

Eine Reise am Fuße eines triassischen Riffs

Der Geologensteig Frötschbach führt von Bad Ratzes zur Prossliner Schwaige weiter auf den Schlern und ist bereits seit dem 19. Jahrhundert für seine spektakuläre Geologie bekannt. Entlang der Wanderung durchquert man geologische Schichten, die sich in der Trias vor etwa 240 Millionen Jahren in einem engräumigen Nebeneinander von Tropenriffen und tiefen Meeresbecken gebildet haben. Die vorkommenden Gesteine sind sehr unterschiedlich in Farbe und Beschaffenheit: Sandsteine, Konglomerate, Kalksteine, Dolomite, Basalte und Tone. Wir wollen an 5 Standorten die beeindruckende Geschichte dieser Gesteine erklären.

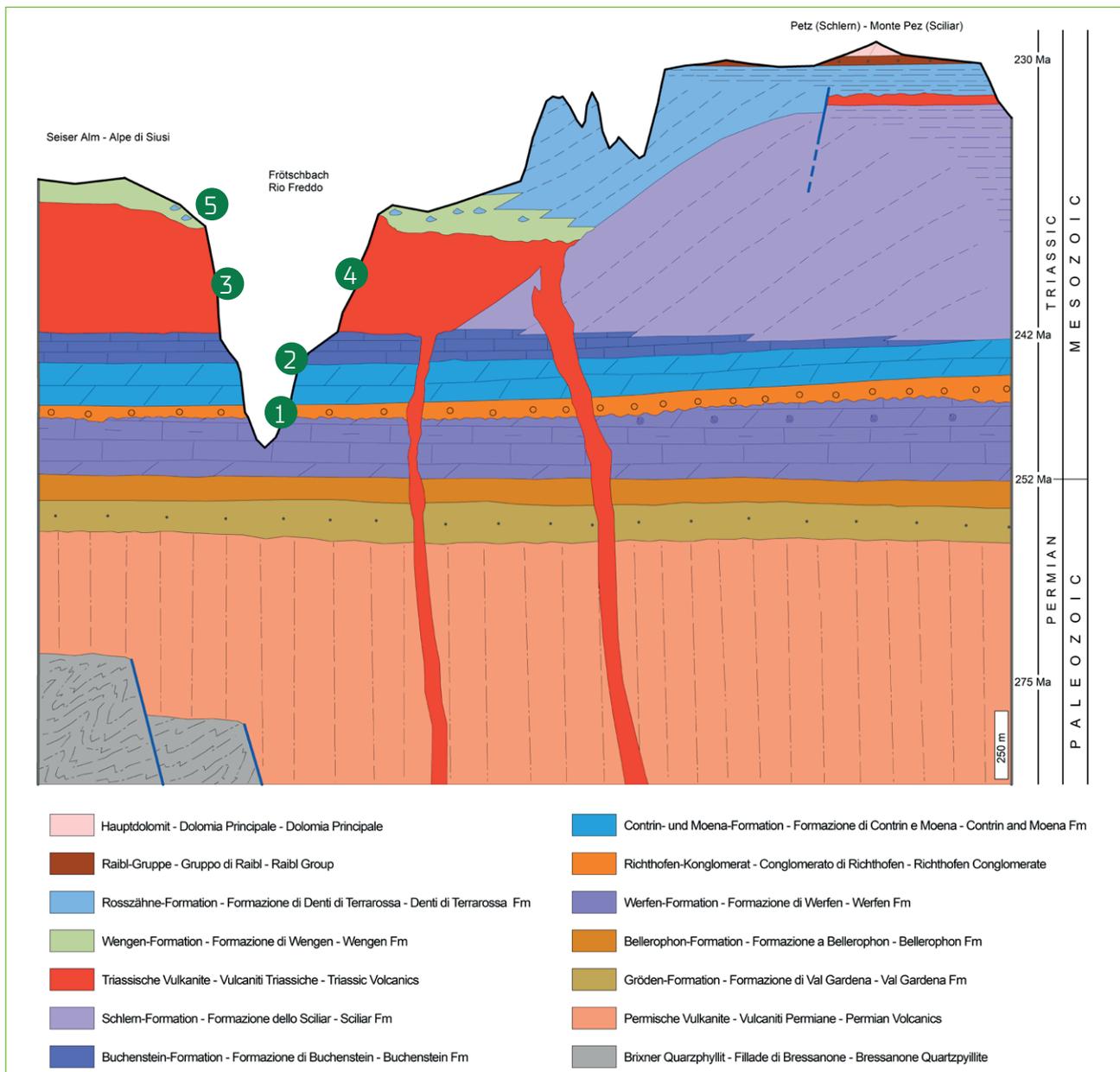


Abb. 1 – Vereinfachtes stratigraphisches Schema der Gesteinsabfolge des Seiser Alm-Schlerngebietes. Die Nummerierungen kennzeichnen die Position der einzelnen Stops entlang des Geologensteigs. Die Zeitskala ist seitlich angeführt.

1 Das Richthofen-Konglomerat

Vor dem Erreichen der Schautafel Nr. 1 schlängelt sich der Weg ausgehend von Bad Ratzes zunächst durch die ältesten Schichten, die in der Frötschbach-Schlucht vorkommen, die Werfen-Formation. Es handelt sich dabei um die ersten Schichten mit deutlich marinem Ursprung in den Dolomiten, die in einem offenen Küstenmeer mit einer Wassertiefe von einigen Metern bis zu einigen Zehnermetern abgelagert wurden. Die Werfen-Formation kennzeichnet eine Gesteinsabfolge, deren Farbe von weiß, grau, gelb bis rot reicht – je nachdem, ob Karbonat (Kalk und Dolomit) oder Sand und Ton vorherrschen.

An der Schautafel Nr. 1 angekommen, kann man rechts oberhalb des Weges einen Blick auf die darüberliegenden Schichtabfolgen werfen (Abb. 2). Im unteren Bereich, dort wo die Vegetation vorherrscht, sticht ein rötliches Gesteinspaket heraus, das nach oben hin in eine gut geschichtete gelblich-graue Abfolge übergeht, die dann von einer kompakten Felswand aus weißlichem Dolomit mit mehreren Zehnermetern Mächtigkeit überlagert wird. Die rot gefärbten Schichten sind Konglomerate – also Gesteine, die sich aus grobem Kies und feineren Komponenten zusammensetzen. Die einzelnen Gerölle stammen meist aus der unterlagernden und somit älteren Werfen-Formation und wurden von Fließgewässern transportiert und abgelagert. Dieses Gestein markiert also einen bedeutenden Wendepunkt in der landschaftlichen Entwicklung des Meeres in der Trias. In einer ersten Phase wurde die Erdkruste durch tektonische Bewegungen verkippt. Ein Teil des Meeresbodens wurde aus dem Meer gehoben, Flüsse und Bäche haben ihn teilweise abgetragen, das entstandene Material talwärts transportiert und abgelagert: Es bildete sich das Konglomerat. In einer zweiten Phase begann die gesamte Erdkruste abzusinken, so dass die darüber liegenden Schichten erneut unter dem Meeresspiegel abgelagert wurden. Die Entdeckung und die Bedeutung dieses Konglomerats gehen auf den berühmten Geologen Ferdinand von Richthofen Mitte des 19. Jahrhunderts zurück.



Stratigraphische Position des Stopps

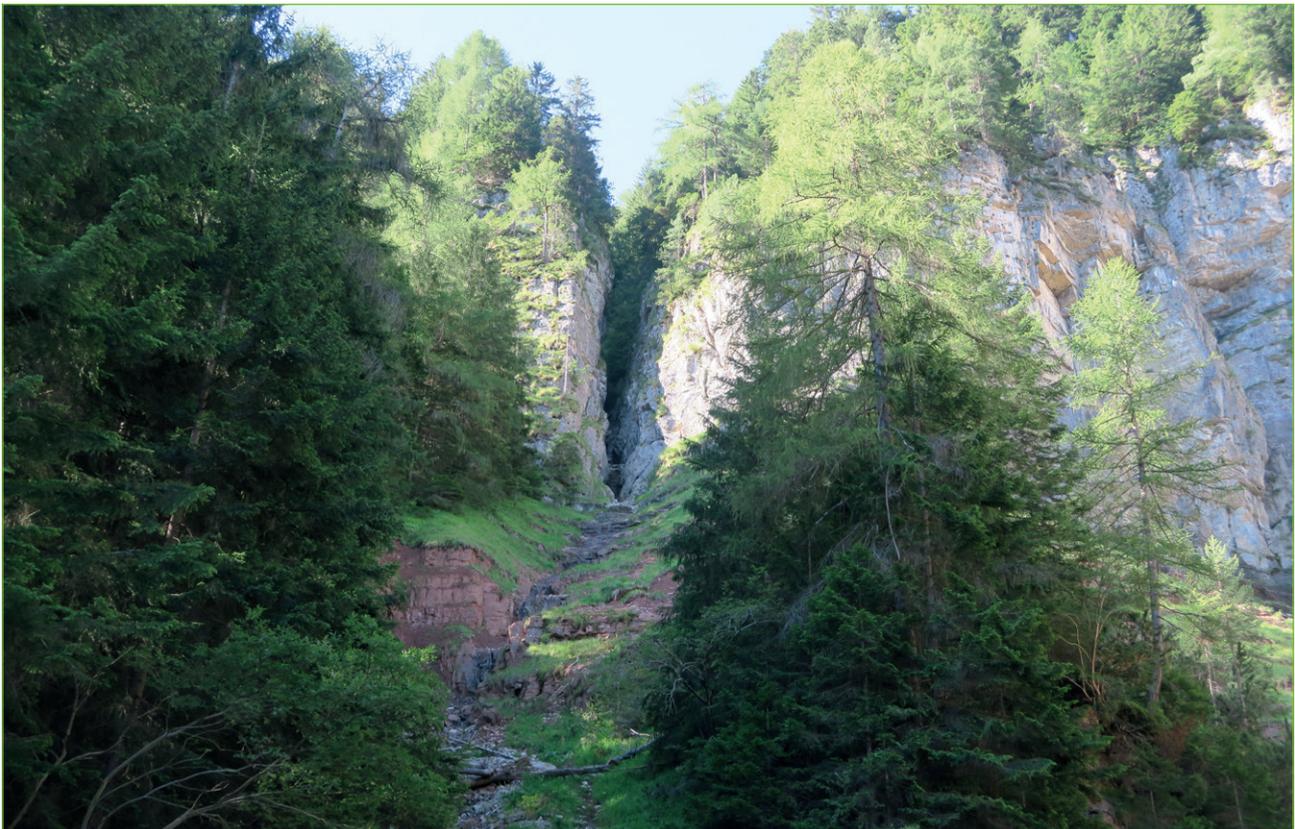
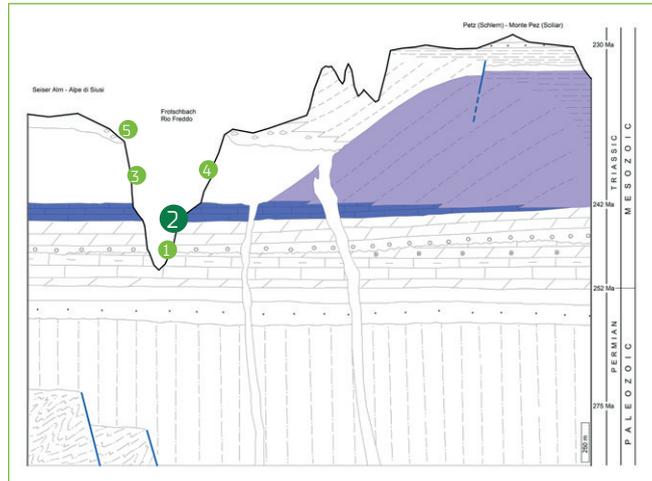


Abb. 2 – Schichtabfolge oberhalb des Weges bei der Schautafel Nr. 1

2 Die Buchenstein Schichten und die Schlern-Formation

Zwischen Schautafel Nr. 1 und Nr. 2 durchquert der Weg die Gesteinsabfolgen, die rechter Hand gleich nach der Schautafel Nr. 1 zu sehen sind. Er verläuft somit entlang der Dolomitgesteine der Contrin-Formation, die sich aus großen, massiven Schichtbänken zusammensetzt. Beim näheren Betrachten erkennt man eine undeutliche Feinschichtung, welche durch das Wachstum von Algenmatten – sogenannten Stromatolithen – entsteht. Diese Art von Strukturen ist vergleichbar mit denen, die auf den Gezeitenflächen der heutigen flachen tropischen Schelfmeere (z. B. den Bahamas) zu finden sind. Die Contrin-Formation ist an vielen anderen Orten in den Dolomiten leicht zu erkennen, da sie oft ein 50 bis 70 Meter dickes, zusammenhängendes Schichtpaket aus weißem, kompaktem Gestein am Fuß der imposanten Dolomitwände bildet. Diese Sedimente dokumentieren die Entwicklung des Dolomitenmeeres zu einem tropischen Archipel, in dem die ersten biologisch aufgebauten Riffe zu wachsen beginnen. Die Küstenlinie ist inzwischen so weit entfernt und nach Westen gewandert, so dass die Flussablagerungen (Sandsteine, Schluffe und Tone) die Sedimentationszone nicht mehr erreichen. Somit können sich hier nun die ersten reinen Karbonat-Ablagerungen bilden, die diese etwa 70 Meter hohe Steilstufe aus Dolomit aufbauen.



Stratigraphische Position des Stopps

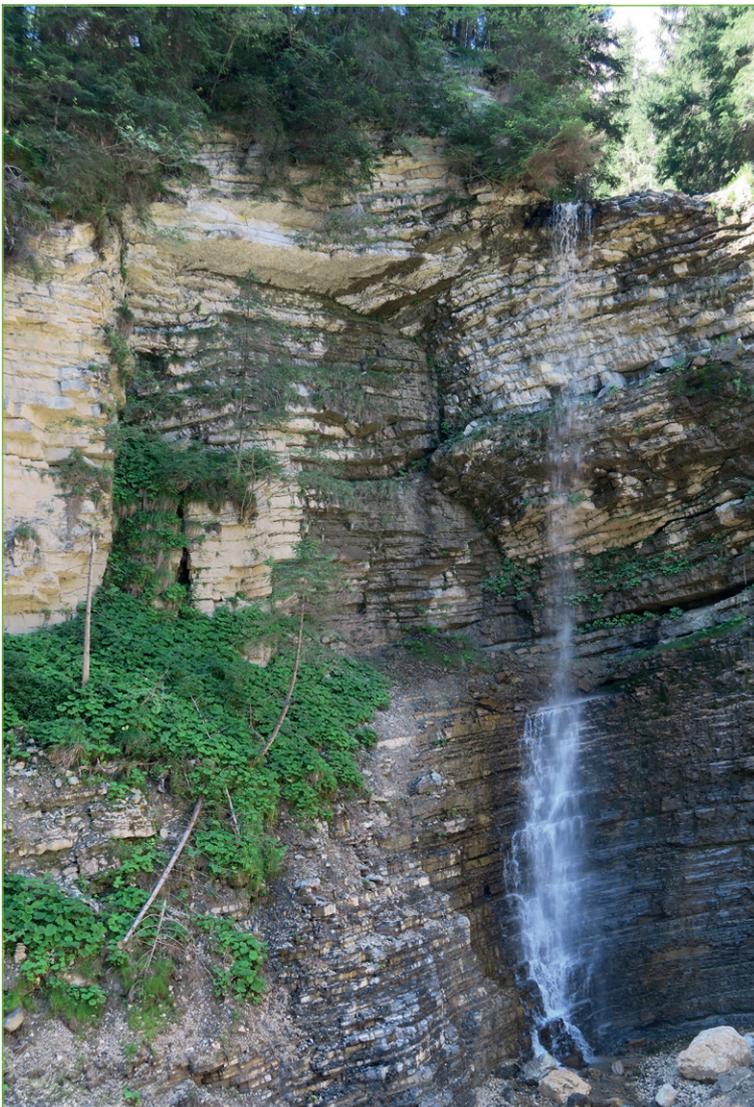


Abb. 3 – Buchenstein-Formation bei der Schautafel Nr. 2

Sobald man zur Schautafel Nr. 2 gelangt, ist direkt an der Felswand des Wasserfalls ein Paket aus zentimeterdicken, weißlichen, Schichten zu erkennen (Abb. 3). Jede einzelne dieser Kalkschichten hat sich sehr langsam vor rund 240 Millionen Jahren am tiefen Meeresgrund am Fuße des Schlernriffs gebildet. Über lange Zeiträume rieselten abgestorbenes Plankton und andere Feinanteile durch warmes Meereswasser auf den Meeresboden und bildeten so die dünnen weißen Schichten. Darin eingelagert finden sich harte dunkle Knollen von Hornstein (Radiolarit). Die ursprüngliche Schichtung war eine Feinlamination, diese wurde jedoch durch das Durchwühlen der dort lebenden Organismen (Bioturbation) zerstört.

Zwischen den kalkigen Lagen lassen sich manchmal auch grüne Aschen- bzw. Tufflagen (Pietra Verde) (Abb. 4) beobachten, welche von weit entfernten Vulkanausbrüchen stammen. Diese erlauben eine genaue Datierung der gesamten Anfolge, ähnlich wie bei Baumringen: jeder Meter umfasst in diesem Fall ca. 45.000 Jahre. Die Buchenstein Schichten bildeten somit in etwa 3 Millionen Jahren eine ca. 70 m dicke Gesteinsabfolge, das einige hundert Meter entfernte Schlernriff dagegen wuchs im selben Zeitraum über 800 m!

Zu dieser Zeit existierten unmittelbar nebeneinander das biokonstruierte Riff (Schlern-Formation) und das tiefe Meeresbecken (Buchenstein-Formation). Diese räumliche und geometrische Beziehung ist auch heute noch exemplarisch erhalten. Das Riff mit allseits 30-40° steil abfallenden Hängen ragte als tropische Insel aus dem tiefen Meeresgrund empor. Über die Riffhänge wurde Schuttmaterial nach und nach Richtung Becken verlagert. Die Riffe wuchsen Schicht um Schicht konzentrisch in die Breite und bildeten eine Reihe von grobkörnigen Schichten mit einem mehr oder weniger konstanten Neigungswinkel. Diese Schichten sind als Kliniformen bekannt.



Abb. 4 – Buchenstein-Formation mit einer eingelagerten Schicht aus „Pietra Verde“ (siehe Pfeile)

3 Triassische Vulkane – Basaltsäulen

Auf dem Weg zwischen Schautafel Nr. 2 und 3 durchquert man zunächst alle Schichten der Buchenstein-Formation und anschließend, sobald sich der Weg über den orographisch rechten Hang hinaufschlingt, die dunklen basaltischen und andesitischen Laven, die durch gewaltige untermeerische Vulkanausbrüche entstanden sind.

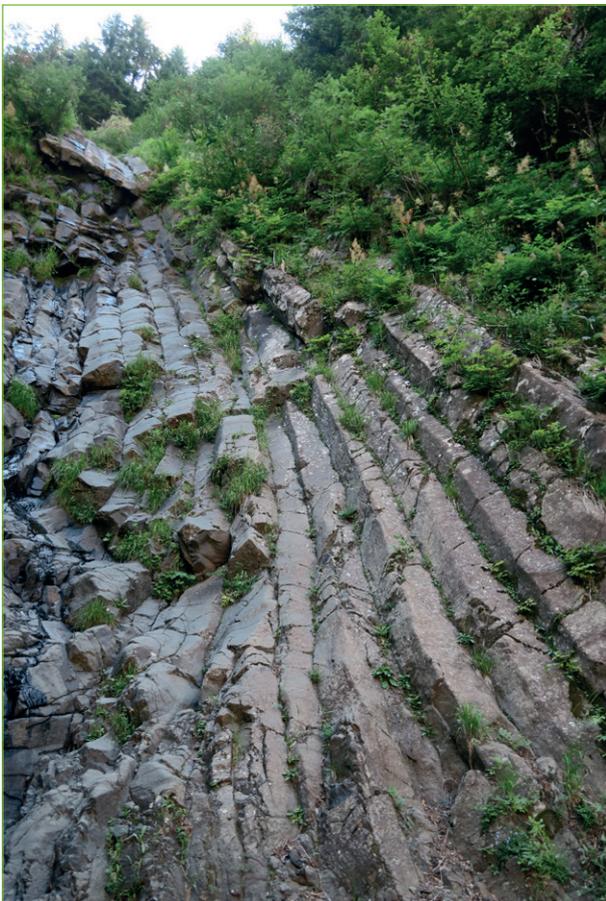
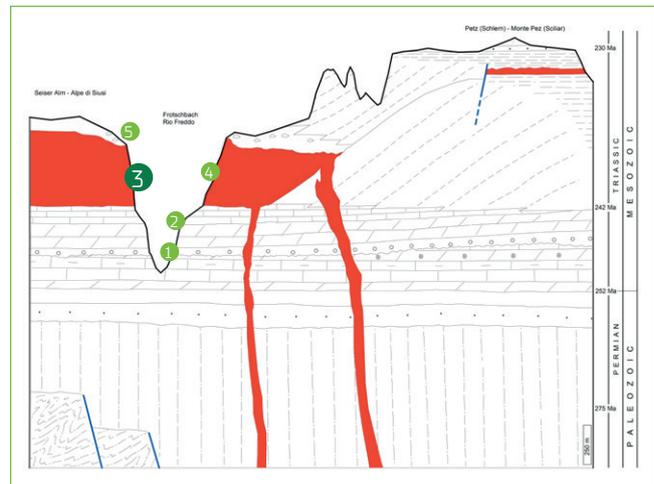


Abb. 5 – Im Meer entstandene andesitische Laven, mit typischer durch Abkühlung entstandene Säulenform.



Stratigraphische Position des Stopps

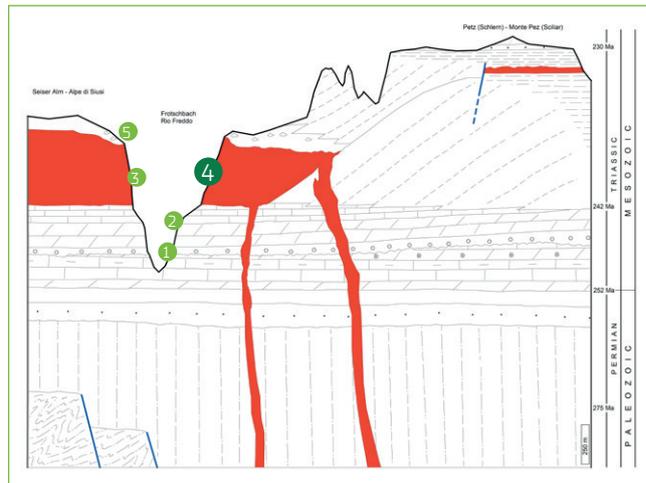
Die Erosion des Frötschbaches erlaubt uns hier einen Einblick in das Innere eines Lavastromes. Die ebenmäßigen 5- oder 6-eckigen Säulen aus schwarzem Gestein entstanden bei der langsamen Abkühlung von Lava (Abb. 5). Nach der Eruption zog sich die Gesteinschmelze beim Abkühlen langsam zusammen. Wie Trockenrisse in schlammigem Boden bildeten sich erste Spalten an der Oberfläche und drangen immer weiter ins Gestein hinein und wuchsen als Säule gleichsam in die Tiefe.

Das Auftreten von Vulkanen im Zeitalter des Oberladin vor 238 Mio. Jahren brachte drastische Änderungen in der tropischen Landschaft mit sich: Das üppige Wachstum der Riffe wurde plötzlich empfindlich gestört und gestoppt.

4 Vulkanausbrüche im Meer – Kissenlava

In vielen Felsaufschlüssen in den Dolomiten kann man innerhalb der triassischen Laven das Vorkommen von rundlichen, manchmal abgeflachten Kugeln mit Durchmessern von bis zu einem Meter (Abb. 6 und 7) beobachten. Diese besonderen Strukturen sind auch in anderen Erdregionen zu finden und tragen den Namen Pillow Lava (Kissenlava): sie entstehen, wenn glühende Lava im Wasser in kürzester Zeit erkaltet und erstarrt. Ihr Vorhandensein bestätigt somit, dass diese Eruptionen auf dem Meeresboden stattgefunden haben müssen.

Vom Haltepunkt der Schautafel Nr. 4 aus kann man in der Felswand auf der gegenüberliegenden Seite des Baches diese Kissenlaven erkennen.



Stratigraphische Position des Stopps



Abb. 6 – Andesitische Laven mit typischen Pillow-Strukturen. Im unteren rechten Eck ist auch ein Teil einer riesigen Buchenstein Scholle zu sehen, die in der Lava eingebettet ist.



Abb. 7 – Detailansicht eines Pillows. Man beachte die weißen Kalkbereiche, welche vom Meeresboden stammen und in die Zwickel zwischen den Kissen eingebettet sind.

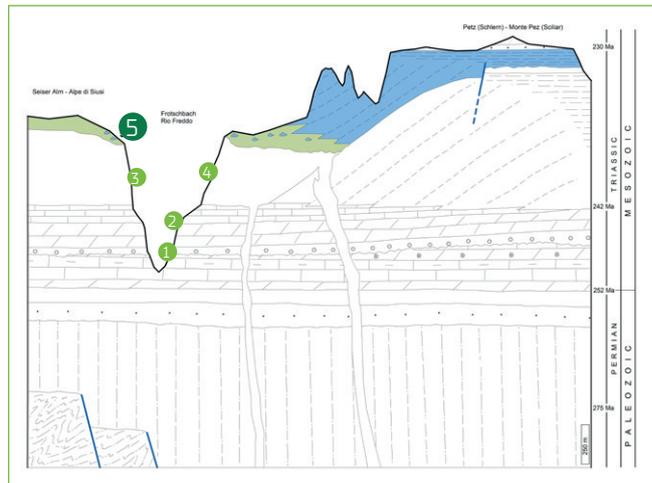
Beim genaueren Betrachten kann man zudem an beiden Hängen einige Zehnermeter lange Schollen ausmachen, die aus Bruchstücken der darunter liegenden Buchenstein-Formation bestehen, jedoch in diese Laven eingebettet sind. Diese Schollen wurden vom aufsteigenden Magma buchstäblich aus ihrer ursprünglichen Position herausgerissen und nach oben befördert.

Die in diesem Gebiet durchgeführten geologischen Untersuchungen haben es ermöglicht, das Vorhandensein eines großen untermeerischen Vulkankörpers im Bereich der Seiser Alm zu rekonstruieren, von dem heute allerdings nur noch ein Teil der ursprünglichen Gesteine erhalten sind.

5 Vom Korallenriff ins Meer: die Cipit-Blöcke

Zwischen Schautafel Nr. 4 und 5 verläuft der Steig größtenteils innerhalb der ladinischen Laven. Mit einer letzten Anstrengung verlassen wir die Schlucht und noch bevor wir die Prossliner Schwaige erreichen, weitet sich der Blick und die Landschaft: Im Norden erstreckt sich die Seiser Alm, im Süden hingegen das ehemalige triassische Riff des Schlernmassivs in seiner ganzen Pracht. Mit ein wenig Fantasie können wir uns den Meeresspiegel über unseren Köpfen vorstellen. Neben der Schönheit der Landschaft können wir von hier aus noch mehr genießen, denn der Frötschbach Geologenteig führt uns zur Basis eines versteinerten tropischen Riffes.

Vorbei an der Prossliner Schwaige führt der Weg in den oberen Teil des Bachlaufs (Tschapit- bzw. Cipitbach), der sich hier nur wenige Meter in die Gesteine eingefräst hat.



Stratigraphische Position des Stopps



Abb. 8 – Gut geschichtete Abfolge an der Basis der Wengen-Formation.

Sobald wir an der Schautafel Nr. 6 ankommen, befinden sich unter unseren Füßen die höchsten Bereiche der ladinischen Laven, während sich an den Flanken des Bachlaufes gut geschichtete, dunkel gefärbte Schichten erkennen lassen (Abb. 8). Diese Schichten zeugen von der Wiederaufnahme der ursprünglichen marinen Sedimentablagerung, nachdem die Vulkane erloschen waren. Die sehr dunkle Farbe des Gesteins ist auf vulkanische Bestandteile zurückzuführen, welche durch die Erosion und Abtragung der erloschenen Vulkankomplexe hier abgelagert

wurden. Diese Abfolge ist als Wengen-Formation bekannt und bestehen aus dunklen, vulkanoklastischen Sandsteinen und Mergeln, wechsellagernd mit Kalklagen, die reich an Fossilien sind.

Ein besonderes Merkmal der Wengen-Formation ist das Vorhandensein von metergroßen Kalksteinblöcken (Cipit-Blöcke), welche in den Schichten eingebettet sind (Abb. 9). Diese Blöcke sind Zeugen ehemaliger untermeerischer Rutschungen, bei denen Teile des Riffes abbrachen, den Hang hinunterglitten und schließlich im Schlamm des Meeresbodens zum Stillstand kamen. Die großen Blöcke aus dem Riffhang sind somit in die Wengen-Formation eingegлитten und dadurch von der späteren



Abb. 9 – Cipit-Blöcke (helle Kalksteine), eingebettet in die dunklen Schichten des Meeresbodens (Wengen-Formation).

Dolomitisation verschont geblieben. So finden wir hier bestens erhaltene Riffossilien, z. T. noch in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung aus Aragonit. Die hier nachweisliche und gut sichtbare primäre Einlagerung der in die Beckensedimente eingeglittenen Blöcke machte diese Lokalität (Tschapitbach) weltberühmt. Der Begriff „Cipit-Blöcke“ ist aus diesem Grund in die Fachliteratur eingegangen.

Gehen wir aber noch einmal einen Schritt zurück: Die starke vulkanische Aktivität hatte die Bioproduktion fast komplett gestoppt und das Riffleben in der Dolomitenregion sehr stark reduziert. Auf den vulkanischen Gesteinen wurde deswegen für lange Zeit nichts, oder nur sehr wenig abgelagert. Langsam kehrte aber das Leben wieder zurück, Organismen siedelten sich wieder an, vermehrten sich und die Riffe wuchsen erneut. Dieses Mal bilden sich zum ersten Mal auch echte Korallen. Bei genauerem Blick in Richtung Rosszähne sticht diese Entwicklung unmittelbar ins Auge: die dunklen Beckensedimente der Wengen-Formation verzahnen ebenda mit den steil abfallenden Schichten vom Riffrand der postvulkanischen Rosszähne-Formation (Abb. 10).



Abb. 10 – Panoramabild in Richtung der Rosszähne, wo alle Elemente des Korallenriffs und des angrenzenden Meeresbodens perfekt erhalten sind.

**NATURPARKHAUS
SCHLERN-ROSENGARTEN**
Oswald von Wolkensteinplatz 6
39040 Seis am Schlern
+39 0471 708110
info.sr@provinz.bz.it

Der vorliegende vertiefende Text ist als Begleitmaterial zum Geologensteig in Seis gedacht. Die Wanderung startet in Bad Ratzes und führt entlang des Frötschbaches auf die Seiser Alm. Weiterführende Informationen zum Thema finden Sie auch im Naturparkhaus Schlern-Rosengarten in Seis.

Texte: Corrado Morelli, Daniel Costantini, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Bozen
Fotos, Grafiken: Abb. 9 wurde freundlicherweise von Piero Gianolla zur Verfügung gestellt, alle restlichen Abbildungen und Fotos stammen vom Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Bozen
April 2023

