

P. Nievergelt

Zur Geologie im Oberhalbstein

Die Geologie zwischen Rheintal und Veltlin erlaubt einen umfassenden Einblick in den zentralen Teil des Alpenbaus. Schon an den Gesteinsfarben und -serien kann jeder Reisende die grossen Gesteinseinheiten unterscheiden. Bei der Alpenbildung sind aber durch Faltungen, Überschiebungen, Versetzung an Brüchen und Aufwölbungen einige Einheiten in Positionen gelangt, die im Kartenbild nicht leicht zu verstehen sind (Fig. 1; Staub, 1926; Cornelius, 1932). Die folgenden Angaben erläutern einige gut untersuchte Phasen in der Entwicklung zum heutigen Alpenbau. Ein N–S verlaufender Vertikalschnitt durch das Gebiet macht den Aufbau anschaulicher (Profil in Schmid et al., 1997).

Das Oberhalbstein (Sursés) liegt im Grenzbereich zwischen dem ostalpinen und penninischen Deckensystem. Zwischen Tiefencastel und Julierpass ist gut sichtbar, dass viele Decken übereinandergestapelt sind. Studiert man die Gesteinsabfolgen und die Deformation, so kann man eine Rückabwicklung der alpinen Transportrichtungen und der Verformung sowie eine Rekonstruktion früherer Verhältnisse (Paläogeographie) vornehmen. Die Gesteinspakete repräsentieren verschiedene Bereiche des Tethys-Ozeans und des südlichen adriatischen Kontinentalrands, die heute im alpinen Bau als penninische und ostalpine Decken bezeichnet werden. Die helvetischen Decken im Norden bestehen mehrheitlich aus Flachwassersedimenten des europäischen Kontinentalrands. Der Tethys-Ozean, der sich zwischen der europäischen und adriatischen Platte gebildet hat, entstand durch Dehnung und Aufreissen eines kontinentalen Krustenblocks. Dieser ist das Resultat der früheren herzynischen Gebirgsbildung (ca. 340–270 Mio. J). Heute sind das herzynische Kristallin (Grundgebirge) und die Beckenablagerungen (Sedimente des Tethys-Ozeans, Mesozoikum-Tertiär) im Alpenkörper auf vielfältige Weise zusammengepresst.

Extensionssphase

In den letzten Jahren ist im Oberhalbstein besonders der Übergang von Kontinent zu Ozeanbecken studiert worden. Vor ca. 170 Mio. J. (Lias) hat sich die adriatische Platte von Europa getrennt und es entstand der südpenninische Ozean. Typische Gesteine der neugebildeten ozeanischen Kruste sind Basalte und Tiefseeablagerungen, begleitet von Serpentin (ultrabasisches Gestein aus dem Erdmantel). Der Kontinentalrand wird durch Bruchsysteme versetzt und ausgedünnt, grobe Blockschüttungen (Brekzien) und wechselnde Gesteinsabfolgen sind das Resultat dieser Dehnungs-



Fig.1 Geologische Übersichtskarte zwischen Veltlin und Rheintal.

vorgänge. Einige der Bruchsysteme sind recht gut erhalten geblieben. Im Bereich Samadener Sedimentzone–Piz Jenatsch–Piz d’Err–Mazzaspitz kann daher ein fossiler (ehemaliger) Kontinent-Ozean Übergang aus spektakulären Einzelteilen zusammengesetzt werden (Froitzheim und Eberli, 1990; Froitzheim et al., 1994; Handy et al., 1993; Manatschal und Nievergelt, 1997; Manatschal und Bernoulli, 1999).

Kompressionsphase

Die Einengung des Ozeans durch Drift der adriatischen Platte beginnt vor ca. 100 Mio. J. und hat zuerst das südpenninische Becken erfasst. Die Bewegung erfolgt von Ost nach West und dabei werden die ostalpinen Decken und die Ophiolithe der Platta-Decke und der Malenco-Forno-Lizun Einheit gestapelt (Ophiolithe sind im Gebirgsbau integrierte Serien ehemaliger ozeanischer Kruste). Dieser Deckenstapel ist vor ca. 65 Mio. J. fertig aufgebaut. Danach erfolgt im Tertiär die Einengung in Süd-Nord Richtung. Eine durchmischte Zone mit Kontinentalrand- und Ozeanmaterial entsteht in der Aroser Schuppenzone. Die Averser Schieferserien mit eingeschuppten Teilen ozeanischer Kruste und das Mittelpenninikum (Briançonnais) werden von der progressiven Nordbewegung erfasst. Die Suretta-Decke wird auf die Tambo-Decke aufgeschoben und ein abgelöstes Sedimentpaket (Schamser Decken) wird um ihre Frontregion gewickelt und wieder nach Süden verfrachtet. Dabei gelangt auch ein Teil der nordpenninischen Schieferserien (Bündnerschiefer und Flyschsandsteine, von Kreide–Tertiäralter) nach Süden, von der Lenzerheide bis nach Juf im Avers. Die Verdickung des Gesteinspakets aber auch die Heraushebung weiter im Westen führen zu einem Abgleiten der oberen Gesteinsmasse nach Osten. Die Dehnungsstrukturen in den Averser Schiefen und die Abschiebungsfläche beim Piz Turba zeigen das deutlich (Nievergelt et al., 1996). Die kurze Abschiebungsphase ist im Oligozän beendet, denn diese Abschiebungsfläche wird vom Bergeller Granit abgeschnitten (vor 30 Mio. J. intrudiert). Im Gebiet Bergell-Gruf kommt es zu einer massiven Heraushebung, welche die Umbiegung der Einheiten im Südosten und die Steilstellung nördlich der Insubrischen Linie hervorruft. Vertikale und horizontale Verschiebungen deformieren auch die Intrusivgesteine südlich der Zone von Bellinzona-Dascio. Nördlich der Insubrischen Linie westlich der Valle della Mera sind infolge Hebung stark umgewandelte Gesteine (600 °C) aufgeschlossen, südlich der Linie sind unmetamorphe Serien der Südalpen anzutreffen. Entlang der Engadiner Linie (Schmid und Froitzheim, 1993) werden Einheiten versetzt. Die Heraushebung im Gebiet Tessin (Lepontin) führt dazu, dass von der mittleren Adula-Decke bis zu den ostalpinen Decken alle Einheiten nach Osten einfallen. Nach der Erosion auf das heutige Niveau sind deshalb im Kartenbild (Fig. 1) die tiefsten Einheiten im alpinen Deckenstapel im Westen, die höchsten Einheiten im Osten aufgeschlossen.

Literatur:

- Cornelius, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe. 1:25 000. Spezialkarte Nr. 115A und B. Schweiz. Geol. Kommission.
- Froitzheim, N. and Eberli, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, eastern Alps, Switzerland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1120–1133.
- Froitzheim, N., Schmid, S.M. and Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 599–612.
- Handy, M.R., Herwegh, M. und Regli, R. (1993): Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.* 86, 785–818.
- Manatschal, G. und Bernoulli, D. (1999): Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics* 18/6, 1099–1129.
- Manatschal, G. and Nievergelt, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (eastern Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 90, 3–27.
- Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N. and Ferreiro-Mählmann, R. (1996): Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). *Tectonics* 15, 329–340.
- Schmid, S.M. and Froitzheim, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 569–593.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A. and Schreurs, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. Results of NRP 20 (Deep Structure of Switzerland). Birkhäuser Verlag, 160–185.
- Staub, R. (1926): Geologische Karte des Avers (Piz Platta–Duan). 1:50 000. Spezialkarte Nr. 97. Schweiz. Geol. Kommission.

Adresse des Autors: Peter Nievergelt
Institut für Mineralogie und Petrographie
ETH-Zentrum
8092 Zürich
E-Mail: peter.nievergelt@erdw.ethz.ch