

DER GEOLOGISCHE AUFBAU DES SCHLERNGEBIETES UND SEINER WEITEREN UMGEBUNG

von R. Brandner und H. Mostler*)

Die Umgebung des Schlerngebietes ist uns dank der besonderen tektonischen Situation (Randlage der Bozener Quarzporphyrplatte) und der tiefgreifenden Erosion vom basalen Grundgebirge (Brixener Quarzphyllit) bis hinauf zu den obertriadischen Schichtfolgen (Raibler Schichten - Hauptdolomit) zugänglich.

Es treten auf engstem Raum Gesteinsfolgen auf, deren Entstehung einerseits auf gebirgsbildende Vorgänge der hercynischen Orogenese zurückgeht (Brixener Quarzphyllit), gefolgt von solchen, die besonders durch späthercynische magmatische Ereignisse gesteuert werden (Bozener Quarzporphyrkomplex), andererseits entwickelt sich über eine Konsolidierungsetappe hinweg (Grödener, Bellerophon- und Werfener Schichten) eine Geosynklinale heraus, die durch eine auf tektonogenetische Äußerungen zurückgehende Faziesdifferenzierung (Peres-, Pragser, Buchensteiner und Wengener Schichten) gekennzeichnet ist.

1. Südalpines Grundgebirge

Sowohl am Ausgang des Grödener Tales als auch im Eisacktal südlich von Waidbruck (vorwiegend auf die westliche Talseite beschränkt) wurde aufgrund der besonderen tektonischen Situation und durch eine tiefschürfende Erosion das Grundgebirge bloßgelegt. Es handelt sich hierbei um den nördlichen Grundgebirgsrand der Bozener Quarzporphyrplatte, der sich aus einer heterogenen Gesteinsvergesellschaftung zusammensetzt, die man als Brixener Quarzphyllitserie zusammenfaßt und auch als solche in der geologischen Karte ausgehalten hat.

Diese Metamorphite mit vorwiegend phyllitischem Habitus (Taf. 1, Fig. 1) sind tektonisch stark beanspruchte, oft bis in das Feingefüge verfädelte, mindestens zwei Schieferungen aufweisende Gesteine. Sie sind mit den für Quarzphyllite so typischen Quarzknuern und Quarzschwielen ausgezeichnet. Das stark tektonisch mitgenommene quarzphyllitische Gestein, in welchem örtlich Metarhyolithe (saure metamorphe Vulkanite ordovizischen Alters) zwischengeschaltet sind, geht auf vorwiegend tonige Sedimente zurück.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Rainer Brandner, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Die quarzitischen Gesteine und solche mit gneisigem Habitus (Albit-Augengneise; Taf. 1, Fig. 2) sind auf Quarz- bzw. Quarz-Feldspat-Sande zurückzuführen. Sie bilden ihrerseits kompakte Partien, die den quarzphyllitischen Typen zwischengeschaltet sind.

Beide, sowohl der quarzphyllitische als auch der gneisige Typus, sind entsprechend ihrem Mineralbestand (Granat, Biotit, Muskovit, Albit, Chlorit) gerade noch der Grünschieferfazies zuzuordnen. Die Amphibolitfazies wird in diesem Raum jedoch nicht erreicht. Örtlich ist eine schwache rückschreitende Metamorphose, vor allem durch den Abbau von Granat und Biotit, innerhalb der Grünschieferfazies nachgewiesen.

Während eine prähercynische Metamorphose sehr in Frage zu stellen ist, ist ein zweiphasig abgelaufener hercynischer Metamorphoseakt sichergestellt. Die ältere Metamorphose ist mit 350 Mio. Jahren datiert und fällt somit in das Unterkarbon (Visé); die jüngere Phase der Metamorphose, mit 317 Mio. Jahren datiert, ist während des Oberkarbons (Westphal) vor sich gegangen (DEL MORO et al., 1980).

Der Brixener Quarzphyllit hat somit einen polymetamorphen Werdegang hinter sich und wurde auf jeden Fall während der hercynischen Orogenese in das metamorphe Geschehen miteinbezogen, ja selbst die schwache, rückschreitende Metamorphose geht auf ein späthercynisches Ereignis, wie das Studium der Gerölle aus den Basalkonglomeraten ergab, zurück.

2. Basalkonglomerat (Waidbrucker Konglomerat; Taf. 2)

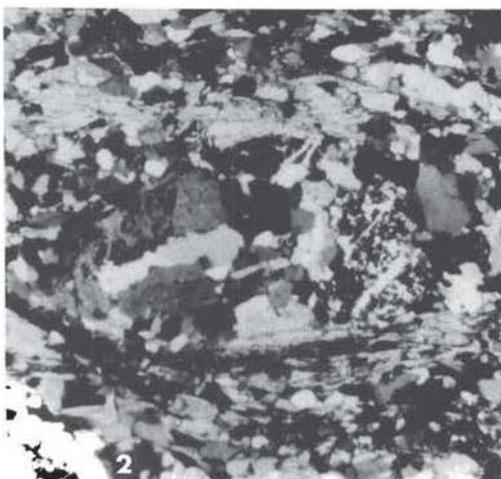
Über den späthercynisch abgetragenen Brixener Quarzphyllit folgen erosionsdiskordant Konglomerate, die zweifelsohne auf das darunterliegende Grundgebirge zurückzuführen sind, zumal die Geröllzusammensetzung, neben häufig auftretendem Quarz, das gesamte Spektrum des Brixener Quarzphyllits widerspiegelt.

Die Konglomerate weisen vorwiegend eine graugrüne Farbe auf, gegen das Hangende hin sind sie rötlich.

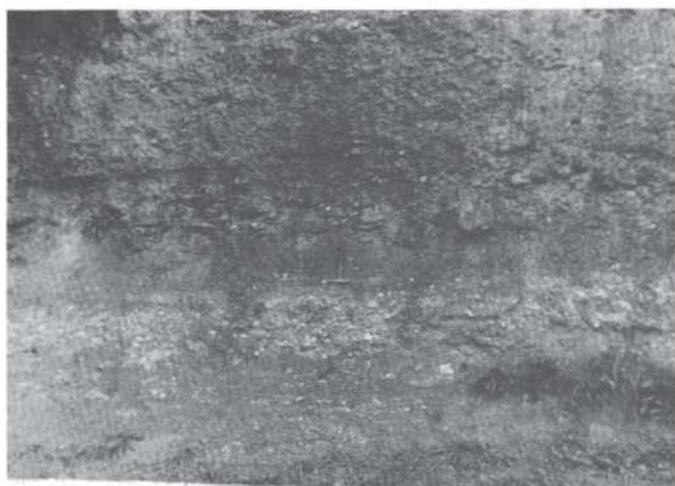
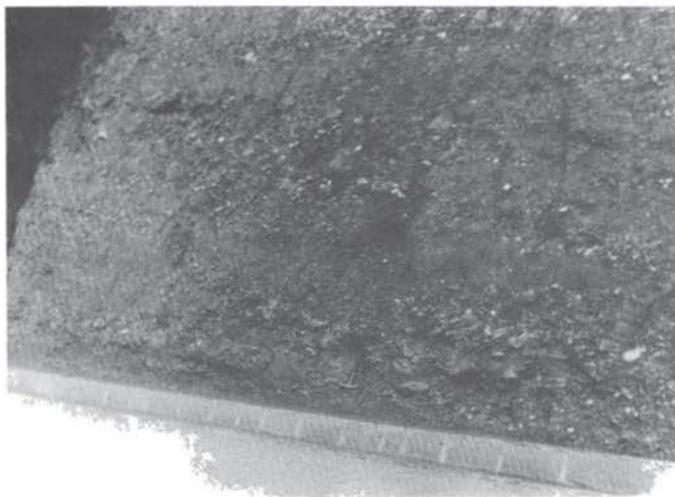
Folgende Merkmale charakterisieren diese grobklastischen Sedimente: fehlende oder nur sehr undeutliche Schichtung, sehr schlechte Sortierung, die Gerölle sind ecken- bis kantengerundet, der Durchmesser der Gerölle liegt im Schnitt etwas über 3 cm; die größten Gerölle erreichen Durchmesser um 50 cm.

Es handelt sich also um texturell als auch kompositionell unreife Sedimente, deren Entstehung auf heftige kurzfristige Niederschläge zurückgeht, in deren Gefolge murenartige Schuttströme (debris flow) entstehen, wie sie für Wildbäche typisch sind. Für den Wildbachcharakter spricht auch die geringe laterale rinnenförmige Ablagerung. Wenn man beispielsweise dem Nordrand der Bozener Quarzporphyrplatte folgt, trifft man vereinzelt auf solche Rinnen, gefüllt mit Wildbachablagerungen, die in den nach Süden abfallenden Quarzphyllit eingeschnitten sind (Abb. 1). Das Material wird also Depressionen zugeführt, die ihre ersten Anlagen syndementär entstandenen grabenartigen Strukturen verdanken, an welchen sich später z.T. auch vulkanotektonische Äußerungen orientieren.

Tafel 1



Tafel 2



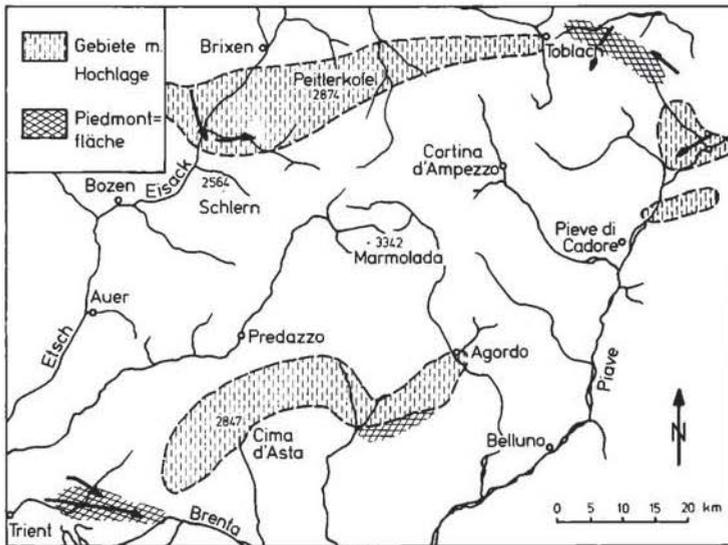


Abb. 1: Rekonstruktionsversuch der paläogeographischen Verhältnisse in den Dolomiten zur Zeit der Ablagerung des Waidbrucker Konglomerats nach R. DAL CIN, 1972 (etwas verändert).

Wichtig erscheint es uns, darauf hinzuweisen, daß sich sowohl in der Grundmasse als auch im Geröllspektrum ausschließlich Gesteine des süd-alpinen Grundgebirges befinden. Es konnten im Gegensatz zu früheren Meinungen keine sauren Vulkanitgerölle, die der Bozener Quarzporphyrplatte angehören, gefunden werden. Man muß somit das Basalkonglomerat streng von den darüberfolgenden Konglomeraten abtrennen, in welchen die ersten Zeugen vulkanischer Aktivität auftreten. Den Grundgebirgsgeröllen sind Auswürflinge, wenn auch zunächst noch spärlich, stets andesitischer Natur beigemengt. Es fehlen aber auch in diesen Niveaus Ignimbritgerölle.

Das meist 50 m Mächtigkeit nicht überschreitende Waidbrucker Konglomerat ist unter Berücksichtigung der radiometrischen Daten vom Bozener Quarzporphyr (älteste Daten der intermediären Ignimbrite liegen bei 290 Mio. Jahren) als tiefunterpermisch einzustufen (siehe hierzu Tab. 1).

Da das letzte Metamorphoseereignis des Brixener Quarzphyllits mit 315 Mio. Jahren datiert ist, verbleibt also nur ein sehr kurzer Zeitraum für die Heraushebung (Montigenese) und den Abbau des Gebirges (Abtragung bis zu einer Rumpflandschaft).

Es ist auch bemerkenswert, daß z.B. die spätvariskisch entstandenen Granite wie der Brixener Granit, Iffinger und Kreuzberggranit (Alter zwischen 291 und 285 Mio. Jahren) nicht im Geröllspektrum auftreten.

3. Der Vulkanitkomplex der "Bozener Porphyryplatte"

Die vulkanischen Förderprodukte der sogenannten Bozener Porphyryplatte bedecken eine Fläche von etwa 4000 km².

Die hochoberkarbonische? bis unterpermische Gesteinsfolge (siehe Abb. 2) weist eine sehr komplexe Aufeinanderfolge von Laven (basisch bis intermediär) mit den zugehörigen pyroklastischen Absätzen (diverse Tuffe, Tuffite) auf. Dazu gesellen sich nach mehr oder minder länger anhaltenden Förderstillständen fluviatil-lakustrine Ablagerungen, die mit sauren Magmenförderungen, in Form von Ignimbritdecken aus Glutwolken abgesetzt, wechsellagern.

Das Bozener Quarzporphyryareal erweckte sehr früh das Interesse der Geologen, die in ihren ersten Arbeiten um die Jahrhundertwende in jedem Vulkanittypus eine neue Abfolge sahen, und somit den Bozener Quarzporphyrykomplex in acht übereinanderliegende Großfördereinheiten mit dazwischen geschalteten pyroklastischen Sedimenten gegliedert haben.

In den Sechzigerjahren hat man diese Gliederung revidiert und auf zwei Eruptiveinheiten reduziert. Schließlich hat sich in den letzten Jahren eine Dreigliederung herausentwickelt, die sowohl den Geländebefunden als auch den petrographischen Daten am besten gerecht wird. Man unterscheidet von unten nach oben (siehe Abb. 2) eine Gruppe, bestehend aus Latiandesiten und Daziten (A), gefolgt von einer solchen mit Quarzlatiten und Rhyodaziten (B), die ihrerseits im Hangenden von einer Gruppe, aufgebaut aus Rhyolithen (C) überlagert werden.

Die Gruppe (B) läßt sich von (C) durch besonders einschneidende Ereignisse, vor allem durch vulkanotektonische Äußerungen (siehe Abb. 2,  = vulkanotektonische Suture), abtrennen.

Während die basale Gruppe (Latiandesite und Dazite) im Norden nur etwa 300 m mächtig wird, beträgt diese am Südrand der Porphyryplatte bis 800 m. Die beiden höheren Vulkanitgruppen sind jeweils um die 1000 m mächtig, so daß im zentralen Bereich der Bozener Porphyryplatte 3000 m Mächtigkeit durchaus erreicht werden können.

1) Latiandesite und Dazite

Der eigentlichen basischen Magmenförderung geht fast ausschließlich eine meist länger anhaltende explosive Phase voraus. Es werden hierbei Gesteine hervorgebracht, die sich aus Auswürflingen verschiedener Größe zusammensetzen, die sich zunächst mit den fluviatilen Sedimenten vermischen, um schließlich durch immer heftiger werdende Kristall- und Aschentuffregen zu vollwertigen Pyroklastiten überzuleiten. Nur allmählich schalten sich Laven dazwischen und erst nach mehrmaligem Wechsel von Tuff- und geringer Lavenförderung setzen sich mächtigere Lavaströme durch. Im gesamten betrachtet herrschen in dieser Vulkanitgruppe die Pyroklastite (Tuffe, Tuffite) vor.

Entsprechend der Gesteinsbezeichnung weisen die Gesteine einen Chemismus auf, der sie nach dem Streckeisen-Diagramm in das latiandesitische und dazitische Feld weist. Es handelt sich um massive, dunkelgraugrüne Gesteine mit einer homogenen Grundmasse (megaskopisch sichtbar), vereinzelt Einsprenglinge von Plagioklas und Augit führend. Unter dem Mikroskop ist die megaskopisch homogen wirkende Grundmasse in ein Kristallgemenge, bestehend

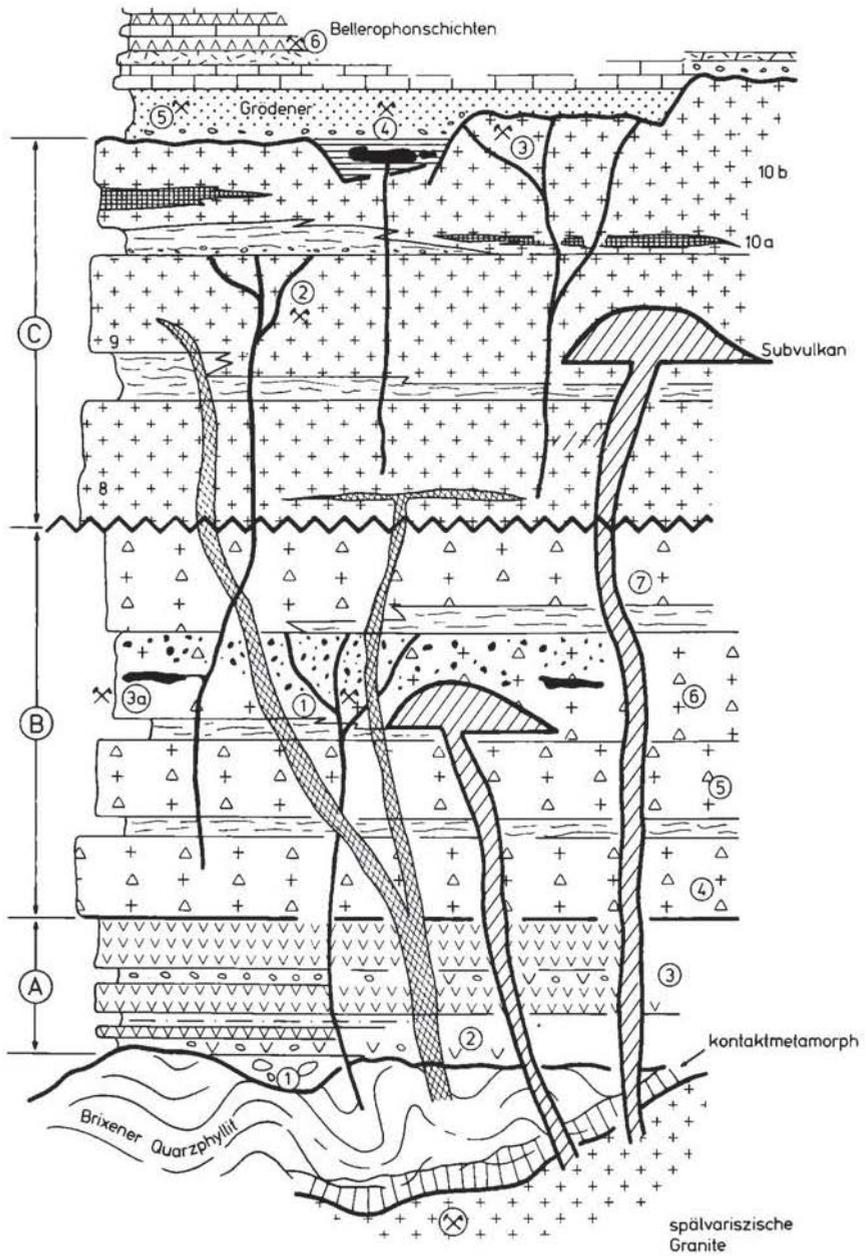
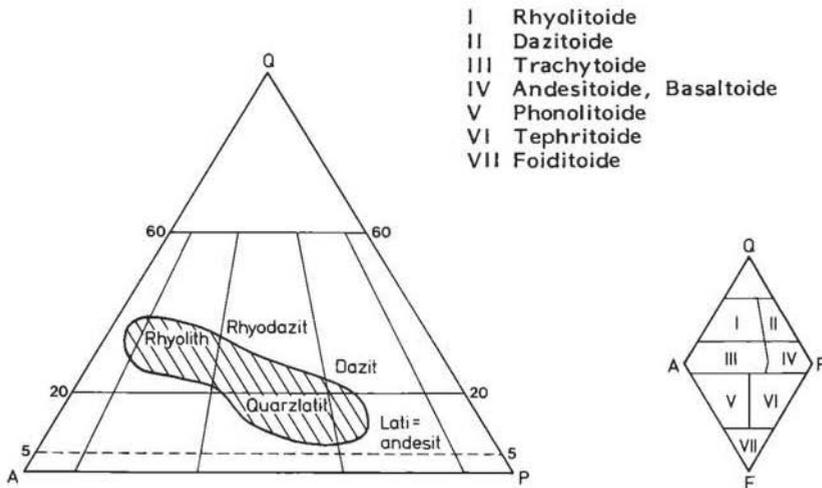


Abb. 2: Idealprofil des Bozener Quarzporphyrkomplexes

aus sehr kleinen Feldspatleistchen und etwas größeren Augiten und feinstverteiltem Erz (vorwiegend Ilmenit), auflösbar. In dieser Grundmasse schwimmen große, idiomorphe, meist zonar gebaute Plagioklase und wesentlich kleinere Pyroxene. Der gesamte Mineralbestand ist jedoch nicht frisch, sondern oft bis zur Gänze umgesetzt. Die Feldspäte sind meist in Karbonat, die Augite stets in Chlorit oder in ein Gemenge von Chlorit und Karbonat umgewandelt.

Diese basischen Gesteine werden unter dem Terminus "Trostburgmela-phyre" geführt und weisen rein nach dem megaskopischen Befund ein vollkristallin-porphyrisches Gefüge auf.



Streckeisen-Diagramm: Verbreitung der Vulkanittypen des Bozener Quarzporphyrkomplexes.

2) Quarzlatite und Rhyodazite

Die Abfolge dieser Gruppe läßt sich stets sehr gut von der darunter liegenden Latiandesit-Dazit-Gruppe abtrennen. Die hellere Gesteinsfarbe, vor allem das Auftreten von Quarzeinsprenglingen, die allen Typen dieser Gruppe eigen sind, ermöglichen eine gute Abtrennung vom Liegendkomplex.

Eine Untergliederung in vier Teileinheiten ist vor allem durch die zwischengeschalteten Konglomerathorizonte, Tuffe und Tuffite möglich, aber auch die einzelnen Laven lassen sich durch Mineralbestand, Abkühlungsstadien etc. gut voneinander abtrennen.

Innerhalb dieser Gruppe treten auch etwas basischere Einschaltungen, so etwa im Eisacktal bei Atzwang (Campodazzo) auf. Diese sind durch spätmagmatische Hydrothermentätigkeit verändert, worauf im Exkursionsführer

noch näher eingegangen wird.

Im Niveau der Quarzlatit-Rhyodazit-Decken finden sich des öfteren endogene Lavakuppen (Dome). Es sind dies subvulkanische Gebilde, die auf steckengebliebene zähe Magmen innerhalb von Kratern, wo sie langsam auskristallisierten, zurückgehen, und sich daher von den umgebenden Vulkaniten durch ihre meist holokristalline Struktur, meist aber sehr große Feldspäte aufweisen, die in einer mittelkörnigen Grundmasse schwimmen. Ebenso treten vereinzelt Gänge auf, die möglicherweise von den zeitgleichen Graniten (Brixener Granit, Iffinger Granit, Kreuzberggranit und Cima-d'Asta-Granit) aufgedrungen sind.

In derselben Abfolge treten auch Vererzungen auf, die von der letzten Ignimbriteinheit (Einheit 4, siehe Abb. 2) plombiert werden, womit belegt werden konnte, daß die Vererzung bald nach der Förderung der dritten Quarzlatit-Rhyodazit-Einheit vor sich ging.

Außerdem fällt die Hauptentwicklung (das Einbrechen) der großen vulkanotektonischen Senke auch noch in den Förderzyklus der Quarzlatit-Rhyodazit-Gruppe.

3) Rhyolithe

Die Rhyolithe können im zentralen Teil der Porphyrrplatte bis 1700 m mächtig werden. Sie lassen sich unschwer in drei Einheiten aufgliedern, wobei für die Abgrenzung die Farbe des Gesteins, Farbe der Feldspäte, Häufigkeit und Verbreitung der Minerale, Art der Absonderungen etc. entscheidend sind.

Auffallend ist die häufige Einschaltung von Vitrophyren sowie vereinzelt das Auftreten von Gängen und subvulkanischen Bildungen. Da in den beiden höheren Vulkanit-Gruppen meist im Höchsten nur Ignimbrite vorliegen, soll anstelle einer eher ermüdenden Beschreibung der einzelnen Ignimbrittypen (Auszüge daraus werden im Exkursionsführer behandelt) dem Leser die Ignimbritbildung und alles, was damit im Zusammenhang steht, nähergebracht werden.

Ignimbrite

a) Terminologie und Kennzeichen der Ignimbrite

Der Bozener Quarzporphyrkomplex ist vor allem im höheren Teil seiner Abfolge durch Ignimbrite gekennzeichnet. Darunter versteht man vulkanische Förderprodukte, die sich aus überquellenden Glutwolken saurer Magmen bei Linearausbrüchen bilden.

Da Ignimbrite nicht nur im Perm Südtirols, sondern zur selben Zeit im gesamten Mitteleuropa weit verbreitet sind, soll sowohl auf ihre Stellung im magmatogenen Ablauf, als auch auf ihre Entstehung im folgenden etwas ausführlicher eingegangen werden.

Der Terminus "Ignimbrit" stammt von MARSHALL, 1935, und bedeutet wörtlich übersetzt "Feuer-Regen" (ignis = Feuer, imber = Regen).

Von den sauren Laven unterscheiden sich die Ignimbrite durch ihre weite flächige Verbreitung. Sie bilden Decken, die eine ältere Topographie eibebnen. Weiters sind Ignimbrite in poröse, schwach oder nicht verschweißte

Aschentuffe (welded tuffs) nach oben bzw. zu den Rändern ihrer Decken hin gekennzeichnet.

Es charakterisiert sie einerseits ein chaotisches Gefüge (oft völlig regellose Verteilung von Einsprenglingen, Lapilli und Xenolithen), andererseits ist ein eutaxitisches Gefüge (in Grundmasse eingebettete Bimsfetzen) für sie kennzeichnend. Das nur Ignimbriten eigene vitroklastische Gefüge (Glasscherbengefüge) ist erst mit Hilfe des Mikroskops erkennbar.

Anhand der soeben aufgeführten Kennzeichen lassen sich somit die Ignimbrite unschwer von den Förderungen saurer Laven abtrennen.

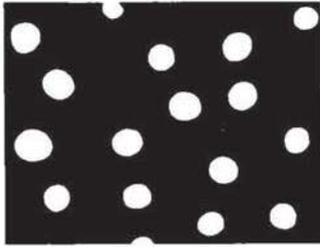
b) Genetische Aspekte

Eng mit dem Ausbruchsmechanismus im Zusammenhang stehend ist die außerordentlich weitflächige Verbreitung der Ignimbritabsätze sowie das sehr charakteristische vitroklastische Gefüge. Wie bei allen Laven entweicht die Gasphase auch bei Ignimbriten durch plötzliche Druckentlastung. Im Gegensatz zu basischen Laven, bei welchen die Gase leicht aus dem aufschäumenden Pyromagma entweichen, ist die Entgasung bei sauren Magmen wegen deren hoher Viskosität stark behindert. Anstelle des Aufschäumens findet in letzteren nur eine Aufblähung der Gasblasen statt, d.h. die Gasblasen vergrößern sich während der Aufwärtsbewegung des Magmas zusehends (siehe hierzu Abb. 3), gleichzeitig jedoch erhöht sich die Viskosität des geschmolzenen Anteils (hiemit sind die Wände und Zwickel zwischen den Gasblasen gemeint) zusehends.

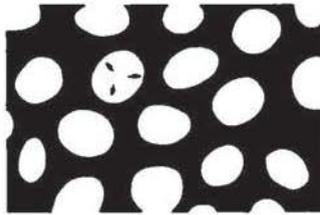
Bei Austritt des Pyromagmas an die Erdoberfläche zerreißen durch weitere Gasausdehnung schließlich die Scheidewände der Gasblasen, wodurch das Pyromagma in eine Suspension, bestehend aus Glasscherben, losen Einsprenglingskristallen und heißen Gasen umgewandelt wird. Durch diesen Vorgang entstehen als Reste der Blasenwandungen die so typischen Schmelzteilchenformen, die man als Vitroklasten oder Glasscherben bezeichnet. Neben relativ selten erhaltenen, einzelnen, nicht zerrissenen Blasen (Abb. 4) sind in manchen Ignimbriten größere Blasengruppen erhalten, die sich als Bimsfetzen zu erkennen geben. Auch diese sind zunächst noch plastisch und unterliegen somit einer analogen Deformation wie die Vitroklasten.

Dieser Ausbruchsmechanismus, der zu einer überquellenden Glutwolkenförderung führt, die eher die Tendenz zu einer bodennahen lateralen Ausdehnung zeigt, unterscheidet sich damit wesentlich von den Bimsstein- und Aschenausbrüchen (siehe Abb. 5). Die frei gewordene Suspension verhält sich außerordentlich expansionsfreudig und sorgt dank ihrer großen Beweglichkeit für eine oft gigantische Verbreitung der Ignimbrite. So führen PICHLER & ZEIL, 1972, aus den zentralen Anden känozoische Ignimbrite mit einer Fläche von etwa 150.000 km² an. Mächtigkeiten von 1000 m sind durchaus nicht selten.

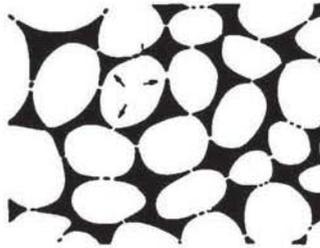
Man geht davon aus, daß sich die die Glutwolken mit großer Geschwindigkeit lateral fortbewegen, was eine sehr niedrige Gesamtviskosität dieser voraussetzt. Eine solche ist jedoch nur denkbar, wenn eine fortlaufende Entsaugung des Glases stattfindet, um auf diese Weise die Reibung der Glasscherben herabzusetzen. Durch die sich dauernd erneuernde Gasschicht zwischen den Glasscherben ist nach RITTMANN, 1981, ein stetes "Schmiermittel" präsent, das die Funktion eines Gaskissens einnimmt und so für die flächige Verbreitung sorgt.



Austritt flüchtiger Bestandteile aus dem Magma, Übergang vom Hypo- zum Pyromagma.



Aufblähung der Gasblasen im Pyromagma.

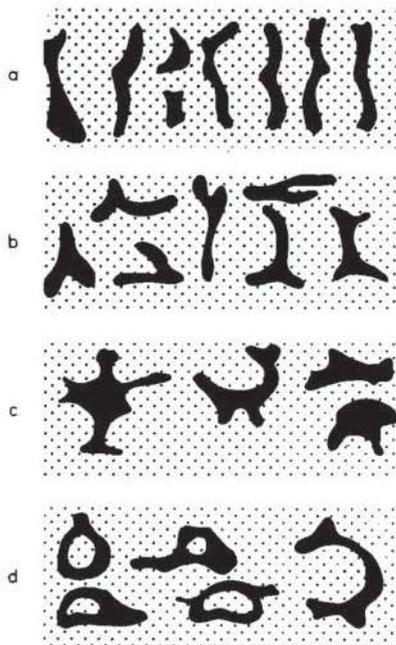


Zerreißen der Gasblasen; das Pyromagma wandelt sich in eine Glutwolke, bestehend aus einer Suspension von Kristallen, Glasscherben und heißen Gasen um. Die unterschiedlichen Formen der Glasscherben gehen aus der nebenstehenden schematischen Abbildung hervor.

Abb. 3

Unter ihrem eigenen Gewicht werden die als Suspension abgelagerten Glutwolken zu Ignimbriten verschweißt. Die tiefsten Partien weisen naturgemäß die stärksten Verschweißungen auf, d.h. die meist X- und Y-förmigen, noch plastischen Vitroklasten werden dort völlig plan gepreßt (Abb. 6). Der Grad der Verschweißung innerhalb einer Ignimbritabfolge nimmt nach oben ab, wodurch sich eine Zonierung des Ignimbritkörpers ergibt.

Wie Untersuchungen an jungen Ignimbriten zeigen, muß die Förderung von mehreren Ignimbritabfolgen sehr rasch erfolgt sein, zumal sich Abkühlung und Verschweißung unabhängig von den einzelnen Teilabfolgen vollzogen haben, was nur möglich ist, wenn die gesamte Ignimbritdecke noch plastisch war. Man hat es also mit Abkühlungseinheiten im Sinne von SMITH, 1960, zu tun, die über mehrere Teilförderungen hinweggreifen können, wobei die Grenzen zwischen den einzelnen Förderungen sehr stark überprägt werden und daher bei alten Ignimbriten schwer oder kaum erkennbar sind.



Durch Flächenkontakt an lang-ovalen Gasblasen entstandene Vitroklasten

Zwickelscheidewände (den Zwickel zwischen drei Gasblasen bildend); die Vitroklasten sind z.T. infolge schwacher Verschweißung deformiert.

Blasenwandung, über mehrere Gasblasen hinweggreifend; z.T. handelt es sich um einen Glasscherbentypus, der durch einfaches Auftreten von Gasblasen entstand.

Vornehmlich nicht zerrissene und nicht durch Verschweißung deformierte Gasblasen.

Abb. 4: Verschiedene Vitroklasten (Glasscherbentypen)

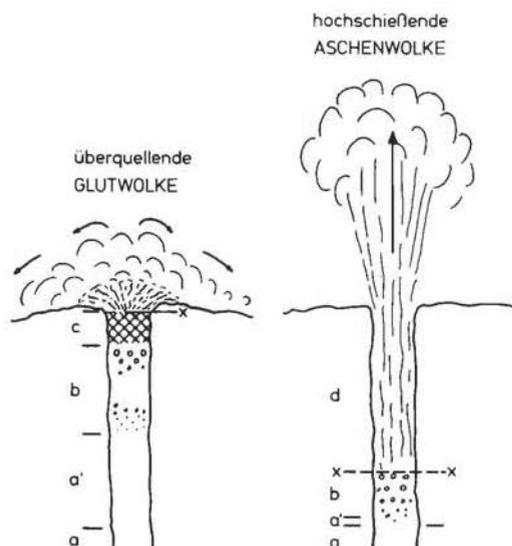


Abb. 5: Mechanismus von Ignimbrit- und Bimsstein-Ausbrüchen (nach A. RITTMANN, 1981)
 a = Hypomagma; a' = gas-übersättigtes, hochviskoses Hypomagma; b = zähflüssiges, schaumiges Pyromagma; c = Zweiphasensystem = Zone der Zertrümmerung des Pyromagmas; d = Glutnebel; x-x = Explosionsniveau.

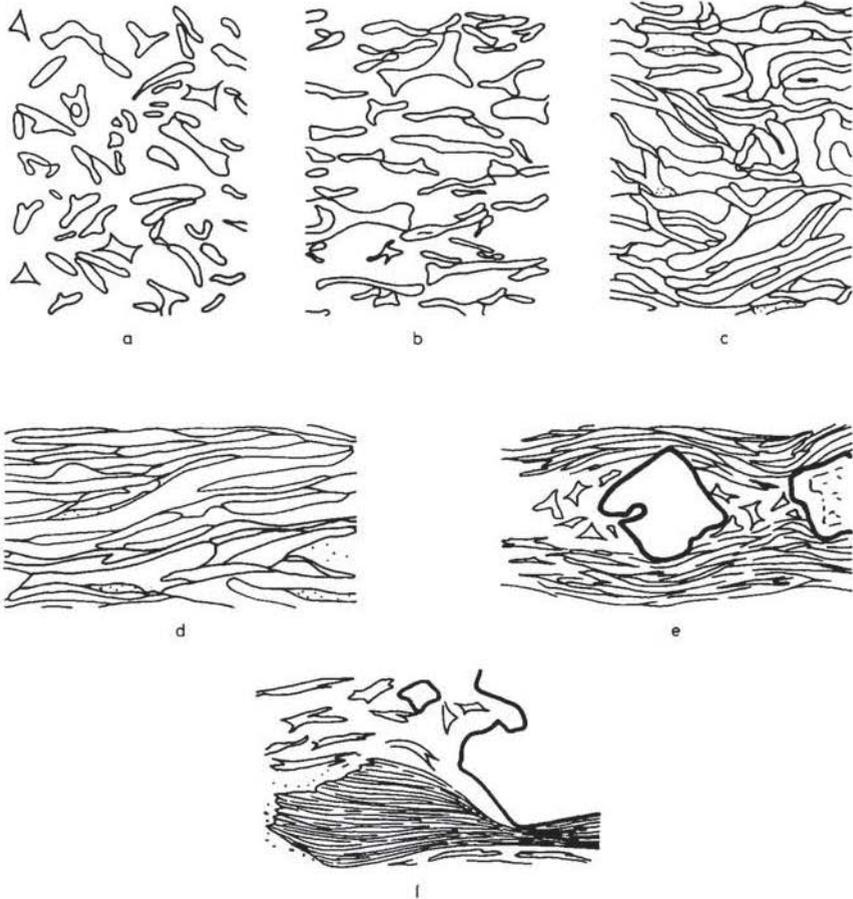


Abb. 6: Zur Deformation der nach Absatz der Glutwolken noch plastischen Glasscherben (Vitroklasten)
 a = nicht bis wenig verschweißt; b = wenig verschweißt;
 c = mittelstark verschweißt; d = stark bis sehr stark verschweißt;
 e = im Druckschatten der Einsprenglinge schwache Verschweißung,
 um die Einsprenglinge herum starke Verschweißung (pseudofluidales Gefüge)

c) Vulkanotektonische Überlegungen

Die Förderung von Ignimbriten in einem Ausmaß, wie sie etwa innerhalb der Bozener Quarzporphyrplatte vorliegt, ist nicht über einen Vulkanschlot denkbar, sondern geht vielmehr auf Spalteneruptionen zurück (Linearausbrüche großen Stils). Bei den Spalten handelt es sich seltener um Ringspalten, häufiger jedoch um kilometerlange Linearspalten, die infolge der außerordentlich großen Fördermenge meist vulkanotektonischer Natur sind, d.h. durch Massendefizit im Untergrund hervorgerufen werden. Es sinken also großräumig Gebiete ab, nicht selten, rein von der Morphologie her betrachtet, von chalderaähnlichem Bau (unter Chaldereen versteht man Einbruchskessel, entstanden durch Schlotausräumung, meist nach einem heftigen Explosionsausbruch, in dessen Folge der zentrale Teil eines Vulkans niederbricht), und von RITTMANN, 1981, als vulkanotektonische Senken bezeichnet.

Solche, durch Zusammenbruch einer intralithosphärischen Magmenkammer entstandene, Senken hat A.G.FISCHER, 1975, unter der Kategorie sekundärer Beckenentwicklungen eingereiht und hat hierfür als typisches Beispiel das große "Bozener Quarzporphyrbecken", mit Vulkaniten gefüllt, angeführt (siehe Abb. 7).

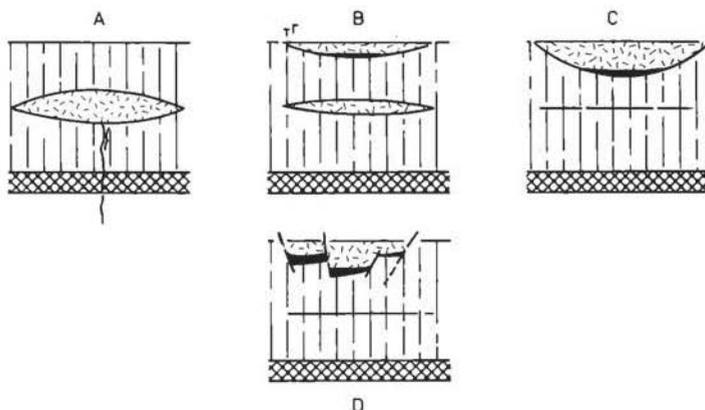


Abb. 7: Das "Bozener Quarzporphyrbecken" als typisches Beispiel eines sekundär entstandenen Beckens (nach A.G. FISCHER, 1975)

A = Magmenkammer, in der Lithosphäre gefüllt;

B = z. T. entleerte Magmenkammer;

C = völlig entleerte Magmenkammer mit totalem Einbruch (A, B, C = nach A.G. FISCHER, 1975);

D = vulkanotektonische Senke, an Brüchen durch Kollabieren der Magmenkammer entstanden (Vorstellung der Autoren).

Die magmatische Aktivität hat bereits nach radiometrischen Daten im höchsten Oberkarbon/Grenze Perm (290 Mio. Jahre) eingesetzt und ist spätestens mit Ende des Sakmarian erloschen.

Nun ist es besonders auffallend, daß in den zeitgleichen Sedimenten, nämlich in den Rattendorfer Schichten und Trogkofelkalken, keine Spur von Vulkanismus vorhanden ist, was unseres Erachtens mit der raschen Absenkung der vulkanotektonischen Bozener Depression zusammenhängt, und die aus den Spalten hervorquellenden Glutwolken, die sich bodennah ausbreiten, konnten wahrscheinlich den Rand der Senke nicht oder nur wenig überwinden und haben daher die zeitgleichen Sedimente der Karnischen Alpen nicht erreicht.

4. Grödener Sandstein

Nach einer z.T. sehr unterschiedlich lang dauernden Erosionsphase, der nicht unerhebliche Anteile des Bozener Quarzporphyrkomplexes zum Opfer gefallen sind, beginnt oft über einem tief verwitterten Bozener Quarzporphyr der sogenannte Grödener Sandstein. Erst jüngst hat WOPFNER, 1981, auf Verwitterungserscheinungen wie Gruskolke und Kankar-Hartkrusten an der Oberkante des Bozener Quarzporphyrs hingewiesen und diese mit den Bodenbildungen rezenter Steppen- und Wüstenböden Australiens verglichen.

Der Grödener Sandstein beginnt meist mit einer grobklastischen Folge (Schotter, Kiese, seltener Grobsande). Die direkt auf der Porphyryrplatte abgelagerten Grödener bestehen zunächst nur aus dem Detritus aufgearbeiteter Vulkanite; erst später, im höheren Teil der Abfolge, gesellen sich Kristallinkomponenten hinzu, die auf die fortschreitende Transgression des Grödener Sandsteins über das kristalline Basement zurückzuführen sind.

Während die basalen Schichtfolgen im Westabschnitt der Porphyryrplatte sich aus kontinental-fluviatilen Ablagerungen zusammensetzen, sind im Osten schon relativ früh marine Einflüsse spürbar, die sich besonders im Bletterbachprofil bei Radein (siehe Exkursionsführer) durch das häufige Auftreten von Gipsen äußern und schließlich, belegt durch Einschwemmung von Cephalopoden, in einer kurzfristigen marinen Ingression kulminieren.

BUGGISCH et al., 1976, haben das mehrmals untersuchte Bletterbachprofil nach einer neuerlichen Bearbeitung folgendermaßen interpretiert: über den subaerisch verwitterten Ignimbriten folgen etwa 100 m kontinentale, vorwiegend fluviatile Sedimente mit gelegentlich eingeschalteten Evaporiten randmariner Natur. Meeresingressionen, wie sie durch das Eindriften von z.B. Cephalopoden belegt werden konnten, führten auch zur Ablagerung karbonatbetonter Gesteine.

Etwa ab der Profilmitte konnte eine erneute Meerestransgression festgestellt werden, charakterisiert durch erhöhte Dolomitgehalte, Strandseifen usw. Darüber folgende evaporitisch-lagunäre Sedimente mit gelegentlicher Trockenlegung (häufig durch Fährten nachweisbar) leiten zu einer vorwiegend randmarinen Ablagerung, wie marine Faunen belegen, über.

Das Meer transgrediert im Südtiroler Raum, nach Auffassung der oben angeführten Autoren, im Gegensatz zu bisherigen Ansichten, demnach schon

innerhalb der Grödener Schichten. Während der westliche Abschnitt (Etschbuchtgebirge) noch eindeutig kontinentalen Charakter aufweist, ist die Küstenlinie, etwa ab dem mittleren Teil der Schichtfolge, bis in den östlichen Teil der Bozener Porphyrrplatte vorgedrungen. Es kann also kein Zweifel bestehen, daß das Vordringen des Meeres nach anfänglichen kurzzeitigen Vorstößen allmählich von Osten her auf westliche Gebiete übergreift.

Die unteren Grödener Schichten stellen, über die gesamte Bozener Porphyrrplatte gesehen, fluviatile Sedimente dar (Alluvialebenen mit breiten, verflochtenen Flußsystemen); die höheren Grödener hingegen sind schon durch vorwiegend randmarine Ablagerungen gekennzeichnet und markieren somit schon sehr früh den Übergang zu den darüberfolgenden Bellerophon-schichten.

Die Mächtigkeiten der Grödener schwanken selbst innerhalb der Südtiroler Dolomiten sehr stark (100-600 m), z.T. fehlen die Grödener (z.B. am Monte Rosa, bei Lavis, 10 km nördlich von Trient, wo auf Quarzporphyr Bellerophon-schichten transgredieren). Diese Mächtigkeitsschwankungen werden vor allem auf das zeitlich unterschiedliche Niederbrechen der Porphyrrplatte zurückgeführt, wodurch ein ganzes Muster größerer und kleinerer tektonisch entstandener Senken zustandekommt.

Die Grödener Sandsteine sind im unteren Teil durch reiche Pflanzen-vorkommen bekannt, die örtlich zu kleinen Flözchen anwachsen können; daneben sind es vor allem Amphibien und Reptilien, besonders deren Fährten, die weltbekannt wurden (Abb. 8 und 9).

Betrachtet man die Gesamtentwicklung in den Südtiroler Dolomiten zur Zeit der Grödener Sedimentation, die unter semiariden Klimabedingungen ab-lief, so müssen wir diese in mehrere Ablagerungsräume, von Westen nach Osten fortschreitend, untergliedern (siehe hierzu auch Abb. 12 a).

Das Gebiet westlich der Lombardei, etwa vom Comosee nach Westen, war zu dieser Zeit Abtragungsgebiet, an das sich unmittelbar eine Piedmont-ebene anschloß (so nennt man eine deutlich vom Gebirge abgesetzte, flach abfallende Verebnungsfläche in einem semiariden Gebiet), die sich aus weit ausladenden Schuttfächern zusammensetzte. In diese haben sich verflochtene Flußsysteme mit ihren reichen und mächtig anschwellenden Sand- und Schotter-ablagerungen eingeschnitten. Weiter im Osten, d.h. im Etschbuchtgebirge und den Südtiroler Dolomiten, waren es dagegen richtige Schwemmlandebenen (alluvial plains) mit weit ausladenden mäandrierenden Flüssen, die sich tief in das Schwemmland hineingefressen haben, und diese schließlich mit ihren Sedimenten (channel fill und point-bar-Ablagerungen) auffüllten. Dieses Schwemmland hat weit im Osten (östliche Karnische Alpen und in Jugoslawien) eine breit angelegte Depression mit tonigem und siltigem Material beschickt.

Geodynamisch betrachtet zählen die Grödener Schichten zu den Rot-molassen, die sich nach Ablauf des hercynischen subsequenten Vulkanismus herausentwickelten. Sie beginnen stets in Form von Süßwasserablagerungen, die im höheren Anteil ihres Sedimentationsprozesses in immer stärker marin beeinflusste Molassen überleiten.

Da ihre Sedimentation erst nach Ablauf tiefgreifender tektonischer Äußerungen (saalische Phase) einsetzt, sind sie einer späteren Molasse-etappe (Spätmolasse, bestehend aus roten Klastika und Evaporiten) zuorden-bar. Diese Eingliederung wird auch noch durch unmittelbar darüber folgende,

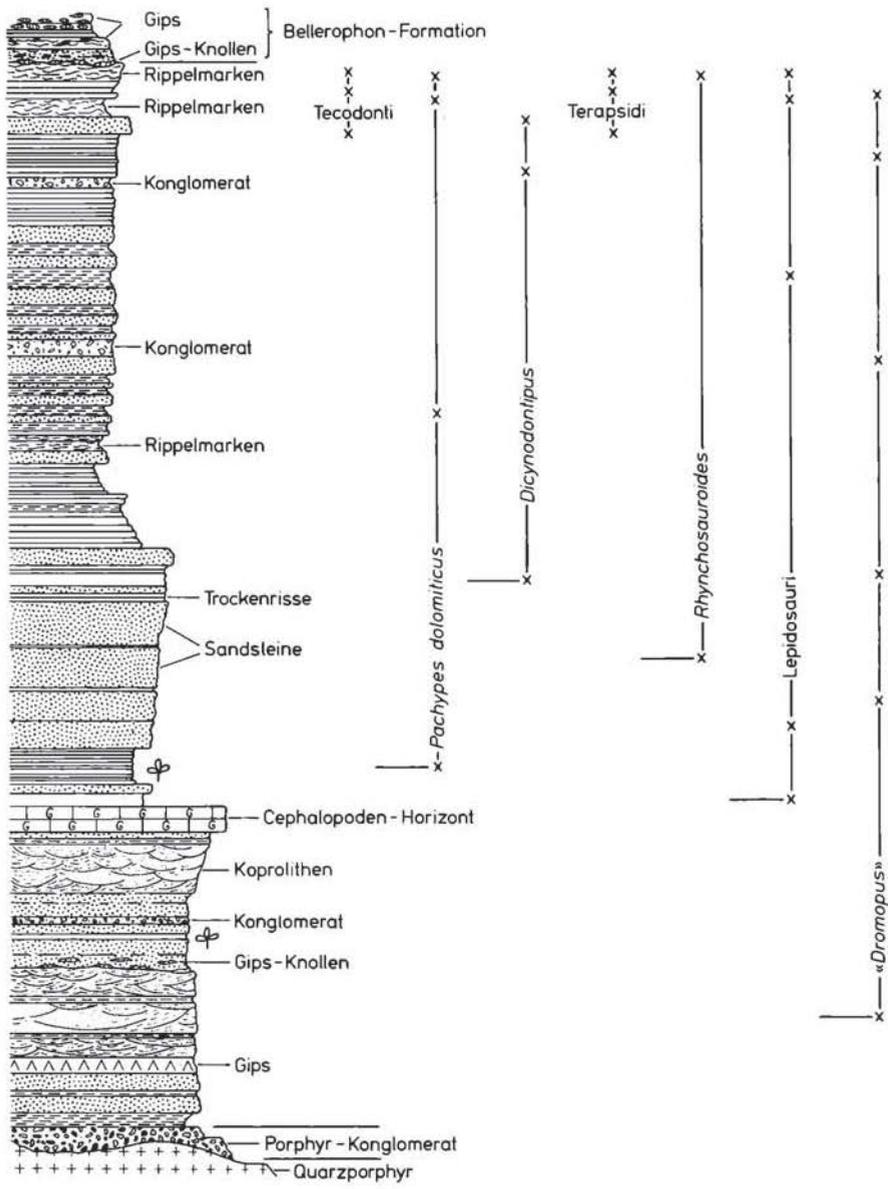


Abb. 8: Schematisches Profil durch den Grödener Sandstein (nach M.A. CONTI et al., 1980)

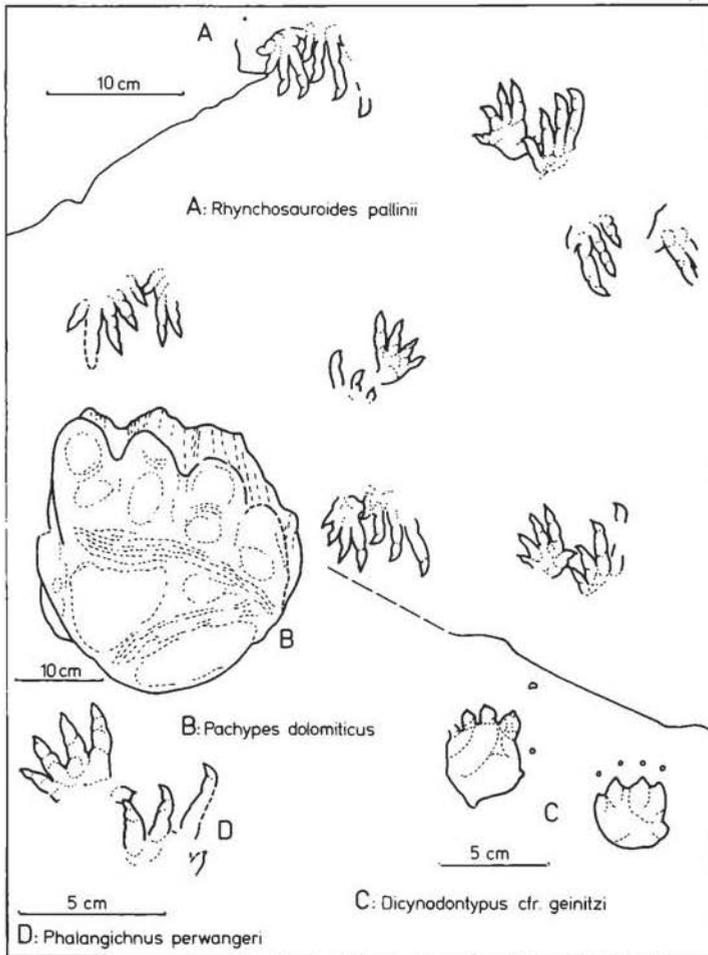


Abb. 9: Tetrapodenfährten aus dem Grödener Sandstein (nach M.A. CONTI et al., 1980)

z.T. schon in den höheren Grödenern einsetzende Transgression des Bellerophonmeeres gestützt, mit welcher der erste Ansatz zur Entwicklung eines Tafelstadiums gegeben ist.

Aufgrund der peripheren Lage der Grödener Sandsteine zum hercynischen Gebirge kommt ihnen die Position einer Rand- bzw. Außenmolasse zu.

5. Bellerophonschichten

Die das hohe Oberperm repräsentierenden Bellerophonschichten sind faziell zweigliederbar. Man trennt eine randlagunäre, überwiegend aus Evaporiten aufgebaute, Fiamazza-Fazies (Evaporitfazies), die im südwestlichen Anteil der Südtiroler Dolomiten weit verbreitet ist, von einer noch stark lagunär beeinflussten neritischen Fazies (Badiota-Fazies), die ihr Hauptverbreitungsgebiet im Nordosten hat (Abb. 10 a und b).

Generell sind die Bellerophonschichten, mit Ausnahme der Gipse, aufgrund des hohen Bitumengehalts dunkle, meist schwarze Gesteine, was auf eingeschränkte Ablagerungsbedingungen, d.h. auf ein nur mäßig mit dem offenen Meeresraum korrespondierendes Sedimentationsgebiet, hinweist. Dies geht auch aus der relativ stark eingeschränkten Faunen- und Florenentwicklung hervor, was sich in Form von individuenreichen, aber eher artenarmen Organismengruppen ausdrückt.

Die Bellerophontransgression wurde durch die schon aus der Grödenere Zeit ererbten kontinuierlichen Subsidenz, vor allem aber durch das Nachlassen bis Erlahmen der festländischen Detritusanlieferung (Siliziklastika) aus dem Hinterland verursacht. Da gab es kein plötzliches Ereignis als Anlaß für die Transgression, vielmehr war es ein allmählicher Vorgang, der den Übergang von den sandigen Rotsedimenten in die Karbonatschlammablagung vollzog.

Der Ablagerungsraum der Bellerophonschichten kann am besten als solcher einer flachen, in sich gegliederten Schelflagune beschrieben werden. Eine Gliederung wurde z.T. durch Quarzporphyrinseln, wie eine solche z.B. nördlich Trient nachgewiesen, bewirkt. Die nur mäßige Kommunikation mit dem offenen Meer ist vor allem durch Barrenbildung (aus Lockersedimenten zusammengesetzt) denkbar, die bei der Flachheit des Ablagerungsraumes, selbst bei nur geringen Auftragungen, eine großmaßstäbliche Zirkulation verhinderte.

Die mäßige Zirkulation führte in dem zu dieser Zeit herrschenden semiariden Klima naturgemäß auch zu einer hohen Salinität und damit zu einer stärkeren Evaporisation, die sich wiederum besonders auf die benthonische Besiedlung auswirkte. Im Westen, wo der Sedimentationsraum buchtartig bis golförmig in das Festland vorgriff, haben sich nach Ansicht von BOSELLINI & HARDIE, 1973, randevaporitische Gezeitenflächen (tidal flats) gebildet, die durch eine auffallende zyklische Sedimentation gekennzeichnet sind. Sie werden als zyklisch abgelagerte Evaporite im Bereich eines Sabkha-Lagunengebietes gedeutet. Über den Aufbau eines kompletten Zyklus informiert Abb. 11. Dabei wurden die unter A geführten erdigen Dolomite als Schlammakkumulationen im flachen subtidalen Wasser, in einer hypersalinaren Lagune entstanden, gedeutet. Das unter B geführte Sediment wurde am ehesten im Intertidal gebildet, während die Gipse (knolliger Gips = C, und massige Gipse mit "chicken-wire"-Gefüge = D) in einem typischen Sabkhamilieu entstanden sind.

Über den Mechanismus und die Ursachen der Zyklizität kann man nur Vermutungen anstellen. Möglicherweise ist kontinuierliche Absenkung, gepaart mit einer vorgreifenden Küstenlinie, für die Entwicklung der Zyklen verantwortlich; es würde sich demnach um sogenannte Autozyklen handeln. Soweit also zur Information über die Fiamazza-Fazies.

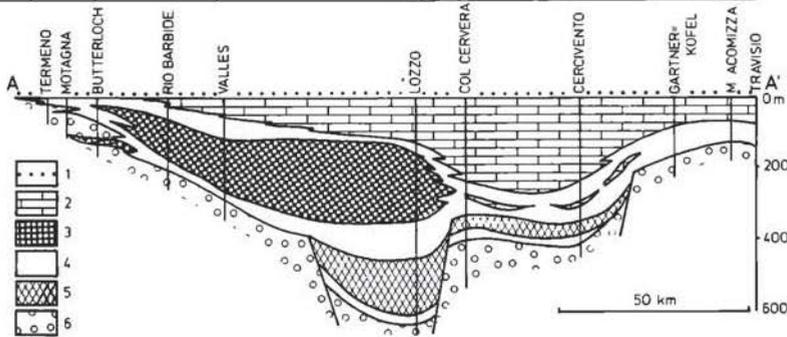
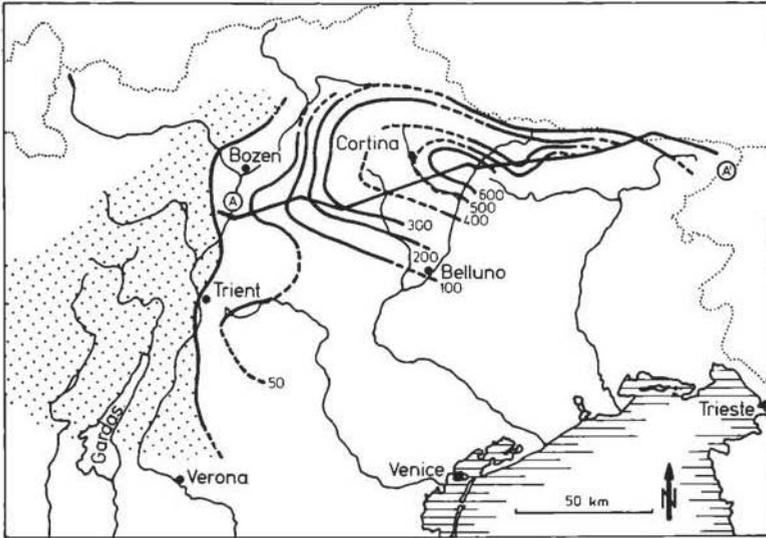


Abb. 10 a: Karte mit Verlauf der Küstenlinie sowie der Isopachen zur Zeit des Oberperms (Bellerophonschichten); nach BOSELLINI & HARDIE, 1973

Abb. 10 b: Querschnitt (A-A' in Abb. 10 a) durch das oberperme Becken der Südalpen (nach BOSELLINI & HARDIE, 1973)
 (1) Tesero-Oolith (untere Werfener Schichten); (2) mikritische bis organodetritische Kalke der oberen Bellerophonschichten (Badiota-Fazies); (3) Gips-Dolomitzyklen der unteren Bellerophonschichten; (4) löcherig-mikritische Dolomite der unteren Bellerophonschichten; (5) laminierte Gipse der unteren Bellerophonschichten (3, 4 und 5 sind der Fiammazza-Fazies zuzuzählen); (6) Fanglomerate und schräggeschichtete Sandsteine der Gröden-Schichten.

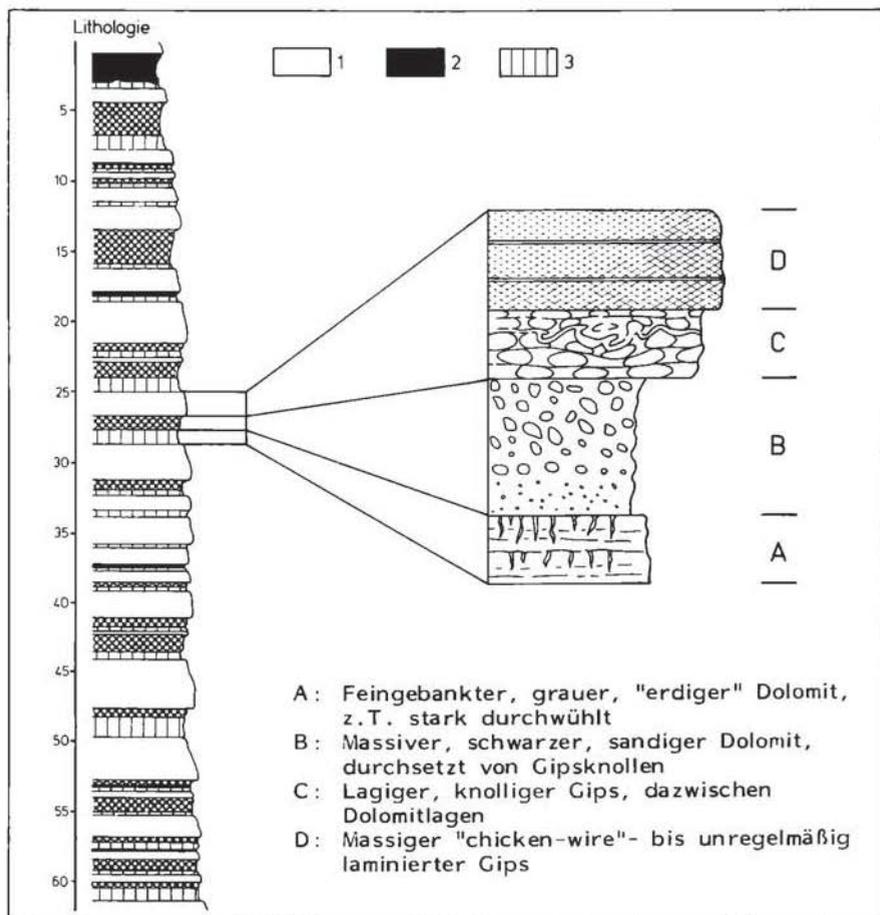


Abb. 11: Teil eines Profils, der die zyklische Evaporitabfolge der Bellerophon-schichten zeigt bzw. der modale Zyklus einer Evaporitsequenz (nach BOSELLINI & HARDIE, 1973)

Die Badiota-Fazies, deren Verbreitungsgebiet weiter im Osten bzw. Nordosten liegt, hat mit dem offenen Meer bereits eine weitaus stärkere Korrespondenz, was durch eine vorherrschend euryhaline Fauna und Flora (vor allem durch Dasycladaceen, benthische Foraminiferen, artenreiche Ostracodenfauna und Brachiopoden belegt) zum Ausdruck kommt, die in einem stets subtidalen autochthonen Sediment ihren Lebensraum haben. Besonders aufgrund des Algen- und Foraminiferenreichtums wird diese Fazies gerne auch als Algen-Foraminiferen-Kalkfazies der evaporitischen Fazies gegenübergestellt.

6. Werfener Schichten

Die Werfener Schichten der Südtiroler Dolomiten sind durch eine relativ heterogene Schichtfolge, die sich aus Kalken, Kalkmergeln, Mergeln, feinkörnigen Sandsteinen, Silt- und Tonsteinen zusammensetzt, charakterisiert. Man hat sie früher in eine tiefere karbonatreiche Gruppe (= Seiser Schichten) und in eine hangende Schichtfolge, in die sogenannten Campiler Schichten, mit stark klastischem Einschlag gegliedert. Leider hat man Seis und Campil auch als Zeitbegriffe benutzt, wodurch lithologische und stratigraphische Begriffsinhalte miteinander vermengt wurden, und z.T. heute noch, Verwirrung stiftend, in Gebrauch stehen.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß sich die Werfener Schichten (in ihrer vollständigen Entwicklung in den östlichen Dolomiten; CASATI et al., 1981), die man lithologisch als Formation zu betrachten hat, unschwer in acht lithologische Einheiten aufgliedern lassen, denen z.T. der Umfang von Formationsgliedern (= Member) wie Mazzin-, Seiser, "Gastropodenoolith"-, Campiler, Val-Badia-, Cencenighe- und San-Lucano-Member, oder im Umfang eines bestimmten Horizonts bzw. einer Lage (= bed, horizon) wie Tesero-Oolith- und Andraz-Horizont zukommt.

Die hier erwähnten acht lithologischen Einheiten sind selten alle zusammen in einem Profil erhalten, da sie einerseits in Küstennähe (d.h. also im Westen) gar nicht zur Ablagerung kamen, andererseits durch die örtlich intensive Heraushebung (tektogenetischer Akt) zu Beginn der mitteltriassischen Zeit der Erosion zum Opfer gefallen sind (Abtragung nicht selten bis in die basalen Campiler Schichten hinein).

Am Ende des Perms wurden die Bellerophon-schichten vom Werfener Flachmeer nach einem eher kurze Zeit währenden Hiatus überflutet, wobei die Wassertiefe kaum von der des Bellerophonmeeres abwich. Im Gegensatz dazu war das Werfener Meer durch eine weitaus bessere Wasserzirkulation ausgezeichnet, die anhand der weitverbreiteten Transgressionsoolithe (Tesero-Oolith), die alle permischen Faziesbereiche übergreifen (siehe Abb. 12 b) bewiesen werden kann.

Die Transgression hat also eine breit ausladende Schelfbuchtentwicklung eingeleitet und zunächst, nach Ablagerung des Tesero-Ooliths, Kalkschlamm produziert, der nur zögernd eine Organismenbesiedlung erfuhr (Mazzin-Member = dünnbankige Kalke bis Kalkmergel).

Danach folgt, wieder über die gesamten Dolomiten verbreitet, eine stark regressive Phase mit evaporitischer Fazies (Andraz-Horizont mit dünn-schichtigen roten und grünen Dolomitmergeln, örtlich Kollapsbreccien und Rauh-wacken).

Eine neuerliche transgressive Phase führt zur Ablagerung der Seiser Schichten, die gekennzeichnet sind durch das Ansteigen der Strömungsenergie, was sich in der Ablagerung der stärker terrigen beeinflussten Sedimente und auch in dem häufigen Auftreten von Oolithen (Gastropodenoolith) widerspiegelt. Der höhere Energiezuwachs zeichnet sich auch in der wesentlich reicheren Faunenentwicklung ab, die aufgrund der besseren Durchlüftung weitaus günstigere Lebensbedingungen vorfand als sie im Mazzin-Member gegeben waren.

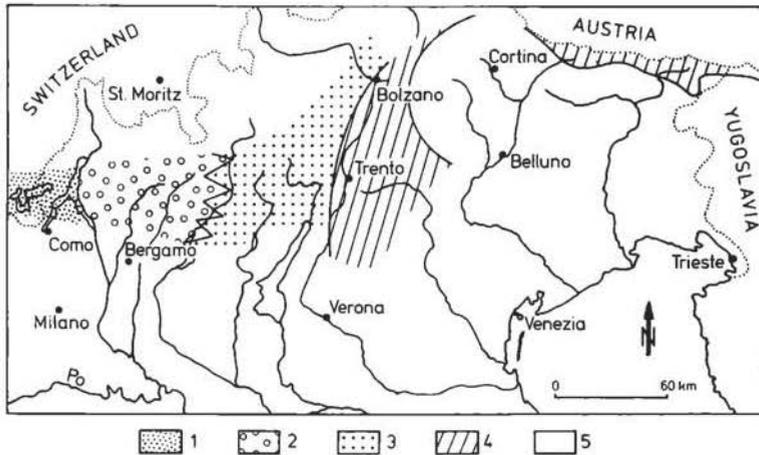


Abb. 12 a: Paläogeographische Karte über die Oberflächensituation vor der Werfener Transgression
 1 = Abtragungsbereich, 2 = Piedmontfläche mit grober alluvialer Fazies, 3 = Alluvialebene, 4 = dolomitische Übergangsfazies (Fiammazza-Fazies), 5 = kalkige Flachwasserfazies (Badiota-Fazies).

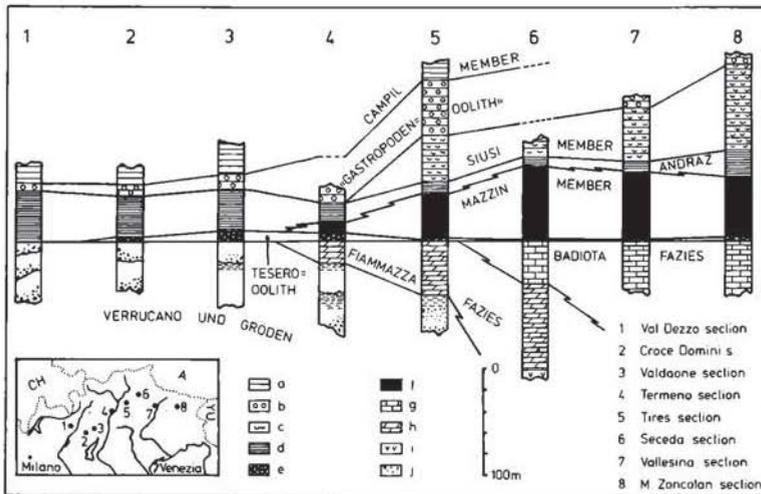


Abb. 12 b: Schematisierte stratigraphische Profile vom Oberperm bis in die Untertrias in den Südalpen
 Auffallend ist die Werfener Transgression (Tesero-Oolith), die sowohl die verrucanoartigen Sedimente als auch den Grödener Sandstein, die Fiammazza-Fazies und Badiota-Fazies übergreift. Weiters soll hier noch auf die im zentralen und östlichen Gebiet der Südtiroler Dolomiten weit verbreiteten und oft mächtigen Members hingewiesen werden, die zur Küste hin auskeilen.

Mit dem Einsetzen des Campiler Members hat schließlich die terrigene Zufuhr völlig Oberhand gewonnen (hoher Anteil an Quarz und relativ großen Glimmern). Was die Wassertiefe betrifft, so handelt es sich immer noch um sehr flaches Wasser, das aber gerade zur Ablagerungszeit der Campiler Schichten auch örtliche Trockenlegungen erfuhr (häufiges Auftreten von Trockenrissen, flat pebbles).

Das darüber einsetzende Val-Badia-Member bringt eine geringfügige Vertiefung des Meeres, mit der gleichzeitig eine völlige Verdrängung des terrigenen Anteils einhergeht. Die Karbonatsedimentation ist völlig dominierend und zum ersten Mal findet ein intensiver Austausch mit dem offenen Meer statt. Das zeichnet sich vor allem durch das plötzliche Auftreten von Crinoiden und Ammoniten ab. Die Kalke sind sehr biogenreich, vorherrschend sind es Kalkarenite.

Das Cencenighe-Member (erst ab den östlichen Dolomiten entwickelt) ist jene Schichtfolge, die die günstigen Lebensbedingungen für die Organismen, wie sie im Val-Badia-Member herrschten, wieder schrittweise abbaut. Es entwickelte sich eine sehr flache, aber noch immer subtidale Ablagerung, mit der gleichzeitig die Anlieferung von Silikatdetritus ansteigt. Das Auftreten von Dolomitlagen spricht für eine regressive Tendenz, die in den Ablagerungen des San-Lucano-Members kulminiert (intertidale und supratidale Sedimente).

Das Cencenighe-Member dürfte zum Teil schon dem Anis angehören, da von uns innerhalb des Val-Badia-Members Conodonten der höchsten Untertrias im Raum des Weißhorns gefunden wurden. Demnach wäre das San-Lucano-Member im vollen Umfang dem Unteranis zuzurechnen.

Mittel- und Obertrias

Wenn man heute eine einigermaßen gesicherte stratigraphische Übersicht über das Dolomitengebiet zusammenstellen kann, so ist das das Ergebnis einer bereits 160 Jahre währenden Forschungsgeschichte, die mit von BUCH, 1822, von RICHTHOFEN, 1860, und von MOJSISOVICS, 1879, beginnt und bis zu LEONARDI, ASSERETO, BOSELLINI, CASTELLARIN, CROS, PISA, ROSSI und GAETANI in neuerer Zeit reicht.

Die Mittel- und Obertrias der Dolomiten, weltberühmt als klassisches Beispiel einer Faziesheteropie von Karbonatplattformen und dazwischenliegenden Beckenbereichen, ist das Produkt einer äußerst wechselhaften Entwicklung in einem labilen Krustenabschnitt der Tethys. Bei der Durchleuchtung der geodynamischen Entwicklung haben sich in den letzten Jahren vor allem zwei Richtungen in der Dolomitenforschung herauskristallisiert:

- Problematik der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Karbonatplattformen ("Riffe") und ihre Beziehungen zu den umliegenden Bekensedimenten und Vulkaniten, wobei man nun vermehrt versucht, die Entwicklung und Verteilung von karbonatproduzierenden Rifforanismen und deren Aufbaukapazitäten besser zu verstehen. Ebenso

wurde die alte Frage nach dem Verhältnis von Riffwachstum zu Vulkanismus neu aufgeworfen (z.B. BOSELLINI & ROSSI, 1974; GAETANI et al., 1981).

- Mit dem Konzept der Plattentektonik hat sich natürlich auch in den Dolomiten ein neuer Fragenkomplex ergeben: Welche Position nehmen die Dolomiten zur Triaszeit aus plattentektonischer Sicht ein? (z.B. BOSELLINI, 1973; BEDCHSTÄDT et al., 1978). Einen wesentlichen Anstoß zu neuen Überlegungen haben ausgedehnte geochemische Untersuchungen italienischer Petrologen am Basaltvulkanismus ergeben, der einen generellen kalkalkalischen und/oder shoshonitischen Trend aufweist, und damit so gar nicht in das allgemein propagierte Riftmodell paßt. Eine Art Subduktionszone und "back arc basin" zu mitteltriadischer Zeit wurden vorgeschlagen (z.B. CASTELLARIN & ROSSI, 1981; MARINELLI et al., 1980; VIEL, 1981).

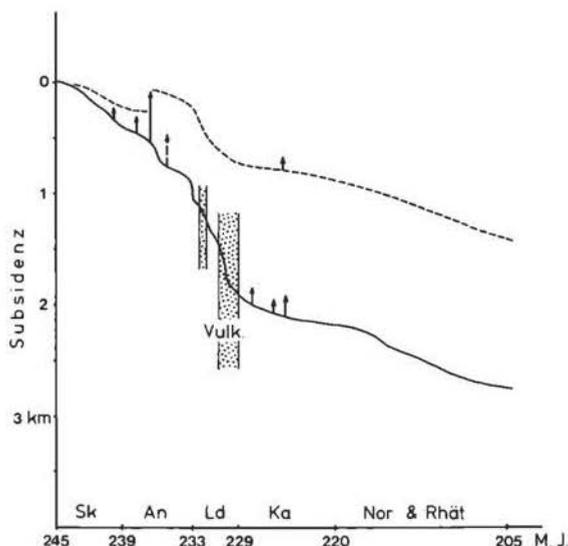


Abb. 13: Kumulative Mächtigkeitkurven (inkl. kalkulierter Wassersäule) für die Trias der Dolomiten in Senkungs- und der Hochzone der Etschplattform ("Piattaforma Atesina" BOSELLINI's). Pfeile geben tektonische Hebungsphasen (Montenegrinische und Labinische Phasen) an. Absolute Altersdaten nach ODIN & LETOLLE, 1982.

Die Sedimentationsabfolge der Dolomiten ist gekennzeichnet durch das Auftreten von örtlich für diese Zeit recht intensiven tektonischen Aktivitäten, die in zyklischer Abfolge mit dem bereichsweise stark hervortretenden Vulkanismus einhergehen. Die beiden Abschnitte orogener Unruhe (siehe Abb. 13) in Anis und Cordevol stören einen Sedimentationsablauf,

der auch weit über die Südalpen hinaus zu dieser Zeit wirksam war. Der dazwischen liegende Abschnitt (Oberanis bis Ladin) rasch zunehmender Absenkung (= Dehnungstektonik) – verbunden mit dem hier örtlich starken vulkanischen Geschehen – findet sich im gesamten Tethysbereich und ist auch noch im epikontinentalen Raum zu erkennen. Ebenso ist die relativ lang andauernde tektonische Ruhephase der Obertrias sehr weit verbreitet.

Mit diesen beiden, teilweise einander überlagernden, tektogenetischen Systemen schälen sich für unsere Sedimentationsabfolge im wesentlichen vier Großzyklen in der Sedimentation heraus.

Zyklus 1

Die terrigen siliziklastisch beeinflusste Sedimentation der Werfener Schichten setzt sich unter Nachlassen des terrigenen Einflusses in das Anis fort. Mit dem vermehrten Aufkommen von Kalkalgen als karbonatproduzierende Organismen scheinen in zunehmendem Maß die ersten großen Karbonatbänke (Sarlfornation) auf. Diese allmählich erfolgte Transgression findet vorwiegend in den westlichen Dolomiten zu Beginn des

Zyklus 2

durch abrupte Hebungerscheinungen, besonders im beginnenden Oberanis, ihr Ende. Mit Abtragungsschutt oberanischer Verlandungsbereiche, der über die Werfener Schichten bis zu den Bellerophon-schichten hinunterreicht, beginnt ein neuer, nun aber wesentlich kürzerer, Zyklus. Dieser ist in seinem Grundschema dem ersten sehr ähnlich. Auch hier baut über nachlassender, terrigen klastischer Sedimentation eine Karbonatbank (Obere Sarlfornation oder Contrinformatio im Sinne von ASSERETO et al., 1977) auf.

Zyklus 3

In diesen Abschnitt fällt die für die Dolomiten so charakteristische Faziesheteropie. Etwa mit der Anis/Ladin-Grenze setzt abrupt eine Grabenbruchtektonik ein, die an vielen Stellen zum Zerbrechen der Karbonatbänke und zu rascher Absenkung ihrer Randzonen führt. Auch scheinen sich damit neue Richtungen in den Paläostrukturen manifestiert zu haben – die bisherigen, vorwiegend um die N-S-Achse pendelnden Richtungen werden nun von E-W-Richtungen überprägt (GAETANI et al., 1980). Ein im einzelnen noch nicht recht klares Muster von strukturellen Hochzonen (vorwiegend am Rand der Etschplattform und im N, siehe Abb.15) und Senkungs-zonen wird dadurch kreierte. In Randzonen sich rasch absenkender Beckenräume stellen sich günstige Bedingungen für karbonatproduzierende Organismen ein – hier kann die Absenkung durch die Karbonatproduktion aufgefangen werden. Im Wechselspiel Subsidenz, Meeresspiegelschwankung, Karbonatproduktion (diese wird durch unterschiedlichste Faktoren gesteuert) entsteht eine Reihe von mächtigen Karbonatkörpern unterschiedlichster Geometrien, deren innerer Aufbau durch die nachfolgende starke Dolomitisation schwer zu erfassen ist. Im Verzahnungsbereich mit den Beckensedimenten der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten liegt noch viel Detailarbeit zum besseren Verständnis der Schlern- und Cassianer Dolomitplattformen (z.B. CROS, 1974; BOSELLINI & ROSSI, 1974; GAETANI et al., 1981; FOIS, 1981).

Das empfindliche Nebeneinander der Fazies wird hier allerdings gestört durch das kurzzeitige vulkanische Hauptereignis im Oberladin.

Der 3. Zyklus wird beendet durch neuerliche Hebungstektonik in mehreren Phasen (siehe Abb. 13) bzw. auch durch eine möglicherweise generelle Meeresspiegelabsenkung. In mehreren Sedimentationszyklen greifen Riffzungen und Abtragungsschutt, vor allem aus Vulkangebieten (= "Marmolada-Konglomerat"), gegen die verflachenden Beckenräume vor, womit es zu einem Ausgleich des Reliefs, d.h. zur Beendigung der Faziesheteropie kommt. Mit der Sedimentation der Raibler Schichten werden letzte Depressionen aufgefüllt.

Zyklus 4

In dieser verhältnismäßig lang andauernden Phase tektonischer Ruhe setzt eine für die Dolomiten und auch weit darüber hinaus bemerkenswert gleichmäßige Flachwassersedimentation des Hauptdolomits ein, die auch in ungefähr gleicher Mächtigkeit die früheren Faziesdifferenzen unter sich begräbt. Isostatische Subsidenz ermöglichte Mächtigkeiten von 1000 m und mehr.

Erst im Rhät erfolgte wieder differentielle tektonische Subsidenz, die zu einer neuerlichen Zunahme des terrigen klastischen Einflusses in den Kössener Becken und damit zur Unterdrückung der Karbonatproduktion geführt hat. Bezeichnenderweise finden sich zu dieser Zeit bereits in den äußeren Randzonen des Ost- und Südalpin (z.B. Bergamasker Alpen, GAETANI, 1979) starke Anzeichen von Grabenbruchtektonik als Vorzeichen für die dann im Jura verstärkt einsetzende Rifttektonik.

Formationsgruppe der Pragser Schichten

Die äußerst vielfältige Faziesentwicklung dieser anisichen Formationsgruppe, gekennzeichnet durch die rasch wechselnden Faziesverhältnisse im Küstenbereich und Meeresbecken im Küstenvorfeld, wurde in der ausgezeichneten Arbeit von PISA, 1937, zuerst bekanntgemacht. Durch die Verzahnung terrigener Sedimentationsphasen (= Peresschichten, loc. typ. Piz da Peres, Olang Dolomiten) mit marinen Sedimenten gelang es BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970, diese zu datieren und damit das Richthofen-Konglomerat der westlichen Dolomiten in das Oberanis einzustufen. Damit war auch die Bezeichnung "Unterer Muschelkalk" für dieses Gebiet hinfällig. Weitere Untersuchungen von PISA et al., 1978, bestätigten diese These in der südlichen Fortsetzung der Pragser und Olang Zone in den südöstlichen Dolomiten (Agordo, Zoldano). Auch hier kommen im Randbereich des Beckens Peresschichten vor, nur wurden sie hier mit Lokalnamen belegt.

Es wurde der Versuch unternommen, die Fazies der Peresschichten, von der höchsten Aufwölbung ("Dorsale badioto-gardenese", BOSELLINI, 1968) ausgehend, zu den benachbarten Räumen hin zu verfolgen, um so eine Vorstellung von der Ausdehnung und Struktur dieser Landoberfläche zu bekommen (siehe Abb. 14).

Abb. 14: Vermutliche Verteilung von Land und Meer in den Dolomiten und benachbarten Gebieten zu Beginn des Oberanis. Zusammengestellt unter Benützung der Arbeiten i.w. von BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BOSELLINI, 1968; PISA et al., 1978; ROSSI, 1973, und eigenen unpublizierten Unterlagen. Auffallend ist die starke Bindung der Landoberfläche an paläozoische Strukturen wie die Quarzporphyryplatte oder die variszische Karnische Kette ("Catena Paleocarnica").

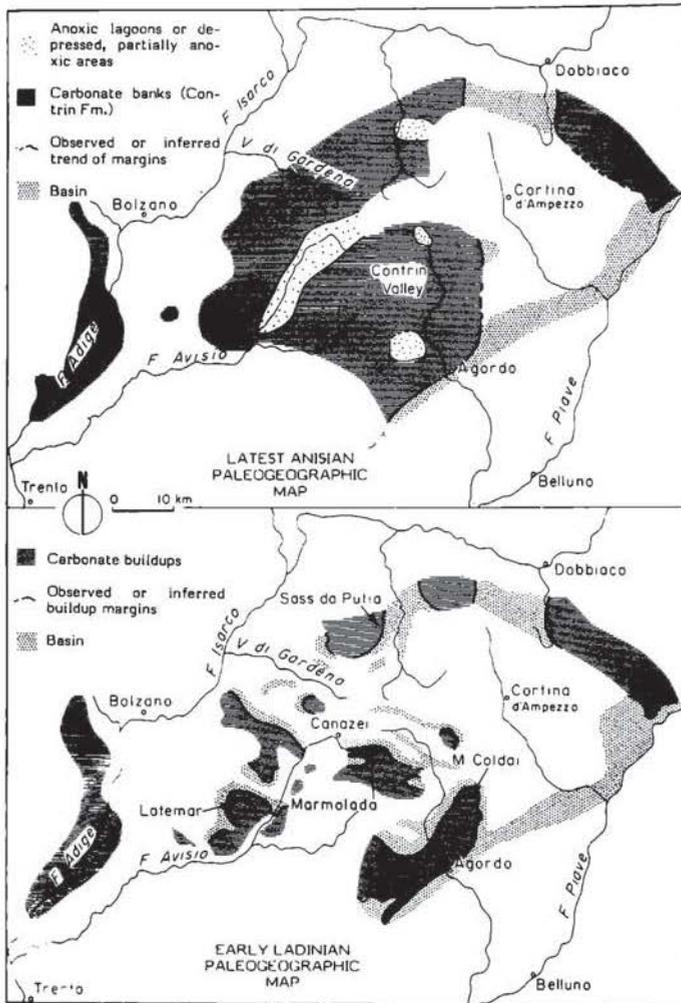


Abb. 15: Aus GAETANI et al., 1981; Oben: Karbonatbankverteilung während des obersten Anis in den westlichen und zentralen Dolomiten (Obere Sarlformation = Contrinformation). Bemerkenswert ist die generelle N-S-Erstreckung des Beckens von Prags und Dont. Unten: Anis/Ladin; Zerbrecben der Plattformen in mehrere Teilschollen, wobei nun auch WNW-ESE-Richtungen zur generellen N-S-Richtung hinzukommen.

Dabei fällt sofort auf, daß die Küstenlinie sich ungefähr an die Ausdehnung der Bozener Quarzporphyrplatte hält, ja auch etwa in nordöstlicher Richtung verlaufende Fortsätze des Porphyrs pausen sich durch.

Die noch etwas mangelnde Kartierung des Untergrundes der mittleren Peresschichten erlaubt die Feststellung, daß die höchste Erhebung an der NE-Ecke der Porphyrplatte, bereits außerhalb dieser zu liegen kommt. Hier hat BOSELLINI die direkte Überlagerung von Richthofen-Konglomerat auf Bellerophon-schichten nachweisen können. Von dieser Erhebung ausgehend ist ein flaches Einfallen in die westliche und südwestliche Richtung festzustellen - mittlere Peresschichten liegen nach außen hin auf zunehmend jüngeren Sedimenten bis zum Unteren Sarldolomit des Unteranis. Die Fazies noch vorhandener Werfener Schichten am Rand der höchsten Erhebung läßt in keiner Weise auf eine bereits früher angelegte Hochzone schließen.

Es handelt sich also um eine Verkippung der gesamten Porphyrplatte. Eine aktive tektonische Hebung muß im nordöstlichen Bereich angenommen werden. Möglicherweise sind lokale Stauchungen bei lateralen Bewegungen im nordwestlichen Tethysraum dafür verantwortlich zu machen. Örtlich sind ja auch an anderen Stellen der Südalpen (Recoaro, Karnische Alpen), Dinariden und Helleniden derartige tektonische Bewegungen (= Montenegrinische Phase) wirksam geworden.

In den westlichen Dolomiten hat diese Phase den folgenden Sedimentationsablauf nachhaltig beeinflußt (siehe Abb. 13, Verlauf der kumulativen Mächtigkeitsskurve vom strukturellen Hoch). Im Unterschied zum im Osten angrenzenden Pragser Becken folgen im Exkursionsbereich relativ geringmächtige und in der Fazies eher eintönige oberanisische Sedimente.

Die Gesamtabfolge des Anis erreicht in dieser Zone etwa 110 m Mächtigkeit, währenddem in den Pragser Dolomiten die Mächtigkeit 500 m übersteigt. Der östliche Übergang der Hochzone in das Pragser Becken (Olinger Dolomiten und westlich) ist wesentlich steiler als der Westrand und kleinräumig durch oberanisische Bruchtektonik verkompliziert.

In der Etschzone folgt unter allmählicher Abnahme des terrigenen Einflusses über dem Cencenighe-Member der Werfener Schichten (? Skyth/Anis) mit Übergangsbildungen der hier etwa 30-40 m mächtige Untere Sarldolomit, der früher öfters als "Zellendolomit" bezeichnet wurde. Erst darüber folgen die mittleren Peresschichten.

Auf der Hochzone setzt sich die Sedimentation in Form von etwa 20 m mächtigen, grünen, grauen, siltigen Mergeln und litharenitischen Kalken und Kalkmergeln, z.T. stark bioturbat (wellig-knollige Schichtoberflächen) fort. Ein weiteres Charakteristikum ist die örtlich starke Anreicherung von Pflanzenhäckseln (siehe Abb. 1, Führer zu Exkursion 2). Dieses Schichtglied entspricht auf der stratigraphischen Tabelle von PISA, 1974, den als "Gracilis-Schichten" bezeichneten Sandsteinen, Siltsteinen, Mergelkalk bzw. den Calciluditen und sandigen Mergeln der westlichen Dolomiten und Etschzone.

Mit geringen Variationen ist dieser charakteristische Typus nahezu auf der gesamten Hochzone entwickelt. Er wurde nach dem leicht erreichbaren und gut aufgeschlossenen Vorkommen bei Ville di Giovo, Lavis, nördlich Trient als "Giovo-Schichten" bezeichnet (das Profil wird derzeit von BRANDNER & RESCH bearbeitet).

Die noch stark klastisch beeinflussten Sedimente mit teilweise lagunärem Charakter erinnern oft stark an die Werfener Schichten und wurden daher mit diesen öfters verwechselt. Im Bereich der Olinger Dolomiten findet sich der laterale Übergang dieser Fazies in die Pragser Schichten. Damit kann eine stratigraphische Einstufung, jedenfalls in das untere Oberanis, angenommen werden.

Die "Calcarei scuri di Morbiac" (FARABEGOLI et al., 1977) der Gegend von Agordo haben oberillyrisches Alter und weisen eine andere fazielle Ausbildung auf. Sie werden trotzdem von GAETANI et al., 1981 auf die westlichen Dolomiten übertragen.

Die oberste, nunmehr sehr kurzfristige Verlandungsphase mit den unterillyrischen oberen Peresschichten (BECHSTADT & BRANDNER, 1970) der Olinger Dolomiten beschränkt sich in den Dolomiten offensichtlich auf den östlichen Raum der Hochzone. Dünne Konglomeratlagen im Profil der Seiser Alpenstraße (siehe Abb. 1, Führer zu Exkursion 2) werden die westlichsten Ausläufer von oberen Peresschichten darstellen. Die Konglomerate in den Karnischen Alpen (Cima Sappada usw.), die Uggowitzer Breccie, können ebenso dieser Phase zugerechnet werden.

Sarlformation

Damit wird im Exkursionsgebiet eine Abfolge von zyklisch aufgebauten, fein- bis mittelkristallinen Dolomiten, sub- bis supratidaler Fazies umschrieben. Diploporen sind im Unterschied zur Typlokalität nur sehr vereinzelt zu finden. Die Hangendgrenze zur Buchensteiner Formation ist sehr gut mit mehreren Breccienhorizonten und schwarzen, bituminösen mm-Laminiten definiert. Dieser weit über die westlichen Dolomiten hinaus verbreitete Grenzhorizont tritt vor allem dort auf, wo zuvor Karbonatplattformen bestanden haben, deren weiterer Aufbau durch die rasche Subsidenz unterbunden wurde - so zur gleichen Zeit z.B. in den Tessiner Kalkalpen (Grenzbitumenzone) und im Drauzug. Mit plötzlich geänderten Strömungsverhältnissen (Stagnation des Bodenwassers) und zunehmender Produktion von organischer Substanz wurden in den Teilbecken euxinische Verhältnisse geschaffen. Häufig sind an diese Zone auch Fossilagerstätten gebunden.

Die etwas mächtigere Moenaformation (40-60 m) des Fassatales (MASETTI & NERI, 1980) entspricht ebenso diesem Ereignis.

Entgegen der Auffassung von ASSERETO et al., 1977, verwende ich für die dolomitische Ausbildung des oberen Anis auch in den westlichen Dolomiten die Bezeichnung "Sarlformation" und nicht den neugeprägten Begriff "Contrinformation". Am loc. typ. der Sarlformation, am Sarlkofel der Pragser Dolomiten, reicht der Obere Sarldolomit wie auch in den Olinger Dolomiten sicher bis in das Oberillyr hinein (BECHSTADT & BRANDNER, 1970, Conodontendatierung der direkt auflagernden Buchensteiner Schichten). Man kann annehmen, daß die Fazies des Oberen Sarldolomits gegen Westen hin auf der Hochzone noch etwas jünger werden kann. In der ursprünglichen Definition von OGILVIE-GORDON & PIA, 1940, war im Fassatal mit der Bezeichnung "Contrinkalk" lediglich eine kalkige Vertretung des Oberen Sarldolomits gemeint.

Buchensteiner Formation

Dieses Schichtglied wurde jüngst von BOSELLINI & FERRI, 1979, 1980, und VIEL, 1979 ("Gruppo di Buchenstein" in den südöstlichen Dolomiten, Cadore) sehr detailliert untersucht.

Die Buchensteiner Schichten setzen den "transgressiven Trend", der mit dem Kollabieren der Sarldolomitplattform begonnen hat, fort und sind damit auch durch die zunehmend pelagischen Bedingungen charakterisiert. Damit handelt es sich um echte Beckensedimente - es wird mit Wassertiefen um 800 m gerechnet (BOSELLINI & ROSSI, 1974) - mit dünngeschichteten, bituminösen Plattenkalken, Filament- und Radiolarienmikriten in Knollenkalken und turbiditischen Flachwasserdetritus-Schüttungen. Der auch in den nördlichen Kalkalpen weit verbreitete Pietra-verde-Vulkanismus tritt vorwiegend im unteren Drittel der Abfolge auf.

In das "Hungerbecken" der Plattenkalke (Member A bei BOSELLINI & FERRI) wurde in zunehmendem Maß Fremdmaterial geschüttet:

- a) Vulkanoklastika der Pietra verde
- b) Flachwasserdetritus der progradierenden Schlernriffe

Dadurch ergibt sich eine weitere Gliederung in:

Member B: Knollenkalke mit Pietra verde (alkalirhyolithische Tuffe und Tuffite, reich an Sanidin und Quarz, und trachytische Tuffe)

Member C: vorwiegend Knollenkalke

Member D: gradierte Kalkarenite, dolomitische Breccien und Megabreccien (siehe Abb. 16)

Conodontenuntersuchungen an Buchensteiner Schichten in der Pufler Schlucht (GASSER, 1978) ermöglichen eine stratigraphische Einstufung dieser: Die Buchensteiner Schichten beginnen hier im oberen Illyr (Avisianus-Zone) und reichen auf jeden Fall noch in das Langobard hinein.

Aus den Buchensteiner Schichten nordöstlich von St. Ulrich (Grödner Tal) stammen Reste eines großen Ichthyosauriers (KUHN-SCHNYDER, 1980).

Vulkanite und deren stratigraphische Beziehung zur Schlerndolomit-Formation

Die vulkanische Aktivität wurde gerade in den westlichen Dolomiten während des oberen Ladin äußerst intensiv. Große Mächtigkeiten - ca. 400 m im Bereich des Exkursionsgebietes als Randzone, bis zu 1000 m im nahegelegenen Fassatal (CASTELLARIN et al., 1977) - wurden innerhalb kürzester Zeit produziert. Die Zeitmarken, Obergrenze der bis ins Langobard hineinreichenden oberen Buchensteiner Schichten in Pufels, und die Obergrenze der Laven im Tschapitbach im obersten Langobard (siehe Führer zu Exk. 2) liegen eng übereinander, gemessen an der Gesamtdauer des Ladin mit etwa 4 Mio. Jahren.

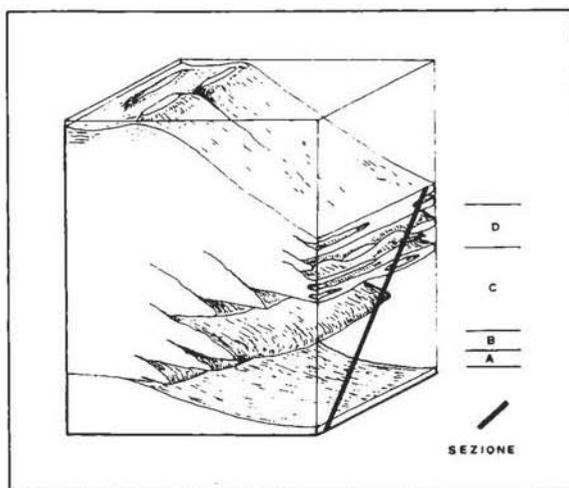
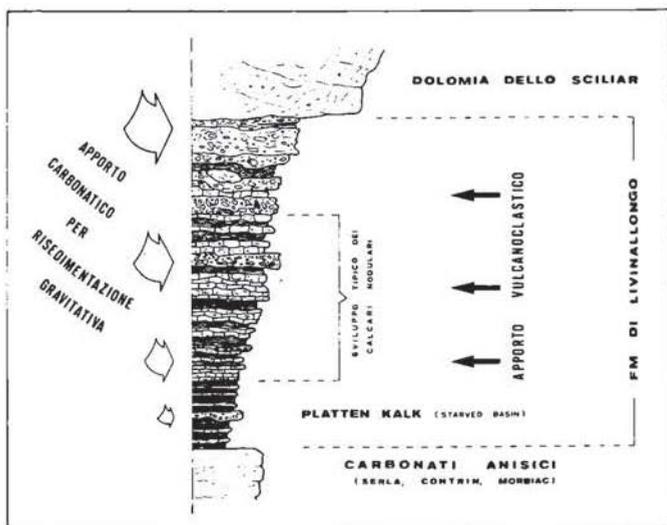


Abb. 16: Buchensteiner Formation von San Lucano (westlich Agordo) im Verzahnungsbereich mit dem Schlerndolomit der Pale di San Martino; aus BOSELLINI & FERRI, 1980: Deutlich kommt im Hangenden der Abfolge die Zunahme von immer größer werdendem Riffschutt (= negative Megasequenz) zum Ausdruck, bis schließlich die Übergusschichtung des Schlerndolomitriffes selbst das Buchensteiner Becken erreicht.

Eine neue Sequenz von Pillowlaven, Breccien und Hyaloklastiten füllt die rasch absinkenden Beckenräume stark auf, Randzonen der umliegenden Karbonatplattformen wurden unter den Vulkaniten begraben.

Die kurze Zeitdauer, die zur Verfügung steht, läßt auch das Verhältnis zu den Schlerndolomitriffen besser verstehen. Das Riffwachstum wurde in den begrabenen Riffzonen kurz unterbrochen - in den randlich noch herausragenden Hochzonen setzte sich das Wachstum ununterbrochen fort.

So eine Zone ist auch im Bereich des Burgstall am Schlern gegeben: die basaltischen Laven und Breccien keilen im NE unter der Santner Spitze aus (siehe Taf. 3) und erscheinen bei Verfolgung der Schichtfuge erst wieder als dünnes Band am Schlernplateau. Bereits HEISSEL, 1936, S. 23, hat die Vulkanite des Schlernplateaus als gleich alt erkannt wie die Wengener Vulkanite der Seiser Alm, LEONARDI, 1962, hat diesen aber wieder ein jüngeres Alter zugeordnet.

Es ist ein wesentliches Verdienst von BOSELLINI & ROSSI, 1974, erkannt zu haben, daß es in den zentralen Dolomiten eigentlich nur zweimal zu einer Verzahnung, also Faziesheteropie zwischen Riff- und Beckenfazies gekommen ist:

- im unteren Ladin, zwischen Schlerndolomit und Buchensteiner Schichten
- im unteren Karn, zwischen Cassianer Dolomit und Cassianer Schichten

Die Vulkanite keilen überall auf den Flanken der Schlerndolomit-Plattformen aus oder überlagern diese völlig. Daher kann der eigentliche Schlerndolomit nur mit den ebenfalls immer nur unter den Vulkaniten liegenden Buchensteiner Schichten verzahnen.

Im westlichen Schlerngebiet ist das Riffwachstum offensichtlich nicht unterbrochen worden, es liegt hier also keine erkennbare Schichtlücke vor. Auf der stratigraphischen Tabelle von PISA, 1974, ist eine solche allerdings über das ganze Oberladin eingetragen.

Die mächtigen vulkanischen Serien wurden in jüngster Zeit durch italienische Bearbeiter sehr detailliert studiert (zusammenfassende Arbeit von PISA et al., 1979). In den Haupteruptionsgebieten (oberes Fassatal, Buffaure) ist an der Basis der etwa 800 m mächtigen Serie von Pillowlaven, Breccien und Hyaloklastiten ein heterogen zusammengesetzter "chaotischer Komplex" (bis zu 200 m mächtig) ausgebildet. Diese melangeähnliche Mixtur von Vulkaniten und teilweise sehr großen Sedimentgesteinsschollen, früher als Explosionsbreccien, Diatrema, Trümmerlaven, Agglomerate etc. bezeichnet und erklärt, wird nun durch intensive gravitative Rutschprozesse am tektonisch stark gegliederten Meeresboden erklärt. Neuerdings denken CASTELLARIN & ROSSI, 1981, auch an eine etwa in E-W-Richtung verlaufende Reliefbildung durch kompressive Tektonik.

Im Exkursionsgebiet handelt es sich jedoch um eine Zerlegung der oberen Buchensteiner Schichten, in erster Linie durch vulkanische Prozesse. Mit dem Eindringen eines lakkolithähnlichen Körpers in die oberen Buchensteiner Schichten wurde der obere Sedimentstapel aufgewölbt und schließlich in Schollen zerrissen. Folgende gravitative Prozesse können zu einer weiteren Verfrachtung und Verstellung dieser Schollen geführt haben.

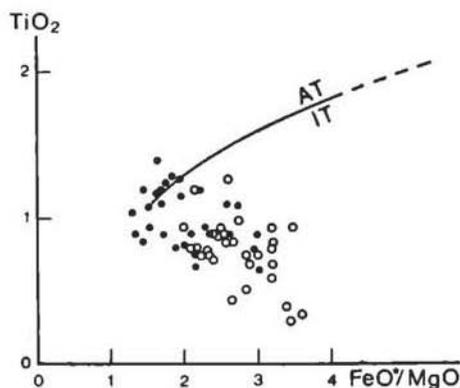
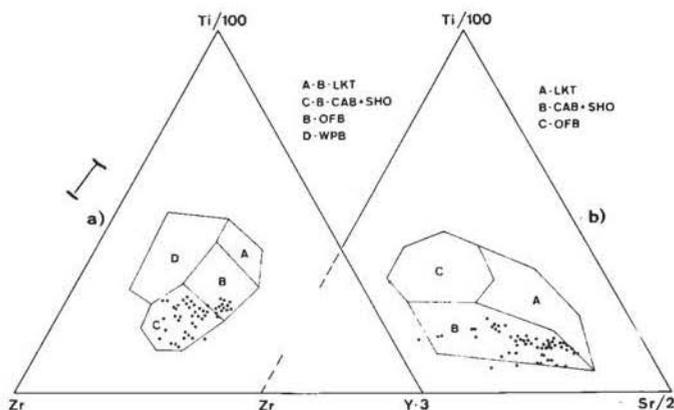


Abb. 17: Oben: Spurenelementverhältnisse der Mitteltriasbasalte (über 70 Proben) in der Darstellung nach PEARCE & CANN, 1973; aus PISA et al., 1979. LKT: K-arme Tholeiite; LAB: kalkalkalische Basalte; SHO: Shoshonite; OFB: Ozeanbodenbasalte; WPB: "within-plate"-Basalte. Unten: TiO_2 -Gehalt versus FeO^*/MgO -Verhältnis von mitteltriassischen Vulkaniten (schwarze Punkte) und basische Intrusiva (offene Kreise); aus CASTELLARIN & ROSSI, 1981. Assoziationsfelder i.S. von BEBIEN, 1980; IT: "isotitaniferrous" = orogen, AT: "anisotitaniferrous" = anorogen. Auffallend ist auch die negative Korrelation, vor allem in der Verteilung der Intrusivgesteinsproben (ein typischer Trend in kalkalkalischen Serien).

Einen wesentlichen Anstoß zum Neuüberdenken der Geodynamik der Trias in den Südalpen haben die jüngsten petrochemischen Daten der Basalte und der etwas jüngeren, berühmten Magmatite von Predazzo und Monzoni (radiometrisches Alter: 220-230 Mio. Jahre) ergeben (PISA et al., 1979).

Danach handelt es sich bei den Basalten nicht um das Produkt alkalischer Magmen und ihrer Differentiate, wie noch bis vor kurzem angenommen wurde (siehe z.B. BECHSTÄDT et al., 1978). Aufgrund der Haupt- und Spurenelementverhältnisse vieler Proben (siehe Abb. 17) konnte ein kalkalkalischer und/oder shoshonitischer Trend festgestellt werden.

Um diese Art von Magmatismus geodynamisch zu erklären, versuchen CASTELLARIN et al., 1979, und CASTELLARIN & ROSSI, 1981, eine Art Subduktionszone für die Trias der Südalpen zu konstruieren, auch in Anlehnung an ähnliche Überlegungen von BEDIEN et al., 1978, in den Dinariden. Allerdings stößt das vor allem auf geochemischen Daten basierende Modell noch auf einige Probleme, besonders aufgrund der wenigen Daten von geologischen Auswirkungen, die ein derartiges Modell nach sich ziehen müßten. Auch in rezenten Räumen kommt man immer mehr in Schwierigkeiten, magmatische Ereignisse allein aufgrund ihres Chemismus plattentektonisch zuordnen zu können.

Wengener und Cassianer Formation und deren stratigraphische Beziehungen zu den angrenzenden Karbonatplattformen (inkl. "Schlernplateauschichten")

Mit dem Ende der Hauptphase des Basaltvulkanismus setzt in den zentralen Dolomiten ein Sedimentationszyklus ein, der an der Basis durch große Mengen von Abtragungsschutt vulkanischen Materials geprägt ist. Die vorhandenen Beckenräume werden damit zunehmend aufgefüllt.

Generell treten hier die bekannten, rhythmisch geschichteten Wechselfolgen von gradiertem Vulkanodetritus und dunklen, oft an Pflanzenresten reichen Tonen und Mergeln örtlich öfters in großen Mächtigkeiten (Exkursionsgebiet 0-100 m) auf (= Wengener Formation).

In stratigraphisch jüngeren Randzonen kann damit zufälligerweise auch ein erneutes Vorgreifen des Riffwachstums zusammenfallen. In dieser Zeit (Cordevol) sind im gesamten Tethysraum starke Tendenzen der relativen Meeresspiegelabsenkung zu erkennen. Mit dem Überhandnehmen von karbonatischem Detritus in den Beckenräumen werden diese Schichten als Cassianer Formation bezeichnet. Bei noch merklichem Vorhandensein von vulkanoklastischen Sandsteinen und dunklen Mergeln werden i.S. von OGILVIE-GORDON untere von oberen, sandsteinfreien Cassianer Schichten mit grauen Mergeln abgetrennt (URLICHS, 1974).

Dieses stratigraphische Schema wird in den zentralen Dolomiten durch das Auftreten von massiven Konglomeratschüttungen (= Marmolada-Konglomerat) als Folge abrupter phasenhafter Hebungen gestört. Die Konglomerate liegen als resedimentierte Konglomerate in Schuttströmen (debris flow and grain flow) der Beckenrandsequenzen vor (BOSELLINI et al., 1977). Die Gerölle aus vulkanischem Material, gleicher chemischer Zusammensetzung wie die liegenden Basalte, weisen eine gute Rundung auf, wie sie nur durch einen fluviatilen Transport erreicht werden kann. Es muß also ein größerer

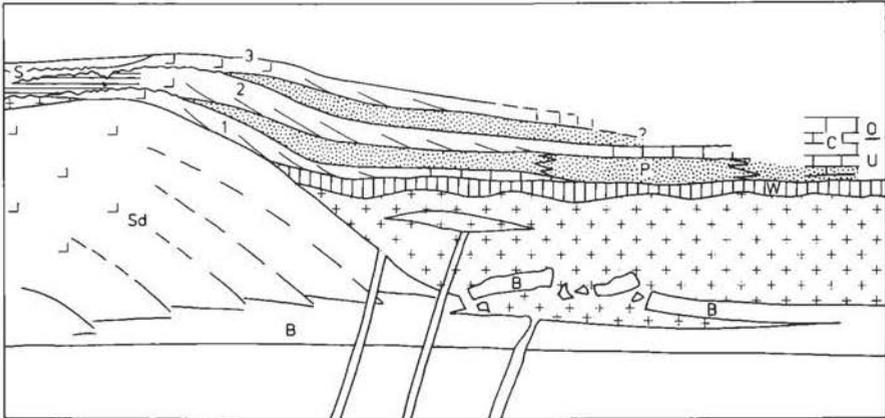


Abb. 18: Schema der stratigraphischen Beziehungen im Schnitt Schlernplateau – Seiser Alm. B: Buchensteiner Schichten; SD: Schlerndolomit; W: Wengener Schichten; P: "Pachycardientuffe"; C: untere und obere Cassianer Schichten; S: Schlernplateauschichten. Progradierende Riffzungen des Cassianer Dolomits, 1: Cassianer Dolomit des Santner und Euringer, nimmt nach E an Mächtigkeit stark ab; 2: Roterdspez-Roßzähne; 3: Riffbarriere des Schlern ("Barriera dello Sciliar" LEONARDI, 1962. Gerasterte Bereiche: vulkanischer Abtragungsschutt und Cipitkalke (resedimentierte Konglomerate, "Marmolada-Konglomerat").

Verlandungsbereich angenommen werden, auf dem sich auch ein entsprechendes Flußsystem entwickeln konnte. VIEL, 1981, spricht hier von einem "mobile belt" in einer südlich angrenzenden Zone.

Mit diesen tektonischen Hebungsphasen, die man der Labinischen Oro-genphase zurechnen kann, verbinden CASTELLARIN et al., 1979, eine starke kompressive Tektonik aufgrund von m.E. eher umstrittenen Aufschlüssen an der Rodella (südwestlich Sellajoch). Hier wird nach CASTELLARIN ein Schuppenstapel von permischen bis anisischen und ladinischen Sedimenten von einem Schuttmantel aus Marmolada-Konglomerat ringsum "plombiert". Die hier allerdings nach der Hauptphase des Basaltvulkanismus auftretende Tektonik wird im Zusammenhang mit dem oben erwähnten Subduktionsmodell gesehen.

Die Seiser Alm hat in ihrer randlichen Lage eine günstige Position, die Bedeutung und stratigraphische Einordnung dieses tektonischen Ereignisses erfassen zu können. In den äußerst interessanten Aufschlüssen (siehe Exk. 2) ist ein mehrfacher Wechsel von geschüttetem Riffmaterial und Marmolada-Konglomerat festzustellen, der die Verhältnisse zunächst sehr kompliziert erscheinen läßt, und auch zu einiger stratigraphischer Verwirrung beigetragen hat.

Lokale Massenvorkommen von Pachycardien zusammen mit einer reichen Fauna (Zusammenstellung bei LEONARDI, 1967) sind immer an die resedimentierten vulkanischen Grobklastika gebunden. Sie werden hier als "Pachycardientuffe" bezeichnet.

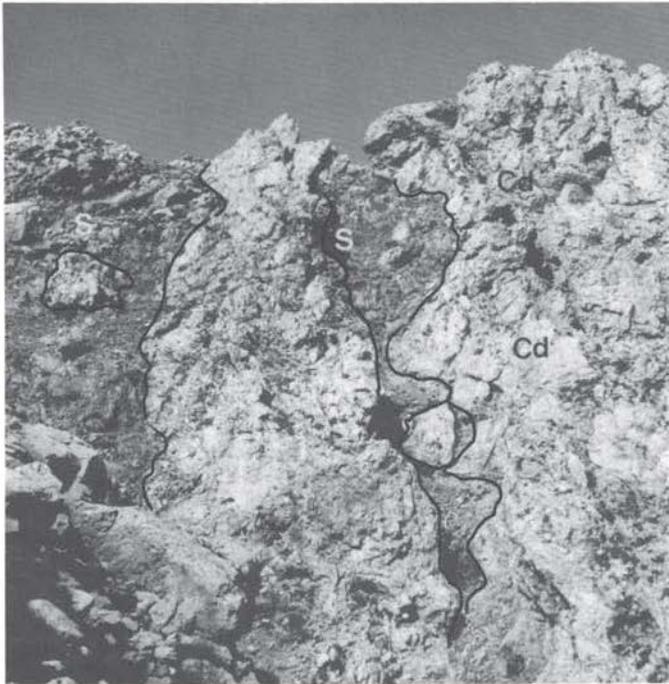


Abb. 19: Schlernplateauschichten (S) füllen das tiefgründige Karstrelief an der Oberfläche des Cassianer Dolomits (Cd) auf. Aufschluß am Weg bei Pkt. 2577, westlich der Roterdspitze.

Die ersten Konglomeratschüttungen erreichen diesen Raum erst im unteren Cordevol, und zwar erst nach dem ersten Vorgreifen des Riffwachstums ins Becken. Diese hier erste Riffzunge konnte an der zunächst von Grobdetritusschüttungen geschützten Stelle im Proßliner Profil (Exk. 2) mit Conodontenfaunen stratigraphisch fixiert werden (siehe Abb. 3, Führer zu Exk. 2). Wenn sich dieses Ergebnis verallgemeinern läßt, würde das bedeuten, daß die Hebungsphasen, wie in der Tethys allgemein üblich, erst im Cordevol auftreten, und damit in den Dolomiten nur in ihrer Intensität einen Sonderfall darstellen.

Wie sich sehr schön zeigen läßt (siehe Abb. 18 und Taf. 5 im Führer zu Exk. 2), wiederholen sich diese Hebungsphasen bis zu den Raibler Schichten mindestens dreimal. Bei jeder Hebung wird in unserer Randzone eine charakteristische Sequenz hervorgerufen:

- a) Das auf Meeresspiegelabsenkung rascher reagierende Riffwachstum weicht beckenwärts mit progradierenden Riffzungen aus grobblockigen Megabreccien (Cipitkalkblöcke) aus. Diese Riffzungen gehen distal in arenitische Detritusbänke (oft gradiert) über und führen so zur eigentlichen Cassianer

Fazies hin.

- b) Die Megabreccien werden von resedimentierten Konglomeraten, den Marmolada-Konglomeraten, vermischt mit Cipitkalkblöcken, meist in Form von Schuttströmen überlagert. Die Erosion im Verlandungsbereich hinkt also der rascher reagierenden Riffsedimentation nach. Jedoch kann erst bei nachlassender Erosionsschuttanlieferung Riffwachstum wieder aufkommen - ein neuer Zyklus beginnt.

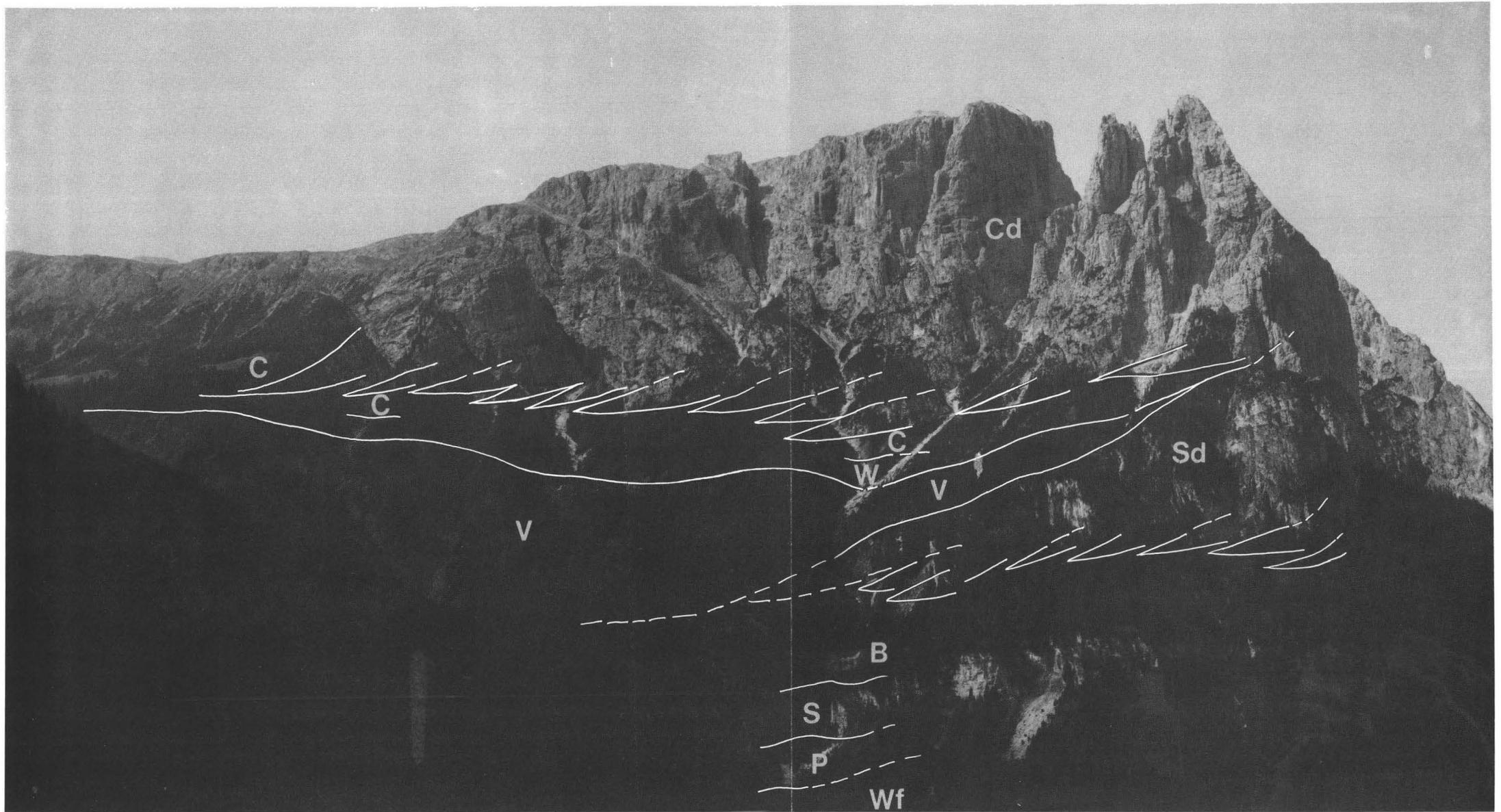
Günstige Lebensbedingungen können jedoch jeweils nur mehr beckenwärtig erwartet werden, so daß dieser Mechanismus zur bekannten Auffüllung der karnischen Becken führen muß.

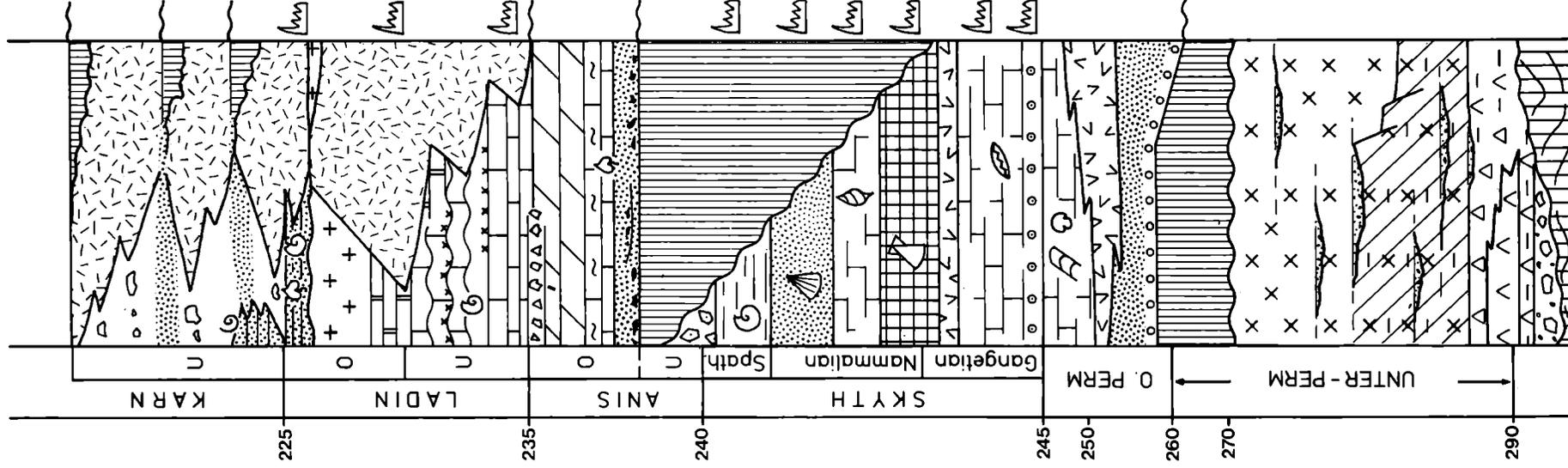
Diese Regressionsphasen finden sich bei Korrelation mit Sedimenten auf der Hochzone am Schlernplateau, dicht gedrängt und manchmal ineinander übergehend, wieder. Es handelt sich um die Rotsedimente, wie sie an der Basis der Roterdschichten auftreten, und letztlich von hier bis zu den "Schlernplateauschichten" zu verfolgen sind. Eine Sedimentation von Rotpeliten mit Bohnerz, Sandsteinen und vereinzelt vulkanischen Geröllen, als auch Fe-Dolomiten mit "Riesenonkoiden" verfüllt hier ein örtlich oft tiefgreifendes Karstrelief (Abb. 19).

Umgelagertes Bohnerz findet sich häufig in den Marmolada-Konglomeraten der Seiser Alm.

Damit ist nicht verwunderlich, daß in den Schlernplateauschichten Ammoniten des obersten Ladin/Unterkarn bis angeblich mittleres Tuval (siehe KRYSZYN & GRUBER, 1974) gefunden wurden. Es wird daher vorgeschlagen, den Begriff "Schlernplateauschichten" weiter beizubehalten. In ihnen spiegeln sich die Hebungsphasen der Marmolada-Konglomerate und der Raibler Schichten wieder, die offensichtlich über den Bereich des unteren und mittleren Karn verbreitet sind.

Taf. 3: Panoramabild der NE-Seite des Schlern, von der Seiser Alpenstraße aus aufgenommen. Wf: Werfener Schichten (hier Campil-Member); P: mittlere Peresschichten mit Richthofen-Konglomerat; S: "Giovoschichten" und Oberer Sarldolomit; B: Buchensteiner Schichten; Sd: Schlerndolomit; V: Vulkanite; W: Wengener Schichten; C: Cassianer Schichten; Cd: Cassianer Dolomit. Nach HEISSEL & LADURNER, 1936; BRONDI et al., 1976; und Kartierungsübungen des Geologischen Instituts der Universität Innsbruck, 1982. Deutlich ist das Auskeilen der vulkanischen Serie unter der Santner Spitze zu erkennen. Verlängert man die Schichtfuge über die Westseite von Santner und Euringer, so trifft man unter dem Burgstall auf die gegen N hin auskeilende Lavalage des Schlernplateaus. Die Cassianer Schichten reichen gegenüber bisherigen Darstellungen weiter gegen W und verzahnen mit der darüberliegenden Dolomitabfolge, die damit bereits zum Cassianer Dolomit zu rechnen ist. Der prävulkanische ladinische Schlerndolomit geht unterhalb von Santner und Euringer ohne sichtbare Schichtlücke in Cassianer Dolomit über.





Raibler Schichten (Schlernplateauschichten)

Cassianer Formation
(0-150 m und mehr)

"Pachycardientuffe",

Marmolada-Konglomerat,
Cipitkalkblöcke

Cassianer-Dolomit-Fm.
(0-100 m und mehr)

Wengener Formation (0-100 m)

Vulkanite (0-400 m)

Schlerndolomit-Fm.
(0-800 m)

Buchensteiner Formation (0-100 m)

Oberer-Sarldolomit-Fm. (60 m)

"Giuvo-Sch." Formationsgruppe d.

Mittl. Peressch.

Richthofen-Konglomerat

Cencenighe-Member

Pragser Schichten

Val-Badia-Member

Wertener Formation
(150-300 m)

Campil-Member

Gastropodenoolith

Seis-Member

Andraz-Horizont

Mazzin-Member

Tesero-Oolith

Bellerophon-Formation (50-150 m)

Grödner-Sandstein-Fm. (ca. 200 m),
heterochron

III Rhyolithe (saure Ignimbrite) mit
Vitrophyren (ca. 1000 m), Förderstillstände
durch Konglomeratlagen markiert

starke vulkanotektonische Ereignisse

II Rhyodazite und Quarzlatite mit
Konglomeratzwischenschaltungen (ca. 800 m)

I Latiandesite (Trostburgmelaphyr),
Eruptivbreccien, Konglomerate, Tuffe (ca. 300 m)
Südalpines Altkristallin; Brixener Quarz-
phyllit mit Waidbrucker Konglomerat
(Basalkonglomerat = ca. 30 m)