

R. Oberhauser

Österreichische Geologische Gesellschaft

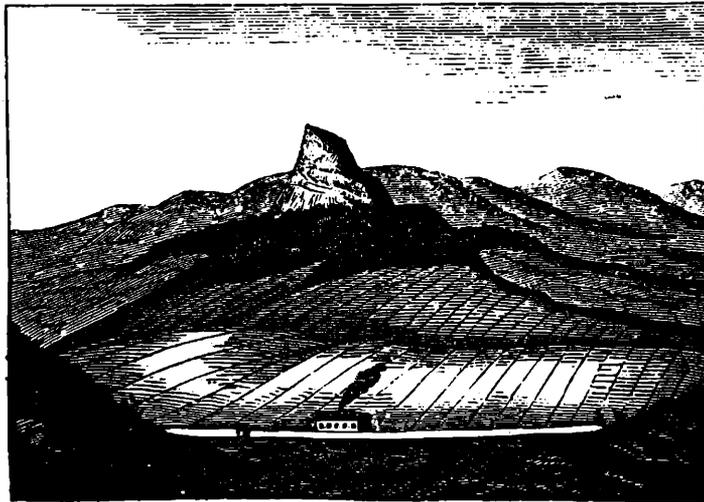
WANDERTAGUNG

Bad Gleichenberg

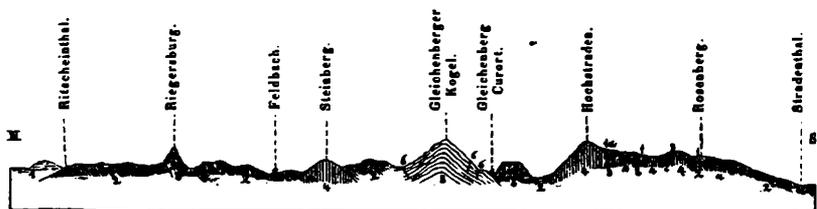
3. - 6. Oktober 1994

EXKURSIONSFÜHRER

Steirisches Tertiärbecken



Der Basalttuff-Felsen der Riegersburg von Bertholdstein aus gesehen.



1. Tertiäres Gerölle. 1a. Lehm. 2. Sand- und Mergellager. 3. Basalttuff. 4. Basalt. 5. Trachyt. 6. Opalartiges Gestein.

Ex: ANDRAE 1855

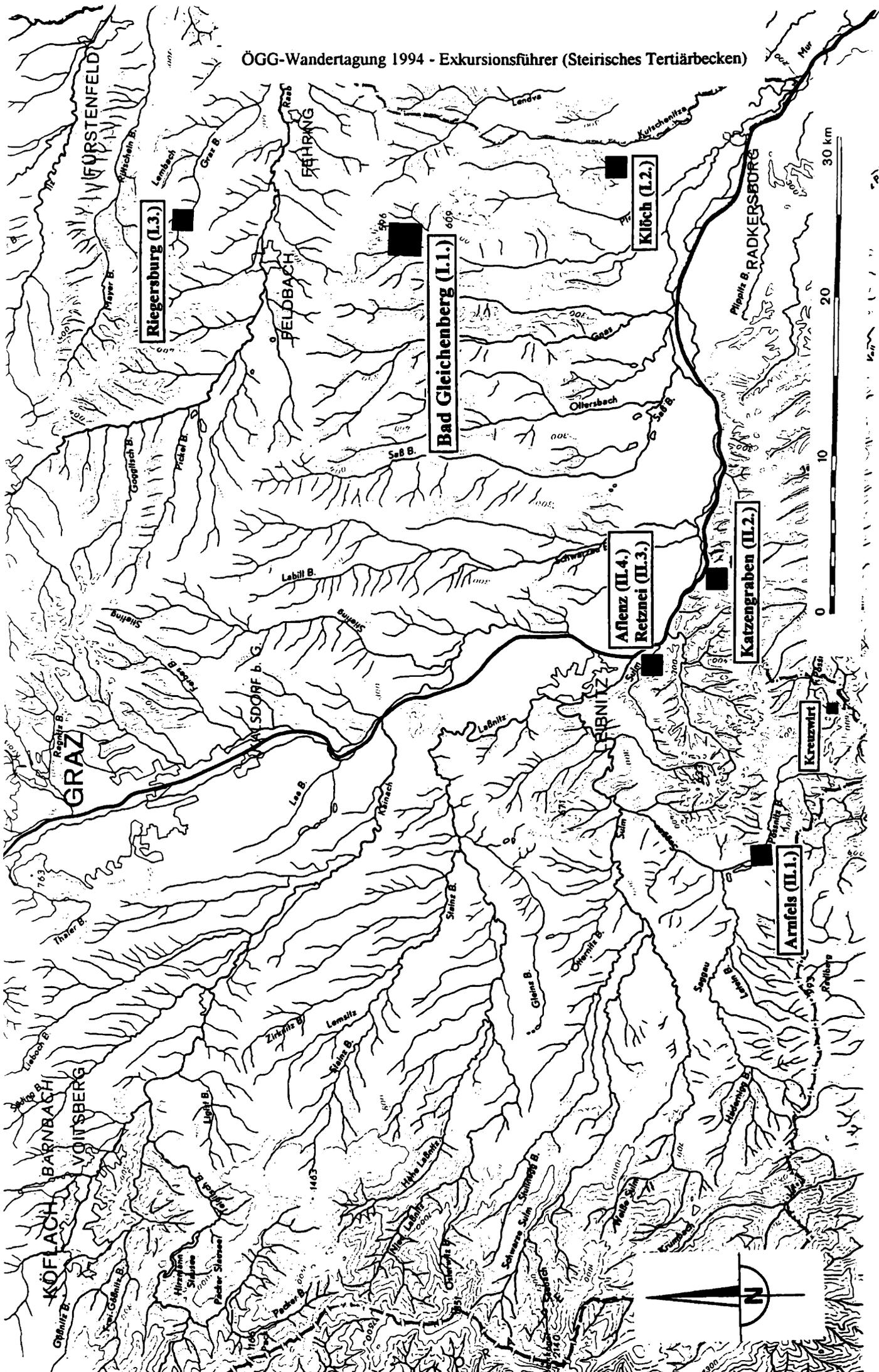
Herausgeber:

Hans-Ludwig HOLZER, Graz

Autoren (alle Graz):

Volker DÖHRN, Ingomar FRITZ, Hans-L. HOLZER, Dietmar KLAMMER,
Bernd MOSER, Franz SCHELL, Erich J. ZIRKL

Graz, im September 1994



DAS STEIRISCHE TERTIÄRBECKEN

INHALT:

Geologie - ein Überblick (H.-L. Holzer) [S. 3 - 5]

Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie (H.-L. Holzer) [S. 5 - 13]

I. Exkursion zum Magmatismus des Oststeirischen Beckens (5. Oktober 1994): [S. 15 - 53]

L1. Der miozäne Vulkanismus um Gleichenberg (D. Klammer, V. Döhrn)

L2. Der plio-/pleistozäne Vulkanismus von Klöch (B. Moser)

L3. Der plio-/pleistozäne Vulkanismus von Altenmarkt - Riegersburg (I. Fritz)

II. Exkursion in das Südweststeirische Becken und in den Bereich der Mittelsteirischen Schwelle (6. Oktober 1994): [S. 54 - 79]

II.1. Das Karpatium im Gebiet um Arnfels - Langegg (F. Schell)

II.2. Die "Steirische Diskordanz" (Karpatium) im Katzensgraben/Spielfeld (H.-L. Holzer)

II.3. Die Weissenegg Formation (Badenium) im Steinbruch Retznei (H.-L. Holzer)

II.4. Der Leithakalksandstein aus dem "Römersteinbruch" von Aflenz bei Leibnitz (E.J. Zirkl)

Geologie - ein Überblick

Das Steirische Tertiärbecken (STB) als das westlichste Teilbecken der zentralen Paratethys mit einer Entstehungs- und Füllungsgeschichte im Zeitabschnitt zwischen dem (?) Ottnangium und dem Grenzbereich Plio-/Pleistozän (Abb. 1, 2, Tabelle) wird im Westen und Norden von tektonischen Einheiten der Ostalpen (Penninikum, Unter-, Mittel- und Oberostalpin) begrenzt, ebenso wie diese Einheiten den Beckenuntergrund aufbauen (KRÖLL et al. 1988). Gegen Osten trennt die aus dem Gebiet zwischen Radkersburg und Mureck gegen NNE verlaufende Südburgenländische Schwelle (SBS) das Becken vom übrigen Pannonischen Beckensystem.

Die Mittelsteirische Schwelle (MStS), obertags aus oberostalpinem Paläozoikum aufgebaut (Sausal Gruppe), trennt grob ein bis etwa 1000 m tiefes und dreigeteiltes Weststeirisches (WStB) und ein bis etwas mehr als 3000 m tiefes und reich gegliedertes Oststeirisches Teilbecken (EStB). Das EStB selbst weist neben dem Gnaser und Fürstenfelder Becken Schwellen- und Grabenstrukturen sowie tief in das Hinterland reichende Buchten auf.

Neben der sedimentären Füllung, die lückenhaft fraglich im Ottnangium einsetzt und bis in das Pontium reicht (Abb. 4), charakterisiert der miozäne und plio-/pleistozäne Magmatismus die Entwicklungsgeschichte.

Als Ursache für die intrakarpatische Beckenbildung wird aus plattentektonischer Sicht die Nordbewegung der Adriatischen Platte relativ gegen Europa angenommen, wobei laterale Ost-West Bewegungen diese Kompression ausgleichen und zum "Ausquetschen" eines Krustenkeiles ("continental escape") und damit zusammenhängender Schollenrotation geführt haben soll. Die in Folge der Bildung und Deckentektonik des Karpatenbogens ausgelöste krustale Extension führt zur Subsidenz des pannonischen Beckensystems und zu dessen Füllung auf ausgedünnter Kruste. Der Vulkanismus im Steirischen Becken weist auf einen

Abb. 1 Das Steirische Becken ("ST") im intrakarpatischen Beckensystem

(B: Balaton-, N: Norische-, R: Raablinie; L: Lavanttalstörung) Nach EBNER & SACHSENH. 1991

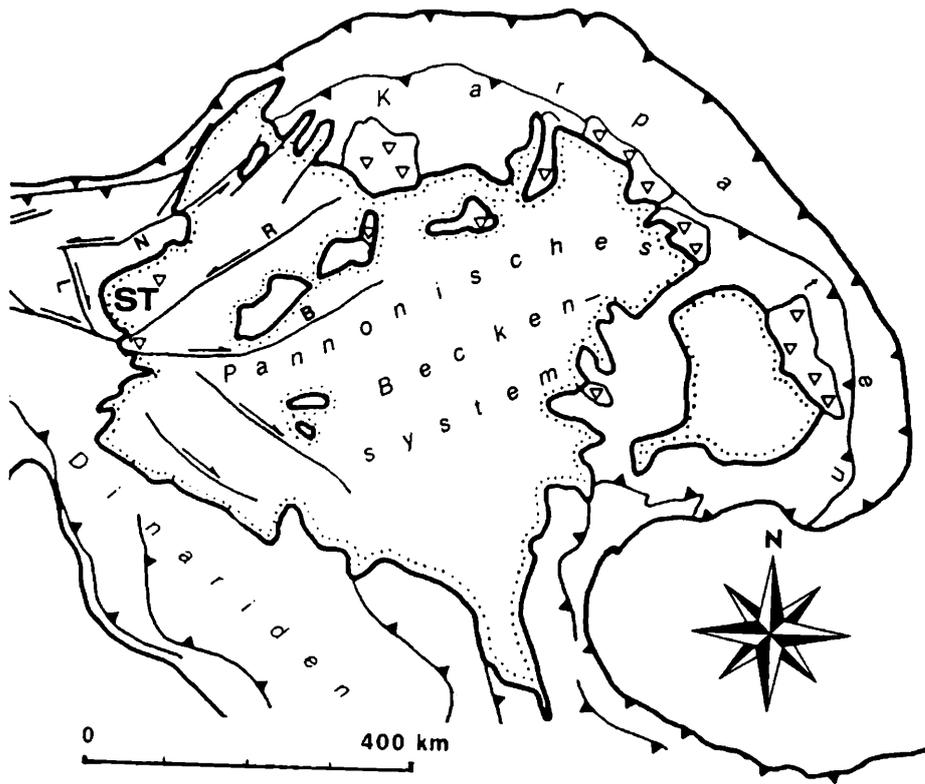
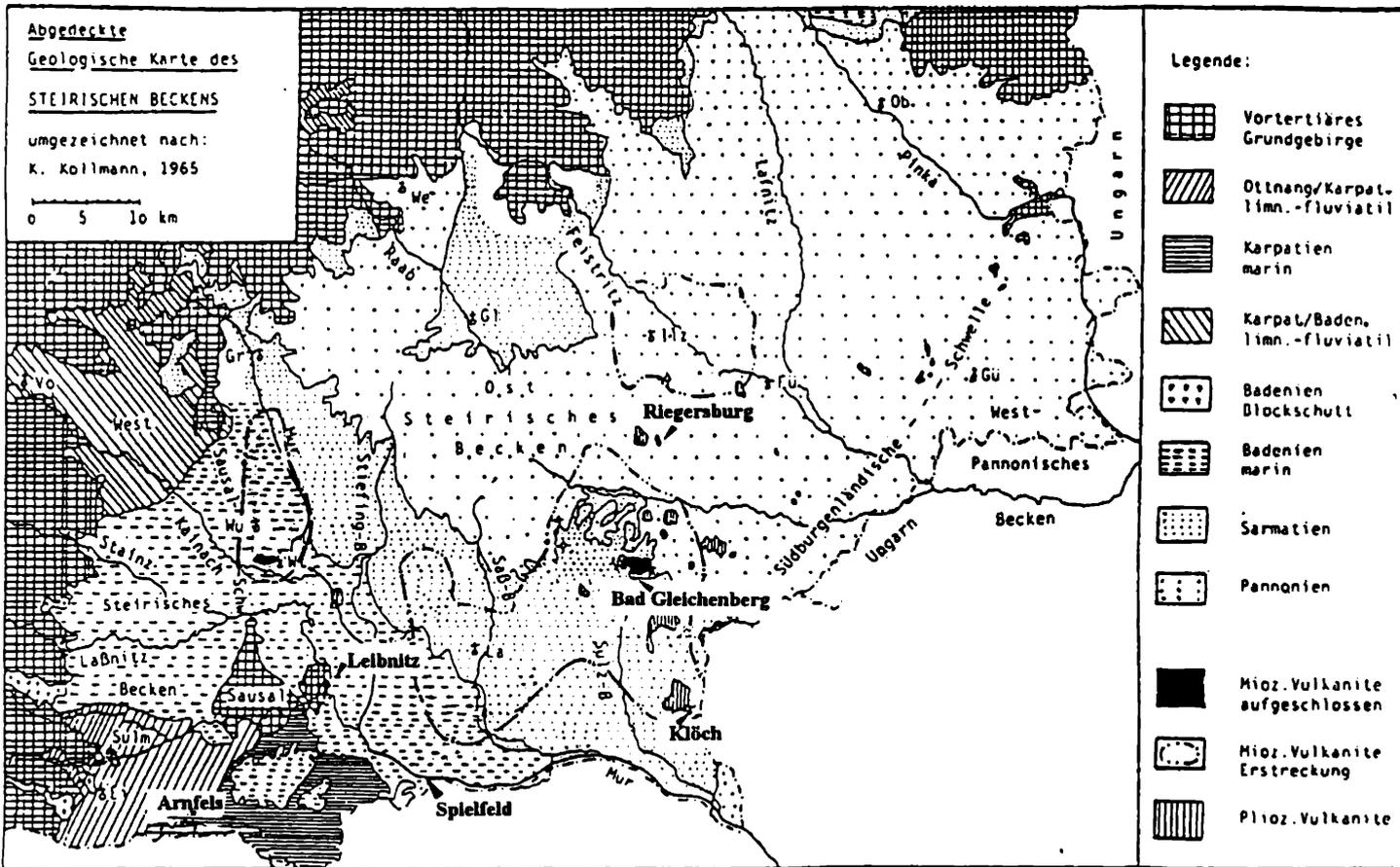


Abb. 2



erhöhten Wärmefluß im Gegensatz zum Wiener Becken hin, welches aus faziellen und paläogeographischen Gründen immer wieder als Vergleich herangezogen wird.

Generell etwa Nord-Süd und im südlichen EStB etwa Nordost-Südwest verlaufende Störungssysteme bewirken relative Höhenverstellung durch Abschiebungen und interne Zerlegung der verkippten Blöcke (vgl. zuletzt FRIEBE 1991, NEUBAUER 1994).

Die tektonischen Hauptereignisse konzentrieren sich auf das Karpatium, die sogenannte "Steirische Diskordanz" im Bereich der MStS ist ein altbekannter Ausdruck dieser lokal ablaufenden geodynamischen Ereignisse (FRIEBE 1991). Die tektonischen Ereignisse scheinen sich im Badenium nach Osten zu verlagern. Spätere (intrasarmatische bis unterpannone) Tektonik ist aus dem Nordrandbereich des EStB nachgewiesen worden. Im Pontium werden die südöstlichsten Randbereiche in die Absenkung des Pannonischen Raumes einbezogen.

Weitere Information finden sich in jüngeren zusammenfassenden Arbeiten über die Geologie des engeren und weiteren Raumes, wie bei bei TOLLMANN 1985, ROYDEN & HORVATH 1988, EBNER, FRIEBE & SACHSENHOFER 1992, MALZER & SPERL 1993), über die Thermal- und Heilwasservorkommen bei ZÖTL & GOLDBRUNNER 1993 und ZETINIGG 1994.

Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie

ALLGEMEINES:

Die bis in die späten Sechziger Jahre erarbeiteten Daten zur Füllungsgeschichte des Steirischen Beckens (auch als "Graz basin" bezeichnet), beruhen vor allem auf den Arbeiten von WINKLER-HERMADEN (1913 bis 1962), den Daten der Erdöl/Erdgas-Explorationen im Oststeirischen Becken (EStB) (KOLLMANN 1965) und der Mineralogie und Petrologie der Magmatite und deren Nachgeschichte (HERITSCH in FLÜGEL & HERITSCH 1968). Im Zeichen des Paradigmenwechsels zur Plattentektonik (vgl. zuletzt NEUBAUER 1994) und der Fortschritte im Rahmen der Beckenanalyse lieferten Arbeiten der letzten Jahren neue Erkenntnisse zur Paläontologie, (Chrono)-Stratigraphie und Fazies (EBNER & SACHSENHOFER 1991 cum lit., weitere, dort - auch in FLÜGEL & NEUBAUER 1984 nicht angeführte Literatur: DULLO 1983, FRIEBE, 1987, 1988, 1989a,b, 1993, 1994, FRIEBE & POLTNIG 1991, DAXNER-HÖCK 1990, GROSS 1994, KRÄINER 1989, SCHELL 1994, STINGL 1994), über die Inkohlung (EBNER & SACHSENHOFER 1991 cum lit.) und erste Ansätze zur geologischen Einbindung des Magmatismus in das sedimentäre Environment (PÖSCHL 1990,1991, FRITZ, 1992, 1994).

Seit KOLLMANN 1965 und den im wesentlichen darauf aufbauenden Arbeiten von FLÜGEL & HERITSCH 1968 und FLÜGEL 1972 sind folgende und unter verschiedenen Gesichtspunkten zusammenfassende Publikationen beispielgebend anzuführen: WEBER & WEISS 1983 (Braunkohle), FLÜGEL & NEUBAUER 1984 (Geol. Karte der Steiermark), STEININGER et al. 1985 (Neogen der mediterranen Tethys und Paratethys), KRÖLL et al. 1988 (Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle), EBNER & SACHSENHOFER 1991 (Entwicklungsgeschichte - Inkohlungs bild).

Abb. 3 Die Stufengliederung der Paratethys im Vergleich mit der Gliederung des Mediterrans
(Biozonierung: CNP: Nanophytoplankton, PF: Plankt. Foraminiferen). Nach STEININGER et al. 1990

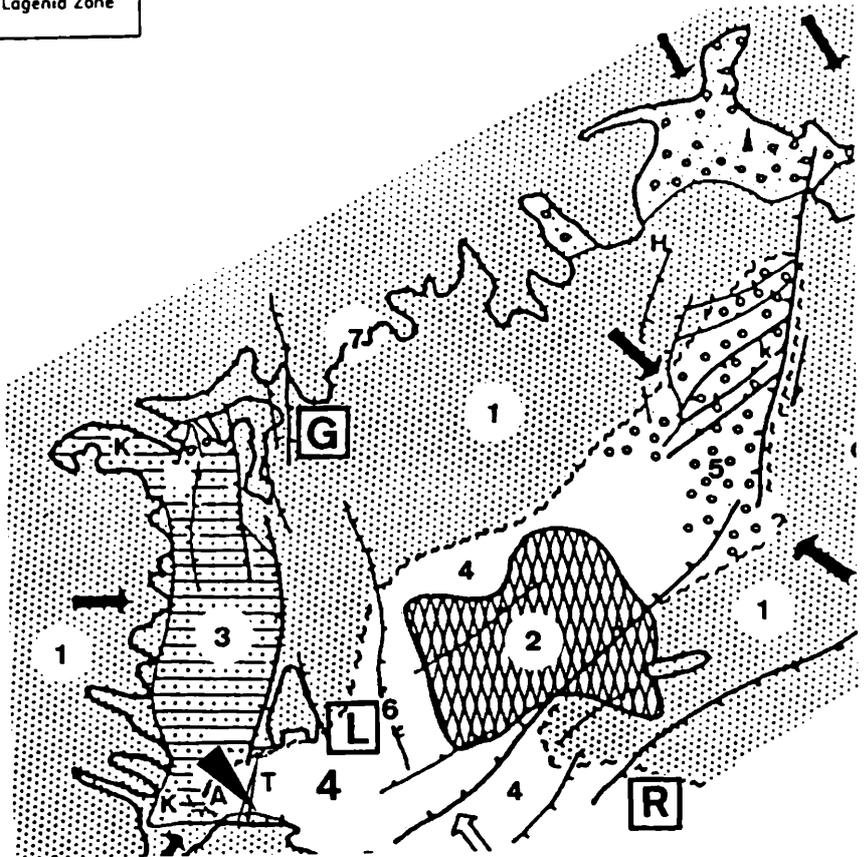
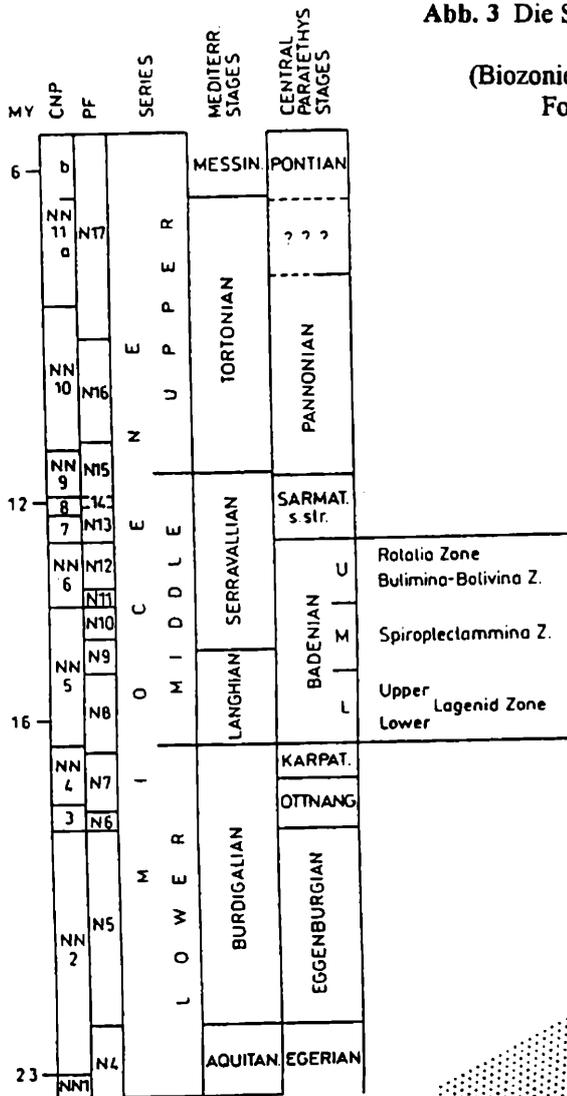


Abb. 4 Paläogeographische Situationskizze des Karpatiums

[1: Festland bzw. keine Sedimente bekannt; 2: Vulkangebiet; 3: limnisch-fluviatile Sedimente (im SW z.T. mit marinem Einfluß); 4: marine Sedimente mit Ingressionsrichtung; 5: Grobklastika; 6: Abschiebungen; 7: heutige Grundgebirgslinie. Schüttungsrichtung der Anfels-Fm.(A), der Teichbauer-Fm.(T); G: Graz, L: Leibnitz, R: Radkersburg] (verändert nach EBNER & SACHSENHOFER 1991)

ENTWICKLUNGSGESCHICHTE [Tabelle, Abb. 4 - 6]:

Chronostratigraphisch ungesichert beginnt im **Ottangium** (vor über 17,2 ma) die Füllungsgeschichte über einer vorher der Erosion und Verwitterung ausgesetzten Landschaft mit Roterdevorkommen und fluviatil-lakustrinen Sedimenten im EStB und mit "fan-delta-Sedimenten in Störungs-kontrolliertem Umfeld im Süweststeirischen Becken ("Teilbecken Eibiswald" in KRÖLL et al. 1988, "Eibiswalder Teilbucht" in EBNER & SACHSENHOFER 1991).

Die unter dem Namen "Radl-Wildbachschutt" geführten Grobklastika dieses Gebietes (vgl. zuletzt EBNER & SACHSENHOFER 1991) haben durch sedimentfazielle Neubearbeitung eine völlig neue Bewertung als proximal entwickelte Alluvialfächer und distal als subaquatische mass-flow-Ablagerungen erfahren (STINGL 1994), ähnliche Folgen finden sich unter den Begriffen "Schichten vom Hl.Geist", "Schutt von St.Anton"(KRAINER 1989). Trotz der noch heute anstehenden karbonatischen Paläozoikums-Mesozoikums-Vorkommen im Grundgebirge des näheren Umfeldes sind diese Schuttmassen ausschließlich aus Kristallinmaterial aufgebaut. Aus der Kartierung ist eine laterale Verzahnung mit den sog. Unteren Eibiswalder Schichten (UES) evident, die Mächtigkeiten, bisher kumulierend mit 1000 - 2000 m "Radl-Schotter" und bis 1000 m für die UES angegeben, werden mit etwa 550 m bei STINGL 1994 angeführt. Inwieweit sich am Nordrand des EStB Vorkommen von terrestrischen Ablagerungen des Ottangiums befinden, ist weiterhin ungesichert, biostratigraphische Daten weisen Teile dieser Ablagerungen sicher dem Karpatium zu. Jedoch könnten erste Daten aus Untersuchungen von Mikrovertebraten aus dem Areal Köflach-Voitsberg (DAXNER-HÖCK 1990) eine Einbindung größerer Teile der dortigen Schichtfolge in das Ottangium erwarten lassen.

Gesichert ab dem **Karpatium** (Dauer etwa 700.000 Jahre) überflutet das Meer den zentralen Teil des EStB (Gnaser Teilbecken), wobei überwiegend Siltsteine des sogenannten "Steirischen Schlier" mit Ablagerungstiefen um 100 m unter Meeresspiegelniveau abgelagert worden sind. Mit z.T. flyschartigen Äquivalenten reichen die marinen Ablagerungen bis an den Südrand des WStB (Kreuzkrumpl Formation), wo sie obertags mit einer Mächtigkeit um 600 m nachgewiesen werden (Abb.4).

Die West- und Nordwestgrenzbereiche des Beckens werden durch limnisch-fluviatile Ablagerungen mit z.T. wirtschaftlich nutzbaren Kohlevorkommen (z.B. Eibiswald, Köflach, Voitsberg) charakterisiert ("Mittlere und Obere Eibiswalder Schichten", "Kohleführende Schichten von Köflach", etc.).

Die im Südwesten auftretenden z.T. grobklastischen Folgen ("Arnfels Formation") mit einem hohen Sedimentkomponentenanteil (gesichert sind paläozoische Kalke nachgewiesen, die bekannt gemachten "Eozängeröle" haben sich nicht finden lassen) werden als subaquatische [marin beeinflusste (!)] Ablagerungen eines nach Süden bis Südosten geneigten Deltahanges interpretiert. Der marine Einfluß verstärkt sich in der lateral/hangend gegen Osten folgenden "Teichbauer Formation" mit wahrscheinlich nach Norden gerichteter Sedimentschüttung (SCHELL 1994).

Mit dem Karpatium wird der Höhepunkt der tektonisch bedingten Gestaltung des Steirischen Beckens erreicht, wobei v.a. neben der Südburgenländischen Schwelle (SBS) auch die Mittelsteirische Schwelle (MStS) und weitere strukturelle Eigenheiten die fazielle Entwicklung in den einzelnen Gebieten steuern. Eindrucksvoll sind die nunmehr **intrakarpatischen** Winkeldiskordanzen ("Steirische Phase") im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle (Wagna/Leibnitz, Retznei, Katzengraben/Spielfeld) (FRIEBE 1991).

Im Karpatium beginnend und bis in das Unterbadanium reichend setzt der miozäne Vulkanismus im EStB mit sauren bis intermediären K-betonten Vulkaniten ein. Radiometrische K/Ar-Daten reichen von $15,2 \pm 0,9$ bis $16,8 \pm 0,75$ ma. Von den bis zu 1200 m hohen Vulkanbauten ist die Hauptmasse heute unter Sedimentbedeckung verborgen.

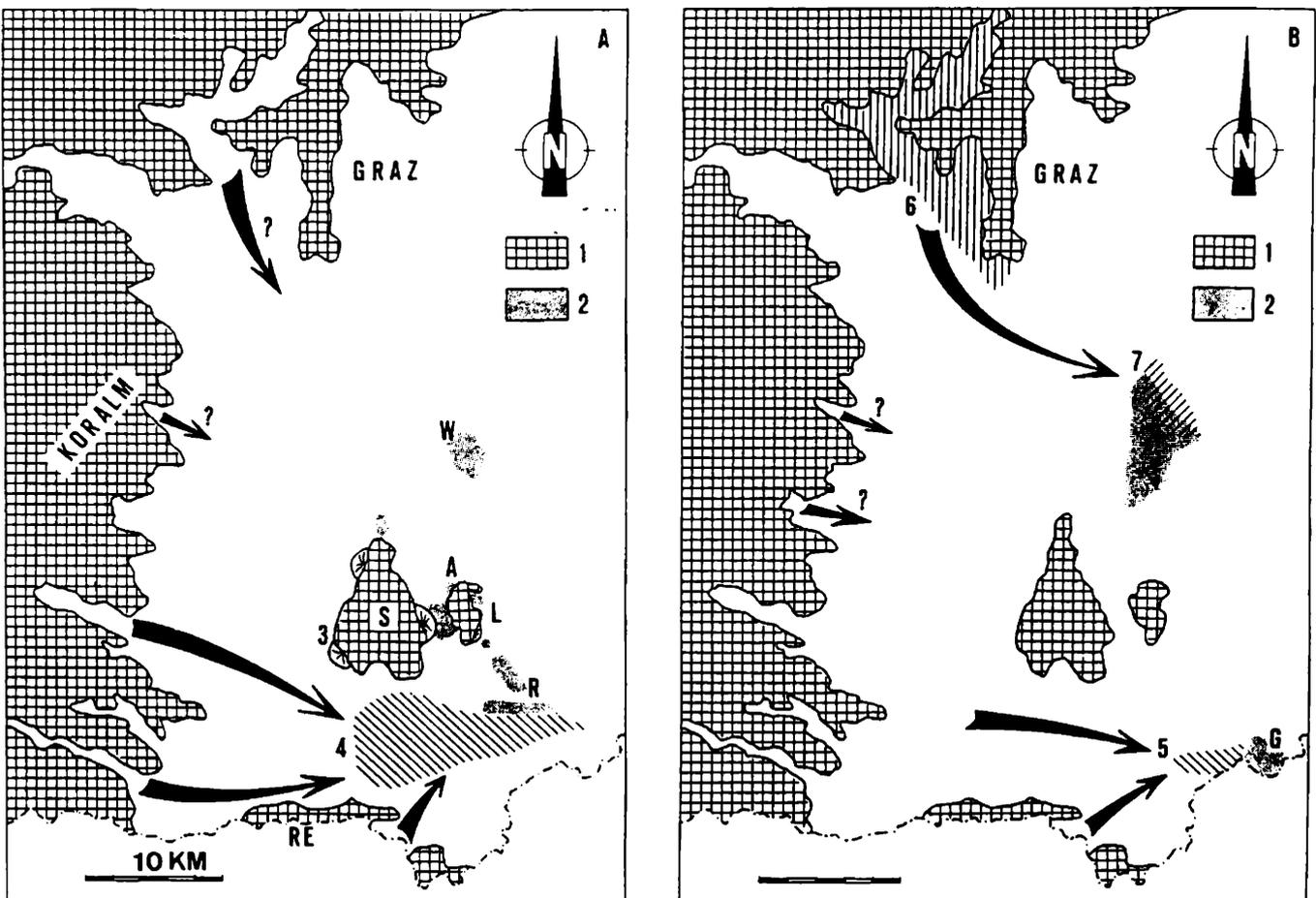
Hauptgebiete der vulkanischen Ereignisse liegen im Gebiet der Schildvulkane Mitterlabill - Bad Gleichenberg (etwa 30x20 km), und Ilz - Walkersdorf, hinzu kommen die badenischen Vorkommen von Wundschuh-Weitendorf u.a.m. Um Gleichenberg finden sich die auch aus Bohrungen ausführlich mineralogisch-petrologisch bearbeiteten Gesteine obertags (EBNER & SACHSENHOFER 1991 cum lit.). Die wirtschaftlich nutzbaren postvulkanisch veränderten Gesteine ("Steirischer Trass") stellen neben den Heil- und Thermalwässern einen regional bedeutenden Faktor dar.

Plattentektonisch wird für diesen Vulkanismus ein Zusammenhang mit den Subduktionsvorgängen zusammen mit Bildung eines Manteldiapirs und Mischung bzw. Verunreinigung von Aufschmelzprodukten des oberen Mantels und der subduzierten Platte postuliert. Ebenso wird K-reicher Vulkanismus mit Bereichen intensiver Dehnungs- und Strike-Slip-Tektonik während und nach Subduktionsvorgängen verbunden (EBNER & SACHSENHOFER 1991 cum lit.). Erst erweiterte moderne Analysen werden den Vulkanismus gesichert in plattentektonische Modelle einbinden lassen.

Die durch die intrakarpatische "Steirische Phase" vollzogenen Veränderungen des Beckens führen zusammen mit transgressiven Tendenzen am Beginn des **Badeniums** (Zeitdauer etwa 3,7 ma) zu faziell reich gegliederten flachmarinen Ablagerungen im gesamten Areal, die neben Aufarbeitungshorizonten mit Geröllen des Karpatiums an den Rändern z.T. von subaquatisch eingebrachten Grobklastika ("Kreuzberg-Formation" etc.) und limnisch-fluviatilen Abfolgen begrenzt werden (Abb. 6). Die fazielle Vielfalt der Ablagerungen kann am besten im Umfeld der MStS studiert werden (vgl. Exk. II.3. und 4)

Abb. 5 Paläogeographische Skizze im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle und des Weststeirischen Beckens zur Zeit des Unteren Badeniums (A) und Mittleren - Oberen Badeniums (B).

1: prätertiäres Grundgebirge, 2: Leithakalk, 3: lokale Fan-Deltas an den Flanken des Sausal, 4/5: Verbreitungsgebiet der Kreuzberg-Fm. im Unteren/Mittleren Badenium, 7: Dillach-Member, Pfeile: terrigene Schüttung. (A = Altenberg, G = Graßnitzberg, L = Leibnitz, R = Retznei, RE = Remschnigg, S = Sausal, W = Wildon) - Ex: FRIEBE 1991b



Der Einfluß aus dem Indo-Pazifik zusammen mit äquatorialen Wasserzirkulationssystemen wird durch die z.T. reich erhalten gebliebenen marinen Fauna/Flora und faziell erkennbar.

Der Höhepunkt der Ingression wird am Ende des Unterbadeniums erreicht, ein Wechselspiel von Trans- und Regressionen im Umfeld mehrfacher eustatischen Meeresspiegelschwankungen setzt sich während des gesamten Badeniums fort (FRIEBE 1990, Abb. II.3.d im Exkursionsteil).

Als typisch für diese Zeit gelten meist isolierte Kalkentwicklungen ("Leithakalk", "Nulliporenkalk", "Aframer Stein", "Aflenzer (Kalk)sandstein", "St. Georgener Muschelkalk", "Leithakonglomerat" "Leithaschotter", etc.) unterschiedlichster Ausbildung, die in siliziklastischem Umfeld in damals morphologischen Hochgebieten abgelagert worden sind. Diese Gesamtentwicklung wird lithostratigraphisch zur Weissenegg-Formation vereint (FRIEBE 1989a,b, 1990). Bei den Kalkentwicklungen handelt es sich um Rhodolithenkalke (früher als "Nulliporenkalk", "Lithothamnienkalk" bezeichnet), Korallenrasen, Fleckenriffe, Algenschuttkalke, regressive Teilphasen zeigen sich durch erosive Tendenzen zusammen mit Haldenentwicklungen aus Algenschuttkalken an (z.B. Steinbruch Weissenegg bei Wildon).

Im WStB werden unter dem Begriff "Florianer Schichten" teilweise fossilreiche lagunäre Sedimente abgelagert, sie könnten als eine der vielen faziellen Entwicklungen der Weissenegg-Fm. zugeordnet werden.

Eine stärkere Regression am Ende des Badeniums wird durch den Vorstoß von Deltaablagerungen aus dem Nordwesten bis um Weissenegg bei Wildon nachweisbar, der Ausfall der bis dahin reichen vollmarinen Mikrofauna ("Verarmungszone") unterstützen das Modell ("Dillach-Member").

Im EStB kommt es bei reger fazieller Entfaltung neben der Entwicklung von Karbonaten in Hochlagen (z.B. im Umfeld der Vulkanbauten) und konglomeratischen Abfolgen zu mergelig-tonigen Ablagerungen, die lediglich aus den Bohrungen bekannt gemacht worden sind.

Die Hauptaktivität des Vulkanismus verlagert sich aus dem Gleichenberger Raum in den Raum Ilz - Walkersdorf. Der Vulkanismus von Wundschuh - Weitendorf wird sowohl liegend wie hangend - im Steinbruch Weitendorf aufgeschlossen - von Unterbaden-Sedimenten begrenzt (KRAINER 1987 c), neben zahlreich bekannt gemachten Tuffeinschaltungen (EBNER 1981) finden sich gangartige Vorkommen (z.B. Retznei). Radiometrische Angaben und biochronostratigraphische Daten legen diesen Vulkanismus auf das Unterbadanium fest.

Im Sarmatium (Zeitdauer 1,2 ma) setzt erneut eine weitreichende Transgression große Bereiche des Steirischen Beckens mit Ausnahme des größten Teiles des WStB unter marine Bedingungen, die jedoch deutlich durch den Faunenbefund auf stetig sinkende Salinität und Isolierung der Paratethys von den Weltmeeren hinweisen. Mit einer regional (?) fluviatil beeinflussten Unterbrechung im mittleren Sarmat ("Carinthischer Schotter" WINKLER-HERMADENS) setzt sich die marine Ausbreitung im Obersarmat fort und erreicht bisher nicht überflutete Areale [z.B. Hartberger-Pöllauer Bucht - Grafenberg (FRIEBE 1994)].

Die teilweise auf Grund sequenzstratigraphischer Untersuchungen als zyklisch zu bezeichnenden siliziklastischen Wechselfolgen mit Karbonateinschaltungen (z.B. Umfeld von St. Anna am Aigen) lassen neben dem Bezug zu eustatischen Meeresspiegelschwankungen eine allmähliche Verflachung des Ablagerungsraumes erkennen. Charakteristisch sind dabei die aus der gesamten Paratethys bekannt gewordenen Ooidsande (FRIEBE 1994).

Interessant ist, daß trotz der allgemeinen Tendenz der Aussüßung des Milieus eine eindeutige Zuweisung dieser Entwicklung auf Grund der Faunen und der Geochemie in vollmarines oder brackisches Environment zur Zeit nicht gesichert erscheint.

Am Nordrand des EStB sind intrasarmatische bis unterpannone Bruchtektonik für die Faziesdifferenzierungen verantwortlich zu machen (KRAINER, 1984, 1987 b).

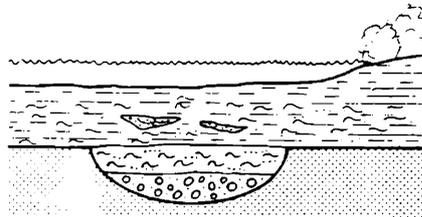
Mit dem Beginn des Pannonium (Zeitdauer - zusammen mit dem zur Zeit ungeklärten Zeitumfang des Pontiums - etwa 6,2 ma) setzt sich die Aussüßung des marinen Bereiches verstärkt im tiefen Pannonium (A/B) fort und zeichnet sich durch Lamellibranchiatenfaunen mit Congerien (*C. ornithopsis*) und Ostracoden aus. Am Nordrand greifen Wechselfolgen von Deltaablagerungen mit Kohlelagen gegen Süden vor.

Mit der Ausgestaltung großflächig mäandrierender Flußsysteme mit einer generellen Entwässerung gegen SE ist eine bunte lateral/vertikale Wechselfolge von Siliziklastika in Form von Grob- und Feinsedimenten ab dem Pannonium C verbunden (Abb.7). Totarmbildungen, Kohleeinschaltungen (NEBERT 1988), sowie reiche Flora- (KOVAR-EDER & KRÄINER 1990) und Vertebratenfauna-führende Ablagerungen auf den Alluvialebenen zwischen den Flußbetten lösen das marin/brackische Milieu auch im EStB ab (vgl. KRÄINER 1987).

Abb. 6 Modell der Faziesentwicklung im Pannonium C am Beispiel einer paläobotanisch-sedimentfaziellen Bearbeitung eines Aufschlusses bei Wörth bei Kirchberg/Raab (Ex: KOVAR-EDER & KRÄINER 1990)

AUSEE-STADIUM

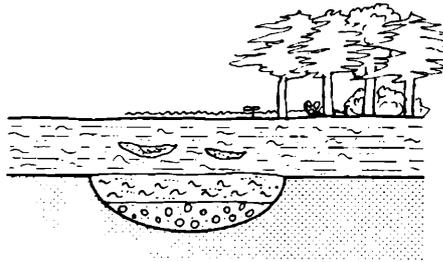
deutlicher Anstieg des Grundwasserspiegels, ? lokale Subsidenz (II/14)



vereinzelt eingeschwemmte Blätter von *Myrica*

AU-SUMPF

+ ständig überflutet, überwiegend Suspensionsabsätze (II/12-13)

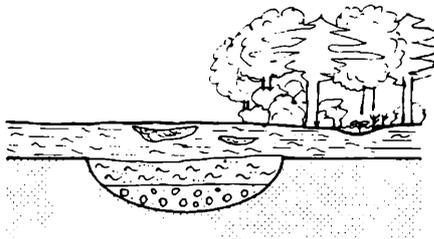


SUMPFWALD

von *Glyptostrobus* und *Myrica* dominiert; z.T. auch Stillwasserpflanzen wie *Trapa* und *Potamogeton*

AU-/ÜBERFLUTUNGSBEREICH

periodisch überflutet, Subrinnen (II/1-9, III/3-4)

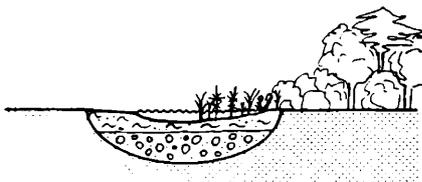


AUWALD

mit *Acer* und *Glyptostrobus*, *Ulmus*, lokal Tümpel mit *Potamogeton*

ALTARMSTADIUM

Auffüllung und Verlandung des Altarmkörpers (I/2b, II-A/15, III/2)

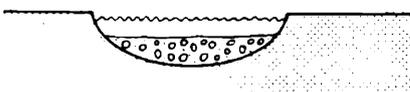


RÖHRLICHT

Equisetum, *Monocotylen*, ? *Sparganium*
mit Übergang zu Sträuchern und Bäumen des Uferbereiches

RINNENSTADIUM
ALTARMBILDUNG

(I/1, III/1, Kirchberger Schotter)



vereinzelt eingeschwemmte Blattlagen von *Acer*

Die ehemals dem höchsten Pannonium zugerechneten Grob- und Feinklastika des **Pontium** (Zeitumfang zwischen 1,2 bis 2,7 ma -vgl. STEININGER et.al. 1990) finden sich nur mehr am unmittelbaren Randbereich der SBS erhalten.

Der **plio-/pleistozäne** Natrium-betonte basaltische Vulkanismus tritt in Form von Lavaströmen oder (?) Intrusionen (z.B. Klöch, Straden, Steinberg bei Feldbach) und in 30 - 40 Durchbruchsröhren mit vielfältig entwickelten Pyroklastika im Raum des ehemaligen miozänen Vulkanismus auf (z.B. Altenmarkt - Riegersburg, Kapfenstein, Burgfeld). Unterlagernde Sedimente ("Präbasaltische Schotter") als Fortsetzung der sog. "Silberberg Schotter" wurden in Neuaufnahmen nicht bestätigt (STATTEGGER & HOLZER 1990). Die Überlagerung der Basalte wird durch Verwitterungsdecken, Staublehne und Grobklastika dokumentiert.

Radiometrische Daten der Basalte weisen Alter zwischen $1,7 \pm 0,7$ und $3,8 \pm 0,4$ M.J. aus. Für die unter dem landläufigen Begriff "Olivinbomben" bekannten Xenolithe aus dem Mantel (50 - 80 km Tiefe) werden Gleichgewichtstemperaturen von 940 - 1100 Grad C bei Drucken von 15 - 27 Kb angenommen (KURAT et al. 1980).

Obwohl die mineralogisch- petrologischen Aspekte der Vulkanite behandelt worden sind und werden (vgl. HERITSCH 1984 in FLÜGEL & NEUBAUER 1984, TAUCHER et al. 1989), haben seit WINKLER-HERMADEN moderne vulkangeologische Bearbeitungen gefehlt. Erste Ansätze hierfür finden sich bei PÖSCHL 1990, 1991 und FRITZ 1992, 1994.

Die im Neogen im Hinterland durch die abklingende alpidische Tektonik beginnende und eindrucksvoll in mehreren Flurensystemen erkennbare (WINKLER-HERMADEN 1957) und im Pleistozän den gesamten Raum erfassende Gestaltung des Steirischen Beckens hat die Grundlage des heutigen Charakters der Landschaft erstellt, die anthropogenen Eingriffe stellen ein neues Element der morphogenetischen Gestaltung dar.

Literaturverzeichnis:

- ANDRAE, K. (1855): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Section der General-Quartiermeisterstabs-Karte in Steiermark und Illyrien während des Sommers 1854.- Jb.k.-k.Geol.Reichsanst., 6, 265-304, Wien.
- DAXNER-HÖCK; G. (1990): Bericht 1989 über das Projekt "Kleinsäuger" der begleitenden Grundlagenforschung.- Verh.Geol.B.-A., 1990, 508-510, Wien.
- EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, 111, 39-55, Graz.
- EBNER, F., FRIEBE, J.G. & SACHSENHOFER, R.F. (1992) Evolution of the Neogene Styrian Basin.- ALCAPA- Field Guide, 141-153, Graz.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER; R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens.- Mitt.Abte.Geol.Paläont.Landesmuseum Joanneum, 49, 96 S., Graz.
- FLÜGEL; H. & HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiär-Becken.- Sammlung Geol.Führer, 47, 196 S. Berlin Stuttgart (2. neu bearbeitete Auflage des Geologischen Führeres durch das Tertiär- und Vulkanland des Steirischen Beckens von A. WINKLER-HERMADEN 1939).
- FLÜGEL, H. W. (1972): Das Steirische Neogen-Becken.- Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz, S.199 - 227, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000.- Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, Geol.B.-A., 127 S., Wien.
- FRIEBE, J.G. (1987): Eine Krabben-Fauna aus dem Leithakalk (Badenien) von Wurzing bei Wildon, Steiermark.- Mitt.naturwiss.Ver. Steiermark, 117, 57-65, Graz.
- FRIEBE, J.G. (1988): Paläogeographische Überlegungen zu den Leithakalkarealen (Badenien) der Mittelsteirischen Schwelle (Steiermark).- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 15, 41-57, Innsbruck.
- FRIEBE, J.G. (1989a): Stratigraphie und Fazies der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Badenien).- Unpubl.Diss.Univ.Graz.

- FRIEBE, J.G. (1989b): Fazies und Paläogeographie der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Badenien; Steiermark).- *Geol.Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 32-34, Innsbruck.
- FRIEBE, J.G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich).- *Jb.Geol.B.-A.*, **133**, 223-257, Wien.
- FRIEBE, J.G. (1991a): Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die "Steirische Phase".- *Zbl.Geol.Paläont., Teil I*, 1991, 41-54, Stuttgart.
- FRIEBE, J.G. (1991b): Styrian Basin.- In: *Middle Miocene Reefs and related facies in Eastern Austria. - Excursion - Guidebook, Excursion B4. VI. Internat.Symp.on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera*, Münster.
- FRIEBE, J.G. (1991c): Carbonate sedimentation within a siliciclastic environment: the Leithakalk of the Weissenegg Formation (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria).- *Zbl.Geol.Paläont. Teil I*, 1990, 1671 - 1687, Stuttgart.
- FRIEBE, J.G. (1994): Serpulid-Bryozoan-Foraminiferal Biostromes Controlled by Temperate Climate and Reduced Salinity: Middle Miocene of Styrian Basin, Austria.- *Facies*, **30**, 51-62, Erlangen.
- FRIEBE, J.G. & POLTNIG, W. (1991): Biostratigraphische Ergebnisse der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal I.- *Jb.Geol.B.-A.*, **134**, 689-700, Wien.
- FRITZ, I. (1992): Geomagnetische Untersuchungen an Vulkaniten aus dem Bereich Altenmarkt bei Riegersburg (Osteirisches Neogenbecken).- *Mitt. naturwiss. Ver.Steiermark*, **122**, 29-37, Graz.
- FRITZ, I. (1994): Gesteinsvariationen in einem Vulkangebiet der Oststeiermark am Beispiel Altenmarkt bei Riegersburg.- (Im Druck)
- GROSS, M. (1994): Erster Nachweis der fossilen Schildkröte *Clemmydopsis* aus dem Pannonium des Oststeirischen Tertiärbeckens (Testudines: Emydidae: Batagurinae).- (im Druck)
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken.- *Mitt.Geol.Ges.Wien*, **57** (1964), 479 - 632, Wien.
- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1990): Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken).- *Ann. Naturhist.Mus.Wien*, **91 A**, 7-38, Wien.
- KRAINER, B. (1984): Zur zeitlichen Einstufung, Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatoporns (Oststeiermark).- *Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark*, **114**, 95-106, Graz.
- KRAINER, B. (1987a): Fluviale Faziesentwicklung im Unterpannonien des Steirischen Beckens (Zentrale Paratethys, Österreich).- *Facies*, **17**, 141-148, Erlangen.
- KRAINER, B. (1987b): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken.- Unpubl.Diss.Univ.Graz.
- KRAINER, B. (1987c): Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken.- *Mitt.österr.Geol.Ges.*, **80**, 143-156, Wien.
- KRAINER, B. (1989): Neue Aspekte zur Sedimentologie und Beckenentwicklung im SW-Steirischen Miozän-Becken.- *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, **16**, 58-59, Innsbruck.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.- *Geol.B.-A.*, **49 S.**, Wien.
- KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch. & WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, **44**, 45-60, Oxford.
- MALZER, O. & SPERL, H. (1993): III.8. Das Steirische Becken (Steiermark und Südburgenland). In: BRIX, F., SCHULTZ, O. (Ed.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*.- S.378 - 384, Verl. Naturhist.Mus.Wien (vollst. überarbeitete und erweiterte 2. Auflage).
- NEBERT, K. (1988): Kohlengeologische Erkundung des Ilzer Reviers.- *Arch.f.Lagerst.forsch.Geol.B.-A.*, **9**, 73-93, Wien.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen.- *Geowissenschaften*, **12**, 136-140, Stuttgart.
- PÖSCHL, I. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Beistein auf Blatt 192 Feldbach.- *Jb.Geol.B.-A.*, **133**, 499, Wien.
- PÖSCHL, I. (1991): A Model for the Depositional Evolution of the Volcaniclastic Succession of a Pliocene Volcano in the Styrian Basin, Austria.- Unpubl. Diplomarbeit Univ. Graz.
- ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (Ed.) (1988) *The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution*.- AAPG Mem., **45**, Oklahoma - Budapest 1988.
- SCHELL, F. (1994): Die Geologie der südlichen Windischen Büheln (Raum Arnfels - Leutschach - Langegg).- Unpubl. Diss.Univ.Graz.
- STATTEGGER, K. & HOLZER, H.-L. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach.- *Jb.Geol.B.-A.*, **133**, 499-500, Wien.
- STEININGER, F.F., BERNOR, R.L., FAHLBUSCH, V. (1990): European Neogene Marine/Continental Chronologic Correlations.- In LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (ed.): *European Neogene Mammal Chronology*.- S. 15-46, Plenum Press, New York.

- STEININGER, F.F., SENES, J. KLEEMANN, K., RÖGL, F. (Ed.) (1985): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps.- 2 Vol., Wien.
- STINGL, K. (1994): Depositional Environment and Sedimentary Facies of the Basinal Sediments in the Eibiswald Bucht (Radl Formation and Lower Eibiswald Beds), Miocene Western Styrian Basin, Austria.- (Im Druck)
- TAUCHER, J., POSTL, W., MOSER, B., JAKELY, D., GOLOB, P. (1989): Klöch. Ein südoststeirisches Basaltvorkommen und seine Minerale.- 160 S., Verlag Klampfer, Weiz.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil.- 710 S., Verl.Deuticke, Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen.- Arch.f.Lagerst.forsch.Geol.B.-A., 4, 1-317, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung.- 822 S., Springer, Wien.
- ZETINIGG, H. (1994): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark.- Mitt.Abt.Geol.Paläont.Landesmus. Joanneum, 50/51, 362 S., Graz.
- ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente.- 329 S., Springer-Verlag Wien New York.

DANKSAGUNG:

Allen Mitautoren, die mit großen Mühen die Unterlagen erstellt haben und organisatorisch mitgewirkt haben, und allen Persönlichkeiten und Institutionen, die den Besuch von Aufschlüssen vor der Tagung ermöglicht haben und im Rahmen der Exkursionen ermöglichen, sei für ihr Engagement und Entgegenkommen herzlichst gedankt.

ADRESSEN DER AUTOREN:

Mag. Volker DÖHRN, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz;

Ingomar FRITZ, Abteilung für Geologie und Paläontologie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, 8010 Graz;

Univ.Prof.Dr. Hans-Ludwig HOLZER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz;

Dr. Dietmar KLAMMER, Institut für Technische Geologie und Angewandte Mineralogie, Technische Universität, Rechbauerstraße 10, 8010 Graz.

Dr. Bernd MOSER, Abteilung für Mineralogie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, 8010 Graz;

Dr. Franz SCHELL, Prof. Franz Spath-Ring 3/12, 8042 Graz;

Univ.Prof.Dr. Erich ZIRKL, Dr. Friedrich-Mohs-Weg 3, 8071 Dörfla bei Graz.

I.1. Der miozäne Vulkanismus um Gleichenberg

Dietmar KLAMMER

In Karpat und Unterbaden wurden saure bis intermediäre K-betonte hauptsächlich latitische Vulkanite gefördert (Heritsch, 1982; Flügel & Neubauer, 1984; Ebner & Sachsenhofer, 1991 cum lit.; Ebner, 1992). Sie stellen nur einen Teilausschnitt der gesamten magmatischen Aktivität im Alpen-Karpaten-Pannonischen Becken dar und stehen in enger genetischer Beziehung mit Vulkaniten im nördlichen Slowenien und dem Lavanttal, wobei diese Vulkanite als westlichste Ausläufer des innerkarpatischen Vulkanbogens aufzufassen sind (Royden et al., 1983). Vulkanische Zentren sind vor allem die Vulkangebiete von Mitterlabill-Gleichenberg, Ilz-Walkersdorf und Weitendorf-Wundschuh (Abb. 1). Bis auf das Gleichenberger Vulkanmassiv und dem "Shoshonit" von Weitendorf sind die miozänen vulkanischen Gesteine jedoch von jüngeren Tertiärsedimenten bedeckt und verkomplizieren daher die Internstruktur des Steirischen Beckens (Abb. 2) (Ebner et al., 1986; Ebner & Sachsenhofer, 1991).

Die Altersdatierung der miozänen Vulkanphase ins Karpatium/Unterbadanium erfolgt aufgrund biostratigraphischer (Kollmann, 1965; Ebner & Gräf, 1977), radiometrischer Untersuchungen (Steininger & Bagdasarjan, 1977; Kolmer, 1980) und regionalgeologischer Überlegungen (Kollmann, 1965; Flügel & Heritsch 1968). Die radiometrischen Befunde stimmen dabei teilweise nicht mit den geologischen und paläontologischen überein.

Die magmatogene Entwicklung der Vulkanite im Steirischen Becken läßt aufgrund des Bearbeitungsstandes der karpatisch-unterbadensischen Vulkanite, da moderne geochemische Spurenelementuntersuchungen größtenteils fehlen, zur Zeit noch keine zufriedenstellende plattentektonische Interpretation zu (Ebner, 1992).

Ebner & Sachsenhofer (1991) konnten aber durch die EDV-mäßige Erfassung aller publizierten Vulkanit-Analysendaten zeigen, daß ein zeitliches Nordwandern der vulkanischen Aktivität und damit auch eine Änderung des Magmencharakters zu erkennen ist. Abb. 3A zeigt, daß die älteren, südlichen Vulkanite des Karpat im subbalkalischen, die nördlicheren, badensischen Vulkanite jedoch bereits im alkalischen Feld zu liegen kommen. Die Vulkanite von Weitendorf und Kollnitz im Lavanttal sowie die Rhyolithe des Schaufelgrabens bei Gleichenberg treten als isolierte Felder in Erscheinung.

Heritsch (1967) deutete den miozänen Vulkanzyklus derart, daß Alkali-Olivin-basaltische Magmen in Krustenniveaus aufstiegen und dort K-reiches (granitisches Material)

assimilierten. Die Bildung von Latiten – Quarztrachyten wurde dadurch ermöglicht. Die "basaltischen" Gesteine von Kollnitz und Weitendorf kommen in dieser Entwicklungsreihe am SiO₂ armen Ende zu liegen.

Im Na₂O/K₂O–MgO–FeO–Diagramm (Abb. 3B) fallen die Vulkanite des Karpat und Unterbaden gänzlich in das kalkalkalische Feld. Dies könnte im Sinne von Randulescu & Sandulescu (1973) als Argument für einen subduktionsbezogenen Vulkanismus gedeutet werden, wobei die Entwicklung zu alkalireichen Gesteinen im Baden und deren nördlichere Position eventuell mit einem Versteilen einer Subduktionsfront begründet werden kann (Ebner & Sachsenhofer, 1991). Der Innerkarpatische Vulkankranz wird auch als Folge der Subduktion eines Manteldiapirs entlang des Alpen–Karpaten–Außenrandes interpretiert. Dabei kam es zur Mischung bzw. Verunreinigung von Aufschmelzungsprodukten des oberen Mantels und der subduzierten Platte (Lexner & Konecny, 1979; Salters et al., 1988).

Das Modell von Lange & Carmichael (1991), nach dem K–reiche Vulkanite häufig in Bereichen intensiver Dehnungs– und Strike Slip–Tektonik während und auch nach Subduktionsvorgängen auftreten, läßt sich ebenfalls gut mit der strukturellen Entwicklung des Steirischen Beckens vereinen.

- Ebner, F. (1992): Vulkanismus im Steirischen Becken. Mitt.Österr.Miner.Ges., **137**, 231–242.
- Ebner, F., Gräf, W. (1977): Die Fauna von Weitendorf. Jber. Landesmus. Joanneum Graz, N.F. **6**, 157–183.
- Ebner, F., Erhart–Schippek, F., Walach, G. (1986): Erdgasspeicher Oststeiermark – Geologische Gebietsauswahl. Arch.Lagerst.forsch. Geol. B.–A., **7**, 5–17
- Ebner, F., Sachsenhofer, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. Mitt.Abt.Geol.Paläont.Landesmus.Joanneum, **49**, 96 S.
- Flügel, H., Heritsch, H. (1968): Das Steirische Tertiärbecken. Sammlung geol. Führer, **47**, 196 S., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Flügel, H., Neubauer, F. (1984): Steiermark. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., Geol. B.–A., Wien
- Heritsch, H. (1967): Über die Magmenentfaltung des steirischen Vulkanbogens. Contrib. Mineral. Petrol., **15**, 330–344.
- Heritsch, H. (1982): Die Latite aus der Tiefbohrung in Bad Gleichenberg, Steiermark. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 27–47.
- Kollmann, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, 479–632.
- Kolmer, H. (1980): Das Rb/Sr–Alter oststeirischer Vulkanite. Mitt.naturwiss.Ver. Steiermark, **110**, 22–26.
- Langer, R.A., Carmichael, I.S.E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. Geol. Soc. Am. Bull., **103**, 928–

- Lexner, J., Konecny, V. (1979): Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic Evolution of the Pannonian Basin. Bull. geodyn. Invest. in Czechoslovakia, Bratislava, 231–235.
- Randulescu, D.P., Sandulescu, M. (1973): The Plate–Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. Tectonophysics, **16**, 155–161.
- Royden, L.H., Horvath, F., Rumpel, J. (1983): Evolution of the Pannonian basin system, 1. Tectonics. Tectonics, **2**, 63–90.
- Salters, V.J.M., Hart, S.R., Panto, Gy. (1988): Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. In: L.H. Royden, F. Horvath (Hrsg.): The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution. AAPG Memoir, **45**, 279–292.

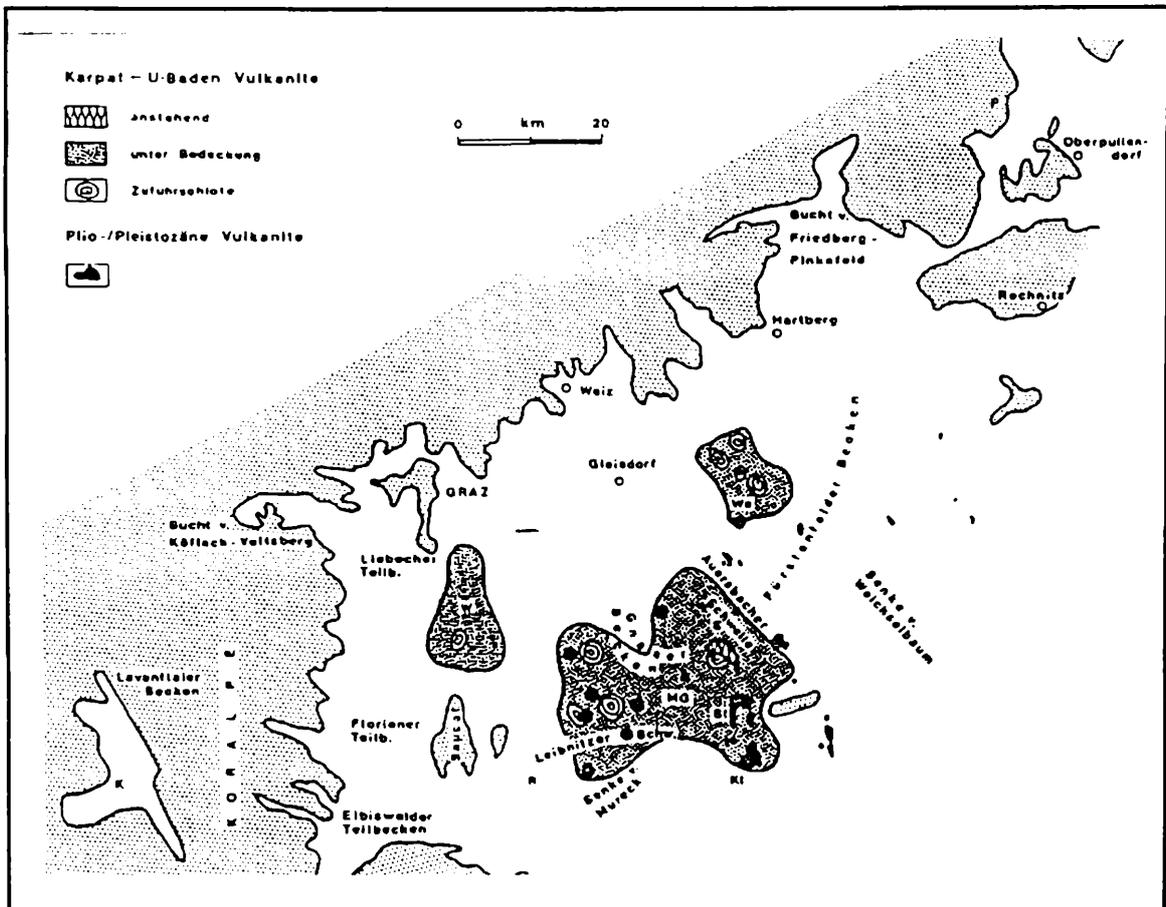


Abb. 1: Verbreitung tertiärer Vulkanite am Alpenstrand (nach Ebner & Sachsenhofer, 1991).

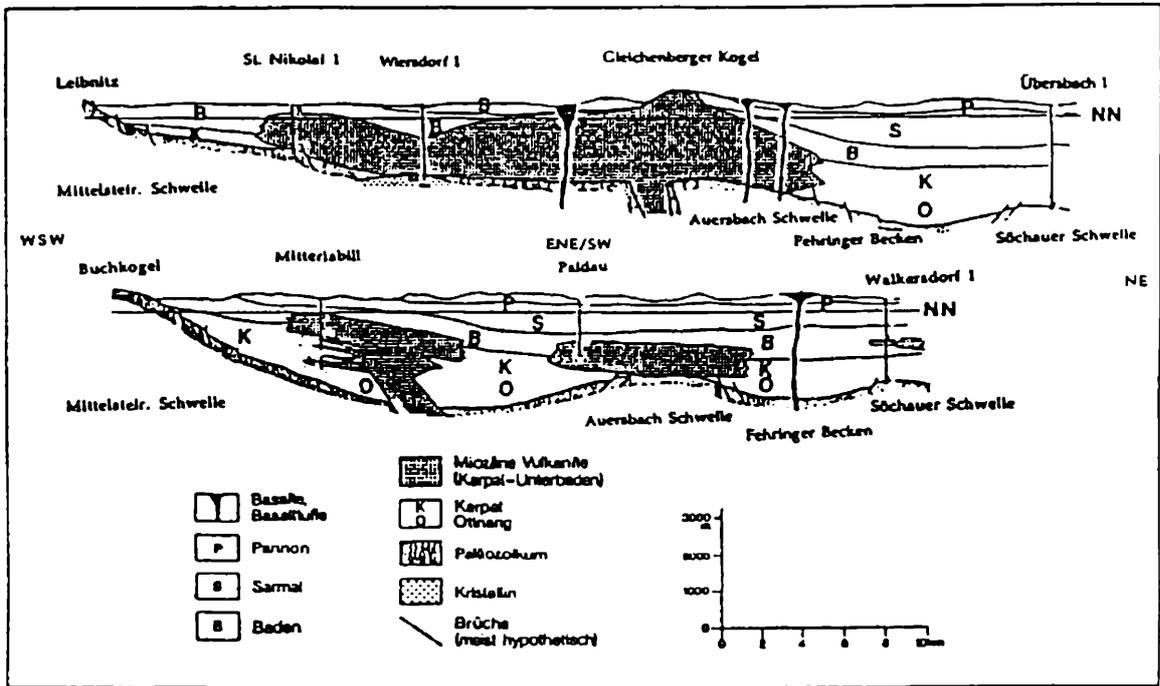


Abb. 2: Geologische Profile durch das Steirische Becken (nach EBNER et al., 1986).

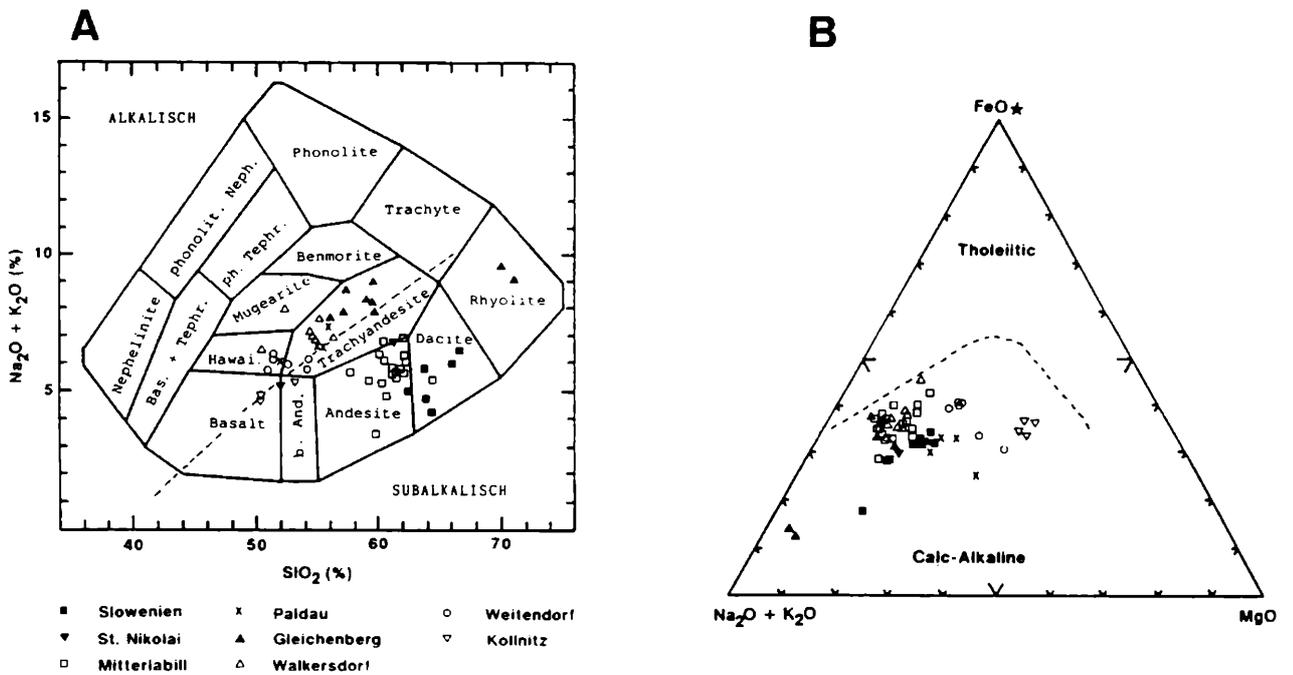


Abb. 3 A, B: A) Klassifikation karpatisch-unterbadener Vulkanite nach Cox et al. (1979). B) nach Irvine & Baragar (1971). Ex: Ebner & Sachsenhofer (1991)

I.1.A. Postvulkanische Umwandlungserscheinungen im Latit von Gleichenberg, Oststeiermark

Dietmar KLAMMER

Der Tagbau Gossendorf

Seit Leopold v. Buch (1819) sind postvulkanische Zersetzungserscheinungen aus dem Vulkangebiet um Gleichenberg bekannt. Die postvulkanische Zersetzung der miozänen Latite von Gleichenberg (Tab. 1) führte zu zahlreichen Mineralneubildungen. Es sind verschiedenste Sulfide, Oxide, Hydroxide, Carbonate, Sulfate, Phosphate und Silikate (Postl et al. 1992) aus diesem Gebiet bekannt.

Neben der "wissenschaftlichen" haben die Zersetzungsprodukte vorallem auch eine große technisch-wirtschaftliche Bedeutung. So wurde bei Gossendorf Bentonit, ein hauptsächlich aus Montmorillonit bestehender zersetzter Tuff und kurzfristig ein Kaolinitvorkommen in der Klause bei Gleichenberg, abgebaut.

Eine besondere wirtschaftliche Bedeutung kommt der großen Zersetzungszone, dem Tagbau Gossendorf, zu. In diesem Tagbau wird auf Grund seiner hydraulischen Eigenschaften der "Österreichische Trass" (Tab. 2) gewonnen und bautechnisch als Bindemittelzuschlagsstoff für Spezialzemente genutzt. Der "Österreichische Trass", auch "Gossendorfit" genannt, ist ein homogenes meist splittrig brechendes Gestein, das vorallem aus Opal-C/-CT und Alunit besteht. Hämatit, Magnetit und Goethit als Nebengemengteile in wechselnder Konzentration bewirken eine vielfältige Färbung des ansich weißen Gesteins.

Neben den Mineralneubildungen Opal-C/-CT und Alunit wurden die latitischen Gesteine im Tagbau Gossendorf hauptsächlich noch in Kaolinit und Montmorillonit zersetzt, wobei die o.a. Mineralneubildungen in den z. T. vollständig zersetzten Latiten in verschieden zusammengesetzten Kombinationen vorkommen (Tab. 3).

Diese Kombinationen treten in einer zonaren Anordnung auf (Abb. 4). Der zentrale Bereich ist vollständig in Opal-C/-CT umgewandelt. Das ehemalige Latitgefüge ist dabei erhalten geblieben. Dieser Inneren Zone folgt eine Mittlere Zone, die vorallem durch das Auftreten von Alunit charakterisiert ist. Eine Feinunterteilung dieser Zone ergibt sich durch das zusätzliche Vorkommen von Kaolinit und Montmorillonit in den äußeren Bereichen dieser Zone. Die Zersetzungsprodukte der Äußersten Zone bestehen aus Montmorillonit bzw. Montmorillonit und Kaolinit mit Resten des noch unzersetzten Ausgangsgesteins (Latit).

Experimentelle Untersuchungen zur Entstehung der Zersetzungsprodukte aus den Gleichenberger Latiten gehen auf Höller (1967, 1968) zurück.

Jüngste experimentelle Umwandlungsversuche mit dem latitischen Gestein in einem offenen System unter der Berücksichtigung eines thermischen Gradienten (Tab. 4) einerseits und eines chemischen Gradienten (Tab. 5) andererseits haben gezeigt, daß die Neubildungen und einige der beobachteten Kombinationen sowie deren zonare Anordnung durch den Einfluß einer ursprünglich stark sauren SO_4^{2-} -haltigen Lösung entstehen können (Barth-Wirsching et al., 1990).

Einige der auftretenden Kombinationen sind jedoch nicht durch ein einziges Umwandlungsgeschehen zu erklären, sondern nur als Ergebnis einer mehraktigen Umwandlung (Tab. 6). Dabei können sich Umwandlungsprodukte, die durch eine starke bzw. eine schwache Auslaugung entstanden sind, überlagern.

Die Korrelation der Resultate der experimentellen Auslaugungsversuche mit den zur Verfügung stehenden thermodynamischen Daten führte zu den aus der Abb. 5 ersichtlichen Stabilitätsbereichen des Systems Alunit-Kaolinit-K-Montmorillonit-amorphes SiO_2 -wässrige Lösung bei 250°C.

Die dabei wichtigsten Reaktionen mit den Gleichgewichtskonstanten sind aus Abb. 6 ersichtlich.

Vorschlag zur Entstehung der Umwandlungsprodukte und ihrer zonalen Verteilung im Tagbau Gossendorf.

Durch die Reaktion mit einer primär stark sauren SO_4^{2-} -haltigen Lösung wurden die latitischen Gesteine vollständig in Opal-C/-CT umgewandelt, wobei das ursprüngliche Latitgefüge erhalten geblieben ist (Innere Zone).

Die aus der Reaktion mit dem Gestein mit Silizium und auch mit Aluminium angereicherte stark saure SO_4^{2-} -haltige Lösung führt zu einer vollständigen Zersetzung des latitischen Gesteins in Opal-C/-CT + Alunit in dem unmittelbar an die "Opal-Zone" (Innere Zone) angrenzenden Bereich (Innerer Bereich der Mittleren Zone). Unterschiedliche quantitative Opal-C/-CT und Alunit Zusammensetzung sind das Ergebnis des chemischen Gradienten der Reaktionslösung bzw. des unterschiedlichen Anteils an "unverändertem" Latit.

In der Äußeren Zone zersetzt die Reaktionslösung, die nun geringer sauer und mit den Elementen des Latits angereichert ist, den Latit in Montmorillonit bzw. Montmorillonit +

Kaolinit, wobei Reste von "unzersetztem" Latit übrigbleiben können.

Im Äußeren Bereich der Mittleren Zone, wo noch Latit in unterschiedlichen Mengen neben den primären Alterationsmineralen (Opal-C/-CT und Alunit) vorhanden war, zersetzte ein zweiter Alterationsprozeß mit schwach sauren Lösungen endogener oder exogener Herkunft, den restlichen Latit zu Montmorillonit und Kaolinit. Die Bildung von Kaolinit bzw. Montmorillonit oder Montmorillonit + Kaolinit hängt vom Auslaugungsgrad des durch den ersten Auslaugungsprozeß chemisch veränderten Latit ab.

Die Mittlere Zone ist daher durch Zersetzungsprodukte charakterisiert, die das Resultat zweier separater Alterationsprozesse sind.

Zur Herkunft der SO_4^{2-} -hältigen Lösungen :

Eine, wie im Tagbau Gossendorf anzutreffende intensive Zersetzung mit z.T. vollständiger Abfuhr der Elemente des Latits, benötigt eine hydrothermale Lösung hoher H_2SO_4 Konzentration und niedriger (unter 2) pH-Werte (Hemley et al., 1969; Stoffregen, 1987). Diese hohen H_2SO_4 Konzentrationen bilden sich vor allem in einem "steam heated environment" wo atmosphärischer Sauerstoff über den Grundwasserspiegel H_2S magmatischer Herkunft zu H_2SO_4 oxidieren kann, oder in einem "magmatic hydrothermal environment", wo während der Kondensation der magmatischen Dampfphasen in geringen Tiefen unterschiedliche Verhältnisse von SO_2 , H_2O und H_2SO_4 entstanden sind (Rey et al., 1992).

Die an Kluftsystemen gebundenen Zersetzungsprodukte und deren schalenförmige zonare Verteilung, die Pseudomorphisierung des Latitgefüges durch den neugebildeten Opal-C/-CT bzw. Alunit, das isolierte Auftreten von Quarz(Chalzedon)-Nestern aber das Fehlen einer die Alterationszonen überlangernde "silica-cap" (typisch für steam heated environments) und das Vorhandensein eines kleinen Sulfid-(Pyrit) Erzkörpers in unmittelbarer Nähe der Zersetzungszone, sind Hinweise dafür, daß der Tagbau von Gossendorf als eine Lagerstätte des "shallow magmatic hydrothermal acid-sulfate deposit" Typs gemäß Rey et al. 1992 bezeichnet werden kann. Die Lagerstätte Gossendorf weist große Ähnlichkeiten mit epithermalen Grund- und Edelmetall Lagerstätten in anderen jungen Vulkaniten wie z.B. Summitville in Colorado oder Julcani in Peru auf.

Für die Herkunft der für die intensive Zersetzung der latitischen Gesteine in Gossendorf notwendigen stark konzentrierten SO_4^{2-} -hältigen Lösungen, ist daher ein "magmatic hydrothermal environment" anzunehmen.

- Barth-Wirsching, U., Ehn, R., Höller, H., Klammer, D., Sitte, W. (1990): Studies on hydrothermal alteration by acid solutions dominated by SO_4^{2-} : formation of the alteration products of the Gleichenberg latitic rock (Styria, Austria) -experimental evidence. *Mineral. Petrol.*, **41**, 81-103.
- Buch von, L. (1819): Über einige Berge der Trappformation in der Gegende von Grätz. *Abhandl. d. königl. Akad. Berlin*.
- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J., Mountjoy, W.T. (1969): Some stability relations of alunite. *Econ. Geol.*, **64**, 599-612.
- Höller, H. (1967): Experimentelle Bildung von Alunit-Jarosit durch die Einwirkung von Schwefelsäure auf Mineralien und Gesteine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 309-329.
- Höller, H. (1968): Experimentelle Bildung von SiO_2 Mineralien aus natürlichen Silikaten und silikatischen Gesteinen bei 180°C . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **17**, 187-203.
- Postl, W., Taucher, J., Moser, B. (1992): Die Mineralien der Oststeirischen Vulkanite. *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, **137**, 89-98.
- Rey, R.O., Bethke, Ph.M., Wasserman, M.D. (1992): The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Econ. Geol.*, **87**, 225-262.
- Stoffregen, R.F. (1987): Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol.*, **82**, 1575-1591.

Tab. 1: Chemical composition and calculated mineral constituents of the latitic rocks (percentage by weight) in the Gleichenberg Volcanic Area (after HERITSCH, 1982).

	Latite with sanidine phenocrysts	Latite without sanidine phenocrysts
SiO ₂	57.30	56.06
TiO ₂	0.89	1.04
Al ₂ O ₃	16.40	16.17
Fe ₂ O ₃	4.85	1.80
FeO	1.40	3.67
MnO	0.05	0.10
MgO	1.65	3.39
CaO	5.79	5.32
Na ₂ O	3.69	3.30
K ₂ O	4.99	4.34
P ₂ O ₅	0.46	0.58
Loss on ignition	2.42	2.90
H ₂ O ⁻	0.70	1.03
	100.59	99.70

sanidine or 59	50	
sanidine or 60		44
plagioclase an 52*	26	29
plagioclase an 57*		7
quartz	6	7
biotite	0.5	-
diopside	9	5
wollastonite	0.5	
enstatite		7
ilmenite	2	2
magnetite	2	3
haematite	3.5	2
apatite	1	1

* Partly as phenocrysts

Tab. 2: Mineralogische und chemische Zusammensetzung natürlicher hydraulischer Bindemittel.

	ÖSTERREICHISCHER TRASS	RHEINLÄNDISCHER TRASS	PUZZOLANE ROM	PUZZOLANE NEAPEL
AUSGANGSGESTEIN	LATIT	PHONOLITHISCHER BIMS	GLASHALTIGE PHONOLITHISCHE LEUCITITE	TRACHYTISCHE TUFFE
PHASEN DES HYDRAULISCHEN BINDEMITTELS	SiO ₂ -PHASEN, ALUNIT	GLAS, CHABASIT, PHILLIPSIT, ANALCIM	GLAS, CHABASIT, PHILLIPSIT, ANALCIM	GLAS, CHABASIT, PHILLIPSIT, MONTMORILLONIT
SiO ₂	54.2 GEW.-%	54.8 GEW.-%	46.5 GEW.-%	47.1 GEW.-%
Al ₂ O ₃	14.4	17.2	18.7	21.9
Fe ₂ O ₃	4.3	4.4	10.9	8.0
MgO	0.2	0.9	3.0	1.6
CaO	0.8	2.3	9.6	9.9
Na ₂ O	1.2	7.0	2.0	6.0
K ₂ O	1.9	3.8	2.3	2.6
TiO ₂	0.5	0.6	-	-
SO ₃	12.9	0.7	-	-
GLÜHVERLUST	8.9	8.5	6.2	2.2

Tab. 3: Theoretical, natural and experimentally formed mineral associations occurring in the latitic rock near Gleichenberg, Styria, Austria.

The 15 theoretically possible combinations	Abundance of associations in the Gossendorf mine (%)	Occurrence of associations under experimental conditions		
		No special conditions	Multi-stage alteration	Special conditions
Opal	10	*		
Alunite	n.f.			*
Kaolinite	n.f.			*
Montmorillonite	41	*		
Opal + Alunite	9	*		
Opal + Kaolinite	n.f.		*	
Opal + Montmorillonite	3	n.f.	n.f.	n.f.
Alunite + Kaolinite	n.f.	*		
Alunite + Montmorillonite	n.f.			*
Kaolinite + Montmorillonite	8	*		
Opal + Alunite + Kaolinite	8		*	
Opal + Alunite + Montmorillonite	5	n.f.	n.f.	n.f.
Opal + Kaolinite + Montmorillonite	3		*	
Alunite + Kaolinite + Montmorillonite	n.f.		*	*
			(spec.cond.)	
Opal + Alunite + Kaolinite + Montmorillonite	13	n.f.	n.f.	n.f.

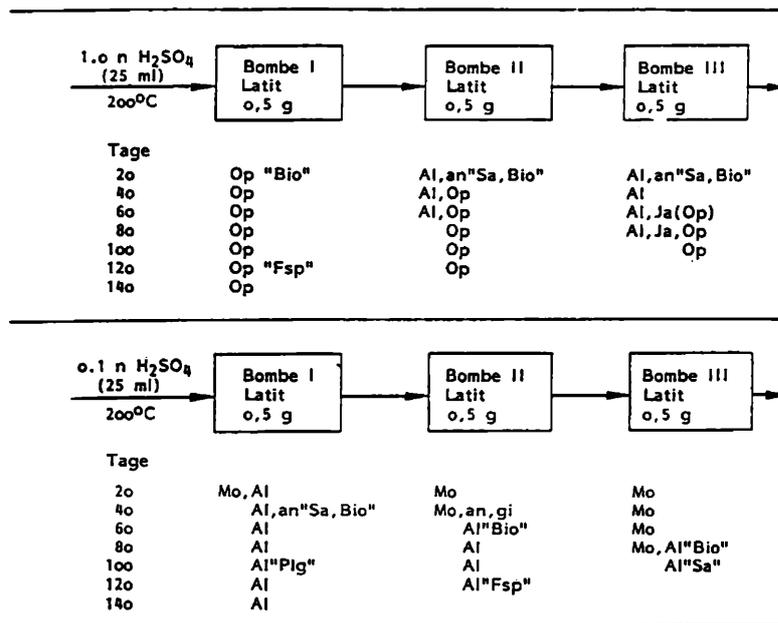
n.f. not found
spec.cond. special conditions

Tab. 4: Mineralneubildung durch experimentelle Umwandlung des Latits von Gleichenberg im offenen System mit unterschiedlich konzentrierten H₂SO₄-Lösungen und thermischen Gradienten (Offenes System I).

	Latit	1.0 n H ₂ SO ₄ 0,5 g	0,1 n H ₂ SO ₄ 0,5 g	0,01 n H ₂ SO ₄ 0,5 g
150°C Tage				
	2o	Op"Sa, Bio"	Al	-
	4o	Op	Al"Bio"	-
	6o	Op	Al"Sa"	Mo
	8o	Op	Al	Mo, Al
	10o	Op	Al	K, Al
	12o	Op	Al	K, Al"Plg"
	14o	Op	Al	K
200°C				
	2o	Op"Bio"	Mo, Al	Mo
	4o	Op	Al, an"Sa, Bio"	Mo
	6o	Op	Al	Mo
	8o	Op	Al	Mo, an
	10o	Op	Al	Mo "Plg"
	12o	Op	Al"Plg"	Mo, K
	14o	Op	Al	Mo, K "Sa"
250°C				
	2o	Op"Bio"	Mo, Al	Mo
	4o	Op	(K)Al"Plg, Bio"	Mo
	6o	Op	Al	Mo"Plg"
	8o	Op	Al	Mo
	10o			Mo

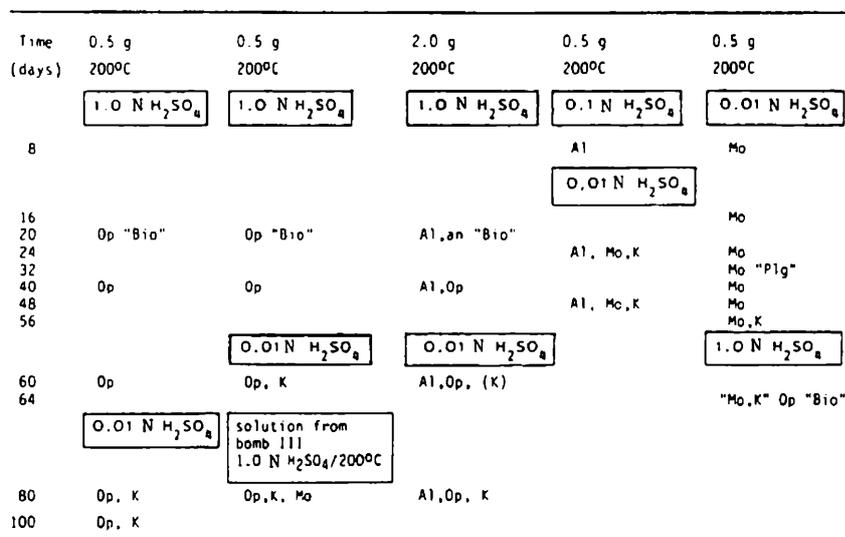
Al Alunit, K Kaolinit, Mo Montmorillonit, an Anhydrit, Bio Biotit, Plg Plagioklas, Sa Sanidin, vollständig umgewandelt " ", Spuren ()

Tab. 5: Mineralneubildung durch experimentelle Umwandlung des Latits von Gleichenberg im offenen System mit Lösungswanderung und chemischen Gradienten in der Reaktionslösung (Offenes System II).



Al Alunit, Ja Jarosit, Op Opal-A, Mo Montmorillonit, an Anhydrit, gi Gips, Bio Biotit, Fsp Feldspat, Plg Plagioklas, Sa Sanidin, vollständig umgewandelt " ", Spuren ()

Tab.6: Mineral formation by the experimental hydrothermal alteration of the Gleichenberg latite in open systems with a multi-stage alteration process (action of different primary solutions as the alteration proceeds).



Al alunite, K kaolinite, Op opal-A, an anhydrite, Bio biotite, Plg plagioclase. Completely altered minerals are marked by " ". Traces of a mineral are marked by ()

TAGBAU GOSSENDORF "ÖSTERREICHISCHER TRASS"
 Zonare Verteilung der Umwandlungsprodukte

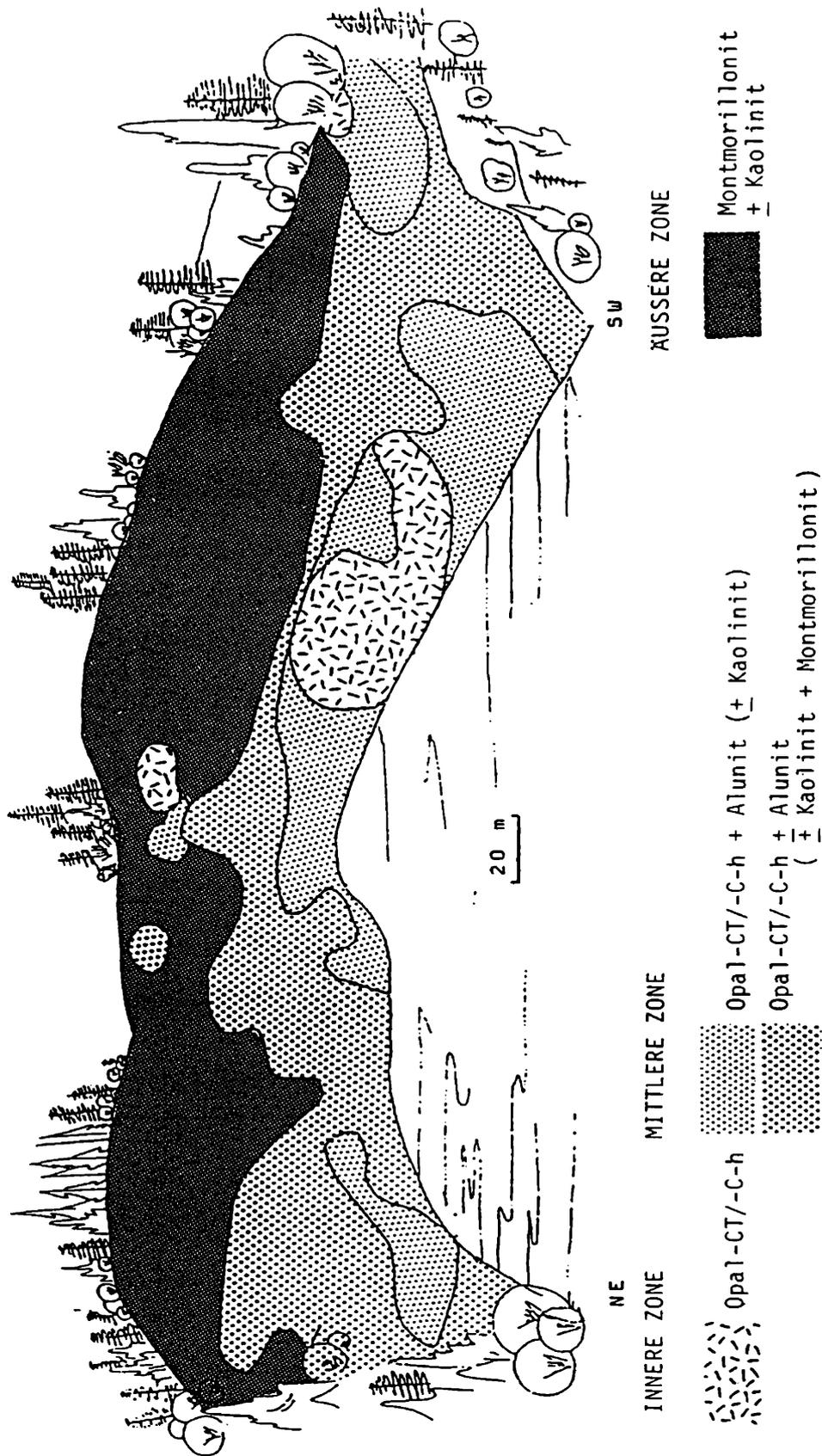


Abb. 4: Tagbau Gossendorf "Österreichischer Trass". Zonare Verteilung der Umwandlungsprodukte.

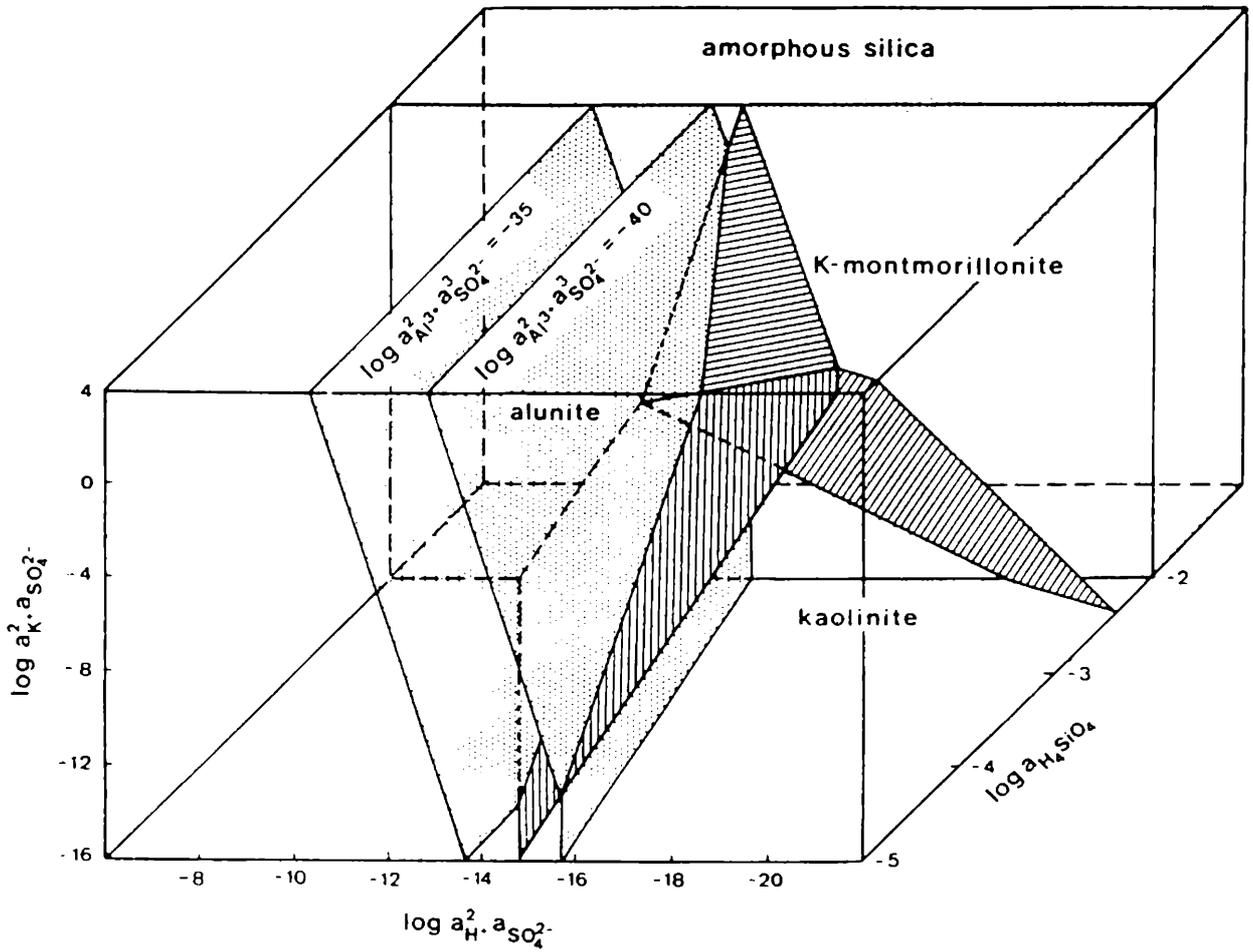
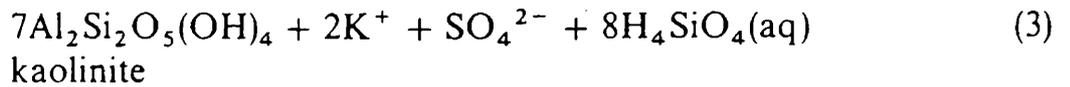
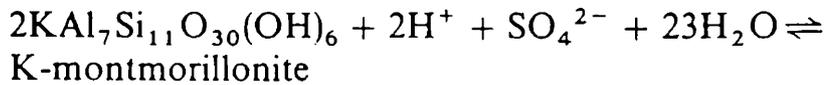
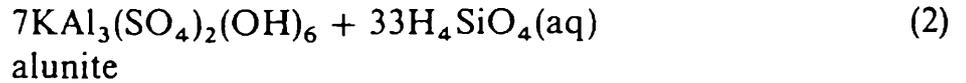
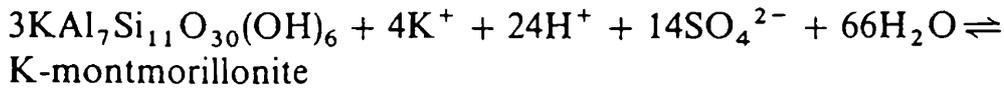
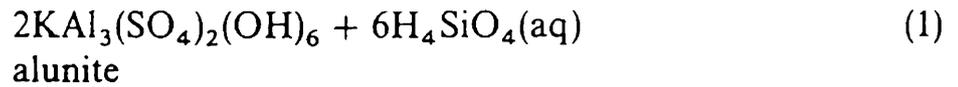
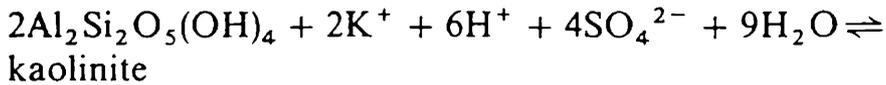


Abb. 5: Stability regions of the system alunite-kaolinite-K-montmorillonite-amorphous silica-aqueous solution at 250°C. The saturation boundaries of alunite are represented as planes with different values of $\log a_{Al^{3+}} \cdot a_{SO_4^{2-}}$



with the equilibrium constants

$$K_1 = a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^6 / a_{\text{H}_2\text{SO}_4}^3 \cdot a_{\text{K}_2\text{SO}_4}$$

$$K_2 = a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^{33} / a_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{12} \cdot a_{\text{K}_2\text{SO}_4}^2$$

$$K_3 = a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^8 \cdot a_{\text{K}_2\text{SO}_4} / a_{\text{H}_2\text{SO}_4}$$

Abb. 6:

I.1.B. DER QUARZTRACHYT VOM SCHAUFELGRABEN

Volker DÖHRN

Im Osten (Steinbach) schneidet ein Quarztrachyt die Eruptivmassen des Gleichenberger Kogels ab. Dieser *Quarztrachyt vom Schaufelgraben* stellt das jüngste Glied der intermediären bis sauren Eruptivmassen von Gleichenberg dar. Schon WINKLER (1927) fand Latiteinschlüsse im Quarztrachyt und trat auf Grund der geologischen Befunde (Orientierung der Gesteinsporen und Tuffbomben) dafür ein, daß der Quarztrachyt die jüngste Eruption sei. Das Gestein ist deutlich gebankt und scheint eine übergeflossene Quellkuppe (SCHOKLITSCH, 1935) zu bilden. Der unmittelbare Kontakt zu den Latiten ist nicht aufgeschlossen.

Trotz der Bewaldung und der stark strukturierten Umgebung tritt die Morphologie des Quarztrachytvorkommens, von einem erhöhten Standort (Steinriegl-Absetz) aus gesehen, leicht in Erscheinung. Der Quarztrachyt wird von Norden her vom Steinbach durchschnitten. An der orographisch rechten Seite des Steinbaches ist der Quarztrachyt in Form einer 10 - 20 m hohen Steinbruchwand, die ursprünglich zur Bausteingewinnung diente, aufgeschlossen. Auf der linken Seite sind zahlreiche, isolierte Aufschlüsse in dem sehr steilen Hang zu finden.

Die recht guten Aufschlußverhältnisse lassen sich etwa 200 - 300 m entlang des Steinbaches nach Norden verfolgen. Das Gestein ist deutlich gebankt, wobei die Lagenstruktur und zahlreiche Porenzüge südliche Neigung aufweisen.

Dieses weiße, rauhe porphyrische Gestein enthält bis zu einem Zentimeter große Einsprenglinge (Porphy Quarze), Sanidin (38% Ab), Plagioklas (43% - 25% Ab) und millimetergroße Einsprenglinge von titanreichem Biotit.

Die Grundmasse ist sehr feinkörnig bis glasig und besteht vorwiegend aus Alkalifeldspat und Quarz, etwas Biotit, Apatit und Zirkon. Bemerkenswert ist noch das gemeinsame Vorkommen von Andesin, Sanidin und Quarz. Sekundäre Veränderungen führten zu einer Montmorinmineral- und Zeolithbildung (Klinoptilolith: HÖLLER, 1965). An Klüften treten Pyritkrusten auf, die zu Eisenvitriol und Copiapit verwittern und wahrscheinlich auf Fumarolentätigkeit zurückzuführen sind (SCHOKLITSCH, 1935).

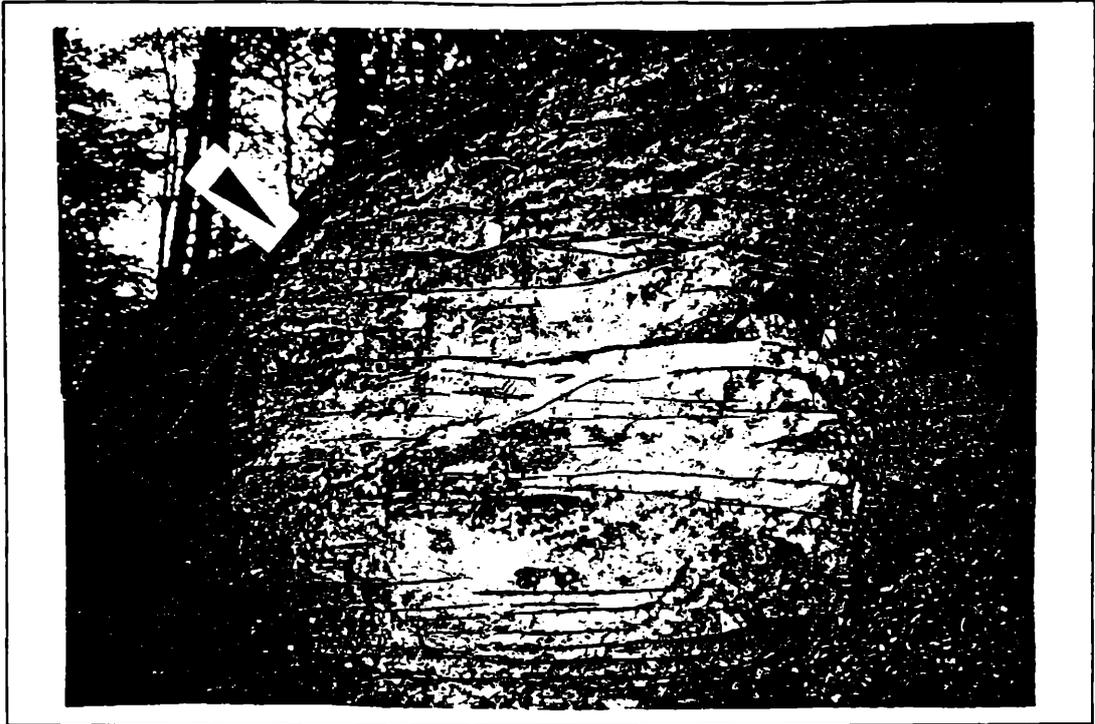


Abb.1: Bankung (dm-Bereich) im nördlichen Teil des Quarztrachytvorkommens. Diskordante Erosionsflächen (Markierung) täuschen eine Kuppelform vor.

Der Quarztrachyt vom Schaufelgraben - eine Quellkuppe?

Auf Grund einer vergleichenden Studie über Strukturen an vulkanischen Domen in Gleichenberg (Steiermark, Österreich) und Queyrières (Velay, Frankreich), muß die in der Literatur (seit SCHOKLITSCH, 1935) vertretene Annahme einer Quellkuppenbildung im Schaufelgraben bei Gleichenberg angezweifelt werden.

Die Grundlagen für eine strukturelle Bearbeitung des Quarztrachytes im Schaufelgraben konnten an einem trachytischen Dom in Queyrières im östlichen Velay erarbeitet werden. In dieser Vulkanprovinz des französischen Zentralmassivs sind Trachyte und Phonolithe nachweislich als Dome ausgebildet und in ihrer Ursprünglichkeit zumeist erhalten.

Definition, Nomenklatur und Entstehung von vulkanischen Domen

Der Begriff *Dom* wird als Bezeichnung für steilwandige, domähnliche Protrusionen viskoser Laven über einem Schlot verwendet. Die Nomenklatur ist in der Literatur uneinheitlich, weil Autoren einerseits Begriffe auf der Basis morphologischer Charakteristika verwenden, andererseits Ausdrücke, die die Bildungsweise beschreiben, anwenden. Daher sollte streng zwischen Morphologie und Bildungsweise unterschieden werden.

Seit SCROPE (1825) ist der Ausdruck *Dom* für Protrusionen viskoser Laven üblich. Der Begriff *Staukuppe* (BERGEAT, 1927) hat sich in Anlehnung an die Protrusionen des Mt. Pelée (1902 - 1903) eingebürgert. CLOOS (1936) schlug vor, als *Quellkuppen* (REYER, 1879) nur unter Tuffbedeckung gebildete und als Staukuppen nur unter freiem Himmel aufgestaute Körper zu bezeichnen.

Eine sehr übersichtliche Einteilung von Domtypen nach ihrer jeweiligen Morphologie findet sich bei BLAKE (1990).

Folgende Typen werden unterschieden:

- Pfropfen (upheaved plugs)
- Peléanische Dome (peleean domes)
- Flache Lavadome (low lava domes)
- Coulées

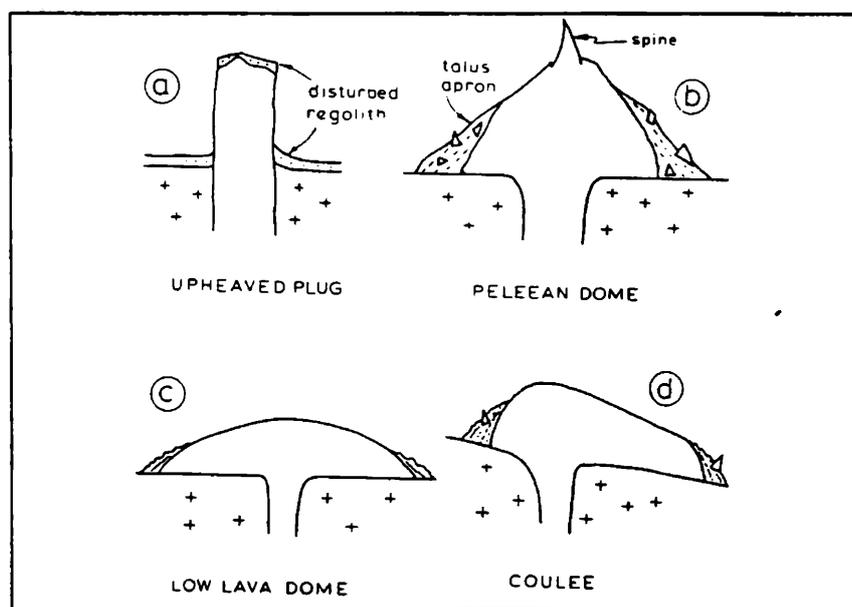


Abb. 2: Vier unterschiedliche Domtypen im Querschnitt, mit ihren charakteristischen Merkmalen (BLAKE, 1990)

Nach der Art ihrer Entstehung werden endogene Dome (endogenous domes) von exogenen Domen (exogenous domes) unterschieden.

Endogene Dome expandieren im wesentlichen von innen her. Dabei intrudiert hochviskoses ($>10^8$ Poise) Magma unter erstarrte Laven vorangegangener Zyklen, sodaß das Innerste des Domes durch die letzte Magmenzufuhr gebildet wird. Sie zeigen im Inneren weniger saure Zusammensetzung als im Randbereich. Dieser Unterschied ist auf die gravitative Differentiation in der Magmenkammer zurückzuführen. Das weniger saure Differentiat wird entsprechend seiner Lage - im untersten Teil der Magmenkammer - zuletzt gefördert. Die Platznahme dieser Laven im Kern des Vulkanitkörpers beweisen das endogene Wachstumsverhalten.

In den meisten Fällen erzeugt diese innere Expansion Spannungsklüfte, die möglicherweise auch wieder ausgeheilt werden können. Während die externe Kruste unter subaerischen Bedingungen relativ schnell abkühlt und brüchig wird, drängt das interne duktile Magma sukzessive nach.

Die Domoberfläche wird in mehr oder weniger eckige Blöcke zerlegt, die entweder zufällig verteilt oder durch konzentrische und/oder radiale Klüfte gegliedert sind. Die radialen Klüfte werden der Expansion des Domes zugeschrieben und sind mit denen, üblicherweise in Lakkolithen auftretenden, vergleichbar.

Konzentrische Klüfte können durch temporäre Druckänderungen oder durch einfache Kontraktion von außen nach innen entstehen. Zusätzlich zu diesem Kluftsystem treten noch Abschaltungsflächen auf, die parallel zur Oberfläche angeordnet sind, wie sie auch von Plutonen bekannt sind.

Für das Aufbrechen der Kruste sind folgende Faktoren maßgebend:

- Die oft glasige Lava ist durch die sehr schnelle Abkühlung, einer erhöhten Verformung ausgesetzt.
- Die Kruste ist einer ständigen Spannung ausgesetzt, die durch die Bewegung von frischem, nachrückendem Magma verstärkt wird.
- Starke Dampfexplosionen können das bruchhafte Verhalten der Kruste verstärken.

An den Kluftflächen treten häufig Harnische auf, an denen beträchtliche Bewegungen nach der Verfestigung festgestellt werden können. Da die Klüfte ideale Aufstiegsmöglichkeiten für solfatarische Ausbrüche bieten, sind die Kluftflächen oft mit Opal, Hämatit und Schwefel überzogen.

Solange interner und externer Bereich in einem statischen Gleichgewicht sind, ruht das System in einem Stadium kleinster freier Energie. Wird dieses Gleichgewicht gestört, kommt es zu Eruptionen und einem Aufbrechen der starren Hülle - wobei oft das ganze Domgebäude zerstört werden kann - bis sich ein neuerliches Gleichgewicht einstellt.

Das Domwachstum ist sozusagen eine Aufeinanderfolge statischer Gleichgewichtszustände, die von Eruptionen unterbrochen werden. Diese Explosionen enden zumeist mit Ausfluß von Glutwolken an den Flanken des wachsenden Domes.

Die Raten, mit denen endogenes Domwachstum oder Eruptionen erfolgen, hängen von der Rheologie, dem Magmendruck und der Zufuhr rate ab.

In fast allen endogenen Domen zeigt der innere Teil fluidale Strukturen (zwiebelschalen-förmige Fließgefüge), die in den innersten Teilen vertikal stehen und nach außen flacher werden.

Exogene Dome entstehen gewöhnlich durch oberflächigen Ausfluß aus einem zentralen Krater oder durch oben genannte Spalten in der Kruste. Dabei erfolgt das Wachstum des Domes durch Stapelung kurzer, viskoser Lavaströme.

In den meisten Fällen sind alle drei Wachstumstypen bei einem Dom zu beobachten. Daher ist die Untersuchung von extrusiver oder intrusiver Platznahme bei älteren, bereits erodierten Domen oft schwierig oder unmöglich.

Zusätzlich zum Dom selbst entwickelt sich ein äußerer Bereich der durch Blöcke und Detritus gebildet wird, die während des Domwachstums am Hang abgleiten und sich rund um den Dom als Talus ansammeln. Dieser Talus kann eine beträchtliche Dicke erreichen und einen großen Teil des Domgebäudes verdecken. Dadurch erscheinen die sehr steilen Flanken eines Domes oft als flache Hänge.

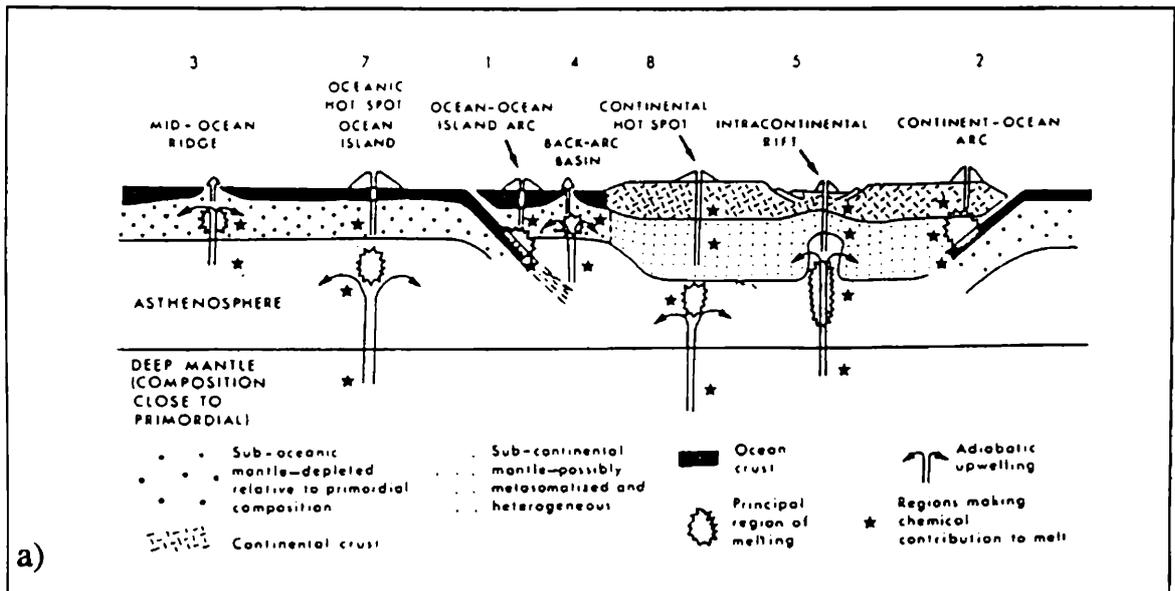
Petrographie und tektonische Position

Endogene Dome können nur durch Auspressen hoch viskoser Schmelzen entstehen. Am häufigsten treten intermediäre bis saure Vulkanite wie Andesite, Phonolithe, Trachyte, Dazite und Rhyolithe auf.

Die chemische Zusammensetzung ist aber nicht der einzige kontrollierende Faktor für die Viskosität, auch Temperatur und Gasgehalt spielen eine wesentliche Rolle.

Schon basische Magmen können genügend viskos sein, um einen Dom zu bilden, wenn sie relativ kühl, entgast und mit Phänokristallen beladen sind.

Dome sind typisch für das Endstadium großer dazitischer, rhyolitischer aber auch phonolithischer Vulkaneruptionen. In dieser letzten Phase des Eruptionszyklus ist das Magma durch Abkühlung und Entgasung extrem viskos. Zumeist entstehen Dome in Kratern von Stratovulkanen, nach vorangegangener, intensiver, pyroklastischer Aktivität. Sie können sich aber auch selbstständig bilden, wenn oberflächennahe, lakkolithische Intrusionen von zähflüssigem Magma an die Oberfläche durchbrechen.



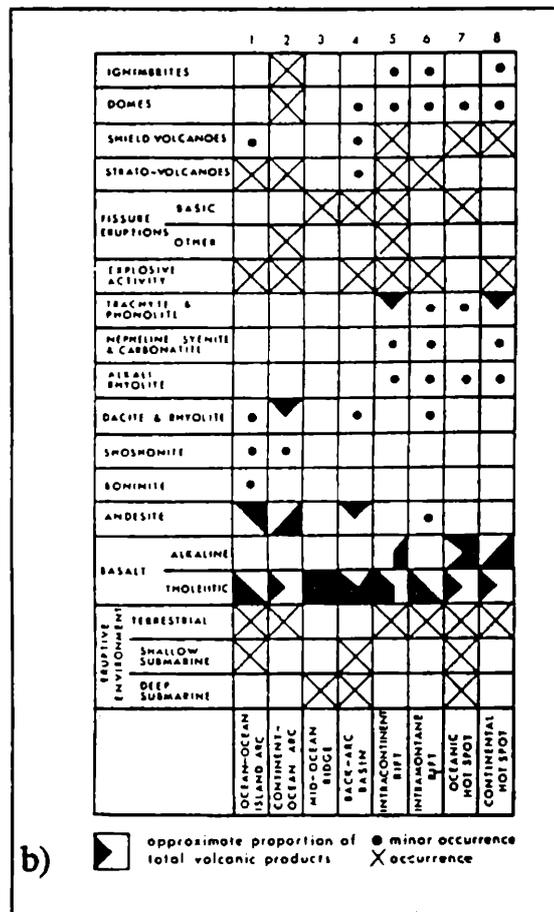


Abb. 3 a, b: Zusammenhänge zwischen tektonischer Position und Eruptionsverhalten (CONDIE, 1982).

Strukturelle Charakteristika vulkanischer Dome

Am Beispiel des Trachytdomes von Queyrères sollen hier einige typische Strukturen endogener Dome kurz erläutert werden, die im Widerspruch zu beobachteten Strukturen des Quarztrachytes vom Schaufelgraben stehen:

- Kuppelform eines flachen Lavadom (low lava dome) mit flach abfallenden Flanken
- Charakteristische engständige Bruchschieferung parallel zur Oberfläche in randlichen Bereichen des Domes
- Die Morphologie ist gekennzeichnet durch magmatische Fließvorgänge und durch mechanische Prozesse des endogenen Wachstums (Spröddeformation)

- Konzentrische und radiale Klüfte vorwiegend durch Expansion während des progressiven Domwachstums
- Deutlich ausgebildetes Fließgefüge (trachytisches Gefüge) durch parallele Orientierung aller Mineralphasen
- Sekundäre Foliation und Neuorientierung aller Mineralphasen entlang sekundär gebildeter Scherflächen durch "balloon tectonics"
- Charakteristische Gefügetypen in Abhängigkeit von der Position im Dom

Im Gegensatz dazu stehen beobachtete Charakteristika des Quarztrachytes vom Schaufelgraben:

- Kuppelform, vergleichbar mit der Morphologie eines endogenen Domes
- Erosionsmechanismen kontrollieren die Morphologie nach der Platznahme
- Keine Bruchschieferung in den randlichen Bereichen des Quarztrachytvorkommens
- Kluftbildung vorwiegend durch Abkühlungsprozesse
- Undeutlich bis gar nicht ausgebildetes Fließgefüge und somit schlechte Regelung aller Mineralphasen
- Fehlende Deformationserscheinungen an den porphyrischen Quarzen
- Keine lagespezifischen Gefügetypen

Das Quarztrachytvorkommen im Schaufelgraben stellt möglicherweise den Rest einer ursprünglich großflächigeren, pyroklastischen Ablagerung dar. Das Gestein kann als rhyolithischer Tuff angesprochen werden. Das Fehlen echter Laven schließt somit die Existenz eines exogen bzw. endogen gebildeten vulkanischen Domes im Schaufelgraben aus.

Literaturverzeichnis

WINKLER-HERMADEN, A. (1927a): Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän.- Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw.Kl., Bd. 101, 89-130, Wien.

WINKLER-HERMADEN, A. (1927b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich.- 51-164, Blatt Gleichenberg (Z. 18 Kol. XIV, Nr. 5256), Wien.

SCHOKLITSCH, K. (1935): Der Quarztrachyt vom Schaufelgraben bei Bad Gleichenberg.- Neues Jb. Geol. Min. etc. Abt. A, 69, 276-295, Stuttgart.

CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie.- XII, 503 S., Berlin. (Borntraeger)

BLAKE, S. (1990): Viscoplastic Models of Lava Domes.- In: Fink, J.H. (ed.), Lava flows and domes; 88-126, Berlin, Heidelberg. (Springer Verlag)

I. 2. Der plio-/pleistozäne Vulkanismus von Klöch

Bernd MOSER

Geographische Position und geologische Erforschung

Die zweite Phase der Vulkantätigkeit in der Oststeiermark fällt ins Plio-/Pleistozän. Es waren "basische" Vulkanite, die in Form einer Vielzahl von Durchschlagsröhren in Erscheinung treten und manchmal obertags deckenförmige Lavaergüsse hervorbrachten, wie es z.B. die Morphologie des Stradner Kogels, südlich Bad Gleichenberg, noch sehr schön erkennen läßt. An manchen Stellen sind nur mehr Tuffschlote erhalten, wie z.B. der Burgfelsen der Riegersburg - oder man kann noch die Strukturen ehemaliger Kesselkrater erkennen. Das am besten erhaltene Beispiel dafür stellt das Nephelinbasanitmassiv nördlich von Klöch dar. Der Weinbauort Klöch liegt ca. 10 km nördlich von Bad Radkersburg am Ausgang der Klöcher Klause. Nördlich des Ortes erstreckt sich einer der größten Basaltsteinbrüche der Südoststeiermark, wo seit Beginn der 30er Jahre Steinmaterialien hauptsächlich für den Straßenbau gewonnen werden. 1989/90 wurde im Südteil des Bruches ein etwa 300 m langer Tunnel durch die Flanke des Seindls vorgetrieben, um die Ortschaft Klöch vom Schwerverkehr des Steinbruchbetriebes zu entlasten. Den nördlichen Teil des Klöcher Vulkanmassives bildet der Kindsbergkogel, ein Aufschüttungskegel aus Schlacken und Tuffen mit basalterfüllten Radialspalten. Im südlichen Teil erstreckt sich ein Kesselkrater, der mit festem Nephelinbasanit sowie einigen dazwischengeschalteten Schlacken- und Tuffhorizonten erfüllt ist (Abb. 1). In diesem festen Basalt - genauer Nephelinbasanit - befindet sich der Steinbruch von Klöch. Der Kesselkrater (Caldera) ist in eine feinere Tuffdecke und deren sedimentäre Unterlage eingesenkt. Die basaltische Kesselfüllung und ihre Randbildungen grenzen entlang einer eher steil in die Tiefe niedersetzenden Fläche teils an Tuffe, teils an sarmatische Schichten und pliozäne Schotter (WINKLER-HERMADEN, 1939, 1951a). WINKLER (1913) führte umfangreiche und sehr genaue Untersuchungen u.a. auch im Klöcher Vulkanmassiv durch und gelangte zu der folgenden, hier kurz zusammengefaßten Vorstellung des Ausbruchsgeschehens: Nach einer ersten vulkanischen Tätigkeit, die hauptsächlich sehr schön geschichtete Tufflagen ablagerte, erfolgte ein zweiter, explosionsartiger Ausbruch, der den Untergrund samt den Tuffen vulkantektonisch zerlegte, die Schichtungen dadurch stellenweise steil aufstellte und so das Einbruchsbecken (die Caldera) des Seindlgebietes schuf, die sich danach mit eher ruhig fließender Lava zu füllen begann. Derzeit ist im Nordteil des Klöcher Steinbruches der bisher größte Anschnitt dieses Lavastromes zu sehen. Diese Lavafüllung könnte vom Bereich des heutigen Kindsbergkogels her erfolgt sein, dessen Aufbau

aus Schlackenbasalten und Tuffen mit wenigen basalterfüllten Radialspalten das Ende der vulkanischen Tätigkeit im Klöcher Massiv anzeigt. Dieses Ausklingen ist auch durch die im Hangenden des Nephelinbasanites von Klöch, also am Seindl, anzutreffenden Blasenlaven und Schlackenbasalte gekennzeichnet.

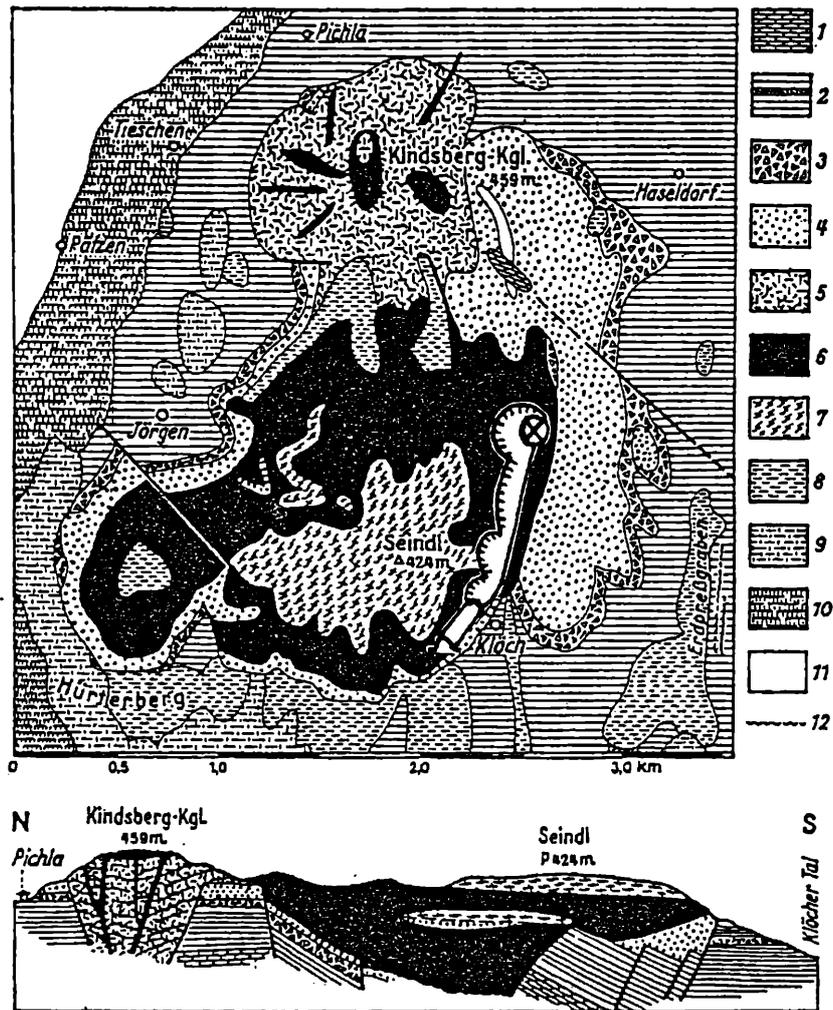


Abb. 1 : Geologische Kartenskizze des Basaltmassivs von Klöch (A. WINKLER-HERMADEN, 1939). 1 = Scholle von Leithakalk (Baden) im Basalttuff, 2 = sarmatische Schichten, 3 = jung-pannonische Schotter, 4 = Basalttuff, 5 = basaltische Schlackenagglomerate mit Tuff- und Basaltlava-Zwischenschaltungen, 6 = fester Basalt, 7 = oberflächliche Schlackenpanzer übereinandergeflossener Lavaströme, 8 = Zaraberg Niveau (Ober-Pliozän), 9 = ältere Pleistozän-Terrassen, 10 = Jungpleistozän-Terrassen, 11 = Holozän, 12 = größere Rutschungen. ⊗ = Haltepunkt

Unten: Profil durch das Klöcher Massiv (einfach überhöht und idealisiert) (A. WINKLER-HERMADEN, 1939).

Neben der mit dem Ausbruchsgeschehen verbundenen Vulkantektonik kam es auch noch nachträglich zu tektonischen Vorgängen, worüber WINKLER v. HERMADEN (1951b, 1957) berichtet. Die letzten K/Ar Altersdatierungen der tertiären steirischen Vulkanite (BALOGH et al., 1989) weisen für Klöcher ein Alter von $2,6 \pm 1,2$ Mio. Jahren (Roman) aus.

Die petrologische Erforschung des Klöcher Nephelinbasanites

In WINKLER (1913) findet sich eine Zusammenfassung der wissenschaftlichen Erforschung des "Eruptivgebietes von Gleichenberg", die im folgenden speziell auf das Klöcher Massiv bezogen kurz zusammengefaßt werden soll.

Nach der ersten Erwähnung von verschiedenen Basalttypen im Klöcher Gebiet durch ANKER (1809) kam es nach zahlreichen folgenden Beschreibungen der Lagerung und des Aussehens der Gesteine (z.B. ANDRAE, 1855) erst durch UNTCHJ (1872) zur ersten chemischen Analyse eines dichten Basaltes und einer Blasenlava von Klöcher. Er erkannte dabei sowohl mineralogische als auch chemische Unterschiede und ordnete das Gestein wie später auch HUSSAK (1880) in die Gruppe der Feldspatbasalte ein. HUSSAK (1880) berichtete zusätzlich noch von "Nephelintephriten" aus demselben Gebiet.

SIGMUND (1896) bestimmte das Gestein als in manchen Teilen des Massives glasreichen Nephelinbasanit, berichtete von Fremdgesteinseinschlüssen und gab eine erste Modellvorstellung vom Ablauf des Ausbruches im Klöcher Massiv. Aus der Arbeit von SIGMUND (1896) und den Untersuchungen bzw. Analysen von SCHOKLITSCH (1932) geht folgender Mineralbestand des Nephelinbasanites von Klöcher hervor: Die Grundmasse besteht aus idiomorphen Pyroxenleisten und idiomorphem zonaren Plagioklas mit 50-55 % Anorthitgehalt, was von HERITSCH (1963) bestätigt werden konnte. Als Zwickelfüllung tritt Nephelin auf, der von Apatit durchspießt wird. Weiters sind noch Analcim und Sanidin zu finden, die zusammen mit Nephelin nestartige Anhäufungen bilden, sowie Magnetit. Die Einsprenglinge werden von Olivin und einem Pyroxen gebildet, dessen optische Eigenschaften auf einen diopsidischen Kern und einen Rand aus basaltischem Augit hinweisen. POULTIDIS (1981), der sämtliche gesteinsbildende Mineralphasen des Nephelinbasanites bezüglich ihrer Haupt- und Spurenelementzusammensetzung sehr detailliert untersuchte, unterscheidet bei Olivin zwischen Xenokrysten mit Forsteritanteilen von 87-89 % und Phenokrysten mit Forsteritanteilen von 75-77 %. außerdem weisen die Titanomagnetite beträchtliche Gehalte an MgO, Cr₂O₃ und Al₂O₃ auf.

HAUSER und URREGG (1951) teilen die basaltischen Gesteine der oststeirischen Steinbrüche nach gesteintechnischen Kriterien ein:

- a) Hartbasalt mit einer Druckfestigkeit von mindestens 1800 kg/cm^2 - dazu gehören im Klöcher Bruch die dunklen, blaugrauen Gesteinstypen, die teilweise sehr schöne Säulenentwicklung zeigen und hauptsächlich im südlichen und mittleren Bruchbereich sowie in den tieferen Anteilen des nördlichen Bruchbereiches zu finden sind.

- b) Weich- oder Zähbasalt mit einer Druckfestigkeit von 1000 - 1800 kg/cm² - dazu gehören größtenteils die Gesteine der oberen Anteile des nördlichen sowie Teile der Hangendbereiche des mittleren und südlichen Bruches.
- c) Porenbasalt (Schlackenbasalt) mit einer Druckfestigkeit unter 1000 kg/cm² - dieser Typ tritt vor allem in den obersten Bereichen und im Abraumaterial auf.

Das Auftreten verschiedener Basalttypen ist besonders im nördlichen Bruchbereich sehr schön zu sehen. Die deutlich sichtbare Überlagerung des säulig brechenden Liegendanteiles durch eine großblockig brechende Hangenddecke aus Basalt bestätigen die Ansicht, daß die Unterschiede zwischen Hart- und Weichbasalt hauptsächlich auf die Art der Erstarrung und nicht auf chemische Unterschiede zurückzuführen sind (HERITSCH, 1963).

HERITSCH (1976) konnte mit einer Reihe von Analysen von Nephelinbasanitproben aus dem Klöcher Steinbruch zeigen, daß die Variationsbreite innerhalb dieses Bruches sehr gering ist. Aus Berechnungen des modalen Mineralbestandes folgt, daß das Ausmaß an Wasserzufuhr am Ende der Gesteinskristallisation in verschiedenen Gesteinsbereichen unterschiedlich hoch war - die Gesteinsbereiche mit Analcim weisen auf Wasserzufuhr hin. Zur Ergänzung soll in nachfolgender Tabelle die durchschnittliche chemische Zusammensetzung von Nephelinbasanit aus dem Klöcher Gebiet angegeben werden (Mittel aus den naßchemischen Analysen von 9 Nephelinbasanitproben aus dem Klöcher Vulkangebiet). Daneben werden zusätzlich die modalen Mineralbestände für die Fälle (a) ohne und (b) mit Wasserzufuhr während der Gesteinsbildung angeführt. Alle diese Werte entstammen der Arbeit von HERITSCH (1976). Die Analyse eines basaltischen Glases aus Klöch, das hier als große Seltenheit auftritt, und der Vergleich mit Gläsern anderer oststeirischer Basaltvorkommen, lassen schließen, daß diese Gläser abgepreßt wurden, als ungefähr die Hälfte des Magmas auskristallisiert war (HERITSCH, 1976).

	Gew. %
SiO ₂	44,18
TiO ₂	2,28
Al ₂ O ₃	13,97
Fe ₂ O ₃	7,73
FeO.....	3,15
MnO.....	0,16
MgO.....	8,34
CaO.....	10,25
Na ₂ O.....	5,20
K ₂ O.....	1,77
P ₂ O ₅	0,67
H ₂ O ⁺	1,54
H ₂ O ⁻	0,76
	100,00

	Modale Mineralbestände in Vol. %	
	(a)	(b)
Sanidin	6,0	1,9
Plagioklas	17,8 (An 30)	5,5 (An 100)
Nephelin	17,7	8,5
Analcim	—	26,9
Klinopyroxen	42,1	41,2
Olivin	6,4	6,2
Magnetit	8,4	8,2
Apatit	1,6	1,6
	100,0	100,0

Im Zuge der vielen Untersuchungen an den oststeirischen Vulkaniten wurde natürlich immer wieder die Frage nach ihrer Abstammung aus dem Erdinneren gestellt. So diskutierte z.B. bereits HAUSER (1954) die Zusammengehörigkeit bzw. Beziehungen der einzelnen Vulkanitvorkommen innerhalb des "Steirischen Vulkanbogens". HERITSCH (1967) gibt nach eingehendem Vergleich der chemischen Analysen von mehr als 30 Vulkaniten dieses Gebietes folgende Deutung:

Abgesehen von der Möglichkeit, zwei völlig getrennte Magmenherde anzunehmen, lassen sich die beiden Phasen vulkanischer Tätigkeit auch anders erklären. Ein tief gelegener, alkaliolivinbasaltischer Magmenherd lieferte im Miozän Magma in höhere Bereiche wo Assimilation von kalireichem bzw. granitischem Material stattfand und so die "sauren" Vulkanite entstanden. Später, im Pliozän, lieferte derselbe Magmenherd in raschem Aufdringen, sozusagen ohne "Zwischenstop" und ohne damit verbundener Druckentlastung in einem höheren Stockwerk der Erdkruste, Nephelinbasanite bis nephelinarme Olivinbasalte. Die Förderung von Tuffen und Bomben aus Ultrabasiten unterstützt diese Annahme. Durch die vergleichenden Untersuchungen bezüglich der Gehalte bestimmter Haupt-, Neben- und Spurenelemente in basaltischen Gesteinen Mittel- und Südeuropas, darunter auch von solchen des oststeirischen Vulkangebietes und speziell von Klöch konnte gezeigt werden, daß es sich bei den pliozänen Eruptionen innerhalb des "Steirischen Vulkanbogens" um den finalen Vulkanismus einer Gebirgsbildung handelt (AGIORGITIS, 1968), (AGIORGITIS und RANK, 1968), (AGIORGITIS et al., 1970). Die Gehalte und Elementverhältnisse entsprechen durchwegs denen von sogenannten kontinentalen Basalten eines Orogenrandes und keinesfalls Ozeanbodenbasalten. KOLMER (1980) schloß aus den K/Sr- und Rb/Sr-Quotienten einer Klöcher Gesteinsprobe auf Entstehung des Magmas bei hohem Druck. POULTIDIS (1981) führte ebenfalls sehr eingehende petrologische und geochemische Untersuchungen an einer Vielzahl von oststeirischen und burgenländischen basaltischen Gesteinen durch. Dabei konnte die u.a. von HERITSCH (1976) vertretene Ansicht, der Klöcher Nephelinbasanit sei ein sehr wenig differenziertes Gestein aus einem primären Magmenherd, besonders durch geochemische Untersuchungen bestärkt werden. Die Herkunft des Magmas kann durch partielle Aufschmelzung von Mantelmaterial (etwa einem Granatperidotit) erklärt werden. Dabei dürfte es während des Aufdringens, im speziellen Fall des Klöcher Bereiches, zu einer Fraktionierung von Klinopyroxen und in geringerem Maße von Olivin gekommen sein (HERITSCH, 1976), (POULTIDIS, 1981). DIETRICH und POULTIDIS (1985) berichten schließlich noch von xenolithischen Einschlüssen im Klöcher Nephelinbasanit u.a. in Form von Lherzoliten und Spinellharzburgiten. Diese ultramafischen Xenolithe sind im oberen Erdmantel bei Temperaturen zwischen 950-1250 Grad Celsius und Drucken von 12-20 Kb entstanden und weisen somit ebenfalls auf eine Magmenherkunft des Nephelinbasanites von Klöch aus demselben Bereich des oberen Erdmantels hin.

DOBOSI et al. (1991) untersuchten speziell Klinopyroxene von pliozänen Alkalibasalten der Steiermark und des Burgenlandes. Klinopyroxeneinsprenglinge mit ihren vielfältigen Substitutionsmöglichkeiten erlauben eine gute Abschätzung der Basalt-Evolution. Bei den Klinopyroxeneinsprenglingen des Klöcher Nephelinbasanites, der mit seinen relativ hohen Gehalten an Mg, Cr und Ni einer primären Schmelzzusammensetzung sehr nahe kommt, sind die Ränder leider sehr stark angelöst, sodaß die Tiefe der Differentiation nicht bestimmt werden kann.

Mineralbildungen des Klöcher Nephelinbasanites

Der Steinbruch Klöch zählt auch seitens der Speziellen Mineralogie zu den bestuntersuchten Basaltvorkommen der Südoststeiermark. In einer Monographie (TAUCHER et al, 1989) wurde der Mineralreichtum auch photographisch erstklassig aufbereitet. POSTL et al. (1992) geben eine umfassende Übersicht über die Mineralien der oststeirischen Vulkanite. Dabei konnten allein im Steinbruch Klöch fast 90 unterschiedliche Mineralarten festgestellt werden. Als Besonderheiten seien hier nur einige stellvertretend erwähnt: Armalcolit, Thaumazit, Vertreter der Osumilithgruppe, Okenit, Rhodesit, Tetranatrolith, Thaumazit, Gismondin, Phillipsit.

Die Mineralbildungsphasen lassen sich in vier Bereiche gliedern: (HERITSCH, 1963), (OFFENBACHER, 1986):

- Während der Erstarrung der ruhig ausfließenden Lavamassen bildeten sich die Minerale des Gesteinsbestandes des Nephelinbasanites.
- Durch die erwähnten explosionsartigen Ereignisse und das Aufdringen der nachfolgenden Lavamassen wurden aus verschiedensten Bereichen des Untergrundes Gesteinsbruchstücke mitgerissen und sowohl in den Tuffen abgelagert und teilweise verändert, als auch in der ausfließenden, schmelzflüssigen Lava an- bzw. aufgeschmolzen. Unter solchen Fremdgesteinseinschlüssen (Xenolithe) wurden sowohl Gesteine ehemals ultrabasischer, granitischer als auch karbonatischer und mergelig-toniger Zusammensetzung gefunden. Dadurch resultieren nach der pyrometamorphen Umwandlung unterschiedliche Mineralparagenesen, die dann Rückschlüsse auf den ursprünglichen Gesteinsbestand liefern.
- Unabhängig von den beiden vorher angeführten Phasen kam es bereits während der Magmenkristallisation (pneumatolytische Phase) und danach in wesentlich bedeutenderem Ausmaß im breiten Feld der Hydrothermalphase zu Mineralbildungen in den Entgasungshohlräumen. Dabei entstanden vor allem die für Klöch so typischen Zeolith- und Karbonatparagenesen.

- ♦ Als abschließende Mineralbildungsphase kann die Entstehung der Oxydations- bzw. Verwitterungsprodukte angesehen werden.

Literatur:

- AGIORGITIS, G. (1968): Beitrag zur Geochemie einiger seltener Elemente in basaltischen Gesteinen.- *TMPM*, 12, 204-229.
- AGIORGITIS, G. und D. RANK (1968): Spektrometrische Messungen von K, U und Th in einigen Magmatiten.- *TMPM*, 12, 471-477.
- AGIORGITIS, G., E. SCHROLL und E. STEPÁN (1970): K/Rb-, Ca/Sr- und K/Ti-Verhältnisse in basaltischen Gesteinen der Ostalpen und benachbarter Gebiete.- *TMPM*, 14, 285-309.
- ANDRAE, K.J. (1855): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiet der 14., 18. und 19. Section der General-Quartiermeisterstabs-Karte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1854.- *Jb. k.k.geol.Reichsanst.*, 6.Jg., 265-304.
- ANKER, J.M. (1809): Kurze Darstellung einer Mineralogie von Steyermark.- Verlag Franz Ferstl, Grätz, 79 S..
- BALOGH, K., H. LOBITZER, C. RAVASZ und G. SOLTI (1989): K-Ar- bestimmtes Alter der tertiären Vulkanite von Oststeiermark und Burgenland.- Unveröff.Bericht, 31 S..
- DIETRICH, H. und H. POULTIDIS (1985): Petrology of ultramafic xenoliths in alkalibasalts from Klöch and Stradner Kogel (Styria, Austria).- *N.Jb. Min., Abh.*, 151, 131-140.
- DOBOSI, G., R. SCHULTZ-GÜTTLER, G. KURAT und A. KRACHER (1991): Pyroxene Chemistry and Evolution of Alkali Basaltic Rocks from Burgenland and Styria, Austria.- *Mineralogy and Petrology*, 43, 275-292.
- FLÜGEL, H. und H. HERITSCH (1968): Das Steirische Tertiärbecken.- *Sammlung Geologischer Führer Bd.47*, Verlag Gebr.Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 196 S..
- GRÄF, W. (1986): Zur geologischen Entwicklung der Südoststeiermark.- *Die Eisenblüte*, Jg.7, NF., 16, 8-11.
- HAUSER, A. (1954): Der Steirische Vulkanbogen als magmatische Provinz.- *TMPM*, III.F., 4, 301-311.
- HAUSER, A. und H. URREGG (1951): Die Ergußgesteine und vulkanischen Tuffe.- *Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks*, H.7, Graz, 42 S..
- HERITSCH, H. (1963): Exkursion in das oststeirische Vulkangebiet.- *Mitt.naturwiss. Ver.Steiermark*, 93, 206-226.

- HERITSCH, H. (1967): Über die Magmenentfaltung des steirischen Vulkanbogens.-
Contr.Min.Petr., 15, 330-344.
- HERITSCH, H. (1976): Über Nephelinbasanite und ein basaltisches Glas des
Vulkangebietes von Klöch, Oststeiermark.- Mitt.naturwiss.Ver.
Steiermark, 106, 21-29.
- HUSSAK, E. (1880): Ueber Eruptivgesteine von Gleichenberg.- Verh. d. k.k. Geolog.
Reichsanst., 160-162.
- KOLLMANN, H.A., J.KOVAR, F. RÖGL, H.P. SCHÖNLAUB, O. SCHULTZ
und H. SUMMESBERGER (1982): Österreichs Boden im Wandel der Zeit.-
Verlag Wilhelm Braumüller, Wien, 80 S..
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken.- Mitt.geolog.Ges.
Wien, 57, 479-632.
- KOLMER, H. (1980): Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite.- Mitt.naturwiss.
Ver.Steiermark, 110, 23-26.
Die Verteilung von Rubidium und Strontium in den Basalten von
Weitendorf/Stmk. und Kollnitz/Ktn.- Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark,
110, 27-31.
- OFFENBACHER, H. (1986): Der Nephelinbasanit von Klöch und seine Mineralien.-
Die Eisenblüte, Jg 7, NF., 16, 12-21.
- POSTL, W., J. TAUCHER und B. MOSER (1992): Die Mineralien der oststeirischen
Vulkanite.- Mitt.der österr.Mineralog.Ges., 137, 185-199.
- POULTIDIS, H. (1981): Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des
Steirischen Vulkanbogens in Steiermark und im Burgenland.-
Unveröff.Diss. Univ.Wien.
- POULTIDIS, H. und H.G. SCHARBERT (1986): Bericht über geochemisch-petro-
logische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen
Teils der transdanubischen vulkanischen Region.- Anz. Österr. Akad.
Wiss. math.-naturwiss.Kl., 123, 65-76.
- SCHOKLITSCH, K. (1932): Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte.-
N.Jb. Min., Beil., 63, Abt.A, 319-370.
- SIGMUND, A. (1896): Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch.-
TMPM, N. F., 15, 361-384.
- TAUCHER, J., W. POSTL, B. MOSER, D. JAKELY und P. GOLOB (1989):
Klöch - ein südoststeirisches Basaltvorkommen und seine Minerale.-
Eigenverlag Taucher und Jakely, Graz, 160 S.
- UNTCHJ, G. (1872): Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks und der Fahlerze
in Tirol.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Abh., 47-63.

- WINKLER, A. (1913): Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark.-
Jb. k. k. geolog. Reichsanst., 63, 403-502.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1939): Geologischer Führer durch das Tertiär- und
Vulkanland des steirischen Beckens.- Sammlung geologischer Führer
Bd. 36, Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin, 209 S..
- WINKLER v. HERMADEN, A. (1951a, b): Über neue Ergebnisse aus dem Tertiär-
bereich des Steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen
Basaltausbrüche.- Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl.,
Abt. I, 160. Bd., 1-15.
Die jungtektonischen Vorgänge im Steirischen Becken.- Sitzungsber.
Österr. Akad. Wiss., math.- naturwiss. Kl., Abt. I, 160. Bd.- 37-69.
- WINKLER v. HERMADEN, A. (1957): Vulkantektonische Ergebnisse über einige,
näher studierte oststeirische Tuff- und Basaltvorkommen.-
Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Nr. 10, 1-12.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Bernd Moser
LM Joanneum, Abteilung für Mineralogie
Raubergasse 10, A-8010 Graz
Tel.: 0316/8017-4742

I.3. Der plio-/pleistozäne Vulkanismus von Altenmarkt - Riegersburg

Ingomar FRITZ

Geographische Position und geologischer Rahmen

Das Vulkangebiet von Altenmarkt-Riegersburg (Blatt 166 der ÖK 1:50.000) liegt ca. 6 km NNE von Feldbach. Die beiden selbständigen Tuffentwicklungen sind in Lockersedimente eingebettet, deren zeitliche Einstufung aufgrund zahlreicher Vertebratenfunde und entsprechender Korrelation in den Zeitraum Pannon C - Pannon D (KOLLMANN 1965, MOTTL 1970, WINKLER-HERMADEN 1957) erfolgt. Die Talungen, welche das westlich gelegene Tuffareal von Altenmarkt mit einer Gesamtfläche von annähernd 3 km² dreiteilen, sind von Alluvionen mit Mächtigkeiten um 10 m bedeckt. Das heutige morphologische Erscheinungsbild im besprochenen Gebiet wird wesentlich durch Rutschungen und großflächige Planierungen geprägt. Die verwitterungsbeständigeren vulkaniklastischen Ablagerungen formen zum Teil steile Geländestufen und bilden mit dem Burgfelsen der Riegersburg einen landschaftlichen Höhepunkt im Oststeirischen Vulkangebiet.

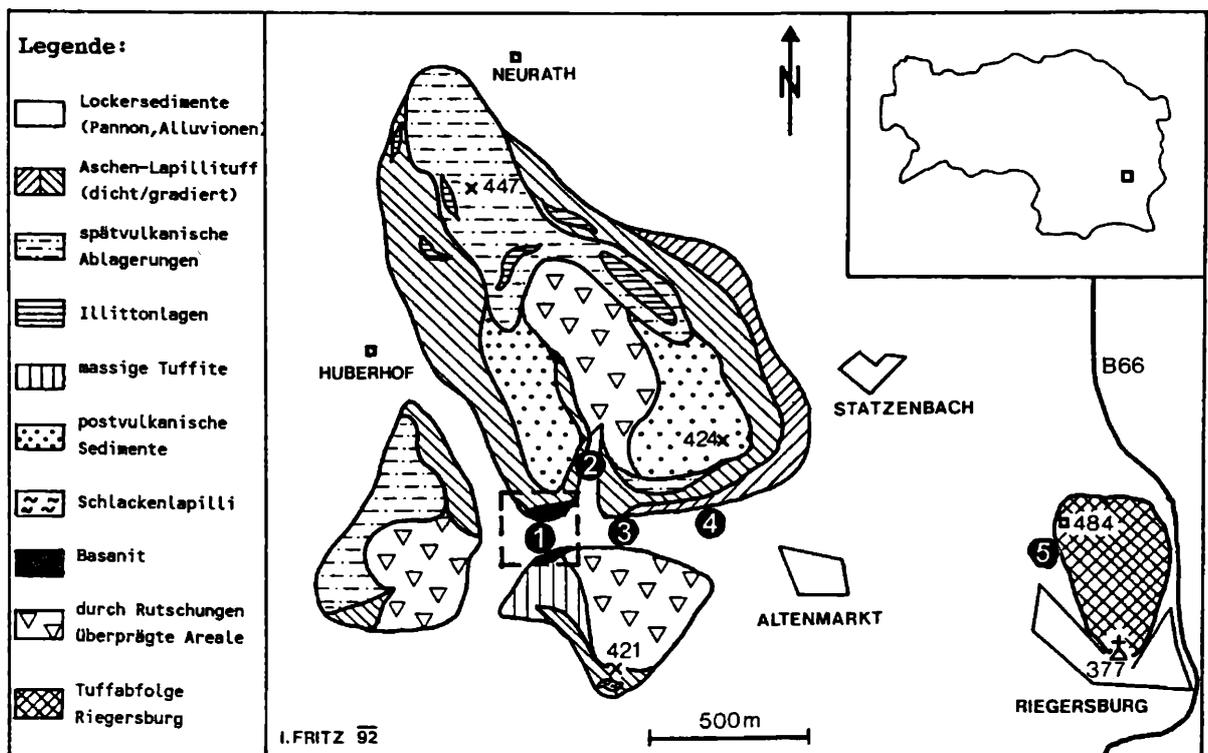


Abb.1: Geologische Übersicht mit Exkursionshaltepunkten (1-5) und dem Meßraster der Geomagnetikmessungen

Geologischer Werdegang

Bei den im diskutierten Areal vorkommenden Sedimenten handelt es sich überwiegend um tonige Silte und Sande, die von sandigen Kieshorizonten durchsetzt werden. Im südlichen Randbereich befindet sich die Typlokalität des Karnerbergschotters, der nach KOLLMANN (1965) ins höhere Unterpannon Zone C gestellt wird. In verschiedenen Niveaus konnten im Arbeitsgebiet geringmächtige Fein-Mittelkieslagen nachgewiesen werden. Die an einigen Stellen gemachten Pflanzenfunde (Blattabdrücke von z.B.: Ulmen, Ahorn, Platane) spiegeln ein gemäßigtes Klima wider und passen gut in das paläogeographische Bild, welches von KOVAR-EDER & KRÄINER (1990) entwickelt wurde.

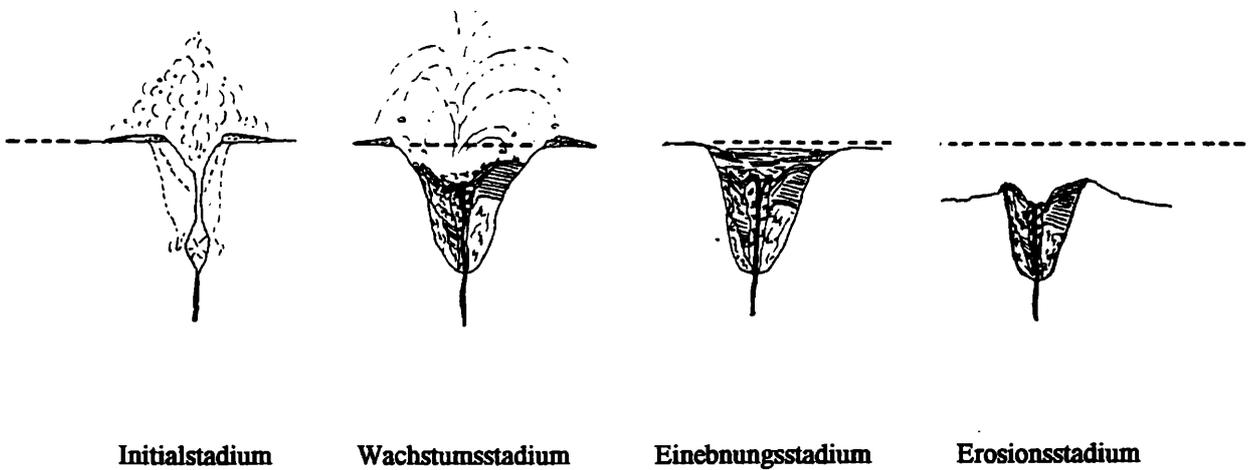
Jüngere prävulkanische Ablagerungen sind bereits der Erosion zum Opfer gefallen. Sedimentäre Komponenten und Einschaltungen innerhalb der vulkaniklastischen Abfolge lassen nur bedingt Rückschlüsse auf deren primäre geologische Position zu.

Im Pliozän/Pleistozän kommt es in dem weitestgehend eingeebneten Steirischen Becken zum Aufdringen von basaltischem Magma. Radiometrische Altersangaben von Basalten aus vergleichbaren Vulkanarealen der Oststeiermark schwanken zwischen $1,7 \pm 0,7$ und $3,8 \pm 0,4$ ma (BALOCH et al. 1989).

Weiterführende Literatur ist in den Arbeiten von EBNER & SACHSENHOFER (1991), FLÜGEL & HERITSCH (1968), KOLLMANN (1965), und WINKLER-HERMADEN (1957) zusammengefaßt.

Vulkanismus

Die hydroklastische Fragmentierung eines Magmas, ausgelöst durch das Zusammentreffen von externem Wasser (z.B. Grundwasser) und Magma, führt zur Bildung eines explosiv eruptierten Gemisches aus Lava-, Nebengesteinsfragmenten und Dampf. Da bei hydroklastischen, bzw. phreatomagmatischen Eruptionen die Masse der Wärmeenergie eines Magmas zur Aufheizung des externen Wassers verbraucht wird, können niedrige Eruptionssäulen und damit verbunden schlotnahe Ablagerungen vorausgesetzt werden (SCHMINCKE 1989). Dieses Modell liegt den Untersuchungen im Kartiergebiet als Arbeitshypothese zugrunde.



Initialstadium

Wachstumsstadium

Einebnungsstadium

Erosionsstadium

Abb.2: Schematische Darstellung von Entwicklungsstadien eines Maars mit Diatrem

Die Gesteinsvielfalt in einem Vulkangebiet wird umso größer, je größer die Zahl der beteiligten Mechanismen und Kräfte ist, die an deren Entstehung mitwirken. Im vorliegenden Fall ist ein enges Zusammenwirken zwischen exogenen und endogenen Kräften gegeben, wodurch eine Gesteinsklassifikation, und somit auch die Interpretation des entsprechenden Ablagerungstypus (fall - flow - surge), erschwert wird.

Neben den drei traditionellen Gesteinstypen stellen die pyroklastischen Gesteine eine eigene Gruppe dar, die zwischen der magmatischen und sedimentären Gesteinsgruppe anzusiedeln sind. Der Geologie C.K.WENTWORTH formulierte dies folgendermaßen: "They are igneous on the way up and sedimentary on the way down".

Größe der Klaster	Pyroklasten	Pyroklastische Ablagerungen	
		überwiegend unverfestigt:	überwiegend verfestigt:
		Tephra	pyroklastische Gesteine
>64 mm	Blöcke, Bomben	Agglutinat, Agglomerat, Block- und Bombenschichten	Agglomerat, pyroklastische Breccie
2-64 mm	Lapillus	Lapillilage	Lapillistein (Lapillituff)
<2 mm	grobe Aschenpartikel	grobkörnige Asche	grobkörniger Tuff
<1/16 mm	feine Aschenpartikel (Aschenstaub)	feinkörnige Asche (Staub)	feinkörniger Tuff (Staubtuff)

Abb.3: Granulometrische Klassifikation von Pyroklasten und deren Ablagerungen
modifiziert nach SCHMIDT 1981

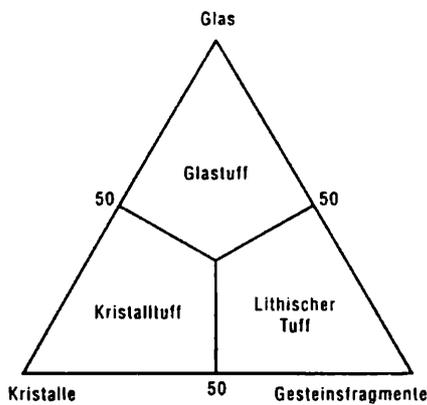


Abb.4a:Klassifikation von Aschen und Tuffen anhand der Hauptklasttypen

(aus SCHMINCKE 1989)

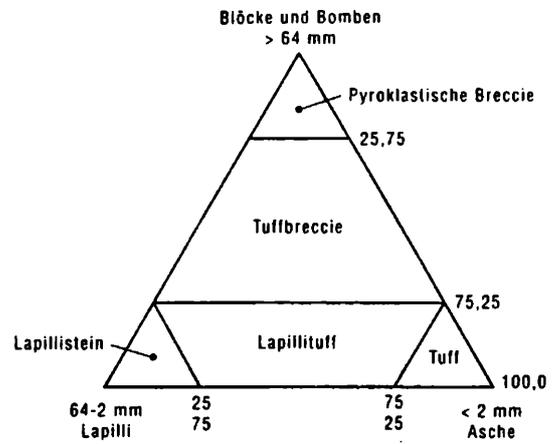


Abb.4b: Korngrößenklassifikation pyroklast. Ablagerungen



Geschichtete Asche-Lapillituffe



Schlecht sortierter Asche-Lapillituff

Abb.5:Beispiele einiger charakteristischer pyroklastischer Ablagerungen aus dem Arbeitsgebiet

Am Beginn der Entwicklung des Vulkansystems von Altenmarkt sind eine oder mehrere phreatomagmatische Eruptionen anzunehmen, die zur Bildung einer Hohlform mit annähernd zwei Kilometern Durchmesser führten. Die Vielzahl der geringmächtigen Schichten läßt in weiterer Folge auf eine hohe Frequenz und große Zahl von Eruptionsphasen schließen. Eine zeitlich kurze und räumlich eng begrenzte effusive Phase konnte im südlichen Teil des Vulkangebietes nachgewiesen werden. Limnische Ablagerungen im Wechsel mit laharartigen Tuffiten weisen auf eine zeitweise Maarseebildung im Arbeitsgebiet hin. Diese Entwicklung wurde mehrmals von vulkanischen Ereignissen (pyroclastic flows) unterbrochen, wobei eine Beteiligung von vulkanischen Ablagerungen aus dem nahegelegenen Vulkan von Riegersburg möglich erscheint.

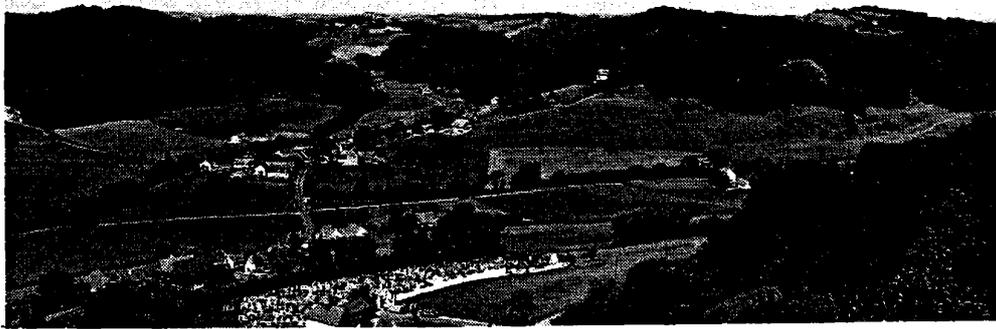


Abb.6: Vulkangebiet von Altenmarkt (Blick von der Riegersburg nach W)

Haltepunkt 1: Talknoten (RW: 717900; HW: 207400; SH: 312)

An der nördlichen und südlichen Talflanke des Grazbaches stehen im Bereich des Talknotens vorwiegend dichte bis schwach blasige Basanite an. Die Härte des Gesteins spiegelt sich auch in der relativen Enge des Tales wider. Mit Hilfe geomagnetischer Messungen konnte ein durch die Kartierung vermutetes Schlotareal in diesem Bereich nachgewiesen werden (FRITZ, 1992).

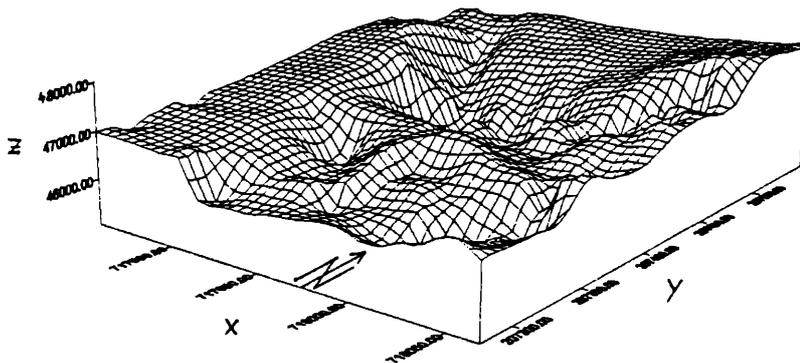


Abb.7: 3d-Modell: x- und y-Koordinaten $\hat{=}$ Rechts- und Hochwert im BMN - System; z-Achse: magnetische Totalintensität (in nT); Meßraster siehe auch Abb.1

Das basische bis ultrabasische Gestein mit einem SiO_2 -Gehalt von 46,4 % (frdl. Mitt. Dr.NTAFLOS, Uni Wien) hat an der Oberfläche gelegentlich gut ausgebildete Wülste. Diese und die schlierige Anordnung von zum Teil gestreckten Bläschen zeigen die Fließbewegung eines in Erstarrung befindlichen Magmas an. In der überwiegend kryptokristallinen Grundmasse schwimmen kleine Pyroxeneinsprenglinge (Titanaugite?), die teilweise auch eingeregelt sind. In den Blasen Hohlräumen kam es sekundär zur Bildung von Zeolithen, wie z.B. Phillipsit.

Haltepunkt 2: Steinbruch (RW: 718140; HW: 207540; SH: 315)

In der ehemaligen Steinbruchwand ist eine gut geschichtete Abfolge mit vorwiegend geringmächtigen Asche-Lapillilagen aufgeschlossen.



Abb.8: ehemaliger Steinbruch westlich von Altenmarkt

Die überwiegend aus Fall-Ablagerungen aufgebaute Abfolge wird durch zwei markante feinkörnige Aschelagen getrennt. In diese sind zahlreiche vulkanische Bomben eingebettet, die Hinweis auf einen nahe gelegenen Schlot geben. Häufig können in dieser Abfolge sogenannte "bomb sags" gesehen werden. Diese für hydroklastische Ablagerungen charakteristischen Strukturen können die darunterliegenden Schichten bei ihrem Auftreffen plastisch verformen.



Abb.9: "bomb sag - structure" in geschichteten Asche-Lapillituffen

Haltepunkt 3: Diskordanz (RW: 718200; HW: 207420; SH: 310)

Das Liegende bilden geschichtete, relativ gut sortierte Asche-Lapillituffe, die auf base surge Ablagerungen zurückzuführen sein dürften. An dem wahrscheinlich abgesprengten Rand dieser Tuffe lagern diskordant vorwiegend großkörnige Lapillituffe, wobei einzelne Lagen reich an Bomben sind. Der von SCHOKLITSCH aufgefundene und von WINKLER 1935 beschriebene basaltische Lavastrom konnte nicht mehr gefunden werden. Möglicherweise handelte es sich dabei um eruptierte Lavafetzen, die bei ihrer Ablagerung noch so heiß waren, daß sie zu einem sogenannten Agglutinat verschweiß wurden.

Haltepunkt 4: Naturkeller (RW: 718490; HW: 207440; SH: 320)

Hier wurde händisch ein Keller aus ungeschichteten und unsortierten, überwiegend epiklastischen Ablagerungen herausgearbeitet. Dieses, als Tuffit anzusprechende Material könnte als Schlotbrekzie zu interpretieren sein. Dafür spricht neben den vorwiegend chaotischen Lagerungsumständen auch die räumliche Nähe zu den prävulkanischen Sedimenten.

Haltepunkt 5: Riegersburg

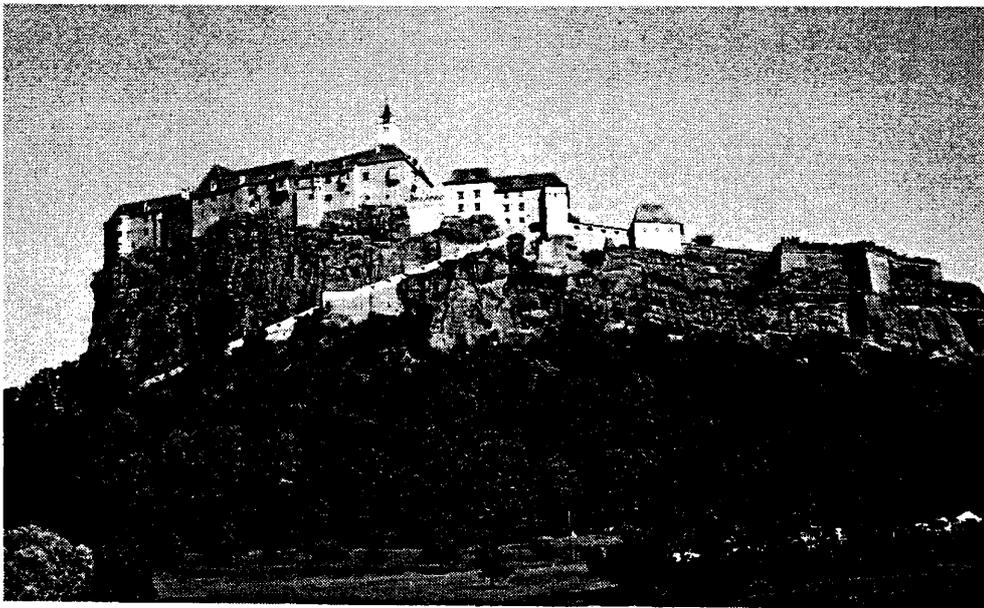


Abb.10: Burgfelsen der Riegersburg (Blick von Altenmarkt nach E)

Der Burgfelsen der Riegersburg stellt eine aus seiner sedimentären Umrahmung herauspräparierte Schlotfüllung dar. Die zahlreichen geringmächtigen Tufflagen spiegeln eine rasche Aufeinanderfolge von Eruptionen wider. Das umlaufende Streichen weist auf einen zentral

liegenden Eruptionsbereich hin. Große sedimentäre Schollen im Randbereich zeigen die Nähe zum prävulkanischen tertiären Sediment an. Generell kann ein steiler Kontakt Sediment zu Vulkaniklastika vermutet werden, wenngleich angenommen werden muß, daß die steil aufragenden Felswände durch Verwitterung und Erosion geformt wurden.

Die im Ostteil des Burgfelsens anstehenden schlecht sortierten Schichten mit hohem Anteil an epiklastischem Material weisen auf syn- bis postvulkanische An- und Umlagerungen in einem vermuteten Schlotareal hin.

In den liegenden Anteilen der Tufflagen des Burgfelsens sind häufig Einschlüsse von feinklastischen Sedimenten enthalten. Diese zumeist in gerundeter Form auftretenden Xenolithe sind als Dokumente eines sich erweiternden (nach der Tiefe?) Schlotes zu werten.



Abb.11: Feinklastische Blöcke (Xenolithe) in den Tuffablagerungen vor dem 2.Tor

Am Platz des Grenzlandehrenmals, ehemaliger Standort der Burg Lichteneck, bietet sich ein herrlicher Überblick über den Südostteil des Steirischen Beckens mit seinen sanften Hügeln, von denen sich die Relikte ehemaliger Vulkane durch ihre Erhabenheit deutlich abheben.

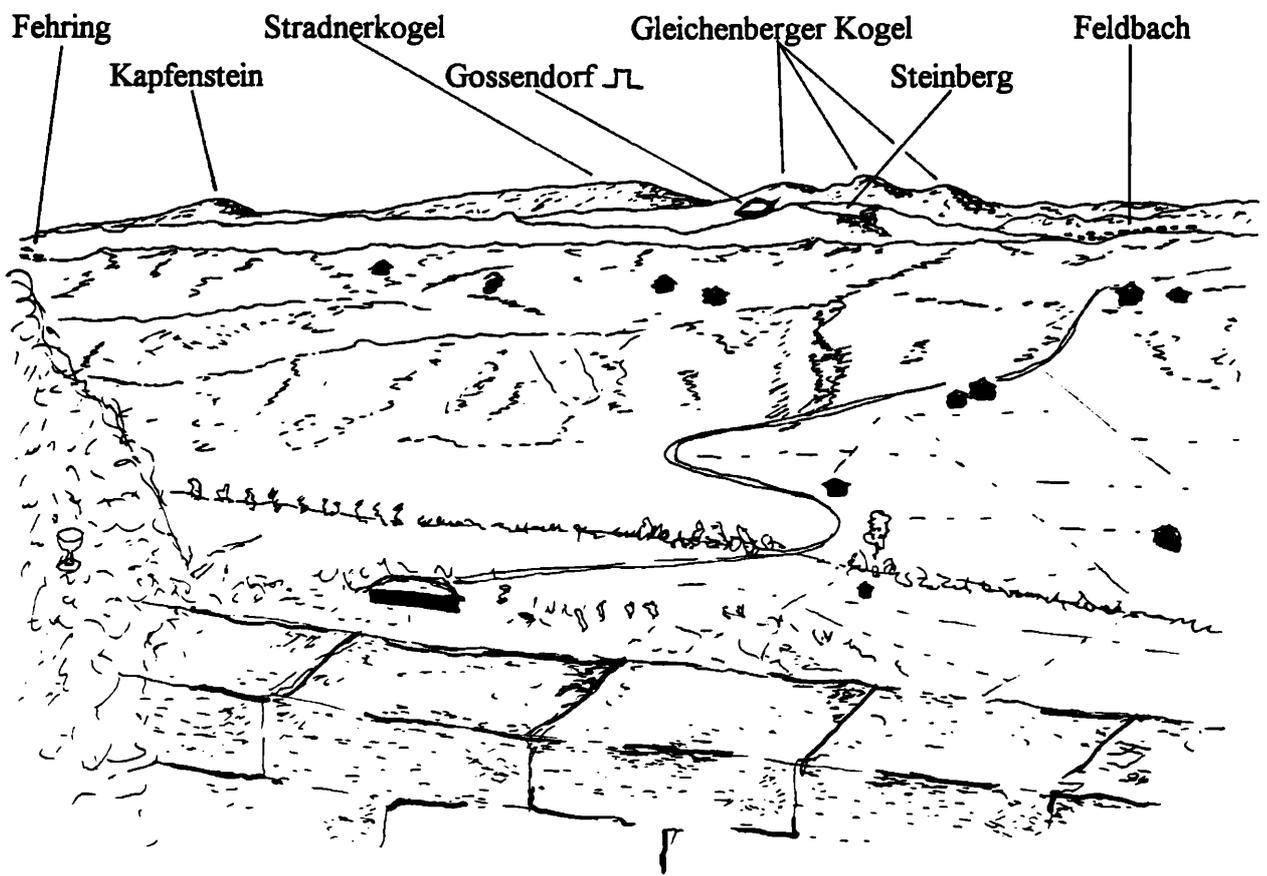


Abb.12: Blick von der Riegersburg nach S (im Vordergrund Grazbachtal)

LITERATUR

- BALOGH, K.; LOBITZER, H.; RAVASZ, C. & SOLTI, G.. (1989): K-Ar-bestimmtes Alter der tertiären Vulkanite von Oststeiermark und Burgenland. - 31 S., unveröff. Bericht.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. - Mitt.Abt.Geol.und Paläont.Landesmus.Joanneum 49, 96 S.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiär-Becken. - Sammlung geologischer Führer 47, 196 S.
- FRITZ, I. (1992): Geomagnetische Untersuchungen an Vulkaniten aus dem Bereich Altenmarkt bei Riegersburg (Osteirisches Neogenbecken). - Mitt.naturwiss. Ver.Steiermark 122:29-37.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt.Geol.Ges. Wien,57/2:479-632.

- KOVAR-EDER, J. & KRÄINER, B. (1990): Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken). - Ann.naturhist. Mus.Wien 97:7-38.
- MOTTL, M. (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs. - Mitt.Mus.Bergb., Geol.u.Techn., Landesmus.Joanneum 31, 92 S.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive Nomenclature and Classification of pyroclastic deposits and fragments - Geol.Rundschau, Bd.70,H.2,794-799.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1935): Aufnahmsbericht über Blatt Fürstenfeld (5156). - Verh.Geol.B.A., Nr. 1-3:46-49.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. - 822 S. - Springer, Wien.

II. Exkursion in das Südweststeirische Neogen und die südliche Mittelsteirische Schwelle am 6. Oktober 1994

(Übersichtskarte S.2, Abb. 2, Tabelle)

II.1. Der Bereich Arnfels - Langegg (F.Schell)

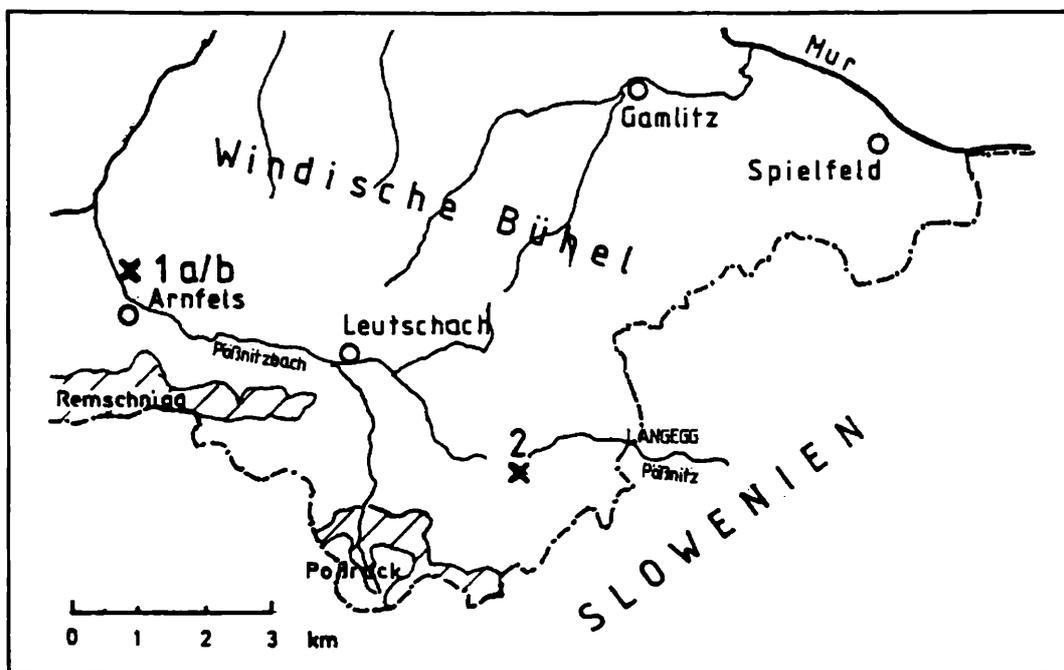


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte
1a/b Schloßauffahrt bei Arnfels
2 Kreuzwirt

Aufschlüsse Schloßauffahrt bei Arnfels

Geologie

- a) **Geologisches Umfeld:** Westlich des alluvialen Talbodens stehen Eibiswalder Schichten an (tiefster Abschnitt, nach NEBERT 1983 Wuggauer Zyklus, in das Otnangium gestellt); südlich des Pöbnitzbaches W-E verlaufender Zug des Remschnigg mit miozäner Sedimentbedeckung (Arnfelder Konglomerate, Basisschutt des Remschnigg, Quarzkonglomerate des Montikogels, zuletzt KRAINER 1990).

b) Lokale Geologie: Die etwa 150 m mächtige, nördlich des Pöbnitzbaches zwischen St. Johann i.S. und Maltsschach auftretende Wechselfolge von Konglomeraten mit Sanden bis mergeligen Silten (bzw. derer gering verfestigter Äquivalente) wurde als Arnfels-Formation zusammengefaßt (SCHELL 1994). Das Hangende bildet die Teichbauer-Formation (=flachmarine Sande und Sandsteine mit Konglomeratrinnen). Die Sedimente dieser Einheit werden als proximale Ablagerungen eines nach S bis SW geneigten Deltahanges gedeutet. Die bis mehrere m mächtigen Konglomerate sind auf subaquatische mass-flow Vorgänge (high density turbidity currents, debris flows) zurückzuführen. Morphometrie und petrographische Zusammensetzung des v.a. aus gerundeten Karbonatgeröllen (Devonkalke, Karbonkalke durch Conodonten nachgewiesen) bestehenden Spektrums sprechen für die Erosion eines vorwiegend aus verschiedenen Karbonatgesteinen aufgebauten Hinterlandes und kurzen fluviatilen Transport. Die Sedimentstrukturen in den weitgehend fossilfreien Feinklastika zeigen ein wellendominiertes, teilweise durch Turbidite und Tempestite beeinflusstes Ablagerungsmilieu an. Das (unsichere) karpatische Alter ergibt sich relativ aus Vergleichen mit den benachbarten Einheiten.

Aufschluß Schloßauffahrt unten (1a)

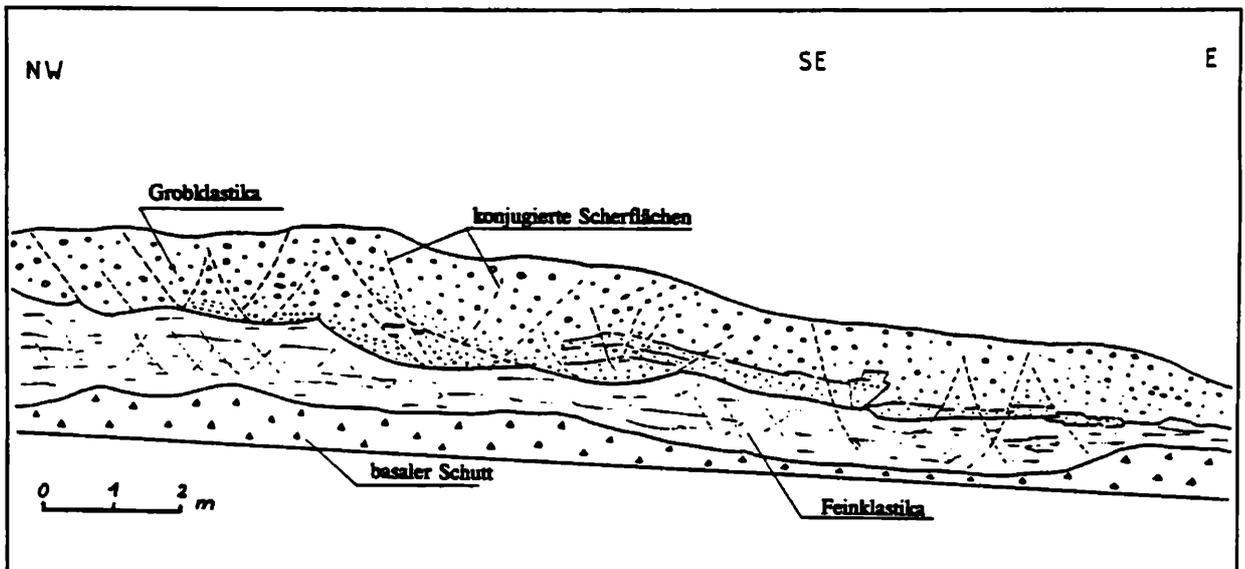


Abb. 2: Skizze Aufschluß Schloßauffahrt unten.

Beschreibung:

Aufgeschlossen sind an einer ca. 50 m langen Wegböschung an der Straße Richtung Schloß Arnfels bis etwa 4 m mächtige Feinklastika, die von max. 3 m mächtigen Konglomeraten überlagert werden. Die mit etwa 20° gegen NE einfallenden Sedimente sind durch konjugierte Bruchflächen insbesondere in den Feinklastika stark zerlegt.

Die basalen Feinklastika bestehen aus hellglimmerreichen, grauen bis gelbbraunen, gering verfestigten Mittelsand- bis Grobsiltsteinen. Einzellagen von meist unter 20 cm Mächtigkeit, mit erosiver oder ebener Basis und flach linsig bis lateral über Meter verfolgbare bankige Ausbildung sind meist massiv, selten normal gradiert. Im höheren Teil dieser Lagen finden sich mitunter Parallellamination mit Übergängen zu welliger Schichtung oder Schrägschichtungen (combined flow rippel, Strömungsrippel). Bei Fehlen von mergeligen Siltzwischenlagen sind einzelne Bänke amalgamiert.

Die Grenze zu den Grobklastika ist durch Abschiebungen und taschenartigen Einsenkungen ("Belastungsmarken") gekennzeichnet. Im nördlichen Aufschlußteil sind die Konglomerate weitgehend massiv-chaotisch ausgebildet, die Sortierung ist gering, die Matrix ist sandig; Klastengrößen im Bereich Fein- bis Grobkies. Im zentralen Mittelteil treten an der Basis massige bis undeutlich horizontalgeschichtete, besser sortierte Konglomerate in der Körnung Fein- bis Mittelkies auf. Lateral gehen sie in eine mehrer dm-mächtige kiesige Sandsteinlage über. Diese ist an einer listrischen Scherfläche in die Konglomerate hochgedrückt. Das Hangende bilden wiederum massiv-chaotische Konglomerate in der Körnung Mittel- bis Grobkies, vereinzelt mit Imbrikation plattiger Komponenten. Eingelagerte hoch inkohlte Pflanzenstücke (SACHSENHOFER 1990) bis mehre cm-Größe sind meist stark verdrückt oder zerschert.

Interpretation:

Massiv-chaotische Konglomerate sind typisch für Ablagerungen aus hoch konzentrierten Turbiditen oder debris flows (LOWE, 1982). Fehlende Internstrukturierung weist auf den Transport in einer dichten, viskosen Matrix hin. Die gut sortierten, massigen bis geschichteten Feinkonglomerate an der Basis dürften infolge Wellenschlag und/oder gravitatives Herausfallen beim langsamen Vorgehen des flows an dessen instabilen Rändern gebildet worden sein (POSTMA 1984). Die Bildung der kiesigen Sandsteinlage wird auf einen high density turbulent flow, der sich vom eingleitenden grobklastischen flow ablöst, zurückgeführt. Durch das Nachdrücken von hangaufwärts liegendem Material entstehen steile, listrische Scherflächen, an denen die auftretenden Kräfte teilweise in den Untergrund abgeleitet werden und dort zu intensiver Spröddefomation innerhalb der rigideren Sandsteinlagen führen. Die Hangabwärts gerichtete Hauptscherkomponente gibt die Richtung des Paläoabhanges (südöstliche Richtung unter Vernachlässigung postsedimentärer Verkippung) an.

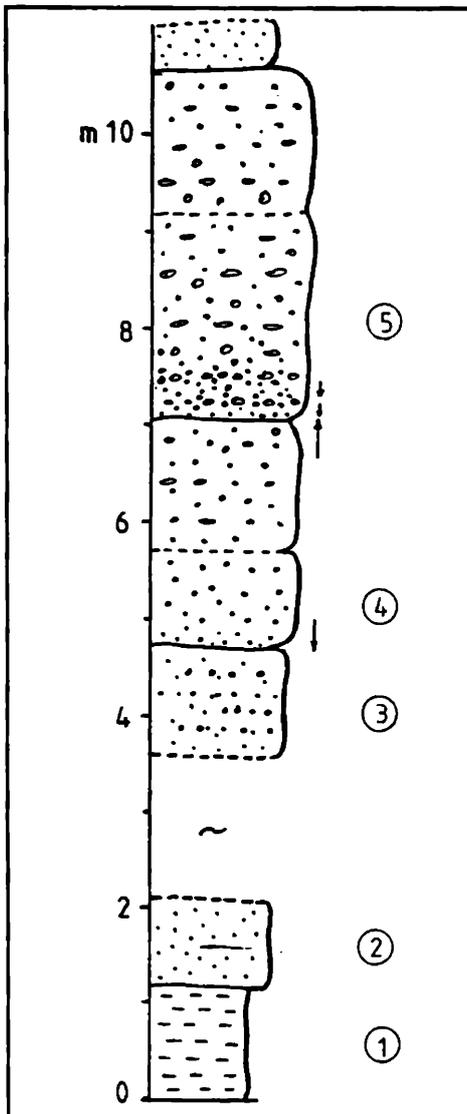
Die Bildung der Feinklastika ist den Sedimentstrukturen nach einerseits auf die Tätigkeit von Wellen und gerichteten Strömungen zurückzuführen, Einzellagen dürften aber überwiegend auf den Ausfall aus Suspension im Zuge von kurzzeitigen Events (fluviatil eingebrachte, mit feinkörnigem terrigenen Sediment beladene Wassermassen; niedrig konzentrierte Turbidite und Tempestite?, teilweise mit nachträglicher Wellenüberarbeitung) zurückzuführen sein.

Fossilinhalt: Selten Bioturbation; Fund von *Daphnogene sp.* (Lorbeergewächse, det. Dr. Eder Kovar, NHM Wien); Schlammproben auf Foraminiferen negativ.

Aufschluß Schloßauffahrt Mitte (1b)

Abb. 3: Profil

Beschreibung



An der Basis sind graue, blättrig brechende mergelige Silte aufgeschlossen (1; ss 69/17). Darüber folgt mit deutlicher Grenzfläche schwach verfestigter, massiger, gelbgrauer Mittelsandstein (2; fehlende Hangend-grenze). Nach einer Aufschlußlücke ist gering verfestigter, sandiger Kies bis kiesiger Sand aufgeschlossen (3). Die Kieskomponenten besitzen im Mittel etwa 2 cm Durchmesser und sind lagenweise eingeregelt. Mit einer invers gradierten Basis setzen hangend massig-chaotische, leicht matrixgestützte Konglomerate im Korngrößenbereich Fein- bis Mittelkies ein (4). Darüber folgen mit undeutlicher Grenzfläche grob horizontalgeschichtete massige Mittelkiese. Längliche Klasten weisen a-Achsen Einregelung auf, die Matrix ist sandig ausgebildet, die Klasten stützen einander ab. Das Top der Schicht ist normal gradiert. Hangend folgt mit invers gradiert Basis eine mächtigere Schicht aus massigen, schlecht sortierten Mittel- bis Grobkiesen (5). Die Einregelung der a-Achsen führt zu undeutlicher Horizontalschichtung. An der Basis der Schicht ist eine Differenzierung durch 2 größere Kieslagen zu verzeichnen, in denen bis 10 cm Durchmesser aufweisende Komponenten im Feinkies schwimmen. Eine mindestens 50 cm mächtige Schicht von massivem Feinsandstein schließt das Profil nach oben zu ab.

Interpretation:

Massige bis grob geschichtete, gering sortierte Konglomerate mit Kornstützung oder geringer Matrixstützung, invers gradiert Basis und normal gradiertem Top können als Ablagerungen von high density turbidity currents interpretiert werden (R2 - R3 Abschnitt nach LOWE 1982). Geringer Anteil an toniger Matrix und Einregelung stengeliger und diskenförmiger Klasten ist auf kohäsionslosen Transport zurückzuführen, bei dem Kornkollisionen eine wesentliche Rolle bei der Aufrechterhaltung der Fließeigenschaften spielen (kohäsionsloser debris flow, POSTMA 1986). Invers gradierte Lagen mit Anreicherung größerer Klasten am Top sind auf die Ausbildung von Reibungsteppichen zurückzuführen. Das blättrige Ablösen der grauen

mergeligen Silte an der Basis des Profils zeigt möglicherweise primäre Parallellamination an, kann jedoch auch auf Kompaktionserscheinungen (Einregelung der Phyllosilikate) zurückgehen. Als Bildungsmechanismus ist Ausfall aus Suspension durch feinkörnige Turbidite oder hemipelagische Sedimentation wahrscheinlich. Auf rasche Ablagerung aus einem hochkonzentriertem Turbiditstrom dürfte die Bildung der massigen, strukturlosen Sandsteinschichten zurückgehen. Das Profil weist coarsening und thickening upward Sequenzen auf, wie sie für progradierende Fan Loben charakteristisch sind.

Aufschluß Kreuzwirt (2)

Geologische Position:

Der Aufschluß liegt im Kernbereich der Kreuzkrumpl-Formation ("Steirischer Schlier", zuletzt FRIEBE 1991, EBNER & SACHSENHOFER 1991). Diese umfaßt marine Beckenablagerungen zwischen Poßbruck (Grundgebirge und auflagernde miozäne Sedimente) und der Kreuzberg-Formation. Als distale, von der Einheit isolierte Bereiche können die lokalen Aufschlüsse bei Spielfeld und Aflenz/Wagna der Einheit zugerechnet werden. Aufgrund der Unterschiede bezüglich Diageneseegrad, Mikrofossilführung und Lithofazies auch innerhalb der nachweislich ca. 600 m mächtigen Einheit wurde eine Aufgliederung in einen Liegend- und Hangendabschnitt durchgeführt.

Im Liegendabschnitt dominieren mergelige Siltsteine, in die turbiditische Lagen von Sandsteinen und seltener Konglomerate eingeschaltet sind. Mächtigkeit und Anteil der Turbiditablagerungen variieren und zeigen dadurch räumliche und zeitliche Entwicklungstrends an. Bis mehrere mächtige Kieseinschaltungen im Raum Wolleschnigg - Sabathe werden als Füllungen submariner Rinnen gedeutet.

Der hangende Abschnitt zeigt mit einem erhöhten Sandanteil und einem durch Turbidite, Tempestite und Bodenströmungen gesteuerten Sedimentationsgeschehen eine Verflachung des Ablagerungsraumes an. Als Ursache dafür werden neben einer Auffüllung des Beckens syn- bis postsedimentäre Bewegungen im Ablagerungsraum angenommen. Dadurch können die schwerpunktmäßig gegen NE einfallenden Schichten lokal versteilt und gestört sein. Neben Vertikalbewegungen und Verkippungen wird auch eine strike slip Komponente in Fortsetzung des Remschniggzuges vermutet (STINGL 1993). Eine Winkeldiskordanz, wie sie in der Tongrube der ehemaligen Ziegelei Aflenz bei Wagna (Typuslokalität der "Steirischen Phase") und bei Spielfeld (Katzengraben) aufgeschlossen ist, ist mit dem Einsetzen der Grobgeröllschüttung der Kreuzberg-Formation nicht nachzuweisen.

In der gesamten Einheit fehlen Makrofossilien fast vollständig, Spurenfossilien sind in einigen Horizonten reichlich vorhanden. Die Foraminiferenführung verbessert sich mit dem abnehmenden Diageneseegrad zur hangenden Kreuzberg-Formation hin. Foraminiferenfaunen mit *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURN., *Uvigerina acuminata* HOSIUS, *Pappina bononiensis primiformis* PAPP & TURN. und *Pappina parkeri brevisformis* PAPP & TURN. sowie die planktonische Foraminifere *Globigerinoides bishaericus* TODD erlauben eine Einstufung der Hangendentwicklung in das Karpatium. Ältere Angaben über reiche Foraminiferenfaunen (WINKLER-HERMADEN, 1938) sind meist aufgrund der damaligen unklaren lithostratigraphischen Abgrenzung nunmehr stratigraphisch höheren Einheiten zuzuordnen.

Beschreibung

In einer Straßenanschnittsböschung sind Siltmergelsteine aufgeschlossen, in die sich zum Hangenden hin mächtige, intern wenig gegliederte Sandsteinbänke einschalten. Die Schichten fallen mit etwa 25° gegen SE ein.

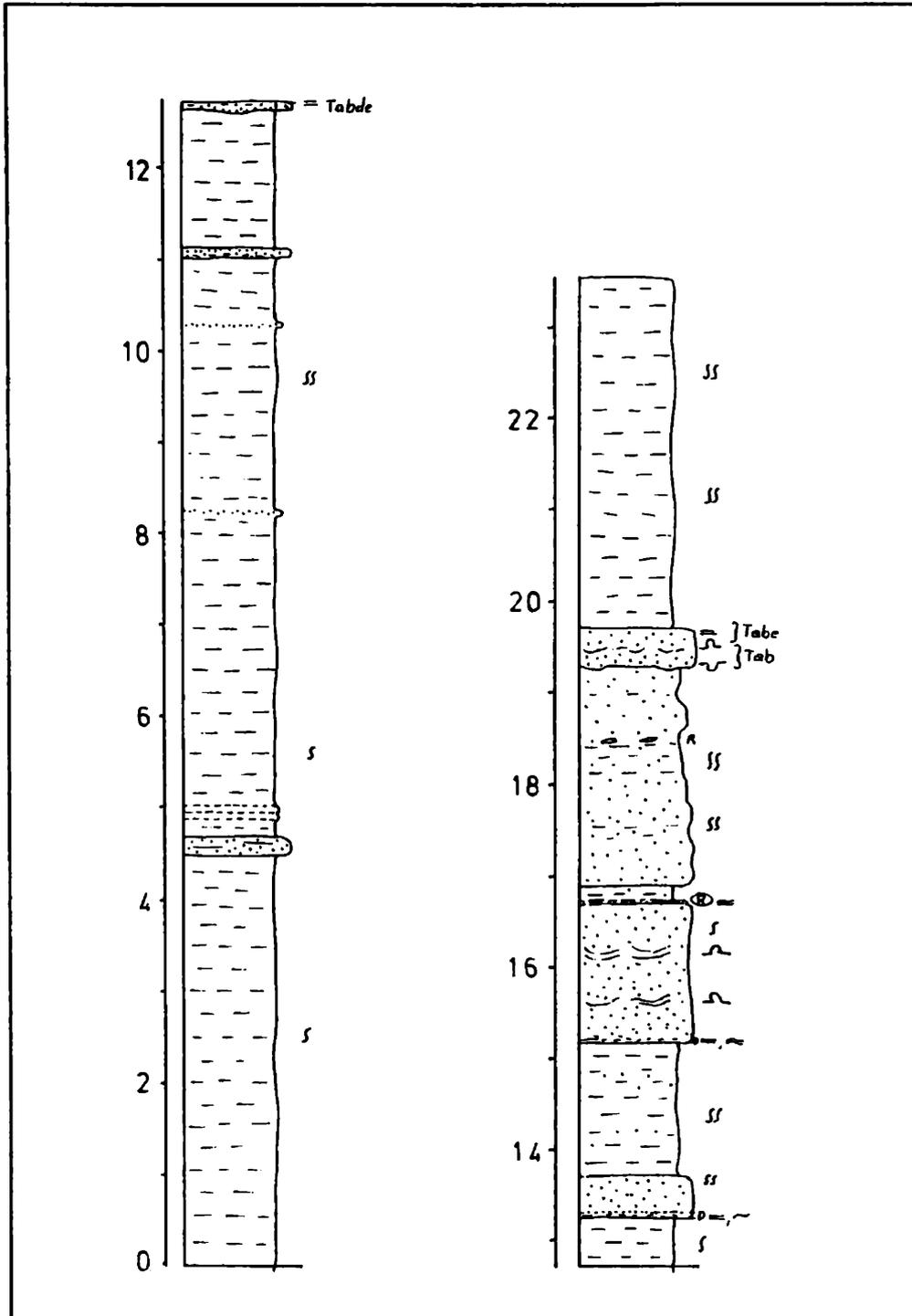


Abb. 4 : Profil Aufschluß Kreuzwirt.

Bis Profilmeter 15,3 dominieren die grauen, muscheligen bis scherbigen brechenden und massig ausgebildeten bzw. durch schichtparallele Trennflächen undeutlich gegliederten Siltmergelsteine (Karbonatgehalt im Mittel aus 4 Proben 31%). Einzelne Horizonte erweisen sich als stärker feinsandig oder bioturbat. Die eingelagerten Feinsandsteinbänke bis Silt-Feinsandsteinbänke erreichen maximal 40 cm, allgemein jedoch weniger als 20 cm Mächtigkeit. An der Basis kann inkohlter Pflanzendetritus angereichert sein. Bei Profilmeter 13,8 durchsetzt dieser reichlich eine 10 cm mächtige, leicht wellige Feinsandlage. Die Sandsteine sind meist massig-ungradiert, die Basis kann erosiv sein. Ebenes Ablöseverhalten parallel zur Schichtung strukturiert die Bänke.

Ab Profilmeter 15,3 folgt eine 1,5 m mächtige Lage von massivem Feinsandstein. Die Basis dieser Schicht bildet ein etwa 10 cm mächtiger kohlig-er Horizont mit paralleler bis leicht welliger Schichtung. Mittig sind großwellige Deformationsstrukturen (Wasserentweichstrukturen) ausgebildet. Eine cm dicke Zwischenlage aus Feinsand-Siltmergel leitet zu 20 cm mächtigen massiv-sandigen Siltmergeln über, gefolgt von cm bis dm mächtigen amalgamierten Lagen von Feinsandsteinen bis Siltmergel-Feinsandsteinen, teilweise mit Pflanzendetritus und Intraklasten an der Basis. Schichtgrenzen sind durch Bioturbation und Diagenese weitgehend verwischt. Die hangendste Sandsteinlage zeigt Belastungsmarken? an der Basis; zum Top hin wird sie feinkörniger und ist horizontal laminiert. Das Profil wird durch 3,7 m mächtige Siltmergel mit reichlich Bioturbation abgeschlossen.

Interpretation:

Geringmächtige Sandsteinlagen im tiefsten Teil des Profils werden als T_{abdc} oder T_{bde} Turbidite interpretiert, stärker feinsandige Siltmergel wurden wahrscheinlich durch Bodenströmungen gebildet. Auf Bodenströmungen dürften auch die sandig-kohligen Horizonte zurückzuführen sein, die nur geringe Strömungsenergie zum Transport benötigen. Die mächtigen Sandsteinlagen ab Profilmeter 15,3 können durch rasche Ablagerungen hochkonzentrierter Turbiditströme aus einer dichten, kohäsionslosen Suspension gebildet worden sein. Postsedimentäre Sedimentverflüssigung (z. B. durch seismische Erschütterungen) kann alle Sedimentstrukturen zerstört haben. Dafür sprechen Deformationsstrukturen innerhalb der Schichten (Wasserentweichstrukturen). Die Ablagerung der mächtigen Sandsteinpakete kann jedoch auch infolge eines Rinnenbruches erfolgt sein, wodurch die Sedimente plötzlich aus der Suspension ausfallen. Basale rip up clasts wurden dabei dem Untergrund entrissen, ihre Lage an der Basis der Schicht zeigt geringe Transportweite an.

LITERATURAUSWAHL

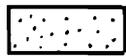
- EBNER, F & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. - Mitt. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, 49, 96 S.; Graz.
- FRIEBE, J.G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 133 (2): 223 - 257; Wien.
- FRIEBE, J.G. (1991): Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich). Die "Steirische Phase". - Zbl. Geol. Paläont. Teil 2, 1, 41-54; Wien.
- KRAINER, B. (1989): Neue Aspekte zur Sedimentologie und Beckenentwicklung im Südweststeirischen Miozän-Becken. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 58-59; Innsbruck.

- KRAINER, B (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207/Arnfels. - Jb. Geol. B.-A., 133 (3); Wien.
- NEBERT, K. (1983): Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). - Jb. Geol. B.-A., 126: 259-285; Wien.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment Gravity Flows II: Depositional Models with special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. - J. Sedim. Petrol., 52 (1), 279-297, Tulsa.
- POSTMA, G (1984): Mass - Flow Conglomerates In A Submarin Canyon: Abrioja Fan-Delta, Pliocene, Southeast Spain. In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (eds): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. - Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 237-258.
- SACHSENHOFER, R.F. (1990): Eine Inkohlungskarte des Steirischen Tertiärbeckens. -Mitt. naturw. Ver. Stmk., 120, 251-264.
- SCHELL, F. (1994): Die Geologie der südlichen Windischen Büheln. - Unveröff. Dissertation. an der Universität Graz.
- STINGL, K. (1993): Sedimentologie und Fazies der jungtertiären Sedimente des Radlgebirges (Weststeirisches Becken). - Unveröff. Diplomarbeit an der Universität Graz.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1938): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Marburg. 68 S. Wien (Geol. B.-A.).

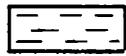
LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN



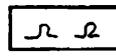
Konglomerate / Kiese



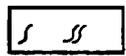
Sande / Sandsteine



Silte / Siltmergel (-steine)



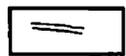
Wasserentweichstrukturen



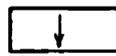
Bioturbation



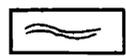
normal gradiert



Parallellamination



invers gradiert



wellige Schichtung



rip up clasts

Abb. II.2.a Geologische Karte des Umfeldes Spielfeld-Ehrenhausen-Gamlitz-Staatsgrenze (Ex: FRIEBE 1990)

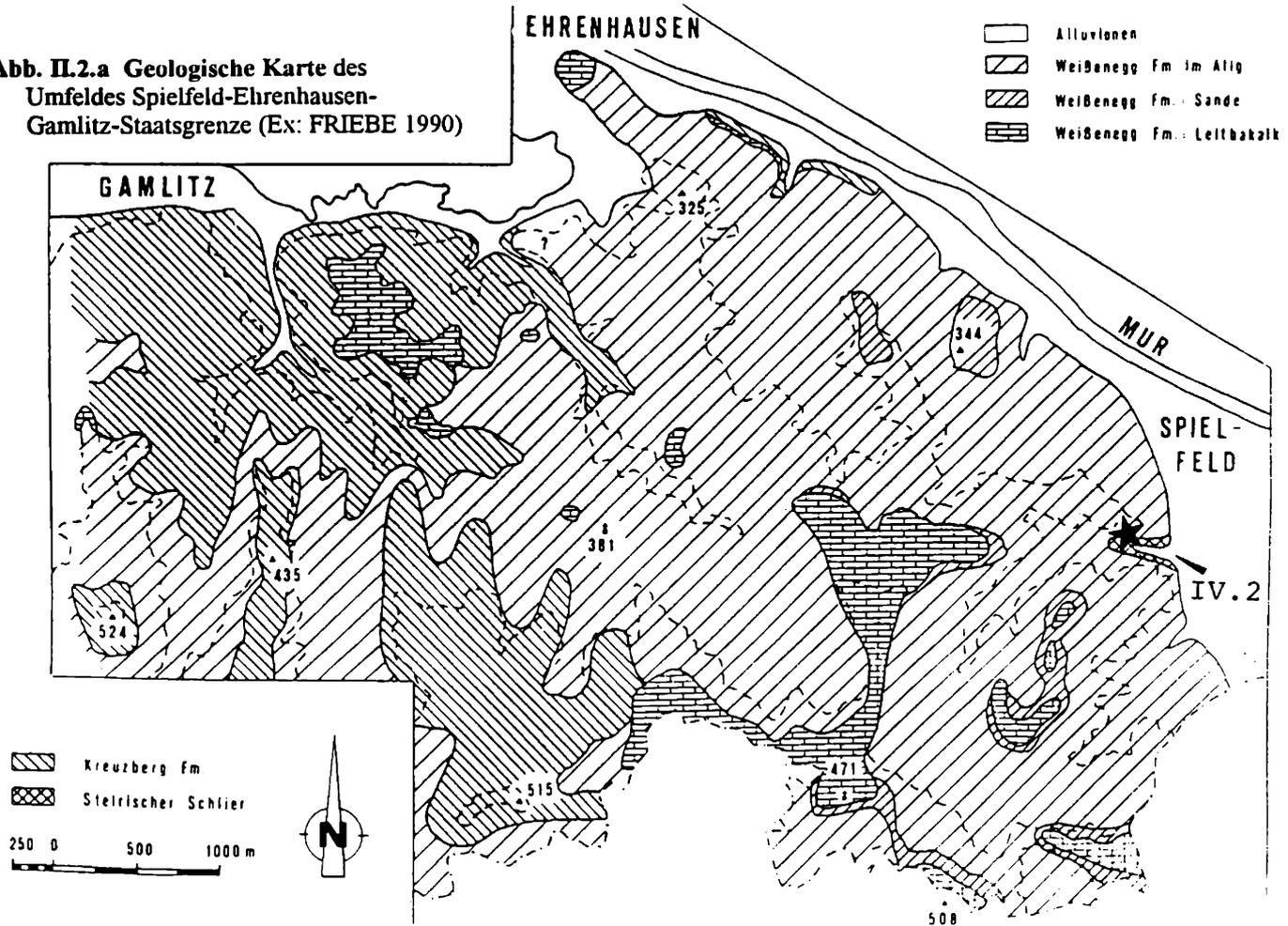


Abb. II.2.b Aufschluß Katzengraben bei Spielfeld



II.2. Die Steirische Phase im Aufschluß Katzengraben bei Spielfeld (H.-L.Holzer)

(Abb. II.2.a - c, siehe auch Abb. 5, Tabelle)

Lokalität: Katzengraben südlich Spielfeld, ca. 500 m westlich der Bahnunterführung nahe der Grenze zu Slowenien, ÖK 1:50.000 Blatt 208 Mureck (Abb.II.2.b).

Stratigraphische Einheiten:

liegend: Kreuzkrumpl-Formation ("Steirischer Schlier") - Karpatium;
hangend: Weissenegg-Formation - Badenium.

Aufschlußbeschreibung (nach FRIEBE 1989a, 1991): [Abb. II.2.c]

Liegend: Die als Kreuzkrumpl-Formation (SCHELL 1994) neuerdings bezeichneten Anteile des vollmarinen "Steirischen Schlier" im Südweststeirischen Becken fallen mit ca. 20 Grad gegen NNE ein ("K"). Feinsande mit zwischengeschalteten Lagen von Sandsteinen zeigen turbiditischen Charakter. Der Schwermineralanteil wird durch Granat dominiert (in Granatseifen bis zu 90 %). In erosiv eingeschnittenen kiesig verfüllten Rinnen finden sich unterschiedliche Gerölltypen (Quarz, Gneise, Pegmatit, Quarzite, Grünschiefer, Quarzphyllit, Silikatmarmor, Kalke, Dolomite, etc.). Die turbiditische Abfolge sowie die Foraminiferenfauna deuten auf tiefere Ablagerungsbedingungen hin.

--- X --- "Steirische (Winkel)-Diskordanz" ("S▶◀S")

Hangend: siliziklastischer Anteil aus der Weissenegg-Formation ("W"):

Ausbildung: Über einem geringmächtigen Aufarbeitungshorizont ("G") folgt gut sortierter massiger Sand mit spärlich Fossilschutt und Makrofossilien (Seeigel, Ostreen, etc.) sowie Bauten vom Typus *Ophiomorpha*. Diese Abfolge wird als Küstensandentwicklung interpretiert. Die darüber folgenden Sande aus dem mittleren Sublitoral zeugen von den transgressiven Bedingungen. In Analogie zu den Aufschlüssen Retznei und Wagna bei Leibnitz wird die Abfolge dem obersten Karpatium bis Unterbadanium (Untere Lagenidenzone) zugewiesen.

Weiterführende Literatur: FRIEBE 1989a, 1990, 1991b.

Abb. II.2.c Aufschlußskizze (nach einer Fotovorlage) vom Katzengraben bei Spielfeld. [K: Kreuzkrumpl-Fm. ("Steirischer Schlier") - Karpatium, S▶◀S: "Steirische Diskordanz" - oberstes Karpat., W: Weissenegg-Fm. mit G: Geröllmergelhorizont - oberstes Karpat. - Unterbadanium]

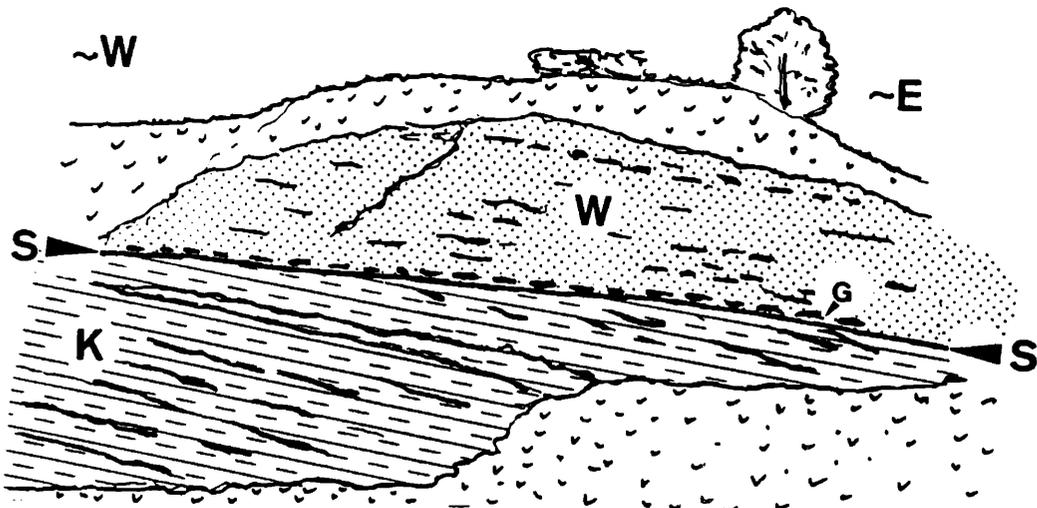


Abb. II.3.a Steinbruch Retznei: Ausschnittfoto und Aufschlußskizze (1: Geröllmergel; 2: Sandstein mit Crustaceenresten, überlagert von Rhodolithenkalk; 3: Korallenrasen; 4: Algenschuttalk, 5: mergeliger Rhodolithenschuttalk; 6: "5" mit 2 Horizonten mit großen Korallenstöcken; 7: Hangendsande), A-E: Etagen. (Ex: FRIEBE 1990)

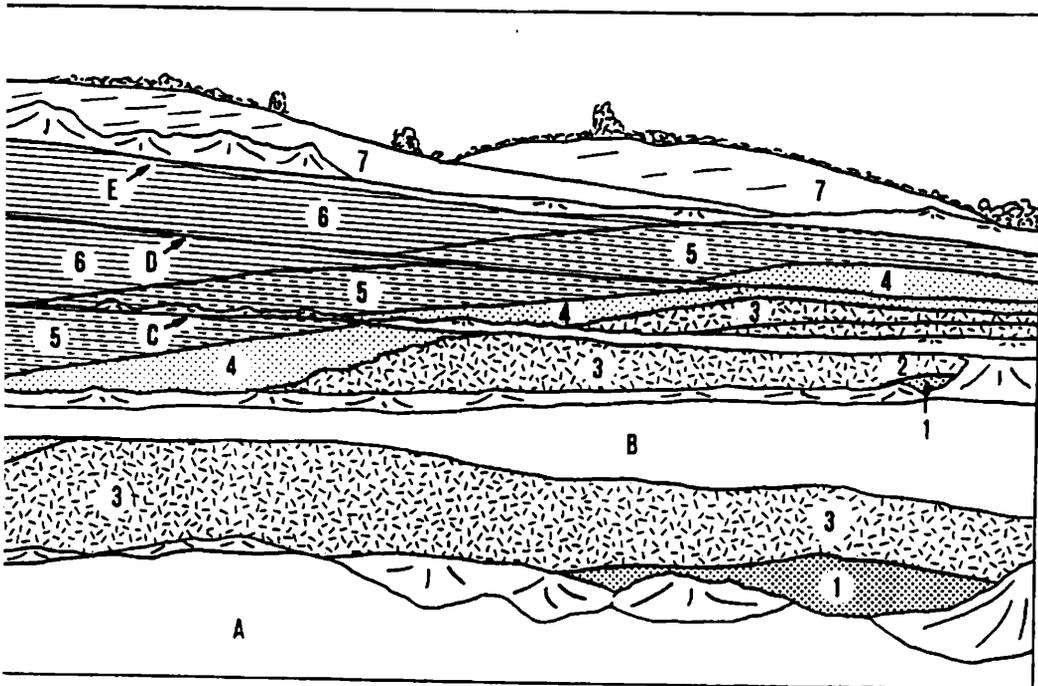
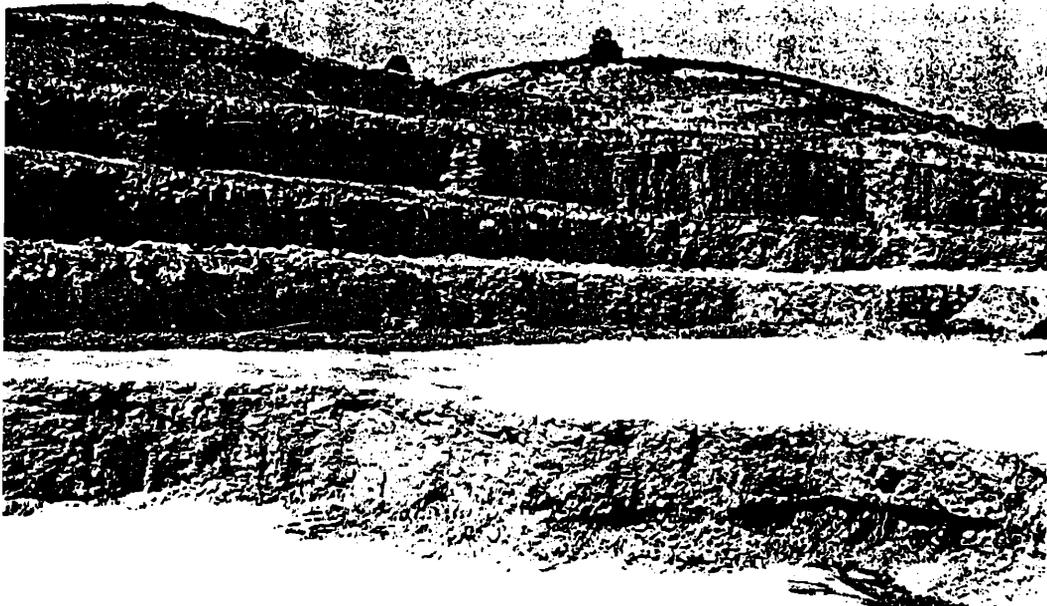
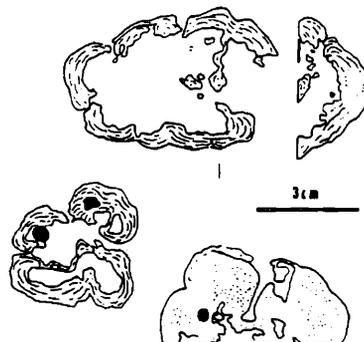


Abb. II.3.b Rhodolithen-Querschnitte:

Rhodolithen entstehen in überwiegend ruhigem Milieu. Die Algen (Rotalgen, Corallinaceen) bilden in einer ersten Phase dünne Krusten auf dem Sediment. Durch Tiefwellengang etc. können diese losgerissen und umgewendet werden. Durch Wiederholung des Vorganges entsteht allseitiges Wachstum (Knollenbildung).



II.3. Die Weissenegg-Formation im Steinbruch Retznei (H.-L.Holzer)

Lokalität: Steinbruch Retznei bei Ehrenhausen der PERLMOSER Zementwerke AG,
ÖK 1:50.000 Blatt 207 Arnfels (Abb. II.4.a)

Stratigraphische Einheit: Weissenegg-Formation (Parastratotypus)

Chronostratigraphie: Unterbadenum (Lagenidenzone)

Aufschlußbeschreibung: (die Beschreibung folgt FRIEBE 1990): Abb. II.3.a

Die Entwicklungsgeschichte des Leithakalkes im Steinbruch Retznei ist durch ein im Umfeld der "Steirischen Phase" gebildetes Relief, welches einen nach Süden einfallenden Hang gebildet hat, der unterlagernden karpatischen "Kreuzkrumpl-Fm." ("Steirischer Schlier") bestimmt.

Siltiger Feinsand, der in Rinnen angereichert Gerölle bis 10 cm Durchmesser führt, bildet das liegendst aufgeschlossene Schichtglied ("Geröllmergel" sensu KOLLMANN 1965 etc.)

Diese Basisentwicklung ("1") wird als Aufarbeitung der Unterlage interpretiert, wobei die dabei anfallenden Fremdgerölle (paläozoische Kalke, Kristallin, etc.) in tidalen Rinnen abgelagert wurden.

Die Konzentration von Grobkomponenten im Hangendsten der Folge zeigen Emersion und Erosionsaktivitäten (z.B. biogen angebohrte Siltgerölle) am Beginn des Badeniums. Zusammen mit Bioklasten bilden sie ein geeignetes Substrat für das Einsetzen des Korallen-Fleckenriffes.

Die basalen Anteile des Fleckenriffes werden abhängig von der Wassertiefe in ein ("2") Areal mit Korallenrasen (lagige, wenige cm. hohe *Porites*- Kolonien, in Ruhigwasserbereichen treten *Tarbellastrea* und *Montastrea* gelegentlich auf) und im Zentrum der Untiefe mit Seegraswiesen aufgeteilt. Bewohner dieses sandigen Areals sind Crustaceen, seltener Lamellibranchiata, Serpuliden und Rhodoliten (Corallinaceen-Knollen, Abb. II.3.b). Auf den Seegräsern lebende Foraminiferen finden sich häufig im karbontisch zementierten, stark verwühlten Feinsand. Seegraswiese und Korallenrasen werden durch einen Rhodolithengürtel getrennt.

Zusammen mit der voranschreitenden unterbadenumischen Transgression breitet sich das Korallenriff in verschiedener Ausgestaltung weiter aus ("3").

Erneute regressive Tendenzen setzen im Süden die Rhodolithenbarren der Brandung aus und hinterlassen Algenschuttkalk ("4") mit Korngrößen kaum über 1 mm Durchmesser über dem Korallenriff. Nur dort, wo dieser Schutt unter der Schönwetterwellenbasis gebildet wird, reicht die Korngröße bis 10 mm, unversehrte Rhodolithen sind häufiger.

Als Bewohner dieses Schuttareals finden sich neben den Algen, kleinen Korallenkolonien und einer typischen "Leithakalkassoziation" von Foraminiferen, Krabben, Fische, Seeigel, Bryozoen und Lamellibranchiata (Austern, Veneride, Pectinide).

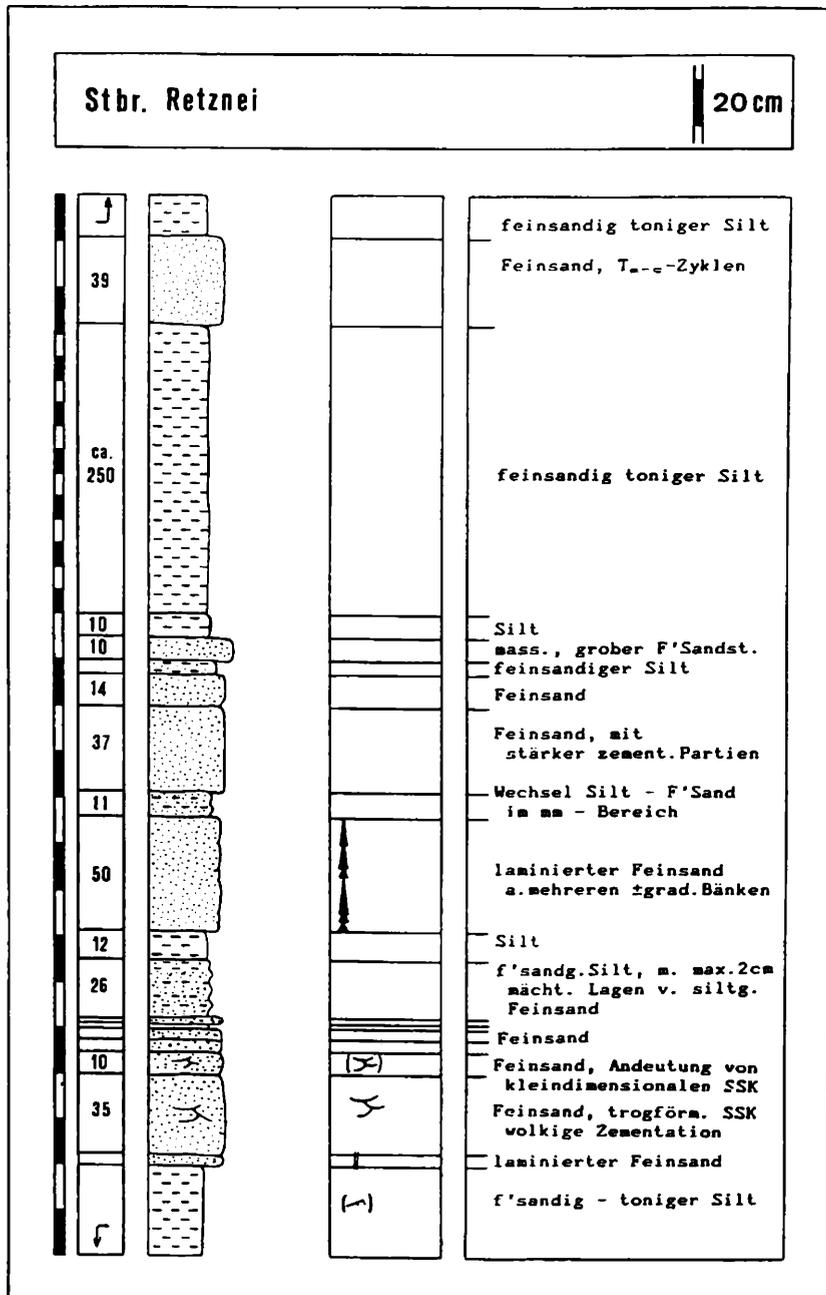
Eine stärkere Transgressionsphase wird durch die darüber folgenden mergeligen Rhodolithenkalke ("5") aufgezeigt, die mit einem harten, splittigen Leithakalk mit großen (bis >5 cm Durchmesser) ästigen und stark verzweigten Rhodolithen und Vorkommen von großen Austern, aber gelegentlich auch großen Korallenstöcken charakterisierbar ist. Die Hauptmasse dieses Schichtanteils wird durch dünne Mergelbänder zergliedert, die größten Mächtigkeiten im Südteil des Steinbruchareals deuten einen Ausgleich eines bestehenden Reliefs an.

Die darüber folgenden Bereiche ("6")zeichnen sich durch erneute Besiedelung von Korallen (*Porites*) und abschließend durch zwei Horizonte aus, durch das Auftreten von großen Korallenstöcken von *Montastrea* mit Stockdurchmessern bis zu 1 m charakterisiert.

Eine abschließende Austernbank deutet einen Korallen-feindlichen Environmentwechsel an.

Der Abschluß der Schichtfolge entwickelt sich aus einer etwas geänderten faziellen Abfolge des Nordteiles des Steinbruches, wo über dem Algenschuttkalk ("4") und Leithakalk ("5/6") - ähnlichen Sedimenten Tonmergel mit Feinsandlagen folgen ("7"). Turbiditische Sedimentstrukturen, starke Verwühlung, zartschalige Molluskenfauna und irreguläre Seeigel in den Tonmergeln zusammen mit der siliziklastischen Verunreinigung beenden das Korallen-Algen-Environment.

Abb. II.3.c Die Hangendsandentwicklung ("7") im Profil Steinbruch Retznei (Ex: FRIEBE 1990).



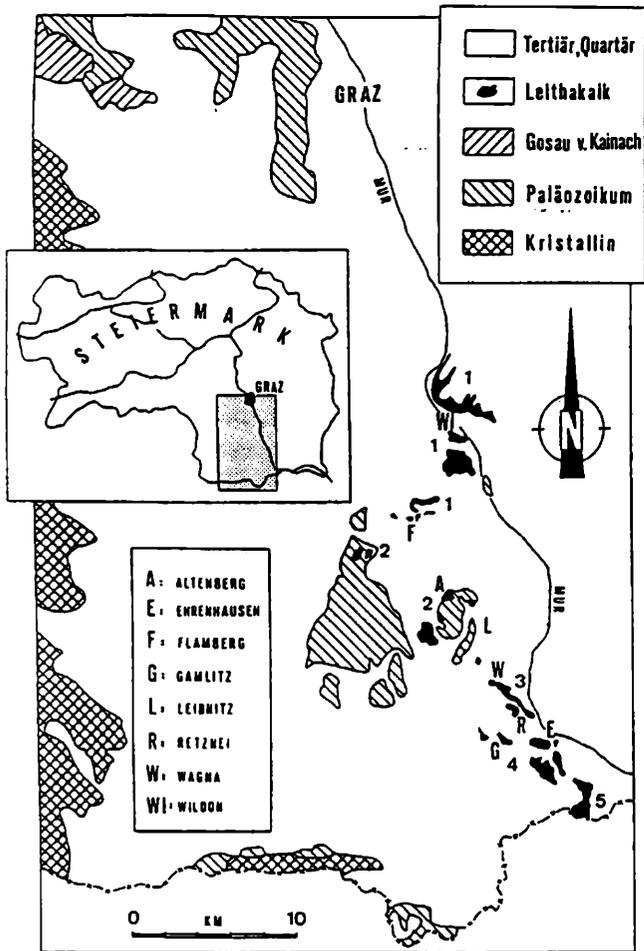
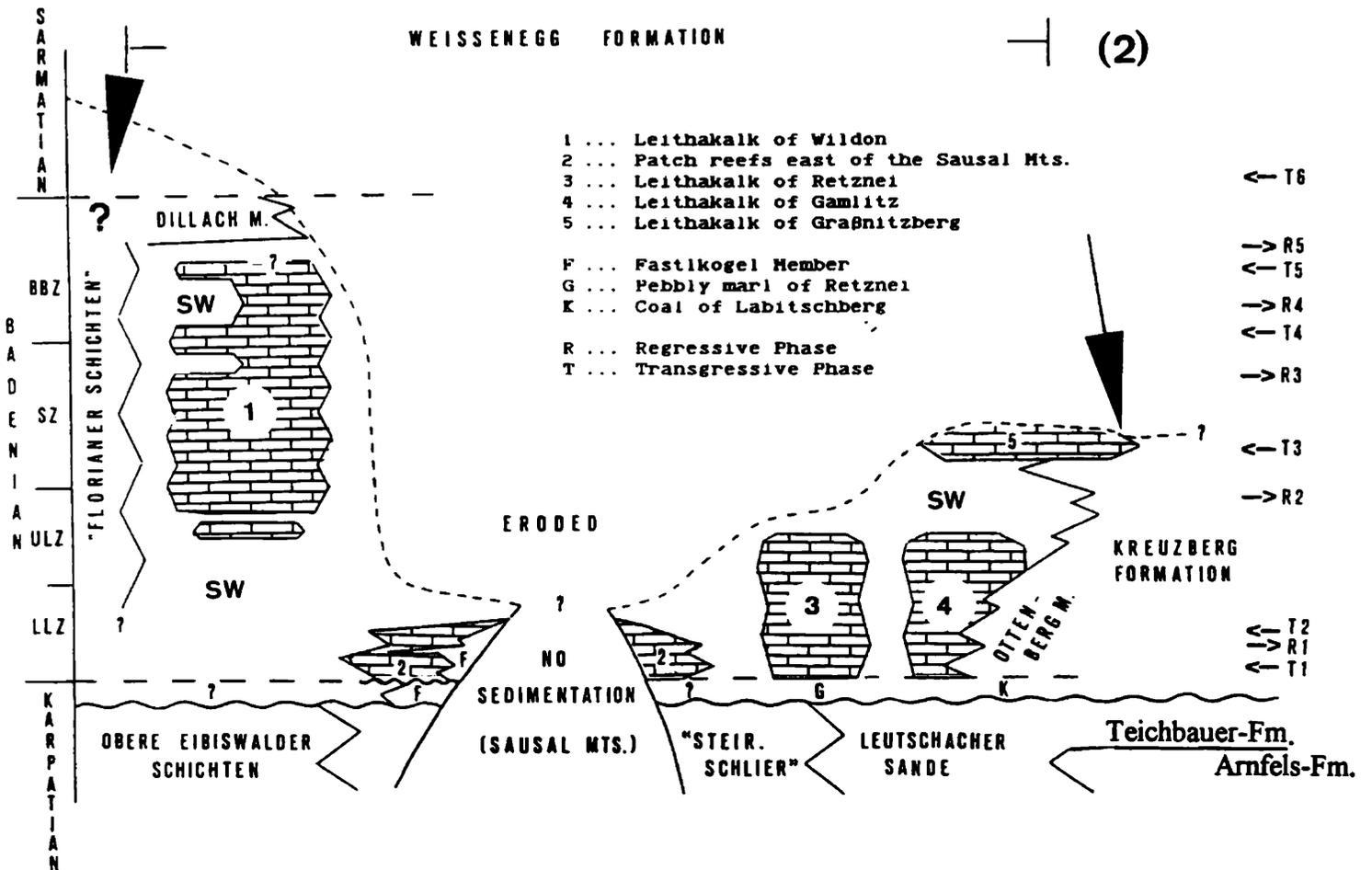


Abb. IL3.d Die Weissenegg-Formation:

- (1) Verbreitungsgebiete auf der MStS
 (2) Die karbonatischen Einschaltungen in den Siliziklastika, Abfolge von Trans- und Regressionen.
 (nach FRIEBE 1990)

(1)



ALLGEMEINE ANMERKUNGEN ZUR WEISSENEGG-FORMATION:

FRIEBE 1990 (etc.) konnte klar aufzeigen, daß jegliche chronostratigraphische Zuweisung von Schichtfolgen ohne vorherige fazielle Bearbeitung jeweiliger Schichtanteile sowohl lateral wie vertikal wenig erfolgversprechend verlaufen muß. Gerade die Füllungsgeschichte des Steirischen Beckens als eines der Schlüsselbereiche für die Verknüpfung der Ereignisse in den Ostalpen und im intrakarpatischen Raum war daher ausgehend von einer Datenerfassung vorhandener Bearbeitungen seit dem 19. Jahrhundert unter neuen Gesichtspunkten zu erarbeiten.

In seit 1986 unter der Leitung von H.-L. Holzer initiierten und vorerst bis 1993 laufenden Forschungsprojekten standen daher die Begriffe Fazies und Chronostratigraphie im Rahmen einer weitreichenden Beckenanalyse im Vordergrund. Als eines der wesentlichen Ergebnisse sind neben den Ergebnissen über die vorbadenische Entwicklung im Südweststeirischen Becken (B. KRAINER, K. STINGL, F. SCHELL) und am Nordrand des EStB (E. MOSER, B. KRAINER, J. KOVAR-EDER) die Studien über die **badenische Leithakalkentwicklung** von J. FRIEBE zu sehen, denen weitere faziiell-stratigraphische Arbeiten unter dem Gesichtspunkt der Sequenzstratigraphie im Sarmatium und Pannonium gefolgt sind (FRIEBE 1988 - 1994).

Grundlage für die Erfassung der Leithakalkareale im siliziklastischen Umfeld war die Erstellung eines neuen lithostratigraphischen Konzeptes, welches unter dem Begriff "WEISSENEGG-FORMATION" zusammengefaßt worden ist.

Diese Weissenegg-Formation umfaßt die flachmarinen Ablagerungen des Gnaser Beckens sowie der Ablagerungen um die Mittelsteirische Schwelle (MStS) und des WStB. Das Liegende wird von Sedimenten definiert, die von der intrakarpatischen "Steirischen Phase" beansprucht wurden. Im W endet die Formation mit Deltasedimenten ("Dillach-Member") nach oben offen bzw. durch die aus Bohrungen des EStB bekannt gemachten überlagernden Sedimente (KOLLMANN 1965: S.558). Eine Neubearbeitung wichtiger Bereiche (z.B. "Florianer Schichten" aus dem WStB) steht aus.

Innerhalb der Siliziklastika (frühere Bezeichnungen: "Spielfelder Sande", "Gamlitzer Mergel (oder Tegel)", etc.) sind in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus und in unterschiedlicher faziieller Ausgestaltung Leithakalkbänke eingeschaltet (Abb. II.3.d):

1. Das Leithakalkareal von Wildon [Unterbadenium (höchste Anteile der Oberen Lagenzone) bis Oberbadanium),
2. Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (Unterbadenium),
3. Das Leithakalkareal von Retznei - Aflenz (Unterbadenium) - siehe Exk. II.3. und II.4.,
4. Der Leithakalk der Gamlitzer Bucht um Ehrenhausen (Unterbadenium),
5. Das Leithakalkareal von Graßnitzberg an der südsteirischen Weinstraße (Mittelbadanium).

Die Sedimentationsdynamik wird nach FRIEBE 1991c durch Schwankungen des relativen Meeresspiegelstandes (Abb. II.3.d) und tektonische Prozesse kontrolliert. Beide Faktoren bestimmen Ablagerungstiefe und Ausmaß der siliziklastischen Sedimentation. Trotz der Einschaltung vulkanischer Ablagerungen in Form von Tuffen und Gängen scheint der Vulkanismus nur eine untergeordnete Rolle hierzu gespielt zu haben. Dieses Wechselspiel der Faktoren kann v.a. durch die Entwicklungsvielfalt der Karbonatsedimente verdeutlicht werden:

- a) Korallenrasen und "carbonate build-up" über einem Erosionsrelief (z.B. Retznei)- Abb. II.3.g;
- b) Korallenrasen und Fleckenriffe an den Flanken von Inseln (z.B. Sausal)- Abb. II.3.e;
- c) Korallenrasen in Verbindung mit Fan-Deltas (z.B. Sausal)
- d) "Carbonate build-up" und "mass-flow"-Sedimente (z.B. Retznei);
- e) "Carbonate build-up" über siliziklastischen Untiefen (z.B. Wildon und Graßnitzberg).

Abb. II.3.e Ablagerungsmodell der Fleckenriffe in Verbindung mit Fan-Delta-Sedimentation an der Ostflanke des Sausal: (a) oberstes Karpatium: Fan-Delta-Stadium; (b) Unteres Badenium: lokale tektonische Prozesse führten zur Verkippung und teilweisen Heraushebung der Fan-Delta-Sedimente, an den Flanken bilden sich Fleckenriffe; (c) nach einer kurzen Reaktivierung der Fan-Delta-Sedimentation bedeckt ein Korallenrasen den größten Teil des Halbgrabens. (1: Leithakalk, 2: Feinklastika, 3: Fan-Delta-Sedimente, 4: Fan-Delta-Sedimente, trockenliegend, 5: Alluvialfächer). Ex: FRIEBE 1991c

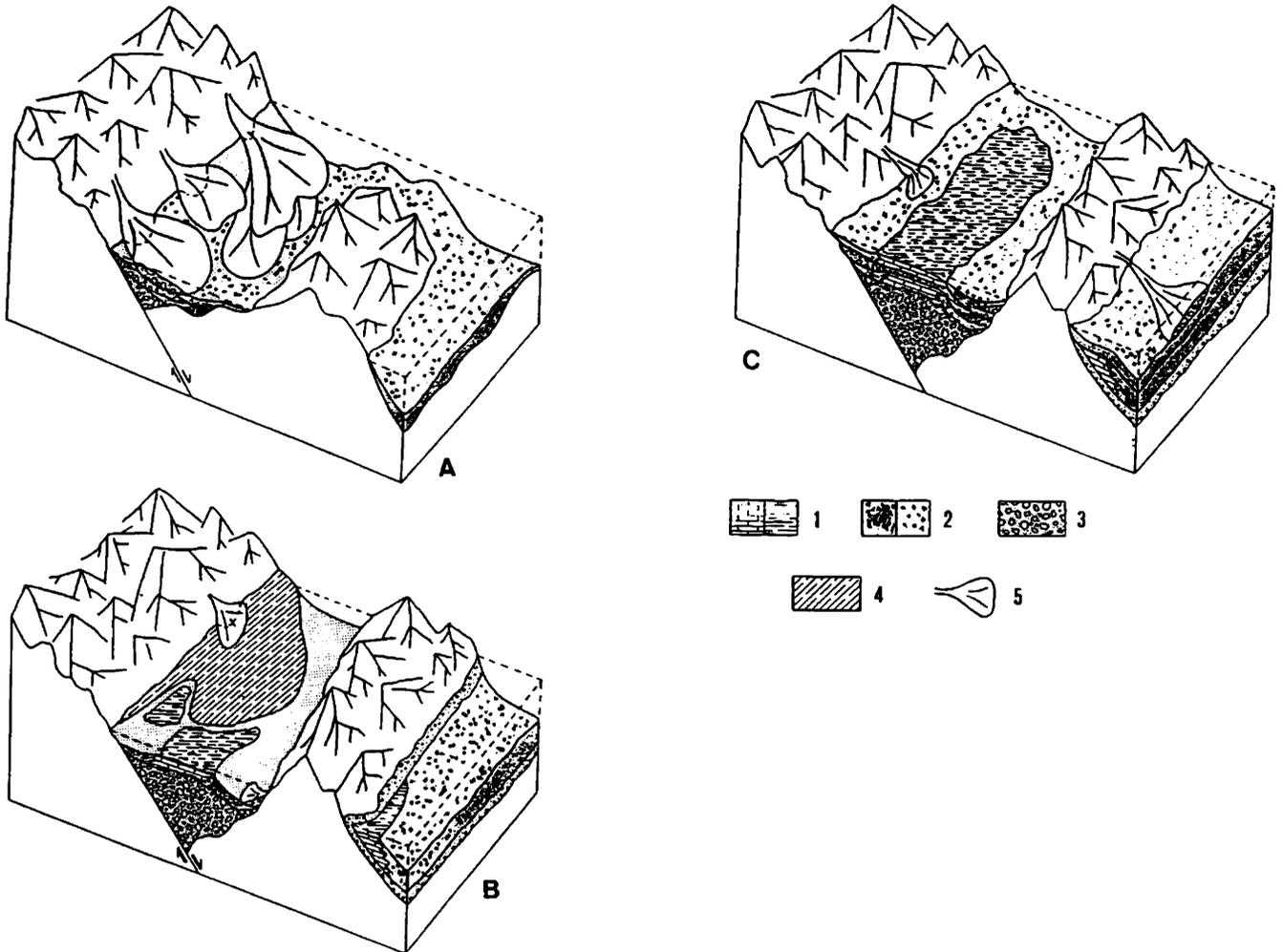
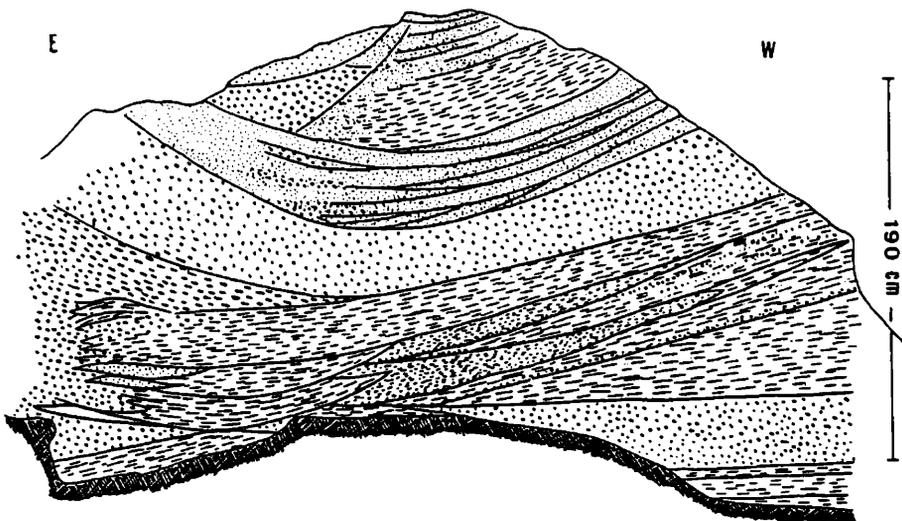


Abb. II.3.f Dillach Member der Weissenegg-Fm.: Aufschluß Dillach (bei Wildon)

Basal horizontal geschichteter Mittelsand und grobsandiger Kies; darin eingeschnitten Rinnen von Mittel- bis Grobsand, bisweilen Kiesgerölle an der Basism lateral mit stark sandigem Kies verzahrend, unterbrochen von kiesführender Rinne. Ex FRIEBE 1990.



Spezielle Schichtanteile werden als Members benannt:

- a) Fastkogel-Member (lokale Schuttfächer aus dem Sausal) - Oberstes Karpatium, Untere Lagenidenzone bis Unterbadanium;
- b) Dillach-Member (Deltasedimente am Ende des Badeniums)
- c) ? "Florianer Schichten" [flachmarine Ablagerungen westlich der MStS (Florianer Bucht), jünger als die "Steirische Diskordanz"] - noch nicht neu bearbeitet.

Weiterführende Literatur zur Entwicklung der Leithakalke in siliziklastischem Umfeld:

Neben Friebe 1990, 1991b,c (siehe Literaturverzeichnis im allgemeinen Teil):

FRIEBE, J.G. (1992a): Sea-Level Changes and the Evolution of a Mixed Carbonate - Siliciclastic Depositional System (Middle Miocene, Austria). - Profil, 1, 14 Stuttgart.

(1992b): Sequence Stratigraphy in a mixed Carbonate-Siliciclastic Depositional System (Styrian Basin, Middle Miocene, Austria). - Sequence Stratigraphy of European Basins, Abstracts Vol, 240-241, Dijon.

(1992c): Sea-Level Changes, Tectonic Events, and the Paleogeographic Evolution of the Styrian Basin During the Badenian (Middle Miocene, Austria). - Terra Abstracts, 4/2, 23, Oxford.

HANSEN, H.J., MÜLLER, C. & RÖGL, F. (1987): Paleobathymetry of Middle Miocene (Badenian) Marine Deposits at the Weissenegg Quarry (Styrian Basin, Austria). - Ann. naturhist Mus. Wien, 89/A, 15-36, Wien.

Abb. II.3.g Steinbruch Retznei: schematisches Blockbild zur Basisentwicklung des Fleckenriffes ("3": Korallenrasen der Abb. II.3.a). 1: "Kreuzkrumpl-Fm." ("Steirischer Schlier") - nicht aufgeschlossen, 2: Geröllmergel, 3: Sandstein mit Crustaceenresten: Seegraswiese, 4: Rhodolithenkalk, 5: Fleckenriff.
(Ex: FRIEBE 1991c)

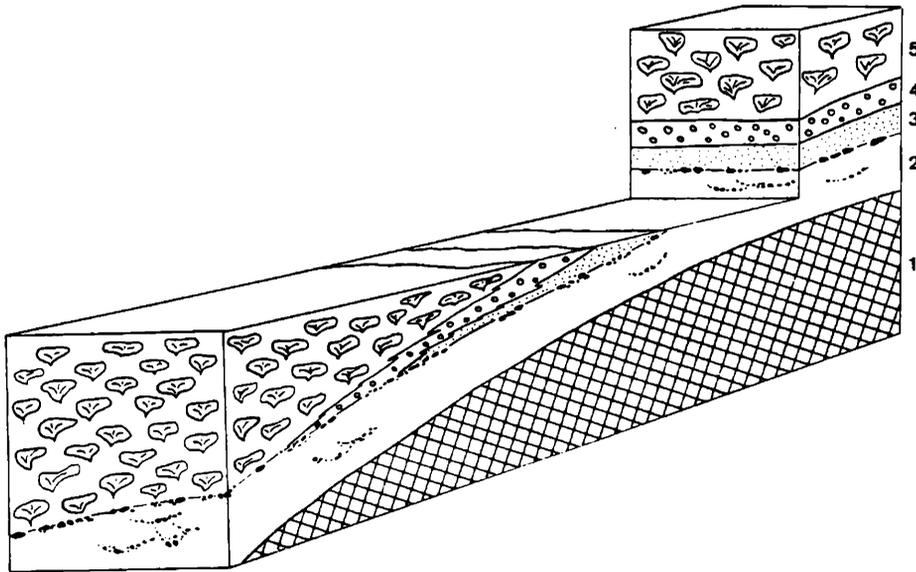
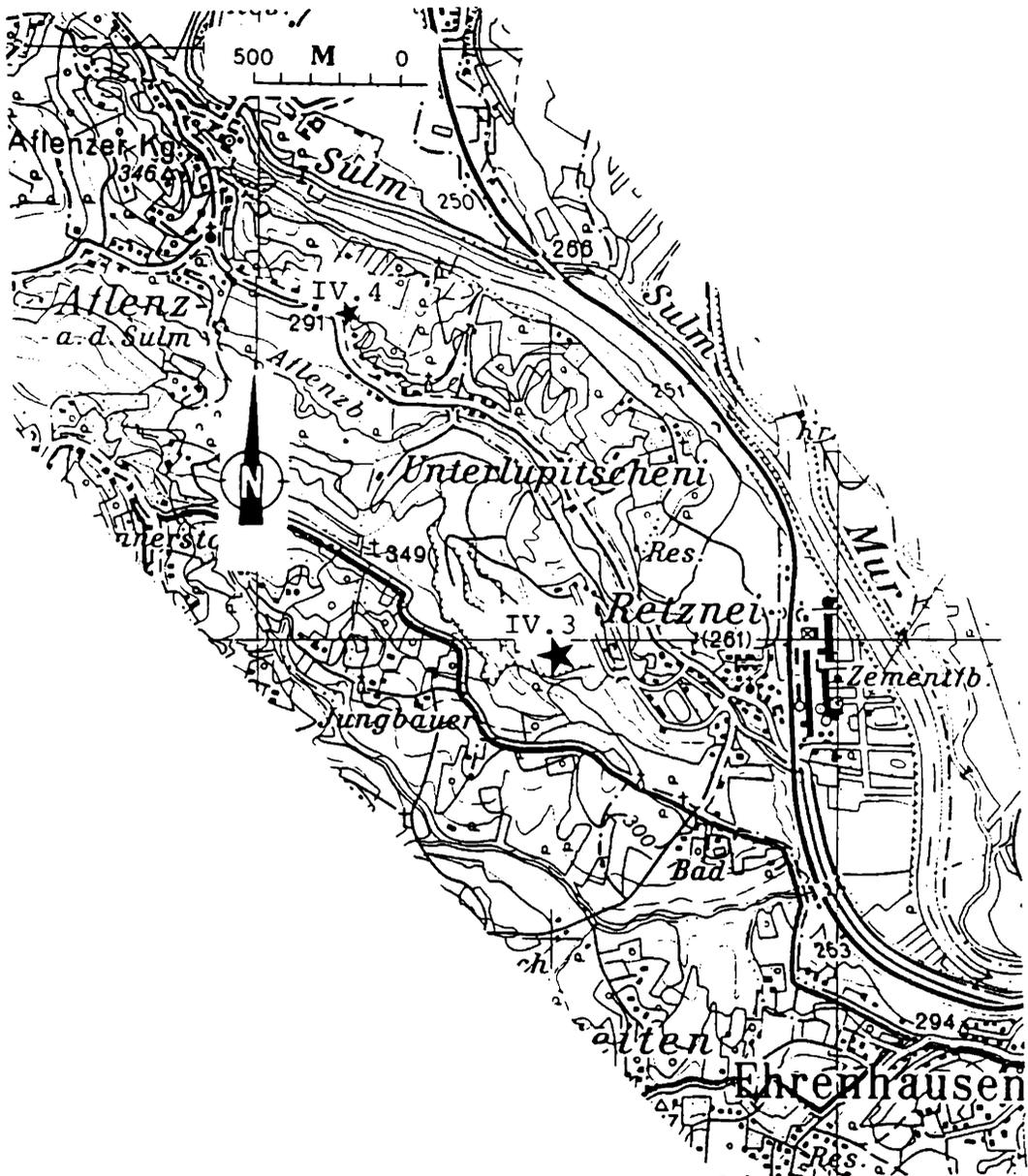


Abb. II.4.a Topographische Lage der Aufschlüsse Steinbruch Retznei (II.3.) und "Römersteinbruch" von Aflenz bei Leibnitz (II.4.).



II.4. DER LEITHAKALKSANDSTEIN AUS DEM "RÖMERSTEINBRUCH" VON AFLENZ BEI LEIBNITZ, STEIERMARK

Erich J. Zirkl, Dörfla

Historisches

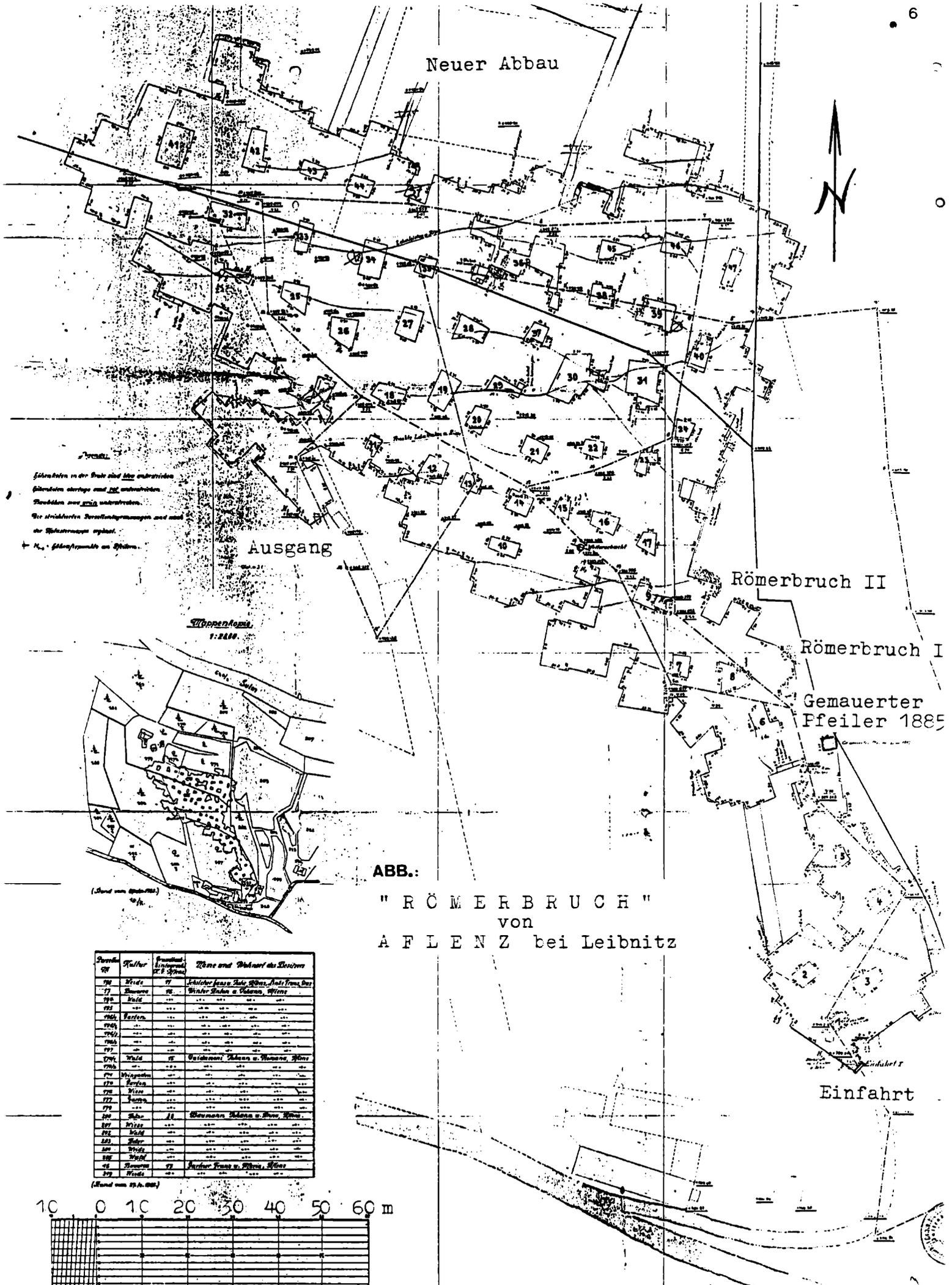
Im 1. Jh. n. Chr. hat sicher ein Abbau von "Aflenzer Stein" stattgefunden. In der Zeit Kaiser Vespasians erfolgte eine ziemlich dichte Besiedelung des Gebietes und die Anlage der Stadt Flavia Solva. Durch die Ausgrabungen der letzten Zeit wurden in fast allen Römerbauten, besonders beim Amphitheater und dem Amtshaus im Forum "Aflenzer Steine" nachgewiesen. Doch nicht alle müssen aus dem Römersteinbruch stammen. Es bestanden damals wahrscheinlich einige Obertags- und mehrere Untertagesteinbrüche. Am bekanntesten, gleichzeitig auch der größte des Gebietes ist er sogenannte "Römersteinbruch von Aflenz". Doch als römerzeitlich gelten nur zwei Stellen im südöstlichen Teil des Bruches, die allerdings wegen Verschüttung und Abmauerung nur schwer erreichbar sind (siehe die Bezeichnung im Grubenplan).

Auch im Mittelalter und in der Neuzeit war ein reger Abbau im Gange, was die Verwendung des Steines bei unzähligen Bauten in Graz und der Steiermark beweist. Einen gewaltigen Aufschwung erlebte der Steinbruch durch die rührige Bautätigkeit in der sogenannten Ringstraßenzeit in der zweiten Hälfte des 19. Jh. bis zum 1. Weltkrieg. Nun wurde der Stein auch in Wien reichlich verbaut.

Eine gewaltige und einschneidende Veränderung erfuhr der Steinbruch gegen Ende des 2. Weltkrieges, als die unterirdischen Räume für die Produktion von Kriegsmaterial adaptiert wurden. Hallen und Gänge hat man erweitert, neue Räume ausgesprengt, Lüftungsstollen und -schächte angelegt, Starkstrom- und Entwässerungsanlagen installiert. Bis zu 450 Kriegsgefangene sollen hier unter schlechtesten Bedingungen gearbeitet haben. Nach dem Zusammenbruch des Naziregimes haben die Alliierten das Werk total demontiert. Beim Besuch einer interalliierten Kommission forderten die Sowjets sogar die Sprengung des gesamten Berges, was die anderen glücklicherweise verhindern konnten.

Nach der Rückgabe an den früheren Besitzer lief der Abbau in großem Rahmen wieder an. Für den Wiederaufbau vieler kriegsbeschädigter oder zerstörter Bauten war der "Aflenzer Stein" unentbehrlich. Doch nach wenigen Jahren ging die Nachfrage und der Absatz stark zurück und der Betrieb wurde eingestellt.

Mit der Übernahme des Steinbruches durch die Steinindustrie Ernst Grein GmbH, Inhaber Ing. Heinz Petrasch-Grein, im Jahre 1987 erwachte der "Römerbruch" wieder zu neuem Leben. Die Steingewinnung begann im November/Dezember 1988 im Durchbruch NE vom Pfeiler Nr. 37. Es werden nun jährlich nicht nur einige hundert Kubikmeter Stein gebrochen,



Sichtlinien in der Stadt sind hier unterbrochen
 Gebäuden oberhalb und hier unterbrochen
 Straßen sind grün unterbrochen
 Die strichierten Bereichsgränzen sind nach
 der Situationskarte eingezeichnet.
 K. = Gebäudepunkte an Straßen

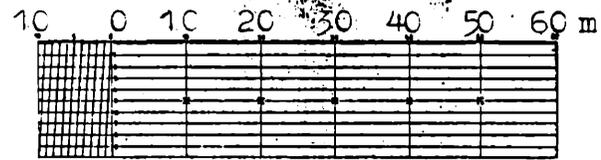
Tuppenlopp
 1:2000

(Grund von 1900/01)
 10/11

ABB.:
 " R Ö M E R B R U C H "
 von
 A F L E N Z bei Leibnitz

Stunde	Kultur	Grundstück	Träne und Wohnort des Bauherrn
190	Wald	17	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
191	Baumw.	18	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
192	Wald	19	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
193	Wald	20	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
194	Wald	21	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
195	Wald	22	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
196	Wald	23	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
197	Wald	24	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
198	Wald	25	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
199	Wald	26	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
200	Wald	27	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
201	Wald	28	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
202	Wald	29	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
203	Wald	30	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
204	Wald	31	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
205	Wald	32	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
206	Wald	33	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
207	Wald	34	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
208	Wald	35	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
209	Wald	36	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
210	Wald	37	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
211	Wald	38	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
212	Wald	39	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
213	Wald	40	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
214	Wald	41	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
215	Wald	42	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
216	Wald	43	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
217	Wald	44	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
218	Wald	45	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
219	Wald	46	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
220	Wald	47	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
221	Wald	48	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
222	Wald	49	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
223	Wald	50	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
224	Wald	51	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
225	Wald	52	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
226	Wald	53	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
227	Wald	54	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
228	Wald	55	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
229	Wald	56	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
230	Wald	57	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
231	Wald	58	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
232	Wald	59	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.
233	Wald	60	Waldes herrn Jule J. von A. von A. von A.

(Grund von 1900/01)



Maßstab: ~ 1 : 1000

Graz, im März 1928.

sondern in den weiten romantischen unterirdischen Hallen haben auch schon einige kulturelle Veranstaltungen (Konzerte) stattgefunden.

Geographische Lage

Der "Römersteinbruch" liegt rund 40 km südlich von Graz bzw. 4,2 km (Luftlinie) südlich der Kirche von Leibnitz im Bereich des Dorfes Aflenz an der Sulm in einem Kogel zwischen (südlich) der Sulm und der Straße, die von Wagna über Aflenz an der Sulm in SE-Richtung nach Retznei führt. (Aflenz an der Sulm darf nicht verwechselt werden mit dem im Hochschwabgebiet liegenden Aflenz in der Obersteiermark)

In der Umgebung des "Römersteinbruches" sind mindestens sieben weitere unterirdische Brüche bekannt, die zum Teil schon lange Zeit brach liegen, zum Teil als Lagerräume oder Garagen genutzt werden. Unmittelbar unter dem Eingang zum "Römersteinbruch" ist der von Naturschützern streng gehütete "Baumann-Bruch" (auch Lippe-1-Bruch), der von zahlreichen Fledermäusen als Winterquartier genutzt wird. Die Bezeichnungen der anderen noch bekannten Brüche sind: Hoislbruch (Pohlbruch), Packbruch, Lippebruch 2, Michlbruch (verbrochen), Fuchsbruch (auch Pichlerbruch) und der Jörglbruch (Schuster-Jöckl-Bruch).

Größe des unterirdischen "Römersteinbruches"

In Untertage-Räumen werden Größen und Entfernungen meist unzulänglich eingeschätzt, deshalb einige sicher bemerkenswerte Zahlen angegeben: Die Entfernung vom Eingang bis zum hintersten im NW befindlichen Pfeiler beträgt rund 250 m; vom Eingang bis zur nördlich davon liegenden Ausmündung des Lüftungsstollens im Steilhang zur Sulm ist etwa 180 m. Die größte Breite ist ca. 160 m. Die ungefähr dreieckige Grundfläche wird mit annähernd 20.000 m² angegeben.

Die lichte Höhe der Gänge und Hallen ist 6 - 8 m. Die Decke wird von mehr als 50 Pfeilern abgestützt. Die Spannweiten zwischen den Pfeilern sind maximal 10 - 12 m.

Die Überdeckung beträgt beim Pfeiler Nr. 30 nur 12 m, und wächst im nördlichen Bereich auf 30 m an.

Die bisher im Laufe der Jahrhunderte als Werkstein abgebaute Gesteinsmasse hat A. HAUSER 1950 auf mindestens 150.000 m³ geschätzt! Die größten gewonnenen Blöcke betragen bis zu 7 m³ (2 x 2 x 1,7 m). Mit modernen Werkzeugen und Methoden könnten aber noch wesentlich größere Quader erzeugt werden.

Geologische, petrographische und Handelsbezeichnungen des "Aflenzer Steines"

"Aflenzer Stein": Dieser Name kann als Sammelbegriff für alle Leithakalksandsteine aus dem Gebiet um Aflenz an der Sulm gebraucht werden, da die Gesteine aus den umliegenden unterirdischen Brüchen der Gegend oft vom Stein aus dem "Römersteinbruch" nicht zu unterscheiden sind.

"Fossilreicher Leithakalksandstein von Aflenz bei Leibnitz": Wegen der zahlreichen Fossilreste bzw. wegen der zu feinem Kalksand zerriebenen Fossilfragmente.

"Lithothamnienkalk": Die Hauptmasse der Fossilreste stammt von Lithothamnien; das ist eine Gattung von kolonien- und knollenbildenden kalkabscheidenden marine Rotalgen (Corallinaceen). Da weitere Gattungen aus dieser Algengruppe im Gestein vorkommen, sollte dieser Begriff zugunsten von "Rhodolithenkalk" nicht verwendet werden.

"Aflenzer Muschelkalk": Wegen des Gehalts an vielen kleinen Bruchstücken von zerriebenen Muscheln. Nicht exakte Bezeichnung, da die Lithothamnien überwiegen; doch nach volkstümlicher Vorstellung sind marine Fossilreste (auch von Ammoniten, Schnecken, Seeigeln u.a.) stets als Muscheln aufgefaßt worden.

"Aflenzer Leithakalk": ist ein allgemein akzeptierbarer Begriff.

"Aflenzer Sandstein": ist wenig aussagekräftig.

"Steirischer Muschelkalk": ist ungenau, da in der Steiermark auch anderswo (z.B. bei Gnas) Muschelkalke vorkommen.

"Römerstein", "Aflenzer Römerstein".

Geologie

Das nutzbare Gestein des "Römersteinbruches" ist ein badenischer (früher: tortoner) Leithakalksandstein der Lageniden-Zone. Nach A. WINKLER-HERMADEN ist hier eine etwa 10 m mächtige Platte aus Leithakalksandstein von Schliermergeln unterlagert. Das Hangende sind marine Sande. Auf der geologischen Karte der Steiermark von K. Metz, 1957, läßt sich diese Leithakalkplatte mit wechselnder Mächtigkeit südlich von Leibnitz im steil zur Sulm abfallenden Hang über Retznei nach Ehrenhausen und weiter bis SE Spielfeld verfolgen.

Großfossilien sind nicht häufig, doch große Seeigeln (Clypeaster) und Muscheln (Pecten, Arca, Ostrea) kommen immer wieder vor. Die Hauptmenge des Gesteins besteht aus Resten von Kalkalgen (Lithothamnien und anderen Coralinaceen), weniger von Korallen (Bryozoen) und Foraminiferen (Amphisteginen, besonders *Amphistegina haueri*).

(siehe auch unter Exkursion II.3.)

ABB.:

Bearbeitungsvorgang bei Aflenzer Sandstein.

1948!

Das Zersägen der Blöcke. *zuerst mit einer Kettenzäge*

Kann mit einer gewöhnlichen Zugsäge welche zum Holzschneiden verwendet wird geschehen. Nur soll die Schrägung des Blattes also der Zähne drei Blattdicken betragen. *ohne Warn. Tischen*

Das Bossieren der Blöcke erfolgt mit einer Hacke welche eine Schneidbreite von 5 cm hat und violett gehärtet ist.

Das Schlagziehen geschieht auf folgender Art; Absprennen der Kante mit einem breiten Scharriereisen und Knüpfel bis zum Riss, dann vorbeizen mit dem Schlageisen welches eine Breite von ca 5 cm hat, sodann mit dem Zahnobel den Schlag gerade hobeln, darauf mit dem Flachobel darübergelien.

Die Flächenbearbeitung; nach dem Schlagaufziehen wird das noch zuviel darauf befindliche Material mit der Hacke flach heruntergehackt, sodann nimmt das Krönel /gezahnt/ und arbeitet mit demselben flach hackend die ganze Fläche durch, schabt dann mit einer schrag gestellten kleinen Handsäge die rauhen Krusten ab und hobelt daraufhin mit dem Zahnobel die Fläche der Länge und der Breite noch solange durch bis dieselbe gerade ist. Darauf mit dem Zahnobel glätten.

Profile: Werden ebenfalls wie bei Marmor in entsprechenden Fasen gestellt, Hohlkehlen mit Hohleisen wie sie der Tischler oder Holzbildhauer verwendet, grob gearbeitet und sind dann mit den sogenannten Profilriffeln herausgehobelt eventl. mit kleinen flachen, halbrunden, schneidigen oder sogenannten Zungenraspeln geglättet. Für Fälze gibt es auch Falzhobeln in verschiedenen Breiten.

Das Härten des Aflenzers: Das Härten des Steines ist nicht unbedingt erforderlich, da derselbe die Eigenschaft besitzt, an der Luft zu erhärten und sich mit der Zeit eine sogenannte Sinterschicht zum Schutz des Steines sich selbst bietet. Um aber vorzugreifen und eine möglichst eheste harte Oberfläche zu erzielen, nimmt man als Hartemittel hauptsächlich Kieselsäure oder auch Kaliumwasserglas. Falschlich wird oft auch Natronwasserglas verwendet und kommt es dadurch mitunter vor, dass der Stein Ausblühungen bekommt. In erster Linie ist wohl meiner alten Erfahrung nach das sogenannte Fluat wie es in Wien auch bei den anderen Sandsteinarten verwendet wird vorzuziehen. Wenden Sie sich daher an die Firma Rappold Wien.

Sollte Ihnen in der Bearbeitung noch einiges im Unklaren sein, so bitte ich um Ihre gesch. Anfrage. Ich möchte nur noch erwähnen, das die Härte der Werkzeuge blau resp. bis violett sein darf.

Anbei gebe ich Ihnen noch Skizzen über die Werkzeuge für die Aflenzerbearbeitung, welche Sie sich ohneweiteres bis auf die Hobeln herstellen können. Hobeln könnte ich hier auch machen lassen oder Sie beziehen dieselben fertig von der Firma Blaha in Wien.

Willy Rappold

Netzelsdorf, den 6.9.1948.

Petrographie

Von den "Nutzbaren Gesteinskundlern", aber auch von einigen Geologen werden der Ausbildung und Entstehung nach zwei Sorten von Leithakalken unterschieden. Und zwar:

- (1.) **der "gewachsene" Leithakalk.** Das sind Riffbildungen von Kalkalgenrasen, Korallenstöcken und anderen Fossilien, die durch Kalk mehr oder weniger dicht verkittet sind, dadurch eine Rohdichte (Raumgewicht um $2,5 - 2,7 \text{ kg/dm}^3$ und eine Würfeldruckfestigkeit von $110 - 130$ (manchmal auch noch mehr) N/mm^2 , das ist $1100 - 1300 \text{ kp/cm}^2$, aufweisen; stellenweise sogar polierfähig sind (Afram bei Wildon, St. Georgen a. d. Stiefing, Mannersdorf im Burgenland, Wölsendorf in Niederösterreich); und
2. **der "detritäre" Leithakalksandstein.** Dieser ist eine Strandbreccie bzw. ein ufernah gebildeter Kalksandstein aus kleinen Fossilbruchstücken, die nur in geringem Ausmaß verkittet sind. Daher sind sie stark porös und leicht, mit einer Rohdichte um $1,6 - 2,1 \text{ kg/dm}^3$ und geringer Würfeldruckfestigkeit um $10 - 20 \text{ N/mm}^2$, das ist $100 - 200 \text{ kp/cm}^2$. Zu dieser Sorte gehören die Vorkommen der Umgebung von Aflenz und teilweise von Retznei, Breitenbrunn im Burgenland, Zogelsdorf in Niederösterreich und einige andere.

Zu dieser 2. Leithakalksorte gehört somit auch der "Aflenzer Stein". Es ist also eine Strandbildung aus vorwiegend zerriebenen Kalkalgenresten, die nach der Sedimentation von winzigen Calcitkristallen verkittet wurden. Die schlecht ausgebildeten Kristalle sind mittelsteile Rhomboeder mit einigen Hundertstel Millimeter Größe.

Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig und feinporös. Längliche Fossilreste (Bruchstücke von Muschelschalen) sind undeutlich eingeregelt. Sandkörner sind selten, ebenso Reste von Makrofossilien mit Ausmaßen von mehr als 1 cm, obwohl während des Abbaues in früheren Jahren sehr gut erhaltene Schalen von Austern, Pecten, Cardien (und anderen Muscheln), aber auch Seeigeln, Schnecken usw. gefunden wurden. Ein Teil der Fossilreste ist weiß und zerreiblich wie Schreibkreide.

Die Poren sind meist kleiner als 1 mm. Größere Löcher sind nicht vorhanden. Wie sich aus der rasch erfolgenden Wasseraufnahme und -abgabe schließen läßt, ist ein Großteil der Poren offen und miteinander verbunden.

Farbe

Der Gesamteindruck des Gesteines ist sehr hell, fast weiß mit einem blassen Stich nach Beige. Größere Fossilreste sind kreideweiß.

Technische Eigenschaften

Ergebnisse technischer Prüfungen des "Römersteines" haben bereits 1901 HANISCH und SCHMID veröffentlicht. Weiter Werte lieferten A. HAUSER und H. UREGG 1950. Die jüngste Prüfung erfolgte 1988 durch E. J. ZIRKL, TU Graz im Auftrag von Herrn Komm.-Rat Ing. H. PETRASCH-GREIN:

	E. J. ZIRKL 1988 Mittelwerte	ältere Werte
Reindichte	2,66 kg/dm ³	--
Rohdichte	1,71 kg/dm ³	1,65 - 1,75 kg/dm ³
Wahre Porosität	35,8 R.-%	--
Wasseraufnahme: nach 24 Stunden	14,4 M.-%	--
Wasserlagerung bis zur Massekonstanz	24,6 Vol.-% 16,9 M.-%	15 - 17 M.-%
	28,9 Vol.-%	26 - 29 Vol.-%
nach Evakuieren	20,4 M.-% 34,9 Vol.-%	--
Einaxige Würfeldruckfestigkeit:		
getrocknet	10,4 N/mm ²	10,0 - 12,2 N/mm ²
wassergesättigt	6,8 N/mm ²	4,1 - 8,1 N/mm ²
n. 50 Frost-Tauwechsel n. Wassersättigung u. Wiederaustrocknung	5,7 N/mm ² 10,9 N/mm ²	4,1 - 12,4 N/mm ² --
Biegezugfestigkeit:		--
getrocknet	1,7 N/mm ²	
wassergesättigt	1,3 N/mm ²	--
Abriebfestigkeit	90 - 100 cm ³ /50 cm ²	--

Die Festigkeitswerte sind von der Rohdichte (Raumgewicht) stark abhängig.
Das Gestein ist nicht polierfähig.

Chemismus

Reiner bis sehr reiner Kalkstein mit Gehalten an $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3$ um 96 M.-% und etwa 4 M.-% HCl-unlöslichen Mineralien (Quarz, Glimmer und Tonmineralien).

Frostbeständigkeit

Nach 25 und 50-maligem Frost-Tauwechsel zeigten die Prüfkörper keinerlei sichtbare Veränderungen oder Schäden; lediglich ein geringes Absanden.

Das Gestein ist hochfrostbeständig.

Vergleich mit anderen Gesteinen

Sehr ähnlich dem "Aflenzer Stein" sind die Leithakalksandsteine von Breitenbrunn im Burgenland und Zogelsdorf in Niederösterreich. Der "St. Margarethener-Stein", Burgenland, ist dichter und hat daher auch bessere Festigkeitswerte, ebenso die Leithakalke östlich der Mur bei Wildon, von Afram und St. Georgen an der Stiefing. Dafür erfordert der "Aflenzer Stein" bei der Gewinnung und Bearbeitung einen wesentlich geringeren Energieaufwand.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß dem "Aflenzer Stein" gleiche oder ähnliche Gesteine auch in anderen europäischen Ländern unterirdisch abgebaut wurden. So gibt es z.B. großemäßig nicht ganz vergleichbare Untertagebrüche in der Schweiz und unter den Häusern von Paris ausgedehnte Abbaue, die jetzt vielfach für die Zucht von Champignons genutzt werden. Auf der Halbinsel "Krim stammen gewaltige unterirdische Labyrinth von der Steinentnahme" (A. HAUSER, 1950).

Verwendung des "Aflenzer Steines"

Als Baustein haben ihn bereits die Römer im 1. Jh. n. Chr. zur Errichtung der Siedlung von Flavia Solva und in der Umgebung benutzt.

Aus dem Mittelalter sind viele Verwendungsbeispiele in der Steiermark erhalten, die gleichzeitig die ausgezeichnete Beständigkeit des Materials beweisen. Nur wenige Beispiele können hier angeführt werden: Leechkirche und Franziskanerkirche in Graz. Aus etwas späterer Zeit: Landhaus, Wappen am Uhrturm, Adelspaläste, Haus des Ritterordens in Graz, Mausoleum in Ehrenhausen, Schloß Seggau, Kirche und Burg in Leibnitz. Aus den letzten Jahrhunderten: Graz (Herz-Jesu-Kirche, Karl-Franzens-Universität, Technische Universität, Kirche am Zentralfriedhof), Wien (Teile der Neuen Hofburg, Luegerkirche und Haupttor des Zentralfriedhofes, ehemaliges Kriegsministerium am Stubenring).

Für den Wiederaufbau nach dem 2. Weltkrieg: Teile des Stephansdomes, Belvedere, Schloß Schönbrunn, Gloriette, Albertina, Bundeskanzleramt, Oper und viele andere.

Das bei der Gewinnung der Blöcke anfallende Steinmehl wurde als Düngekalk abgegeben.

