungsparagenese von Muskowit + (Fe-reicher, Al-ärmer) Chlorit verschwindet nach WINKLER 1979 in mittelgradig metamorphen Gesteinen.
3. Staurolith wurde in keinem Gestein beobachtet, Chloritoid tritt häufig auf. Die Reaktion staurolite in / chloritoid out markiert nach WINKLER 1979 die low grade / medium grade Grenze.
4. Stilpnomelan und Biotit bilden sich unter grünschieferfaziel- len Bedingungen neu (Querbiotite in karbonatischen Quarziten).
5. Die Schwellentemperatur von 450 - 500 °C für Sammel- kristallisation von Dolomit (VOLL 1982) wurde nicht erreicht.

4.4.10. Zum Alter der Deformation und Metamorphose

1.) Ältere Ereignisse

Vom älteren (variszischen?) Strukturinventar ist außer den Quarz- und Calcit-Mobilisatgängen (welche s_1 markieren) nichts erhalten. Einzige Ausnahme bildet eine lagige Ilmenit-Anreicherung in einem Kalkphylлит Typ III, die nicht parallel zur penetrativen Schieferung s_2 verläuft und ein metamorph geprägtes s_1 (parallel zum s_2 , markiert durch mesoskopische Domänen) darstellen könnte (vgl. Kap. 4.2.3.). Über die Möglichkeit bereits prä-altalpidisch vorhanden gewesenen Chloritoids wurde im Kap. 4.4.7. berichtet.

Einen Hinweis auf zwei Metamorphose-Generationen liefert vielleicht auch die folgende Beobachtung: in einem tuffitischen Grünschiefer (Probe 260, vgl. Kap. 4.2.6.) tritt Rutil in zwei Habitus-Populationen auf (beide bilden Herz- und Knie-Zwillinge):

a.) lang-stengelig

Länge 0,05 bis 0,1 mm, L/B-Verhältnis = 5 : 1

b.) kurz-nadelig

Länge < 0,03 mm, L/B-Verhältnis = 6 : 1

Die Kriställchen beider Populationen bilden ein homogenes Gemenge im Gestein, die Korngrößen- und Kornform-Unterschiede sind möglicherweise durch verschiedene metamorphe Geneseakte bedingt.

2.) Die altalpidische Gefügeprägung

und Metamorphose während D_2 wurde von FRITZ 1986 mit 125 ± 10 Ma datiert. Die Ausbildung der penetrativen Schieferung s_2 und synkinematische Blastese von Chloritoid im Arbeitsgebiet werden diesem Ereignis zugeordnet. Querbiotite in karbonatischen Quarziten zeigen, daß die Metamorphose die Deformation überdauert.

4.4.11. Die Grenze zum Kristallin

Während am E-Rand des Grazer Paläozoikums die als höher metamorphe Schollen bezeichneten Gesteine (FLÜGEL & NEUBAUER 1984) an das unterostalpine Kristallin grenzen, markiert an der SE-Ecke des Arbeitsgebietes ein (mesoskopisch kataklastischer) "Phyllonit" die Grenze zwischen Raasbergfolge und mittelostalpinem Radegunder Kristallin.

Die in diesem Tektonit schwimmenden Pegmatitschollen sind spröde interndeformiert. Im "Phyllonit" ist keine dynamische Rekristallisation zu beobachten, weshalb bei der Benennung des Gesteines der Begriff "Mylonit" vermieden wird (vgl. Kap. 4.2.8.).

Die sehr kühle Deformation spricht für ein junges Alter (Oberkreide?) der Überschiebung.

FLÜGEL 1981 postuliert aufgrund der geologischen Gesamtsituation und vorliegender radiometrischer Daten ein intragosauisches Alter des tektonischen Kontaktes zwischen Grazer Paläozoikum und metamorpher Unterlage.

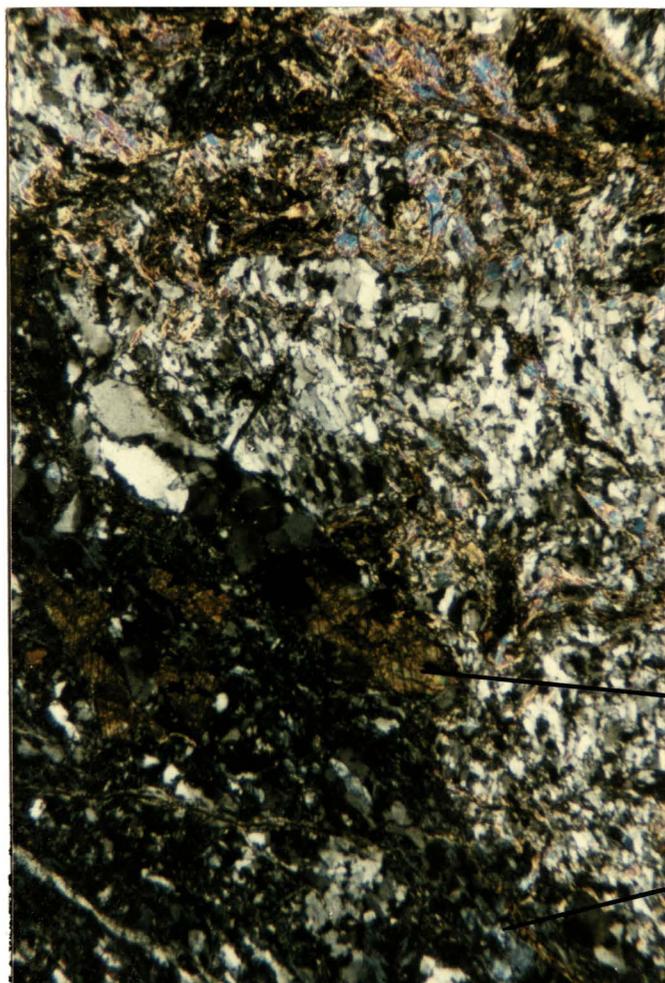


Abb. 4.(49):

yz-Dünnschliff 277A des
"Phyllonits" im Aufschluß
S' "a" von Kalkleiten;
gekreuzte Nicols.

1 mm

Titanit-Porphyrklasten

Pennin mit anormal blauen
Intf. in der "Chloritzone"
(vgl. Kap. 4.2.8.).

FLÜGEL et al. 1980 datieren Biotite aus den Schiefen der Bohrung Arzberg mit 106 ± 10 Ma. Eine Generation feinkörniger Biotite aus Pegmatiten des Radegunder Kristallins wurde von NEUBAUER & STATTEGER 1980 mit 106 ± 4 Ma datiert; die Bildung dieser Biotitgeneration steht in genetischem Zusammenhang mit einem (alpidischen) flachwelligen Faltenbau im Radegunder Kristallin. Dies bietet eine regionale Vergleichsmöglichkeit in der Frage nach dem Alter der Hirschkogel-Mulde bzw. der offenen Verfaltung ihres Inhaltes mit Ausbildung von crenulation cleavage.

Den Übergangsbereich zwischen kretazischer, duktiler Deformation und tertiärer Bruchtektonik markieren die im Kap. 4.4.4. beschriebenen Strukturen im Aufschluß 207, wo eine (in bezug auf Calcit) im spröd/duktilen Grenzbereich gebildete Kleinfalte auftritt.

4.4.12. Statistische Auswertung mesoskopischer Gefügeelemente

Zur Erfassung makroskopischer Strukturen wurde das Arbeitsgebiet in Teil-Areale (Homogenitätsbereiche) gegliedert (vgl. Tab. 4.(18)).

1. s_2 -Flächen & Geometrie der Hirschkogel-Mulde

Da einerseits die B-Achsen zylindrischer B_x -Mesofalten teils nach SW, teils nach NE abtauchen, andererseits im Kartenbild (Beil. I) die Schöckelkalkflanken der Mulde nach SW divergieren (und somit ein Abtauchen der Scheitellinie nach SW suggerieren), wurde auf verschiedenen, voneinander unabhängigen Wegen die "regionale" B_x -Achse ermittelt.

Es wurden die s_2 -Flächen ins Schmidt'sche Netz eingetragen und über den π -Kreis (Großkreis durch die Eigenvektoren E2 und E3) der π -Pol (E1) errechnet. Wie gut Großkreisverteilungen realisiert sind, wurde durch Eintragen der entsprechenden Punkte ins WOODCOCK-Diagramm überprüft (Abb. 4.(50)).

Gesteins- gruppe	Teilgebiet :	Summe der Aufschlüsse		Meßdaten				
		je Teilgebiet	je Gest.Grpe.	B2	B3	K	B3	
Schöckel- kalk	1.) Weizklamm - Patschaberg	16					Linear auf s_2	
	2.) Buchbauer - Im Kessel	8	67	378	3	492		7
	3.) Zetz - Osserkogel - E' Buchw.	19					penetr. Sfg.	
	4.) Eben - Landscha - Sturmberg	24					cren. cleav.	
*) Karbonat- gesteine ⁺ *)	5.) Gössental - Patscha	41						
	6.) In der Weiz (Bl. 135, 165)	12						
	7.) Sturmberg - Naasgraben - - Landscha - Eben	22	101	982	--	336		44
	8.) Buchwald - Osserkogel - - Ponifl	26						10
**) Phyllite	9.) Buchberg - Hirschkogel W - - Gössental - In der Weiz	22	44	1655	456	510		358
	10.) Hart (Bl. 135, 165) - Hof- statt-Schwarzwald - Schwarzw.	22						--
		212	212	3517	1426	1338		409
								10

+) = Kalke, Dolomite, karbonatische Quarzite; untergeordnet Kalkphyllite, Kalkschiefer

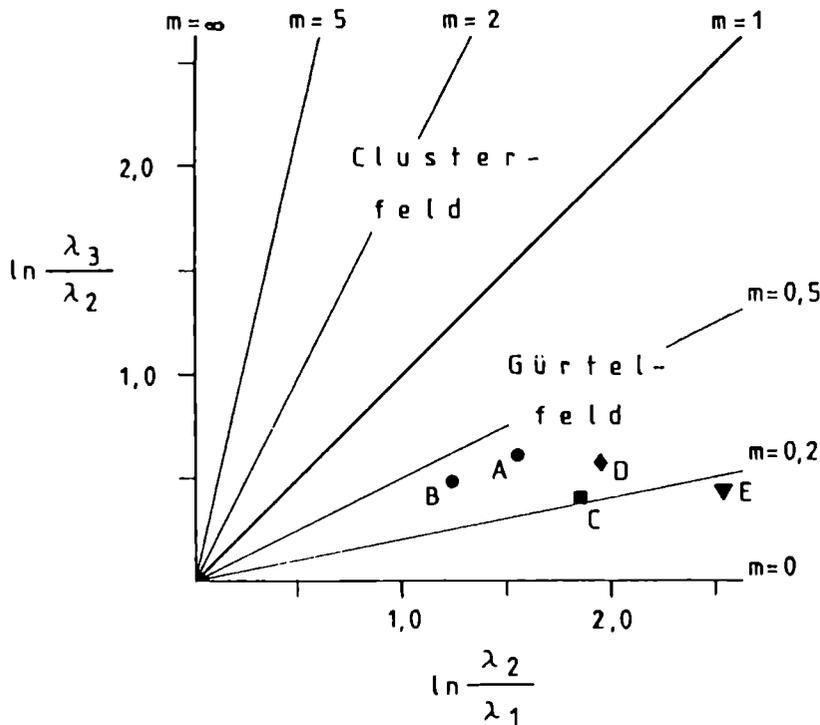
*) = je 1 Grünschiefer-Aufschluß bei 5.) und 8.)

**) = 2 Grünschiefer-Aufschlüsse bei 9.)

Tab. 4.(18): Teilbereiche und Strukturdaten des Arbeitsgebietes

Abb. 4.(50):

WOODCOCK-Diagramm



Die eingetragenen Punkte beziehen sich auf folgende Datenpools:

- A = Schöckelkalk s_2 -Flächen 1.) 3.) 4.)
- B = Karb.Gest. s_2 -Flächen 5.) - 8.)
- C = Phyllite s_2 -Flächen 9.) 10.)
- D = C + Phyllite s_3 -Fl. 9.) 10.)
- E = A + B + D

Die Eintragung der s_2 -Schwerpunktflächen in ein Strukturkärtchen vermittelt ein plastisches Bild vom Bau der Hirschkogel-Mulde. Durch die Aufbiegung im N entsteht eine trogförmige Struktur (vgl. Abb. 4.(53)).

2. Tautozonalität von s_2 - und s_3 -Flächen im Phyllit

Da die crenulation cleavage - Flächen (s_3) fast ausschließlich nach NW einfallen, die β_3 -Lineationen nach Geländebefund der mesoskopischen B_3 -Achse entsprechen, lag es nahe, den Großkreis durch die s_2 - und s_3 -Flächen zu berechnen.

3. Lineare Daten

Die β_3 -Lineationen wurden ebenfalls in Diagramme eingetragen und der Schwerpunktvektor berechnet. Analog wurde mit den gemessenen bzw. berechneten Faltenachsen von Meso- bzw. Makrostrukturen verfahren (vgl. Abb. 4.(52)).

4. Endauswertung

In 2 Sammeldiagramme wurden sämtliche gewonnenen Zwischenergebnisse in Form flächenhafter oder linearer Gefügeelemente eingetragen und die (auf Auswertung sämtlicher Geländemeßdaten gestützte) "regionale" B_3 -Achse berechnet.

Der π -Pol des Großkreises durch sämtliche Schwerpunktflächenpole der Teilgebiete und der Schwerpunktvektor sämtlicher linearen Daten zeigen sehr gute Übereinstimmung. Als Gesamtergebnis erhält man eine "regionale" B_3 -Achse, die flach nach NNE abtaucht (vgl. Abb. 4.(54)).

Schließlich wurden die Teilgebiete nach lithologischen Kriterien zu übergeordneten Homogenitätsbereichen zusammengefaßt und die zugehörigen Kluftrosen erstellt (Abb. 4.(55)). Die Hauptstreichrichtungen der Klüfte decken sich mit den Wandflächen größerer Aufschlüsse bzw. mit dem Verlauf der aus der Geologischen Karte abgelesenen Störungen (vgl. Beil. I).

Erläuterungen zu Abb. 4.(51):

1,2,3 = Eigenvektor 1,2,3

S = Schwerpunktlächenpol

Text-Zeile = Gefügeelement / Gesteinsgruppe / Teilgebiet

Bsp.: in a) = s_2 - Flächen / Schöckelkalk / 1.) bis 4.)

Erläuterungen zu Abb. 4.(52):

B bzw. + = Schwerpunktvektor der Lineare

innerer Kleinkreis = Vertrauenskegel (99%)

äußerer Kleinkreis = Sphärischer Öffnungsgrad

Text-Zeile: B 3 GEM (BER) = gemessene (berechnete) B_{α} -Achsen

B 3 LIN. = β_{α} - Lineationen

Erläuterung der statistischen Parameter: siehe WALLBRECHER 1986

Erläuterungen zu Abb. 4.(55):

a) - e): Kluftflächen-Diagramme & Kluftrosen der Gesteinsgruppen

M = maximaler Klasseneinhalt

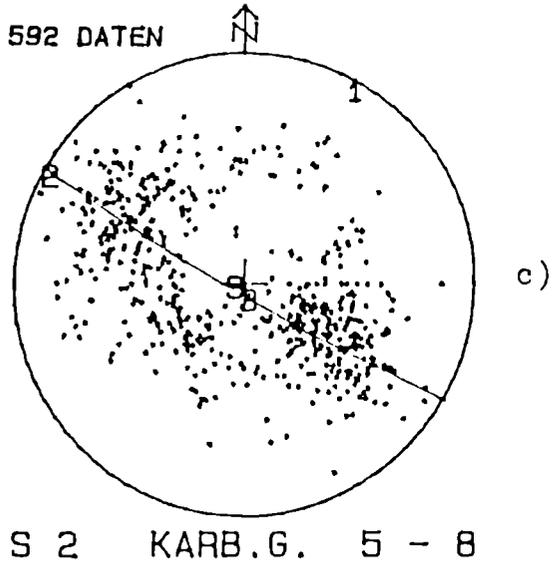
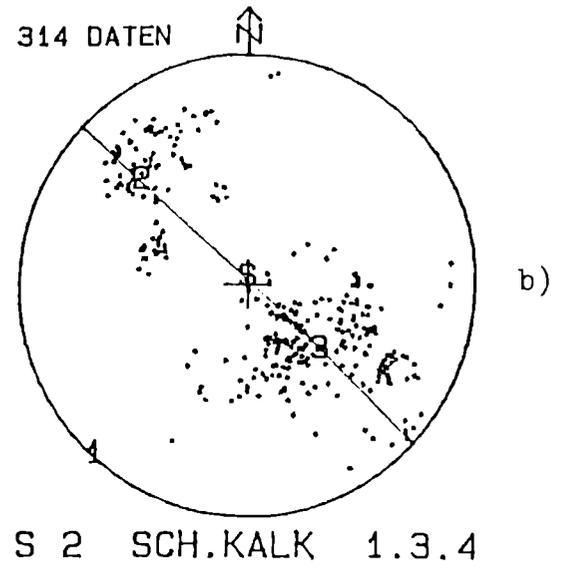
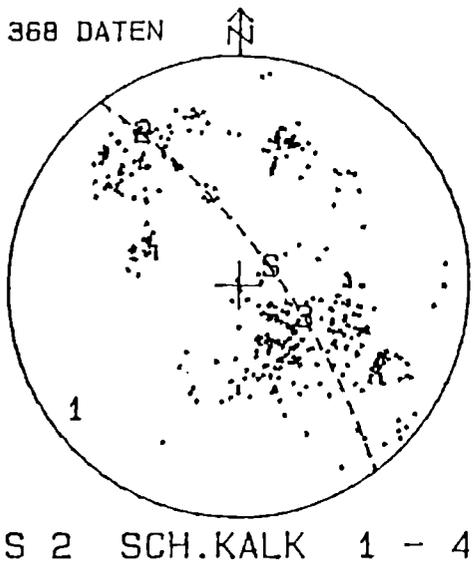
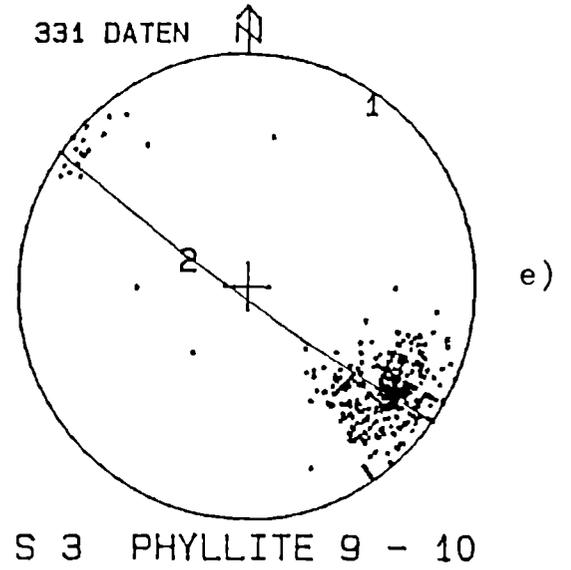
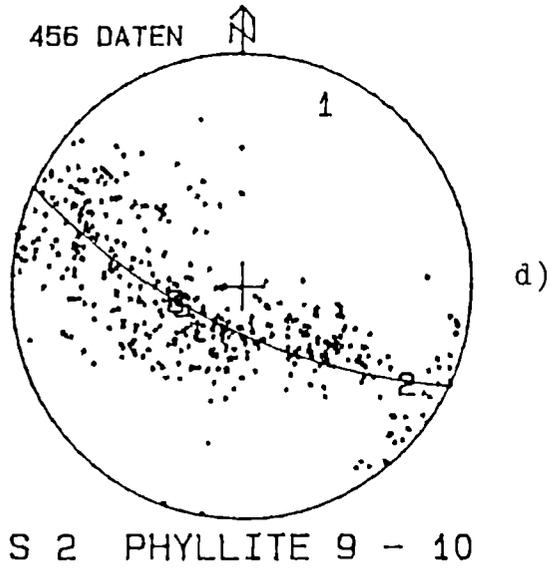


Abb. 4.(51): a) - e)



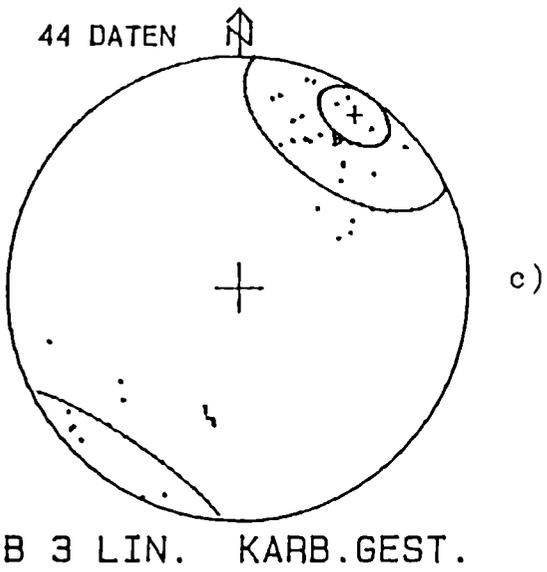
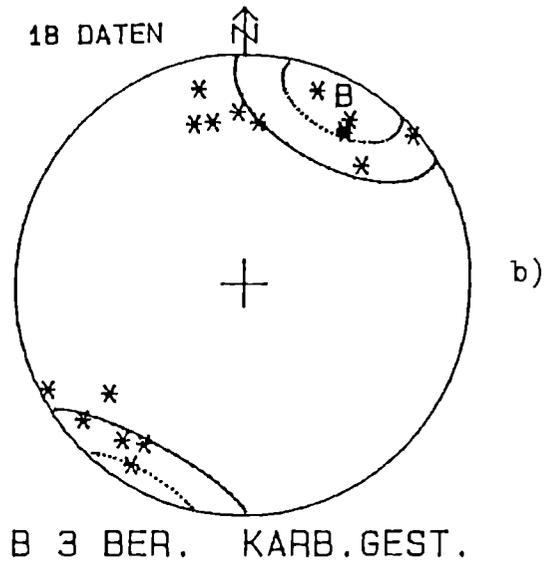
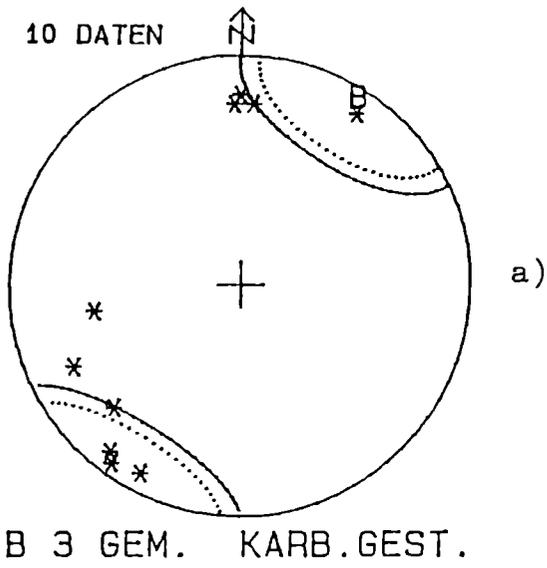
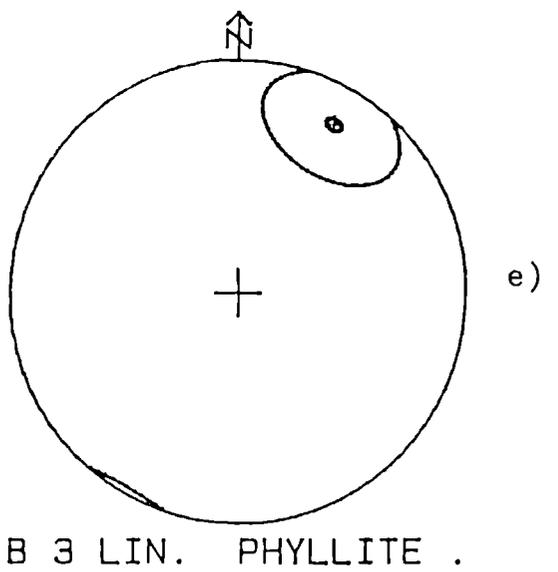
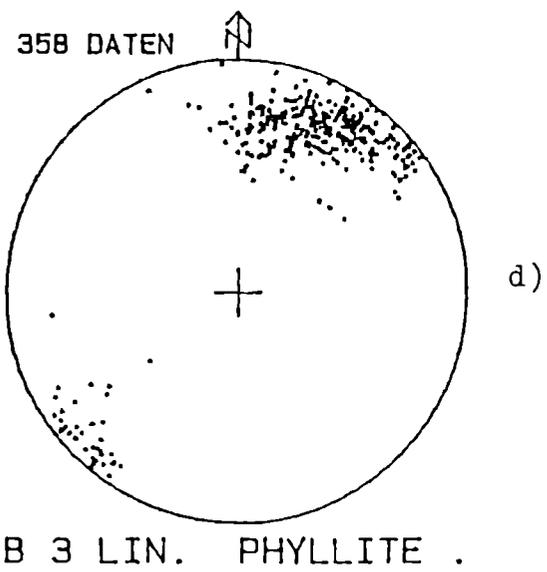


Abb. 4.(52): a) - e)



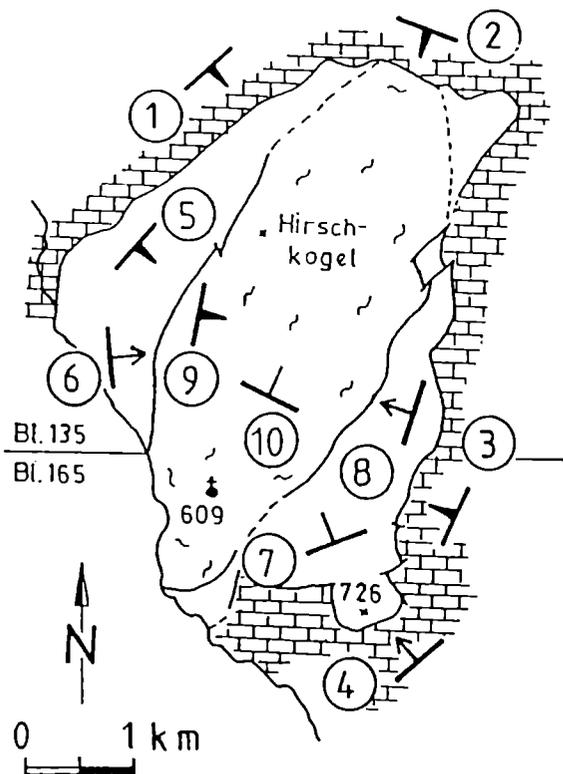


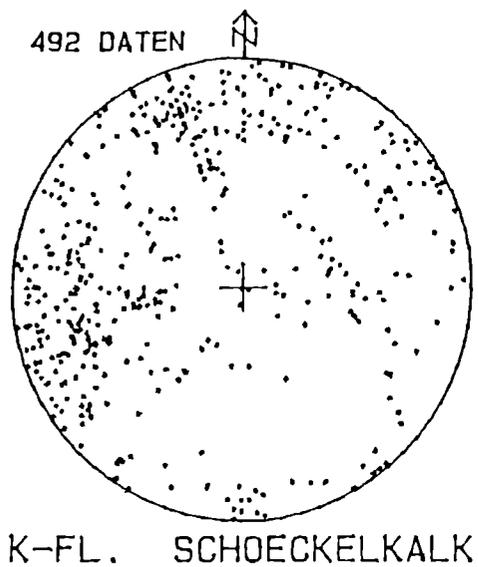
Abb. 4.(53):

Strukturkärtchen der Hirschkogel-Mulde mit Darstellung der Schwerpunktflächen der s_2 -Daten der Teilgebiete durch Fallzeichen (Legende siehe Beil. I) - vgl. dazu das Diagramm a) der Abb. 4.(54)!

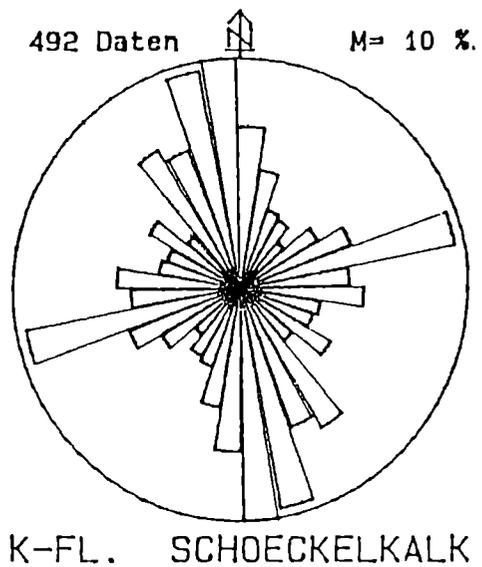
Mittlere B_3 - Achse, ermittelt aus verschiedenen Daten der Teilgebiete 1) - 10)

1. Schöckelkalk:	Eigenvektor E1	der s_2 -Flächenpole (314 Meßwerte) aus den Teilgebieten 1), 3) 4)
2. Karbonatgest.:	Eigenvektor E1	der s_2 -Flächenpole (592 Meßwerte) aus den Teilgebieten 5) - 8)
3. Phyllite:	Eigenvektor E1	der s_2 -Flächenpole (456 Meßwerte) aus den Teilgebieten 9) - 10)
4. Phyllite:	Eigenvektor E1	der s_3 - Flächenpole (331 Meßwerte) aus den Teilgebieten 9) - 10)
5. Karbonatgest.	Vektorschwerpunkt S	der B-Achsen von 10 dm-Falten aus den Teilgebieten 5) - 8)
6. Karbonatgest.	Vektorschwerpunkt S	der berechneten B-Achsen von 18 Makro- u. Mesofalten aus den Teilg. 5) - 8)
7. Karbonatgest.	Vektorschwerpunkt S	von 44 gemessenen β_3 - Lineationen aus den Teilgebieten 5) - 8)
8. Phyllite:	Vektorschwerpunkt S	der β_3 -Lineationen (358 Meßwerte) aus den Teilgebieten 9) - 10)
9. Phyllite:	Eigenvektor E1	der s_2 - und s_3 -Flächenpole (456 + 331 M.) aus den Teilgebieten 9) - 10)

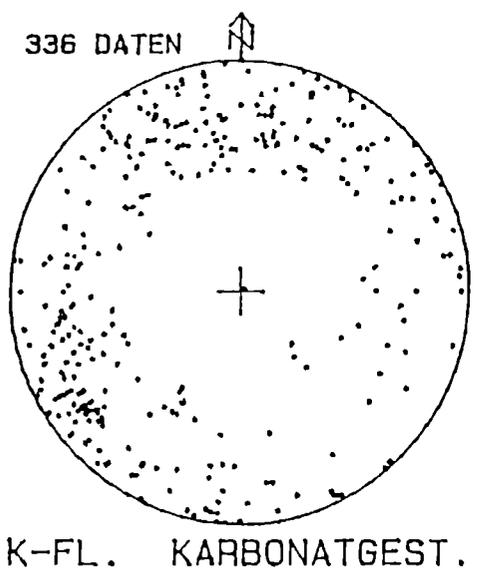
Tab. 4.(19): Liste der Ergebnis - Parameter der
Abb. 4.(51) und 4.(52).



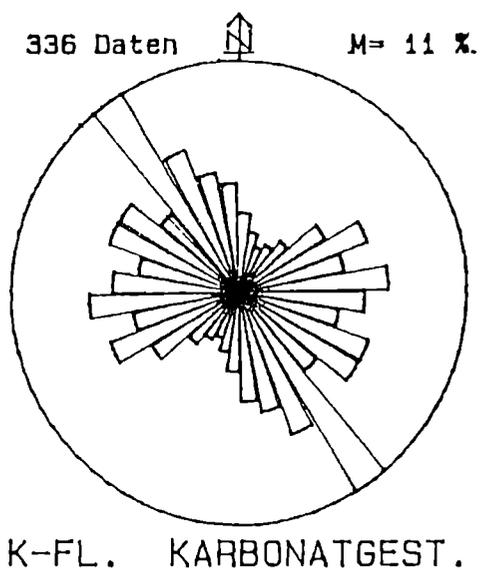
a)



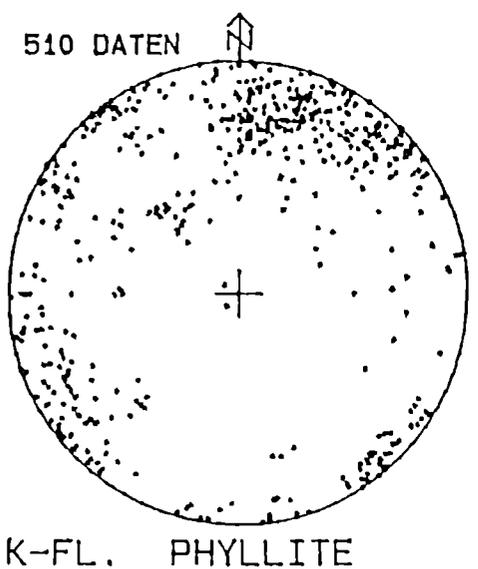
b)



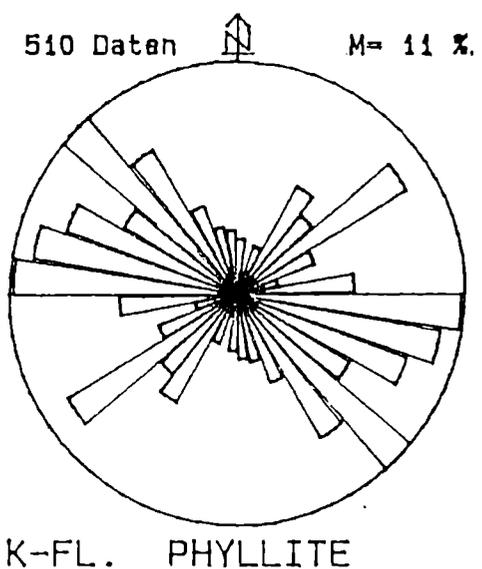
c)



d)



e)



f)

5. LITERATURVERZEICHNIS

- AGNOLI, F. (1987): I. Geologie des Stroß nordwestlich von Weiz.
II. Paläomagnetische Untersuchungen im Permo-Mesozoikum
östlich des Krappfeldes.- 144 S., Unv. Diss. Univ. Graz
- ANGEL, F. (1954): Waldsteinit, ein Na-metasomatischer, eisenerz-
durchstäubter, diabasisch-tonschieferiger Metatuffit aus der
Steiermark.- Tscherm. min. petr. Mitt., III/4, 440-453
- BELL, A.M. (1981): Vergence: an evaluation.- Journ. of Struct.
Geol., 3/3, 197-202
- BOIGK, H. (1951): Zum Bau der Grazer Decken.- Zeitschr. deutsch.
geol. Ges., 102, 247-271
- CLAR, C. (1874): Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse
der Grazer Devonformation.- Verh. Geol. R.-A., 62-65
- CLAR, E. (1926): Zur Frage der Entstehung der Bänderung in
Kalken.- Geol. Archiv, 4, 38-40
- CLAR, E. (1928): Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken.- N. Jb.
Min. etc., Beil. Bd. 60, B, 167-172
- CLAR, E. (1933): Zur Geologie des Schöckelgebietes bei Graz.-
Jb. Geol. B.-A., 113-136
- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der
Mur.- N. Jb. Min. etc., Beil. Bd., 74, B, 1-39
- EBNER, F. (1984): Die Geologie des Weiztales, ein Abbild von 500
Millionen Jahren Erdgeschichte.- Veröff. Forsch.Stätte
Raabklamm, X, 5-12
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1980): Die Rannach-
Fazies des Grazer Paläozoikums.- Mitt. Abt. Geol. Bergbau
Landesmus. Joanneum, 41, 49-65
- EBNER, F. & WEBER, L. (1978): Die geologisch-tektonischen
Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer
Paläozoikum).- Mitt. naturw. Ver. Stmk., 108, 95-113
- EBNER, F. & WEBER, L. (1984): Geologische Karte des Weiztales.
In: Naturführer Weiztal.- Veröffentl. Forsch. Stätte
Raabklamm, X (Beil.)
- FLACK, J. (1984): Die Weizklamm - eine Karstlandschaft. In:
Naturführer Weiztal.- Veröffentl. Forsch.Stätte Raabklamm,
X, 23-26
- FLEUTY, M.J. (1964): The description of folds.- Proc. Geol.
Ass., 75, 461-489
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von
Kalken.- 454 S., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, H. (1952): Vom variszisch-alpidischen Bau des Grazer
Paläozoikums.- Anz. Öst. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.,
162-168
- FLÜGEL, H. (1953): Die stratigraphischen Verhältnisse des
Paläozoikums von Graz.- N. Jb. Geol. Mh., 55-92

- FLÜGEL, H. (1958): 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum.- Mitt. naturw. Ver. Stmk., 88, 51-78
- FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.).- Mitt. Abt. Geol. Joanneum, Sdh. 1, 288 S.
- FLÜGEL, H. (1980): Die frühalpine geologisch-petrographische Entwicklung der östlichen Ostalpen im Meridian Ennstal - Drautal.- Jahresber. 1979, Hochschulschwerpkt. S 15, 1, 87-97
- FLÜGEL, H. (Zur Trennung jungvariszischer und altalpidischer Tektonik im Paläozoikum von Graz.- Jahresber. 1980, Hochschulschwerpkt. S 15, 2, 105-113
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1952): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. II. Die Baue um Arzberg.- Berg. u. Hüttenm. Mh., 97, 227-234
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1957): Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums.- Der Karinthin, 34-35, 198-206
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1 : 25.000.- Geol. B.-A.
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V. (1959): Geologische Wanderungen im Weizer Bergland.- Weiz, Geschichte und Landschaft, 6, 51 S., Weiz
- FLÜGEL, H., MAURIN, V. & NEBERT, K. (1952): Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum.- Verh. Geol. B.-A., 129-142
- FLÜGEL, H., MAURITSCH, H.J., HEINZ, N. & FRANK, W. (1980): Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum.- Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 201-211
- FLÜGEL, H. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000.- 127 S., Geol. B.-A.
- FOLK, R.L. (1987): Dedection of organic matter in thin sections of carbonate rocks using a white card.- Sedim. Geol., 54, 193-200
- FRIEDMAN, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods.- J. Sed. Petrol., 29/2, 87-97
- FRIEDRICH, D.M. (1968): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues.- Arch. Lagerstättenf., 8, 136 S.
- FRITZ, H. (1986): Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel - Parmaseggkogel).- 209 S., Unv. Diss. Univ. Graz
- GOLLNER, H. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 134 Passail.- Jb. Geol. B.-A., 129, 292-293
- GRAF, W. (1984): Wasser für Weiz. In: Naturführer Weiztal.- Veröffentl. Forsch.Stätte Raabklamm, X, 17-22

- GSELLMANN, H. (1987): Zur Geologie am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (im Bereich Hochschlag - Plankogel - Heilbrunn).- 202 S., Unv. Diss. Univ. Graz
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite. Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- *Eclogae Geol. Helv.*, 78, 2, 273-286
- HERITSCH, F. (1917): Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. III. Das Devon der Hochlantschgruppe. IV. Die tieferen Stufen des Paläozoikums von Graz.- *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 94, 313-374
- HERITSCH, F. (1929): Devonische Versteinerungen aus dem Schöckelkalk von Peggau bei Graz.- *Verh. Geol. B.-A.*, 240-243
- HERITSCH, F. & SCHWINNER, R. (1932): Versteinerungen aus dem Schöckelkalk.- *Verh. Geol. B.-A.*, 149-152
- HERITSCH, H. (1980): Ein feingeschichteter Tuffit vom Rechberg bei Frohnleiten (Steiermark) und die Berechnung seiner Metamorphose in der Cyanit-Almandin-Muskowit-Subfazies.- *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, 110, 13-22
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.E. (1976): An outline of structural geology.- 571 p., New York (Wiley)
- HÖLLER, H. (1966): Sedimentpetrographische Untersuchungen am Schöckelkalk vom Steinbruch Berger bei Weiz, Steiermark.- *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, 96, 69-71
- HUGHES, C.J. (1982): *Igneous Petrology*.- *Developm. Petrol.*, 7, 551S., Amsterdam (Elsevier)
- KOLMER, H. (1972): Strontium und Barium im Schöckelkalk (Steiermark).- *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 17, 271-285
- KOLMER, H. (1975): Spurenanalytische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Grazer Paläozoikums.- *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, 105, 53-69
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark.- *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, 108, 31-43
- KRAINER, B. (1987): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken.- 327 S., Unv. Diss. Univ. Graz
- KUNTSCHNIG, A. (1927): Das Bergland von Weiz.- *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, 63, 91-110
- LOF, P. (ed.) (1982): *Elsevier's mineral and rock table*. Amsterdam (Elsevier)
- MACHATSCHKI, F. (1923): Steirische Chloritoidschiefer.- *Geol. Archiv.*, II, 188-206
- McKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1981): *Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen*.- 97 S., Stuttgart (Enke)
- NEUBAUER, F. (1981a): Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail.- *Verh. Geol. B.-A.*, 77-79

- NEUBAUER, F. (1981b): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des "Angerkristallins" und des E-Randes des Grazer Paläozoikums.- Jahresber. 1980, Hochschulschwerpkt. S 15, 2, 114-119
- NEUBAUER, F. (1982): Untersuchungen zur Tektonik, Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikums-Ostrand.- Jahresber. 1981, Hochschulschwerpkt. S 15, 3, 93-101
- NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K. (1980): Bericht über petrographische und radiometrische Untersuchungen im Radegunder Kristallin und in den "Passailer Phylliten".- Jahresber. 1979, Hochschulschwerpkt. S 15, 1, 98-101
- NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K. (1981): Untersuchungen zur tektonischen und metamorphen Geschichte des Radegunder Kristallins.- Jahresber. 1980, Hochschulschwerpkt. S 15, 2, 122-128
- NICOLAS, A. (1984): Principes de tectonique.- 200 p., Paris (Masson)
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Mineralien im Dünnschliff.- 230 S., Stuttgart (Enke)
- POSTL, W. (1984): "Mineralschätze" im Weiztal. In: Naturführer Weiztal.- Veröffentl. Forsch.Stätte Raabklamm, X, 43-46
- POWELL, C.McA. (1979): A morphological classification of rock cleavage.- Tectonophysics, 58, 21-34.
- QUADE, H. (1984): Die Lagenkugelprojektion in der Tektonik - Das Schmidt'sche Netz und seine Anwendungen.- Clausth. Tekt. H., 20, 196 S.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): The technics of modern structural geology. Vol. I: strain analysis.- 307 p., London (Academic Press)
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The technics of modern structural geology. Vol. II: folds and fractures.- 393 p., London (Academic Press)
- RATSCHBACHER, L. (1984): Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierten Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Obersteiermark, Österreich).- Jahresber. 1983, Hochschulschwerpkt. S 15, 5, 67-200
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments.- Geol. Rdsch., 70, 2, 794-799
- SCHOLLE, P.A. (1979): A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 28, 201 p.
- SCHWINNER, R. (1925): Das Bergland nordöstlich von Graz.- Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 134, 219-276
- SEELMEIER, H. (1941): Das Alter des Schöckelkalkes.- Ber. Reichst. Bodenf., 74-79
- STATTEGGER, K. (1982): Tektonische Rekonstruktion von Bohrprofilen aus dem Grazer Paläozoikum (Schönberg-Bohrungen, Passailer Gruppe) mit Hilfe von

- Zeitreihenanalysen.- Jahresber. 1981, Hochschulschwerpkt. S 15, 3. 103-132
- STRÜBEL, G. & ZIMMER, S.H. (1982): Lexikon der Mineralogie.- 363 S., Stuttgart (Enke)
- SCHWARZ, F. (1930): Die Eisensteinvorkommen vom Landschakogel bei Weiz.- Berg- u. Hüttenm. Jb., 78/3, 103-104
- THALHAMMER, O. (1982): Das Paläozoikum nördlich der Breitenau, Grazer Paläozoikum, Steiermark.- 251 S., Univ. Diss. Univ. Graz
- TROGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Teil 2: Textband.- 822 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- TROGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien, Teil 1: Bestimmungstabellen (4. Aufl.).- 188 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- TSCHELAUT, W. (1985): Über das Alter der Arzberg-Schichten und der Blei-Zink Vererzung im Grazer Paläozoikum.- Jb. Geol. B.-A., 128, 2, 241-244
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie.- 265 S., Stuttgart (Enke)
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontakmetamorphose.- Habil. Fak. Bergbau u. Hüttenw. TU Berlin
- VOLL, G. (1982): Bewegungen an Korngrenzen.- Univ. Vortragsmanuskript DFG-Gesteinskinetik-Sitzung Tübingen
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244 S., Stuttgart (Enke)
- WEBER, L. (1977): Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark).- Mitt. Abt. Geol. Joanneum, 38, 123-141
- WEBER, L. & WEISS, A. (1984): Lagerstätten und Bergbautätigkeit im Weiztal. In: Naturführer Weiztal.- Veröffentl. Forsch.Stätte Raabklamm, X, 27-34
- WEDEPOHL, K.H. (1978): Handbook of geochemistry, vol. II/2, Berlin (Springer)
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- 382 S., Stuttgart (Enke)
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 348 p., Berlin (Springer)
- WOODCOCK, N.H. (1977): Specification of fabric shapes using an eigenvalue method.- Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1231-1236

II.) Paläomagnetische Untersuchungen im Perm von St. Paul im Lavanttal und in der Kainacher Gosau.

1. EINLEITUNG

1.1. Problemstellung

Im Gegensatz zur Fülle paläomagnetischer Daten aus der Apennin-Halbinsel und den Südalpen leisteten Untersuchungen des fossilen Gesteinsmagnetismus bislang nur spärliche Beiträge für die Rekonstruktion der alpidischen Geschichte der Ostalpen. Der Grund dafür liegt in den geologischen Verhältnissen, denn selbst im höchsten Deckenstockwerk, dem Oberostalpin, sind die Gesteine häufig zu stark deformiert und/oder metamorph, um paläomagnetisch brauchbare Daten zu liefern (vgl. FLÜGEL et al. 1980).

Nach konträren Ergebnissen aus den Nördlichen Kalkalpen (BECKE 1980, MAURITSCH & FRISCH 1980, BECKE & MAURITSCH 1983) und der Grauwackenzone (MAURITSCH 1980) einerseits, aus dem Karbon von Nötsch und den Karnischen Alpen (HEINZ & MAURITSCH 1980) andererseits, drängte sich die Frage auf, ob die Adriatische Platte (sensu VAN DEN BERG 1979) über die Periadriatische Naht nach N reicht bzw. wo innerhalb der Zentralalpen die Grenze zu suchen ist.

Der sedimentäre Verband zwischen Permomesozoikum und variszischer Unterlage der Gurktaler Decke sowie die transgressive Auflagerung der Kainacher Gosau auf dem Grazer Paläozoikum (beide Einheiten gehören zum Oberostalpin) boten grundsätzlich die Möglichkeit, der vorgenannten Problematik auf den Grund zu gehen. Aus gesteinsphysikalischer Sicht erschienen die Rotsedimente der postvariszischen Transgressionsserie in Mittelkärnten, Mergel und Sandsteine in der Kainacher Gosau als geeignete Gesteine für eine solche Untersuchung.

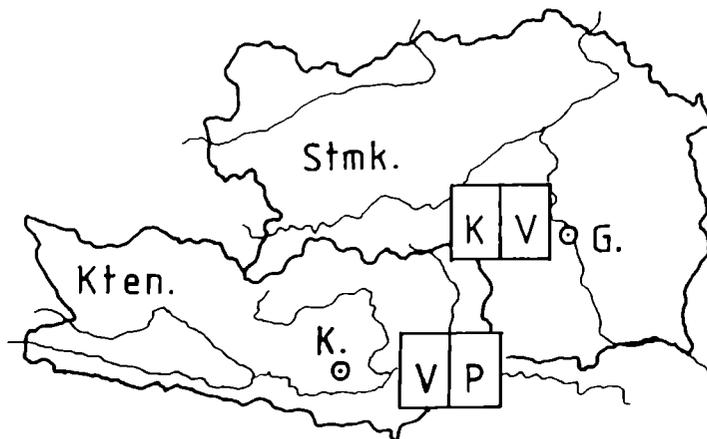


Abb. 1.(1): Topographische Übersicht:

die Untersuchungsgebiete erstrecken sich über die öK 50 - Kartenblätter VÖLKERMARKE (V) und ST. PAUL IM LAVANTTAL (P) in Kärnten (Kten) sowie KÖFLACH (K) und VOITSBERG (V) in der Steiermark (Stmk.). K. = Klagenfurt, G. = Graz.

1.2. Zur Methode der Paläomagnetik

Verwendung paläomagnetischer Daten

Als geophysikalische Methode beruht die Paläomagnetik auf der Fähigkeit von Gesteinen, im Erdfeld eine remanente Magnetisierung aufzunehmen und über geologische Zeiträume zu konservieren.

Aus dem Modell des (im zeitlichen Durchschnitt) achsialen, geozentrischen Dipolfeldes der Erde folgt die Koinzidenz von geographischem und magnetischem Pol. Dies gilt bei Anwendung des Aktualitätsprinzips auch für die Erdfeld-Konfiguration zum Zeitpunkt der Bildung der fossilen Remanenz.

Aus den Bestimmungsstücken Deklination und Inklination des Magnetisierungsvektors (vgl. MAURITSCH 1984, TARLING 1983) ergeben sich daher die Orientierung des Paläomeridians sowie die Paläobreite und in weiterer Folge die geographischen Koordinaten des Paläopols. Aus Pol-Daten aufeinanderfolgender geologischer Zeitintervalle erhält man eine (scheinbare) Polwanderungskurve, welcher bei der Kontinentaldrift-Diskussion im Rahmen der Plattentektonik besondere Bedeutung zukommt.

Eine andere Form der Verwertung paläomagnetischer Daten ist die Magnetostratigraphie, wo man die wiederholte Umkehr der Polarität des Erdfeldes ausnützt für die Korrelation von geologischen Profilen.

Remanente Magnetisierung von Gesteinen

Die Remanenz eines Gesteins bezeichnet man pauschal als natürliche remanente Magnetisierung (NRM). Sie setzt sich zusammen aus der bei der Gesteinsbildung aufgenommenen, stabilen Primärkomponente (charakteristische Remanenz = CARM) und der meist magnetisch weicherer Sekundärkomponente (viskose Remanenz = VRM). Letztere zu eliminieren bei gleichzeitig größtmöglicher Erhaltung der CARM ist die Aufgabe der sogenannten magnetischen Reinigungsverfahren (vgl. Kap. 3.1.)

Nach der Genese unterscheidet man drei Haupttypen von fossiler Remanenz: TRM, CRM, DRM.

Die thermische remanente Magnetisierung (TRM) wird aufgenommen bei Abkühlung des Gesteins unter den Curiepunkt, die sich spontan einstellende Magnetisierung ist aber nicht nur temperatur-, sondern auch volumensabhängig. Während des Abkühlens werden daher sukzessive die sogenannten Blockierungstemperaturen für die im Gestein vorhandenen Korngrößen durchlaufen und die als PTRM (partielle TRM) bezeichneten Remanenzanteile aufgenommen, die die totale Thermoremanenz bilden.

Kommt es im Zuge von Diagenese, Metamorphose oder Verwitterung zur Umwandlung bzw. Neubildung von magnetischen Trägermineralien, so stellt sich für eine bestimmte Temperatur (unterhalb des Curiepunktes) die spontane Magnetisierung erst bei Überschreiten einer kritischen Korngröße (die dem sogenannten Blockierungsvolumen entspricht) ein. Man nennt diese Magnetisierung chemische Remanenz (CRM).

Die Einregelung ferromagnetischer Partikel bei der Ablagerung eines Sediments führt zur Ausbildung einer DRM, d.h. einer detritären remanenten Magnetisierung. Es kann, offene Porenräume vorausgesetzt, die Ausrichtung der magnetischen Körner parallel zum Erdfeld aber auch erst nach der Sedimentation erfolgen. Dann

spricht man von postsedimentärer DRM.

Die Dauer der Abnahme der Intensität der Magnetisierung beschreibt die sogenannte Relaxationszeit, welche abhängt von Temperatur, Korngröße und Koerzitivkraft (vgl. TARLING 1983). Durch Abmagnetisierung von Körnern mit kurzer Relaxationszeit erhält man am Ende der magnetischen Reinigungsprozedur die über geologische Zeiträume stabile Remanenz (CARM).

Paläomagnetische Meßdaten zeigen stets eine mehr oder minder große Streuung, deren Ursache in der Säkularvariation und in lokalen Anomalien des Erdfeldes, in nur subparalleler Orientierung der Remanenzvektoren sowie der Aufprägung zusätzlicher Komponenten während der Laborbehandlung der Proben zu sehen ist. Jede Untersuchung auf dem Gebiet der Paläomagnetik erfordert daher eine statistische Aufbereitung der gewonnenen Meßdaten, bevor diese für eine Interpretation verwendet werden können.

α_{95} (A_{95})	halber Öffnungswinkel des Vertrauenskegels von <u>Remanenzrichtungen</u> (... von <u>Paläopol</u> -Daten)
B-CORR	bedding corrected = Remanenz-Richtung <u>nach</u> Horizontieren der Schichtfläche um die Achse des Streichens (sog. tektonische Korrektur)
CARM	charakteristische remanente Magnetisierung
CRM	chemische remanente Magnetisierung
DEC	Deklination des Remanenzvektors
DRM	detritäre remanente Magnetisierung
F-CORR	field corrected = in situ - Remanenz-Richtung
INC	Inklination des Remanenz-Vektors
INT	Intensität der remanenten Magnetisierung
IRM	induzierte remanente Magnetisierung
K	Konzentrationsparameter der FISHER-Statistik
KG	Kainacher Gosau (Buchstaben-Code der Kern-Namen)
KP	Kärnten Perm (Buchstaben-Code der Kern-Namen)
NRM	natürliche remanente Magnetisierung
PTRM	partielle TRM
S _{LAT}	geographische BREITE der Lokalität S
S _{LONG}	geographische LÄNGE der Lokalität S
TRM	thermische remanente Magnetisierung
VGP	virtueller geomagnetischer Pol
VRM	viskose remanente Magnetisierung

Tab. 1.(1): Abkürzungsverzeichnis

2. GRUNDLAGEN

2.1. Geologie & Topographie

2.1.1. Perm von St. Paul i. L.

Das Areal des Untersuchungsgebietes liegt teils auf Bl. 204 VÖLKERMARKE, teils auf Bl. 205 ST. PAUL IM LAVANTTAL der ÖK 50.

THIEDIG & CHAIR 1974 geben eine Rückschau der Bearbeitungsgeschichte der St. Pauler und Griffener Berge, eine Beschreibung der Jungpaläozoikum, Trias und Oberkreide umfassenden Schichtfolge ist der Arbeit von THIEDIG et al. 1975 zu entnehmen.

Die postvariszische Transgressionsserie beginnt mit Fanglomeraten und Brekzien, deren Komponenten sich partim aus dem Grundgebirge (Paläozoikum der "Magdalensbergfolge") ableiten lassen, z. T. handelt es sich um resedimentiertes, permisches Material. Ein lokal auftretender Tuffhorizont ist wegen des lithostratigraphischen Vergleichs mit dem Permorkommen vom Christofberg (RIEHL-HERWIRSCH 1965) ebenso von Bedeutung wie ein Einzelfundpunkt von Pflanzenfossilien, die ein Stephan-Rotliegend - Alter ergaben (THIEDIG & KLUSSMANN 1974). Die grobkörnigen Basisbildungen werden abgelöst durch eine Wechselfolge von roten Ton-, Silt- und Sandsteinen, mit vereinzelter Einschaltung von Kalklagen im höheren Abschnitt. Diese von THIEDIG & CHAIR 1974 als Tiefrote Serie bezeichneten red beds werden überlagert von Vulkaniten, die von den genannten Autoren (in Anlehnung an RIEHL-HERWIRSCH 1965) ins Mittel-Rotliegende gestellt werden. Auch übernehmen sie den Namen Permoskythsandstein für den darüberfolgenden Arenitkomplex, welcher im Hangenden in die Werfener Schichten übergeht.

Die Probenahme erfolgte unter Verwendung der Aufschlußbeschreibungen, Profile und Kartenskizzen der Arbeiten von THIEDIG et al. 1974, 1975 sowie BECK-MANNAGETTA 1953, 1955, 1963, 1964. Letzterer verwendet für die Rotsedimente im Vergleich mit den permischen Grödener Schichten der Südalpen die Bezeichnung Griffener Schichten.

Im Rahmen einer gesteinsphysikalischen Vorerkundung wurden sowohl Tiefrote Serie als auch Permoskythsandstein beprobt, dabei erwiesen sich die gröberen Sandsteine wegen zu großer Streuung der Remanenzrichtungen als unbrauchbar. Die Hauptbeprobung beschränkte sich somit auf feinkörnige Gesteine der Tiefroten Serie, die Lage der Aufschlüsse (sites im Sinne von TARLING 1983) ist der Abb. 2.(1) zu entnehmen.

Für die 24 beprobten Horizonte gilt ein Siltstein : Sandstein - Verhältnis von 7 : 17, wobei von den Sandsteinen 4 Aufschlüsse wegen $\alpha_{95} > 20$ im Rahmen der Endauswertung ausgeschieden werden mußten. Die Siltsteinproben des Aufschlusses KP125. sind bei der thermischen Behandlung zerfallen.

Im Hinblick auf die Verlässlichkeit paläomagnetischer Daten erhält die Frage nach alpidischer Tektonik und Metamorphose des Postvariszikums einen besonderen Stellenwert. Nach den von SCHRAMM et al. 1982 publizierten Ergebnissen einer Untersuchung auf Basis der Illit-Kristallinität sind die pelitisch-psammitischen Gesteine des Rotliegenden unmetamorph bis höchstens anchizonal überprägt. GOSEN & THIEDIG 1980 gelang ein erster Nachweis alpidischer Deformationsgefüge, SEEGER & THIEDIG 1983

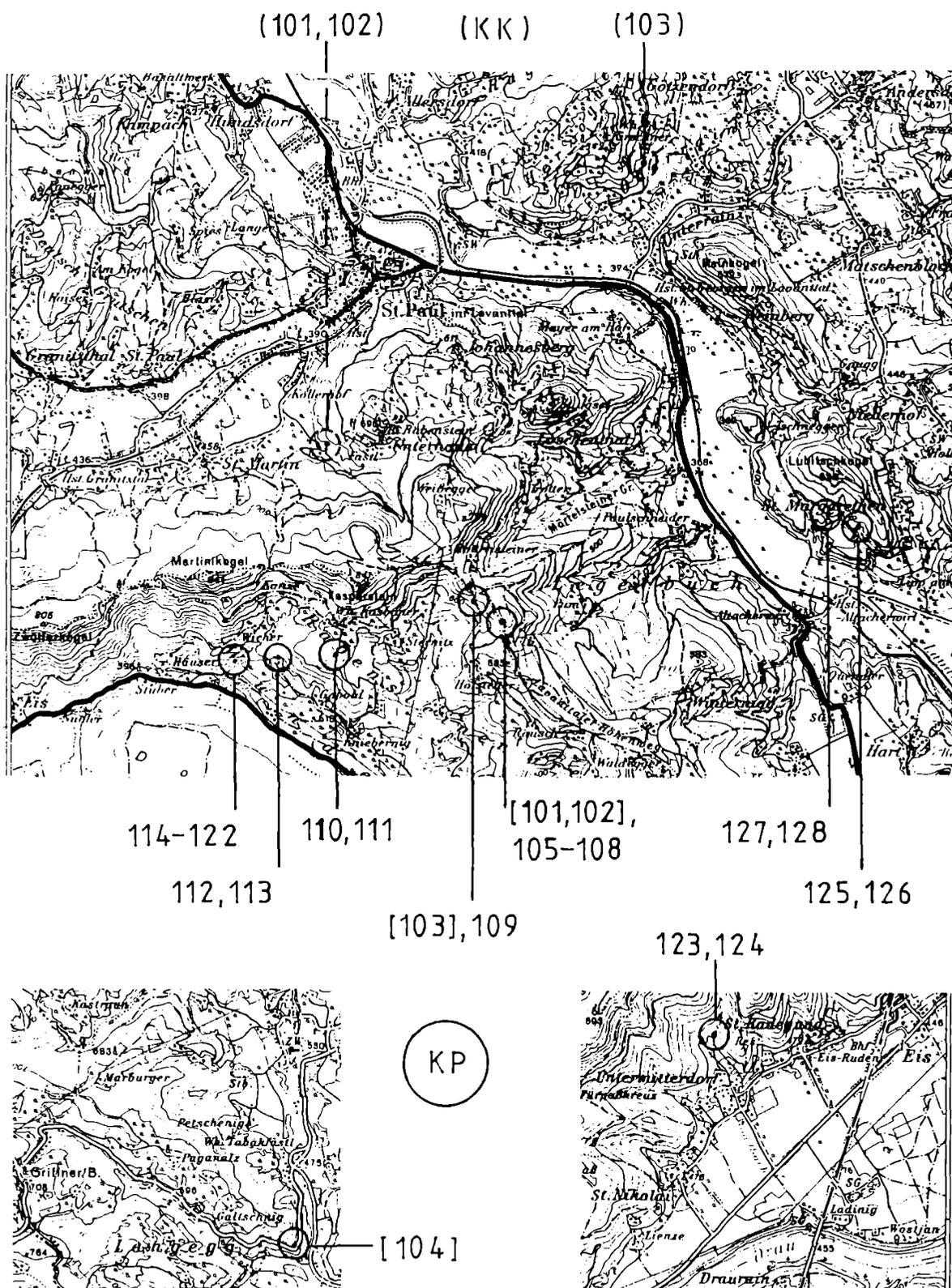


Abb. 2.(1): Lage der KP Aufschlüsse auf Bl. 204 VÖLKERMARKT (unten) und Bl. 205 ST. PAUL IM LAVANTTAL (oben).

In [] = KP Aufschlüsse, in () = KK Aufschlüsse der Pilotuntersuchung.

beschreiben einen Überschiebungsbau gleichen Alters in den St. Pauler und Griffener Bergen. Im Mikrobereich umfaßt die Strukturprägung eine s_1 -Schieferung (spitzwinkelig zu ss in inkompetenten Gesteinen), gefolgt von einer (teilw. isoklinalen) Fältelung mit einer Wellenlänge von 0,1 bis 1 mm, die vereinzelt einhergeht mit der Ausbildung einer s_2 -Schieferung. Sämtliche Beobachtungen gelten jedoch nur für einige wenige Proben aus dislozierten Geländepunkten und kann nach Angabe der o.a. Autoren eine durchgreifende Gefügeprägung für das gesamte Gebiet daraus nicht extrapoliert werden. Dies gilt auch für die Faltenstrukturen im m - Bereich in der Trias S' von St. Paul, wo sogar teilweise inverse Lagerung für möglich gehalten wird.

Demgegenüber steht die gleichförmige Lagerung der Gesteine des Rotliegenden, wo die Unterscheidung von Schichtung und lokal vorhandener Schieferung durch Groblagen (die ss markieren) im feinkörnigen Sediment möglich war.

Gemäß der ursprünglichen Konzeption, Perm und Gosau in den St. Pauler Bergen zu bearbeiten, wurden in die Pilotuntersuchung auch Kreidegesteine miteinbezogen. Die beprobten Kalke erwiesen sich jedoch als unbrauchbar (zu geringe Intensität), in der Literatur beschriebene Mergel konnten nirgends im Anstehenden gefunden werden.

2.1.2. Kainacher Gosau

Die topographische Unterlage für die Geländearbeit bildeten Bl. 162 KÖFLACH und Bl. 163 VOITSBERG der ÖK 50. Als Gesamtübersicht der Verteilung der beprobten Aufschlüsse dient eine vereinfachte Kartenskizze der Kainacher Gosau nach FLÜGEL & NEUBAUER 1984 (s. Abb. 2.(2)), die Details sind den entsprechenden Kartenausschnitten der Abb. 2.(3) und 2.(4) zu entnehmen.

Eine Neubearbeitung der Kainacher Gosau erfolgt derzeit im Rahmen der Diss. (in Vorb.) von D. SCHIRNIK, Inst. f. Geol. & Pal. Universität Graz. Dank wertvoller Hinweise dieses Kommilitonen war es möglich, trotz fehlender geologischer Detailkarten mit der Probenahme das gesamte Verbreitungsgebiet der Kainacher Gosau abzudecken.

Eine profilmäßige Gliederung nebst zahlreichen Literaturhinweisen und Faunenlisten enthält die Arbeit über die Kainacher Gosau von GRÄF 1975. Die von ihm vorgeschlagene Einteilung der Oberkreidesequenz in Basiskonglomerat-Folge (Obersanton-Untercampan), Bitumenmergel-Folge (Obersanton-Untercampan), Hauptbecken-Folge (Untercampan) und Zementmergel-Folge (Obercampan-Maastricht) wurde für die Magnetostratigraphie übernommen unter Einfügung der sogenannten Übergangsschichten sensu SCHIRNIK (vgl. Abb. 4.(1)). Nach SCHIRNIK (mdl. Mitt.) wird von den Sedimentgesteinen der Kainacher Gosau das Stadium der Diagenese nicht überschritten.

Das Probenmaterial umfaßt Mergel und Kalke der Bitumenmergel-Folge (Aufschlüsse KG 101. bis 107.), graue und rote Sandsteine der Übergangsschichten sensu SCHIRNIK (Aufschlüsse KG 108., 109., 116. - 124., 128., 129.), Mergel (KG 110.) und graue Sandsteine (KG 111. - 115., 125., 126., 130. - 133.) der Hauptbecken-Folge sowie Zementmergel aus den aufgelassenen Steinbrüchen von St. Bartholomä (KG 134. - 137.).

Von den 37 KG Aufschlüssen (sites sensu TARLING 1983) mußten 16 wegen $\alpha_s > 20$ bei der Endauswertung eliminiert werden.

2.2. Feldarbeit, Labormethoden und Auswertung

Für die Probenahme in Form orientierter Kerne (2,54 cm Durchmesser) wurde ein Zweitaktmotor-betriebenes Handbohrgerät verwendet. Die Richtungsbestimmung der Bohrkernachse erfolgte mittels Orientierungstisch & Bussole (vgl. TARLING 1983), die s-Flächen wurden mit dem CLAR-Kompaß eingemessen.

Neben den oft zu groben Korngrößen und tiefgreifender Verwitterung stellte die Bohrbarkeit des Gesteins einen limitierenden Faktor bei der Probenahme dar.

Die Probenorganisation orientierte sich am Schema von TARLING 1983. Es wurden aus jeder Schicht mindestens 6 Kerne gewonnen. Die daraus geschnittenen, zylindrischen Proben (H = 2,2 cm) liefern bei der Auswertung der Meßdaten den Aufschlußmittelwert (site mean) für das betreffende Gestein. Ein Wegaufschluß, Bachprofil etc. umfaßt somit mehrere solcher Aufschlüsse (sites).

Die Laborbearbeitung erfolgte in der Außenstelle GAMS (bei Rothleiten) des Inst. f. Geophysik der Montanuniversität Leoben. Eine Beschreibung der dort vorhandenen Geräteausstattung gibt MAURITSCH 1984. Die Remanenzmessungen wurden am hochempfindlichen JR-4 Spinnermagnetometer durchgeführt (Ausnahme: IRM der magnetischen Sättigung am DIGICO Spinnermagnetometer gemessen). Die Datenerfassung bzw. Auswertung erfolgte unter Verwendung eines Commodore-PC bzw. Epson HX-20 Rechners. Die Dokumentation sämtlicher Meßdaten wird am Inst. f. Geophysik MUL aufbewahrt.

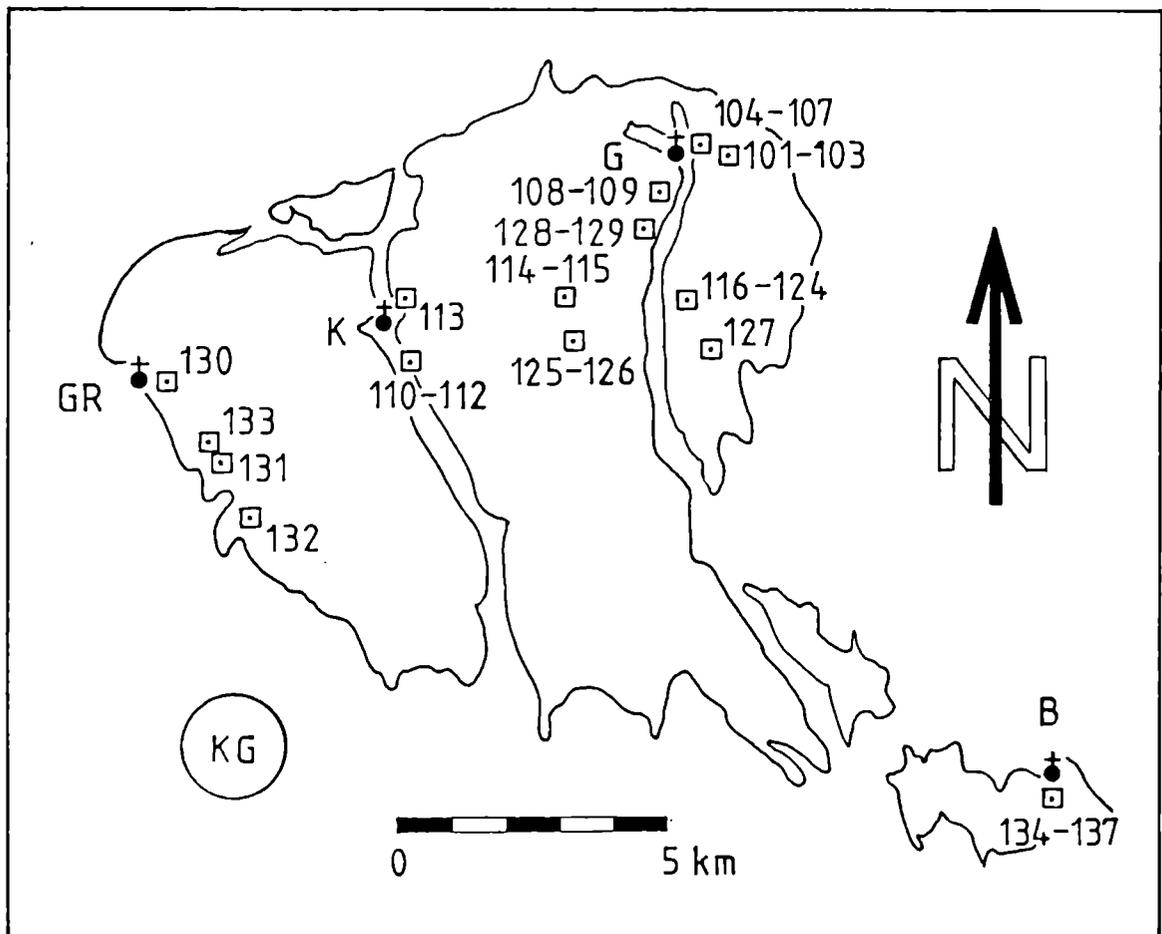


Abb. 2.(2): KG Gesamtübersicht der beprobten Lokalitäten.

B = St. Bartholomä, G = Geistthal,
GR = Graden, K = Kainach

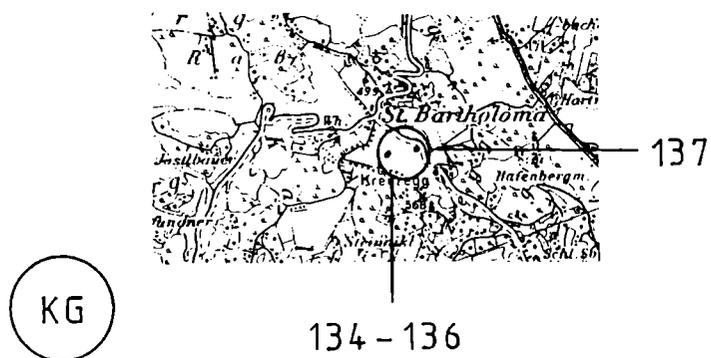
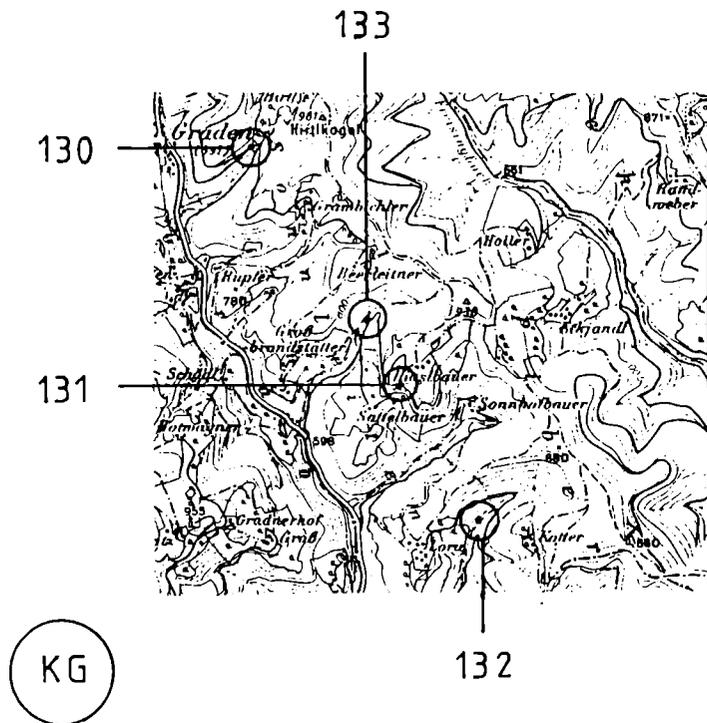


Abb. 2.(4): Lage der KG Aufschlüsse auf Bl. 162 KÖFLACH (oben) und auf Bl. 63 VOITSBERG (unten).

3. VON DER NRM ZUR CARM

3.1. Gesteinsphysik

3.3.1. Methodik

Das Ziel der angewandten Verfahren (Wechselfeld- und thermische Reinigung, magnetische Sättigung) ist zum einen die Identifizierung der Remanenz-Trägerminerale, zum anderen die Trennung von primärer und sekundärer Komponente der NRM, um die CARM zu erhalten. Ein weiterer Test gibt Auskunft über die zeitliche Stabilität der Remanenz.

Bei der Wechselfeldabmagnetisierung wird die Probe einem schrittweise erhöhten Wechselfeld ausgesetzt, die thermische Abmagnetisierung erfolgt durch schrittweises Aufheizen in einem Ofen; beide Versuchsreihen werden im erdfeldfreien Raum (sog. Nullfeld) durchgeführt, um die Aufnahme einer anhysteretischen Remanenz (ARM) zu vermeiden.

Die Ausschaltung des Erdfeldes geschieht entweder (analog zum Spinnermagnetometer) durch einen mehrfachen Mu-Metall-Schild oder es wird komponentenweise (elektromagnetisch) kompensiert durch ein System von drei aufeinander senkrecht stehenden Spulenpaaren. Wegen der täglichen Variation des Erdfeldes erfordert letztere Methode ein permanentes Nachjustieren der Kompensation.

Zur Kontrolle von während der thermischen Abmagnetisierung eventuell auftretenden Mineralumwandlungen mißt man bei Anwendung dieses Verfahrens nach jedem Inkrement die Suszeptibilität.

Die Abmagnetisierungskurven dienen der Unterscheidung von harter und weicher Magnetisierung, außerdem können Koerzitivkraft und Curietemperatur abgelesen werden.

Bei der magnetischen Sättigung wird der Probe bei Raumtemperatur schrittweise eine Remanenz (IRM) aufgeprägt. Aus dem Verlauf der Aufmagnetisierungskurve sowie der zum Erreichen der Sättigung erforderlichen Feldstärke kann man auf die magnetischen Trägerminerale zurückschließen.

Alle genannten Parameter sind zwar grundsätzlich mineralspezifisch, doch ergibt sich häufig die Problematik mehrerer Interpretationsmöglichkeiten für die gemessenen Daten. Der Grund dafür liegt einerseits im unterschiedlichen Verhalten von Ein- und Mehrbereichsteilchen, andererseits im komplexen Zusammenwirken von Korngröße, Kornform, Verunreinigungen und Baufehlern im Kristallgitter (vgl. TARLING 1983).

3.1.2. Perm von St. Paul i. L.

Thermische Abmagnetisierung

Bei Rotsedimenten erweist sich wegen der hohen Koerzitivkraft des enthaltenen Hämatits meist nur die thermische Reinigung als erfolgreich.

Dies gilt auch für die untersuchten Silt- und Sandsteine der Tiefroten Serie des Perm von St. Paul.

Die Abb. 3.(1) zeigt die Abmagnetisierungskurven von 3 repräsentativen Proben, welche im folgenden diskutiert werden.

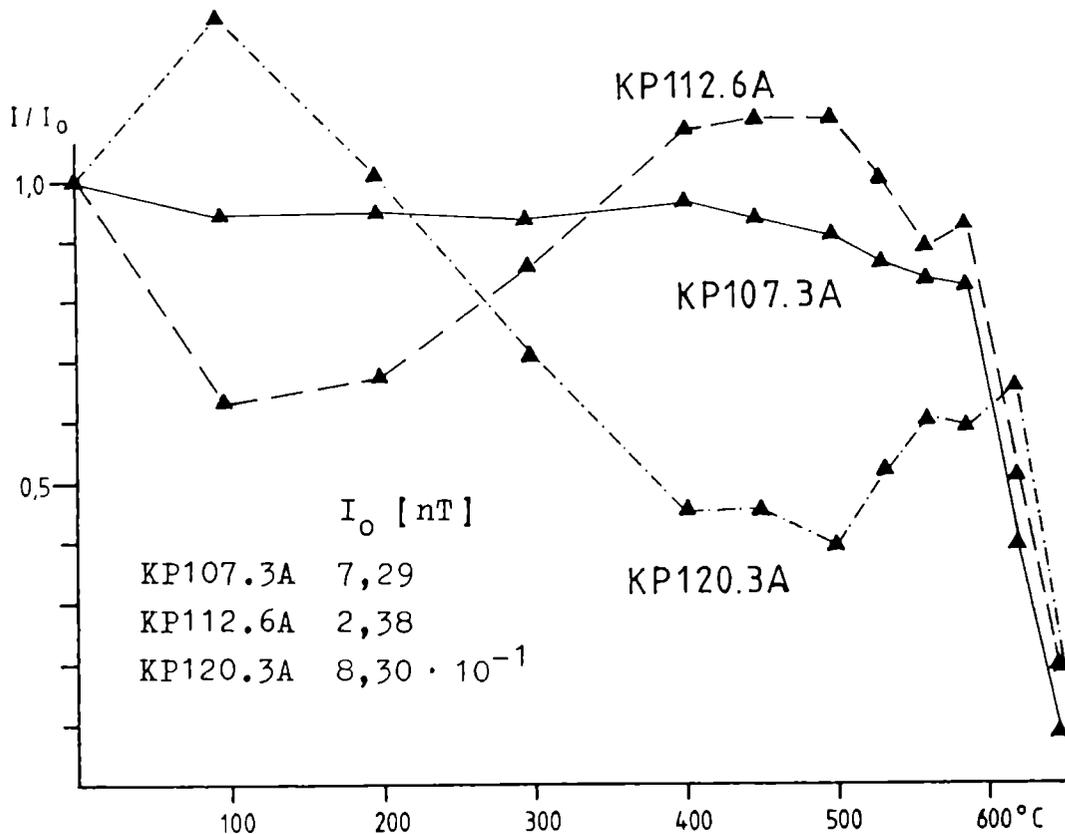


Abb. 3.(1): KP thermische Pilots. KP107.3A = Siltstein,
übrige Proben = Sandstein.

Im Gegensatz zur insgesamt sehr stabilen Siltsteinprobe KP107.3A zeigen die beiden Sandsteinproben eine mehrmalige spektakuläre Zu- bzw. Abnahme der Intensität. Den ersten Sprung nach oben/unten bei 100 °C kann man auf die Dehydratation von Goethit zurückführen (MAURITSCH 1984). Allen 3 Proben gemeinsam ist eine ungefähr gleichbleibende Intensität in den Intervallen 400 - 500 °C und 560 - 590 °C. Dies wird dem Auftreten von Magnetit in diskreten Korngrößenbereichen mit den entsprechenden Blockierungstemperaturen zugerechnet; eine Alternative zu diesem blocking volume - Effekt bildet ein erhöhter Ti-Gehalt, wodurch die Curietemperatur herabgesetzt wird. Durch Extrapolation des steil absteigenden Astes am Ende der Kurven erhält man als gemeinsamen Curiepunkt ca. 660°, also einheitlich Hämatit.

Die mehrmalige Zu- und Abnahme der Intensität erklärt sich durch das Abmagnetisieren von teils parallelen, teils antiparallelen Komponenten der Gesamtemanenz, vgl. Abschn. 3.2.

Daß während der thermischen Reinigung keine gravierenden Mineralumwandlungen auftreten, ergibt sich aus der im wesentlichen unveränderten Suszeptibilität. Diese bleibt entweder \pm konstant oder sinkt ab auf etwa ein Drittel des Ausgangswertes, um ab 590° wieder geringfügig anzusteigen. Die beobachtete Abnahme der Suszeptibilität erfolgt meist zwischen 300 - 450°, was man theoretisch mit der Umwandlung von Maghämät in Hämatit (vgl. TARLING 1983) in Verbindung bringen könnte; es fehlt jedoch die dabei zu erwartende drastische Änderung der Intensität der Magnetisierung.

Magnetische Sättigung

Die Abb. 3.(2) zeigt das Sättigungsverhalten von 3 Proben im NRM-Zustand (oben) und 3 thermischen Pilots (unten) aus denselben Aufschlüssen.

Während für eine der NRM-Proben bei der (für die verwendete Apparatur maximalen) Feldstärke von 1,5 T die Sättigung noch nicht gegeben ist, beobachtet man bei den zwei übrigen NRM-Proben ab 1,0 T keine weitere Zunahme der Intensität; andererseits erreichen jene beiden Proben nach 0,2 T bereits 90 % der Sättigungsmagnetisierung. Daraus ergibt sich für den ersten Fall Hämatit, für die beiden anderen Proben eine Mischkurve aus Magnetit und Hämatit.

Die Kurven der getemperten Proben zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf, lediglich der vom Start weg steil ansteigende Ast verschiebt sich in Richtung auf die Ordinate, was auf geringe Mengen von neugebildetem Magnetit zurückgeführt werden kann.

Stabilitätstest

Wiederholungsmessungen nach Lagerung einer Probe im Erdfeld bzw. Nullfeld liefern einen Hinweis auf die zeitliche Stabilität der fossilen Remanenz. Der (annähernd) lineare Zusammenhang zwischen der Änderung der Intensität und dem Logarithmus der Zeit ermöglicht die Extrapolation von kurzfristig gewonnenen Labordaten über geologische Zeiträume.

Es wurde bei einigen Proben zunächst durch Erwärmen auf 300 ° der von den Verwitterungsmineralien getragene, instabilste Remanenzanteil eliminiert, die unmittelbar anschließende Messung lieferte den Initialwert I_0 der Intensität.

Die nächsten Messungen erfolgten nach 8 Tagen Lagerung im Erdfeld bzw. 8, 16, 24 und 50 Tagen Aufbewahrung im Nullfeld.

Die innerhalb einer Woche aus dem Erdfeld aufgenommene VRM war zumeist nach derselben Zeitspanne wieder abgebaut, anschließend blieb die Intensität \pm konstant.

Die Abweichungen der einzelnen Meßwerte liegen, wenn überhaupt, nur knapp über dem noise level des JR-4 Spinnermagnetometers, es ergab sich daher lediglich bei 4 Proben eine brauchbare Regressionsgerade mit einem Korrelationskoeffizienten $> 0,95$ (vgl. Tab. 3.(1)).

Eine Extrapolation für $t = 10^9$ Jahre ergibt bei allen 4 Proben einen Anstieg der Intensität auf ca. das Eineinhalbfache des Ausgangswertes. Dies wird in Verbindung mit dem Befund aus der thermischen Abmagnetisierung folgendermaßen gedeutet: eine stabile (vom Hämatit getragene) Primärkomponente wird überlagert von einer (an Magnetit gebundenen) VRM mit (zumindest teilw.) entgegengesetzter Orientierung.

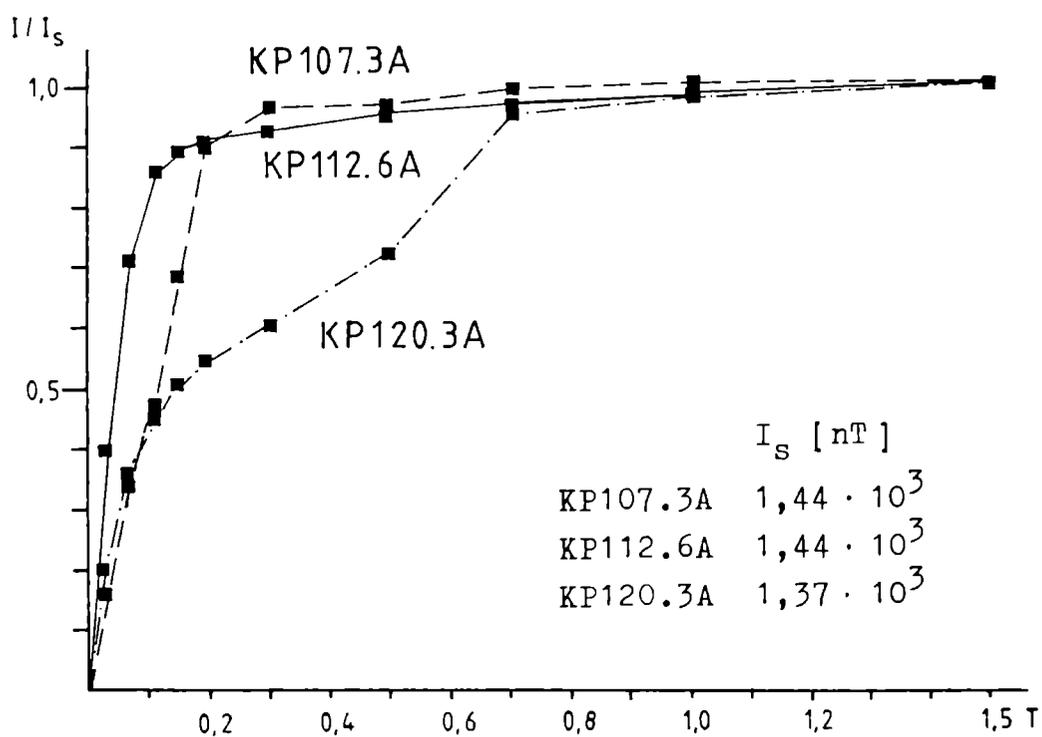
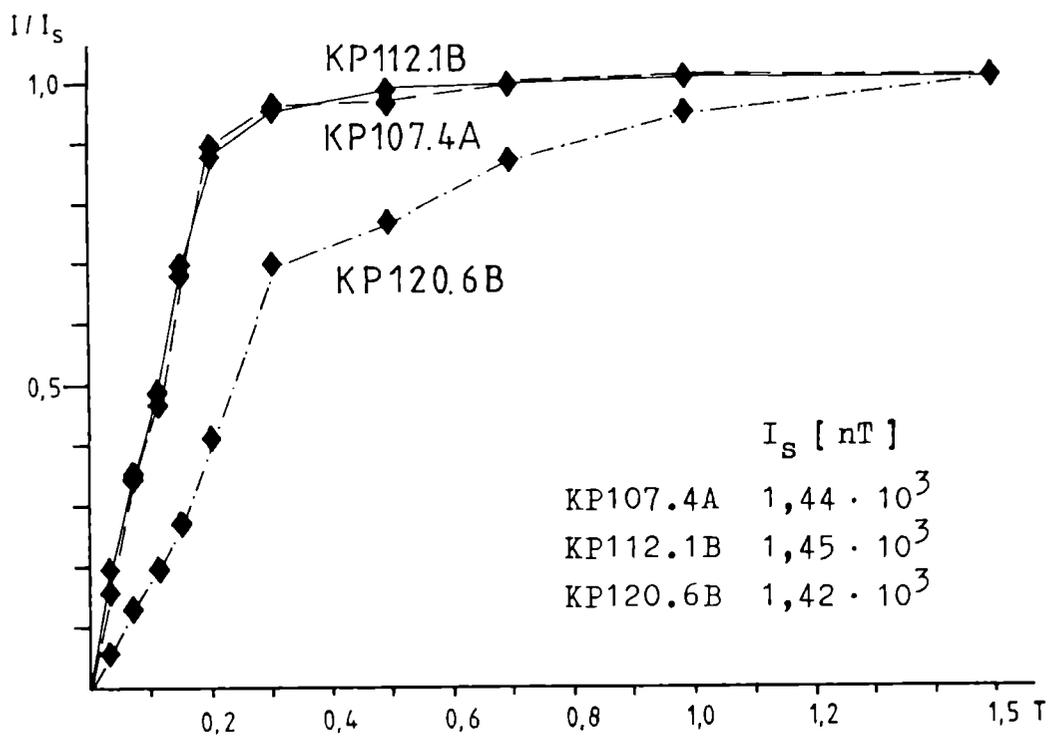


Abb. 3.(2): KP magnetische Sättigung von Proben im NRM-Zustand (oben) und thermischen Pilots (unten) aus denselben Aufschlüssen.

Probe	INT (nT) I/I ₀				
0 NRM	26,60	5,86	2,26	28,77	----
1 nach 300 °C	25,58	5,489	1,185	28,26	1,00
2 nach 8 d E.	26,52	6,914	0,936	27,05	0,96
3 nach 8 d N.	25,92	5,822	1,126	28,11	0,99
4 nach 16 d N.	25,88	5,726	1,146	28,16	1,00
5 nach 24 d N.	25,94	5,740	1,155	28,32	1,00
6 nach 50 d N.	26,62	5,842	1,186	29,04	1,03
7 Extr. 10 ⁹ y	42,08	8,25	2,00	47,12	1,67
8 Regr. N = 3	r = 0,9595	r = 0,9694	r = 0,9899	r = 0,9825	=====

Tab. 3.(1): KP Stabilitätstest. I₀ = INT nach 300°C, d E. = Tage im Erdfeld, d N. = Tage im Nullfeld; 7 = Extrapol. für 10⁹ Jahre, 8 = Regr.Gerade durch 4, 5 und 6 ergibt 7

3.1.3. Kainacher Gosau

Magnetische Reinigung

Mit Ausnahme einiger roter Sandsteine wurden sämtliche Gesteine (dunkle Kalkmergel, graue Sandsteine, gelbliche Zementmergel) der Wechselfeld-Abmagnetisierung unterzogen.

In der Abb. 3.(3) kann aus der Kurve für die Mergelprobe die Koerzitivkraft für Magnetit (ca. 0,1 T) abgelesen werden. Die rasche Abnahme der Intensität der Sandsteinproben liefert den Hinweis auf einen größeren VRM-Anteil, welcher bereits bei einer Wechselfeldstärke von 20 - 30 mT entfernt wird, ein anschließender Anstieg der Intensität spricht für die Abmagnetisierung einer antiparallelen Komponente.

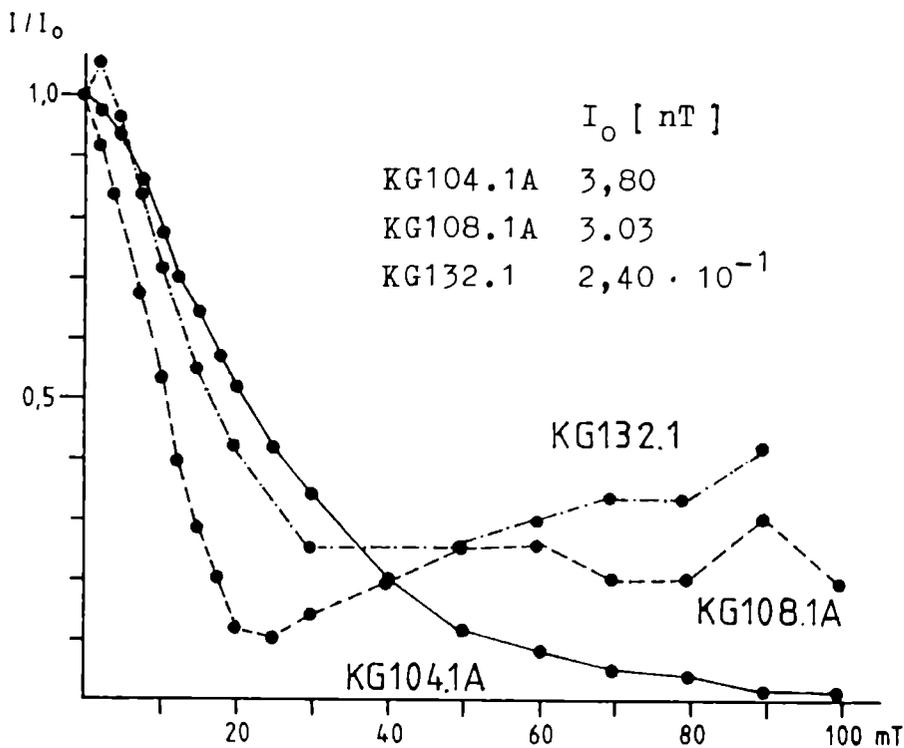


Abb. 3.(3): KG Wechselfeld-Pilots. KG104.1A = Mergel, übrige Proben = Sandstein.

Die Abb. 3.(4) zeigt das Verhalten von Pilotproben roter Sandsteine, welche nach erfolgloser Wechselfeldbehandlung thermisch abmagnetisiert wurden.

Ein Plateau bzw. eine Verflachung der Kurve im Intervall 530 - 560° einerseits und der durch Extrapolation ermittelte Curiepunkt bei 675° andererseits ergeben Magnetit und Hämatit als Trägerminerale. Diese Proben werden (im Gegensatz zu den permischen Sandsteinen!) bereits ab 530° instabil, was im ZIJDERVELD-Diagramm (s. Kap. 3.2.) deutlich zum Ausdruck kommt.

Auch steigt die bis 530° konstant gebliebene Suszeptibilität plötzlich stark an bis auf das Zehnfache bei 610°. Dies läßt sich mit der Neubildung von Magnetit aus Hämatit (TARLING 1983) erklären und steht auch im Einklang mit dem magnetischen Sättigungsverhalten der getemperten Probe (vgl. Abb. 3.(5)).

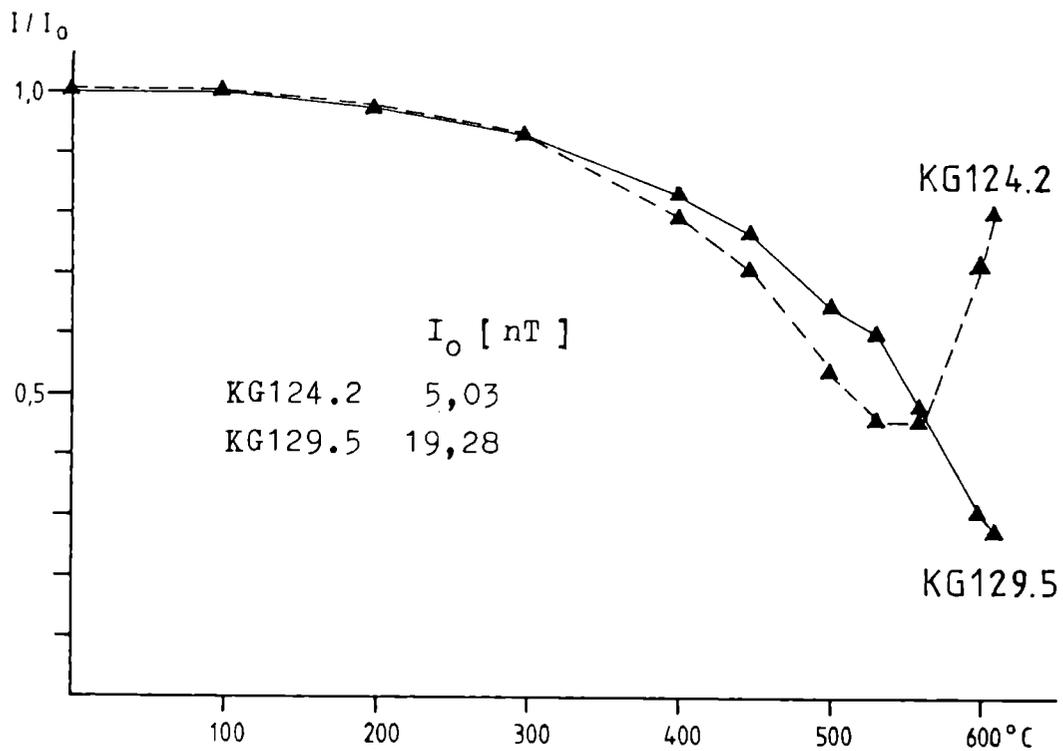


Abb. 3.(4): KG thermische Pilots. Roter Sandstein, vorher mit 90 mT Wechselfeld-behandelt.

Magnetische Sättigung

Mit Ausnahme der Probe 129.5 zeigt die Abb. 3.(5) das Sättigungsverhalten von Wechselfeld-behandelten Proben.

Für KG108.1A (Sandstein) ergibt sich eine extreme, für KG102.2A (Mergel) eine normale Magnetitkurve, während bei KG109.5A (Sandstein) nach Erreichen von 90 % der Sättigungsmagnetisierung bei 0,2T die Intensität bis zur Feldstärke von 0,5 T noch weiter zunimmt. Das bedeutet die Existenz von Magnetit und Hämatit.

Eine ähnliche Mischkurve charakterisiert die Probe 132.1 (Sandstein). Besonders interessant ist die Kurve der Zementmergelprobe KG135.2: abgesehen vom steilen Anstieg bis 70 mT, wo ca. 30 % der IRM aufgenommen werden, spricht der Gesamtverlauf der Kurve und das Nicht-Erreichen der Sättigung bei 1,5 T für Hämatit. Dieses Mineral ist jedoch offensichtlich in Korngrößen mit sehr geringer Koerzitivkraft vorhanden, da für sämtliche Zementmergel-Proben bei Wechselfeldabmagnetisierung mit max. 30 mT die Intensität unter 0,5 nT absinkt.

3.2. Vektoranalyse und FISHER-Statistik

3.2.1. Methodik

Während aus den Kurven der Abmagnetisierung nur das Verhalten der Intensität abgelesen werden kann, bietet das modifizierte ZIJDERVELD-Diagramm (vgl. TARLING 1983) die Möglichkeit, jeweils zwei Bestimmungsstücke des Remanenzvektors (DEC + INT bzw. INC + INT) gleichzeitig zu verfolgen.

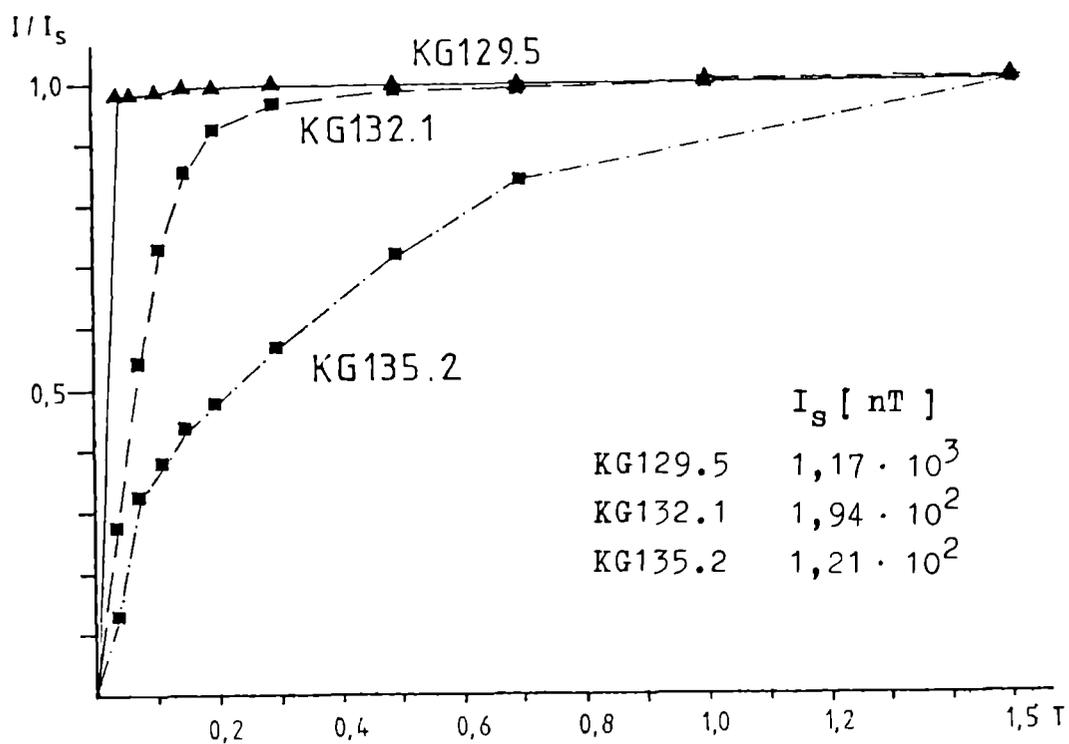
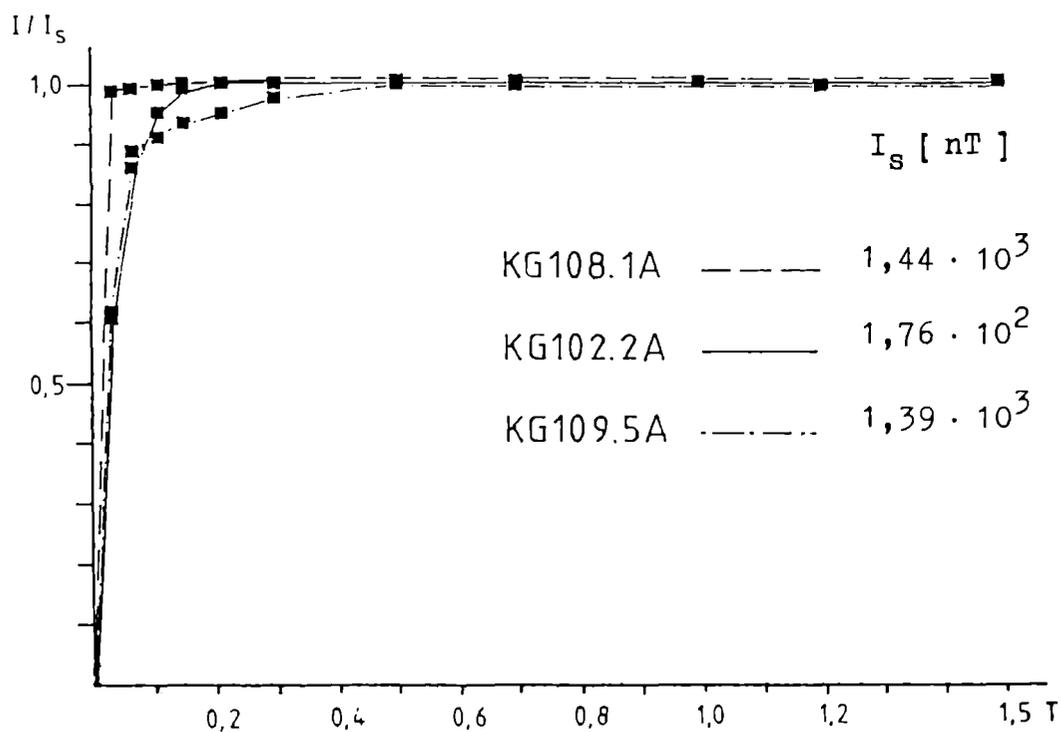


Abb. 3.(5): KG magnetische Sättigung. Wechselfeld - behandelte Proben = KG102.2A (Mergel); KG108.1A, KG109.5A, KG132.1 (Sandsteine); KG135.2 (Zementmergel). - Therm. Pilot = rote Sandsteinprobe KG129.5.

Sind alle sekundären Komponenten eliminiert, entspricht die Abnahme der Intensität einer Abmagnetisierung der Primärkomponente. In diesem Fall ändert sich die Richtung nicht mehr und die Kurven für DEC und INC bilden Ursprungsgerade. Ihr Ausgangspunkt markiert die minimale Wechselfeldstärke bzw. Temperatur, bei der alle restlichen Proben gereinigt werden müssen, um die CARM zu erhalten.

Manchmal erhält man jedoch während der gesamten Abmagnetisierung keine Ursprungsgerade. In diesem Fall kann man die Primärrichtung unter gewissen Voraussetzungen nach einer anderen Methode ermitteln. Es werden die bei den einzelnen Inkrementen der Abmagnetisierung gemessenen Remanenzrichtungen als Einheitsvektoren ins SCHMIDT'sche Netz eingetragen. Zeigen die Punkte Großkreisverteilung, handelt es sich um ein Zweikomponentensystem. Theoretisch schneiden sich die Abmagnetisierungs-Großkreise mehrerer Proben in einem Punkt, der der Primärrichtung entspricht (TARLING 1983).

In der Praxis erhält man bei Verwendung von drei Proben ein Fehlerdreieck, bei mehreren Großkreisen eine Vielzahl von Schnittpunkten. Zur Bestimmung einer "mittleren" Primärrichtung bedarf es daher einer mathematischen Methode.

Da die Punkte einer Probe (aus verschiedenen Gründen) nicht exakt auf einem Großkreis liegen, errechnet man zunächst nach der Methode der kleinsten Quadrate (RAMSAY 1987) den statistisch angenäherten Abmagnetisierungs-Großkreis für jede der zu verwendenden Proben.

Statt der Großkreise selbst werden im nächsten Schritt deren Polpunkte ins SCHMIDT'sche Netz eingetragen; auch sie sollen Großkreis-Verteilung zeigen. Dieser Großkreis (durch die Polpunkte) wird ebenso nach der o.a. Methode ermittelt und der zugehörige Polpunkt bestimmt, der sich deckt mit der Primärrichtung (vgl. BAILEY & HALLS 1984).

Das Verfahren entspricht geometrisch der π -Kreis - Konstruktion zur Bestimmung der B-Achse einer zylindrischen Falte (vgl. QUADE 1984) und wird in weiterer Folge daher π -Kreis Methode genannt.

Die statistische Analyse von Remanenzrichtungen erfolgt nach der sogenannten FISHER-Statistik (FISHER 1953). Eine Beschreibung der Algorithmen sowie eine ausführliche Diskussion der zu errechnenden Parameter findet sich bei TARLING 1983. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt tabellarisch und in Form von Punktdiagrammen.

Bei letzteren handelt es sich (wenn nicht anders angegeben) um flächentreue Aquatorialprojektionen der Lagekugel. Dabei werden für Remanenzvektoren in der unteren Hälfte der Lagekugel (d.h. bei positiver INC) geschlossene Symbole, in der oberen Hälfte (d.h. bei negativer INC) offene Symbole verwendet.

Zu den Aufschlußmittelwerten (site mean) sei angemerkt, daß jedem die Daten von 6 Proben zugrundeliegen und nur solche Aufschlüsse in die Endauswertung aufgenommen wurden, die das Kriterium $\alpha_{95} \leq 20$ erfüllen.

Bei F-CORR Daten handelt es sich um die in situ - Remanenzrichtungen, bei B-CORR Daten wurden die Schichtflächen um die Achse des Streichens horizontalisiert und die Remanenzvektoren entsprechend mitrotiert.

Durch Subtraktion der CARM von der NRM erhält man den sogenannten Differenzvektor, d.h. die Richtung und Intensität der abmagnetisierten Komponente. Diese Berechnung ist allerdings nur dann exakt, wenn die eingesetzte Intensität der CARM 100 % der Primärkomponente entspricht; hat diese während der magnetischen Reinigung ebenfalls abgenommen, ist die CARM zwar als Einheitsvektor brauchbar für die FISHER-Statistik, aber ungeeignet für eine Differenzvektor-Berechnung.

Andererseits müßte bei fortlaufender Differenzvektor-Bestimmung dessen Richtung für die gesamte Abmagnetisierungsprozedur gleichbleiben und die Intensität kontinuierlich bis auf null abnehmen.

3.2.2. Perm von St. Paul i. L.

Modifizierte ZIJDERVELD-Diagramme

Die Abb. 3.(6) und 3.(7) zeigen das Verhalten von zwei thermisch abmagnetisierten Siltstein-Proben; aus dem Kurvenverlauf ergibt sich eine Mindesttemperatur von 590° für die Ursprungsgerade. In Übereinstimmung damit zeigen nach thermischer Reinigung aller Proben die Aufschlußmittelwerte ihre geringste Streuung bei 590 oder 620°.

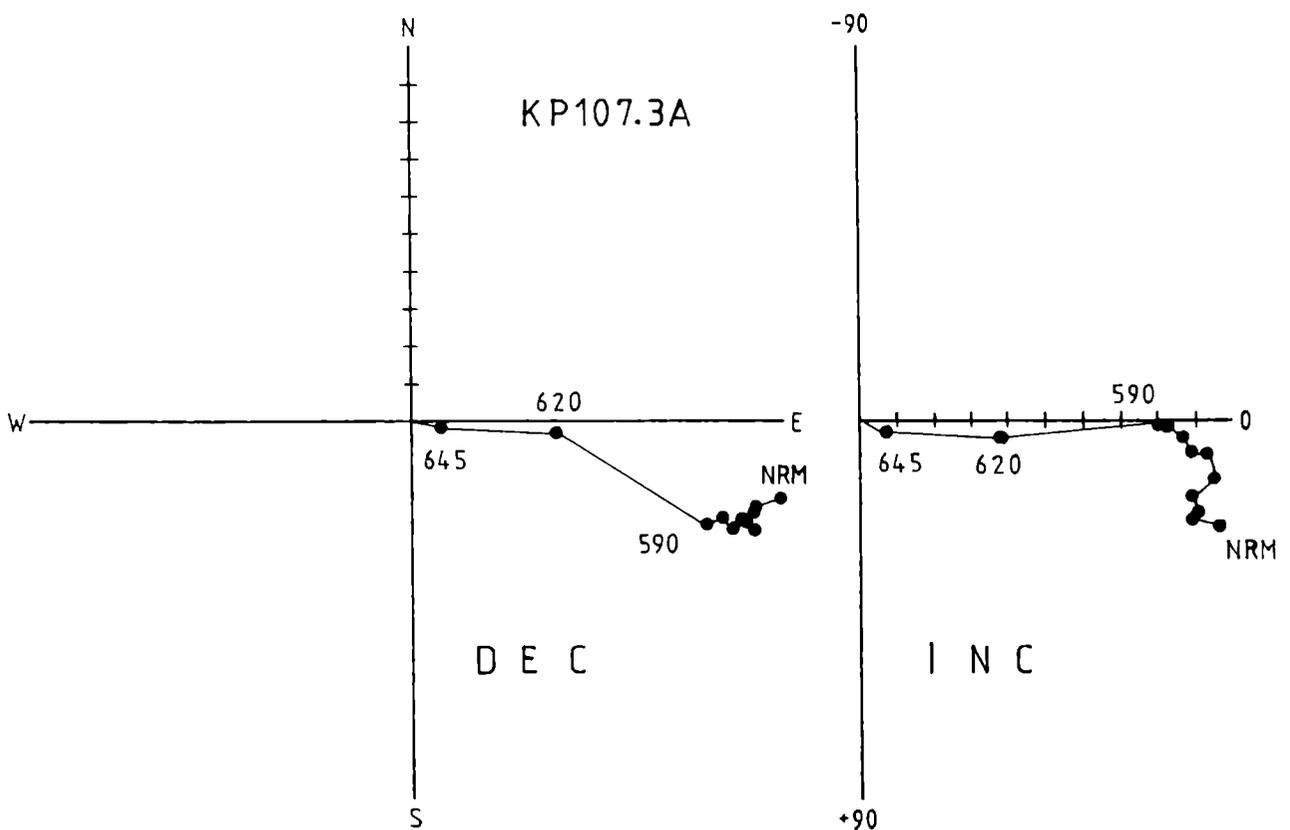


Abb. 3.(6): KP thermische Abmagnetisierung (Siltstein)

modifiziertes ZIJDERVELD-Diagramm, B-CORR
 Inkremente in °C, normierte Intensität = I/I_{NRM}

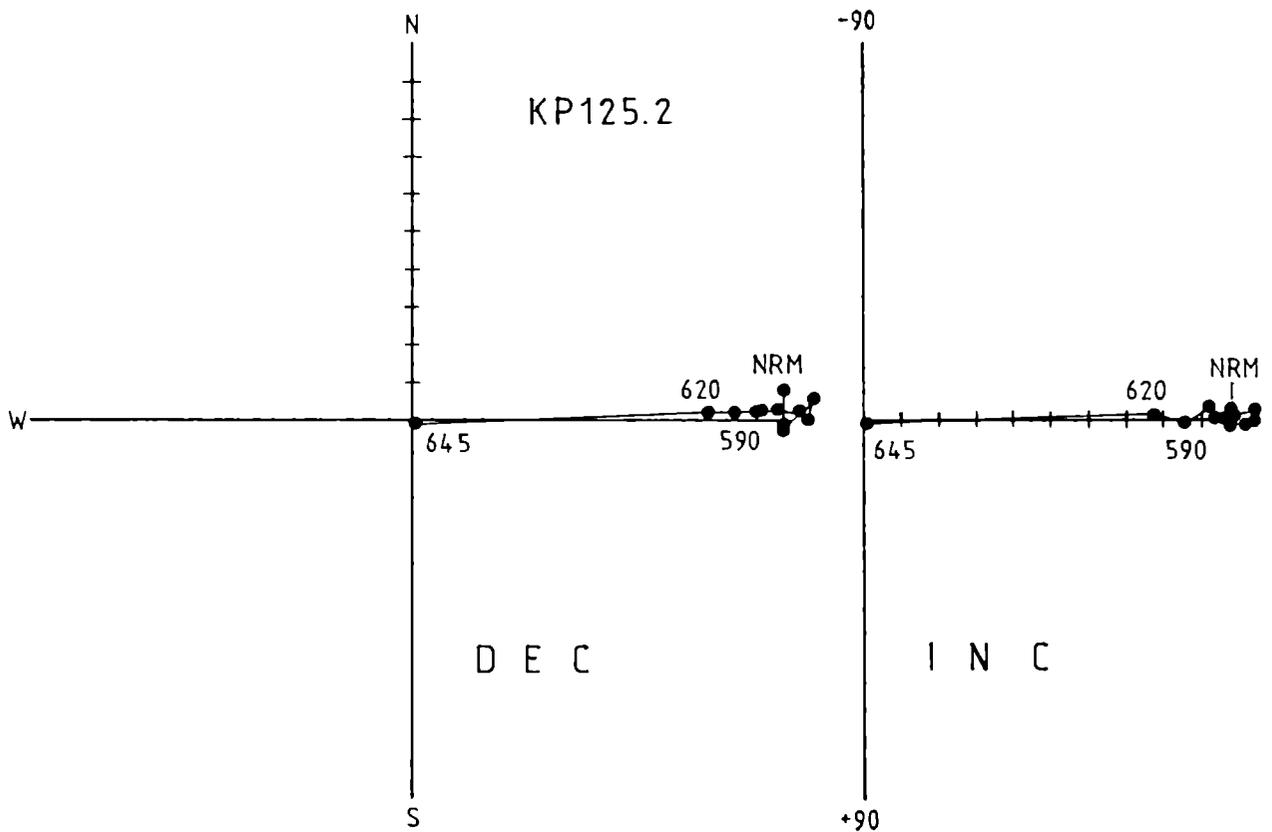


Abb. 3.(7): KP thermische Abmagnetisierung (Siltstein)

modifiziertes ZIJDERVELD-Diagramm, B-CORR
 Inkremente in °C, normierte Intensität = I/I_{NRM}

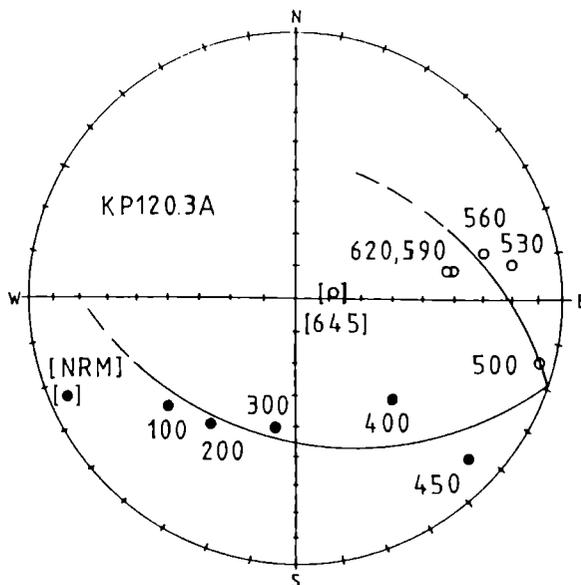


Abb. 3.(8): KP thermische Abmagnetisierung
 Sandsteinprobe mit Großkreisverhalten, B-CORR.
 Erläuterung siehe Text.

π -Kreis Methode

Die Abb. 3.(8) zeigt eine Probe mit Großkreisverhalten. Die NRM (welche vermutlich eine Laborkomponente enthält) sowie die Richtung nach 645° (Aufnahme einer zusätzlichen Komponente wegen nicht idealer Nullfeld-Bedingungen) liegen außerhalb des Großkreises und wurden in die Berechnung nicht miteinbezogen.

Wie aus Abb. 3.(8) hervorgeht, liegt der Wert für die Deklination spätestens ab 530° im I. Quadranten. Dem wird besondere Bedeutung zugemessen wegen der Bildung zweier Gruppen von Aufschlußmittelwerten (mit $DEC < 90$ und $DEC > 90$) - vgl. Diskussion im Kap. 3.3.2.

Unter Verwendung von 7 (3) Pilotproben wurde die Primärrichtung für die Gruppe KP I (KP II) bestimmt.

Im ersten Fall herrscht gute Übereinstimmung der mittels π -Kreis Methode bestimmten Primärrichtung mit dem CARM-Gesamtmittelwert aller Aufschlüsse (Abb. 3.(9)).

Wesentlich ungenauer ist das Ergebnis für die Gruppe KP II (Abb. 3.(10)). Die Ursache liegt in der geringen Anzahl von Punkten (welche überdies eng beieinander liegen, also ungünstig angeordnet sind).

Aufschlußmittelwerte

Die Abb. 3.(11) und 3.(12) zeigen die site mean - Diagramme für NRM und CARM, aus deren Vergleich die Abnahme der Streuung sowie die Bildung zweier Gruppen bei der thermischen Abmagnetisierung hervorgeht.

Die z. T. drastische Verringerung der Streuung innerhalb der einzelnen Aufschlüsse ist den Tab. 3.(2), 3.(3) und 3.(4) zu entnehmen.

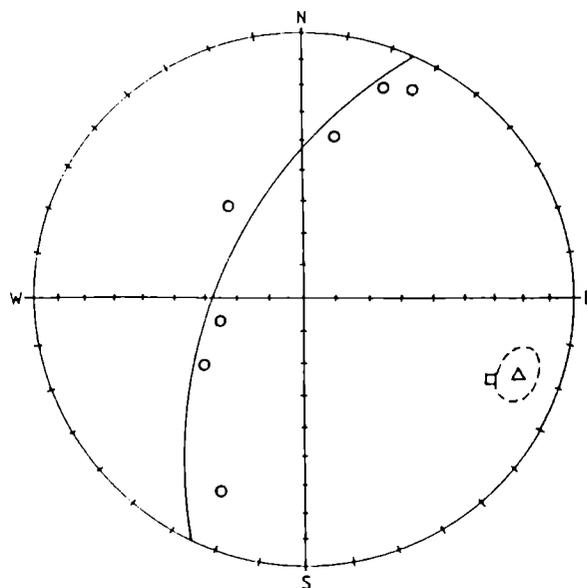
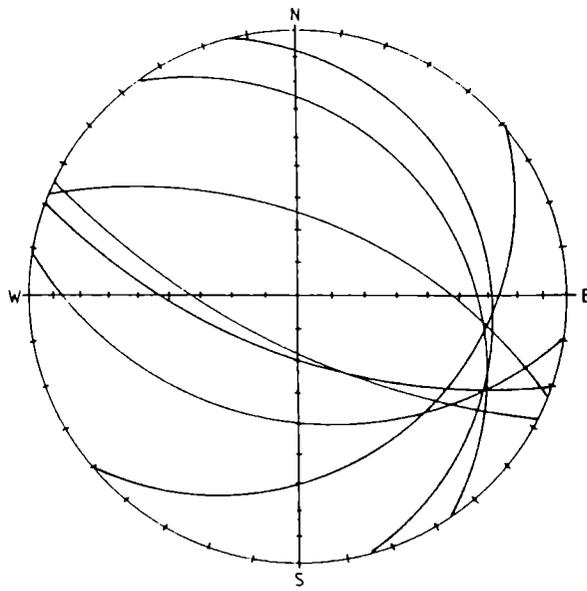


Abb. 3.(9): Gruppe KP I - π -Kreis Methode, B-CORR

oben: Abmagnetisierungs-Großkreise von 7 Pilots
unten: π -Kreis - Polpunkt (Quadrat) als Primär-
 richtung, liegt knapp außerhalb des circle of
 confidence des CARM-Gesamtmittelwertes (Dreieck).

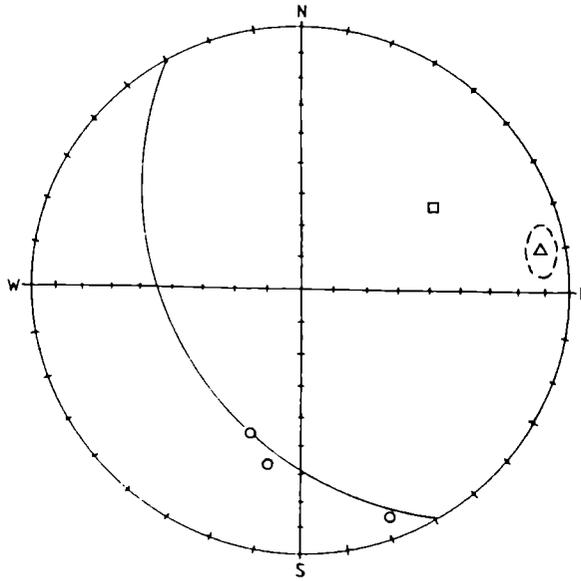
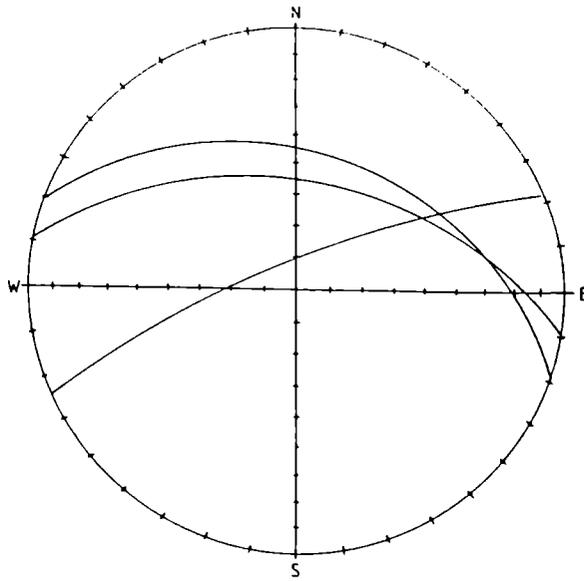


Abb. 3.(10): Gruppe KP II - π -Kreis Methode, B-CDRR

oben: Abmagnetisierungs-Großkreise von 3 Pilots
unten: "Primärriichtung" (Quadrat) und Gesamtmittelwert (Dreieck) liegen im I. Quadranten, Erläuterung siehe Text.

NRM KP	F-CORR		B-CORR		α_{95}	Lithologie	ss*)
	DEC	\pm INC	DEC	\pm INC			
KP(I)							
105	99,0	-13,7	99,4	+8,4	12,1	Sandstein	296/23
106	109,6	- 6,4	108,8	+11,9	11,6	"	330/24
107	114,9	- 8,2	113,9	+13,4	10,9	Siltstein	339/30
108	102,5	-21,9	106,6	- 3,9	6,8	"	329/25
109	235,4	+23,2	241,6	+10,2	25,7	Sandstein	296/24
112	38,7	-62,0	85,6	-33,0	31,6	"	299/47
113	60,0	-27,2	69,3	+ 1,4	64,9	"	299/47
116	205,9	+54,0	233,2	+27,9	19,1	"	270/39
119	168,8	+48,6	226,1	+54,3	36,1	"	294/42
123	48,2	+25,3	35,7	+22,2	79,6	"	319/28
124	147,1	+10,2	149,4	+37,8	28,1	"	319/28
127	349,7	+44,0	335,3	+ 7,8	26,2	"	304/45
128	297,4	+54,2	300,3	+ 9,4	33,8	"	304/45
KP(II)							
117	242,3	+51,1	261,9	+17,0	48,2	Sandstein	292/43
118	71,4	+ 8,2	61,1	+32,9	47,4	Siltstein	294/36
120	205,1	+54,7	248,9	+36,6	47,5	Sandstein	295/43
121	113,9	+ 1,2	113,9	+39,1	37,7	Siltstein	294/38
122	194,0	+61,4	235,6	+51,5	41,7	"	286/28
126	82,7	+10,5	81,1	+ 7,3	9,6	"	9/11

Tab. 3.(2): KP Gruppe I / II. NRM-Daten (site mean, circle of confidence), Lithologie und Lagerung der beprobten Gesteine.

*) CLAR-Wert der s-Fläche, Gefügeschreibweise (vgl. QUADE 1984)

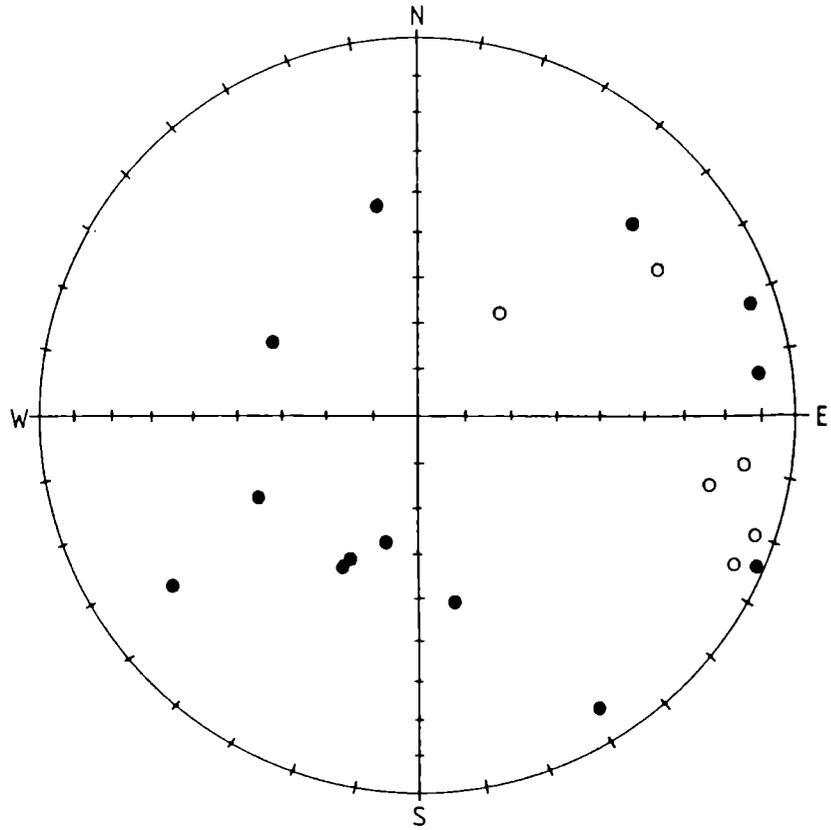
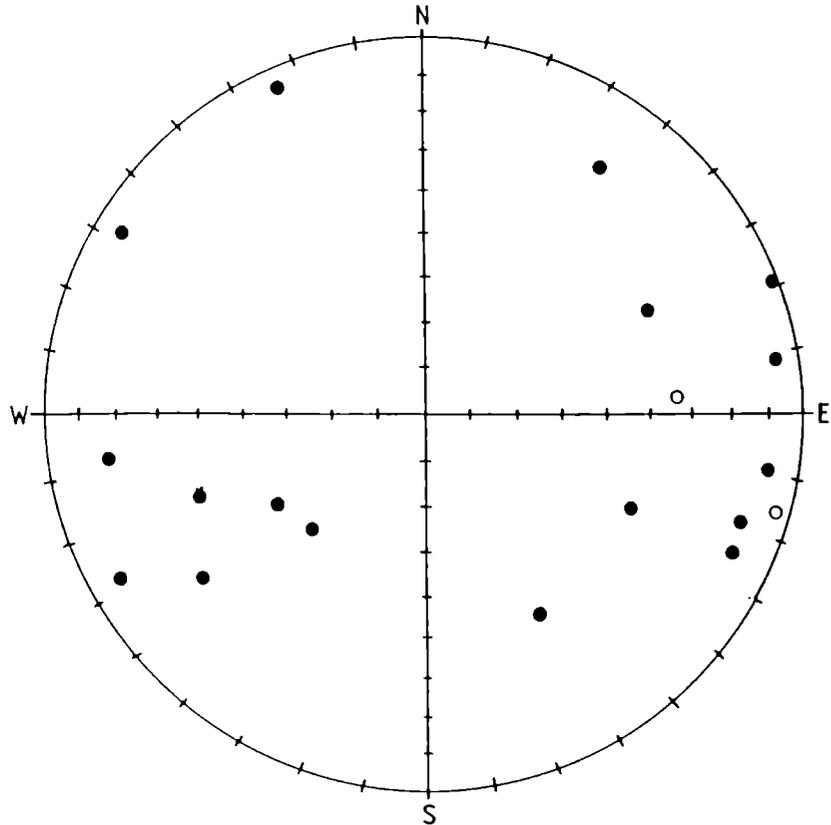


Abb. 3.(11): KP Aufschlußmittelwerte - NRM

oben: F-CORR
unten: B-CORR



CARM KP	F-CORR		B-CORR		K	κ_{95}	Abmagn.- Schritt	VGP*)	
	DEC	+INC	DEC	+INC				P _{LAT}	P _{LONG}
105	103,4	-25,3	104,3	-3,4	119,5	6,2	590 °C	+11,0	/ 275,6
106	104,5	-22,4	108,6	-4,9	93,8	7,0	"	+14,5	/ 272,8
107	113,9	-20,8	117,5	+1,3	78,4	7,6	"	+18,0	/ 263,7
108	100,1	-27,9	106,3	-10,3	218,8	4,5	"	+14,9	/ 276,5
109	107,0	-55,5	110,0	-31,6	30,1	12,4	"	+26,0	/ 282,6
112	90,1	-68,7	107,9	-23,7	98,3	6,8	"	+21,2	/ 280,5
113	97,3	-64,4	109,3	-18,8	151,6	5,5	"	+20,2	/ 277,4
116	146,3	-73,5	107,9	-40,6	20,5	15,1	620 °C	+28,7	/ 289,1
119	114,4	-62,6	114,2	-20,6	14,1	18,5	"	+24,2	/ 274,4
123	95,6	-26,7	100,8	-5,0	65,4	8,3	"	+9,2	/ 278,7
124	116,6	-35,0	118,8	-8,5	72,0	8,0	"	+22,6	/ 266,0
127	72,6	-68,9	105,0	-30,0	17,8	16,3	"	+21,9	/ 285,5
128	96,9	-71,7	114,6	-28,3	12,5	19,7	"	+27,7	/ 277,5

Tab. 3.(3): KP Gruppe I. CARM und VGP für jeden site mean.

*) VGP berechnet aus B-CORR Daten für S_{LAT} / S_{LONG} = +46,7 / 14,9.

CARM KP	F-CORR		B-CORR		K	α_{95}	Abmagn.- Schritt	VGP*)	
	DEC	+INC	DEC	+INC				P _{LAT}	P _{LONG}
117	64,4	-40,1	77,3	- 6,8	29,6	12,6	590 °C	- 6,1	/ 296,6
118	71,9	-33,1	79,7	- 4,4	80,7	7,5	"	- 5,4	/ 293,9
120	63,8	-53,3	85,4	-19,0	15,8	17,4	"	+ 4,0	/ 294,9
121	69,9	-43,4	82,8	-12,7	94,1	6,9	"	- 0,2	/ 294,5
122	63,6	-40,3	73,3	-17,8	22,0	14,6	620 °C	- 4,5	/ 303,3
126	83,5	- 1,5	82,0	- 4,7	255,6	4,2	"	- 3,8	/ 292,3

Tab. 3.(4): KP Gruppe II. CARM und VGP für jeden site mean.

*) VGP berechnet aus B-CORR Daten für S_{LAT} / S_{LONG} = +46,7 / 14,9.

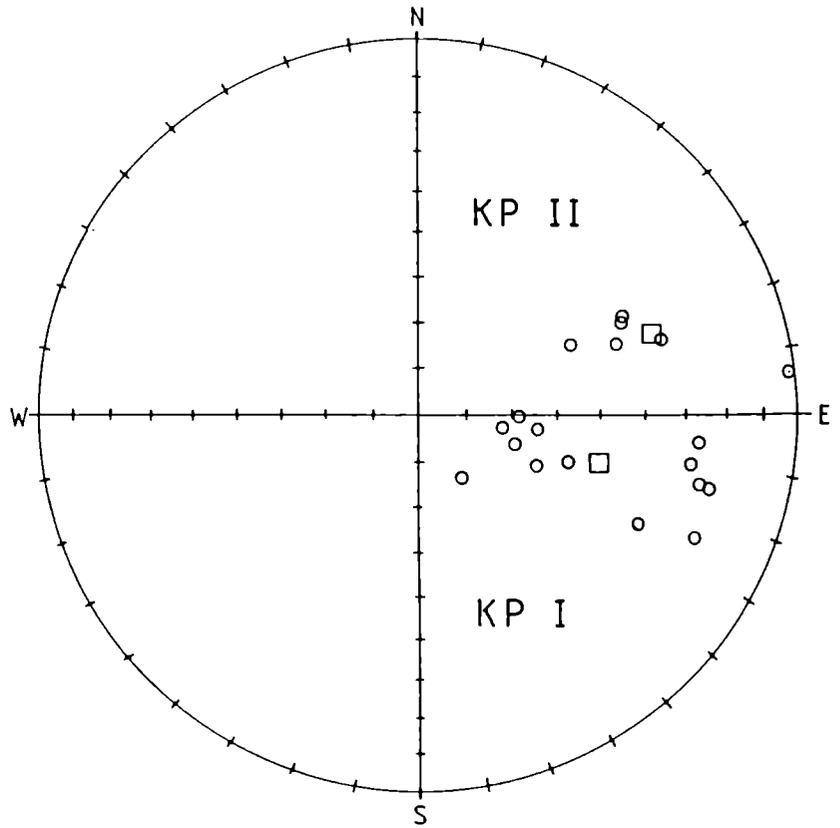
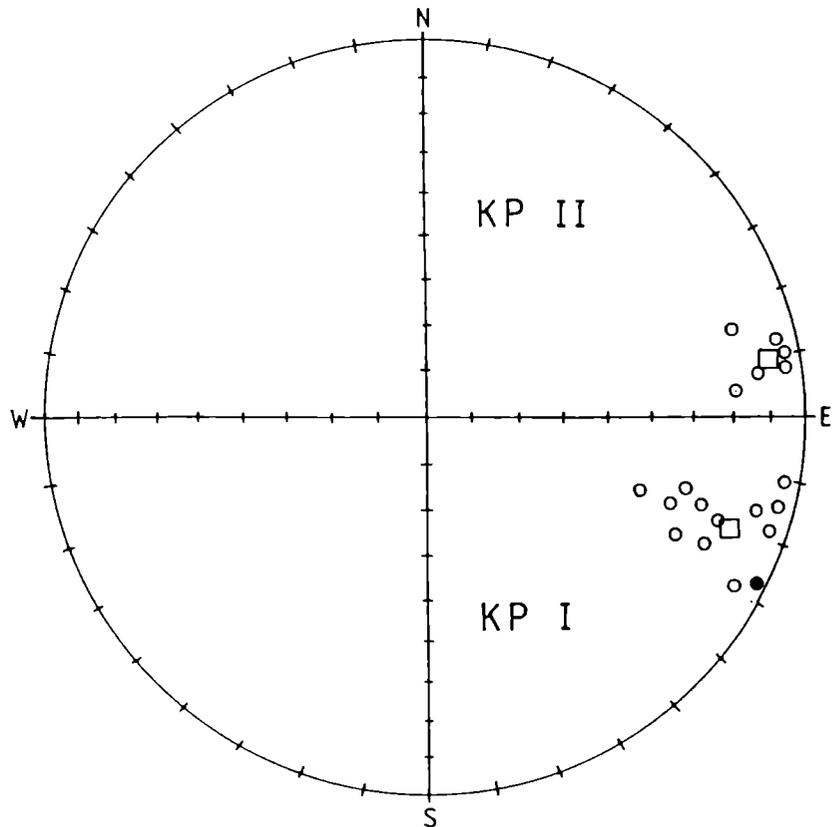


Abb. 3.(12): KP Aufschlußmittelwerte - CARM ($\alpha_{\varphi_3} \leq 20$)

Quadrate = Gesamtmittelwerte
oben: F-CORR
unten: B-CORR



Differenzvektor

Der rechnerische Vergleich zwischen NRM und CARM (bei $T = 590^\circ$) lieferte die Daten des Diagramms der Abb. 3.(13). Wegen der großen Streuung kann keine mittlere Überprägungsrichtung bestimmt werden. Die Aufnahme der Sekundärkomponenten erfolgte in einem positiven Feld, das nicht dem heutigen Erdfeld entspricht.

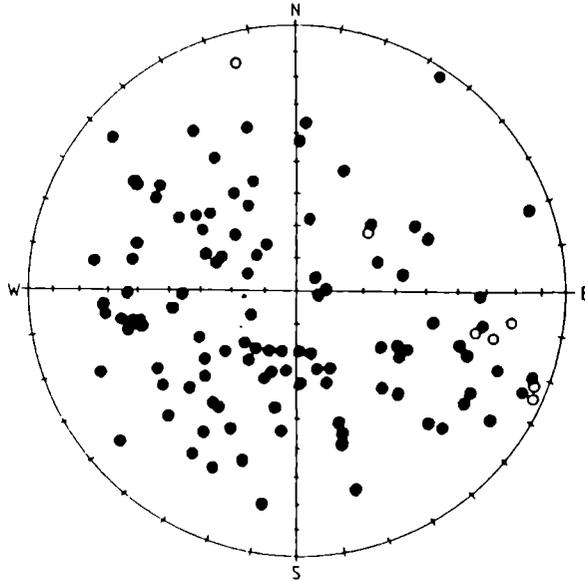


Abb. 3.(13): KP Differenzvektor - Diagramm aller Proben
(Gruppen KP I und KP II), F-CORR.
Erläuterung siehe Text.

Problematik der Gruppen KP I und KP II

Die Gruppierung der Aufschlußmittelwerte um zwei Punkte in verschiedenen Quadranten ergibt sich sowohl bei Verwendung der F-CORR - wie auch der B-CORR - Daten. Außerdem treten in ein und demselben Profil Richtungen beider Gruppen auf. Dies gilt sowohl für die Aufschlüsse am Lavanttaler Höhenweg als auch für jene W' des (verfallenen) Gehöftes Hieselbauer. Darüber hinaus findet man beide Richtungen auch in dislozierten Aufschlüssen mit unterschiedlicher Gesteinslagerung. Eine lokaltektonische Ursache der Gruppenbildung ist somit auszuschließen. Daß es sich tatsächlich um (statistisch signifikant) getrennte Gruppen handelt, wird im Kap. 3.3.2. nachgewiesen.

Insgesamt spricht die (in beiden Gruppen!) korngrößenabhängige Streuung innerhalb der einzelnen Aufschlüsse für eine vorwiegend von DRM getragene CARM.

Auch ist die Streuung der Inklination der Aufschlußmittelwerte hochsignifikant positiv korreliert mit dem jeweiligen $\alpha_{\phi 5}$ - vgl. Abb. 3.(15).

Zusammenfassend kann man festhalten, daß in beiden Gruppen erwartungsgemäß flache neben für das Perm zu steilen Inklinationen auftreten, ebenso reicht das $\alpha_{\phi 5}$ -Spektrum in beiden Gruppen von niedrigen bis zu knapp an der Toleranzgrenze liegenden Werten. Eine Gruppenbildung durch nicht vollständige Eliminierung einer sekundären Komponente in einzelnen

Aufschlüssen ist wegen thermischer Reinigung bei mindestens 590° auszuschließen (vgl. dazu Abb. 3.(8)). Mangels entsprechender Sedimentstrukturen kann eine sedimentäre Ursache weder belegt noch ausgeschlossen werden.

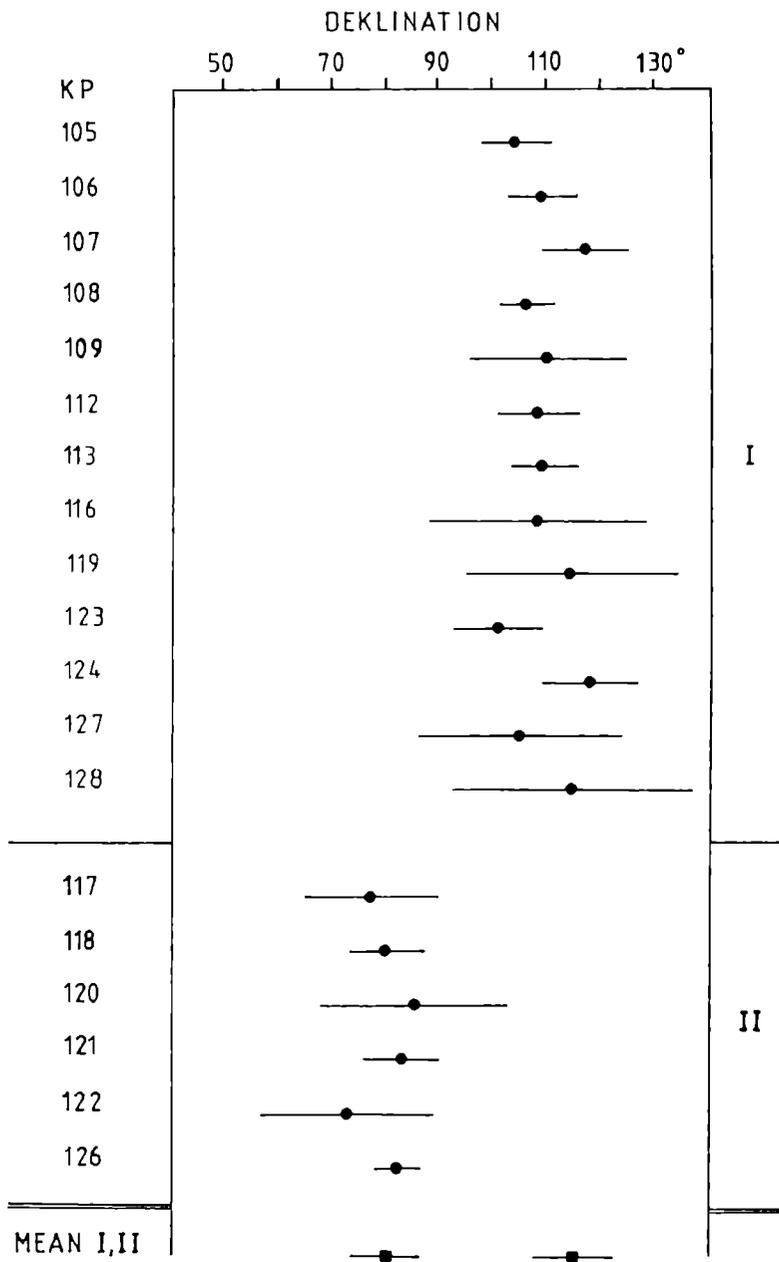


Abb. 3.(14): Variation der Deklination (B-CORR) in den Gruppen KP I und KP II.

Die Balkenlänge entspricht dem Deklinationsfehler des Aufschlußmittelwertes.

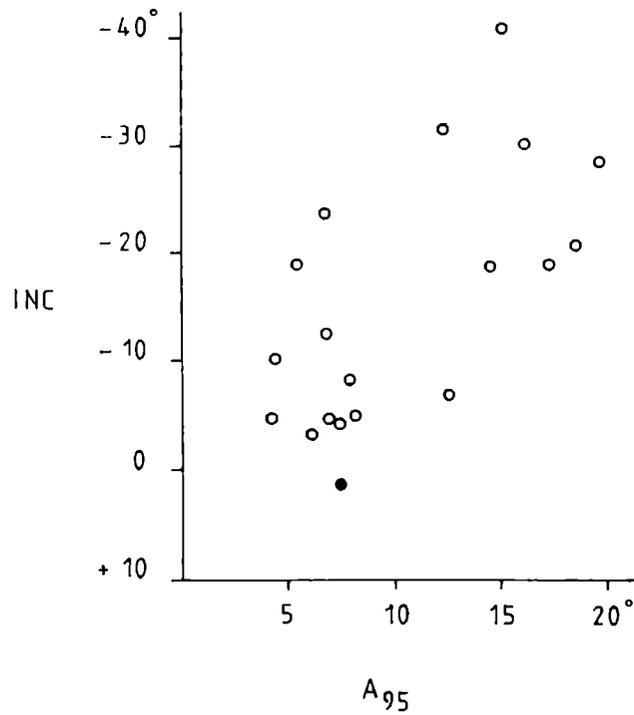


Abb. 3.(15): Zusammenhang zwischen der Streuung (α_{95}) und der Inklination (B-CORR) der Aufschlußmittelwerte der Gruppen KP I und KP II.

Regressionsgerade durch die 19 Punkte: $r = 0,6395$
(Prüfziffer für $r_{95\%} = 0,575$)

α_{95}	Sandstein	Siltstein
	N	N
> 20	4	-
10 - 20	7	1
0 - 10	6	5

Tab. 3.(5): Zusammenhang zwischen Korngröße und Streuung innerhalb der KP-Aufschlüsse (N = Anzahl der Aufschlüsse).

3.2.3. Kainacher Gosau

Modifizierte ZIJDERVELD-Diagramme

In Abb. 3.(16) ist die Wechselfeldabmagnetisierung einer Mergelprobe dargestellt. Es handelt sich um ein 3-Komponenten-System, dessen instabiler Anteil bereits bei 2,5 mT verschwindet, die Primärrichtung wird ab 40 mT erreicht.

Das Diagramm für einen roten Sandstein (Abb. 3.(17) zeigt eine zusammengesetzte Kurve aus (erfolgloser) Wechselfeldbehandlung & anschließender thermischer Abmagnetisierung. Nachdem bei 90 mT noch ca. 80% der Intensität vorhanden sind, ergibt sich eine thermische Ursprungsgerade bis 500°, ab 530° wird die Probe instabil (Anstieg der Suszeptibilität um eine Zehnerpotenz, Aufnahme einer "Ofenrichtung", wobei die Relaxationszeit dieser Zusatzkomponente innerhalb der Dauer des Meßvorganges liegt). Die optimalen Temperaturschritte sämtlicher roten Sandstein-Proben liegen bei 450 und 500°.

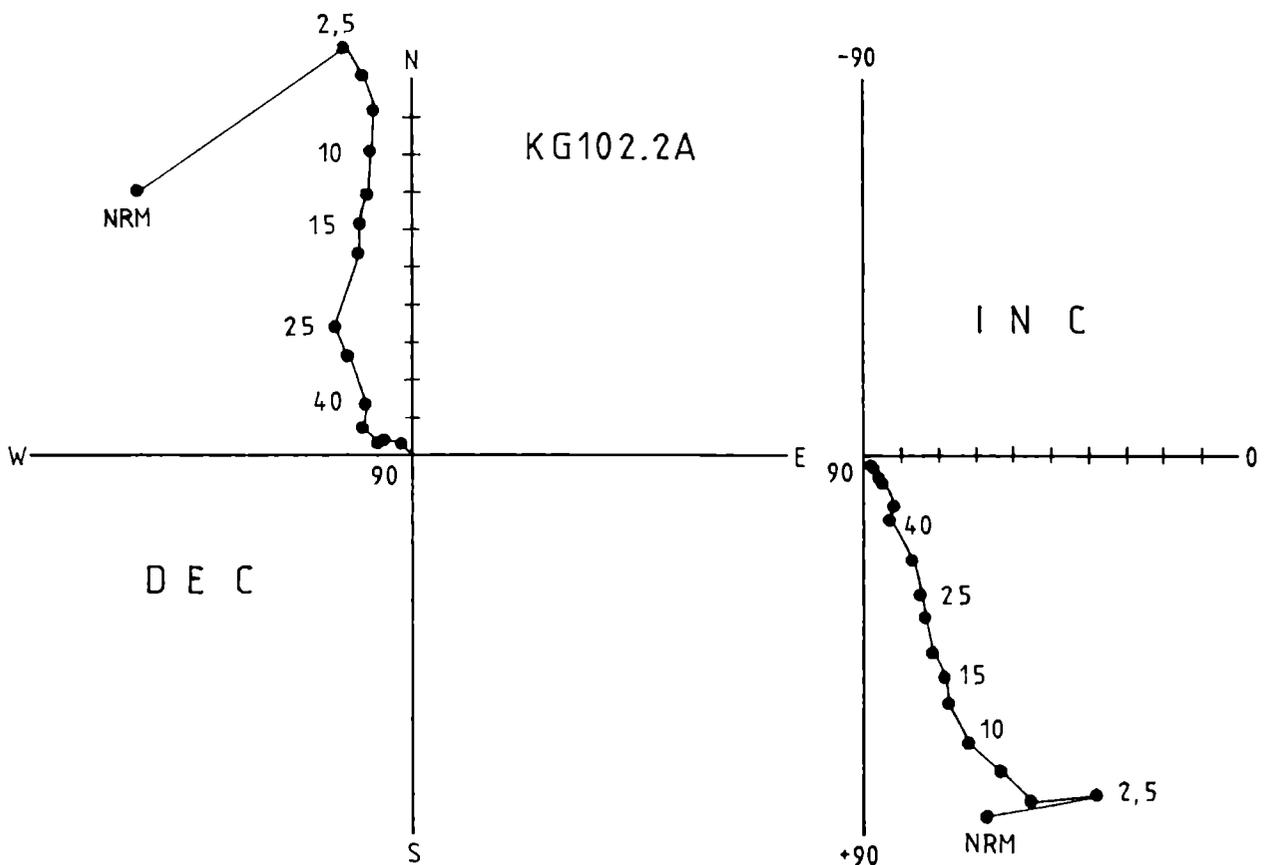


Abb. 3.(16): KG Wechselfeld-Abmagnetisierung (Mergel)
 modifiziertes ZIJDERVELD-Diagramm, F-CORR
 Inkremente in mT, normierte Intensität = I/I_{NRM}

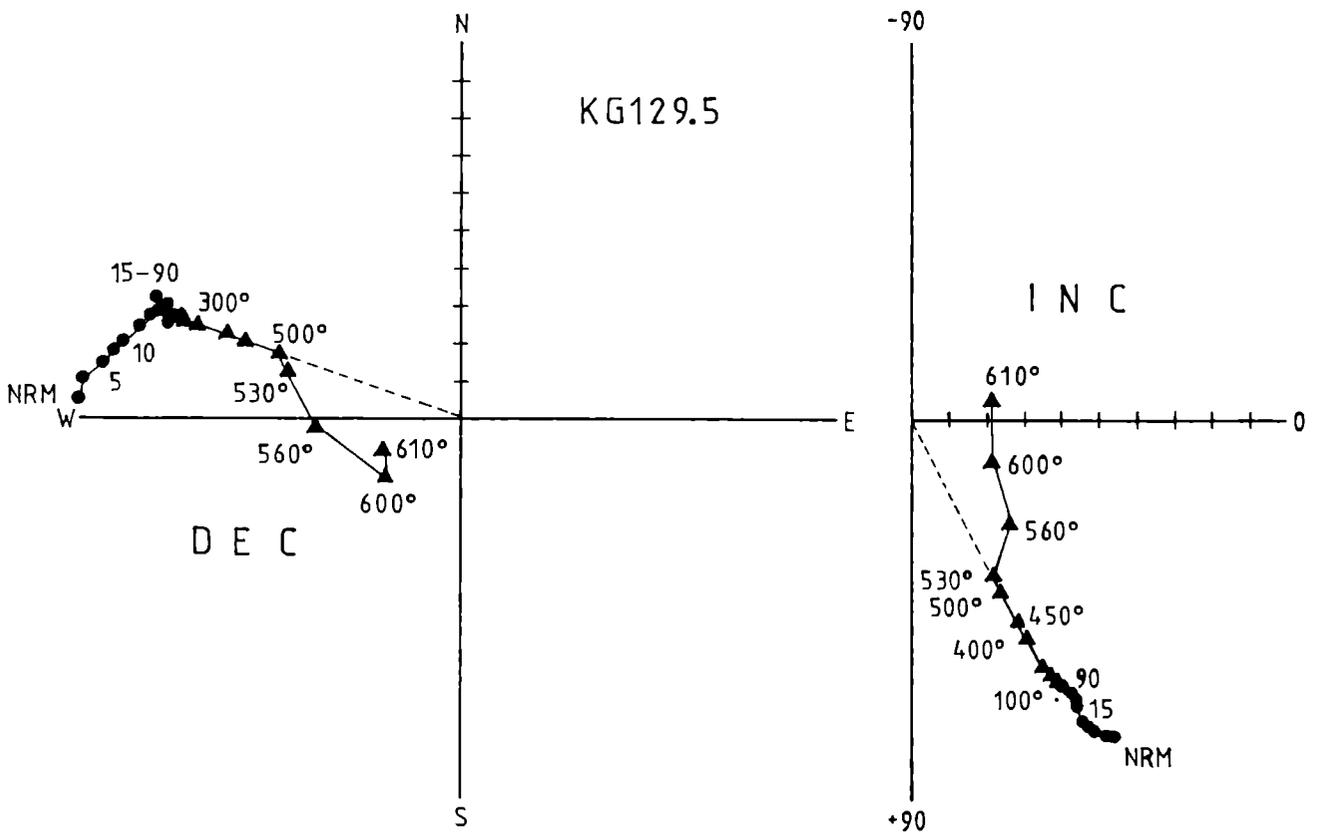


Abb. 3.(17): KG WF- & therm. Abmagnetisierung (roter Sandst.)
 modifiziertes ZIJDERVELD-Diagramm, F-CORR
 Inkremente in mT bzw. °C, norm. Int. = I/I_{NRM}

π -Kreis Methode

Die Abb. 3.(18) zeigt 3 Abmagnetisierungsgrößenkreise (extrapoliert für beide Hälften der Lagekugel), die sich nahezu in einem Punkt schneiden.

In zwei Fällen liegt das Verhalten von Einzelproben zugrunde, während der dritte Größenkreis mit den Aufschlußmittelwerten von KG108. aus den Inkrementen der magnetischen Reinigung berechnet wurde. Die Primärrichtung ist für den "positiven" π -Kreis (untere Lagekugelhälfte) dargestellt.

Das Auftreten von normaler und inverser Remanenz bei Proben eines Aufschlusses (KG108.) sowie von (für die Oberkreide) zu flachen und zu steilen Inklinationen einzelner Aufschlußmittelwerte deuten auf das Auftreten von Mischrichtungen aus normaler und inverser Magnetisierung (unvollständige Reinigung). Mit der π -Kreis Methode kann in solchen Fällen wohl die Primär-Richtung, nicht aber die Polarität der CARM bestimmt werden.

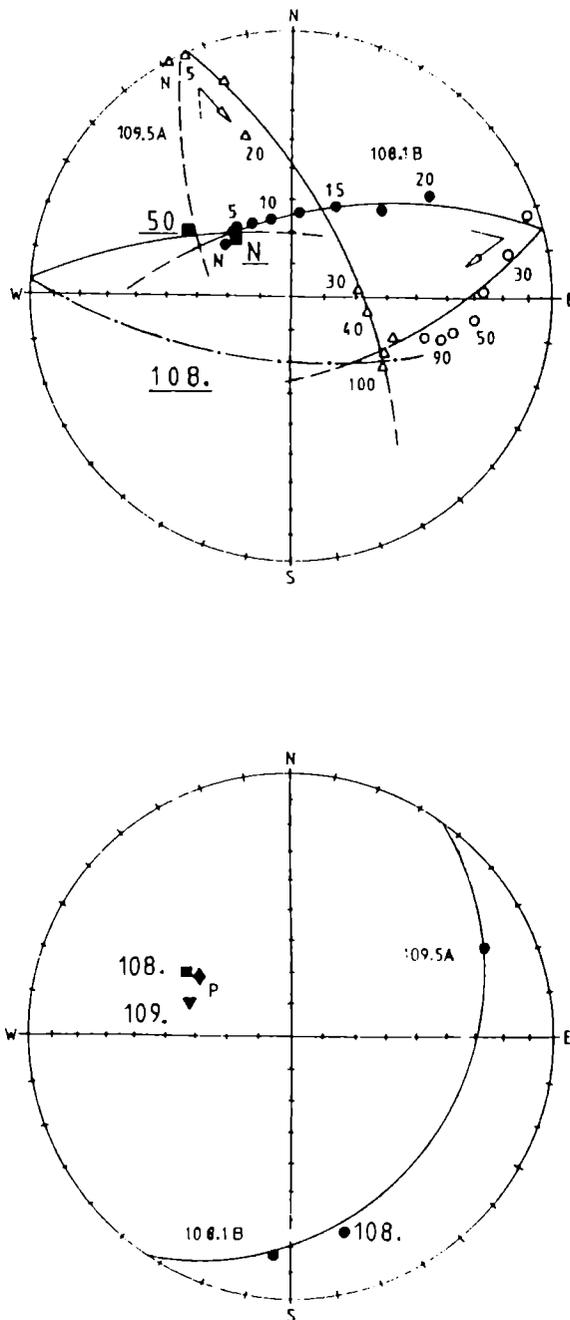


Abb. 3.(1B): KG π -Kreis Methode, F-CORR

oben: WF-Abmagnetisierungs - Großkreise extrapoliert für beide Hälften der Lagekugel;

unten: Positiver π - Kreis mit P = NORMALE Primärrichtung; zum Vergleich: Aufschlußmittelwerte von KG108. (NORMAL) und KG109. (INVERS, umgerechnet auf NORMAL).

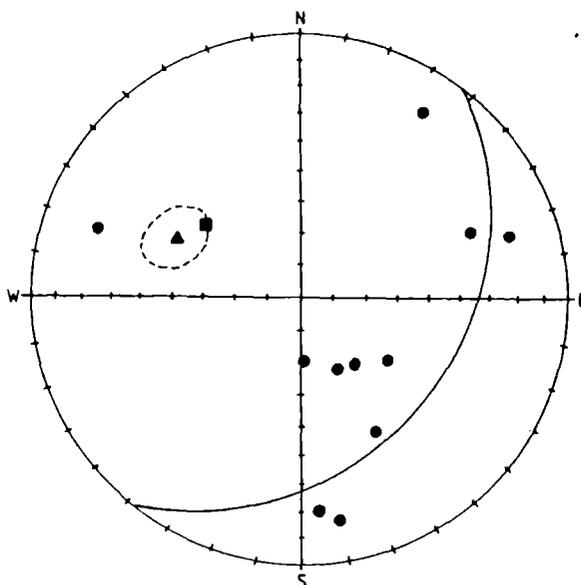
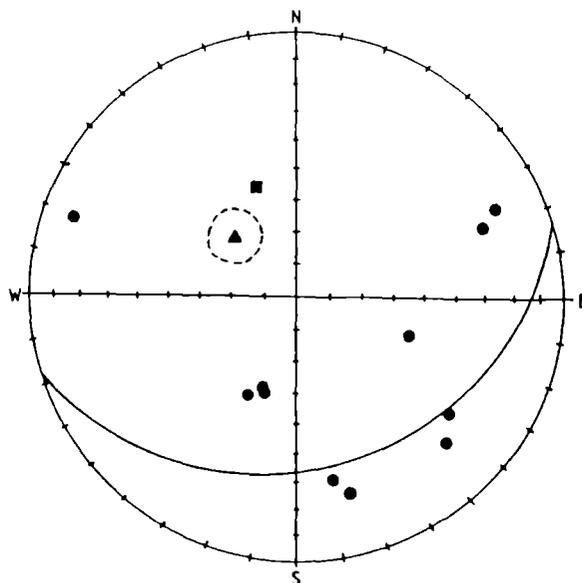


Abb. 3.(19): KG π -Kreis Methode - mit Pilotproben

oben: F-CORR

unten: B-CORR

Quadrat = Polpunkt zum π -Kreis

Dreieck = Gesamtmittelwert der Gruppe KG NORMAL

Erläuterungen siehe Text.

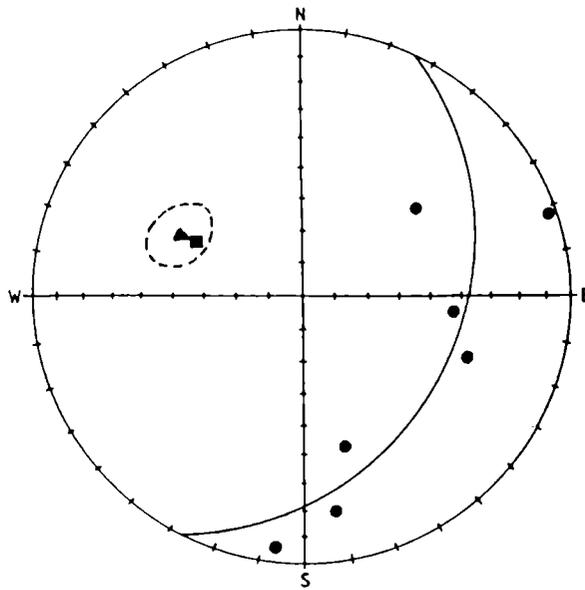
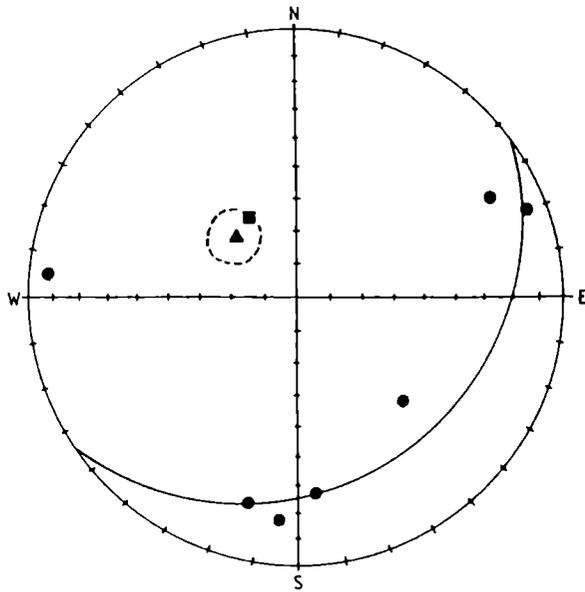


Abb. 3.(20): KG π -Kreis Methode - mit Aufschlußmittelwerten

oben: F-CORR

unten: B-CORR

Quadrat = Polpunkt zum π -Kreis

Dreieck = Gesamtmittelwert der Gruppe KG NORMAL

Erläuterungen siehe Text.

Die Abb. 3.(19) zeigt die Polpunkte-Verteilung der Abmagnetisierungs-großkreise von 11 Pilotproben. Die Punkte streuen sehr stark um den nach der Methode von RAMSAY 1967 berechneten bestmöglichen Großkreis. Ein wesentlich besseres Ergebnis erzielt man, wenn statt einzelner Proben die Aufschlußmittelwerte der Abmagnetisierungsschritte zugrundegelegt werden (Abb. 3.(20)). Da die Primärrichtung bei Verwendung von F-CORR - wie von B-CORR - Daten innerhalb des circle of confidence des Gesamtmittelwertes (der Gruppe KG NORMAL) liegt, bedarf es weiterer Methoden (Abschnitt 3.3.) zur Klärung des relativen Alters von Remanenz und Tektonik.

Mittelwerte

Die Verteilung der site mean - Richtungen für NRM und CARM ist den Abb. 3.(21) und 3.(22) zu entnehmen, die statistischen Parameter sind in Tab. 3.(6) - 3.(8) aufgelistet.

Der geringe Unterschied der Streuungsparameter vor und nach der tektonischen Korrektur erfordert für die Gruppe KG NORMAL Signifikanztests zur Klärung der Frage, welche Daten (F-CORR oder B-CORR) der primären Richtung entsprechen; wegen der großen Streuung (bei gleichzeitig geringer Anzahl der Aufschlüsse) ist eine Verwendung der Daten der Gruppe KG INVERS ausschließlich für Zwecke der Magnetostratigraphie (Kap. 4.2.) möglich.

Grundsätzlich stützt das Auftreten von normaler und inverser Magnetisierung in Gesteinen, die in sedimentärem Verband stehen, die Annahme, daß es nicht zu einer generellen Überprägung der fossilen Remanenzen gekommen ist. Die Verwendung der Aufschlußmittelwerte mit $\alpha_{95} \leq 20$ aus beiden Gruppen erscheint somit für eine weitere Interpretation zulässig.

Differenzvektoren

wurden für die Proben der Gruppen KG NORMAL und KG INVERS getrennt gerechnet, wobei als CARM die Richtungen bei 450° bzw. 15 - 60 mT Verwendung fanden.

Während die inversen Primärrichtungen meist von einer normalen Sekundärkomponente überlagert sind, trifft die umgekehrte Situation bei KG NORMAL nur in wenigen Fällen zu. Die extrem steilen und flachen Inklinationenwerte der Differenzvektoren sprechen für "Mischrichtungen", was durch die gleichzeitige Abmagnetisierung der sekundären und eines Teiles der Primärkomponente erklärt werden kann.

<div style="border: 1px solid black; border-radius: 50%; width: 20px; height: 20px; display: flex; align-items: center; justify-content: center;">NRM</div> KG	F-CORR		B-CORR		α_{95}	Lithologie	ss*)
	DEC	\pm INC	DEC	\pm INC			
KG-NORMAL							
101	10,6	+28,4	350,5	+47,0	11,5	Mergel	235/31
102	331,9	+52,4	287,3	+57,9	11,1	"	210/30
104	340,6	+65,6	301,5	+66,3	6,8	"	229/17
108	310,3	+64,2	283,6	+59,2	11,7	Sandstein	226/15
111	11,5	+61,5	34,6	+64,0	16,8	"	125/12
112	330,7	+44,0	336,3	+50,1	18,0	"	113/08
116	249,1	+59,5	267,7	+37,4	6,7	"	295/27
120	329,7	+78,6	306,1	+35,0	11,6	Roter Sandst.	299/45
121	169,7	+73,8	265,1	+45,4	24,4	Sandstein	286/50
122	320,8	+62,8	313,7	+38,4	4,6	Roter Sandst.	304/25
124	308,4	+54,1	296,6	+33,2	5,7	"	272/24
125	127,4	+80,2	261,8	+81,3	40,8	Sandstein	286/17
126	18,0	+54,2	356,3	+56,2	44,5	"	270/15
128	244,0	+78,0	261,8	+38,8	2,5	Roter Sandst.	268/40
129	244,7	+69,4	258,0	+40,6	19,0	"	269/30
KG-INVERS							
109	325,9	+23,5	319,1	+25,2	66,1	Sandstein	226/15
130	117,0	- 4,7	129,4	-32,1	7,1	"	70/44
131	172,2	-21,7	189,0	-22,0	10,3	"	91/40
132	137,1	- 9,6	145,0	-19,9	18,9	"	70/31
133	151,9	-34,0	207,9	-72,3	15,1	"	131/50
134	149,3	-14,6	144,3	-10,1	59,0	Zementmergel	248/23

Tab. 3.(6): KG Gruppe NORMAL/INVERS. NRM-Daten (site mean, circle of confidence), Lithologie und Lagerung der beprobten Gesteine.

*) CLAR-Wert der s-Fläche, Gefügeschreibweise (vgl. QUADE 1984)

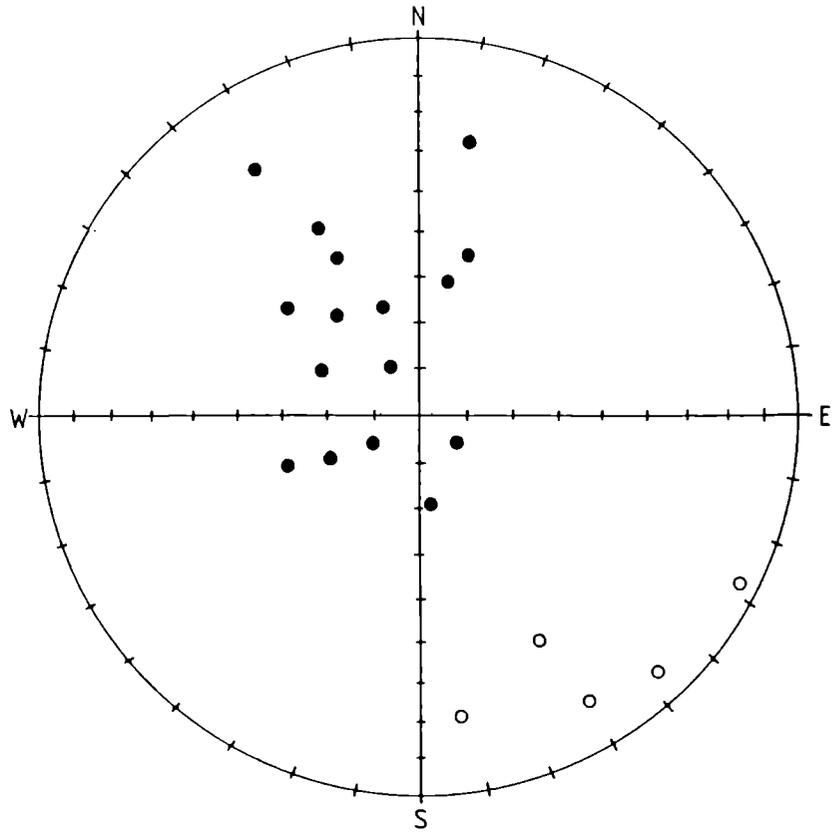
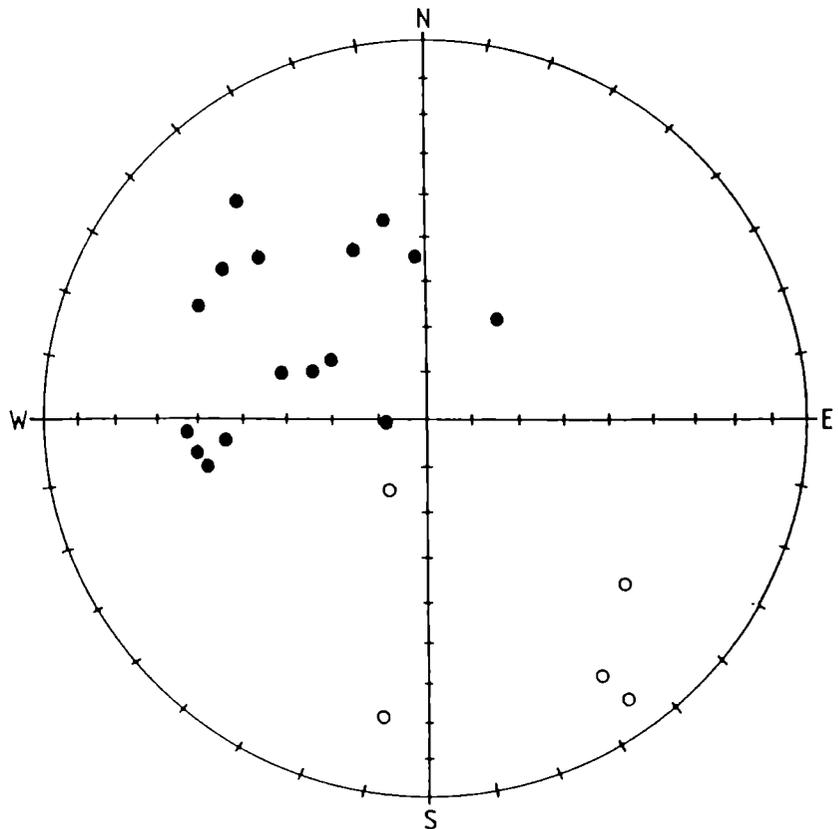


Abb. 3.(21): KG Aufschlußmittelwerte - NRM

oben: F-CORR
unten: B-CORR



KG	F-CORR		B-CORR		K	α ₉₅	Abmagn.- Schritt	VGP*)	
	DEC	±INC	DEC	±INC				S _{IAT}	S _{LONG}
101	333,6	+41,7	306,5	+38,9	97,7	6,8	80 mT	+58,7	/ 246,6
102	314,1	+56,7	270,4	+52,2	136,6	5,8	50 mT	+55,1	/ 285,7
104	326,5	+50,0	306,3	+49,2	301,3	3,9	80 mT	+59,6	/ 264,6
108	301,5	+52,0	285,0	+46,9	189,6	4,9	50 mT	+44,4	/ 289,5
111	293,6	+54,2	288,6	+65,9	20,8	15,0	15 mT	+39,9	/ 296,1
112	309,8	+71,1	321,1	+78,5	15,0	17,8	15 mT	+58,3	/ 319,4
116	270,7	+66,5	282,5	+40,7	27,9	12,8	15 mT	+34,0	/ 322,9
120	340,2	+73,0	312,1	+31,4	>999,9	2,1	450 °C	+73,6	/ 336,4
121	51,8	+74,4	304,9	+47,7	14,0	18,4	15 mT	+57,7	/ 61,0
122	318,3	+61,4	312,5	+36,9	209,2	4,6	450 °C	+60,4	/ 291,7
124	311,4	+50,9	299,7	+30,7	133,4	5,8	500 °C	+50,1	/ 280,1
125	315,0	+75,8	299,6	+59,9	65,3	8,3	15 mT	+60,6	/ 334,6
126	345,7	+58,0	326,0	+51,7	19,6	15,5	30 mT	+76,5	/ 251,1
128	251,2	+73,1	262,2	+33,6	845,7	2,3	450 °C	+30,9	/ 340,3
129	282,7	+62,9	276,4	+33,3	178,6	5,0	500 °C	+38,3	/ 312,5

Tab. 3.(7): KG Gruppe NORMAL. CARM und VGP für jeden site mean.

*) VGP berechnet aus F-CORR Daten für S_{IAT} / S_{LONG} = +47,2 / 15,2.

CARM KG	F-CORR		B-CORR		K	α_{95}	Abmagn.- Schritt
	DEC	+INC	DEC	+INC			
109	108,6	-58,0	92,0	-49,1	33,5	11,8	60 mT
130	124,0	-11,6	140,9	-33,0	500,5	3,0	30 mT
131	155,1	-50,7	207,9	-50,4	112,1	6,3	15 mT
132	121,2	-25,6	139,6	-41,4	12,5	19,7	15 mT
133	148,8	-31,8	196,9	-73,4	167,9	5,1	15 mT
134	114,9	-66,8	93,4	-47,8	19,8	17,5	30 mT

Tab. 3.(8): KG Gruppe INVERS. CARM - Aufschlußmittelwerte.

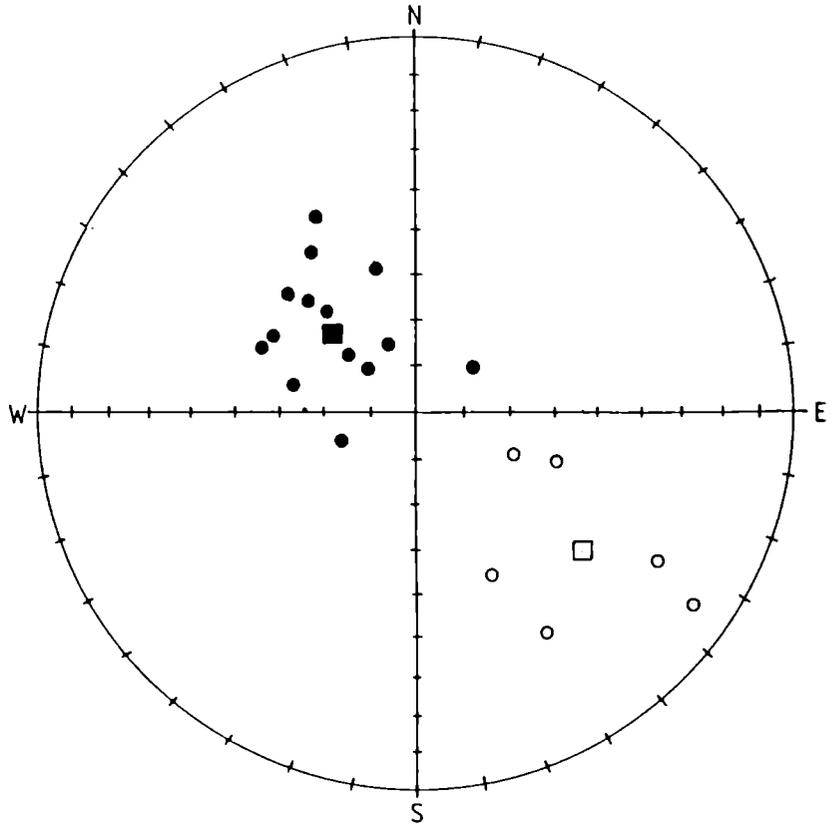
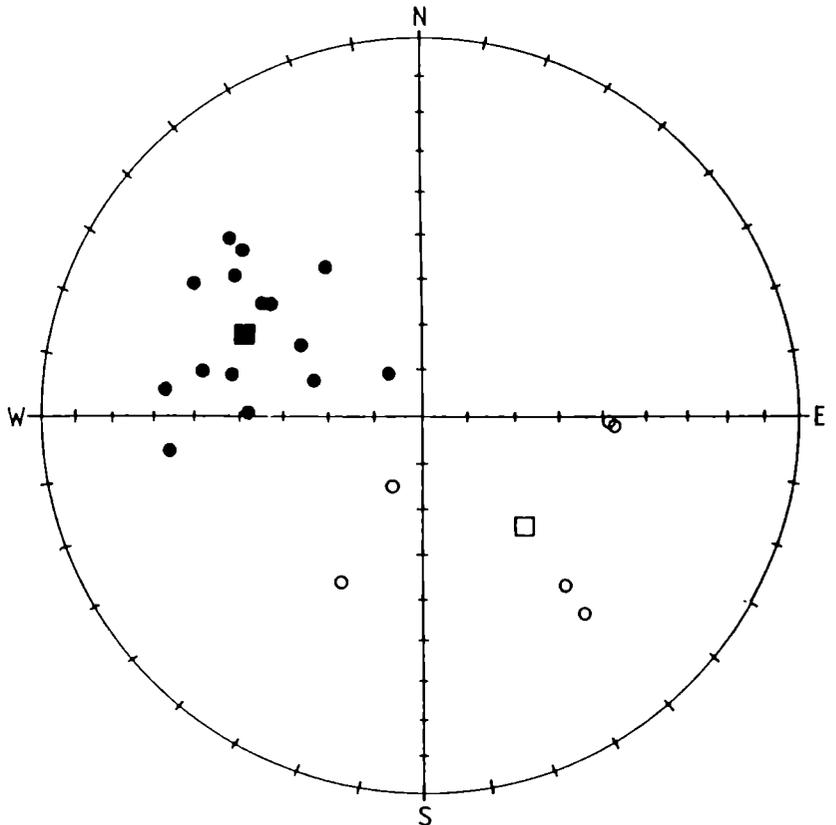


Abb. 3.(22): KG Aufschlußmittelwerte - CARM ($\alpha_{\text{max}} \leq 20$)
 der Gruppen KG NORMAL und KG INVERS

Quadrate = Gesamtmittelwerte
oben: F-CORR
unten: B-CORR



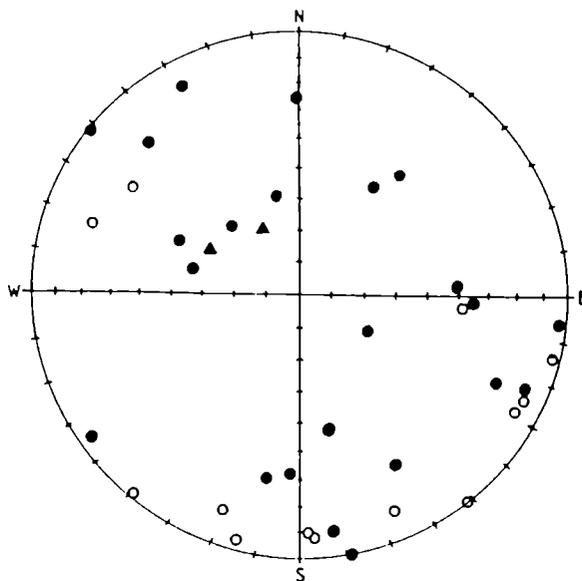
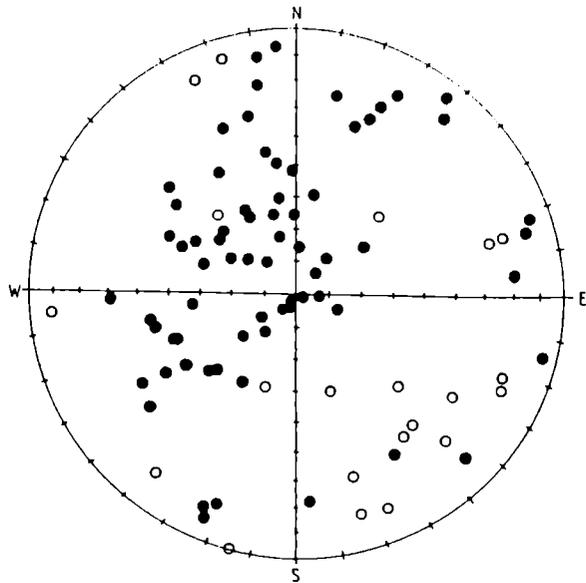


Abb. 3.(23): KG Differenzvektoren aller Proben, F-CORR,
 berechnet für KG NORMAL (oben) & KG INVERS (unten).
 Die beiden Dreiecke im unteren Diagramm entsprechen
 den Differenzvektoren von KG10B., wo Pilots =
 invers und restliche Proben = normal.

Gruppe KG NORMAL

Der Zusammenhang zwischen Lithologie und α_{95} der CARM-Aufschlußmittelwerte läßt sich folgendermaßen interpretieren: die geringe Streuung innerhalb der Aufschlüsse spricht bei den Mergeln und roten Sandsteinen für eine diagenetisch gebildete CRM, die durchwegs größere Streuung der grauen Sandsteine für eine (postsedimentäre) DRM (vgl. hierzu Kap. 3.3.3.).

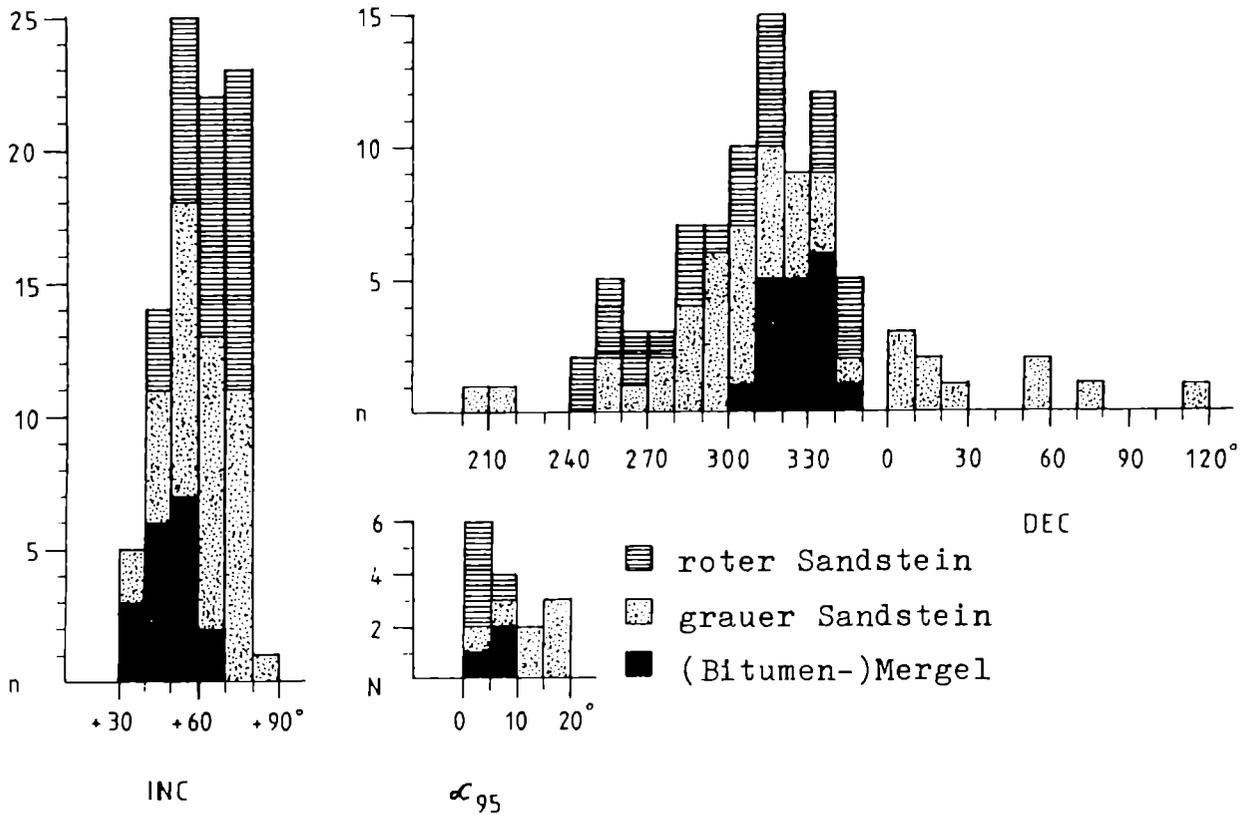


Abb. 3.(24): Gruppe KG NORMAL, F-CORR

Häufigkeitsverteilung für DEC, INC aller Proben in Abhängigkeit von der Lithologie

Zusammenhang zwischen α_{95} und Gesteinstyp

N = Anzahl der Aufschlüsse

n = Anzahl der Proben

Zementmergel von St. Bartholomä

Von 4 beprobten Aufschlüssen konnte nur KG134. in die Endauswertung aufgenommen werden. Da die Zementmergel ein isoliertes Vorkommen S' von allen übrigen KG-Lokalitäten darstellen, soll - ungeachtet der großen Streuung (s. Tab. 3.(9)) - die Eintragung sämtlicher Probenrichtungen ins Schmidt'sche Netz (Abb. 3.(25)) dazu dienen, die INVERSE Magnetisierung dieser Einheit (s. Abschn. 4.2.) zu bestätigen.

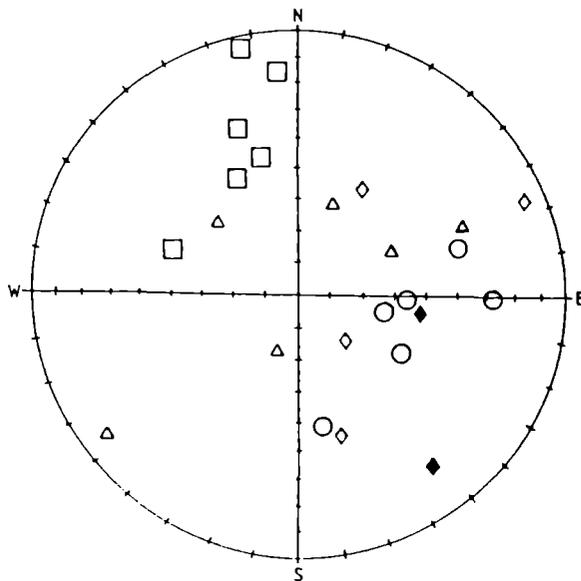
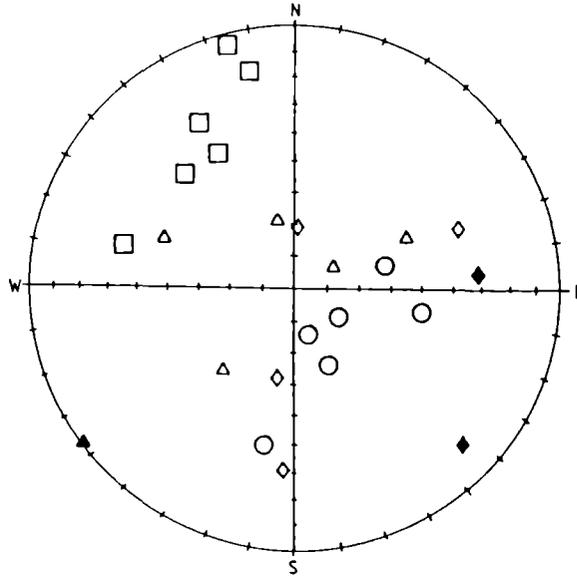


Abb. 3.(25): KG Zementmergel von St. Bartholomä
Richtung aller Proben

oben: F-CORR
unten: B-CORR

Kreise = KG134., Rhomben = KG135.,
Dreiecke = KG136., Quadrate = KG137.

Aufschluß	α_{95} der NRM	α_{95} nach Wechselfeld- Abmagnetisierung	
KG 134	59,0	17,5	30 mT
KG 135	76,2	68,5	15 mT
KG 136	60,4	46,7	15 mT
KG 137	49,3	21,3	15 mmT

Tab. 3.(9): Zementmergel, α_{95} der Aufschlußmittelwerte

3.3. Faltentest & Signifikanzprüfung

3.3.1. Methodik

Der sogenannte GRAHAM'sche Faltentest (vgl. MAURITSCH 1984) beruht auf der räumlichen Beziehung zwischen Schichtfläche und Remanenzvektor. Wird durch Horizontieren von gekippten ss-Flächen (= allgemeiner Fall) oder Ausglätten einer Falte (= Faltentest s.s.) die söhlige Lagerung wiederhergestellt, so gelangen die CARM-Vektoren in ihre ursprüngliche Position. Theoretisch sind sie nun parallel, praktisch ergibt sich eine Verringerung der natürlichen Streuung. In diesem Fall spricht man von einem positiven Faltentest.

Wurde die Remanenz posttektonisch aufgenommen, ist die Streuung der in situ - Richtungen geringer als die der B-CORR - Daten (negativer Faltentest).

In den beprobten Untersuchungsgebieten wurden keine Falten beobachtet, die tektonische Korrektur erfolgt daher für den allgemeinen Fall.

3.3.2. Perm von St. Paul i. L.

Es wurden insgesamt 4 Signifikanztests durchgeführt, wobei in den Tabellen jeweils die zugrundeliegenden Daten nebst den für die Interpretation entscheidenden Parametern aufgelistet sind.

Test 1: Gruppen KP I / KP II

Man geht aus von der H_0 -Hypothese, daß die gemessenen Richtungen sich nicht signifikant unterscheiden. Bei willkürlicher Teilen des Datenpools in zwei Gruppen (I = mit DEC > 90, II = mit DEC < 90) ist daher ein signifikanter Gesamtmittelwert zu erwarten.

McFADDEN & JONES 1981 fordern für die Gültigkeit ihres R-Tests eine vorangestellte Überprüfung der Konzentrationsparameter ($H_0: K_a = K_b$). Bei negativem F-Test für K_a/K_b wurde der R-Test nach dem Algorithmus von McFADDEN & LOWES 1981 (für $H_1: K_a \neq K_b$) durchgeführt.

Wie aus Tab. 3.(10) hervorgeht, handelt es sich bei KP II und KP II um zwei sowohl F-CORR als auch B-CORR signifikant unterscheidbare Gruppen.

KP(I) / KP(II)

- 1 KP(I) = 105 - 109, 112, 113, 116, 119, 123, 124, 127, 128
- 2 KP(II) = 117, 118, 120 - 122, 126

F-CORR

	MEAN					
	DEC	<u>±</u> INC	N	R	K	α_{95}
1	104,6	-48,7	13	12,0	12,4	12,2
2	70,4	-35,8	6	5,7	18,6	15,9

F-Test K_a/K_b	Test $R^{*})$	Gesamtmittelwert	Winkel 1/2
positiv	0,37 > 0,19	NICHT signifikant	28,1°

B-CORR

	MEAN					
	DEC	<u>±</u> INC	N	R	K	α_{95}
1	109,7	-17,3	13	12,6	33,5	7,3
2	80,1	-10,9	6	6,0	109,3	6,4

F-Test K_a/K_b	Test $R^{**})$	Gesamtmittelwert	Winkel 1/2
negativ	1,20 > 0,19	NICHT signifikant	29,4°

Tab. 3.(10): KP Signifikanztest 1. $R^{*})$ = Test nach McFADDEN & JONES 1981, $R^{**})$ = Test nach McFADDEN & LOWES 1981

Test 2: Profil Hieselbauer HB I / HB II

Wie Abb. 3.(27) zu entnehmen ist, treten im Profil Hieselbauer bei ähnlicher Gesteinslagerung Richtungen beider Gruppen auf.

Die zum Test 1 analoge Signifikanzprüfung brachte das gleiche Ergebnis (s. Tab. 3.(11)).

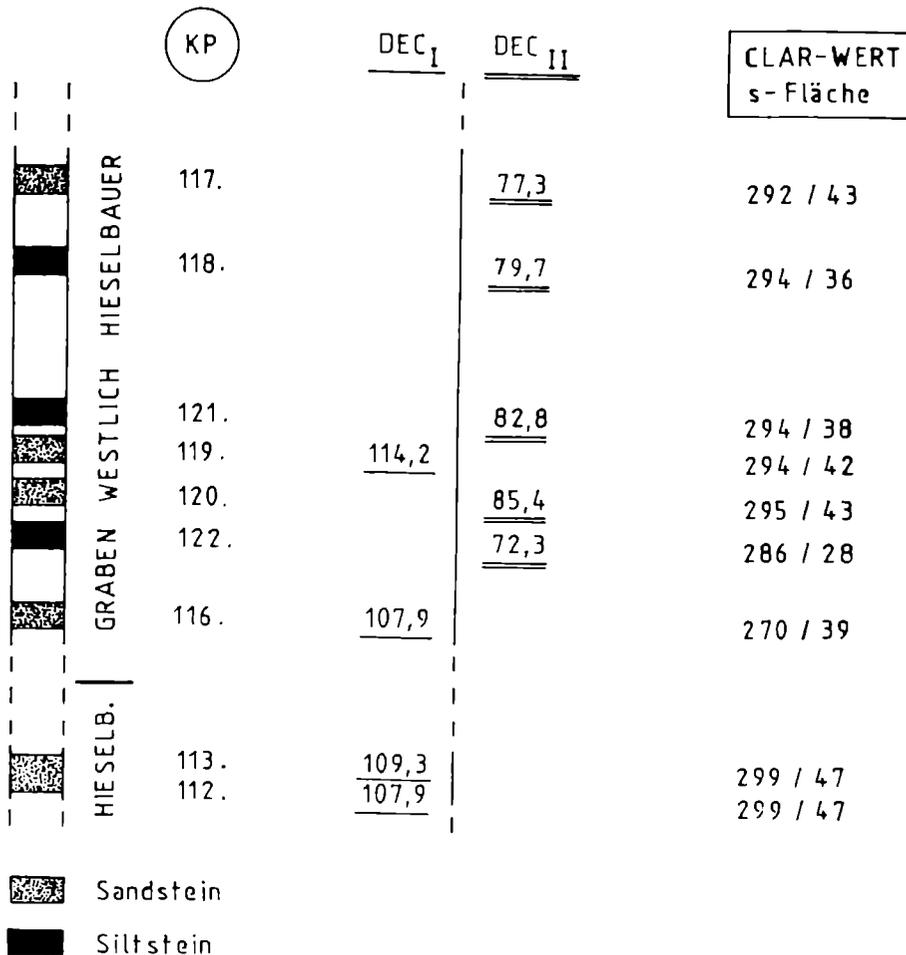


Abb. 3.(26): Profil Hieselbauer, CARM - DEC (B-CORR)

Aufschlüsse in der orographisch rechten Flanke des Grabens W' Hieselbauer bzw. unmittelbar bei diesem (verfallenen) Gehöft.

HB(I) / HB(II)

1 HB(I) = 112, 113, 116, 119
 2 HB(II) = 117, 118, 120 - 122

F-CORR

	MEAN		N	R	K
	DEC	<u>±</u> INC			
1	109,4	-68,5	4	3,9558	68,0
2	66,9	-42,1	5	4,9620	105,4

F-Test K_a/K_b	Test $R^{*})$	Gesamtmittelwert	Winkel 1/2
positiv	4,70 > 0,53	NICHT signifikant	34,5°

B-CORR

	MEAN		N	R	K
	DEC	<u>±</u> INC			
1	109,9	-25,9	4	3,9512	61,5
2	79,7	-12,2	5	4,9620	105,3

F-Test K_a/K_b	Test $R^{*})$	Gesamtmittelwert	Winkel 1/2
positiv	3,75 > 0,53	NICHT signifikant	31,5°

Tab. 3.(11): KP Signifikanztest 2. $R^{*})$ = Test nach McFADDEN & JONES 1981

Test 3: KP I intern, 6 paarweise Kombinationen

Um einen Bezug zum Gelände herzustellen, werden die Aufschlüsse nach ihrer Lage zu Lokalitäten zusammengefaßt, welche paarweise miteinander verglichen werden.

Signifikanzprüfung wie im Test 1.

Für die 4 Lokalitäten (Lavanttaler Höhenweg, Hieselbauer I, Untermittlerdorf, St. Margarethen I) gibt es insgesamt 6 Kombinationsmöglichkeiten, wobei sich in 4 Fällen ein signifikant positiver Faltest ergab.

In den beiden übrigen Fällen besitzt der Faltest keine Aussagekraft (s. Tab. 3.(12)).

m Lokalitäten: (m-1)m/2 Kombinationen (KP(I) intern)

	<u>F-CORR MEAN</u>				<u>B-CORR MEAN</u>					
	N	DEC	±INC	R	K	DEC	±INC	R	K	
1	Lavanttaler Höhenweg	105	105,8	-30,3	4,8641	29,4	109,3	-9,7	4,8845	34,7
2	Hieselb.(I)	112, 113, 116, 119	109,4	-68,5	3,9558	68,0	109,9	-25,9	3,9512	61,5
3	Untermitteldorf	123, 124	105,6	-31,3	1,9702	33,6	109,8	-6,8	1,9747	39,7
4	St. Margarethen (I)	127, 128	83,9	-70,7	1,9943	178,2	109,8	-29,2	1,9944	179,6

	<u>F-CORR</u>		<u>B-CORR</u>		Mittelwert
	F-Test K_a/K_b	Test R^*)	F-Test K_a/K_b	Test R^*)	
1 + 2	positiv	2,60 > 0,53	positiv	0,528 < 0,534	signifikant
1 + 3	positiv	0,001 < 0,82	positiv	0,01 < 0,82	signifikant
1 + 4	positiv	2,58 > 0,82	positiv	0,67 < 0,82	signifikant
2 + 3	positiv	3,63 > 1,11	positiv	0,97 < 1,11	signifikant
2 + 4	positiv	0,33 < 1,11	positiv	0,04 < 1,11	signifikant
3 + 4	positiv	6,93 > 3,47	positiv	2,43 < 3,47	signifikant

Tab. 3.(12): KP Signifikanztest 3. R^*) = Test nach McFADDEN & JONES 1981.

m Lokaltäten gleichzeitig (KP(I) intern)

	<u>F-CORR</u>			<u>B-CORR</u>					
	N_i	R_i	K	\hat{k}_i	$N_i \ln(\hat{k}_i)$	R_i	K	\hat{k}_i	$N_i \ln(\hat{k}_i)$
1 Lavantt. Höh.weg	5	4,8641	29,4	36,79	18,03	4,8845	34,7	43,29	18,84
105 - 109									
2 Hieselbauer (I)	4	3,9558	68,0	90,50	18,02	3,9512	61,5	81,97	17,63
112,113,116,119									
3 Untermitteldorf	2	1,9702	33,6	67,11	8,41	1,9747	39,7	79,05	8,74
123, 124									
4 St. Margarethen	2	1,9943	178,2	350,88	11,72	1,9944	179,6	357,14	11,76
(I) 127, 128									
4	13	12,7844	60,30		56,18	12,8048	66,60		56,96
m	N	$\sum R_i$	\hat{k}	$\sum N_i \ln(\hat{k}_i)$	$\sum R_i$	$\sum R_i$	\hat{k}	$\sum N_i \ln(\hat{k}_i)$	
		R = 12,0351			R = 12,6417				
χ^2 - Test ^{**})		positiv			positiv				
F - Test ^{**})		10,12 > 2,7			2,49 < 2,7				
		Mittelwert nicht signifikant			MITTELWERT SIGNIFIKANT				

Tab. 3.(13): KP Signifikanztest 4. **) = Test nach McFADDEN & LOWES 1981.

Test 4: KP I intern, 4 Lokalitäten gleichzeitig

Nach McFADDEN & LOWES 1981 besteht auch die Möglichkeit, mehrere Lokalitäten gleichzeitig gegeneinander zu testen. Die Überprüfung der einzelnen Konzentrationsparameter erfolgt dabei über einen Chi-Quadrat - Test. Die Grunddaten der Lokalitäten sind in Tab. 3.(12) enthalten, das Ergebnis von Test 4 - prätektonisches Alter der CARM - ist in Tab. 3.(13) dargestellt.

Für die Gruppe KP II ist eine derartige Faltentest-Signifikanzprüfung wie für KP I nicht möglich, doch werden aufgrund der geologischen Gesamtsituation auch für KP II die B-CORR - Richtungen als CARM verwendet.

3.3.3. Kainacher Gosau

Für die Gruppe KG INVERS ist wegen der großen Streuung der Aufschlußmittelwerte eine Signifikanz-Prüfung wenig sinnvoll. Außerdem sind die Standard-Tests nicht anwendbar, da es sich um Einzelaufschlüsse handelt.

Innerhalb der Gruppe KG NORMAL wurden 3 Signifikanz-Prüfungen und ein Korrelations-Test durchgeführt.

Test 1: Lithologie

Wegen des Zusammenhanges zwischen Lithologie und α_{ss} der einzelnen Aufschlüsse soll ein Test klären, ob gesteinsabhängig bestimmte Richtungen auftreten. Der Test zeigt, daß die in situ - Richtungen der roten Sandsteine sich nicht signifikant unterscheiden von denen der grauen Sandsteine (s. Tab. 3.(14)).

Test 2: 5 Lokalitäten - 10 Kombinationen

Es werden (wie beim Test 3 im Kap. 3.3.2.) Lokalitäten paarweise miteinander verglichen. Zwei Einzelaufschlüsse konnten nicht miteinbezogen werden. Die Hälfte der Faltentests ist signifikant negativ, der Rest besitzt keine Signifikanz (s. Tab. 3.(15)).

Test 3: 5 Lokalitäten gleichzeitig

Die Signifikanzprüfung erfolgt analog zum Test 4 im Kap. 3.3.2., die Grunddaten sind in Tab. 3.(15) enthalten; es erweist sich der Gesamtmittelwert der F-CORR - Daten als signifikant (s. Tab. 3.(16)).

Test 4: Winkelkorrelation

Im vorhergehenden Test wird die Primärrichtung den F-CORR - Daten zugeordnet. Wenn dies zutrifft, müßte der Winkel zwischen zwei site mean - Vektoren unabhängig sein von der Raumlage der Schichtflächen der beiden miteinander verglichenen Gesteine. Es erfolgt jeweils ein Vergleich des Winkels zwischen zwei in situ Remanenzrichtungen und des Winkels, den die zugehörigen ss-Flächen - Normalen miteinander einschließen.

Wie aus Tab. 3.(17) hervorgeht, besteht keine signifikante (lineare) Korrelation.

Lithologie

1 = Mergel, Roter Sandstein; α_{95} allgemein < 10
 KG 101, 102, 104, 120, 122, 124, 128, 129

2 = Sandstein; α_{95} allgemein > 10
 KG 108, 111, 112, 116, 121, 125, 126

F-CORR

	MEAN		N	R	K	α_{95}
	DEC	\pm INC				
1	314,5	+60,7	8	7,7100	24,1	11,5
2	312,0	+68,9	7	6,7008	20,1	13,8
F-Test K_a/K_b	Test $R^{*})$		Gesamtmittelwert		Winkel 1/2	
positiv	0,06 $<$ 0,26		<u>signifikant!</u>		8,3°	

B-CORR

	MEAN		N	R	K	α_{95}
	DEC	\pm INC				
1	293,8	+39,8	8	7,6676	21,1	12,4
2	298,6	+56,9	7	6,7656	25,6	12,2
F-Test K_a/K_b	Test $R^{*})$		Gesamtmittelwert		Winkel 1/2	
positiv	0,29 $>$ 0,26		NICHT signifikant		17,4°	

Tab. 3.(14): KG Signifikanztest 1. $R^{*})$ = Test nach McFADDEN & JONES 1981.

m Lokaltäten: (m-1)m/2 Kombinationen

	N	F-CORR MEAN		R	K	B-CORR MEAN		K	
		DEC	+INC			DEC	+INC		
1 E' Ghf. Abraham	2	325,4	+49,6	1,9709	34,5	290,7	+47,0	1,9398	16,6
2 beim Ghf. Lind	2	299,4	+62,9	1,9744	39,2	299,1	+72,8	1,9814	54,0
3 NE' Wh. Pickxima	5	318,6	+70,1	4,7767	17,9	302,6	+38,0	4,9133	46,2
4 Kierlgraben	2	336,1	+67,5	1,9666	30,0	314,2	+56,6	1,9785	46,7
5 Hasibach	2	270,5	+68,7	1,9822	56,4	269,3	+33,7	1,9893	93,7

	F-CORR		F-Test K_a/K_b	Mittelwert	F-Test K_a/K_b	B-CORR		Mittelwert
	Test R^*)	Test R^*)				Test R^*)	Test R^*)	
1 + 2	1,02 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	1,27 < 3,47	signifikant	
1 + 3	0,36 < 0,82	signifikant	positiv	signifikant	positiv	0,23 < 0,82	signifikant	
1 + 4	0,84 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	0,23 < 3,47	signifikant	
1 + 5	3,28 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	0,54 < 3,47	signifikant	
2 + 3	0,09 < 0,82	signifikant	positiv	signifikant	positiv	2,41 > 0,82	<u>NICHT sign.</u>	
2 + 4	0,64 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	1,13 < 3,47	signifikant	
2 + 5	0,59 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	8,74 > 3,47	<u>NICHT sign.</u>	
3 + 4	0,004 < 0,82	signifikant	positiv	signifikant	positiv	1,61 > 0,82	<u>NICHT sign.</u>	
3 + 5	0,24 < 0,82	signifikant	positiv	signifikant	positiv	1,61 > 0,82	<u>NICHT sign.</u>	
4 + 5	1,57 < 3,47	signifikant	positiv	signifikant	positiv	6,56 > 3,47	<u>NICHT sign.</u>	

Tab. 3.(15): KG Signifikanztest 2. R^*) = Test nach McFADDEN & JONES 1981.

m Lokaltäten gleichzeitig

	F-CORR			B-CORR					
	N_i	R_i	K	\hat{k}_i	$N_i \ln(\hat{k}_i)$	R_i	K	\hat{k}_i	$N_i \ln(\hat{k}_i)$
1 E' Ghf. Abraham 101, 102	2	1,9709	34,5	68,73	8,46	1,9398	34,5	33,22	7,01
2 Ghf. Lind 111, 112	2	1,9744	39,2	78,13	8,72	1,9814	54,0	107,53	9,36
3 Wh. Pickxima 116,120-122,124	5	4,7767	17,9	22,39	15,54	4,9133	46,2	57,67	20,27
4 Kierlgraben 125, 126	2	1,9666	30,0	59,88	8,18	1,9785	46,7	93,02	9,07
5 Hasibach 128, 129	2	1,9822	56,4	112,36	10,46	1,9893	93,7	186,92	10,46
5 m	13	12,6708	39,49		50,34	12,8023	65,76		56,17
	N	$\sum R_i$	\hat{k}	$\sum N_i \ln(\hat{k}_i)$	$\sum R_i$	\hat{k}	$\sum N_i \ln(\hat{k}_i)$		
		$R = 12,4467$			$R = 12,2849$				
χ^2 - Test**)		positiv			positiv				
F - Test**)		1,35 < 2,6			5,13 > 2,6				
		MITTELWERT SIGNIFIKANT			Mittelwert nicht signifikant				

Tab. 3.(16): KG Signifikanztest 3. **) = Test nach McFADDEN & LOWES 1981.

Winkelkorrelation (F-CORR Daten)

		X	Y
	Winkel zwischen den	s-Flächen- Normalen	Aufschluß- Mittelwerten
1	E' Ghf. Abraham 101 + 102	12,7 °	19,5 °
2	Ghf. Lind 111 + 112	4,5 °	18,2 °
3	NE' Wh. Pickxima a) 120 + 121	10,8 °	18,9 °
	b) 122 + 124	13,2 °	11,2 °
4	Kierlgraben 125 + 126	4,8 °	20,9 °
5	Hasibach 128 + 129	10,0 °	15,3 °

N = 6

r = -0,50

r_{95%} = ±0,81

keine (lineare) Korrelation!

Tab. 3.(17): KG Signifikanztest 4. Korrelationstest

Abschließend kann man das Ergebnis aller 4 Tests wie folgt zusammenfassen:

Als primäre Richtungen sind die in situ - Daten zu verwenden.

Genetisch läßt sich dies bei Annahme einer synsedimentären Tektonik zweifach erklären:

einerseits durch nachträgliche Einregelung der detritischen Körner in den grauen Sandsteinen (postdepositional DRM), andererseits durch den Erwerb einer CRM im Zuge der Diagenese der Mergel und roten Sandsteine.

Interessant ist hier ein Vergleich mit der Wietersdorfer Gosau, wo die Signifikanztests ebenfalls einen negativen Faltentest ergeben (AGNOLI 1987).

4. PALÄOMAGNETISCHE ERGEBNISSE

4.1. Mittlere Richtung, Paläobreite und Paläopolposition

Die Berechnung von Gesamtmittelwert und Polposition erfolgte mit den Aufschlußmittelwerten und VGP-Koordinaten unter Anwendung der FISHER-Statistik. Basierend auf den Ergebnissen der Signifikanz-Tests wurden dabei für das Perm von St. Paul i. L. die B-CORR - Daten und für die Kainacher Gosau die F-CORR - Daten als Primärrichtung zugrundegelegt.

Die Paläobreite errechnet sich aus der Inklination nach der Beziehung $\tan \text{INC} = 2 \tan \text{Paläobreite}$.

Die Ergebnisdaten sind in Tab. 4.(1) und 4.(2) aufgelistet.

4.2. Magnetostratigraphie

Perm von St. Paul i. L.

Die beprobten Aufschlüsse liegen innerhalb der Tiefroten Serie, die von THIEDIG & CHAIR 1974 ins untere Rotliegende gestellt wird. Zeitlich fällt dieser Perm-Abschnitt in das INVERSE Kiaman-Intervall, welches vom Oberkarbon bis ins höhere Mittelperm reicht (DACHROTH 1976, MAURITSCH & ROTHER 1983). Das ausschließliche Auftreten von inverser CARM steht im Einklang mit der umgekehrten Polarität des Erdfeldes während des Kiaman-Intervalls, eine genauere magnetostratigraphische Einstufung kann jedoch nicht vorgenommen werden.

Kainacher Gosau

Relativ günstig sind die Verhältnisse in der Oberkreide: hier dominiert zwar grundsätzlich NORMALE Polarität (Mercanton-Intervall, McELHINNY 1973), inverse Abschnitte im unteren Campan sowie im Maastricht ermöglichen jedoch eine Korrelation der Aufschlüsse der Kainacher Gosau (Gliederung nach GRAF 1975) mit einem magnetostratigraphischen Referenzprofil in Gubbio bzw. mit den Ergebnissen aus der Wietersdorfer Gosau (vgl. Abb. 4.(1), 4.(2)).

Perm von St. Paul im Lavanttal (Kärnten). $S_{LAT} = +46,7$, $S_{LONG} = 14,9$ östl. v. Greenwich

<u>CARM</u>	overall mean		mean pole*)									
	DEC	+INC	N	R	K	α_{95}	P _{LAT}	P _{LONG}	R	K	A ₉₅	PB ^{**})
(KP I)												
F-CORR	104,6	-48,7	13	12,0	12,4	12,2						
B-CORR	109,7	-17,3	13	12,6	33,5	7,3	+20,1	276,9	12,9	81,5	4,6	+8,9
(KP II)												
F-CORR	70,4	-35,8	6	5,7	18,6	15,9						
B-CORR	80,1	-10,9	6	6,0	109,3	6,4	-2,7	295,9	6,0	220,1	4,5	+5,5
KP I	= 105 - 109, 112, 113, 116, 119, 123, 124, 127, 128											
KP II	= 117, 118, 120.- 122, 126											

Tab. 4.(1): KP Gesamtmittelwert + Paläopolposition + Paläobreite.

*) = berechnet aus den site mean - VGPs, **) = Paläobreite

Kainacher Gosau. $S_{LAT} = +47,2$, $S_{LONG} = 15,2$ östl. v. Greenwich

CARM	overall mean mean pole*)										
	DEC	+INC	N	R	K	ϵ_{95}	P _{LAT}	P _{LONG}	R	K	A ₉₅

KG NORMAL

F-CORR	313,5	+64,5	15	14,4	22,4	8,3	+58,9	305,1	13,7	10,5	12,4	+46,4
B-CORR	295,6	+47,8	15	14,3	19,2	9,0						

KG INVERS

F-CORR	130,1	-42,0	6	5,5	10,8	21,4						
B-CORR	137,2	-56,8	6	5,3	7,1	27,1						

KG NORMAL = 101, 102, 104, 108, 111, 112, 116, 120 - 122, 124 - 126, 128, 129

KG INVERS = 109, 130 - 134

Tab. 4.(2): KG Gesamtmittelwert + Paläopolposition + Paläobreite.

*) = berechnet aus den site mean - VGPs, **) = Paläobreite

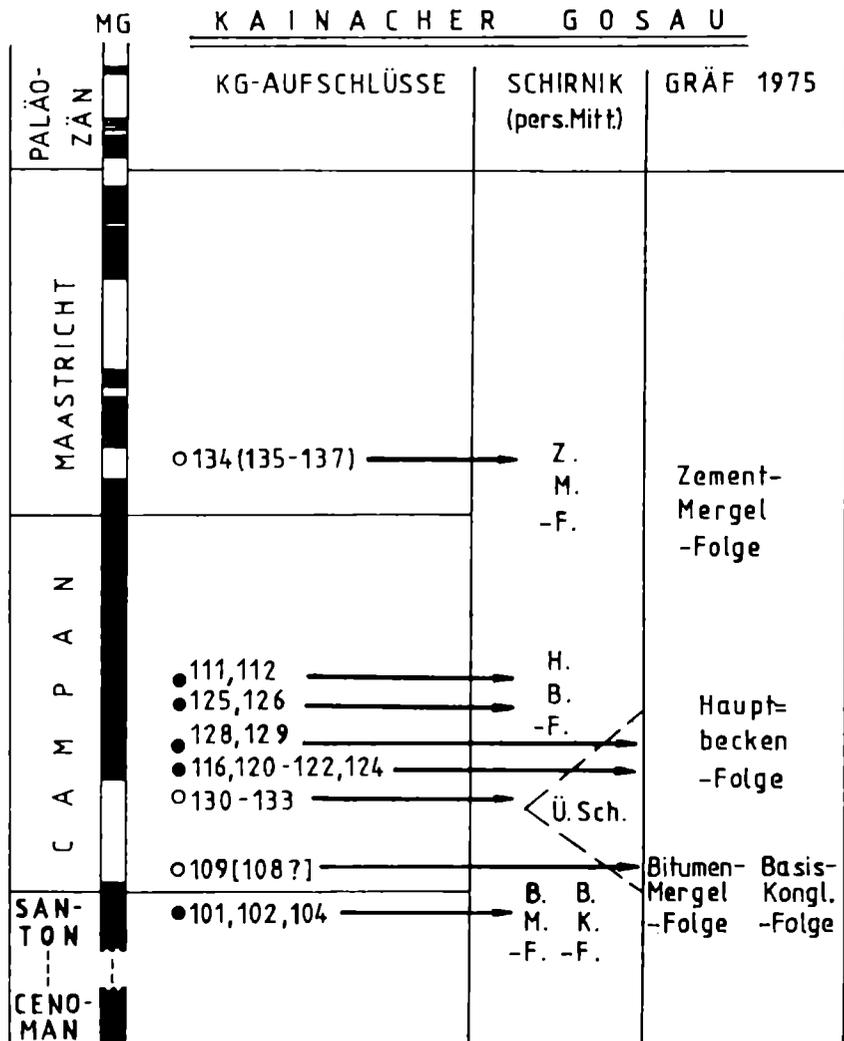


Abb. 4.(1): KG Magnetostratigraphie, weiß = inverse Polarität

MG = Magnetostratigraphie von Gubbio, Apennin
(ALVAREZ et al. 1977, 1978)

Ü.Sch. = Übergangsschichten sensu SCHIRNIK

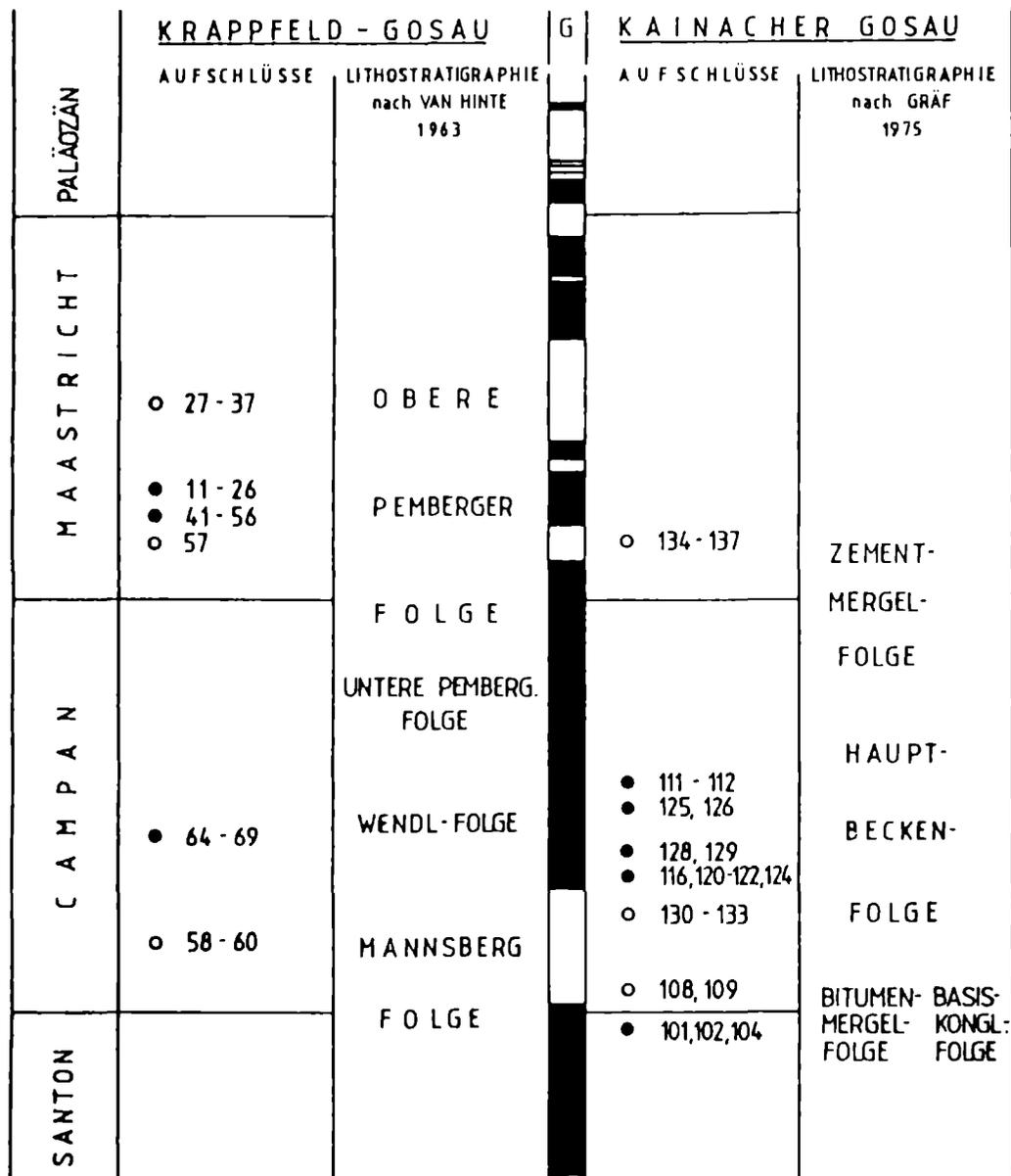


Abb. 4.(2): KG Magnetostratigraphie, weiß = inverse Polarität

korrelierender Vergleich von Krappfeld-Gosau (Wietersdorf, AGNOLI 1987) und Kainacher Gosau an Hand des Gubbio-Referenzprofils (G) (ALVAREZ et al. 1977, 1978).

5. DISKUSSION DER ERGEBNISSE

5.1. Kontinentaldrift

Um die Paläomagnetik-Daten verschiedener Gebiete miteinander vergleichen zu können, wird die sogenannte Referenzlokalität-Methode (IRWING 1964) angewandt.

Zunächst bestimmt man für jedes Areal den Paläopol und rechnet anschließend für einen gemeinsamen Bezugspunkt ($S_{LAT} = X$, $S_{LONG} = Y$) zurück auf die Werte für DEC, INC und Paläobreite.

In der vorliegenden Arbeit wird als Referenzlokalität das eigene Untersuchungsgebiet gewählt, die entsprechenden Daten sind in den Tab. 5.(1), 5.(2) bzw. Abb. 5.(1), 5.(2) einander gegenübergestellt.

Perm

Die Parameter INC und Paläobreite zeigen generell gute Übereinstimmung, während DEC und damit der postpermische Rotationsbetrag stärker variiert.

Kreide

Die Daten der Tab. 5.(2) zeigen, abgesehen von den Nördlichen Kalkalpen, einheitlich Gegenuhrzeigersinn -, aber unterschied- unterschiedlichen Betrag der Rotation. Auch unterliegen INC und Paläobreite einer größeren Schwankung.

Insgesamt ergibt sich bei Kombination der Daten aus dem Perm von St. Paul (Gurktaler Decke) und der (dem Grazer Paläozoikum transgressiv auflagernden) Kainacher Gosau für das südliche Oberostalpin ein Bild mit eindeutiger Affinität zum afrikanischh/adriatischen Bewegungsmuster (vgl. dazu auch die Perm- und Kreide- Daten des Krappfeldes AGNOLI 1987).

Dies wird diskutiert an Hand eines weiteren Vergleiches: die eigenen Daten werden jenen von VAN DEN BERG 1979 bzw. KRS 1982 gegenübergestellt (vgl. Abb. 5.(3), 5.(4)).

Schließlich wurde - ausgehend von den Paläopol-Daten nach KRS 1982 und VAN DEN BERG 1979 - auf DEC, INC und Paläobreite für das eigene Arbeitsgebiet zurückgerechnet und die meridionale Bewegung bzw. Rotation relativ zu den Kontinentalblöcken aufgelistet (Tab. 5.(3), 5.(4)). Wo die geringsten Werte auftreten, ist eine gemeinsame plattentektonische Geschichte am wahrscheinlichsten.

5.2. Problematik der Interpretation paläomagnetischer Daten

Aus einer Gesamtbetrachtung der Untersuchungsergebnisse von AGNOLI 1987, HEINZ & MAURITSCH 1980, RATHORE & BECKE 1980, RATHORE & HEINZ 1980 sowie der Daten der vorliegenden Arbeit ergibt sich zwangsläufig, daß die Periadritische Naht nicht die Grenze zwischen Adriatischer Platte und Stabil Europa darstellen kann.

Wegen der zumindest nachgosauisch einheitlichen Uhrzeigersinn-Rotation der Nördlichen Kalkalpen muß der Wechsel von "adriatischen" zu "stabil europäischen" Remanenzrichtungen in der relativ schmalen Zone zwischen Kainacher Gosau und der Kalkalpen-

Regionaler Vergleich: REFERENZLOKALITÄT = Perm v. St.Paul, S_{LAT} = +46,7, S_{LONG} = 14,9 E v. Greenw.

	N	n	α_{95}	DEC	\pm INC	PB [*])
KP I = O _I	13	7,3	(B-CORR overall mean)	109,7	-17,3	+8,9
KP II = O _{II}	6	6,4	(B-CORR overall mean)	80,1	-10,9	+5,5

1 Krappfeld (Christofbg.)	6	16,5	AGNOLI 198	132,4	-18,4	+9,4
2a Paularo(Friaul) NORMAL	28	6,4	MAURITSCH & BECKE 1983	96,2	- 3,7	+1,8
2b Paularo(Friaul) INVERS	31	5,0	MAURITSCH & BECKE 1983	100,0	- 1,6	+0,8
3 Bozener Quarzporphyr	50	4,1	BECKE & MAURITSCH 1984	157,7	-15,4	+7,8
4 Lugano	11	9,0	VAN HILTEN et al. 1966	147,4	-13,9	+7,1
5 Dolomiten	28	18,0	MANZONI 1970	150,2	-11,2	+5,7
6 Sardinien	80	11,0	VAN DEN BERG 1979	141,5	-5,2	+2,6

Tab. 5.(1): KP - regionaler Vergleich. *) = Paläobreite.

Wo CARM = NORMAL, Richtung umgerechnet auf INVERS.

Regionaler Vergleich: REFERENZLOKALITÄT = Kainacher Gosau, S_{LAT} = +47,2, S_{LONG} = 15,2 E v. Greenw.

	N	n	α_{95}	DEC	+INC	PB*)
KG NORMAL = 0	15	**	8,3	(F-CORR overall mean)	313,5	+64,5 +46,4
KG Primärriichtung π -KreisM.	7	**		(F-CORR Daten)	327,3	+61,6 +42,8
1 NKA Weyrer Bögen (Gosau)	4		4,9	BECKE & MAURITSCH 1983	60,5	+57,1 +37,7
2 NKA Brandenberg (Gosau)	10		7,7	BECKE & MAURITSCH 1983	31,6	+53,3 +33,9
3 NKA Gosau (Gosau)	20		6,6	BECKE & MAURITSCH 1983	17,9	+51,9 +32,5
4a Krappf. NORMAL (oCamp)	20		11,5	AGNOLI 198	327,2	+47,3 +28,5
4b Krappf. INVERS (Maastr)	10		6,9	AGNOLI 198	336,0	+48,5 +29,5
5 Dolomiten (oKr - Pal)	12		7,5	CHANNELL & TARLING 1975	344,4	+42,3 +24,5
6 Dolomiten (uCamp)	11		-	VAN DEN BERG et al. 1980	348,5	+50,7 +31,4
7a Istrien (Senon)	8		13,0	MARTON & VELJOVIC 1983	347,2	+59,9 +40,8
7b Istrien (Senon)	6		13,4	MARTON & VELJOVIC 1983	338,4	+61,5 +42,6
7c Istrien (Senon)	5		9,0	MARTON & VELJOVIC 1983	341,0	+48,4 +29,4
8 Umbrien (?uKr - oKr)	22		5,9	LOWRIE & ALVAREZ 1974	319,9	+47,8 +28,9
9 Umbrien (mKr)	6		8,7	CHANNELL & TARLING 1975	297,9	+39,9 +22,7
10 Umbrien (oKr - Pal)	27		6,5	CHANNELL & TARLING 1975	329,3	+37,4 +20,9
11 Umbrien (oCamp - uMaastr)	16		3,7	VAN DEN BERG et al. 1978	329,4	+51,2 +31,9
12 Umbrien (oKr - Pal)	35		8,1	ALVAREZ et al. 1977	307,7	+44,4 +26,1

Tab. 5.(2): KG - regionaler Vergleich. *) = Paläobreite, **) π -Kreis Methode vgl. Kap.3.2.3

Wo CARM = INVERS, Richtung umgerechnet auf NORMAL.

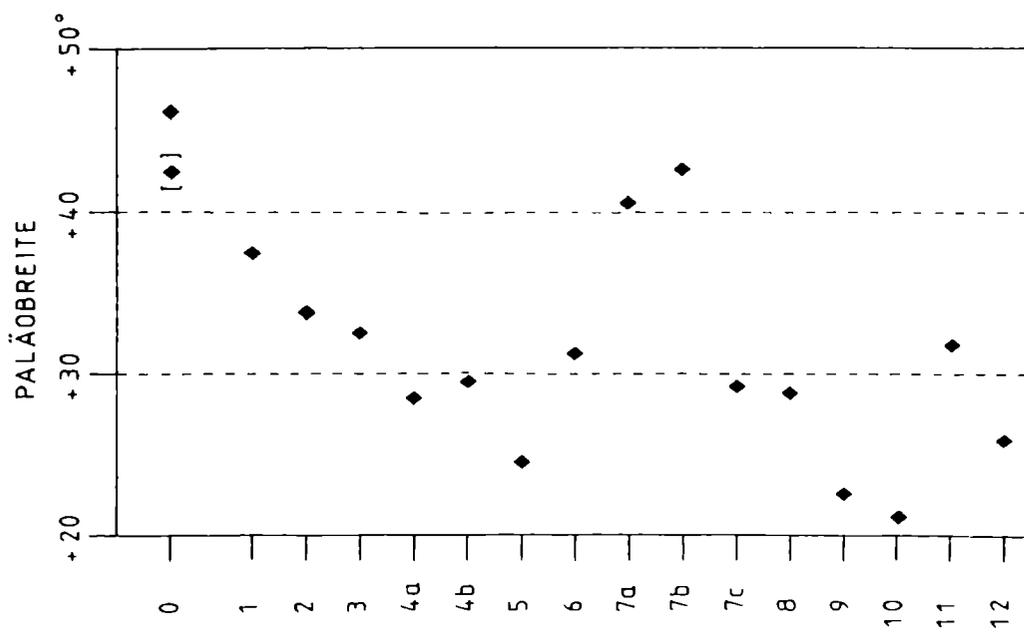


Abb. 5.(2): KG - regionaler Vergleich

1 - 12 = wie in Tab. 5.(2)
 0 = Referenzlokalität (KG NORMAL)
 [] = Primärriichtung π -Kreis Methode

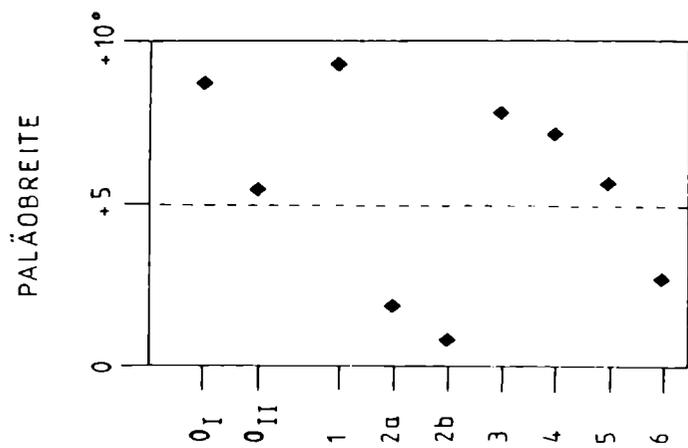


Abb. 5.(1): KP - regionaler Vergleich

1 - 6 = wie in Tab. 5.(1)
 0 = Referenzlokalität (KP I, KP II)

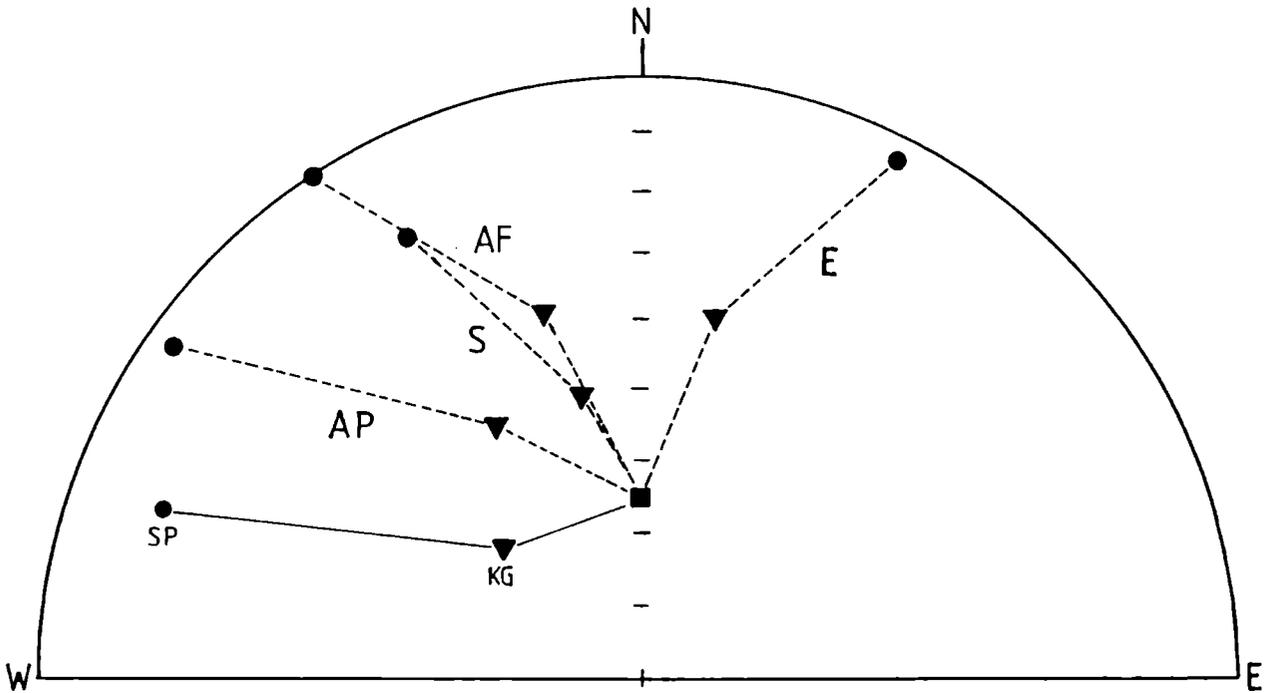


Abb. 5.(3): Richtungsvergleich nach Daten von VAN DEN BERG 1979.
flächentreue Äquatorialprojektion

Kreise: P e r m

Dreiecke: K r e i d e

Quadrat: rezente Erdfeldrichtung

E = Stabil Europa

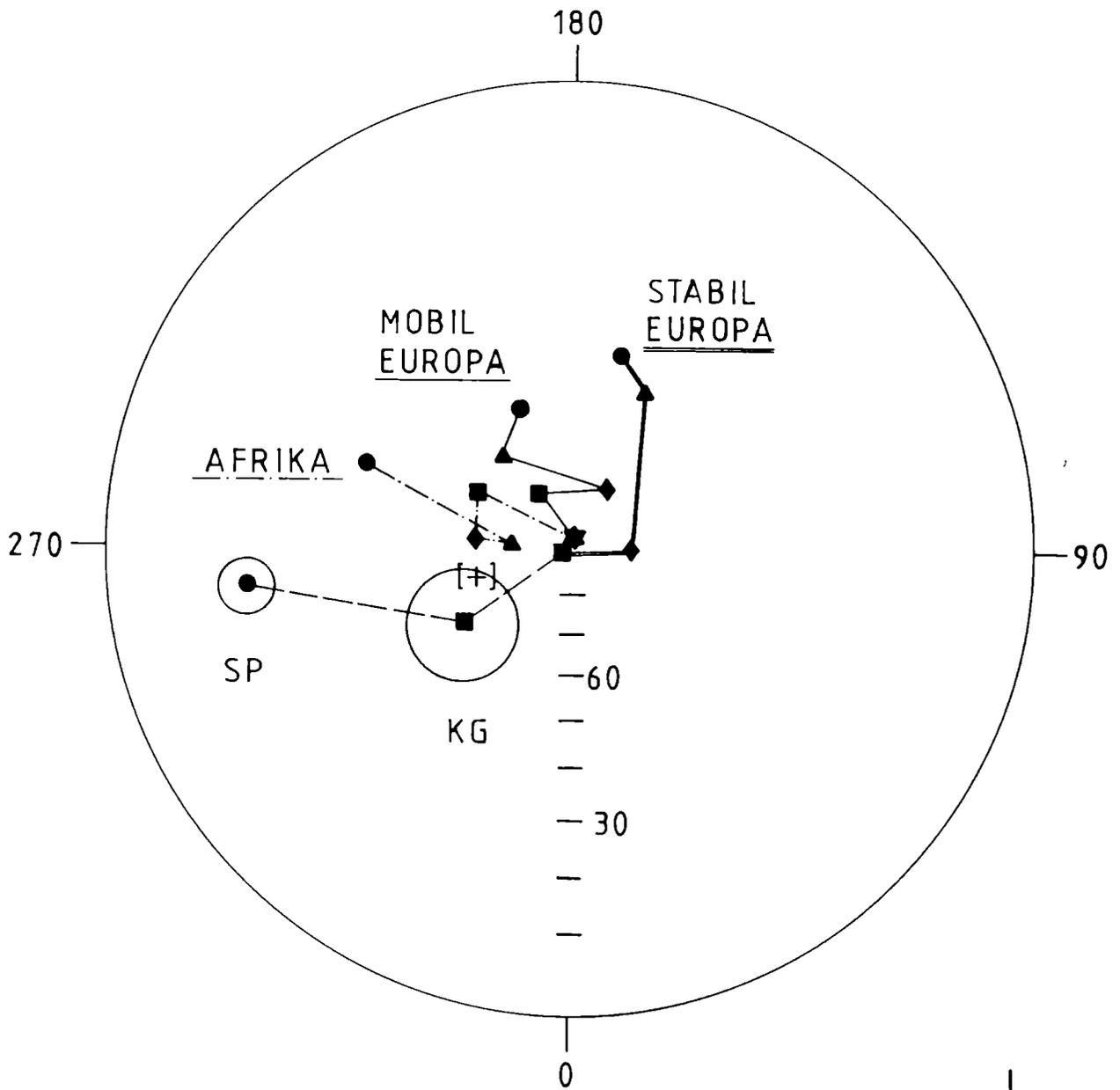
AF = Afrika

S = östliche Südalpen =
Dolomiten & Vicentinische Alpen

AP = Adriatische Platte

SP = Perm von St. Paul i. L. (Gesamtmittelw. KP I)

KG = Kainacher Gosau (Gesamtmittelw. KG NORMAL)



- ★ Quartär
- Kreide — — — KG = KAINACHER GOSAU
- ◆ Jura
- ▲ Trias
- Perm — — — — SP = ST. PAUL i. Lavantf.

N	A ₉₅
15	12,4
13	4,6

Abb. 5.(4): Poldaten - Vergleich

Polwanderungskurven nach KRS 1982

winkeltreue Polarprojektion

[+] = KG Primärriichtung nach π -Kreis Methode -
liegt innerhalb des circle of confidence des Gesamt-
mittelwertes von KG NORMAL.

basierend auf
 Pol-Daten von:

KRS[^] 1982

VAN DEN BERG 1979

Rotation ($\varrho = +$) des

<u>P E R M v. ST. PAUL:</u>	KP I	(KP II)	KP I	(KP II)
gegenüber				
Stabil Europa	-90,8	(-120,4)	-96,6	(-126,2)
Mobil Europa (Adr. Pl.)	-67,4	(-97,0)	-31,8	(-61,4)
Östliche Südalpen ^{*)}	----	----	-42,5	(-72,1)
Afrika	-31,6	(-61,2)	-38,2	(-67,8)

rez. Nord-Richtung:	-70,3	(-99,9)		

Rotation ($\varrho = +$) der

<u>KAINACHER G O S A U:</u>	KG N ^{**})	(π -KM) ^{***})	KG N ^{**})	(π -KM) ^{***})
gegenüber				
Stabil Europa	-41,8	(-28)	-57,2	(-43,9)
Mobil Europa (Adr. Pl.)	-41,3	(-27,5)	-16,4	(- 2,6)
Östliche Südalpen ^{*)}	----	----	-35,0	(-21,2)
Afrika	-25,3	(-11,5)	-31,4	(-17,6)

rez. Nord-Richtung:	-46,5	(-32,7)		

Tab. 5.(3): Rotationsbeträge für KP und KG.

KP Gruppen I, II: B-CORR overall mean

**) = KG Gruppe NORMAL: F-CORR overall mean

***) = KG Primärrichtung F-CORR nach π -Kreis Methode (vgl. Kap. 3.2.3)

*) = Dolomiten und Vicentinische Alpen

basierend auf
Pol-Daten von:

KRS[^] 1982

VAN DEN BERG 1979

N-S Bewegung ($\overset{N}{\uparrow} = +$) des

<u>P E R M v. ST. PAUL:</u>	KP I	(KP II)	KP I	(KP II)
gegenüber				
Stabil Europa	+4,2	(+0,8)	+7,0	(+3,6)
Mobil Europa (Adr. Pl.)	-2,1	(-6,5)	+6,3	(+2,9)
Östliche Südalpen ^{*)}	----	----	-0,1	(-3,5)
Afrika	+1,3	(-2,1)	+9,5	(+6,1)

rez. geogr. Breite	+37,8	(+41,2)		

N-S Bewegung ($\overset{N}{\uparrow} = +$) der

<u>KAINACHER G O S A U:</u>	KG N ^{**})	(π -KM) ^{***})	KG N ^{**})	(π -KM) ^{***})
gegenüber				
Stabil Europa	- 1,1	(- 4,7)	+23,9	(+20,3)
Mobil Europa	+14,2	(+10,6)	+15,3	(+11,7)
Östliche Südalpen ^{*)}	----	----	+14,9	(+11,3)
Afrika	+20,3	(+16,7)	+25,1	(+21,5)

rez. geogr. Breite	-0,8	(-4,4)		

Tab. 5.(4): N-S Bewegung von KP und KG.

KP Gruppen I,II: B-CORR overall mean

**) = KG Gruppe NORMAL: F-CORR overall mean

***) = KG Primärriichtung F-CORR nach π -Kreis Methode (vgl.

Kap. 3.2.3)

*) = Dolomiten und Vicentinische Alpen

Kalkalpenbasis erfolgen. Eine Klärung dieser Frage können nur weitere Detailuntersuchungen bringen.

Eine andere Problematik betrifft die differentiellen Bewegungen innerhalb der "Adriatischen Platte". Während die E-W - orientierten Remanenzen aus dem Paularo-Profil (MAURITSCH & BECKE 1983) mit den Perm-Richtungen aus der Gurktaler DEcke gut übereinstimmen, ist der postpermische Gegenuhrzeigersinn-Rotationsbetrag für den Bozener Quarzporphyr (ZIJDERVELD et al. 1970, BECKE & MAURITSCH 1984) sowie für die Perm-Vulkanite am Luganosee (VAN HILTEN & ZIJDEDRVELD 1966) um rund 50 - 60° kleiner. Die einzige (unbefriedigende) Erklärung dafür bieten lokaltektonische Komplikationen, das gleiche gilt für die N-S Richtungen im Paläozoikum beiderseits des Gailtales (HEINZ & MAURITSCH 1980).

Während an der Periadriatischen Naht nur Seitenverschiebungen und Vertikalbewegungen angenommen werden (RATHORE & BECKE 1980, RATHORE & HEINZ 1980), bringt VAN DEN BERG 1979 die unterschiedliche Drehung der östlichen Südalpen gegenüber dem Apennin mit einer Störung unterhalb der Poebene in Verbindung. Dem steht ein (im Vergleich zum Apennin) größerer Rotationsbetrag der Gurktaler Decke gegenüber.

Noch komplizierter werden die Verhältnisse, geht man gegen Osten: SOFFEL et al. 1983 vermuten auf Grund des Wechsel von "adriatischen" zu "europäischen" Richtungen in Perm/Trias-Gesteinen die Ostgrenze der Adriatischen Platte im Meridian von Laibach in Slowenien. Dies steht im Widerspruch zur Arbeit von MARTON & MARTON 1981, die für die Transdanubischen Zentralberge in Ungarn (nach Rückführung einer zusätzlichen 30°-Gegenuhrzeigersinn-Rotation tertiären Alters) eine "afrikanische" Polwanderungskurve für das Mesozoikum erhalten.

Auch in den Nördlichen Kalkalpen sind die vorgosauischen Daten uneinheitlich. Während im Westen aus Perm (SOFFEL 1975) und Trias (BECKE 1980) im Gegenuhrzeigersinn rotierte Richtungen bestimmt wurden, findet man im zentralen Abschnitt (BECKE & MAURITSCH 1983) für den Jura "europäischen" Drehsinn; die Gosau-Ablagerungen hingegen zeigen einheitlich Uhrzeigersinn-Rotation (BECKE & MAURITSCH 1983). Einen weiteren Mosaikstein im Puzzle mesozoisch rotierter Blöcke bilden die Karpaten in der CSSR, wo von KOTASEK & KRS 1965 für Permotrias-Gesteine Uhrzeigersinn-Rotation nachgewiesen wurde.

Uneinheitlich sind auch die Auffassungen bezüglich des Zeitpunktes der Trennung der Adriatischen Platte von Afrika und des Motors für deren Eigenrotation. Während VAN DEN BERG 1979 die Loslösung im Alttertiär und anschließende selbständige Drehung des "Adriatic block" mit der Nord-Bewegung des afrikanischen Kontinents und der West-Drift des Balkan-Rhodopen-Türkei Blocks in Verbindung bringt, verlegt FRISCH 1977, 1980 die Separation in die Mittelkreide und erklärt die Rotation der Adriatischen Platte mit der sinistralen Relativbewegung zwischen Europa und Afrika in Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantik.

6. LITERATURVERZEICHNIS

- AGNOLI, F. (1987): I. Geologie des Stroß nordwestlich von Weiz. II. Paläomagnetische Untersuchungen im Permo-Mesozoikum östlich des Krappfeldes.- 144 S., Unv. Diss. Univ. Graz
- ALVAREZ, W., ARTHUR, M.A., FISCHER, A.G., LOWRIE, W., NAPOLEONE, G., PREMOLI, S.I., ROGGENTHEN, W.M. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy.- Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 1, 367-389
- ALVAREZ, W. & LOWRIE, W. (1978): Upper Cretaceous paleomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Apennines, Italy): verification of the Gubbio section.- Geophys. J. R. astr. Soc., 55, 1-17
- BAILEY, R.C. & HALLS, H.C. (1984): Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetisation circle and direct observational data.- J. Geophys., 54, 174-182
- BECKE, M. (1980): Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol).- Unv. Diss. Univ. Innsbruck
- BECKE, M. & MAURITSCH, H.J. (1983): Paläomagnetik, Teilbericht für das Jahr 1982.- Jahresbericht 1982, Hochschulschwerpkt. S 15, 3, 33-44
- BECKE, M. & MAURITSCH, H.J. (1984): Rock and paleomagnetic investigations on the quartzporphyry complex near Bolzano (Bozen), Northern Italy.- IGCP No. 5, Newsl. 6., 11-20
- BECKE, M. & MAURITSCH, H.J. (1985): Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen aus paläomagnetischer Sicht.- Arch. Lagerstättenforsch., Geol. B.-A., 6, 113-116
- BECK-MANNAGETTA, P. (1953): Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge.- Kober Festschrift, 131-147, Univ. Wien
- BECK-MANNAGETTA, P. (1955): Der Bau der östlichen St. Pauler Berge.- Jb. Geol. B.-A., 98, 67-92
- BECK-MANNAGETTA, P. (1963): Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten).- Verh. Geol. B.-A., 1/2, 109-127
- BECK-MANNAGETTA, P. (1964): Beiträge zur Gosau des Lavanttales (Ostkarnten).- Mitt. naturw. Ver. Stmk., 94, 5-18
- CHANNELL, J. & HORVATH, F. (1976): The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region.- Tectonophysics, 35, 71-101
- CHANNELL, J. & TARLING, D. (1975): Palaeomagnetism and the rotation of Italy.- Earth Planet. Sci. Lett., 25, 177-188
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas.- Geol. Jb., E10, 3-63
- FISHER, R.A. (1953): Dispersion on a sphere.- Proc. R. Soc. A., 217, 295-305

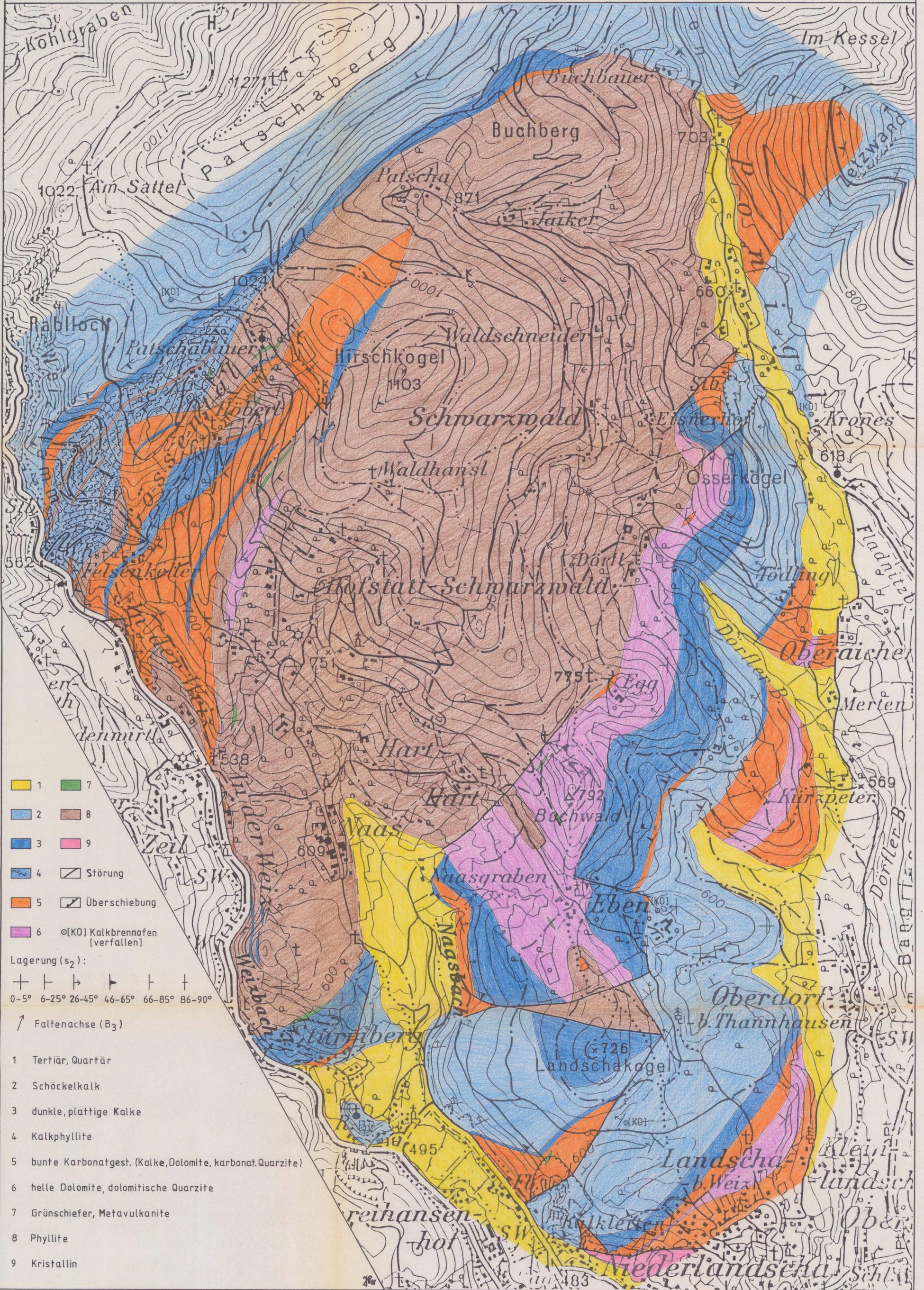
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes.- 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Joann., Sdh. 1, 288 S.
- FLÜGEL, H.W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik.- Mitt. österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/79), 25-36
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W. (1980): Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum.- Mitt. österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/79), 201-212
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000.- Geol. B.-A., 127 S.
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 24, 263-276
- FRISCH, W. (1980): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean.- Mitt. österr. Geol. Ges., 71/71 (1978/79), 45-48
- FÖRSTER, H., SOFFEL, H., & ZINSSER, H. (1975): Paleomagnetism of rocks from the Eastern Alps from North and South of the Insubrian Line.- N. Jb. Geol. Pal., Abh., 149, 1, 112-127
- FROMM, K. & PUCHHER, R. (1978): A paleomagnetic guide for the drift of the African and European plate. In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds): Alps, Apennines, Hellenides.- Inter-Union Comm. Geodyn. Scient. Rep. No. 38, 19-23
- GOSEN, W. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener - St. Pauler Berge (Kärnten, Österreich).- Verh. Geol. B.-A., 1979, 313-335
- GOSEN, W. & THIEDIG, F. (1982): Die Gurktaler Decke (Oberostalpin) und ihr unterlagerndes Mittelostalpin Kristallin (Kärnten/Steiermark, Österreich).- Mitt. Geol. Inst. Univ. Hamburg, 53, 11-32
- GRAF, W. (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach. In: FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes.- 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Joann., Sdh. 1, 288 S.
- HEINZ, H. & MAURITSCH, H.J. (1980): Paläomagnetische Untersuchungen an der "Periadriatischen Naht".- Mitt. österr. Geol. Ges., 71/72 (1978/79), 269-274
- IRWING, E. (1964): Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems.- 397 p., New York (Wiley)
- KOTASEK, J. & KRS, M. (1965): Paleomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian mountains of Czechoslovakia.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1, 39-49
- KRS, M. (1982): Implication of statistical evaluation of phanerozoic palaeomagnetic data (Eurasia, Africa).- Rozprawy Czeckoslovenske Akademie Ved., 92, 3, 1-86

- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. (1974): Rotation of the Italian Peninsula.- *Nature*, 251, 285-288
- MANZONI, M. (1970): Paleomagnetic data of Middle and Upper Triassic age from the Dolomits (Eastern Alps, Italy).- *Tectonophysics*, 10, 411-424
- MARTON, E. (1984): Palaeomagnetism of palaeozoic granitoids and connected metamorphic rocks in Hungary.- *IGCP No. 5., Newsl.* 6, 65-71
- MARTON, E. & MARTON, P. (1981): Mesozoic Paleomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implications.- *Tectonophysics*, 72, 129-140
- MARTON, E. & MARTON P. (1983): A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history.- *Tectonophysics*, 98, 43-57
- MARTON, E. & VELJOVIC, D. (1983): Palaeomagnetism of the Istria Peninsula, Yugoslavia.- *Tectonophysics*, 91, 73-87
- MAURITSCH, H.J. (1980): Paläomagnetische Untersuchungen an einigen Magnesiten aus der westlichen Grauwackenzone.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 73, 1-4
- MAURITSCH, H.J. (1981): Paleomagnetic results from some Paleozoic basins in the Eastern Alps for correlation purposes within IGCP No. 5.- *IGCP No. 5., Newsl.* 3, 117-119
- MAURITSCH, H.J. (1984): Aufbau des Paläomagnetik-Labors in Gams bei Rothleiten.- *Hochschulschwerpkt.* S 15, Jahresber. 1983, 4, 17-20
- MAURITSCH, H.J. (1984): Paläo- und Archäomagnetik. In: MILITZER, H. & WEBER, F. (Hrsg.): *Angewandte Geophysik*, Bd. I. Gravimetrie und Magnetik.- 353 S., Berlin (Springer)
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1983): A magnetostratigraphic profile in the Permian (Gröden beds, Val Gardena formation) of the Southern Alps near Paularo (Carnic Alps, Friuli, Italy).- *IGCP No. 5., Newsl.* 5, 80-86
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the Southern Border Zone. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 282-308, Wien (Deuticke)
- MAURITSCH, H.J. & FRISCH, W. (1980): Paleomagnetic results from the Eastern Alps and their comparison with data from the Southern Alps and the Carpathians.- *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 73, 5-13
- MAURITSCH, H.J. & ROTHER, K. (1983): Paleomagnetic investigations in the Thüringer Forest (GDR).- *Tectonophysics*, 99, 63-72
- McELHINNY, M.W. (1973): *Palaeomagnetism and plate tectonics*.- 358 p., Cambridge (University Press)
- McFADDEN, P.L. & JONES, D.L. (1981): The fold test in paleomagnetism.- *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 53-58

- McFADDEN, P.L. & LOWES, F.J. (1981): The discrimination of mean directions drawn from FISHHER distributions.- Geophys. J. R. astr. Soc., 67, 19-33
- PUCHER, R. & MORTEANI, G. (1978): Review of the palaeomagnetic data of the Alps. In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides.- Inter-Union Comm. Geodyn. Scient. Rep. No. 38, 29-32
- QUADE, H. (1984): Die Lagekugelprojektion in der Tektonik - Das SCHMIDT'sche Netz und seine Anwendungen.- Clausth. Tekt. H., 20, 196 S.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks.- 568 p., New York (McGraw-Hill)
- RATHORE, J.S. & BECKE, M. (1980): Magnetic fabric analysis in the Gail Valley (Carinthia, Austria) for the determination of sense of movement along this region of the Periadriatic Line.- Tectonophysics, 69, 349-368
- RATHORE, J.S. & HEINZ, H. (1980): The application of magnetic susceptibility anisotropy analyses to the study of tectonic events on the Periadriatic Line.- Mitt. österr. Geol. Ges., 72/73 (1978/79), 275-290
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christofberges), Kärnten, Österreich.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14/15 (1963/64), 229-266
- SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1983): Alpidischer Überschiebungsbau in den St. Pauler und Griffener Bergen (Ostkarnten, Österreich).- Verh. Geol. B.-A., 1982, 3, 155-327
- SOFFEL, H. (1972): Anticlockwise rotation of Italy between Eocene and Miocene, paleomagnetic evidence from the Colli Euganei, Italy.- Earth. Planet. Sci. Lett., 17, 207-210
- SOFFEL, H. (1975): The paleomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°.- N. Jb. Geol. Pal. Mh., 375-384
- SOFFEL, H. (1978): Review of paleomagnetic data from Italy and adjacent areas. In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides.- Inter-Union Comm. Geodyn. Scient. Rep. No. 38, 23-29
- SOFFEL, H., POHL, W. & BUSER, S. (1983): Paleomagnetism of Permo-Triassic rocks from Northern Slovenia, Yugoslavia, and the eastern margin of the Adriatic plate.- Tectonophysics, 91, 301-320
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN, W., SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkarnten (Österreich).- Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, 53, 169-179
- TARLING, D.H. (1983): Palaeomagnetism. Principles and applications in geology, geophysics and archeology.- 379 p., London - New York (Chapman & Hall)

- THIEDIG, F.(1982): Geologische Arbeiten der Universität Hamburg in den östlichen Zentralalpen von 1970 - 1982.- Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, 53, 3-9
- THIEDIG, F. & CHAIR, M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen.- Carinthia II, 164/84, 105-113
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCHE, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M. (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens - Österreich.- Verh. Geol. B.- A., 2-3, 269-279
- THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D. (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich).- Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, 43, 79-84
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des Haselgebirges.- N. Jb. Geol. Pal. Mh., 270-299
- VAN DEN BERG, J. (1979): Paleomagnetism and the changing configuration of the Western Mediterranean area in the mesozoic and early cenozoic eras.- Geol. Ultraiect., 20, Utrecht
- VAN DEN BERG, J., KLOOTWIJK, C.T. & WONDERS, A. (1978): Late mesozoic and cenozoic movements of the Italian Peninsula: further paleomagnetic data from the Umbrian sequence.- Geolo. Soc. Amer. Bull., 89, 133-150
- VAN DEN BERG, J. & WONDERS, A. (1980): Paleomagnetism of late mesozoic pelagic limestones from the Southern Alps.- J. Geophys. Res., 85, 3623-3627
- VAN HILTEN, D. & ZIJDERVELD, J.D. (1966): The magnetism of the Permian Porphyries near Lugano (Northern Italy, Switzerland).- Tectonophysics, 3, 429-446
- ZIJDERVELD, J.D., HAZEU, G.J., NARDIN, M. & VAN DER VOO, R.(1970): Shear in the Tethys and the Permian Paleomagnetism in the southern Alps, including new results.- Tectonophysics, 10, 639-661

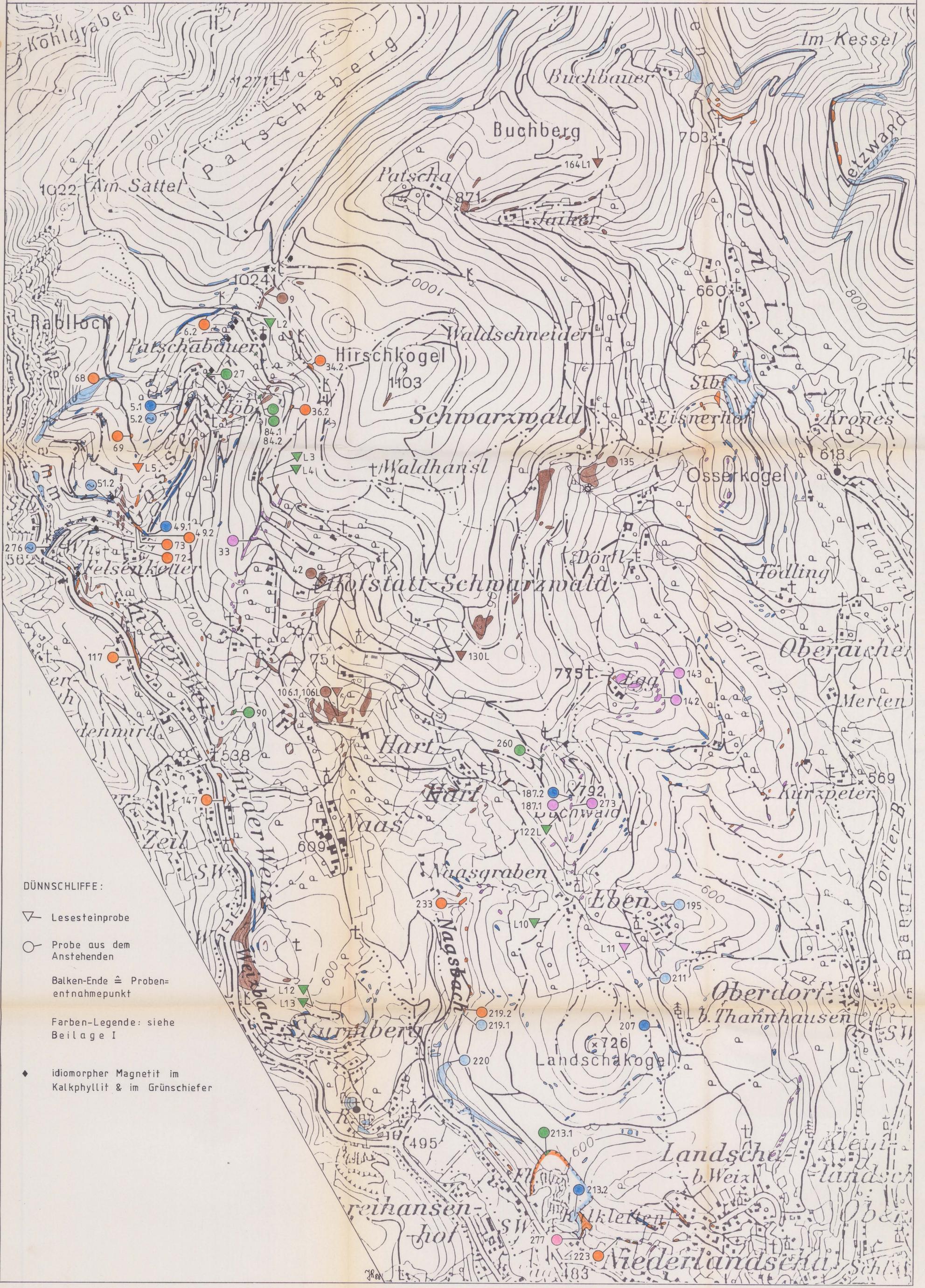
Geologische Karte des Hirschkogel - Landscha Berges nördlich von Weiz
 (Grazer Paläozoikum, Steiermark). Maßstab = 1 : 10.000. Aufgenommen von Johannes REISINGER



- | | | | |
|--|---|--|------------------------------|
| | 1 | | 7 |
| | 2 | | 8 |
| | 3 | | 9 |
| | 4 | | Störung |
| | 5 | | Überschiebung |
| | 6 | | Kalkbrennofen
[verfallen] |

- Lagerung (s_2):
- | | | | | | |
|------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | | | | | |
| 0-5° | 6-25° | 26-45° | 46-65° | 66-85° | 86-90° |
-
- Faltenachse (B_3)

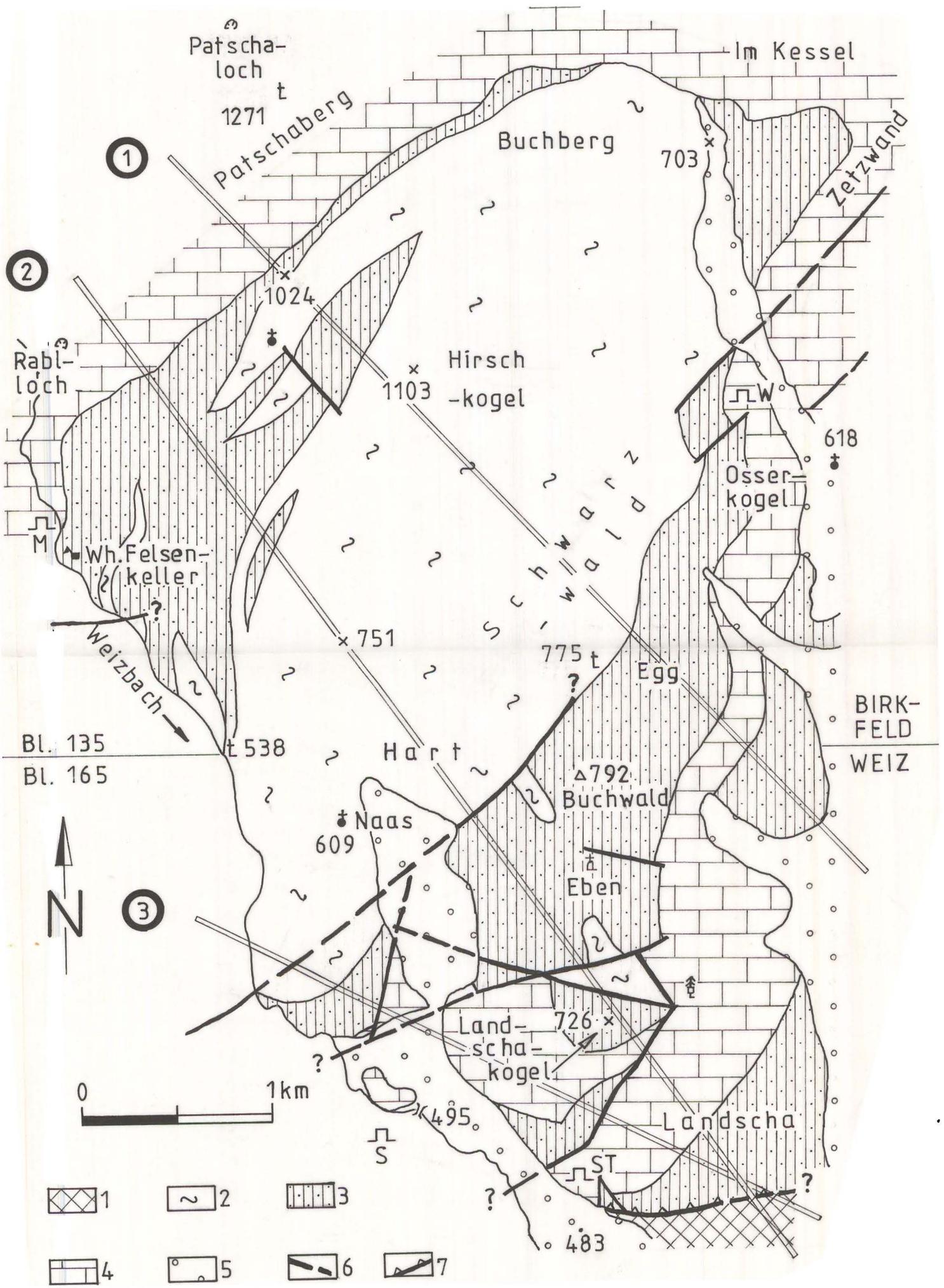
- 1 Tertiär, Quartär
- 2 Schöckelkalk
- 3 dunkle, plattige Kalke
- 4 Kalkphyllite
- 5 bunte Karbonatgest. (Kalke, Dolomite, karbonat. Quarzite)
- 6 helle Dolomite, dolomitische Quarzite
- 7 Grünschiefer, Metavulkanite
- 8 Phyllite
- 9 Kristallin



DÜNNSCHLITZE:

- ▽ Lesesteinprobe
- Probe aus dem Anstehenden
- Balken-Ende ≙ Probenentnahmepunkt
- Farben-Legende: siehe Beilage I
- ◆ idiomorpher Magnetit im Kalkphyllit & im Grünschiefer





21 Dateien (658432 Bytes free)

s₂ - Flächen:

=====

im SCHÖCKELKALK	SK-W	Schöckelkalk - West
	SK-N	" - Nord
	SK-E	" - Ost
	SK-S	" - Süd
in Karbonat-		
gesteinen	GOPB	Gössental - Patschaberg
	IDWZ	In der Weiz
	SNLE	Sturmberg - Naasgraben - Landscha - Eben
	BWOP	Buchwald - Osserkogel - Ponigl
in PHYLLITEN ..	HK-W	Hirschkogel - West
	HK-E	" - Ost

Klüfte:

=====

K-SK	Schöckelkalk
K-KARB	Karbonatgesteine
K-Ph	Phyllite

s₃ - Flächen:

=====

S3	crenulation cleavage in Phylliten
----	-----------------------------------

B₃ - Daten:

=====

B3LIN-K	B ₃ - Lineation in Karbonatgesteinen
B3LIN-W	B ₃ - Lin. Phyllite Hirschkogel - West
B3LIN-E	" - Ost
B3GEM-K	gemessene B ₃ - Achsen in Karbonatgest.
B3BER-K	berechnete " " "
B3-DAT	mittlere B ₃ - Achse, berechnet aus diversen Daten
B3-SPFL	mittlere B ₃ - Achse, berechnet über den Großkreis durch die Schwerpunk- flächen-Pole (s ₂) der Teilgebiete