

Die Saualpe: Zeugin einer sehr langen geologischen Geschichte

Von Eckart Wallbrecher

Die weite Wanderung der Saualpe

Die Saualpe hat, verglichen mit anderen Teilen der österreichischen Alpen, eine wesentlich längere erdgeschichtliche Entwicklung durchgemacht. Sie gehört zusammen mit der Koralpe, den Ötztaler Alpen, der Silvretta sowie einigen weiteren kleinen Bereichen zu den Teilen der Ostalpen, die schon vor der Entstehung der Alpen existierten. Diese alten Kerne werden in neuerer Zeit als „Proto-Alpen“ bezeichnet. Sie haben mindestens drei Gebirgsbildungen mitgemacht:

- 1) die kaledonische vor ca. 400 Mill. Jahren,
- 2) die variszische vor ca. 300 Mill. Jahren und
- 3) die alpidische vor ca. 110 bis 80 Mill. Jahren.

In neuerer Zeit wurden Daten gefunden, die eine sehr lange geologische Geschichte der Saualpe und vergleichbarer Areale belegen. Sie reicht noch weit vor oben genannten Gebirgsbildungen. Diese Daten sind vor allem paläomagnetischer und radiometrischer Art. Paläomagnetische Daten ermöglichen es, die geographische Breite zu ermitteln, auf der ein Gesteinskomplex zu einer bestimmten erdgeschichtlichen Zeit gelegen hat. Die radiometrischen Daten, die aus dem Mengenverhältnis der durch radioaktiven Zerfall gebildeten Tochter-Isotope zu stabilen Isotopen gewonnen werden, ergeben das Bildungsalter bzw. das Alter der Mineralumwandlungen einer Probe.

Aufgrund dieser neuen Daten werden die Proto-Alpen heute als ein eigenständiges Terran oder als Teil eines solchen aufgefasst. Ein „Terran“ ist eine Kleinplatte, die bei der Wanderung der Großplatten der Erde mitverdriftet wird und sich irgendwann an einen größeren Kontinent anlagert.

Paläomagnetische Daten, Altersdatierungen und geochemische Analysen der Gesteine legen heute die Annahme nahe, dass das Terran der Proto-Alpen ein Bruchstück des südlichen Superkontinentes Gondwana war, der vor ca. 650 bis 600 Mill. Jahren entstanden ist. Dieser Superkontinent bestand aus den Landmassen der heutigen Südhalbkugel.

Die Proto-Alpen haben sich vom Nordrand Gondwanas vor ca. 500 bis 470 Mill. Jahren, zusammen mit dem Fragmenten 'Avalonia' und 'Armorica', abgetrennt. Sie sind dann im Laufe der Erdgeschichte aus einer ursprünglichen Position nahe des Südpols nach Norden gewandert. Diese Wanderung wurde mit paläomagnetischen Methoden nachgewiesen (z. B. SCHÄTZ et al., 2002). Abb. 1 zeigt die Wanderung der Terrane.

Diese Terrane haben schließlich durch Anlagerung an den damaligen russisch-baltischen und den nordamerikanischen Kontinent (Laurentia) Mitteleuropa und die Appalachen gebildet (Abb. 2).

Die Geschichte dieser Terrane ist somit dreifältig:

- 1) Sie enthalten Gesteine, Strukturen und geochemische Signaturen, die aus der Geschichte des Kontinents Gondwana stammen, von dem sie sich abgetrennt haben.
- 2) Sie sind markant geprägt in der Zeit ihrer eigenständigen Wanderung.
- 3) Sie zeigen Deformationen und Umbildungen, die sie bei der Kollision mit dem Großkontinent erlitten haben, an den sie wieder angelagert wurden.

In der variszischen Gebirgsbildung (vor ca. 320 bis 290 Millionen Jahren) kollidierten diese Terrane wieder mit Gondwana. Durch Verschwinden (Subduktion) eines dazwischen liegenden Ozeans (Rheischer Ozean) wurde Gondwana mit dem nördlichen Großkontinent 'Laurasia', der durch die kaledonische Kollision der nordamerikanischen Platte mit der russisch-baltischen entstanden war, und mit den beschriebenen Terranen zu einem einzigen Superkontinent, der 'Pangäa', zusammengeschweißt.

Bei diesen Kollisionen wurde immer der Gesteinsinhalt der Plattenränder hohen Drucken und Temperaturen ausgesetzt. Einen solchen Prozess bezeichnet man als Metamorphose. Die ursprünglichen Gesteine, die aus Meeresablagerungen, vulkanischen und granitähnlichen Mineralgesellschaften bestanden, wurden so in neue Gesteine verwandelt, deren Minerale unter hohen Drucken und Temperaturen stabil waren. Diese Gesteine werden als metamorphe Gesteine oder Metamorphite bezeichnet. Der Begriff „kristalline Gesteine“ oder einfach „Kristallin“ wird häufig synonym verwendet. Wenn man die Gesteine der Saualpe mikroskopisch untersucht, kann man sehr häufig Überprägung älterer Mineralgesellschaft durch jüngere Mineralisationen nachweisen. Es gelingt sogar, die unterschiedlichen Alter der Mineralien mit Isotopen zu datieren.

Im Perm begann die Pangäa bereits wieder zu zerfallen. Mit der Öffnung des Nordatlantik zu Beginn der Trias (vor 240 Mill. Jahren) und der damit zusammenhängenden Rotation Gondwanas begann sich auch im gesamten Raum der heutigen alpinen Gebirge ein neuer Ozean zu öffnen, die Tethys, die von Spanien bis in den Himalaya reichte (Abb. 1). Aus den Sedimenten dieses Ozeans ist dann später der größte Teil der Alpen gebildet worden.

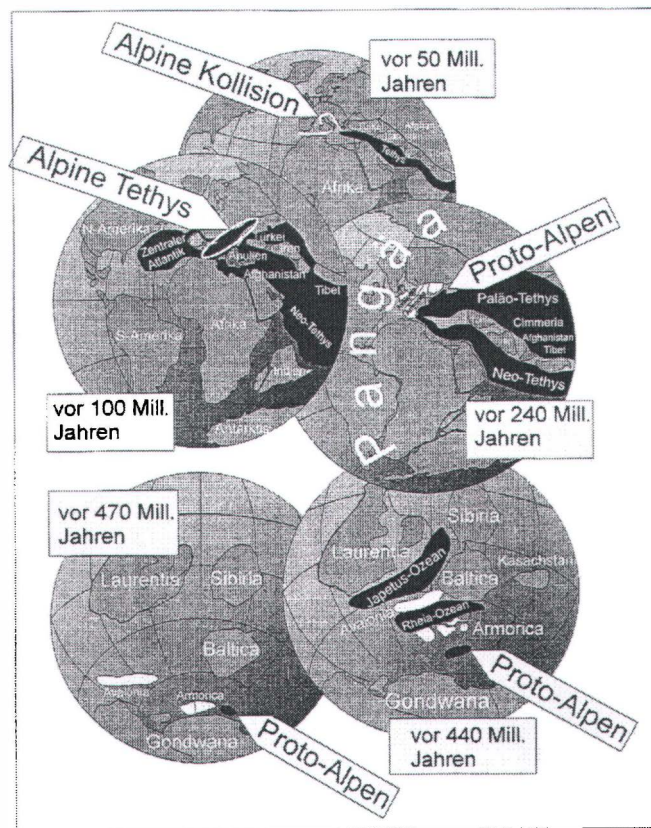


Abb. 1 Wanderung der Proto-Alpen und Bildung der alpinen Orogene

Die alpidische Gebirgsbildung begann vor ca. 110 Mill. Jahren durch erneute Kollision der Eurasischen Platte mit der Afrikanischen Platte. Im Bereich der West- und Ostalpen wurde diese Kollision dadurch kompliziert, dass hier ein nach Norden gelangter Span der Afrikanischen Platte, die Adria- oder Apulische Platte, mit der Europäischen Platte kollidierte.

Das Eindringen dieses Spans in die Europäische Platte bewirkte die Bildung des Alpenbogens und einer großen, dem Gebirgskörper parallelen Bewegungszone, der Periadriatischen Naht (Tonale-Linie in der Schweiz, Judicarien- und Pustertal-Linie in Südtirol und Gailtal-Linie in Kärnten). Diese Linie trennt die Ostalpen von den Südalpen (Karawanken, Karnische Alpen) ab. Parallel zu dieser Linie bildete sich weiter im Norden die Ennstal-Linie (Abb. 3). An diesen Linien erfolgten Ausweich-Bewegungen nach Osten, bei denen das Pannonische Becken (Ungarische Tiefebene) und der Bogen der Ostkarpaten geformt wurden.

Die alpidische Orogenese bewirkte auch eine Integration der Proto-Alpen in den gesamten Alpenkörper. Ihre Gesteine sind teilweise als Fragmente von ihrem Untergrund abgetrennt mit den Sedimenten verschuppt worden.

Der ursprüngliche Bildungsraum der alpidischen Gesteine, das Tethysmeer, war wesentlich breiter als die heutigen Alpen. Während der alpidischen Kollision sind die Teile dieses Bereichs der Erdkruste z. T. über große Entfernungen transportiert und auf einen fremden Untergrund geschoben worden. Solche über weite Entfernungen transportierte zusammenhängende Gesteinseinheiten bezeichnet man als tektonische Decken.

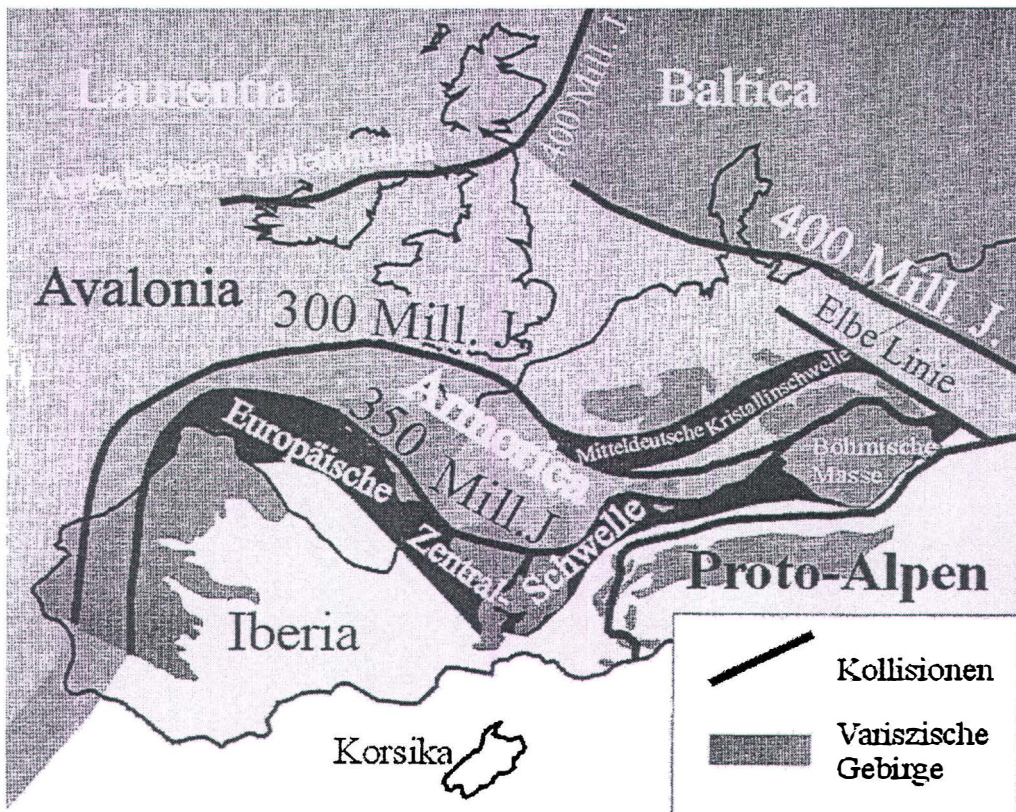


Abb. 2 Die Bildung Europas durch Kollision Avalonias, Armoricas und der Proto-Alpen mit Amerika (Laurentia) und dem baltischen Schild

Wird ein Teil einer solchen Decke wieder, z. B. durch Erosion, entfernt, so dass man auf den Untergrund der Decke schauen kann, so spricht man von einem tektonischen Fenster. In den östlichen Alpen sind solche Fenster das Engadiner Fenster, das Tauern-Fenster und das Rechnitzer Fenster. In diesen Fenstern tritt die Unterlage der Ostalpen, die ozeanische Kruste des ehemaligen Tethys-Ozeans, zutage. Die Gesteine dieser ozeanischen Kruste werden als Penninikum bezeichnet.

Die Deckenstapel, die in den Ostalpen übereinandergeschoben wurden, werden von unten nach oben als Unter-, Mittel- und Oberostalpin bezeichnet. Sie liegen ihrerseits auf dem Penninikum. Saualpe und Koralpe gehören zum mittleren Stapel, dem Mittelostalpin.

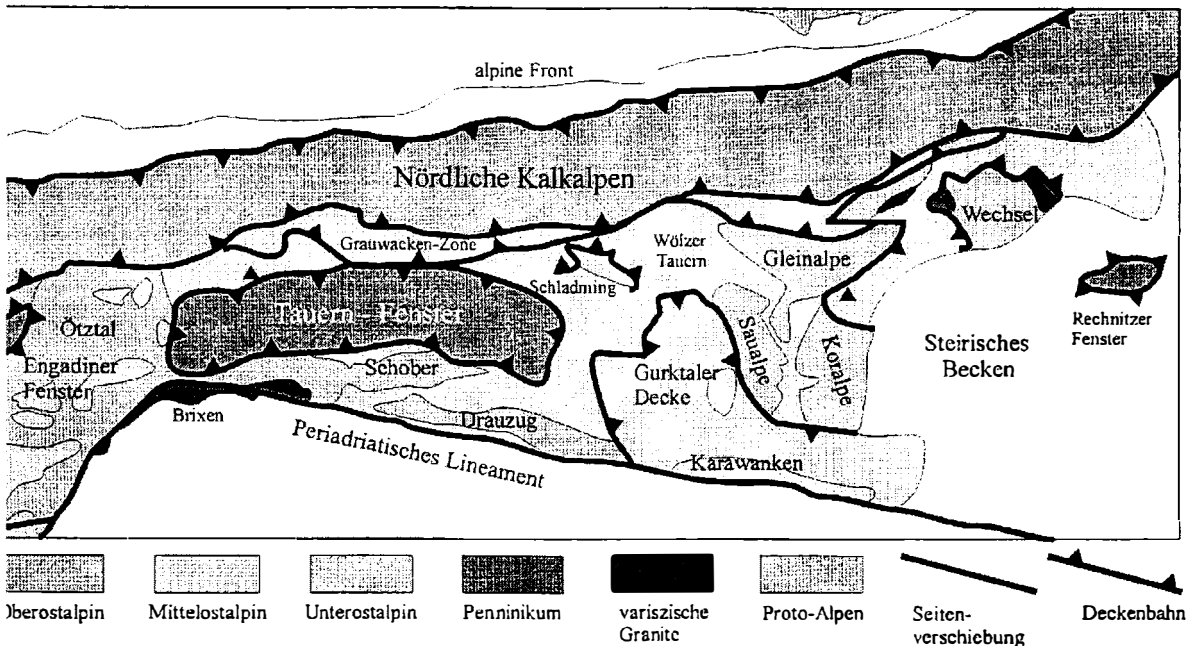


Abb. 3 Strukturschema der Ostalpen (umgezeichnet nach RATSCHBACHER & FRISCH 1993)

Zeugen der plattentektonischen Prozesse in der Saualpe

Die erste nachweisliche Prägung erfuhr die Saualpe mit der kaledonischen Gebirgsbildung (vor ca. 400 Mill. Jahren). Vulkanische Gesteine wurden vermutlich in einem Inselbogen (vergleichbar mit dem heutigen Sunda-Bogen) oder einem aktiven Kontinentalrand (vergleichbar mit den heutigen Anden) gebildet (FRISCH, NEUBAUER & SATIR 1984). Diese Gesteine sind heute mit ehemaligen Meeressedimenten und den Gesteinen der unterlagernden ozeanischen Erdkruste verschuppt. Dies wird so gedeutet, dass an einem aktiven Kontinentalrand ozeanische Lithosphäre durch Plattenbewegungen unter einen Kontinent gezogen wurde. Einen solchen Prozess bezeichnet man als Subduktion.

Reste der ozeanischen Kruste finden sich als Serpentinite oder als das Hochdruckgestein Eklogit an vielen Stellen der Saualpe. Die Plankogel-Formation stellt eine Vergesellschaftung von metamorphen sedimentären Kalken (Marmor), metamorphen vulkanischen Gesteinen (Grünschiefer und Amphibolite) und Ozeanboden-Gesteinen (Ultrabasite, Serpentinite und Mangan-Quarzite) dar. Diese Gesteine sind ein starkes Indiz dafür, dass sie tatsächlich ursprünglich an einem Kontinentalrand, dem Nordrand Gondwanas, gebildet wurden.

Die regionalgeologische Position der Saualpe

Die Saualpe bildet zusammen mit der Koralpe eine geologische Einheit, die aus metamorphen Umwandlungsgesteinen besteht. Sie taucht im Osten unter das junge pannonische Becken unter und liegt im Norden mit einer Überschiebung auf den tieferen Einheiten der Muriden und der Stubalpe, die ebenfalls zum Mittelostalpin gehören.

Saualpe und Koralpe sind durch das Lavanttal voneinander getrennt. Aufgrund der Spannungsverteilungen, die bei der alpidischen Plattenkollision aufgebaut wurden, wurden Kor- und Saualpe horizontal aneinander vorbei bewegt. Hierbei kam es zum Einbruch eines 'Aufreiß-Beckens', welches das heutige Lavanttal bildet. Dieses Becken wurde mit jungen, postalpidischen Sedimenten gefüllt.

Im Süden wird die Saualpe von den jungen Sedimenten des Klagenfurter Beckens überlagert.

Im Westen trennt die Görtschitztal-Störung die Saualpe von den postalpidischen Kreide- und Paläogen-Sedimenten des Krappfeldes. Die Saualpe wurde an dieser Verwerfung um mehr als 1000 m relativ zum Krappfeld gehoben.

Dass wahrscheinlich der gesamte Saualpe-Koralpe-Komplex auf die darunterliegende tiefere tektonische Einheit (die Muriden) überschoben wurde, zeigt sich im Kliening-Fenster der Saualpe (Abb. 4) und im Wolfsberger Fenster der Koralpe in denen die Muriden zutage treten.

Zwischen Klein St. Paul und Eberstein ist die Saualpe von Teilen der höheren Gurktaler Decke, der Magdalensberg-Formation, überschoben, die aus nicht metamorphen Sedimenten und vulkanischen Gesteinen des Erdaltertums (Paläozoikum) besteht (Abb. 4). Die Magdalensberg-Formation bietet somit ein schönes Anschauungsmaterial, das die Erscheinung der Gesteine der Saualpe zeigt, wie sie vor der Metamorphose ausgesehen haben können.

Der Gesteinsinhalt der Saualpe

Aufgrund der Höhe der Einwirkung von Druck und Temperatur (Metamorphosegrad) können die Gesteine der Saualpe in drei Gesteinstypen gegliedert werden (Abb. 4):

1) Die höchste Umwandlungsstufe weist die **Gneis-Gruppe** auf, die auch als Koriden bezeichnet wird. Diese Gesteine nehmen das größte Areal der Saualpe ein. Sie lassen sich im Gelände durch ihren hohen Feldspat-Gehalt erkennen. Innerhalb dieser Gruppe finden sich auch große Linsen von Kalksilikat-Gesteinen, die aus tonhaltigen Kalken (Mergeln) entstanden sein müssen. An vielen Stellen sind Gänge und Linsen von eingedrungenen Pegmatiten zu finden, die aus einer Restschmelze granitähnlichen Magmas herrühren.

Da in der gesamten Saualpe kein Granit übertage ansteht, kann angenommen werden, dass im Untergrund ein Granitkörper stecken muss, vielleicht in Verbindung mit dem Wolfsberger Granit.

2) Eine mittlere Umwandlungsstufe zeigt die **Glimmerschiefer-Gruppe**, die im Süden auf die Gneisgruppe folgt. Diese Gruppe kommt ferner im Hüttenberger Raum vor und setzt sich über das Görtschitztal hinweg bis nach Friesach fort. Diese Gesteine sind so grobkörnig, dass man die einzelnen Minerale mit bloßem Auge erkennen kann. Sie werden hauptsächlich von Muskovit, Quarz, Granat und Biotit aufgebaut.

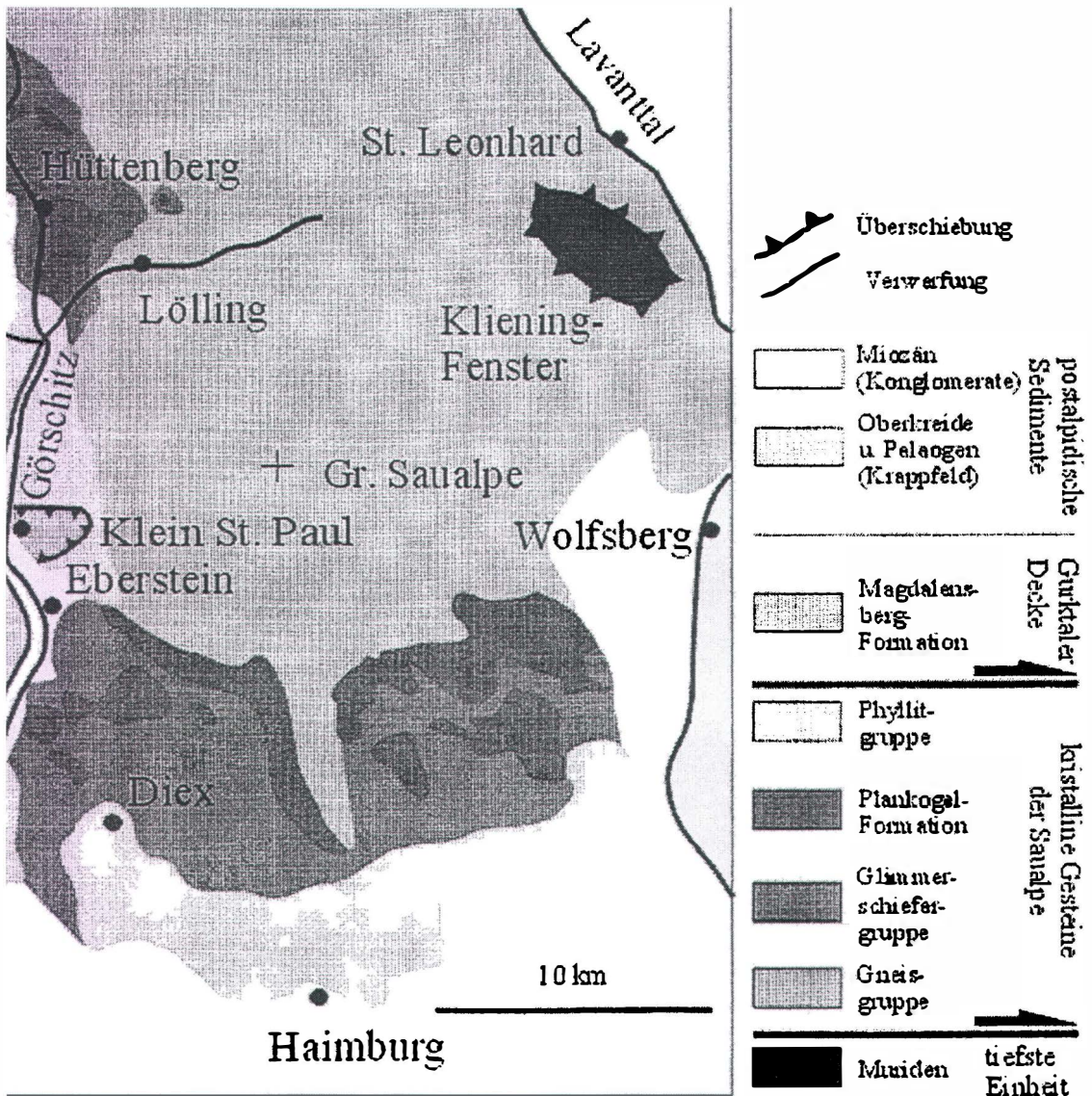


Abb. 4 Geologische Skizze der Saualpe (umgezeichnet nach SCHMEROLD 1987)

3) Die niedrigste Umwandlung hat die **Phyllit-Gruppe** erfahren, die den südlichsten und die Westflanke des Görschitztales aufbaut. Die Gesteine dieser Gruppe unterscheiden sich von den anderen sehr deutlich dadurch, dass die Mineralkomponenten wesentlich feinkörniger ausgebildet sind und mit bloßem Auge nicht unterschieden werden können.

4) Die **Plankogel-Formation** gehört nach dem Metamorphosegrad zur Glimmerschiefer-Gruppe, wird aber aufgrund ihres Gesteinsinhaltes ozeanischer und alpinen Herkunft als eigenständige Einheit abgetrennt. In der oberen Plankogel-Formation liegen die Kalzit- und Dolomitmarmore, in denen große Eisenerzkörper vorkommen, die aus Siderit (Eisenkarbonat) bestehen. Die Entstehung der Sideritvererzung ist umstritten. Zwei gegensätzliche Ansichten werden vertreten:

a) Die Vererzung geht auf die Einwirkung heißer gasförmiger oder wässriger Phasen zurück, die die Marmore während der alpidischen Orogenese zurück (metasomatische Vererzung). Diese Meinung wurde etwa von CLAR & MEIXNER 1981 vertreten.

b) Die Erze sind schichtgebunden, d. h. eine Anreicherung des Erzes ist bereits während der Sedimentation der Karbonate erfolgt (z. B. SCHULZ et al. 1986).

Diese Sideritkörper wurden Jahrhunderte lang im Hüttenberger Raum bergmännisch abgebaut. Sie haben aufgrund ihres hohen Mangan-Gehaltes ein qualitativ sehr wertvolles Eisen geliefert, das schon von den Römern sehr geschätzt wurde (Norisches Eisen). Die Erze sind heute übertage nirgendwo mehr zugänglich. Probestücke finden sich in der Meixner-Clar-Fritsch-Sammlung, die im Geozentrum in Knappenberg aufbewahrt wird.

Neben den Marmoren bilden Granat-Staurolith-Glimmerschiefer große Teile der oberen Plankogel-Formation. Hierbei handelt es sich um ein sehr grobkörniges Gestein, in dem die Granate bis zu einem Zentimeter groß werden können. Häufig treten zwei Generationen von Granat und Staurolith auf, eine grobkörnige, ältere variszische und eine feinkörnige kleinere und jüngere alpidische.

Eine wichtige Stellung für die plattentektonische Deutung des gesamten Proto-Alpen-Komplexes kommt auch dem unteren Teil der Plankogel-Formation zu. Dieser wird von Manganquarziten gebildet. Diese sind Quarzite (metamorphe Sandsteine) mit sehr kleinen Mangan-Granaten (Spessartin). Es wurde diskutiert, ob dieser Mangan-Gehalt aus ehemaligen „Schwarzen Rauchern“ stammen könnte. Diese treten in der Nähe von ozeanischen Rücken auf, an denen Magma aus der Tiefe aufdringt. Ins Gestein eingedrungenes Meerwasser wird durch das heiße Magma aufgeheizt und Metall-Ionen werden aus dem Gestein herausgelöst. Wenn das heiße Wasser wieder austritt, werden diese Ionen wieder als Sulfide („schwarzer Rauch“) gefällt. Auch die Siderit-Vererzung des Marmors könnte auf diesen Prozess zurückgeführt werden. Wenn das zutrifft, wäre die schichtgebundene Entstehung wahrscheinlicher.

In der Plankogel-Formation kommen auch zahlreiche metamorphe ultrabasische Gesteine vor. Auch diese Gesteine können Zeugen eines Magmenaufstieges an einem mittelozeanischen Rücken sein. Sie können als Häufung (Kumulate) von Mineralen gedeutet werden, die als erste aus einer Magmenkammer eines mittelozeanischen Rückens ausgefallen sind. Eklogite in der Gneisgruppe, im Liegenden der Plankogel-Formation, passen ebenfalls sehr gut in ein Szenario der Plattenbewegungen: Sie sind durch sehr hohe Drucke aus basaltischen Gesteinen entstanden und können somit Zeugen für eine Verschluckung (Subduktion) ozeanischen Materials sein.

Altersdatierung an Gesteinen der Saualpe

Die in die Gesteine der Saualpe eingedrungenen granitähnlichen Pegmatite zeigen Alter von 265 bis 240 Mill. Jahren (MORAUF 1980). Dieses Alter deutet auf eine Intrusion im Anschluss an die variszische Orogenese und stellt somit die zeitliche obere Grenze der variszischen Ereignisse dar.

Eine zweite Generation von Hellglimmern ergab ein Alter von 122 bis 72 Mill. Jahren. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass die Gesteine der Saualpe in der alpidischen Orogenese durch erneuten Druck- und Temperaturanstieg überprägt wurden.

Schlussbemerkung

Mit den zunehmenden Erkenntnissen, dass die äußere Schale unserer Erde (die Lithosphäre) in einzelne Platten zerlegt ist, die von Spreizungszonen wegwandern und an anderen Stellen wieder kollidieren, haben sich auch die Modelle der Entstehung der Alpen grundsätzlich geändert. Alte statische Vorstellungen haben einem sehr mobilistischen Bild der Erdgeschichte Platz gemacht. In ein solches Weltbild passt auch die Vorstellung, dass die Saualpe einst sehr weit südlich des Äquators gelegen hat.

Das Vorkommen von Gesteinen ehemaliger ozeanischer Kruste (z. B. Serpentine) in der Plankogel-Formation kann auf eine Entstehung nahe einer Spreizungszone hindeuten. Die Sideriterz-Bildung in den Marmoren der Plankogel-Formation passt in ein solches Bild.

Zusammen mit der Mangananreicherung in der unteren Plankogel-Formation weist sie auf eine Interaktion von Meerwasser und heißen Magmen an einem mittelozeanischen Rücken hin, an dem Platten durch Aufdringen von Magma aus dem tieferen Erdmantel auseinander gedrückt wurden.

Eklogite als Hochdruck-Gesteine können auf eine Verschluckung (Subduktion) eines Ozean-Untergrundes hindeuten. Metamorphe Gesteine und Deckentransport sind Zeugen von Kontinent-Kontinent-Kollisionen. In der Saualpe haben diese Prozesse schon vor mehr als 400 Mill. Jahren begonnen und sich mehrfach wiederholt.

Literatur

CLAR, E. & H. MEIXNER (1981) Die grundlegenden Beobachtungen zur Entstehung der Eisenspatlagerstätten von Hüttenberg. – Carinthia II, 171./91.: 55-92, Klagenfurt

FRISCH, W., F. NEUBAUER & M. SATIR (1984) Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, 73: 47-68

MORAU, W. (1980) Rb-Sr und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Mineralogy and Petrology, 29: 255-281

RATSCHBACHER, L. & W. FRISCH (1993) Palinspastic reconstruction of the pre-Triassic basement units in the Alps: The Eastern Alps. – In: RAUMER, J. F. & F. NEUBAUER (Hrsg.) Pre-Mesozoic Geology in the Alps. – S. Springer, 677 S

SCHÄTZ, M. et al. (2002) Palaeozoic geography of the Alpine realm, new palaeomagnetic data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps, - Int. Journ. Earth Sci., 91: 979-992

SCHMEROLD, R. (1987) Die Plankogel-Serie im Ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark – Österreich) als ophiolitische Sutur. – Diss. Univ., 161 S, Tübingen

SCHULZ, O. et al (1986) Zur Frage der Sideritgenese der Lagerstätten um Hüttenberg in Kärnten. – Carinthia II, 176./96.: 479-512, Klagenfurt

WEISSENBACH, N. (1978) Geologische Karte der Saualpe, Nord und Süd, 1: 25.000. – Geol. Bundesanst. Wien

WILLIAMS, P. J. & G. M. MANBY (1987) Syngenetic sulphides and Fe-Mn metasediments in middle to upper paleozoic sequences of Kärnten, southern Austria. – Econom. Geol., 82: 1070-1076

Anschrift des Verfassers: em. Univ. Prof. Dr. Eckhart Wallbrecher, Paracelsusgasse 59,
8010 Graz