

Die Hohen Tauern: Aufbau und Entstehung

1. Gebietsabgrenzung

In Zentralalpen, Grenzen:

W: Brenner

O: Katschberg

N: Matri - Gerlospaß - Salzachtal - Großarlal

S: nördl. Pustertal - Mölltal - Spittal/Drau

2. Entstehung

Der penninische, kristalline Kern stammt aus praevariszischer und variszischer Zeit und ist bereits am Ende der variszischen Ära metamorph. (Alter nach Rb/Sr-Methode ca. 243 Mio).

Während der Alpenentstehung wird dieses Penninikum von Ostalpin überlagert.

Ein großer Teil der Gesteine wird in Folge der Stapelbildung so weit versenkt, dass eine Metamorphose stattfindet. (Tauernkristallisation, 17,5-37 Mio nach K/Ar-Methode) (Tone → Glimmerschiefer, Kalk → Marmor, Mergel → Kalkglimmerschiefer, Sandsteine → Quarzite, Basalte → Prasinite oder Amphibolite, Granite → Gneise).

Durch die spätere Hebung des alpinen Bereiches werden die oberen Deckenschichten abgetragen, sodass die tiefliegenden, ältesten Bereiche als „Fenster“ freigelegt werden.

3. Tektonischer Aufbau

3.1.. Zentralgneise

Sie stellen den vor-alpidischen Sockel dar und sind dem Mittelpenninikum zuzuordnen.

Die Gesteine sind aus Magma-Material hervorgegangen, das während der variszischen Gebirgsbildung (ca. 300 Mio a) in einer Tiefe von 8-15 km in vor-variszischen Metamorphiten erstarrte.

Wegen der rel. dünnen und lückenhaften Sedimentauflagerungen nimmt man an, dass das Gebiet der Zentralgneise zur Zeit der Tethys eine Schwelle bildete. Sie war in sich quer zu ihrer Längsachse gefaltet. Diese Falten wurden während der Alpenbildung ± stark übereinandergeschoben. So entstanden die heute sichtbaren „Kerne“ (Zillertal-Großvenediger-, Granatspitze-, Sonnblick und Hochalm-Ankogel-Kern).

Die zunächst aus der Magma entstandenen Granite, Granodiorite und Tonalite werden während der Alpenentstehung zusammen mit den alten Metamorphiten durch (erneute) Metamorphose in Gneise (Augen- oder Flasergranitgneise, tonalitische Gneise oder Tonalitgranite) umgewandelt.

In dünnen Randzonen bleiben Reste der Sedimentbedeckung aus dem Jura als „Hochstegen-Kalke“ erhalten.

3.2. Schieferhülle

Die Zentralgneise werden zwiebelschalenähnlich von Sedimentschichten umhüllt.

Man unterscheidet

- eine untere Schieferhülle mittelpenninischen Ursprungs, die beim Aufsteigen des Sockels nur abgeschert wird und
- eine obere aus südpenninischen Bereichen, die durch eine ca. 30 km weite Überschiebung in ihre heutige Lage gelangt.

a. Untere Schieferhülle (ältere Schieferhülle, Habach-Serie)

Überwiegend paläozoische und kaum mesozoische Vulkanite und Ablagerungen (350-500 Mio a). Die Gesteinsarten entsprechen denen eines vulkanischen Inselbogens am Kontinentalrand einer Subduktionszone. Als „Altkristallin“ werden Bereiche abgetrennt, die bereits während oder vor der variszischen Gebirgsbildung metamorphisiert wurden.

b. Obere Schieferhülle (jüngere Schieferhülle, Glockner-Decke)

Die Schichten der oberen Schieferhülle entstehen vom Perm bis in die Kreide (280-100 Mio a) hinein („Permomesozoikum“). Neben magmatischen Gesteinen aus der ozeanischen Kruste des Thetys-Beckens bilden Sedimente die Hauptmasse des Materials. Durch die Metamorphose werden die magmatischen Gesteine zu schwer verwitternden Grünschiefern (Prasinite und Amphibolite, z.B. Großglockner). Aus den Sedimenten gehen Schichten hervor, wie sie auch in Graubünden auftreten und daher als „Bündnerschiefer“ bezeichnet werden.

In den Senken zwischen den Kernen der Zentralgneise bleiben ebenfalls Reste der oberen Schieferhülle erhalten (z.B. Mallnitzer Mulde).

Eine Besonderheit bilden die „Klammkalke“ (am N-Rand des Fensters südlich der Salzach zwischen Radstättler Tauern und Wolfbachtal). Sie sind penninisch oder unter-ostalpin. Zwischen ihrem harten Kalk und dem anschließenden weicheren Gestein der Schieferhülle entstanden mehrere Klammtäler.

3.3. Ostalpinen Rahmen

Der innere Teil des Tauernfensters wurde im Verlauf der Alpenentstehung von ostalpinen Schichten überdeckt, die unterschiedlich weit abgetragen wurden und das Fenster heute als Rahmen umgeben. Da die Überschiebungen sowie die nachfolgende Hebung und Abtragung nicht überall gleichmäßig erfolgten, treten in diesem Rahmen unterschiedlich ausgeprägte Schichtbereiche zu Tage:

a. Radstädter Tauern im NO und Tarntaler Zone im NW:

Permomesozoische Materialien des Unterostalpin.

b. Innsbrucker Quarzphyllit:

Dieses Material entstammt dem ostalpinen Sockel und wird entweder unterostalpin oder als Teil des Sockels der Nördlichen Grauwackenzone oberostalpin eingestuft.

c. Oberostalpinen Altkristallin

Zu diesem Sockelbereich des Oberostalpin zählen:

- Im N die Nördliche Grauwackenzone, die den bei der Überschiebung zurückgebliebenen Sockel der Nördlichen Kalkalpen darstellt; es handelt sich um paläozoische Gesteine, die während der variszischen Gebirgsbildung schwach metamorphisiert wurden. Die Phyllitzone waren wohl darunterliegende Bereiche, die abgeschert wurden und daher südlich der Grauwackenzone zurückblieben.
- Im W die Ötztal-Decke (die Silvretta-Decke ist ihre westliche Fortsetzung). Darin ist der Schneeberger Zug eingelagert, der während der Alpenbildung (ca. 80 Mio a) zuletzt metamorphisiert wurde.
- Im S die „Zone der alten Gneise“. Während der spät-alpidischen Phase sind die Tonalit-Plutone des Riesenerfers in sie eingedrungen.