

GEOLOGIE DER WESTLICHEN DOLOMITEN: VON DER GEBURT DER NEOTETHYS IM PERM ZU KARBONATPLATTFORMEN, BECKEN UND VULKANITEN DER TRIAS

Rainer Brandner¹, Alfred Gruber² und Lorenz Keim^{1,3}

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien

³ Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen, Eggentalerstr. 48, I-39053 Kardaun (BZ)

Einführung und Überblick zur regionalen tektonischen und geodynamischen Entwicklung

Die dreitägige Exkursion führt uns zu den geologisch weltberühmten Lokalitäten der Westlichen Dolomiten, die mit ihren Großaufschlüssen einen unvergleichlichen Einblick in die räumliche und zeitliche Dynamik der Sedimentation in Becken und auf Karbonatplattformen geben. Ein Hauptaugenmerk wird auf die Auswirkungen der mehrphasigen Rifttektonik am Beginn der Neotethys-Entwicklung gelegt.

Im Auftrag des Geologischen Dienstes des Landes Südtirol wurde vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck in mehrjähriger Kartierungstätigkeit eine neue geologische Karte der Dolomiten aufgenommen. Auf Basis einer detaillierten stratigraphischen Gliederung und strukturgeologischen Analyse konnten neue Erkenntnisse bezüglich der räumlichen Entwicklung der Sedimentbecken in mehreren zeitlichen Abschnitten gewonnen werden.

Folgende Themenkreise werden behandelt:

- (A) Vulkanisch-sedimentäre Gesteinsabfolge des Unterperm; die mehrphasige extensionale Grabenbruchtektonik des Etschtaler Vulkanitkomplexes (1. Tag).
- (B) Effekte synsedimentärer Tektonik in der Mitteltrias auf die Sedimentation (1. und 2. Tag).
- (C) Geometrie von Karbonatplattformen im Kontext zur geodynamischen Entwicklung (2. und 3. Tag).

Die Dolomiten sind Teil der mittleren Südalpen, die im Norden durch die steil N-fallende, dextrale Pustertal-Störung (Teil des Periadriatischen Lineaments im Miozän) und im Süden durch die südvergente, neogene Valsugana-Überschiebung begrenzt werden. Die permomesozoische Sedimentabfolge transgrediert auf dem variszisch geprägten Basement eines kollisionalen Gebirgsgürtels. Im Unterschied zum Ostalpin fehlen hier die kretazische Deformation und Metamorphose. Paläogene und neogene Faltung und Überschiebungen verkürzen allerdings des

Öfteren die Abstände zwischen den z.T. isolierten rigiden Karbonatplattformen, sodass bisherige paläogeographische Rekonstruktionen revidiert werden müssen. Trotzdem sind Plattform-/Becken-Übergänge in ihrer primären nach wie vor sehenswerte Modellfälle der Aggradation und Progradation von Plattformen.

Die folgenden Ereignisse prägen die geologische Entwicklung der Dolomiten nach der variszischen Orogenese:

1. Mehrere Phasen krustaler Ausdehnung in Unterperm, Mittel- und Obertrias führten zur Gliederung in etwa NNE-SSW verlaufende, intrakontinentale Becken- und Schwellenzonen (Bosellini, 1965) mit Abschiebungen und orthogonalen Seitenverschiebungen, die bis in die Kreide immer wieder reaktiviert wurden.
2. Ab der obersten Trias und dem unteren Jura verlagerte sich die Haupttriftzone nach W, die Südalpen und mit ihnen die Dolomiten wurden damit Teil des passiven Kontinentalrandes des Ligurischen Ozeans im W (Sarti et al., 1992). Nördlich Cortina d'Ampezzo ist Sedimentation am Rand des Trento-Plateaus noch bis in die Oberkreide (Campan) nachgewiesen (Stock, 1994).
3. WSW-vergente, mesoalpine („dinarische“) Überschiebungen beenden im Paläogen die lang andauernde Sedimentationsperiode in der seit dem Unterperm vorgegebenen Schwellen-Becken Gliederung. Die neogene N-S Einengung führt zu der oben genannten Rücküberschiebung im Valsugana-Bereich und zur Bildung heteroaxialer Faltenstrukturen mit komplex gebauten strukturellen Domen und Becken (Doglioni, 1987).

Der Zeitabschnitt der mehrphasigen krustalen Ausdehnung während der Permtrias ist zentrales Thema der Exkursion. Die Südalpen sind im Perm Teil einer dextralen Megascherungszone zwischen Laurasien und Gondwana, die nach Osten kinematisch mit der Öffnung des Neotethys-Ozeans verbunden ist (Muttoni et al., 2003, Blendinger et al., 1990). Entsprechend paläomagnetischer Daten ist eine derartige Megascherungszone im Perm

zwingend notwendig, um das Problem einer Überlappung („crustal misfit“) von Gondwana und Laurasien bei der gängigen Wegener'schen Pangäa-Rekonstruktion (= Pangäa „A“-Konfiguration) zu lösen (Muttoni et al., 2003).

Die Permotrias der Dolomiten ist durch zwei magmatische Ereignisse geprägt, die jeweils mit verstärktem „rifting“ gekoppelt sind: (1) Vulkanismus und Magmatismus im Unterperm (Etschtaler Vulkanitkomplex, Brixner und Cima-d'Asta-Plutone) mit der initialen Phase der Beckenbildung, und (2) Vulkanismus und Magmatismus der Mittel- und Obertrias (ladinischer Dolomitenvulkanismus, Intrusionen von Predazzo und Monzoni) mit neuerlicher starker extensiver Tektonik. Die Ereignisse liegen etwa 40 Ma auseinander, sind jedoch räumlich kaum voneinander getrennt. Die Hypothese einer ortsfesten, episodisch aktiven Wärmeanomalie im oberen Erdmantel liegt daher nahe (s. a. Golonka & Bocharowa, 2000). Vulkanite und Magmatite beider Ereignisse weisen mit ihren kalkalkalischen bis shoshonitischen Chemismen eine orogenetische Signatur auf, die jedoch mit der evidenten postorogenen lithosphärischen Extension nicht unmittelbar in Einklang zu bringen ist (Bargossi et al., 1998, Rottura et al., 1998, Sloman, 1989). Komplexe Interaktionen zwischen Magmen mit Mantelherkunft und krustalem Material in upwelling-Bereichen heißer Asthenosphäre wären denkbar und könnten sich in der erwähnten Megascherungszone entwickelt haben. Geochronologische Daten einer HT/LP Metamorphose der Permotrias im ostalpinen und südalpinen Basement sind weit verbreitet (Schuster et al., 1999). Der Vergleich zu weitgespannten intrakontinentalen Riftstrukturen in Bereichen mit hohem Wärmefluss, wie der Basin-and-Range-Provinz Nordamerikas, ist naheliegend (s. a. Eisbacher, 1996, S. 240).

Die wiederkehrende magmatische Aktivität im Unterperm und in der Mitteltrias geht mit jeweils verstärkter Rifttektonik einher, dazwischen liegende Ruhephasen sind durch räumlich weit ausgedehnte thermische Subsidenz geprägt. Damit sind in der permotriassischen Abfolge zwei tektonisch kontrollierte Zyklen 2. Ordnung entwickelt, die von Zyklen 3. Ordnung (Sequenzen) oder höherer Ordnung überlagert werden.

1. Unterperm – Mitteltrias: Der Großzyklus startet mit der bis zu 4 km mächtigen wechselhaften vulkanisch-sedimentären Gesteinsabfolge des Etschtaler Vulkanit-Komplexes, die die rasch absinkenden rhomboedrischen Becken und nach NW-W eingekippte Halbgräben eines vermutlich dextralen transtensionalen Systems verfüllt. Die Phase größter vulkanischer und tektonischer Aktivität liegt zwischen ca. 285–275 Ma (Bargossi et al., 2004). Die syntektonische Abfolge wird im Unterperm von einem gleichförmigen Sedimentmantel kontinentaler bis flachmariner Fazies (Grödner Sandstein,

Bellerophon-Fm.) überlagert (Massari & Neri, 1997). Die weitflächige Versiegelung des unterpermischen Grabenbruchsystems ist Ausdruck der thermischen Subsidenz des Postriftstadiums. Diese hält noch weit in die Trias hinein an und wird erst durch neuerliche Rifttektonik im Mitteltrias beendet. Der kontinuierlich absinkende Schelfraum wird durch eine Reihe von ?eustatisch kontrollierten Transgressions-/Regressionszyklen 3. und 4. Ordnung mit siliziklastisch-karbonatischer Mischsedimentation (Werfen-Fm.) geprägt. Infolge des Perm-Trias-Events mit der lange andauernden „recovery“-Zeit karbonatproduzierender Organismen kommt es erst im Untertrias zur Sedimentation von rampenartigen Karbonatbänken (Sarl-Fm.).

2. Mitteltrias – Nor: Die zweite Riftperiode ist durch eine ausgeprägte Kippschollentektonik gekennzeichnet, die ein hervorzuhobendes Charakteristikum des südalpinen Faziesraumes darstellt. Sie vollzieht sich in mehreren „Phasen“ ab dem Mitteltrias bis ins Ladin und verursacht Ablagerungssequenzen 3. Ordnung (Brandner, 1984, 1991, Gianolla et al., 1998). Starke Subsidenz ermöglicht den Aufbau mächtiger Riffkomplexe, die mit Sedimenten von bis zu 800 m tiefen Becken verzahnen (Schlern-dolomit, Buchenstein-Fm.) (Bosellini, 1984). Etwas verspätet folgt der nur kurz dauernde (< 1 Ma), aber intensive Vulkanismus im Oberladin, der die Riff-Becken Faziesheteropie unter sich begräbt und damit plombiert. Damit verbunden sind starke tektonische Verstellungen am Meeresboden mit der Bildung von Scarpbreccien und Megabreccien („Caotico eterogeneo“) und die Bildung von gravitativ umgelagerten, fluviatilen Konglomeraten (Marmolada-Konglomerat) herausgehobener Inselbereiche (Bosellini et al., 1982). In der Folge setzt wieder tektonische Ruhe mit thermischer Subsidenz des Postriftstadiums ein. Starke Progradation der Karbonatplattformen füllt verbleibende Beckenräume auf, und die weitflächige Entwicklung der Hauptdolomit-/Dachsteinkalkplattform überlagert das kleinräumige Grabenbruchsystem der Mitteltrias. Lediglich im Mittelkarn erfolgt eine kurzfristige Unterbrechung der Entwicklung mit neuerlicher Kippschollentektonik und dem umweltbedingten tethysweiten Absterben der Riffplattformen (Keim & Brandner, 2001, Keim et al., 2006).

1. Tag: Etschtaler Vulkanit-Gruppe und marine Mitteltriasabfolge der Westlichen Dolomiten

Etschtaler Vulkanit-Gruppe (Unterperm)

Die Etschtaler Vulkanit-Gruppe („Bozner Quarzporphyr“ bzw. „Piattaforma Porfirica Atesina“ und „Distretto Vulcanico Atesino“ Auct.) ist eine charakteristische kontinentale, vulkanisch-sedimentäre Gesteinsabfolge aus dem

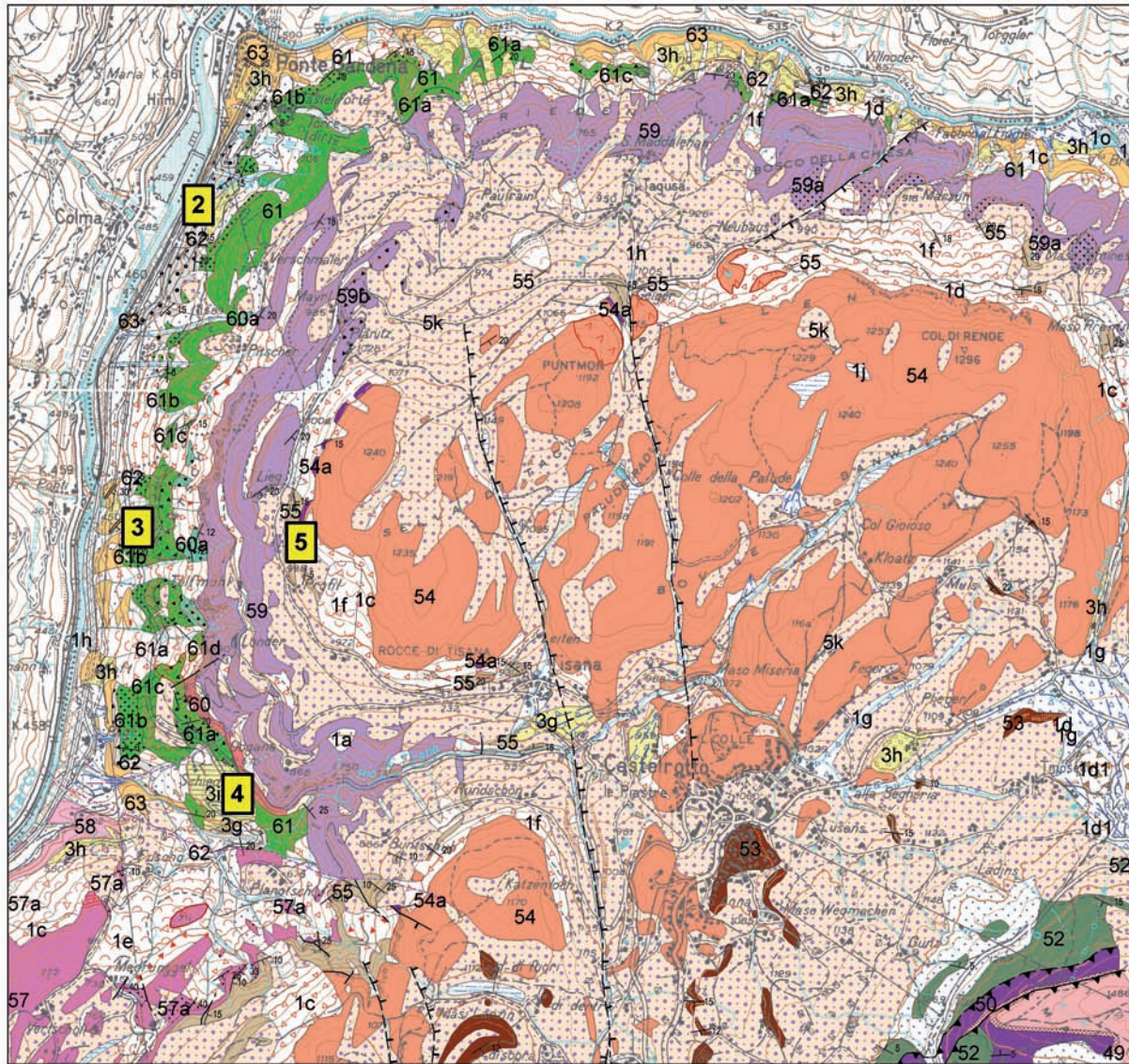


Fig. 1.1: Routenverlauf der dreitägigen Dolomiten-Exkursion vom 9.-11. September 2007. Geologische Karte verändert nach Brandner (1980): Geologische Karte von Tirol 1:300.000.

Unterperm der Südalpen. Sie ist auf mehr als 2000 km² verbreitet und weist im Raum Bozen Mächtigkeiten bis 4000 m auf (Bargossi et al. 2004). An der Basis liegt sie diskordant dem Südalpinen metamorphen Basement und dem Waidbrucker Konglomerat auf und wird am Top fast durchgehend von der Gröden-Formation überlagert. Im Eisacktal ist der primäre Nordrand der Etschtaler Vulkanit-Gruppe aufgeschlossen (s. Fig. 1.1) und gewährt Einblicke in die Krustenentwicklung nach der variszischen Gebirgsbildung.

Ursprünglich wurde der „Bozner Quarzporphyr“ nach farblichen und örtlichen Varietäten rein deskriptiv unterteilt (Raschötzer, Kastelruther, Blumauer, Lagorai-Porphyr etc.; v. Wolf, 1908; Trener, 1904; Klebelsberg, 1935; Heißel & Ladurner, 1936). Mittempergher (1958, 1962) sowie Maucher (1960) betrachteten die Vulkanite erstmals als einzelne effusive und eruptive Ereignisse und Abküh-

lungseinheiten und erkannte damit die große Bedeutung von pyroklastischen Strömen (Ignimbriten), die sich wie Sedimenteinheiten auskartieren ließen. In den Blättern Marmolada 1:100.000 (1970) und Bozen 1:50.000 (1972) der Carta Geologica d'Italia fand dieses Konzept seinen Niederschlag: Dem chemischen Trend von basisch-intermediären Edukten im Liegenden zu sauren (Rhyolithen) im Hangenden folgend, wurden 2 bzw. 3 große Gesteinsgruppen ausgeschieden, die sich jeweils aus mehreren Lava-, Ignimbrit- und klastischen Sedimenteinheiten zusammensetzten. 1. Eine andesitische bis rhyodacitische Untere Gruppe, 2. eine rhyodacitische Mittlere Gruppe und 3. eine rhyolithische Höhere Gruppe (siehe Baccelle Scudeler et al., 1969, Brondi et al., 1970, 1976). Eine ähnliche Einteilung nahmen auch Brandner & Mostler (1982), D'Amico et al. (1986), Bargossi & D'Amico (1988) und Bargossi et al. (1998) vor.



- | | | | | | | | | | |
|--|----------------------------------|--|-----------------------|--|------------------------|--|--------------------|--|-------------------------|
| | Sturzschuttfächer | | Murschuttfächer | | Schwemmfächer | | Moränenwall | | Blockgletscherwall |
| | Abrisskante von Massenbewegungen | | Bergerreißung | | Verrutschte Felsareale | | | | |
| | Störung allg. | | Auf- u. Überschiebung | | Abschiebung | | Seitenverschiebung | | Paläo-Extensionsstörung |

Fig. 1.2: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit den Stopps (2-5) des ersten Exkursionstages zwischen Waidbruck und Kastelruth. Stopp 1 liegt außerhalb der Karte. Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 3 = Spätglaziale Ablagerungen; 5 = Hochglaziale Ablagerungen des Eisackgletschers. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, e = Rutschmasse, f = grobblockige Rutschmasse, g = gemischte Ablagerung, h = alluviale Sedimente, i = Seesedimente, j = Vernässungszonen, k = Moräne undifferenziert, l = grobblockige Obermoräne, m = Blockgletscherablagerung, n = Sinter- u. Kalktuffbildung, o = künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen. Werfen-Fm.: 48 = Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49 = Andraz-Mb., 50 = Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 52 = Bellerophon-Fm., 53 = Gröden-Fm..

Etschtaler Vulkanit-Gruppe: 54 = Auer-Fm., 54a = Vitrophyr, 55 = St. Vigil-Fm., 57 = Gargazon-Fm., 57a = Breccien, Konglomerate, Sandsteine, 58 = Torggl-Fm., 59 = Lieg-Fm., 59a = grüne Tuffe, 59b = Breccien, 60 = Trostburg-Fm., 60a = polymikte Eruptivbreccien, 60b = Tuffe, wechsellagernd mit vulkanoklastischen Breccien, Konglomeraten und Sandsteinen, 60c = andesitische bis dazitische Laven und Blocklaven, 60d = Breccien, Konglomerate und Sandsteine mit überwiegend Kristallingeröllen.

62 = Waidbrucker Konglomerat, 63 = Brixner Quarzphyllit.

Im Rahmen der Neuaufnahme der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000“ (in Druck) wurde die Etschtaler Vulkanit-Gruppe nach vulkanofaziellen und lithostratigraphischen Kriterien unterteilt. Diese Gliederung orientiert sich an der Neueinteilung der mächtigen vulkanischen Sequenz in Formationen und Member, wie sie im Raum Bozen–Meran von der Arbeitsgruppe um G.M. Bargossi (Bologna) im Rahmen des geologischen Kartenprojektes CARG erarbeitet wurde (Bargossi et al., 2004, Carta Geologica d'Italia, Blatt 026 „Appiano-Eppan“ 1:50.000, in Druck). Fig. 1.2 gibt einen Überblick über die Formationsfolge der Etschtaler Vulkanit-Gruppe auf der neuen „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000“.

Im Gelände sind die vulkanischen Gesteine anhand typischer vulkanofazieller Kriterien unterscheid- und kartierbar und können als vulkano-sedimentäre Sequenzen durch Erosionsdiskordanzen und Störungen begrenzt werden: **Laven** sind meist an ihren Fließgefügen wie Foliation und Fließfalten sowie an autoklastischen Breccien (Lava-breccien, Blocklaven) erkennbar, deren monomikte Klaster teilweise korrespondierende Grenzen und Rundung zeigen und von feinkristalliner Matrix begleitet sind. Die Porphyroblasten sind meist hypidiomorph und von verschiedener Größe, ohne klare Trennung von Einsprenglingen und Matrix. Einregelung durch Fließprozesse ist häufig. Lavaströme sind oft kuppelförmig und von begrenzter flächiger Ausdehnung mit meist massigem Erscheinungsbild und blockigen Absonderungsformen.

Typische Kennzeichen der **Ignimbrite** sind porphyrisches Gefüge mit idiomorphen Phänokristallen, verschweißten Glasscherbenschnitzern („Flammen“) und lithischen Klaster in dichter, meist feinkristalliner bis glasieriger Matrix. Die meisten Klaster sind in Fließrichtung eingeregelt, teilweise verschweißte oder randlich abgeschreckt. Den basalen Teil von Ignimbriten bauen häufig schlecht sortierte, polymikte Breccien mit Lithoklaster verschiedenster Größe und Rundung, auf; an der Basis treten oftmals metermächtige, laminierte und schrägschichtete, fein- bis mittelkörnige Tuffsandsteine auf, die Antidünen formen und als basale Surgeablagerungen eines Ignimbritausbruches gelten. Bei rhyolithischen Ignimbriten treten lokal sehr glasreiche Horizonte (Vitrophyre) auf. Ein Hauptkennungsmerkmal der Ignimbrite sind die engständige regelmäßige Klüftung und Plattigkeit, die den Porphyr als multifunktionell einsetzbares Bau- und Dekormaterial berühmt gemacht hat.

Strukturgeologischer Rahmen

Die vielfältigen und in ihren Mächtigkeiten rasch schwankenden Ignimbrit-, Tuff- und Lavadecken sowie die in verschiedenen Stockwerken vorkommenden grob- bis feinklastischen alluvialen und lakustrinen Sedimentkörper zeichnen das Bild einer von intrapermischer Extensionstektonik gesteuerten vulkano-sedimentären Dyna-

mik. An kartierbaren, ESE-WNW- und SSW-NNE-streichenden, steilen Brüchen (Abschiebungen), die Gräben und Halbgräben von mehreren km Breite formen, sind abrupte Mächtigkeitssprünge und das Auskeilen von vulkanischen und epiklastischen Einheiten klar ersichtlich. Dreidimensionale Einblicke in diese faziellen und strukturellen Muster gewinnt man entlang den tiefen Einschnitten von Eisack-, Gröden- und Villnöbital.

Vergleichbare permische Extensions- und Transtensionsstrukturen werden vom Collio-, Tione- und Tregiovo-becken sowie aus der Gegend von Trient und aus dem Villnöbital beschrieben (Cassinis & Neri, 1992; Cassinis et al., 1997; Bargossi et al., 1998; Selli, 1998; Di Battistini et al., 1989; Benciolini et al., 2001). Die Platznahme der vulkanischen Produkte und Sedimente fand in kleinen pull-apart- und strike-slip-Becken, die durch übertretende Seitenverschiebungen parallel zur Judikarienlinie geöffnet wurden, und in vulkanotektonischen Depressionen („Caldera von Bozen“) statt.

Nach eigenen Vorstellungen sind die permischen Extensionsstrukturen am NW-Rand der Dolomiten Teil des über 60 km breiten, parallel zur Judikarien-Linie NNE-SSW-streichenden Bozner Grabenbruchsystems. Transferstörungen in WNW-ESE-Richtung begrenzen mit der Villnöb-Linie im Norden (Villnöbital) und der Calisio-Linie bei Trient im Süden (Selli, 1998) das Grabenbruchsystem. Somit entsteht die Geometrie eines weit ausgedehnten pull-apart-Beckens, das oberhalb eines tief liegenden Krustendetachments vorstellbar wäre. Die von Dal Piaz & Martin (1998) postulierte permische Exhumation tieferer Krustenabschnitte in der Ulten-Zone ist mit dieser Vorstellung vergleichbar.

Altersstellung

Jüngst erfolgte U/Pb-Datierungen an Zirkonen aus Lava- Tuff- und Ignimbritproben des Etschtales ergaben ein Altersspektrum von $284,9 \pm 1,6$ Ma bis $274,6 \pm 2,1$ Ma (Klötzli et al., 2003; Bargossi et al., 2004). Von NW nach SE werden die Vulkanite zunehmend jünger. Die vulkanische Aktivität erfolgte in einem Zeitraum von etwa 10 Mio. Jahren. Damit sind auch die permischen Intrusiva der Südalpen (z.B. Brixner Granit, Kreuzberg-Granodiorit) als zeitgleich bzw. jünger als die Etschtaler Vulkanite einzustufen. Geochemisch betrachtet gibt es einen Übergang von andesitisch-basaltischen über rhyodacitische bis zu rhyolithischen Produkten. Während anhaltender Förderstillstände wurden verschiedene epiklastische Sedimentformationen (Tregiovo-Fm., St. Vigil-Fm., etc.) gebildet.

Exkursionsverlauf

Von Brixen führt die Exkursion über Waidbruck nach Barbian und anschließend bis zum Weiler Rotwand (Gemeinde Ritten). Dort erfolgt ein Überblick über die Etschtaler Vulkanitabfolge im Großen und speziell im Eisacktal

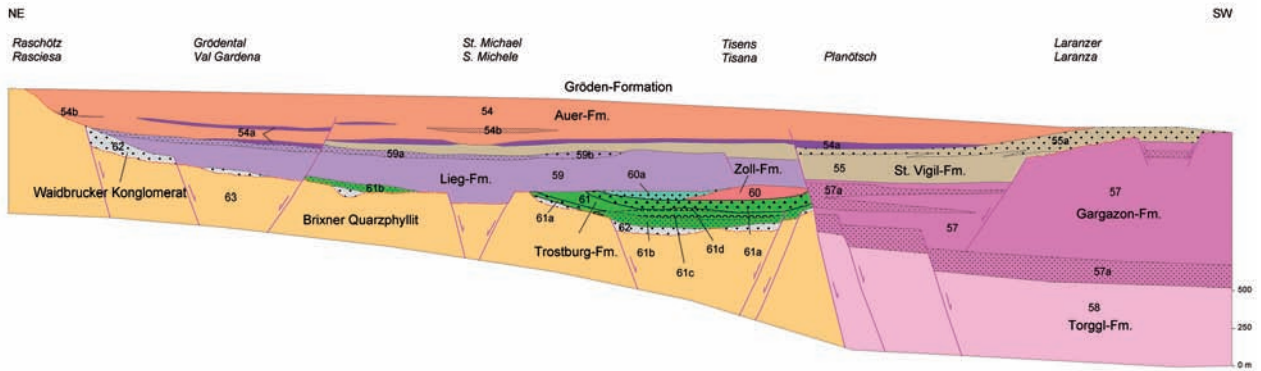


Fig. 1.3: Fazieschema der Etschtaler Vulkanit-Gruppe („Bozner Quarzporphyr“), gültig für den Nordwestrand der Südtiroler Dolomiten (Farben und Indices wie in der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“). 54 = Auer-Fm. (Ignimbrite), 54a = Vitrophyr, 54b = Tuffe; 55 = St. Vigil-Fm. (Konglomerate, Sandsteine, etc.), 55a = Grobkonglomerate; 57 = Gargazon-Fm. (Ignimbrite), 57a = Breccien, Konglomerate, Sandsteine); 58 = Torggl-Fm. (Ignimbrite), 59 = Lieg-Fm. (Ignimbrite), 59a = grüne Tuffe, 59b = pyroklastische Breccien; 60 = Zoll-Fm. (Lava, Lavabreccien), 60a = Konglomerate, Breccien, Sandsteine, Tuffe; 61 = Trostburg-Fm., 61a = Breccien, Konglomerate, 61b = Tuffe, 61c = Lava, 61d = Kristallin führende Konglomerate; 62 = Waidbrucker Konglomerat, 63 = Brixner Quarzphyllit.

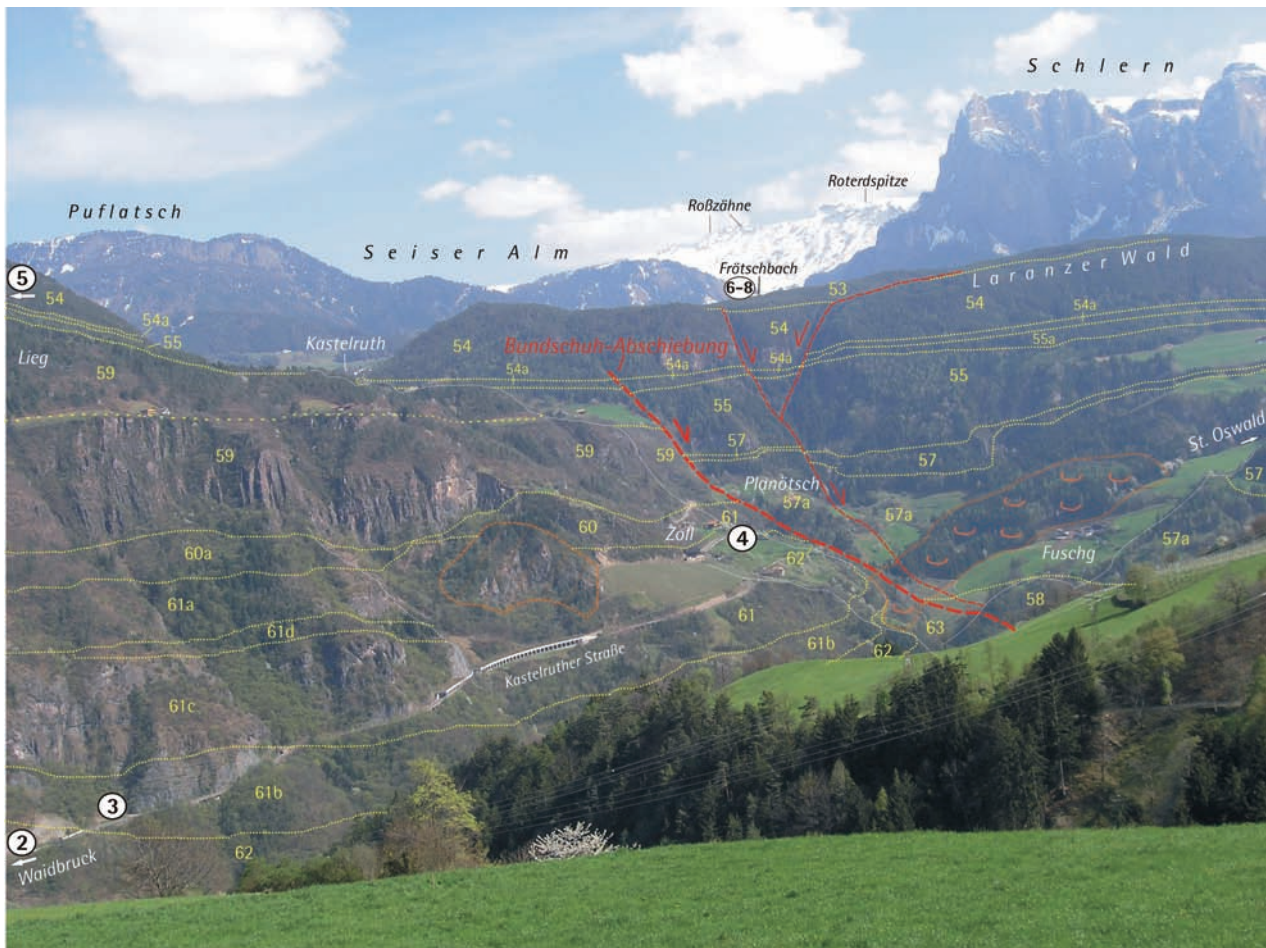


Fig. 1.4 Blick von Rotwand bei Barbian auf die Etschtaler Vulkanit-Gruppe und synvulkanische permische Störungen zwischen Waidbruck und Kastelruth. Rot: permische Abschiebung („Bundschuh-Störung“); rot dünn: alpidisch reaktivierte permische Störungen; weiße Zahlen: Stopps; gelbe Zahlen: Indices der Formationen; orange: Massenbewegungen (siehe Fig. 1.2., 1.3. und Erklärungen im Text).

(Stopp 1). Anschließend werden an der Landesstraße Waidbruck-Kastelruth das Waidbrucker Konglomerat (Stopp 2) und die Trostburg-Formation (Stopp 3) näher vorgestellt und beim Gehöft Zoll (1. Kehre) nochmals die permische Extensionstektonik erläutert (Stopp 4). An der Straße von Tisens nach Tagusens besichtigen wir im Steinbruch Lieg (Stopp 5) die Sedimente der St. Vigil-Formation, das berühmte Vitrophyrvorkommen von Tisens-Tagusens und die Ignimbrite der Auer-Formation (s. Fig. 1.3).

Die zweite Hälfte des Tages ist den unter- bis mitteltriassischen Sedimentformationen an der Basis des Schlernmassivs gewidmet. Eine Fußwanderung entlang dem berühmten Frötschbachprofil oberhalb von Bad Ratzes bei Seis am Schlern gibt Einblick in die abwechslungsreiche Abfolge von der Werfen-Fm über die Peres-, Morbiac-, Contrin- und Buchenstein-Fm bis zu den überlagernden ladinischen Vulkaniten (Stops 6–8).

Stopp 1: Von den Hochplateaus von Barbian und Ritten hat man instruktive dreidimensionale Einblicke in den Aufbau und das Nordende der Etschtaler Vulkanit-Gruppe und in die auflagernden permomesozoischen Sedimente der Dolomiten (2. und 3. Exkursionstag). Der Blick in die Ostflanke des Eisacktales zwischen Waidbruck und Atzwang zeigt die gesamte Vielfalt von verschiedenen mächtigen andesitischen und rhyodacitischen Laven- und Lavabreccien, Ignimbritdecken und vulkanoklastischen Sedimenten, die als trennende Fugen zwischen den vulkanischen Ereignissen auch morphologisch Akzente setzen (Fig. 1.4).

Das Beispiel für einen permischen Halbgraben ist im Taleinschnitt des Tisenser Baches entwickelt: Die bis 250 m mächtige Trostburg-Formation (ehemals „Trostburgmelaphyr“, vgl. Stopp 3) zeigt im W, S und N ein rasches Auskeilen, das strukturell vorgegeben ist. Die Südbegrenzung bildet heute eine große WNW-ESE-streichende Abschiebung („Bundschuh-Störung“), die zur Zeit der Bildung der Trostburg-Fm. als Abschiebung mit der Absenkung der Nordscholle fungierte. In der Folge erfuhr diese Störung eine Inversion mit der Absenkung der Südscholle. Dadurch grenzen heute die Trostburg-Fm und die darüber folgenden Lava-, Ignimbrit- und Sedimenteinheiten im N (Zoll-, Lieg-, St. Vigil-Formation) an eine mächtige Ignimbrit-Sediment-Wechselfolge im S (Torggl-, Gargazon-Formation). Die Funktion als Growth Fault (Wachstumsstörung) ist an den zur Störung hin mächtigeren Sedimenthorizonten und gleichzeitig auskeilenden Ignimbritlagen in der Gargazon-Formation nachweisbar. Die Basis der Vulkanite in der Hangendscholle der Abschiebung liegt in unbekannter Tiefe unter dem jetzigen Erosionsniveau des Eisacktales. Die syndimentäre permische Bundschuh-Störung erlöscht in den jüngsten rhyolithischen Ignimbritlagen (Auer-Formation) an der Basis der Gröden-Formation.

Stopp 2: An der Straße von Waidbruck nach Kastelruth ist ein repräsentativer Querschnitt durch das südalpine Perm vom Waidbrucker Konglomerat bis zur Gröden-Formation aufgeschlossen. Beschreibungen dieses Straßenprofils finden sich auch in Brondi et al. (1970), Brandner & Mostler (1982), Di Battistini et al. (1989) und Rottura et al. (1998). Unmittelbar südlich des ersten Tunnels befinden sich die klassischen Vorkommen des Waidbrucker Konglomerates („Basiskonglomerat“, „Basalkonglomerat“ *Auct.*). Es handelt sich um meist grobklastische fluviatile Sedimente von geringer textueller Reife; undeutlich bis schlecht geschichtete und schlecht sortierte, matrixreiche grobkörnige Konglomerate und geröllführende Sandsteine bilden den Hauptanteil. Die Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen sowie Sortierung und Rundungsgrad nehmen nach oben zu. Die Komponenten der Konglomerate bestehen großteils aus cm- bis dm-großen, wenig gerundeten metamorphen Gesteinsbruchstücken des Südalpinen metamorphen Basements (Brixner Quarzphyllit), das sich aus Quarziten, Quarzphylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen zusammensetzt. Der bedeutende Anteil an meist gut gerundeten Quarzgeröllen (das Verhältnis Quarz/metamorphe Gesteinsbruchstücke liegt laut Krainer, 1989, bei ca. 30%/70%) nimmt mit zunehmender Reife zu. Das Nebeneinander kaum und gut gerundeter Klasten (Quarze) zeugt von der Vermischung von lokalem, wenig transportiertem und epiklastischem Material. Lokal finden sich an der Basis oder in eng begrenzten Rinnen des Quarzphyllits im Gröden- und Villnößtal chaotische Ansammlungen eckiger bis kantengerundeter schollenförmiger Klasten mit Durchmessern von 2 m bis 50 cm, die in siltig-sandiger Matrix schwimmen. Die mittel- bis grobsandige, teils siltige Matrix der Konglomerate besteht überwiegend aus den mechanischen Zerfallsprodukten größerer Phyllitklasten. Matrixgestützte Gefüge herrschen vor. Die etwas besser sortierten Konglomerate sind auch klastengestützt und zeigen lokal Rinnenfüllungen und imbricate Gefüge. Dies gilt insbesondere für Feinkonglomerate mit trogförmiger Schrägschichtung in höheren Abschnitten (Krainer, 1989). In den Sandsteinen dominieren nach Krainer (1989) Körner aus eckigen metamorphen Gesteinsbruchstücken und poly- und monokristallinem Quarz. Daneben gibt es auch Anteile an detritären Glimmern und wenigen zersetzten Feldspäten.

Nach oben gibt es einen graduellen Übergang zu Konglomeraten und Sandsteinen mit hohem Anteil an gut gerundeten Vulkanitgeröllen und tuffreicher Matrix: Detritäre Feldspäte und monokristalliner Quarz mit Korrosionsbuchten sowie Biotit sind kennzeichnend für den vulkanoklastischen Input (Krainer, 1989).

Die Gerölle im unteren Teil des Waidbrucker Konglomerates sind mit diagenetisch gebildeten Hämatitkrusten überzogen (Wüstenlack) und bewirken somit die Rotfärbung der Sedimente. Der plötzliche Wechsel zur Grau-Grün-Färbung, wie er auch im Profil Waidbruck sichtbar

ist, vollzieht sich ohne textuelle Veränderungen von Komponenten- und -matrixzusammensetzung bzw. ohne Erosionsdiskordanzen. Die Sandsteinlagen hingegen werden etwas häufiger.

Die Klastika des Waidbrucker Konglomerates sind als alluviale Schwemmfächersedimente in vegetationslosem Umfeld unter ariden Bedingungen (Hämatit, Fehlen von Pflanzenresten) zu deuten. Dal Cin (1972) spricht von Schichtflutsedimenten auf Piedmontflächen breiter Täler und Becken am Rand von Hügelketten. Krainer (1989) bevorzugt eine Interpretation als molasseartige Sedimente, die in intramontanen, bruchtektonisch angelegten Becken abgelagert wurden. Der Übergang von der Rot- in die Graufazies ist eventuell klimatisch bedingt und deutet auf regelmäßige Wasserführung. Die massigen und sehr unreifen Sedimente an der Basis werden von Dal Cin (1972) und Krainer (1989) als debris-flow-Ablagerungen mit kurzem Transport in Wildbachgerinnen interpretiert, die durch episodische Starkniederschläge ausgelöst wurden.

Das Waidbrucker Konglomerat lagert diskordant auf dem Südalpinen metamorphen Basement und zeigt eine sehr unregelmäßige und lückenhafte Verbreitung mit lateral rasch schwankenden Mächtigkeiten. Im Profil Waidbruck ist das Konglomerat 50 m mächtig, unterhalb der Trostburg fehlt es gänzlich und tritt nach Osten entlang dem Grödental und nach Süden bis zur Autobahnraststätte Kastelruth fleckenhaft auf. Das abrupte Auskeilen der Sedimente an NW-SE- und NE-SW-streichenden permischen Abschiebungen, die von den nachfolgenden Vulkaniten plombiert werden, ist im Gelände an mehreren Stellen deutlich auskartierbar. Damit füllt das Waidbrucker Konglomerat auch ein tektonisches Relief auf, das sich nochmals durch mehrmalige Einschaltungen von kristallinen Konglomeraten innerhalb der Etschtaler Vulkanitabfolge wiederholt (vgl. Stopp 3). Der kontinuierliche Übergang des Waidbrucker Konglomerates in die Sedimente und Pyroklastika der Etschtaler Vulkanit-Gruppe beweist auch dessen Entstehung am Beginn des unterpermischen, vulkanosedimentären Zyklus.

Stopp 3: Entlang den folgenden 1,5 km kommen vereinzelt Aufschlüsse von Waidbrucker Konglomerat vor. Dort wo die Straße stark zu steigen beginnt, gehen die bisher ausschließlich durch metamorphe Zusammensetzung betonten Sedimente fließend in eine Wechselfolge von gut geschichteten, rinnenförmigen und gradierten Konglomeraten und Sandsteinen, teilweise Tuffsandsteinen mit hohem vulkanoklastischen Grob- und Feinanteil über. Diese wurden bisher zum vulkanoklastisch betonten Anteil des Waidbrucker Konglomerates gestellt (s. Brondi et al., 1976, Krainer, 1998), werden in der vorliegenden Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten jedoch zur Trostburg-Formation („Trostburg-Melaphyr“ *Auct.*) gestellt. Grund ist die durch den vulkanoklastischen Input beeinflusste bzw. durch nahe vulkanische Ereignisse (Aschenre-

gen etc.) gesteuerte Sedimentation; wir haben es demnach mit einer Vermischung zweier fluviatiler Systeme und Liefergebiete (kristallines Hinterland und Vulkangebiet) zu tun. Die Komponenten der Konglomerate sind überwiegend gut gerundete Quarze, weiters Phyllite (Gerölldurchmesser wenige cm) und Andesite, sowie dm-große, gut gerundete Tuffsandsteine in grün-grauer, sandiger, überwiegend vulkanoklastischer Matrix. Bestandteile dieser sind vulkanische Gesteinsfragmente, Kristallbruchstücke (Pyroxen, Feldspäte), Quarz und untergeordnet metamorphe Gesteinsbruchstücke. Die Tuffsandsteingerölle verwittern sehr leicht und hinterlassen charakteristische Hohlräume (vgl. Mostler, 1982). Rinnenbildungen mit Gradierung und Schrägschichtung sind häufig ausgebildet. Darüber folgen grünschwarze, dickbankige, feingeschichtete und gradierete Tuffe und Tuffsandsteine (etwa 10–15 m), sowie gradierete Konglomerate bis Sandsteine.

Nach oben treten zunehmend Breccienbänke auf, die über Blocktuffe und Blocklaven in die folgenden, kompakten, plattig absondernden und 60–80 m mächtigen feinkristallinen andesitischen Laven überleiten. Makroskopisch sind die Laven als aphyrisch mit sehr kleinen, schlecht erkennbaren Phänokristallen von Pyroxen und Plagioklas zu bezeichnen. Der porphyrische Charakter ist erst unter dem Mikroskop sichtbar. Der diffuse Farbwechsel von Schwarz, Rot, Grün ist auf Alteration und Pseudomorphosen von Chlorit, Serizit, Calzit etc. zurückzuführen (Bargossi et al., 1998). Die Laven und Lavabreccien sind durchgehend von der Trostburg nach S bis fast zum Tisenner Bach entwickelt. Am Top kommen wieder Blocklaven, Breccien und Konglomerate vor, die rundlich verwittern. Dazwischen schalten sich, etwa 10–15 m mächtig, rote Konglomerate mit vorherrschend gut gerundeten kristallinen Geröllen in grau-grünlicher sandiger Matrix ein. Dieser Horizont ist als zurückwitterndes Band weit nach N verfolgbar. Hoch über der Galerie lassen sich von der Trostburg-Formation bis zu 70 m mächtige rote Konglomerate, Sandsteine und Tuffe abgrenzen. Dieses Sedimentvorkommen ist von lokal begrenzter Ausdehnung und zeigt im S ein onlap an die Laven der Zoll-Formation. Die Überlagerung durch die Ignimbrite der Lieg-Formation bzw. das System „hart auf weich“ hat hier in jüngster Vergangenheit zu großen Felsabbrüchen geführt (siehe frische Ausbrüche).

Die Trostburg-Formation ist insgesamt eine gemischt vulkanisch-vulkanoklastische Abfolge von Laven und deren Breccien, Explosivbreccien, Tuffen, Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen, etc., die in rasch wechselnden Mächtigkeiten übereinander und nebeneinander auftreten und einander gegenseitig vertreten können. Ignimbrite fehlen. Hauptkennzeichen ist die dunkelgrün-schwarze Farbe der Gesteine, die von der basischen bis intermediären, andesitisch-rhyodacitischen Zusammensetzung des Materials herrührt (entspricht der andesitischen bis rhyodacitischen Unteren Gruppe verschiedener italieni-

scher Autoren und der Latiandesite bis Dazite (Gruppe A) von Brandner & Mostler (1982).

Im Grödental nimmt die Mächtigkeit von insgesamt 200 m rasch auf 0 m ab. Isolierte Vorkommen sind an permische Störungen gebunden. Hier dominieren Breccien und feinkörnige Tuffe, Konglomerate und Sandsteine. Südlich der Bundschuh-Störung ist die Trostburg-Formation möglicherweise tief versenkt oder gar nicht mehr vorhanden. Andesitische bis dazitische Gesteine von großer Mächtigkeit sind im benachbarten Villnößtal rund um das Dorf Teis weit verbreitet (Di Battistini et al., 1989; Benciolini et al., 2001).

Stopp 4: Von der 1. Kehre der Landesstraße bei der Lokalität Zoll kann man die permische Grabenbruchtektonik an der Bundschuh-Störung nochmals näher studieren: Die WNW-ESE-streichende, steil S-fallende Abschiebung wittert zwischen den Höfen Planötsch (Hangendscholle) und Bundschuh (Liegendscholle) als große strukturelle Fläche auf den massigen Ignimbriten der Lieg-Formation heraus (s. Fig. 1.3. und 1.4). S' der Störung steht dieser die Gargazon-Formation gegenüber, eine Wechselfolge von hekto- und dekametermächtigen Ignimbriten (bilden Steilstufen) und zwischengeschalteten roten und grau-grünen, vulkanoklastischen grob- und feinkörnigen Sedimenten (Breccien, Konglomerate, Sand- und Siltsteine), die Verflachungen bilden (St. Oswald). Zur Störung hin und gegen Osten keilen die Ignimbrite aus und wachsen nach S zu einem über 600 m mächtigen Ignimbritpaket zusammen, in dem die einzelnen Ausbruchereignisse ohne trennende Sedimente nicht mehr erkennbar sind. Demgegenüber werden die Sedimente zur Störung hin mächtiger und liegen in verschiedenen Niveaus übereinander, getrennt durch Diskordanzen. An der Störung wird durch Abschiebungsbewegungen neuer Ablagerungsraum geschaffen (Growth Fault), der mit Sedimenten rasch verfüllt wird.

Die Ignimbrite der Gargazon-Fm. zeichnen sich an der Basis durch besonders reichliche, eingeregelter Lithoklasten- und Flammenführung aus; sie erzeugen durch oberflächliches Herauswittern ein löchriges Aussehen des Gesteins (s. Mittempergher, 1962, mit Gasblasen verglichen). Ebenso ist der basale Kontakt zu den Sedimenten durch Frittung und Plombierung eines Kleinreliefs geprägt. Die über dem obersten Ignimbrit liegenden, deutlich geschichteten und häufig Rinnen aufweisenden Sedimente (Breccien, Konglomerate, Sand- und Siltsteine, tw. Tuffsandsteine) sind bis 150 m mächtig und beidseits der Störung verbreitet, deren Versatz sie großteils ausgleichen. Die darüber liegenden Vitrophyre und Ignimbrite der Auer-Formation ziehen fast ungestört als breite Wand quer über die Störung hinweg. In den Sedimenten darunter zeigt sich von S nach N immerhin noch ein Mächtigkeitssprung von ca. 70 m. Die Sedimente erreichen bei St. Vigil nahe Seis ihre größte Mächtigkeit (daher St.-Vigil-

Formation) und werden nach oben und nach S zusehends grobkörniger (CU-Trend): Grobkonglomerate wurden von einer Hochzone im S (St. Konstantin) nach N geschüttet – dokumentiert durch Schüttungsrichtungen bei St. Vigil, wo sie mit Sandsteinen im Beckentiefsten an der Bundschuh-Störung verzahnen und auskeilen. N' der Bundschuh-Störung greift die St.-Vigil-Formation bis nach Pontives im Grödental aus, morphologisch gekennzeichnet durch die breite Terrasse von Tagusens, wo sie möglicherweise (schuttbedeckt) ein onlap an den Brixner Quarzphyllit bildet. Mit Annäherung an das Basement nimmt auch der metamorphe Klastenanteil zu. Mächtigkeitsschwankungen zwischen Tisens und Brembach sind an Horst-Grabenstrukturen gebunden (Weiteres siehe Stopp 5, Steinbruch Lieg).

Rückblickend lässt sich die permische Bundschuh-Störung auch nach NW auf den Ritten verfolgen: Die Störung wird dort ebenso in den höchsten ignimbritischen Einheiten des Rittner Hornes plombiert.

An der Weiterfahrt zu Stopp 5 passieren wir in der zweiten Kehre massive, teilweise blockige, braun-grau-violette, dazitische Laven und Lavabreccien (Blocklaven). Typisch hierfür sind Fließgefüge und eine ausgeprägte porphyrische Struktur. Makroskopisch sind mm-große weiße Plagioklase, kleine idiomorphe Quarze und vereinzelt Biotitkristalle in dunkler feinkristalliner Grundmasse sichtbar, im Schliff tritt auch Pyroxen auf (vgl. Bargossi et al., 1998). Dieses Lavavorkommen ist wenige Zehnermeter mächtig, ist kuppelförmig und keilt lateral rasch aus. Im N lagern daran grob- bis feinkörnige, geschichtete vulkanoklastische Konglomerate und Sandsteine, die mit dünnen Tufflagen wechsellagern (vgl. Stopp 3).

In der langgezogenen Linkskurve kurz vor dem 2. Tunnel werden die Laven von den massigen rötlichbraunen bis grüngrauen rhyodazitischen Ignimbriten und Ignimbritbreccien der Lieg-Formation überlagert (Mostler, 1982, als „Kastelruther Porphy“ bezeichnet). Verflachungen innerhalb der Formation dürften mit dünnen Tufflagen zusammenhängen (vgl. Fig. 1.4.). Die Ignimbrite zeigen typische porphyrische Struktur und setzen hier an der Basis mit metermächtigen Surgeablagerungen und lithoklastenreichen Breccien (rote, cm-große eckige, aphyrische Lithoklasten) ein. In der nun folgenden Schlucht des Tisenser Baches kann die typische weit- bis engständige Klüftung beobachtet werden, die bisweilen zu großen Felsablösungen führt. Etwa nach 500 m tritt die Straße in die Sedimente der St.-Vigil-Formation ein. Bei Tisens fahren wir über die markante Verebnung nach NW zum Gasthaus Lieghof, das am Top der namensgebenden Lieg-Formation steht. In der näheren Umgebung fallen die absandenden, rundlichen Verwitterungsformen der an Kristall- und eingeregelter Lithoklasten reichen, jedoch an Flammen armen pyroklastischen Gesteine auf.

Stopp 5: Eine kurze Stichstraße führt vom Gasthaus Lieg nach E zu einem Steinbruch, wo die berühmten Vitrophyre von Tisens und die Ignimbrite der Auer-Formation („Kastelruther Porphyry“), die jüngsten Einheiten der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, abgebaut werden. Gleich mit Eintritt in den Wald berührt der Weg die Sedimente der St. Vigil-Formation: Kennzeichnend für den unteren Teil sind violettgraue, schlecht verfestigte, feingeschichtete vulkanoklastische Sand- und Siltsteine, untergeordnet Tonsteine, die in alluvialen bis lakustrinem Milieu abgesetzt wurden. Die Feinklastika verzahnen im höheren Abschnitt mit matrixreichen (sandig), roten und violettgrauen Konglomeraten und geröllführenden Sandsteinen, bestehend aus gut gerundeten, polymikten Komponenten vulkanischer Herkunft, aber auch aus Quarz- und seltener phyllitischen Geröllen. Die Sedimente sind in breiten, gradierten und schräggeschichteten Rinnenfüllungen mit basalen Erosionskolken organisiert und faziell als Ablagerungen mäandrierender Flüsse (point bars) zu betrachten. Am Top der Sedimentfolge wittert eine kompakte, etwa 2 m dicke, geröllführende und gradierte Sandsteinbank heraus, die weithin verfolgbar ist. Die Sandkornfraktion besteht hauptsächlich aus Kristallfragmenten (umgelagerte Tuffe?).

Mit einer Aufschlusslücke (bei Tisens ist der lückenlose Übergang Sedimente-Vitrophyr durch metermächtige Tufflagen gekennzeichnet) folgt darauf im Steinbruch der berühmte „Pechsteinporphyry“ von Tisens, seit dem 19. Jahrhundert als Dekor- und Baustein beliebt. Dieses Gestein weist alle Merkmale eines Ignimbrits auf und ist demnach als eigenes explosives vulkanisches Ereignis zu betrachten: porphyrisches Gefüge mit reichlich mm-großen, durchscheinenden Quarzen, Feldspäten (Plagioklas und Kalifeldspat) und etwas Biotit und zahlreichen, cm-großen, länglichen, Lithoklasten (v. a. an der Basis) und Flammen (verschweißten Glasschmitzen), die parallel zum pyroklastischen Fluss eingeregelt sind. Die Grundmasse ist glasisch und schwarz. Unter dem Mikroskop erkennt man charakteristische eutaxitische Strukturen und eine perlithische Klüftung des Glases (Mostler, 1982; Bargossi et al., 1998). Der Anschlag des Gesteins ist sehr hart und klingend. Als petrographische Besonderheit gilt, dass das Glas auch nach mehr als 270 Ma noch in frischem, nicht alteriertem Zustand vorliegt. Die Vitrophyre brechen in großen, meterdicken Platten und Säulen und erreichen durchschnittliche Mächtigkeiten von 8–12, maximal von 35 m (bei Bundschuh). Vitrophyre treten weitflächig an der Basis der jüngsten rhyolithischen Ignimbrite (Auer-Formation) auf (Mittempergher, 1962) und sind reliefplombierend. Aus dem Grödental sind Vitrophyrhorizonte von mindestens zwei Niveaus innerhalb der Auer-Formation bekannt. Sie eignen sich als überregionaler Korrelationshorizont, insbesondere dort, wo klastische Sedimente fehlen.

Die Vitrophyre werden von den überlagernden ziegelroten Ignimbriten der Auer-Formation durch einen verbläuten, gelblichen Horizont getrennt, der das spekta-

kuläre taschenförmige Relief am Top des Vitrophyrs ausfüllt und nach Mostler (1982) und Bargossi et al. (1998) einen Verwitterungs- bzw. Bodenhorizont darstellen soll, sich bei genauer Betrachtung jedoch als alterierte Ignimbritbreccien herausstellt. Makroskopisch sind die Gesteine der Auer-Formation (benannt nach Auer im Südtiroler Unterland, lokal bisher als „Kastelruther Porphyry“ bekannt) sehr harte und sehr homogene porphyrische Vulkanite mit Quarz, rötlichem Kalifeldspat und Plagioklas sowie untergeordnet schwarzem Biotit als mm-großen idiomorphen Phänokristallen in dichter ziegelroter Grundmasse. Mitunter treten gehäuft aphyrische, schwarze und rote, eckige Lithoklasten auf. Flammen sind selten. Charakteristisch ist die massige bis dickplattige Absonderung, die zu verschiedenen Bauzwecken genutzt wird. Die Auer-Formation setzt sich regional aus mehreren Ignimbritdecken (Raschötz), Tufflagen und lokalen klastischen Sedimenteinschlüssen (Brembach) zusammen. Sie stellt die jüngsten rhyolithischen vulkanischen Eruptionsprodukte der Etschtaler Vulkanit-Gruppe dar und erreicht von Seis bis ins hintere Villnößtal eine große Verbreitung, im Grödental mit Mächtigkeiten von nahezu 400 m. Zwischen Seis und Völs nimmt die Mächtigkeit rasch ab. Auf dem Raschötzkamm liegt die Auer-Formation diskordant auf dem Brixner Quarzphyllit und wird überall von der Gröden-Formation, ebenfalls diskordant, überlagert.

Mitteltrias und Obertrias am Nordostrand der Schlern-Plattform und im Becken der Seiser Alm

Die Schlern-/Rosengarten-Plattform bildet im Ladin mit ihren nach NE bis SE mit 25° bis 30° einfallenden Klinoformen (= „Übergusschichtung“ nach Mojsisovics, 1879) den primär sedimentären Rand einer nach W auf der Trentiner Schwelle weit ausgedehnten Karbonatplattform. Ein Großteil dieser Plattform ist heute erodiert, im W sind noch Reste auf der Mendel (SW' oberhalb von Bozen) erhalten geblieben. Im nach E angrenzenden Beckenraum wurden pelagische Kalke der Buchenstein-Formation abgelagert. Plattformhang und Beckensedimente wurden im Oberladin (Langobard, *Archelaus-Zone*, Brandner et al., 1991a) unter mächtigen Vulkaniten und Vulkanoklastika (Fernazza-Gruppe) begraben, womit das primäre Nebeneinander der verschiedenen Fazies eindeutig bewiesen ist. Rund 50 m mächtige Beckensedimente stehen etwa 800 m mächtigen, zeitgleich abgelagerten Plattformsedimenten gegenüber. 800 m Wassertiefe in den Becken können aus diesem Reliefunterschied gesichert gefolgert werden – eine Aussage, die auf der Basis der sonst üblichen bathymetrischen Kriterien nicht möglich wäre.

Hauptthema dieses Exkursionsteils sind jedoch die stratigraphischen Entwicklungen im Hang-/Beckenübergang, die Geometrien der Schichtabfolgen mit ihren onlap- und

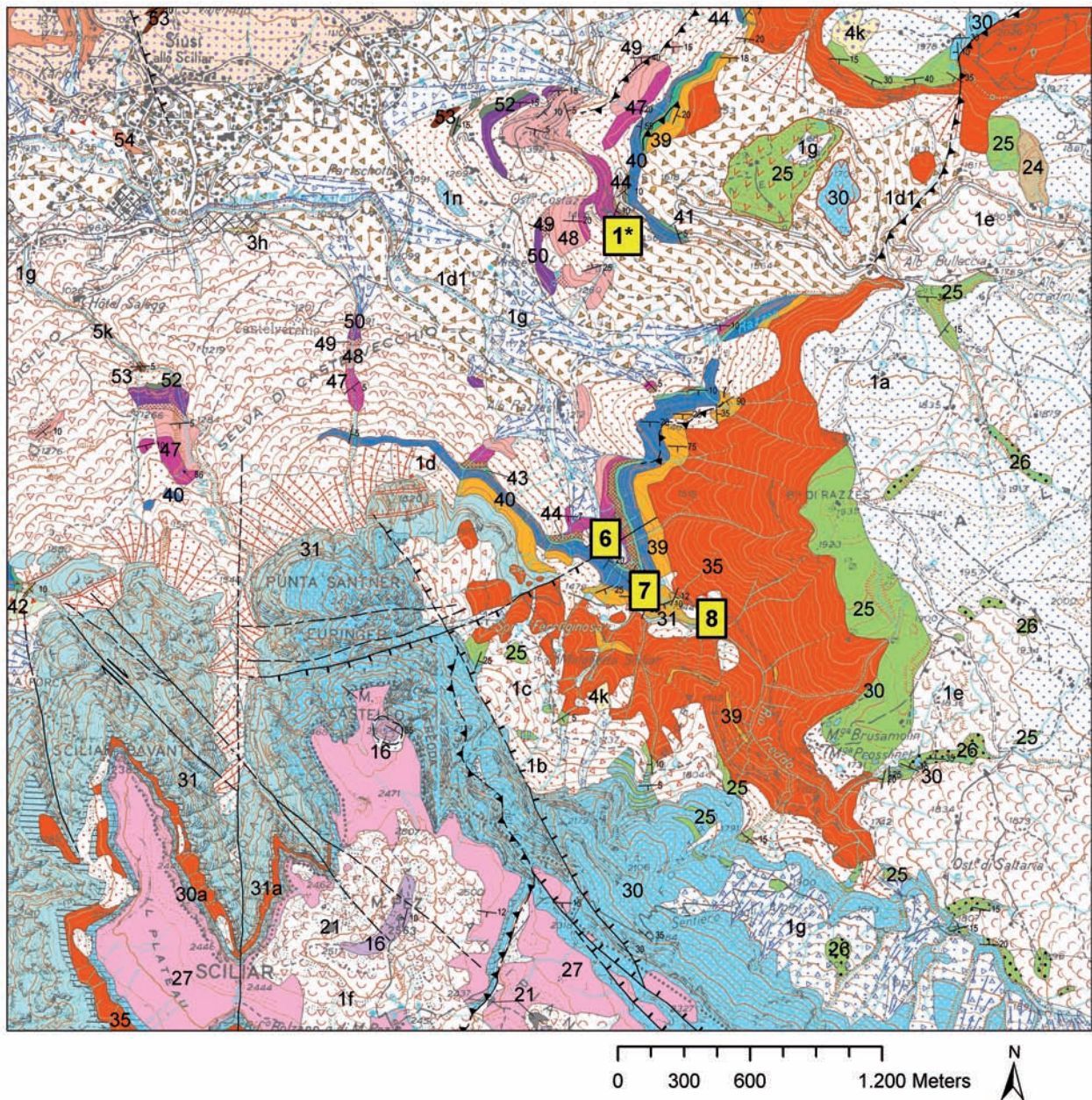


Fig. 1.5: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (6-8) im Frötschbach. Exkursionsstopp 1* bezieht sich auf Tag 2.

Legende: 1d1 = monomiktter Bergsturz aus ladinischen Vulkaniten; die restliche Quartärlegende wie in Fig. 1.2. 16 = Hauptdolomit, 21 = Fedares-Mb. (Heiligkreuz-Fm.), 24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada-Konglomerat, 27 = Schlernplateau-Fm.; Schlern-Gruppe: 30 = Rosszähne-Fm., 30a = Plattformfazies, 31 = Rosengarten-Fm., 31a = Plattformfazies; Fernazza-Gruppe: 35 = Laven, 41 = Moena-Fm., 43 = Morbiac-Fm., 44 = Peres-Fm.; Werfen-Fm.: 47 = Campil-Mb., 48 = Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49 = Andraz-Mb., 50 = Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 52 = Bellerophon-Fm., 53 = Gröden-Fm.; 54 = Auer-Fm. (Etschtaler Vulkanit-Gruppe).

downlap-Strukturen und daraus folgende sequenzstratigraphische Interpretationen des gemischt-karbonatischen/vulkanischen Ablagerungssystems. Die ungestörten Großaufschlüsse in der Karbonatplattform-Becken-Übergangszone sind gut vergleichbar mit jenen seismischer Profile und können somit wesentlich zum besseren Ver-

ständnis dieser beitragen. So klar die Aufschlussituation ist, so unterschiedlich sind die Interpretationen (siehe z. B. Bosellini, 1984, Sarg, 1988 und Brandner, 1991). Jedenfalls ist hier ein Modellfall einer Plattform-Becken-Übergangszone in zeitlicher und räumlicher Entwicklung erhalten geblieben, der zur Diskussion anregt.

Die Unterlage des Plattform-Becken-Ensembles ist im seit alters bekannten Profil „Frötschbach“ (Stopp 6–8 am 1. Tag) an der Nordflanke des Schlern aufgeschlossen (Fig. 1.5 und 2.1). Die Sedimentabfolge startet hier mit der flachmarinen, gemischt siliziklastisch-karbonatischen Werfen-Fm. (Seis-Mb. und Campil-Mb.) der Untertrias. Nach einer Diskordanz folgt das Richthofen-Konglomerat der Peres-Fm. des oberen Anis. Die Diskordanzfläche ist in den gesamten Westlichen Dolomiten verbreitet, wobei die folgende Peres-Fm. im Osten die Bellerophon-Fm. des oberen Perm, im Westen dagegen Unteren Sarldolomit des unteren Anis überlagert (Brandner, 1984). Daraus folgert eine starke Verkipfung einer ca. 75 km breiten Scholle mit einem tektonischen Hebungsbetrag von über 350 m im E infolge einer Rotation der Scholle. Dies wird als Äußerung einer nach dem Unterperm neuerlich einsetzenden Rifttektonik gewertet, die im Oberanis mehrphasig, mit 3 Impulsen, erfolgte. In der Peres-Fm. des Frötschbachs fallen zumindest 2 dieser impulsartigen Dehnungsphasen (Voltago-Konglomerat und Richthofen-Konglomerat) zusammen. Durch Erosion fehlen hier etwa 250 m Schichtmächtigkeit (obere Werfen-Fm. und Unterer Sarldolomit).

Die Ablagerungssequenzen („depositional sequences“) 3. Ordnung dieses Zeitabschnittes sind, unabhängig von möglichen eustatischen Meeresspiegelschwankungen, tektonisch gesteuert. Die genetisch zusammengehörende Transgressions-Regressionabfolge der Peres-Fm., Morbiac-Fm. und Contrin-Fm. bildet eine modellhafte Ablagerungssequenz („An 4“) mit LST, TST und HST. Auch der Top dieser Abfolge ist durch eine Diskordanz begrenzt, die durch neuerliche Extension hervorgerufen wurde. Die Karbonatbank der Contrin-Fm. zerbricht in Megabreccien an Abschiebungsbrüchen, zeigt aber auch weitspannige Verkipfungen.

Das damit gebildete, großteils submarine Relief ist bestimmend für Ausgangspunkte und Geometrien der nun einsetzenden Karbonatplattform-Entwicklung der Schlern-Gruppe. Der Nucleus der Schlern-Rosengarten-Karbonatplattform liegt im Bereich westlich der Vajolett-Türme, die Hochlage dieser Zone zeichnet sich bereits bei der permischen Rifttektonik („Tierser Paläostörung“) ab. Nach der anfänglichen Aggradationsphase progradierte die Plattform sowohl nach NE (in Richtung Seiser Alm) als auch nach SE unter Ausbildung des einmaligen Großaufschlusses der Rosengartengruppe. Maurer (1999) ist es hier gelungen, die Raten des vertikalen Wachstums und der Progradation der anisisch-ladinischen Plattform zu ermitteln. Biostratigraphische und radiometrische Datierungen der oberanisich-ladinischen Beckensedimente der Buchenstein-Fm., die mit den Plattformsedimenten von proximal nach distal sukzessive verzahnen, weisen ein zunächst starkes Vertikalwachstum von 600–700 m in der *Reitzi-* und *Secedensis*-Zone (Oberanis, Brack et al., 2005) nach. Nach einem Übergang zur Progradation in der *Curionii-*

Zone (unteres Ladin), folgt rasche Progradation bis zum oberladinischen Vulkanitereignis in der *Archelaus*-Zone. Damit ist bei einer Gesamtprogradation von ca. 5,5 km eine Gesamtmächtigkeit von 850 m erreicht. Eine ähnliche Größenordnung ist auch im N bei der Schlernplattform anzunehmen.

Die Geometrien der Mitteltrias-Plattformen mit ihren steilen Klinoformen sind den heutigen Barriereriffen der Südsee ähnlich. Einen direkten Vergleich zogen bereits Richthofen (1860) und später vor allem Mojsisovics (1879) unter Anwendung der Korallenriffwachstumstheorie von Darwin (1842) und Dana (1875). Richthofen bemerkte: „Der Schlern ist ein Korallenriff und die gesammte Formation des Schlern-Dolomits ist in gleicher Weise durch animalische Thätigkeit entstanden“. Schon damals bestand allerdings das Problem, dass kaum gerüstbildende Organismen, wie Korallen, nachgewiesen werden konnten. Am NE-Rand des Schlernplateaus findet sich lediglich westlich der Roterds Spitze ein schmaler Streifen mit Korallen führenden Dolomiten (s. a. Leonardi, 1962). Mit der Bezeichnung „carbonate buildup“ fanden dann Bosellini & Rossi (1974) einen neutralen Begriff für die Dolomiten-Riffe. Hauptkarbonatproduzenten sind vor allem mikrobielle Krusten (Blendinger, 1994), „Automikrit“ (Keim & Schlager, 1999), biogene Krusten i. A. und niedrigwüchsige Formen wie gegliederte Kalkschwämme und Mikroproblematika (*Tubiphytes*, *Bacinella*, etc.). Ein Großteil der Karbonatproduktion findet am oberen und mittleren Riffhang statt, wie eine Analyse von Cipitkalkblöcken zeigen konnte (Brandner et al., 1991a). Die postvulkanischen Riffe sind etwas reicher an Korallen und Kalkschwämmen (siehe 2. Tag, Stopp 6).

Die Sequenz „An 5“ beginnt mit den Megabreccien der Contrin-Fm. die rasch von feinlaminierten, bituminösen Plattenkalken mit gradierten Radiolarien-Mikriten der Buchenstein-Fm. überlagert werden. Diese verzahnen lateral mit flacheren Hangsedimenten des Tschamin-Mb. (dolomitisierte Riffdetritus-Grainstones mit Stromatactis-Hohlräumen) im Bereich der ertrinkenden, strukturellen Hochzone der Vajolett-Türme. Darüber lagernde steilere Klinoformen markieren den Beginn der Progradation im Übergang von TST zu HST unter Ausbildung einer downlap surface (siehe Fig. 2.2). In der Beckensedimentabfolge liegt dieser Wechsel im Übergang vom Plattenkalk-Mb. zum Knollenkalk-Mb. der Buchenstein-Fm. Die CU-Abfolge der Bänderkalk mit der Überlagerung von Hangbreccien entspricht der Phase der raschen Progradation im späten HST, bei der am Top der Rosengarten-Fm. am Schlern erstmals horizontale Schichtung in dieser Sequenz auftritt.

Die darüber folgenden Vulkanite der Fernazza-Gruppe liegen in sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten vor und bilden an ihrem Top ein starkes Relief. Sie trennen die Karbonatplattformen der Schlern-Gruppe in die prävulkani-

sche Rosengarten-Fm., die postvulkanische Roßzähne-Fm. und den Cassianer Dolomit. Am Nordabhang des Schlern keilen die Vulkanite am Riffhang aus (siehe Fig. 2.3 und 2.4), sodass Plattformhangesedimente der Roszähne-Fm. jenen der Rosengarten-Fm. ohne erkennbare Unterbrechung aufliegen. Die postvulkanischen Beckensedimente der Wengen-Fm. sind durch die bisweilen starken, gravitativen Schüttungen von Vulkanoklastika und epiklastischen Sedimenten (Marmolada-Konglomerat) gekennzeichnet, sie stammen von einer vulkanischen Insel im Bereich der Marmolada (Bosellini, 1996).

Im Verzahnungsbereich Wengen-Fm. und Roszähne-Fm. am Nordostabhang des Schlern und der Mahlknechtwand sind drei Zyklen mit Riffprogradationszungen und vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten entwickelt. Der Anteil des vulkanischen Detritus in den Zyklen nimmt mit dem Jüngerwerden der Abfolge sukzessive ab und verliert sich (definitionsgemäß) im Übergang zur St.-Cassian-Fm. Dieser Zeitpunkt entspricht der Reliefeinebnung und Flutung der schuttliefernden Insel im Zuge der generellen Subsidenz nach der mitteltriassischen Riftingperiode. Das interessante komplexe System von Subsidenz, eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit Lieferung des Sedimentmaterials aus unterschiedlichen Herkunftsgebieten (Vulkaninsel, Karbonatplattform) wird am 2. Tag beim Aufschluss der Mahlknechtwand (Stopp 2) diskutiert.

Die postvulkanische Plattformentwicklung verlagert sich zunehmend in die restlichen Beckenräume und füllt diese auf. Auf der Plattform selbst (Schlern Plateau) ist kaum mehr Sedimentationsraum vorhanden, mehrere Emersionen mit Verkarstung und Bodenbildung (Bohnerz) herrschen vor. Nach einer weiteren Schichtlücke im unteren Karn folgen in Erosionsresten geringmächtige schwarze Mergel der Raibl-Gruppe (Fedares-Member) und Hauptdolomit.

Stopp 6: Frötschbach-Profil, oberhalb Bad Ratzes/Seis. Aufschluss am diskordanten Kontakt Werfen-Fm. (Campil-Mb.) der Untertrias (Indusium[Dienerium]), zur überlagernden Peres-Fm. des oberen Anis. Diskussion der Rifttektonik mit Schollenkipfung.

Das Campil-Mb. ist hier in typischer Ausbildung mit einer Wechsellagerung im dm-Bereich von roten siltigen Mergeln, Siltsteinen, Sandsteinen und kalkigen Schilltempestiten, reich an Sedimentstrukturen des Flachwassers entwickelt. Darüber lagert unvermittelt das Richthofen-Konglomerat mit lateral auskeilenden, metermächtigen Bänken und roten, siltigen Tonen und Mergeln der Peres-Fm. Bei Fehlen der Konglomerate sind die roten Mergel bei oberflächlicher Betrachtung mit den Campiler Schichten zu verwechseln. Allerdings fehlt der Reichtum an Sedimentstrukturen der Campiler Schichten. Zudem finden sich in den roten Mergeln arenitische Lithoklasten heller

Dolomite. Vereinzelt sind auch Tetrapodenfährten (*Rhynchosauroides* sp.) zu finden. Das Richthofen-Konglomerat liegt als fluviatile Rinnenfüllung vor. Ein buntes Spektrum an z.T. gut gerundeten Werfener Geröllen (bis 40 cm) bilden ein matrixarmes, schlecht sortiertes Gefüge mit Komponentenstützung. Imbrikationsgefüge weisen auf eine Schüttung aus dem Südosten hin.

Stopp 7: Frötschbach-Profil, knapp vor Abzweigung des Steiges zur Schlernbödele-Hütte. Der Top der flachmarinen Contrin-Fm. und das klassische Profil durch die hemipelagische Buchenstein-Fm. Neuerliche Extensionstektonik mit Megabreccienbildung der Contrin-Dolomite und die unvermittelte Überlagerung der radiolarienführenden Plattenkalke der Buchenstein-Fm., sowie Bankungsrhythmen und die hochauflösende integrierte Stratigraphie sind das Thema des Aufschlusses.

Das Profil wurde in jüngster Zeit mehrfach im Detail bearbeitet (Muttoni et al., 1997, Maurer & Schlager, 2003), da es als möglicher Kandidat für den „Global Boundary Stratotype Section and Point“ (GSSP) als Basis der Iadischen Stufe diskutiert wurde. Nun wurde dieser von der Subcommission for Triassic Stratigraphy in einem Profil bei Bagolino (Prov. Brescia, Norditalien) definiert (Brack et al., 2005). Um die Schichtungsrythmik bezüglich einer möglichen orbital gesteuerten Zyklizität besser zu verstehen, wurde zudem eine Forschungsbohrung in die Buchenstein-Fm. auf der Seceda abgeteuft (Brack et al., 2000). Biostratigraphisch umfasst die Buchenstein-Fm. nahezu 5 Ammonitenzonen. Radiometrisch datierte vulkanoklastische Einschaltungen („Pietra Verde“) von drei gut korrelierbaren Intervallen mit einzelnen Pietra Verde Lagen ergaben eine Zeitdauer von ca. 241,2 – 238,0 Ma (Mundil et al., 1996). Magnetostratigraphie, Tephrostratigraphie und Bank-zu-Bank Korrelation über weite Entfernungen, ermöglichen zusammen mit der Biostratigraphie (Ammoniten, Conodonten) (Muttoni et al., 2004) nun eine für die Trias sehr hohe Zeitauflösung, die die stark diskutierten Milankovitch-Zyklen in zeitlich gut korrelierbaren Lagunensedimenten des Latemar in Frage stellen (Mundil et al., 2003).

Die Buchenstein-Fm. wurde in über 800 m tiefen Interplattformbecken mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 60 m abgelagert. Zunächst bildeten sich in einem schlecht durchlüfteten, anoxischem Becken die bereits erwähnten schwarzen, feinlaminierten Plattenkalke (Radiolarien-Mikrite, 8–9 m mächtig), die von bioturbaten, 30–35 m mächtigen Knollenkalken abgelöst wurde. Diese bestehen aus dm-geschichteten Lagen von Radiolarien-Filament Wackestones mit Kieselknauern, die mit cm-dicken Mergeln wechsellagern. An Schichtmächtigkeit zunehmende Calciturbidite folgen in einer CU-Abfolge, die wieder ebene Schichtflächen zeigt (Bänderkalke). Bänke mit

Dolomitbreccien bilden den Abschluss der Abfolge. Hier befinden wir uns am Fuß des Plattformhanges der Rosengarten-Fm., der in der Folge von mächtigen basaltischen Vulkaniten begraben wird. Die Pietra-Verde-Lagen, grüne vulkanoklastische Silt- und Sandsteine, sind in drei Intervallen als auch über den lokalen Beckenraum hinaus erkennbare Ereignisse (z. B. auch in den Nördlichen Kalkalpen) eingeschaltet und ermöglichen so eine exakte bankweise Korrelation. Auch andere Ereignisse, wie mächtigere Calciturbidit-Lagen eignen sich für beckenweite Korrelationen (Maurer & Schlager, 2003). Die beiden Autoren konnten auch zeigen, dass distale Kalkschlambänke proximal in Calciturbidite übergehen, d. h. dass der Großteil des Karbonatschlammes der Beckensedimente, z.B. der Knollenkalke, von den umliegenden Plattformen stammt. Dies ist auch ein wichtiger Beitrag zum immer wieder diskutierten Problem der Kalkschlammproduktion in Zeiten vor dem evolutionsbedingten Einsetzen des kalkigen Planktons im Oberjura. Viele der scheinbar rhythmisch geschichteten Kalkbänke in den Becken dieser Zeit sind demnach Ereignissedimente. Damit ist allerdings bei der Analyse orbitaler Zyklizität Vorsicht geboten.

Stopp 8 (optional), ProBliner Steig: Entlang dem ProBliner Steig durchwandert man die mächtige Abfolge der basaltischen Laven und Lavabreccien mit ihren typischen Abkühlungsformen. Auf der gegenüberliegenden Talseite gewinnt man einen guten Überblick über die wechselhafte Abfolge von mehreren Lavaergüssen mit Pillows und Pillowbreccien, Subvulkanen und Lagergängen mit säuliger Absonderung und mitgerissenen, bzw. auf Lagergängen und Lakkolithen aufschwimmenden Sedimentschollen der Buchensteiner Schichten und des Schlern-dolomits.

2. Tag: Mitteltrias und Obertrias am NE-E-Rand des Schlern (Seiser Alm, Mahlkecht Wand, Rosszähne)

Exkursionsverlauf (Fig. 2.1)

Anfahrt von Brixen über die Seiser Alpenstraße (Fahr-genehmigung notwendig!) zum Alpengasthof Tirler. Zwischenstopp (Stopp1) beim Gasthof Gstatsch mit Erläuterung des Panoramas am Nordostabhang des Schlern. Weiterfahrt zum Gasthof Tirler (Höhe 1.741 m) und anschließende Fußwanderung zur Mahlkechthütte (Rif. Molignon), Höhe 2.054 m). Stopp 2: Wechselhafte Hangfußsedimentation in Zyklen mit Riffprogradationszungen und Marmolada-Konglomerat Einschaltungen. Zu Fuß weiter zum Kamm „Auf der Schneid“ (Cresta di Siusi). Stopp 3: Überblick Riffhang und Hangfuß der Rosszähne-/Mahlkechthütte. Anstieg zur Tierser-Alpl-Hütte, Höhe 2.440 m. Stopp 4: Erläuterungen zum Panorama und Mittags-pause. Fußsteig über die Rosszahn-Scharte (Höhe 2.499

m), Stopp 5 (karbonatische Hangsedimentation) und weiter zum Stopp 6 am mittleren Nordabhang der Klinofor-men mit onlap-Situation vulkanoklastischer Sandsteine und Konglomerate. Stopp 6 am Nordabhang des Goldknopf mit autochthonem patch reef Wachstum. Rückkehr zum Bus.

Karten: Tabacco Wanderkarte 1:25.000 „Val Gardena/Gröden – Alpe di Siusi/Seiser Alm. Geologische Karte der Westlichen Dolomiten 1:25.000, Bozen, 2007 (in Druck).

Stopp 1, Gasthof Gstatsch: Erläuterung des Panoramas an der NE-Flanke des Schlern (Fig. 2.3). Die Unterbrechung der Plattformentwicklung der Schlern-Gruppe durch die Einschaltung der oberladinischen Vulkanite ist klar zu erkennen. Die Vulkanite bilden ein onlap am Paläohang der Rosengarten-Fm. und keilen nach SW aus. Zeitgleiche geringmächtige Reste von Vulkaniten finden sich am Schlern-Plateau (von hier aus nicht zu sehen). Das postvulkanische Riffwachstum der Rosszähne-Fm. setzt hier direkt auf dem prävulkanischen ohne deutlichere Trennfuge auf. Es ist daher anzunehmen, dass die Unterbrechung des Riffwachstums nur kurzfristig war. Das postvulkanische Riffwachstum ist stärker progradierend als das prävulkanische, auf dem Schlern Plateau steht kaum Platz zur Aggradation zur Verfügung. Der Großteil des Schlern besteht daher aus prävulkanischem Schlern-dolomit. Durch die rasche Auffüllung des ca. 800 m tiefen Buchensteiner Beckens mit einer hier ca. 450 m mächtigen Vulkanitabfolge, die nach SE noch wesentlich mächtiger wird (vulkanische Inseln im Bereich der Marmolada), entsteht eine völlig neue Topographie mit drastisch geänderten Sedimentationsverhältnissen.

Stopp 2, Mahlkechthütte/Rif. Molignon: Der spektakuläre Großaufschluss der Mahlkechthütte zeigt die Sedimentation im Hang- und Hangfußbereich des Rosszähne-Riffs der Schlern-Gruppe. Eine bunte Wechselfolge von Megabreccien, Kalkareniten, vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten (Marmolada-Konglomerat) lagert unvermittelt auf gut erhaltenen Pillowlaven am Top der mächtigen vulkanischen Abfolge, die Buchenstein-Fm. und Rosengarten-Dolomit unter sich begräbt.

In den Zwickelporen und Abkühlungsschwundrissen der Pillows sind stellenweise geringmächtige Radiolarienmikrite mit Schwammspiculae vorhanden. Diese Reste pelagischer Beckensedimente entsprechen einer ca. 20 m mächtigen Abfolge der tiefsten Wengen-Fm. in ähnlicher Fazies im Tschapid-Graben Profil im oberen Frötschbach (siehe Fig. 2.2), mit Conodonten und Daonellen des Lango-bard (*Archelaus*-Zone, Brandner, 1991). Der Mächtigkeits-unterschied ist durch eine onlap-Situation an der vermutlich stark gegliederten, nach ca. NW abfallenden Oberfläche der Vulkanite zu erklären. Er ist auch ein Hinweis für die völlig geänderte Topographie zu Beginn des postvulkanischen Riffwachstums.

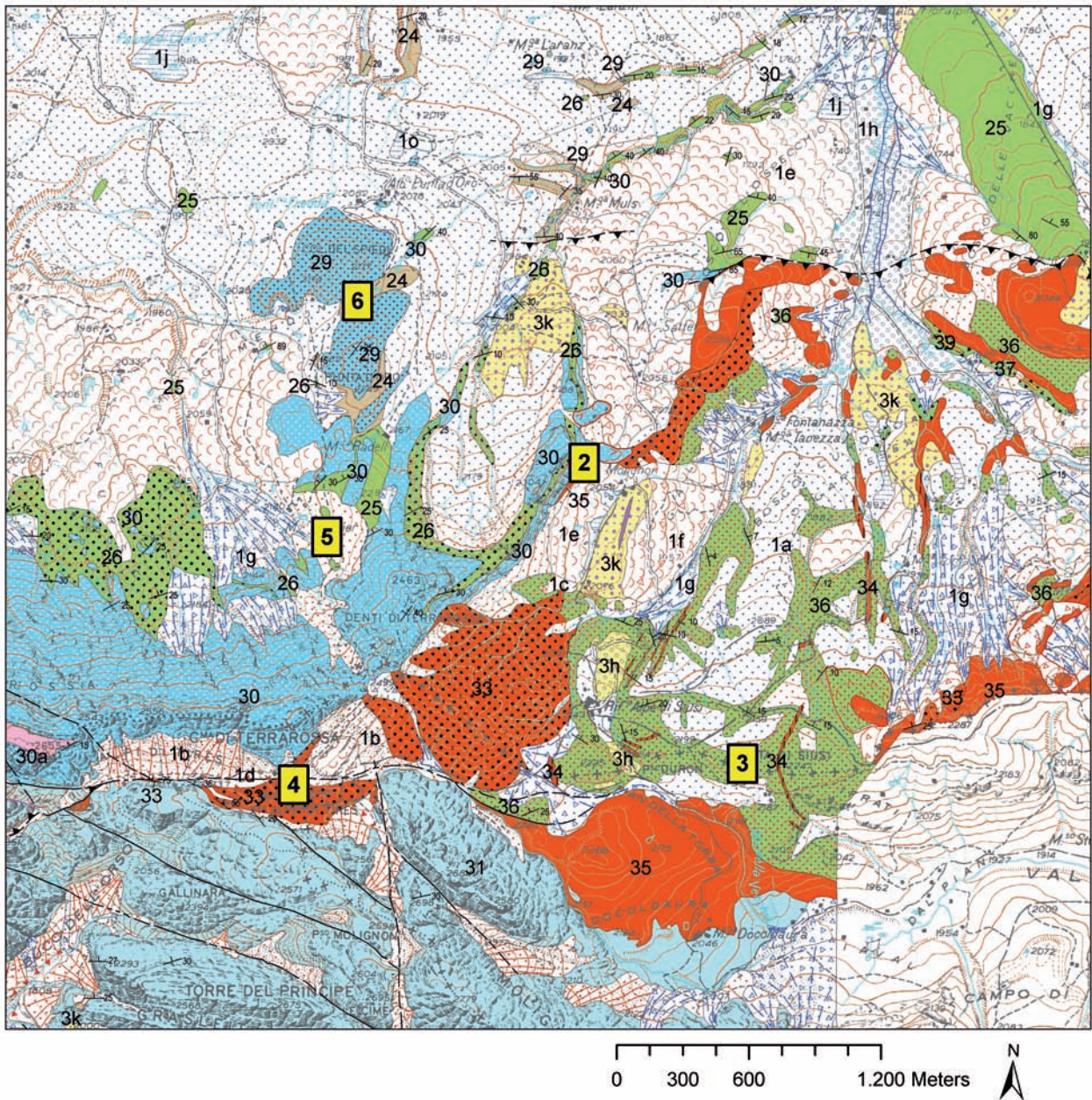


Fig. 2.1: Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (2-6) am Schlern-Ostrand. Stopp 1 ist auf Fig. 1.5 abgebildet.

Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 3 = Spätglaziale Ablagerungen. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, e = Rutschmasse, f = grobblockige Rutschmasse, g = gemischte Ablagerung, h = alluviale Sedimente, i = Seesedimente, j = Vernässungszonen, k = Moräne undifferenziert, o = künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen.

24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada.Konglomerat, 27 = Schlernplateau-Fm.; Schlern-Gruppe: 29 = Cassianer Dolomit, 30 = Rosszähne-Fm., 30a = Plattformfazies, 31 = Rosengarten-Fm., 31a = Plattformfazies; Fernazza-Gruppe: 33 = vulkanische Breccien, 34 = Gänge, 35 = Laven, 36 = Hyaloklastite, Tuffe, Sandsteine.

Die Sedimentabfolge wird jedoch von Megabreccien mit Cipitkalkblöcken dominiert. Es handelt sich um gravitativ transportierte Schuttströme mit Komponentenstützung und hoher Viskosität und deutlichem Relief an der Schuttstromoberfläche. Die bestens erhaltenen

Cipitkalk (Schalenreste sind z.T. noch in ihrer primären Aragonitzusammensetzung erhalten) geben Hinweise auf Wachstumsgefüge und riffbauende Organismen. Vorherrschend sind bindstones und bafflestones mit peloidalen Mikritkrusten, verschiedene Typen mit

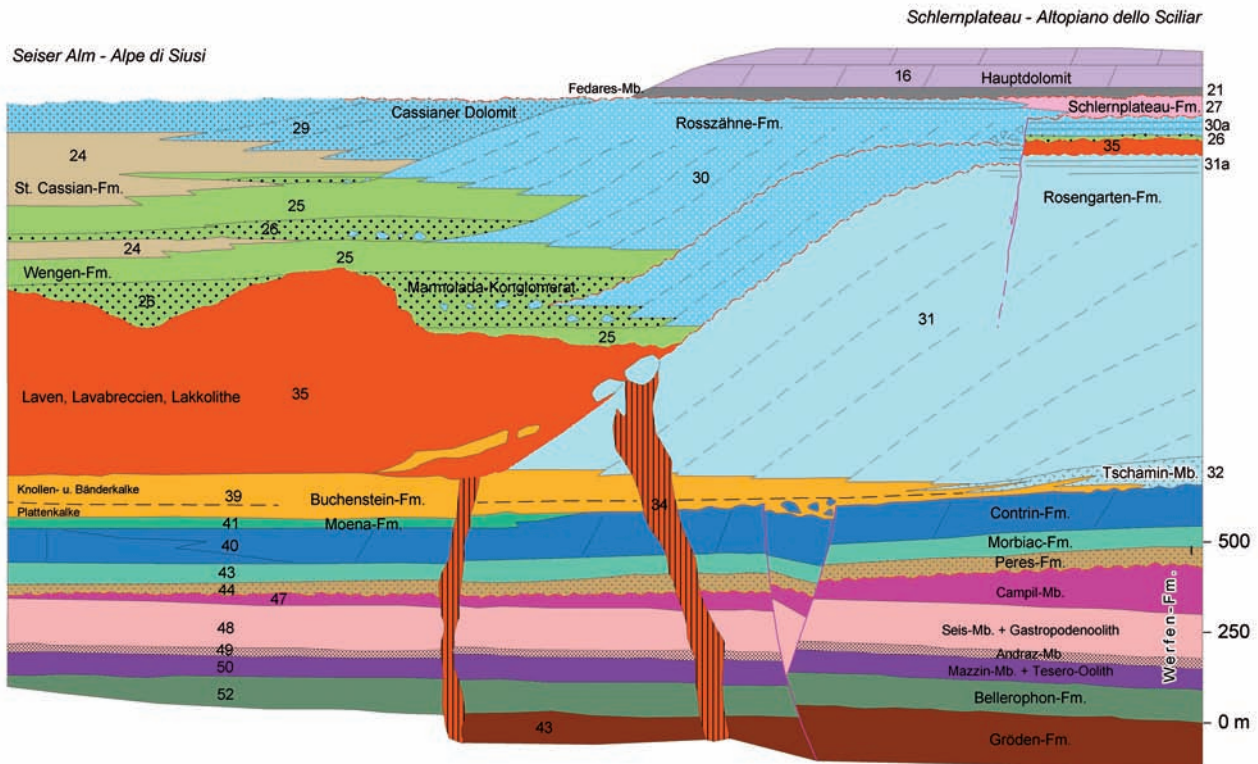


Fig. 2.2: Stratigraphisches Schema für das Gebiet Schlern-Seiser Alm - Schlern. Der Unterschied zwischen der prävulkanischen und postvulkanischen Entwicklung ist augenfällig: prävulkanisch geringmächtige Beckensedimente und starke Aggradation der Karbonatplattform, postvulkanisch geringmächtige Sedimentation auf der Plattform und starke Progradation mit einer mächtigen, gemischt vulkanoklastisch/karbonatischen Abfolge im Beckenareal.

Girlandenkrusten (festooned crusts) und Massen an *Tubi-phytes* und anderen Mikroproblematika. Selten finden sich Korallen- oder Kalkschwammbafflestones oder Onkolithe die vom Plattformrand stammen könnten. Der Großteil der Blöcke stammt aus dem mittleren und oberen Hangbereich (Brandner et al., 1991a und Flügel, in Brandner et al., 1991b). Cm- bis dm-große Wachstumshohlräume mit Internsedimentation in verschiedenen Stadien (verkippte Geopetalgefüge) mit wandständigen Faserzementen und botryoidalen Zementen sind häufig.

Die Blöcke bestehen aus einem mehrfachen „Breccie-in-der-Breccie-Gefüge“, das eine mehrfache Aufarbeitung und mehrmalige Überkrustung belegt. Dieser Prozess erfolgt in allen Größenordnungen. Am oberen Hang (siehe Stopp 5) sehen wir Rutschungen von meterdicken semi-konsolidierten Karbonatdetritusbänken mit Rotation und rampenartigem Darüberfahren der oberhalb lagernden Bank. Das Gebilde wurde ebenfalls überkrustet und bildet nun einen „mound“ am Riffhang.

Immer wieder stellt sich die Frage, ob die Blöcke vom Rifftrand stammen, dort durch stärkeres Korallenwachstum einen Überhang gebildet haben und dann z.B. durch Wellenschlag herausgebrochen und den Hang hinunter gerollt

sind. Dafür sind jedoch keinerlei Hinweise gegeben, weder hinsichtlich der riffbauenden Organismen, noch bezüglich einer möglichen subaerischen Exposition. In keinem der untersuchten Blöcke sind Lösungshohlräume oder vadose Zemente erhalten. Der Grund für die gravitativen Massenbewegungen der progradierenden Riffzungen mit ihren Karbonatdetritusbänken liegt eher in den unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften und damit in der Instabilität der Wechselfolge: Die rasch zementierenden Karbonatschuttbänke lagern auf den wassergesättigten vulkanoklastischen Sedimenten mit zeitlich verzögerter Zementation. Jedes Erdbeben führt bei dieser Instabilität zum Abgleiten der karbonatischen Schichtpakete („hart“-auf-„weich“-Situation), die sich im frontalen Bereich der Massenbewegung in Blöcke auflöst.

Die Megabreccien werden begleitet und gehen distal über in dm-geschichtete Calciturbidite mit Flachwasserdetritus. Ooide und umkrustete Körner beweisen deren Herkunft von der überfluteten Plattform.

Gut geschichtete Sedimentpakete mit vulkanischem Detritus überlagern die Riffzungen und bilden am Paläohang ein onlap (siehe Stopps 3 und 5). Die Abfolge besteht aus dm-geschichteten, gradierten vulkanoklastischen

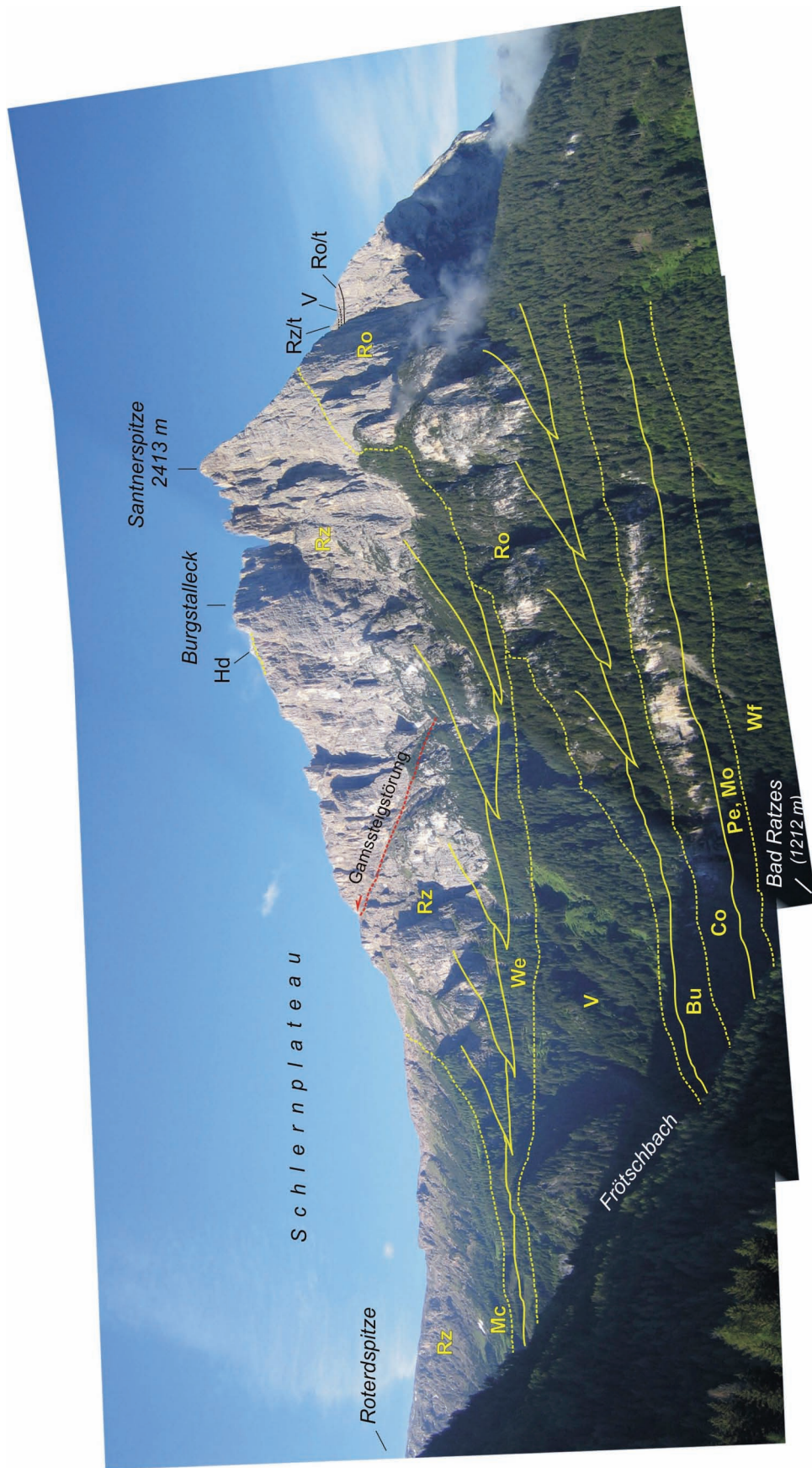


Fig. 2.3: Panoramabild der NE-Seite des Schlieren, aufgenommen von der Seiser Almstraße. Großaufschluss des kaum deformierten anisich-ladinischen Plattform-Becken-Übergangs. 6 Diskordanzen (strichlierte Linien) begrenzen Ablagerungssequenzen 3. Ordnung. Wf = Werfen-Fm., Pe = Peres-Fm., Mo = Morbiac-Fm., Co = Contrin-Fm., Bu = Buchenstein-Fm., Ro = Rosengarten-Fm., Ro/t = Rosengarten-Fm. toplap, V = Vulkanite der Fernazza-Gruppe, We = Wengen-Fm., Rz/t = Roszähne-Fm. toplap, Mc = Marmolada-Konglomerat der Wengen-Fm., Hd = Hauptdolomit.

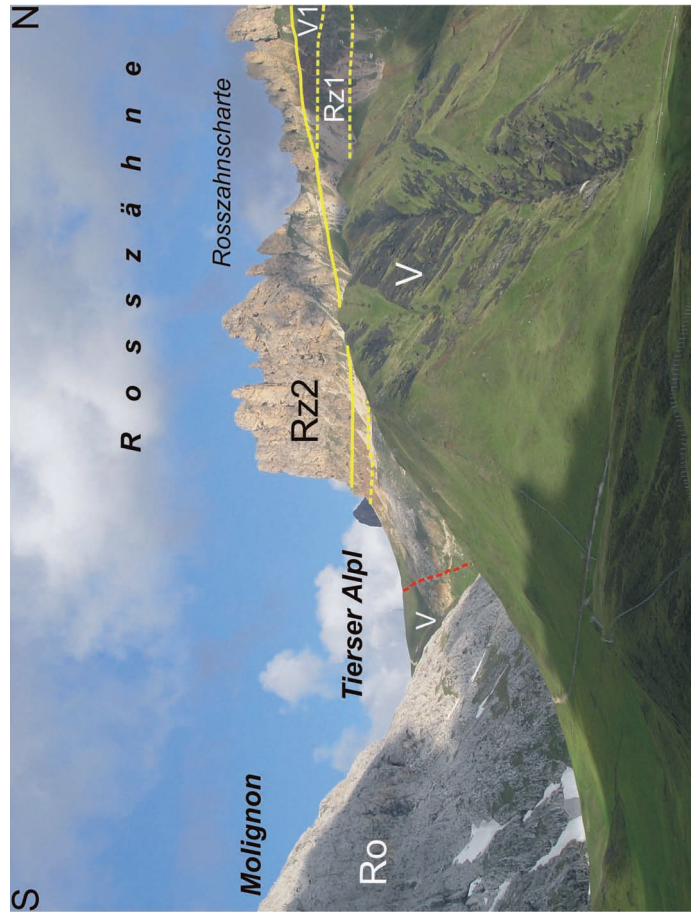
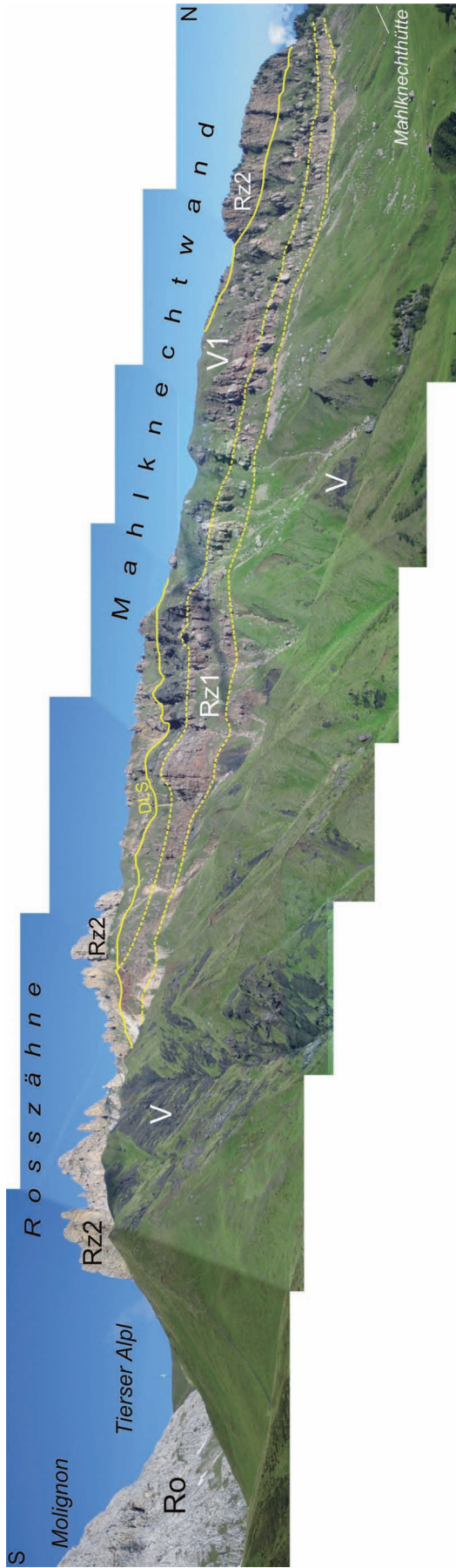


Fig. 2.4: Blick von „Auf der Schneid“ auf Rosshöhe und Mahlknechtwand. Der Panoramablick gibt einen einmaligen Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse eines Riffhanges und Hangfußes mit der Wechselfolge von Riffzungen (Rz 1 und Rz 2) der progradierenden, postvulkanischen Rosshöhe-Plattform unter Zwischenschaltung von vulkanoklastischen Sandsteinen und Konglomeraten (V 1). Deutlich sichtbar ist das Auskeilen (onlap) der Vulkanoklastika am oberen Hang und die darüberfolgende downlap surface (DLS) der Riffzunge 2. Der Anschnitt der Mahlknechtwand verläuft spitzwinkelig zur Fallrichtung der Klinoformen, daher ist nur das scheinbare Einfallen zu erkennen. Hangabwärts lösen sich die dolomitischen Riffzungen in isoliertes Blockwerk der Cipitkalke auf. V = Vulkanite im Liegenden, die im S am Paläohang des prävulkanischen Rosshöhe-Riffs (Ro) aufliegen. Die Tierser-Alpi-Störung verursacht einen nur geringfügigen Versatz.

Sandsteinen und Konglomeraten in Rinnenfüllungen (Marmolada-Konglomerat). Es handelt sich um epiklastische Sedimente, die gute Rundung der Gerölle geht auf fluviatilen oder Küstentransport zurück. Durch nochmaligen, nun gravitativen Transport gelangte das Material an den heutigen Standort. Die vulkanoklastischen Schichtpakete sind den Riffzungen mehrfach, jedoch nicht „zufällig“ zwischengeschaltet. Vielmehr verbirgt sich dahinter eine zyklische Abfolge, deren Steuerung mehrere Fragen aufwirft. Die Besonderheit der Situation liegt in den unterschiedlichen Herkunftsgebieten der Sedimente: Die karbonatischen Sedimente stammen von der lokalen Rosszähne-Plattform, die vulkanoklastischen Sedimente haben einen weiteren Transportweg und können nur von einer weiter entfernten vulkanischen Insel (Bereich ?Marmolada) herantransportiert worden sein. Die Regelmäßigkeit der Wechselfolge lässt Meeresspiegelschwankungen als steuernden Parameter vermuten. Uneinigkeit herrscht, ob nun die Megabreccien mit den Cipitblöcken bei einem LST oder HST gebildet wurden (ausführliche Diskussion bei Yose, in Brandner et al., 1991b). Mehr Argumente sprechen dafür, dass der Transport des vulkanoklastischen, fluviatilen Materials bei Meeresspiegelniedrigstand antransportiert wurde, während die Progradation der Riffzungen mit dem Flachwasserdetritus (Oolithe) bei der Flutung der Plattform im Meeresspiegelhochstand erfolgte.

Stopp 3, Auf der Schneid: Überblick über den gesamten Hangbereich der Rosszähne-Plattform bis zur Mahlknechtwand (Fig. 2.4). Klar zu erkennen ist das hangwärtige Auskeilen der vulkanoklastischen Sedimentabfolge im Übergang zu Rotsedimenten der Auftauchzone der Roterd-Spitze am Schlern-Plateau. Darüber folgt die downlap surface der progradierenden Riffzunge der Rosszähne des beginnenden HST. Nach S erstreckt sich das Rosengarten Massiv mit dem onlap der Vulkanite. Die Abfolge ist durch die Tierser-Alpl-Störung geringfügig gestört.

Stopp 4, Tierser Alpl Hütte und Roßzahn Scharte: Generelle Erläuterung zum Dolomiten-Panorama und zum gegenüberliegenden etwa zeitgleichen Paläohang des Plattkofel des isolierten Langkofel-Riffkörpers. Eine breite Wasserstraße zwischen beiden Riffköpern ist gut vorstellbar, allerdings kann die heutige Breitenerstreckung nicht der ursprünglichen entsprechen. Das Langkofelmassiv ist tektonisch von seinem Untergrund abgeschert und neoalpin nach N überschoben worden.

Von der **Roßzahn-Scharte** Blick auf den nordfallenden Paläohang mit den oben beschriebenen Phänomenen der gravitativen Hanggleitung der Karbonatdetritus-Bänke und neuerlicher mikrobieller Überkrustung und damit Stabilisierung des mit ca. 30° relativ steil einfallenden Paläohanges. Die später erfolgte Dolomitisation erfolgte nur in den noch mehr oder weniger zusammenhängenden und damit für Lö-

sungen durchgängigen Karbonatbänken, die weiter transportierten Blöcke wurden durch die umgebende Matrix isoliert und daher von der Dolomitisation verschont.

Stopp 5, oberhalb Wiedner Woadn: Schöner Aufschluss in einem kleinen Graben oberhalb der Almhütten der Wiedner Woadn. Marmolada-Konglomerat und vulkanische Sandsteine lagern in onlap-Situation auf dem steiler einfallenden Paläohang der Rosszähne-Plattform.

Stopp 6, nördlicher Abhang des Goldknopf: Patch reefs („mounds“) am Paläohang mit sehr fossilreichen Cipikalkblöcken. Die Stelle war schon Mojsisovics (1879) bekannt: „Östlich vom Grunserbühel bemerkt man in den Wengener Schichten reihenförmig geordnete anstehende Blockmassen von Riffgestein mit Korallen“. Flügel, in Brandner et al. (1991b), führte hier eine genaue Analyse der Rifforganismen und Wachstumstypen durch. Im Vergleich zu den Cipitblöcken der Mahlknechtwand fällt die Häufigkeit von Korallen und Schwämmen auf (coral bafflestone und sponge bafflestone), ferner sind Hohlräume mit dicken radiaxialen Zementkrusten verbreitet. Die Zwischenmoundfazies ist charakterisiert durch geschichtete graue Kalke mit Aggregatkörnern und coated grains mit Plattformherkunft. Sie unterscheiden sich eindeutig von den peloidalen grainstones der bindstone-Fazies.

3. Tag: Die Sella-Plattform

Einführung

Die Sellagruppe ist einer der bekanntesten Gebirgsstöcke der Dolomiten und zieht Touristen, Kletterer und Geologen aus aller Welt gleichermaßen an. Dieser Gebirgsstock lässt sich bequem über die vier Dolomitenpässe – Sellajoch (2244 m), Grödner Joch (2121 m), Campolongo Pass (1875 m) und Pordojoch (2239 m) – mit dem Fahrzeug umrunden (Fig. 3.1). Die Schichtabfolge der Sella-Gruppe reicht vom Ladin bis in die Unterkreide (Fig. 3.2). Morphologisch lässt sich das Massiv in zwei Stockwerke untergliedern: Das untere Stockwerk, die Sella-Plattform im engeren Sinn, ist zum Großteil eine postvulkanische Karbonatplattform ladinisch-karnischen Alters (Rosszähne-Fm. und Cassianer Dolomit); das obere Stockwerk ist von ca. 280 m mächtigen horizontal geschichteten Flachwasserdolomiten (Hauptdolomit, Oberkarn-Nor) gekennzeichnet. Zwischen diesen beiden Plattformen liegt das morphologisch zurückgewitterte Band der „Raibler Schichten“ – in der Folge als Pordoi-Formation bezeichnet (Fig. 3.2). Die jüngsten Gesteine der Sellagruppe sind im Bereich des höchsten Gipfels (Piz Boé, 3152 m) aufgeschlossen: Über dem Hauptdolomit folgen ca. 40 m mächtige rhäto-liassische Flachwasserkalke (Dachsteinkalk und Graukalke), darüber pelagische, rote Knollenkalke des

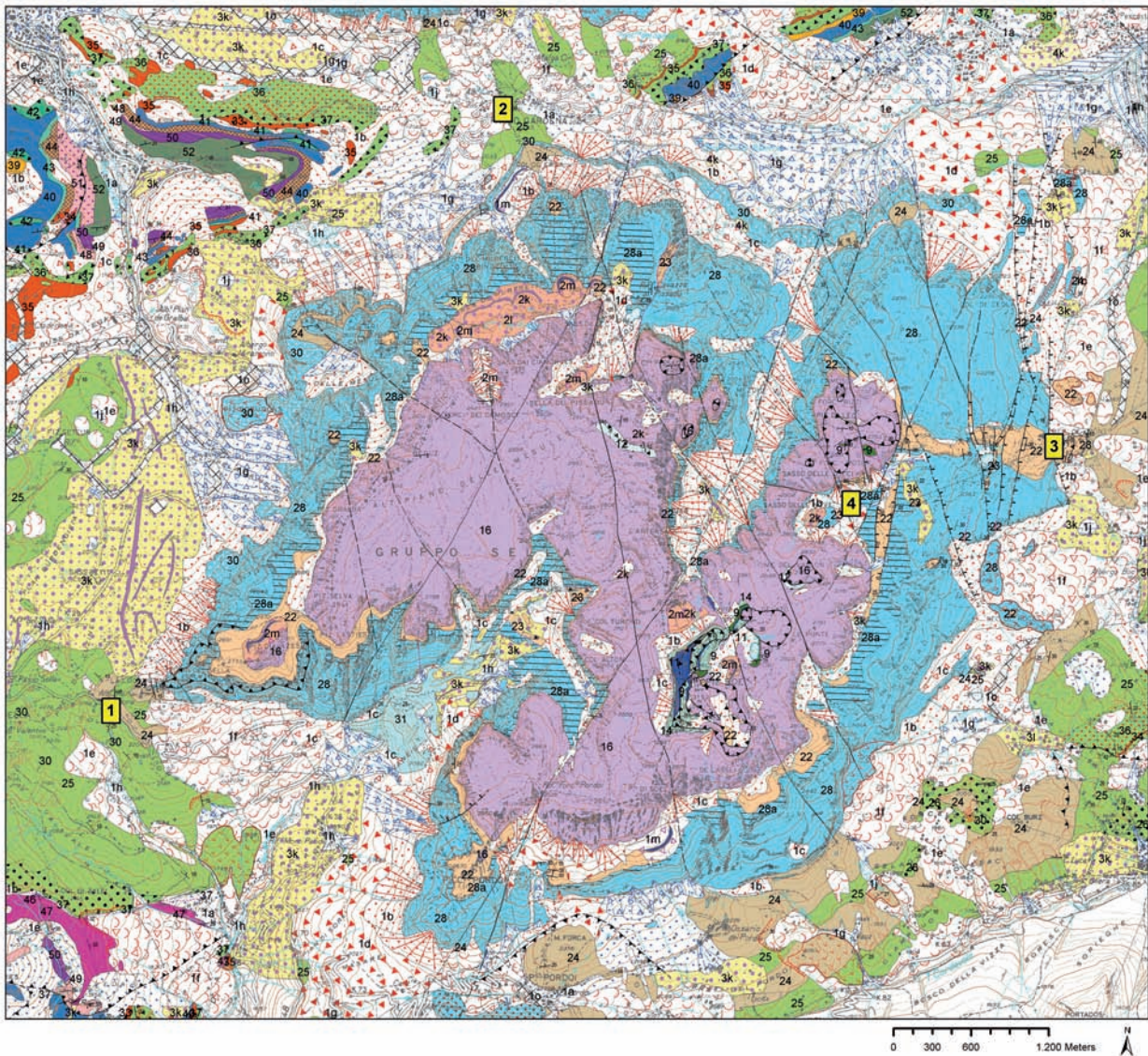


Fig. 3.1: Verkleinerter Ausschnitt der „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ mit Exkursionsstopps (1-4) in der Sellagruppe. Legende: 1 = Postglaziale Ablagerungen; 2 = Ablagerungen der „Kleinen Eiszeit“, 3 = Spätglaziale Ablagerungen. Lithofazies: a = Verwitterungsschutt, b = Sturzschutt, c = Blockschutt, d = Bergsturzmaterial, e = Rutschmasse, f = grobblockige Rutschmasse, g = gemischte Ablagerung, h = alluviale Sedimente, i = Seesedimente, j = Vernässungszonen, k = Moräne undifferenziert, l = grobblockige Obermoräne, m = Blockgletscherablagerung, o = künstliche Aufschüttung und anthropogene Flächen. 9 = Puez-Fm., 11 = Rosso Ammonitico, 12 = Gardencia-Fm., 14 = Graukalk-Gruppe + Dachsteinkalk, 16 = Hauptdolomit; Raibl-Gruppe: 22 = Pordoio-Fm., 23 = Breccien u. Megabreccien; 24 = St. Cassian-Fm., 25 = Wengen-Fm., 26 = Marmolada-Konglomerat; Schlern-Gruppe: 28 = Selladolomit-Subgruppe, 28a = gebankte Fazies, 30 = Rosszähne-Fm., 31 = Rosengarten-Fm.; Fernazza-Gruppe: 33 = vulkanische Breccien, 34 = Gänge, 35 = Laven, 36 = Hyaloklastite, Tuffe, Sandsteine, 37 = „Caotico eterogeneo“; 41 = Moena-Fm., 42 = Breccien; 43 = Morbiac-Fm., 44 = Peres-Fm.; Werfen-Fm.: 48 = Seis-Mb. & Gastropodenoolith, 49 = Andraz-Mb., 50 = Mazzin-Mb. & Tesero-Oolith; 51 = Untere Werfener Schichten undiff; 52 = Bellerophon-Fm.

Dogger-Malm (Rosso Ammonitico) und schließlich bunte Mergel und Kalke der Unterkreide (Puezmergel).

Plattformgeometrien und Lithofazies

Die Sella-Plattform hat eine nahezu kreisrunde Form mit einem Durchmesser von 7 bis 8 km, ist bis 600 m mächtig

und flankiert von typischen 30–35° steilen Klinoformen mit Progradationsrichtungen von 360°. Die Klinoformen verzahnen mit Beckensedimenten der Wengen- und St.-Cassian-Formation. Damit ergibt sich das Bild einer isolierten, Atoll-ähnlichen Karbonatplattform. Das Innere der Plattform ist von horizontal geschichteten Dolomitbänken gekennzeichnet, deren Mächtigkeit von über

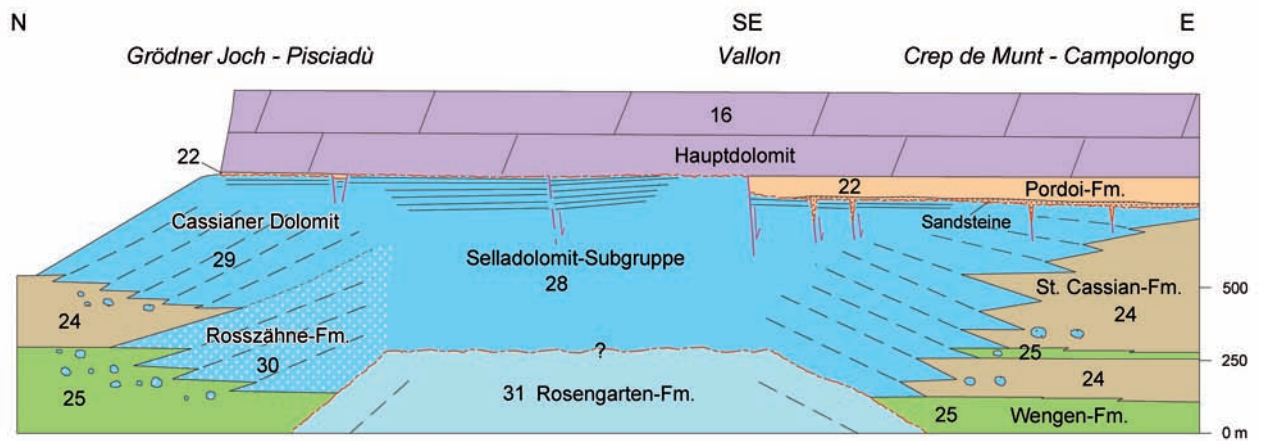


Fig. 3.2: Stratigraphisches Schema der Sella-Plattform.

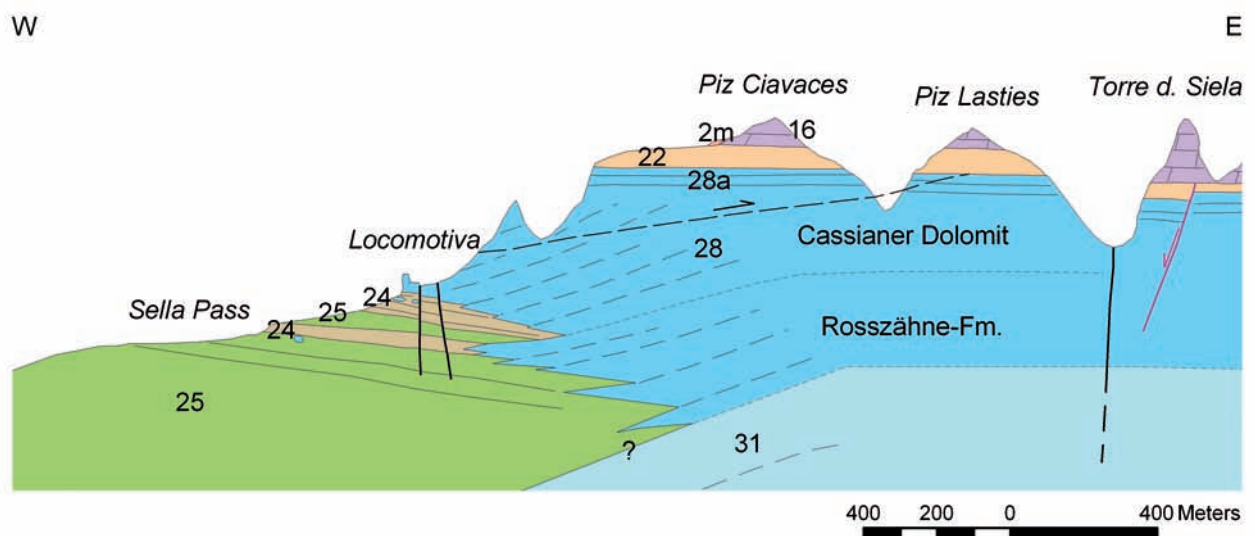


Fig. 3.3: Profilschnitt am Westrand der Sella-Plattform (Stopp 1) mit typischer Riff-Beckenverzahnung. Das zweifache Übereinander der Wengen- und St.-Cassian-Fm. im Becken resultiert aus dem unterschiedlichen Eintrag von vulkanoklastischem und karbonatbetontem Material. Legende wie Fig. 3.1.

200 m (z.B. im Val Lasties) bis auf wenige Zehnermeter am Außenrand der Plattform abnimmt. Die Topsets sind hauptsächlich aus Pelmikriten, Aggregatkörnern und Automikritlagen aufgebaut (Keim & Schlager, 2001). Der Biogehalt liegt unter 10 Vol% und beinhaltet hauptsächlich Echinodermenklasten, Bivalven, Foraminiferen, Dasycladaceen- und Solenoporaceen-Bruchstücke, *Tubiphytes*, *Rivularia*, *Cayeuxia*, *Hedstroemia* und Sphinctozoen-Schwammreste.

Der Übergang von den Topsets in die steilen Hangschichten erfolgt meist über eine wenige Zehnermeter breite Zone von massigen, strukturlosen Dolomiten. An manchen Stellen ist dieser Übergang jedoch äußerst abrupt. Am Plattformrand bzw. am oberen Hang treten sehr häufig dm-große, mit fibrösen Zementlagen gefüllte Hohlräume („Großoolithe“, „Evinospongae“) auf. Die zement-

gefüllten Hohlräume nehmen bis zu 50-60 Vol% der Gesteinsmassen ein (Keim & Schlager, 2001). Die Bildung dieser Hohlräume umfasst mehrere Prozesse, wie zum Beispiel Hohlrumbaue durch mikrobielle, mikritische Umkrustung (Wachstumshohlräume), Hohlrumbaue durch Lösung oder durch Bioturbation eines bereits halb verfestigten Sediments (firmground burrows).

Im großen Maßstab weisen die Klinoförmigkeiten zumeist planare Hangschichtung auf (z. B. Val de Mesdi, Kenter, 1990). Bei näherer Betrachtung zeigt sich allerdings, dass die Klinoförmigkeiten hangauf- und hangabwärts auslinsen. Die Klinoförmigkeiten setzen sich aus Breccien, einzelnen Blöcken, Kalkareniten und autochthonen Karbonatlagen aus Automikrit und Zement zusammen. Am Hangfuß laufen die Klinoförmigkeiten über relativ kurze Distanz konkav aus und gehen in Beckensedimente über (Fig. 3.3 und 3.4, Stopp 1 und 2).

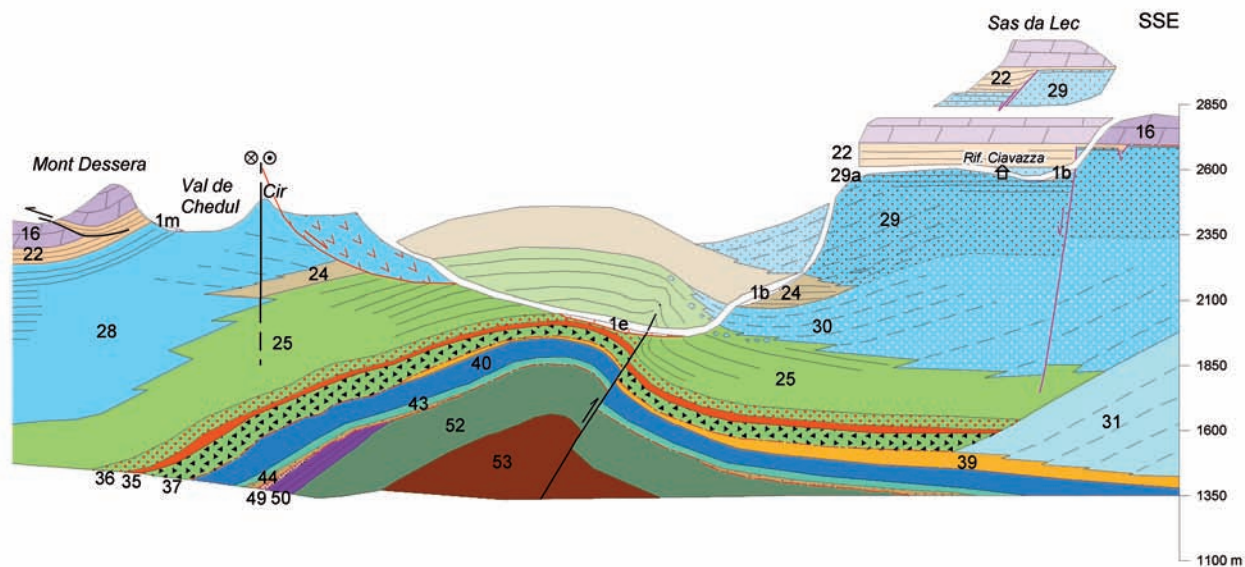


Fig. 3.4: N-S Profilschnitt, ca. 800 m östlich des Grödnertals. Die „Grödnertal-Megabreccie“ (30) wird als untere Hangfazies der postvulkanischen Rosszähne-Fm. interpretiert (s. Text). Man beachte zudem die karnischen Extensionsstrukturen am Rif. Ciavazza und am Sas da Lec, die vom Hauptdolomit versiegelt werden.

53 = Gröden-Fm., 52 = Bellerophon-Fm., 50 + 49 = Untere Werfener Schichten, 44 = Peres-Fm., 43 = Morbiac-Fm., 40 = Contrin-Fm., 39 = Buchenstein-Fm., 37 = „Caotico eterogeneo“, 36 = Tuffe, Sandsteine, 35 = Lava, 31 = Rosengarten-Fm. (prä-vulkanischer Schlerndolomit), 30 = Rosszähne-Fm. (postvulkanischer Schlerndolomit), 29 = Cassianer Dolomit (postvulkanischer Schlerndolomit), 28 = Selladolomit-Subgruppe (postvulkanischer Schlerndolomit undifferenziert), 29a = Topsets, 25 = Wengen-Fm., 24 = St.-Cassian-Fm., 22 = Pordoi-Fm. (Raib-Gruppe), 16 = Hauptdolomit.

In den proximalen Beckensedimenten finden sich häufig Cipit-Blöcke (vgl. auch Mahlknechtwand, 2. Exkursionstag).

Das Ende der Plattform und die karnische Grabenbruchtektonik

Mit der Plattformprogradation werden die ehemals mehrere 100 m tiefen Becken allmählich aufgefüllt und die Klinoflachen damit deutlich flacher. Das Ende des Plattformwachstums ist durch eine scharfe Grenze markiert: Sowohl die Topsets als auch die flache Hangfazies im Osten der Sella-Plattform (Crep de Munt) werden von vulkanoklastischen Sandsteinen oder grünen Mergeln der Pordoi-Fm. überlagert (Fig. 3.2). Diese Grenzfläche wird auf der Plattform als subaerische Verkarstungsoberfläche interpretiert (Keim & Brandner, 2001). Das lithologische Spektrum der Pordoi-Fm. umfasst neben dem basalen Sandstein helle bis bräunliche Dolomite, grüne, mergelige Dolomite sowie türkisgrüne Mergel. Die Abfolge lässt sich zumeist in eine untere, subtidale und eine obere, inter- bis supratidale Fazies untergliedern. Die lithofazielle Ausbildung der Pordoi-Fm. mit abrupten Fazies- und Mächtigkeitssprüngen zeugt von syndimentärer Extensionstektonik zur Zeit des Unterkarn (s. Doglioni, 1992, Keim & Brandner, 2001). Spaltenfüllungen aus Breccien und Megabreccien sowie Graben- und Halbgrabenfüllungen

im Cassianer Dolomit sind Ausdruck dieser Extensionstektonik (Fig. 3.2 und 3.5). Die Gräben bzw. Halbgräben sind kleinräumig, d.h. auf einige Zehner- bis ca. Hundertermeter beschränkt und verlaufen im Wesentlichen N-S bis NNE-SSW bzw. NW-SE. Die karnischen Extensionsstrukturen werden spätestens vom Hauptdolomit (Oberkarn-Nor) versiegelt.

Im Vallon (Sella-Ostseite) bildet die Pordoi-Fm. ein Onlap an den Cassianer Dolomit („undated nucleus“ *sensu* Bosellini & Neri, 1991; s. Doglioni, 1992, Keim & Brandner, 2001). Am Kontakt ist zudem eine Breccie zwischengeschaltet, die als lokale Scarpbreccie des Cassianer Dolomits durch Kippschollentektonik gedeutet wird (Keim & Brandner, 2001). Diese karnische Grabenbruchstruktur wird vom horizontal geschichteten Hauptdolomit versiegelt (Fig. 3.5, Stopp 4).

Biostratigraphie

Das Alter der Sella-Plattform beruht auf Ammoniten- und Conodontendaten aus den proximalen Beckensedimenten der obersten Wengen-Fm. und der untersten St.-Cassian-Formation (Mietto & Manfrin, 1995, Mastandrea et al., 1997) sowie auf ersten Pollenanalysen aus der obersten St.-Cassian- und der überlagernden Pordoi-Formation. Alle bisherigen Ammonitenfunde fal-

len in die *Regoledanus*-Zone (*sensu* Krystyn, 1983) bzw. *Regoledanus*-Subzone (*sensu* Mietto & Manfrin, 1995) und weisen damit Oberladin-Alter auf. Am Grödner Joch wurde über der Megabreccie (Rosszähne-Fm.) bei Col de Frea auch *Daxatina cf. canadensis* nachgewiesen, die nach Ansicht von Mietto & Manfrin (1995) und Broglio Loriga et al. (1999) die Basis der karnischen Stufe markiert. Die Festlegung der Ladin-Karn-Grenze von Seiten der IUGS Subcommission on Triassic Stratigraphy steht noch aus. Die Conodontenfauna aus der Wengen- und St. Cassian-Fm. entspricht der *diebeli*-Assemblage-Zone und damit ebenfalls der *Regoledanus*-Zone (Oberladin, s. Mastandrea et al., 1997). Es ist jedoch anzumerken, dass rund um die Sella-Plattform ein beträchtlicher Anteil der Klinoformen in die Luft ausstreicht und daher in den Beckensedimenten biostratigraphisch nicht erfassbar ist. Nur an der Ostseite bei Crep de Munt ist auch der jüngste Anteil der Sella-Plattform erhalten. Erste Pollenuntersuchungen aus der obersten St.-Cassian-Fm. belegen dort die *Aonoides*-Zone, d.h. das Unterkarnium-Alter (Keim & Roghi, 2006). Die überlagernde Pordoi-Fm. fällt nach diesen Pollendaten ins obere Unterkarn (*Austriacum*-Zone) bzw. ins tiefe Tuval (Keim & Roghi, 2006).

Exkursionsroute

Die Exkursion schließt stratigraphisch direkt an jene vom Vortag (Seiser Alm-Rosszähne) an und endet im obertriassischen Hauptdolomit.

Stopp 1, Sellajoch: Der erste Halt ist der Plattformhang-Becken-Verzahnung sowie der Faziesrekurrenz in den Beckensedimenten gewidmet (Fig. 3.3). Die Beckensedimente zeigen einen zweifachen Wechsel von Vulkanoklastika und karbonatbetonter Abfolge. Die Beckensedimente am Sellajoch sind von dunklen vulkanoklastischen Sand- und Tonsteinen, mitunter Feinkonglomeraten gekennzeichnet (Wengen-Fm.). Das Aussetzen von Vulkanoklastika und der begleitende Farbwechsel zu typisch graubeißen Mergeln und Kalken mit coarsenig-upward-Trend (St. Cassian-Formation) ist vermutlich auf eine länger anhaltende Flutung des Schutt liefernden Hinterlandes und damit der aktiven Progradation der Plattform zurückzuführen. Über dieser karbonatbetonten Beckenabfolge (mehrere Zehnermeter mächtig) treten erneut Vulkanoklastika (Wengen-Fm.) auf, die abschließend von Kalken und Mergeln der St.-Cassian-Fm. überlagert werden (Fig. 3.3). Der Eintrag von vulkanoklastischem Material in die Becken tritt erst mit der endgültigen Einebnung und marinen Flutung des Schutt liefernden Hinterlandes (Vulkan-Insel) zurück. Diese zweifache Überlagerung der Wengen- und St. Cassian-Formation entspricht der sedimentären Dynamik von Beckenzonen, die abwechselnd dem Eintrag verschiedenen Materials (Vulkanoklastika vs. Riffdetritusschüttungen) ausgesetzt waren.

Stopp 2, Grödner Joch: Die Aufschlüsse am Grödner Joch sind beispielhaft für die Faziesverzahnung von Riffhängen und Beckensedimenten (Fig. 3.4). Dennoch wurde in der Vergangenheit gerade darüber heftig diskutiert (Bosellini, 1982, 1984, Wendt, 1982). Mojsisovics (1879) und auch Leonardi & Rossi (1957) deuteten die Megabreccien am Grödner Joch als untere Riffzungen der Sella-Plattform, die mit den Beckensedimenten (Wengener bzw. Cassianer Schichten) verzahnen. Wendt (1982) sah in den Blöcken teilweise organische *in situ* Buildups. Bosellini (1982, 1984) und Bosellini & Neri (1991) hingegen interpretierten die Megabreccien als kanalisierte Rinnenfüllung mit erosivem Einschnitt in den Beckensedimenten und einer Horizontalschichtung am Top. Die Breccienbänke seien auf wiederholten Kollaps einer älteren Plattform zurückzuführen. Unsere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass das Hauptargument einer kanalisierten Rinnenfüllung, die „channel geometry“, d.h. konkave Untergrenze und flaches Top (Bosellini & Neri, 1991), keiner Prüfung Stand hält. Das rasche Auskeilen der Megabreccien nach Norden ist eine typische Verzahnung mit der Wengen-Formation, ähnlich wie an der Mahlknichtwand (Tag 2): einzelne Cipit-Blöcke finden sich noch im proximalen Becken (Fig. 3.4). Innerhalb der einzelnen Megabreccienbänke treten Kalkarenite auf, die auf aktive Plattformschüttungen hinweisen. Die „Grödner-Joch-Megabreccie“ betrachten wir hiermit als Progradationszunge der Rosszähne-Formation. Diese Progradationszunge kann am Sellajoch (Stopp 1) mit den Kalkareniten der „unteren“ St.-Cassian-Fm. beim Hotel Flora korreliert werden. Die scheinbare Horizontalschichtung der Megabreccienbänke am Grödner Joch ist das Ergebnis tektonischer Einengungsprozesse im Neogen, die zur Bildung der E-W-streichenden „Plan-Grödner-Joch-Antiklinale“ führten: Dadurch fällt die Wengen-Fm. als Teil des S-Schenkels dieser Antiklinale am Grödner Joch nach S; in gleicher Weise ist das S-wärtige Aufbiegen der ursprünglich vermutlich flach N-fallenden, distalen Klinoformen der Rosszähne-Formation erklärbar (Fig. 3.4).

Stopp 3, Liftstation Boé (Crep de Munt): Panorama auf die östlichen Dolomiten und Erläuterung zur differenziellen stratigraphischen Entwicklung im Karn W' und E' des Gadertales.

Stopp 4, Vallon: Die Aufschlüsse am Wandfuß des Zehners/Sas dies belegen eindrucksvoll die karnische Grabenbruchtektone mit Versiegelung derselben durch den obertriassischen Hauptdolomit (Fig. 3.5). Neben der karnischen Extensionsstruktur ist an der Südwand des Boéseekofels/Piz da Lech auch noch ein (ober)?kretazischer Grabenbruch erhalten. Dabei sind die Puezmergel (Unterkreide) lokal in den Hauptdolomit tektonisch eingesenkt (Reithofer, 1928, Doglioni, 1992). Während der



Fig. 3.5: Karnischer Grabenbruch im Vallon (Sella Ostseite) mit Zerbrechen des Cassianer Dolomit und Bildung einer Scarpbreccie (Br). Der tektonisch geschaffene Ablagerungsraum wird von der Pordoi-Fm. mit entsprechendem onlap an die karnische Abschiebung (blau) bzw. die Scarpbreccie verfüllt, während im WSW der Cassianer Dolomit subaerisch exponiert bleibt (rote Strich-Punkt-Linie). Der Hauptdolomit versiegelt die karnischen Extensionsstrukturen. Die Abschiebung im Hauptdolomit (schwarze Linie rechts im Bild) wird von der jüngeren Überschiebung (schwarze strichlierte Linie) am Zehner abgeschnitten. Diese Überschiebung ist der paläogenen Deformationsphase mit Bewegung der Hangendscholle nach WSW zuzuordnen.

paläogenen Kompressionstektonik wurden diese Extensionsstrukturen von einer WSW-gerichteten Überschiebung abgeschnitten (Fig. 3.5, s. auch Doglioni, 1992). Die (ober)?kretazischen Extensionsstrukturen lassen sich neben der Liegendscholle auch im Hauptdolomit der Hangendscholle nachweisen.

Literatur

- AA. VV. (1970) Carta geologica d'Italia, Foglio 11, "M. Marmolada", 1:100.000. Servizio geologico Nazionale, Roma.
- AA. VV. (1972) Carta geologica d'Italia, Foglio 027, "Bolzano", 1:50.000. Servizio geologico Nazionale, Roma.

- Bacelle Scudeler, L. et al. (1969) Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio 11 Monte Marmolada, pagg. 5-89, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Bargossi, G.M. & D'Amico, C. (1988) Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino-Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps. *Miner. Petrogr. Acta*, **31**, 131-157, Bologna.
- Bargossi, G.M., Rottura, A., Vernia, L., Visonà, D. & Tranne, C.A. (1998) Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53** (1998), 23-41, Roma.
- Bargossi, G.M., Klötzli, U.S., Mair, V., Marocchi, M. & Morelli, C. (2004) The Lower Permian Athesian Volcanic Group (AVG) in the Adige valley between Merano and Bolzano: a stratigraphic, petrographic and geochrono-

- logical outline. 32nd International Geological Congress, Florence, Abstr.
- Benciolini, L., Poli, M.E., Visonà, D. & Zanferrari, A. (2001) The Funes/Villnöss Basin: an example of Early Permian tectonics, magmatism and sedimentation in the Eastern Southern Alps (NE Italy). "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monografia N. **25**, 133–138.
- Blendinger, W. (1994) The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology* **41**, 1147–1159.
- Blendinger, W., Van Vliet, A. & Hughes Clark, M. W. (1990) Updoming, rifting and continental margin development during the Late Palaeozoic in northern Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (Eds.) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geol. Soc. Spec. Publ. **49**, 27–37.
- Bosellini, A. (1965) Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. *Mem. Museo Sc. Nat. Ven. Trident.* **15**, 1–72, Trento.
- Bosellini, A. & Rossi, D. (1974) Triassic carbonate buildups of the Dolomites. In: L.F. Laporte (Ed.) *Reefs in time and space*. *SEPM Spec. Publ.*, **18**, 209–233.
- Bosellini, A. (1982) Geologia dei Passi dolomitici circostanti il Gruppo di Sella. In: Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale (A. Castellarin A. & G. B. Vai, Eds.). *Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.*, 267–272.
- Bosellini, A. (1984) Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*, **32**, 1–24.
- Bosellini, A. (1996) *Geologia delle Dolomiti*. 192 S., Athesia, Bozen
- Bosellini, A. & Neri, C. (1991) The Sella Platform (Upper Triassic, Dolomites). *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion B*, 30 pp, Ortisei (Italy).
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M.C., Rossi, P.L., Simboli, G. & Sommariva, E. (1982) Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale (A. Castellarin A. & G. B. Vai, Eds.). *Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.*, 189–210.
- Brack, P., Schlager, W., Stefani, M., Maurer, F. & Kenter, J. (2000) The Seceda drill hole in the Middle Triassic Buchenstein beds (Livinallongo Formation, Dolomites, Northern Italy) a progress report. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **106**, 283–292, Milano.
- Brack, P., Rieber, H. & Nicora, A. & Mundil, R. (2005) The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, **28** (4), 233–244.
- Brandner, R. (1984) Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 435–475.
- Brandner, R. (1991) Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern-Rosengarten Buildup and Seiser Alm Basin. In: Brandner, R., Flügel, E., Koch, R. & Yose, L.A. (Eds.) *The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform. Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A, Ortisei (Italy)*, 61 pp.
- Brandner, R. & Mostler, H. (1982) *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung d. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol*, 1–42, Innsbruck.
- Brandner, R., Flügel, E. & Senowbari-Daryan, B. (1991a) Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlkecht Cliff, Dolomites). *Facies*, **25**, 279–296.
- Brandner, R., Flügel, E., Koch, R. & Yose, L.A. (1991b) The Northern Margin of the Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform. *Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Guidebook Excursion A*, 61 pp, Ortisei, Italy.
- Broglio Loriga, C., Cirilli, S., De Zanche, V., Di Bari, D., Gianolla, P., Laghi, G. F., Lowrie, W., Manfrin, S., Mastradrea, A., Mietto, P., Muttoni, G., Neri, C., Posenato, R., Reichich, M., Rettori, R., & Roghi, G. (1999) The Prati di Stuares/Stuares Wiesen Section (Dolomites Italy): a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Carnian stage. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **105**, 37–78.
- Brondi, A., Ghezzi, G., Guasparri, G., Ricci, C.A. & Sabatini, G. (1970) Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **77**, 157–200, Pisa.
- Brondi, A., Fuganti, A., Lunz, L., Mittempergher, M., Murara, G., Nardin, N., Nascimben, P., Perna, G., Rossi, D., Scudeller Baccelle, L., Sommariva, E. & Zipoli, G. (1976) *Comento al foglio geologico 027 Bolzanoo, scala 1:50.000* (ed. 1973). *Studi Trent. Sc. Nat.*, **53**, 109–218, Trento.
- Cassinis, G. & Neri, C. (1992) Sedimentary and paleotectonic evolution of some Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy. *Cuad. Geol. Iberica*, **16**, 59–89, Madrid.
- Cassinis, G. & Perotti, C.R. (1994) Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie ed i bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Subalpino centrale, N Italia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **112** (1993), 1021–1036, Roma.
- Cassinis, G., Perotti, C.R. & Venturini, C. (1997) Examples of late Hercynian transtensional tectonics in the Southern Alps (Italy). In: Dickins, J.M. (Ed.): *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circumpacific Events and their global correlation*, pp. 41–50, Cambridge University Press, Cambridge.
- D'Amico, C. (1986) Volcanic sequence in Trentino – Alto Adige. In: Italian I.G.C.P. 203 Group (Ed.): *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine*

- segment of the Western Tethys. Field Guide Book. Soc. Geol. Ital. & I.G.C.P. Proj. 203 Field Conf., July 1986 – Brescia, Italy, 16–22, Tipolit. Comm. Pavese, Pavia.
- Dal Cin, R. (1972) I conglomerati tardo-paleozoici post ercinici delle Dolomiti. *Verh. Geol. B.-A., Jahrgang 1972*, S. 47–74, Wien.
- Dal Piaz, G.V. & Martin, S. (1998) Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio Austro-Sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53**, 43–62, Roma.
- Dana, J.D. (1875) Corals and coral islands. London.
- Darwin, C. (1842) The structure and distribution of coral reefs. 214 pp., London.
- Di Battistini, G., Gallo, F., Riammetti, F. & Vernia, L. (1989) Permian Andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy). *Miner. Petrogr. Acta*, **32**, 133–147, Bologna.
- Doglioni C. (1987) Tectonics of the Dolomites (Southern Alps-Northern Italy). *J. Struct. Geol.*, **9**, 181–193.
- Doglioni, C. (1992) Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **85**, 105–126.
- Eisbacher, G. H. (1996) Einführung in die Tektonik. 374 S, Ferdinand Enke, Stuttgart
- Gianolla, P., De Zanche, V. and Mietto, P. (1998) Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy). Definition of sequences and basin evolution. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R. (Eds.) *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 723–751.
- Golonka, J. & Bocharowa, N. Y. (2000) Hot spot activity and break-up of Pangea. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **161**, 49–69,
- Heiel, W. & Ladurner, J. (1936) Geologie des Gebietes von Villnb-Gröden-Schlern-Rosengarten. *Jb. Geol. B.-A.*, **36**, 1–63 mit 1 Geol. Karte 1:25.000, Wien.
- Keim, L. & Schlager, W. (1999) Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy). *Facies*, **41**, 15–26.
- Keim, L. & Brandner, R. (2001) Facies interfingering and syndimentary tectonics on late Ladinian-early Carnian carbonate platforms (Dolomites, Italy). *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**, 813–830.
- Keim, L. & Roghi, G. (2006) The age of the Sella platform (Triassic, Dolomites): new insights from palynological studies. *PANGEO AUSTRIA*, Innsbruck University Press., 140–141.
- Keim, L. & Schlager, W. (2001) Quantitative compositional analyses of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). *Sediment. Geol.*, **139**, 261–283.
- Keim, L. Sptl, C. & Brandner, R. (2006) The aftermath of the Carnian platform demise: a basinal perspective. *Sedimentology*, **53**, 361–386.
- Kenter, J.A.M. (1990) Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, **37**, 777–794.
- Kleibelsberg, R. v. (1935) Geologie von Tirol. 872 S., 1 Geol. Karte 1:500.000, Borntrger Verlag, Berlin.
- Klötzli, U.S., Mair, V., Morelli, C. & Bargossi, G.M. (2003) The "Bozener Quarzporphyr" (Southern Alps, Italy): Single zircon U/Pb age evidence for 10 million years of magmatic activity in the Lower Permian?. *Mitt. sterr. Miner. Petrogr. Ges.*, **145**, 187–188, Wien.
- Krainer, K. (1989) Composition and evolution of Lower Permian molasse sediments (Ponte Gardena Conglomerate) at the base of the Bolzano Volcanic Complex, Southern Alps (N Italy). *N. Jb. Geol. Palont. Mh.*, **7**, 400–424, Stuttgart.
- Krystyn, L. (1983) Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss.*, **5**, 231–258.
- Leopardi, P. (1962) Il Gruppo dello Sciliar e le scogliere correlligene dolomitiche. *Ann. Univ. Ferrara, N.S., sez. IX, (Suppl.)*, 83pp.
- Leonardi, P. (1967) Le Dolomiti – Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 2 Vol., 1019 pp., Manfrini Editore, Rovereto.
- Leonardi, P. & Rossi, D. (1957) La scogliera del Sella nelle Dolomiti Occidentali. *Ann. Univ. Ferrara, s. 9*, 3 (1), 1–36.
- Massari, F. & Neri, C. (1997) The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy). *Sediment. Geol.*, **110**, 181–221.
- Mastandrea, A., Neri, C. & Russo, F. (1997) Conodont biostratigraphy of the S. Cassiano Formation surrounding the Sella Massif (Dolomites, Italy): implications for sequence stratigraphic models of the Triassic of the Southern Alps. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **103**, 39–52.
- Maucher, A. (1960) Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. *Geol. Rundschau*, **49/2**, 487–497.
- Maurer, F. (1999) Wachstumsanalyse einer mitteltriadischen Karbonatplattform in den westlichen Dolomiten (Südalpen). *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 361–378.
- Maurer, F. & Schlager, W. (2003) Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). *Sedimentology*, **50**, 1 – 22.
- Mietto, P. & Manfrin, S. (1995) La successione delle faune ad ammonoidi al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino, Italia). *Ann. Univ. Ferrara*, **5** (Suppl.), 13–35.
- Mittempergher, M. (1958) La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige. I. contributo. *St. e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N.*, **I** (1), 61–145, Roma.
- Mittempergher, M. (1960) Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino. *St. e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N.*, **III**, 257–290, Roma.
- Mittempergher, M. (1962) Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena. *Atti*

- Soc. Tosc. Sc. Nat., **Serie A** (fasc. 2), 3-40, 1 Geol. Karte 1:40.000, Pisa.
- Mojsisovics, E.M. von (1879) Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. 551 pp, A. Hölder, Wien.
- Mostler, H. (1982) Exkursion 1: Bozner Quarzporphyr und Werfener Schichten. In: Österr. Geol. Ges. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern 28.9.-2.10. 1982, 43-79, Innsbruck.
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H., Oberli, F. (1996) High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanics: timescale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **141**, 137-151.
- Mundil, R., Zühlke, R., Bechstäd, T., Peterhänsel, A., Egenhoff, S.O., Oberli, F., Meier, M., Brack, P. & Rieber, H. (2003) Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. *Terra Nova*, **15**, 81-87.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Brack, P., Nicora, A., & Balini, M. (1997) Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy from the Dolomites and Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 107-120.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. & Gaetani, M. (2003) Early Permian Pangea „B“ to Late Permian Pangea „A“. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **215**, 379-394.
- Muttoni, G., Nicora, A., Brack, P. & Kent, D.V. (2004) Integrated Anisian/Ladinian boundary chronology. *Palaeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **208**, 85-102.
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Visonà, D. & Tranne, C.A. (1998) Petrological and geochemical evidence on the origin and significance of the Permian magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53** (1998), 9-21, Roma.
- Sarg, J.F. (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: C.K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Spec. Publ., **42**, 155-182.
- Sarti, M., Bosellini, A. & Winterer, E.L. (1992) Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin (Southern Alps, Italy): implications for rifting mechanism. In: J.S. Watkins, F. Zhiqiang & McMillen (Eds) *Geology and Geophysics of Continental Margins*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem., **53**, 241-258, Tulsa.
- Schuster, R., Schabert, S. & Abart, R. (1999) Permo-Triassic crustal extension during opening of Neotethyan ocean in Austroalpine-South Alpine realm. *Tüb. Geowiss. Arb., S. A*, **52**, 5-6, Tübingen.
- Selli, L. (1998) Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta; cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Subalpino orientale (NE Italia). *Mem. Soc. geol. It.*, **53**, 503-541, Roma.
- Slovan, L.E. (1989) Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy: alkaline arc rocks in a strike-slip setting. *J. Geophys. Res.*, **94** (B4), 4655-4666.
- Stock, H.W. (1994) Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten (Italien). *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, 383-406.
- Trener, G.B. (1904) Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. *Verh. Geol. R.- A.*, **17/18**, 390-394, Wien.
- Wendt, J. (1982) The Cassian patch reefs (Lower Carnian, Southern Alps). *Facies*, **6**, 185-202.
- Wolff, F.v. (1908) Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend von Bozen (Südtirol). *N. Jb. Min. Geol.*, **27**, 72-156, Stuttgart.