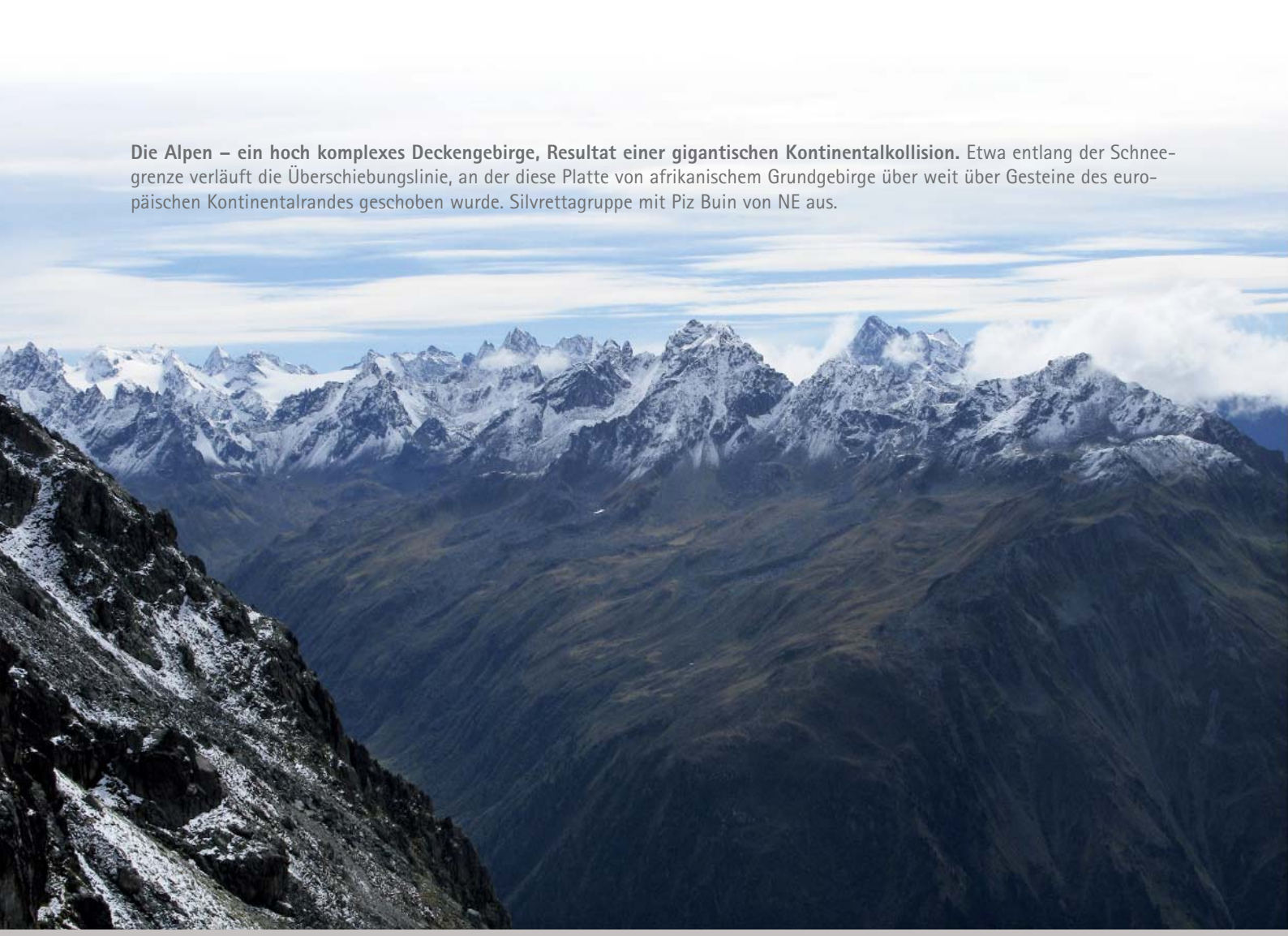


Die Alpen – ein hoch komplexes Deckengebirge, Resultat einer gigantischen Kontinentalkollision. Etwa entlang der Schneegrenze verläuft die Überschiebungslinie, an der diese Platte von afrikanischem Grundgebirge über weit über Gesteine des europäischen Kontinentalrandes geschoben wurde. Silvrettagruppe mit Piz Buin von NE aus.

Achtung Stein! Teil 2

Im letzten Heft berichteten wir über das Material unserer Kletterträume, die Alpengesteine. Wie sind all diese Gesteine dorthin gekommen, wo sie uns mit Kletterfels erfreuen oder als Steinschlag bedrohen? In diesem zweiten Teil geben die Autoren einen Überblick und Einstieg in die wichtigsten Prinzipien der Alpenbildung, im dritten Teil folgt dann eine Vorstellung der großen Baueinheiten der Alpen.



Jürg Meyer ist Alpengeologe und Bergführer, war von 1996-2007 Umweltreferent des SAC und leitet im schweizerischen Bergführerverband die Natur-Umwelt-Ausbildung. Heute selbständig als Bergführer, Ausbildner, Berater und Coach tätig. www.juerg-meyer.ch

Geologische Zeittabelle

Ära	Periode	Mio J
Känozoikum (Erdneuzeit)	Holozän	0.01
	Quartär	2.6
	Tertiär	65.5
Mesozoikum (Erdmittelalter)	Kreide	145.5
	Jura	202
	Trias	251
Paläozoikum (Erdaltertum)	Perm	299
	Karbon	359
	Devon	416
	Silur	444
	Ordovizium	488
	Kambrium	542
Proterozoikum	Jungproterozoikum	1000
	Mittelproterozoikum	1600
	Altproterozoikum	2500
Archaikum	Jungarchaikum	2800
	Mittelarchaikum	3200
	Altarchaikum	3600
Hadaikum		4550

von Jürg Meyer & Thomas Scheiber

Wer es genauer wissen will, kann auf ein neues Buch zurückgreifen: „Die Geologie der Alpen aus der Luft" (Weishaupt Verlag 2011). Der bekannte Aroser Bergsteiger und Bergfotograf Ruedi Homberger ist seit Jahren mit seinem Kleinflugzeug gemeinsam mit dem Grazer Alpengeologen Kurt Stüwe unterwegs in den ganzen Alpen, um die geologischen Phänomene aus der Luft zu fotografieren. Das Resultat ist ein atemberaubendes Foto-Text-Buch. Für noch tiefer gehendes Interesse gibt es seit zwei Jahren ein hervorragendes Werk des schweizerischen Alpengeologen Adrian Pfiffner: „Geologie der Alpen" (Haupt Verlag, 2009); in diesem Werk sind die neuesten Erkenntnisse in einer groß angelegten Darstellung der gesamten Alpengeologie verarbeitet.

Die Erde – Planet on the move

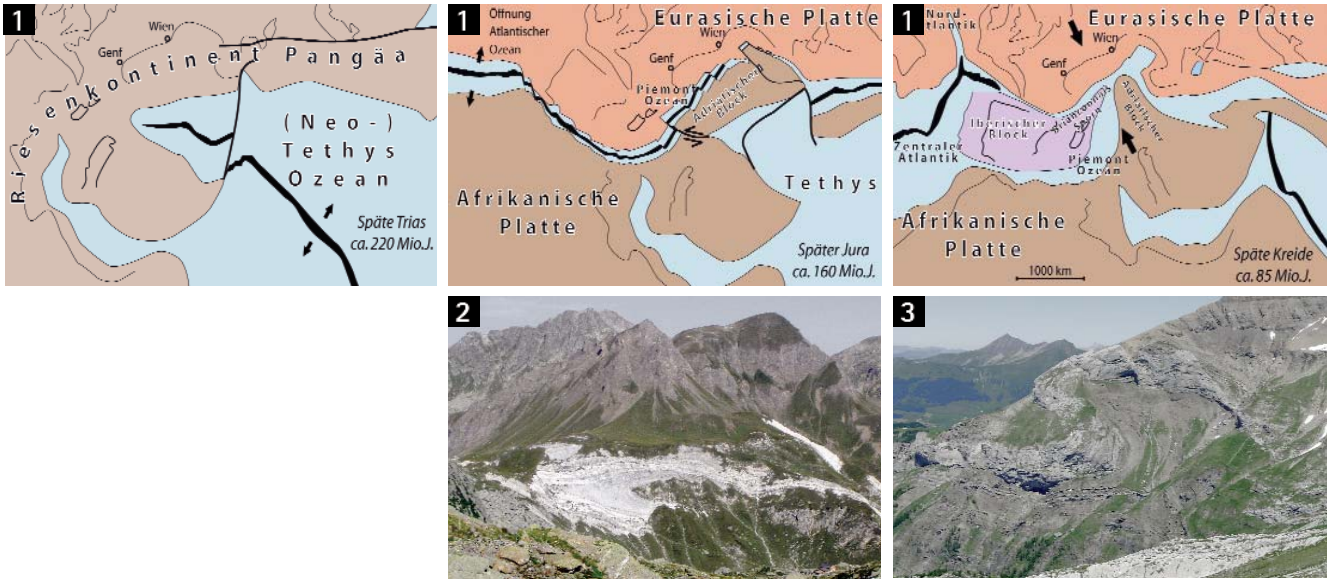
Ewige Berge und feste Erde - von wegen! Das brodelt, strömt und zischt in ihrem Inneren, wie in einem Kochtopf mit dicker Gerstensuppe über dem Hüttenofen. Im Erdkern wirbelt das geschmolzene Eisen mit Geschwindigkeiten bis zu 5 m/s aufgrund der enormen Hitzeentwicklung aus radioaktiv zerfallenden Elementen, wie in der Pfanne auf höchster Hitzestufe. Die Hitze möchte raus, möglichst rasch ins kalte Weltall. Doch da ist der dicke träge Erdmantel drum herum. Der leitet die Hitze zwar ab gegen außen, aber wegen seiner Zähigkeit nur mit gut 10 cm/Jahr Strömungsgeschwindigkeit. Und doch sind es diese Wärmekonvektionen des Mantels, welche die Haut der Erde – die feste Kruste – umherbewegen wie die Haut auf der Gerstensuppe. Nur dass diese Hautstücke, die Erdplatten, um einiges größer sind, manche umfassen ganze Kontinente. Mit ihrer Dicke von rund 100 km sind sie im Vergleich zur „Pfannentiefe" (Erdradius) von 6370 km allerdings sehr dünn.

Dort, wo kontinentale Plattenstücke aufeinander zutreiben und miteinander kollidieren, entstehen so genannte „alpinotype" Gebirge, wie die ganzen Ketten von Pyrenäen über die Alpen, Karpathen und Kaukasus bis in den Himalaya.

Die Alpen – Teil einer globalen Kollision

Die Platten der Erde werden in gewaltigen Megazyklen auseinandergerissen, treiben auf der Erdoberfläche herum und werden dann wieder zusammengeschweißt – die jüngsten „Schweißnähte" sind die alpinotypen Gebirge. Vor rund 300 Mio. Jahren ging der vorherige Megazyklus zu Ende, das damals entstandene Gebirge tauften die Geologen das „variszische", nach dem germanischen Stamm der Varisker. Die Erdplatten vereinigten sich

Abb. 1 Die Drift der Erdplatten im zukünftigen Alpenraum, festgehalten bei 220, 160 und 85 Mio.J. vor heute. Eigentlicher Grund für die Bildung der Alpen ist die Kollision des Afrikanischen mit dem Eurasischen Kontinent. Vereinfacht nach Schmid et al 04.
Abb. 2 Plastische Gesteinsverformung in großem Maßstab: Falte in Marmor beim Passo Campolungo, Mitteltessin. Die ganze Verformung spielte sich im festen Zustand in der Tiefe von etlichen km ab. Foto: Thomas Scheiber
Abb. 3 Kombination von duktiler und spröder Verformung in einer duktil verfalteten und gleichzeitig spröd zerscherten Kalksteinschicht der helvetischen Wildhorndecke am Sanetschpass, Berner Oberland. Foto: Thomas Scheiber
Abb. 4 Paradebeispiel einer alpinen Deckenüberschiebung: Die Glarner Hauptüberschiebung, an der 250 Mio. J. altes Verrucanogestein über 50 Mio. J. „jungen" Flysch geschoben wurde.



damit zum Superkontinent „Pangäa" (= ganze Erde), bei dem der zukünftige Alpenraum auf tropischen Breitengraden lag.
Die Bildfolge von Abb. 1 zeigt, wie dieser Superkontinent vor rund 200 Mio. Jahren zuerst in einen Nordteil (Laurasien) und Südteil (Gondwana) aufbrach; dazwischen entstand ein neuer Ozean, den die Geologen nach der griechischen Meeresgöttin „Tethys" tauften. Gleichzeitig wanderten die Platten insgesamt gegen Norden. Das heißt, im zukünftigen Alpenraum wurden damit zuerst tropische, dann subtropische Meeresablagerungen gebildet (an denen du heute rumkletterst, Kalksteine und Dolomite, du erinnerst dich an den Beitrag im letzten Heft?).
Ca. vor 100 Mio. Jahren zerbrach dann Gondwana, der Südatlantik öffnete sich rasch, Antarktika, Indien und Madagaskar lösten sich ab. Die Folge: Im Bereich der zukünftigen Alpen drifften Afrika und Laurasien nicht mehr auseinander, sondern Afrika beginnt auf Eurasien zuzudriften. Das ist des Alpenpudels Kern! Darum dümpeln wir heute südlich von München nicht an flachen Stränden rum, sondern klettern an ehemaligen Strandablagerungen in eisige Höhen hoch! Weil uns Afrika mit der vollen Wucht seiner 2 cm/Jahr rammte. Die Alpen sind also nichts anderes als eine Kollisions-Knautschzone globalen Ausmaßes. Noch viel ärger trieb es übrigens Indien: Dieser Subkontinent raste mit der rund 10-fach höheren Geschwindigkeit von 20 cm/Jahr von Südpolnähe quer über den Globus und rammte sich in Zentralasien hinein, dem er mit Karakorum und Himalaya förmlich seinen „Stempel" aufdrückte. Wie so oft in der Natur, war die Sache im Einzelnen etwas komplizierter: Die Auftrennung zwischen Laurasien und Gondwanda erfolgte nicht an einer einfachen, geraden Naht, sondern es bildeten sich gerade im Bereich der zukünftigen Alpen mehrere Mikrokontinentblöcke dazwischen, der iberische Block (abgespalten vom eurasischen Kontinent) und die adriatische Mikroplatte (Teil des afrikanischen Kontinents), sodass sich auch verschiedene Meeresbecken mit unterschiedlichen Sedimentabfolgen ausbildeten (Abb. 1).

Vom Schrumpfapfel zum Sandwich

Die Erkenntnisse über die driftenden Erdplatten mit ihrem Antrieb im Erdinnern sind ziemlich neu: Bis in die 50er-Jahre des letzten Jahrhunderts wurde das globale Erdmodell eher vom Prinzip „Schrumpfapfel" geprägt – auch wenn der Forscher Alfred Wegener die Kontinentaldrift schon vor hundert Jahren postulierte, von der etablierten Geowissenschaft aber belächelt wurde. Man dachte, dass die Erde aufgrund der langsamen Abkühlung wie ein eintrocknender Apfel langsam schrumpfe und sich die obersten Schichten deshalb in Falten legen. Denn Falten in Gesteinen sind ja, besonders in den Alpen, überall auch für den Laien sichtbar (Abb. 2, 3). So kam es zum Begriff der

Die geologische Zeit – wie Geologen das Alter von Gesteinen bestimmen

Nicht nur bei den heutigen Geldmengen versagt unsere Phantasie, wenn die Zahlen immer mehr Nullen haben: Das Alter der Erde beträgt 4'550'000'000 Jahre = 4,55 Milliarden! Man nehme ein 45 m langes Seil, wobei das eine Ende den Beginn der Erdgeschichte darstellt, und das andere den heutigen Tag. Das Jahr Null unserer Zeitrechnung, ist gerade mal 2 Hundertstel mm von diesem Ende entfernt! Schneidet man 2 cm ab, so hat man bereits die gesamte Menschheitsgeschichte von rund 2 Millionen Jahren Dauer ausgelöscht! Die Hauptphase der Gebirgsbildung der Alpen liegt ungefähr 30-70 cm entfernt; die Dinosaurier starben am Ende der Kreidezeit, 65 cm entfernt, aus. Bei rund 3.5 m ereignete sich die variszische Gebirgsbildung. Und nur gerade bei 6 m entstand die große Lebensvielfalt in den Ozeanen.
Woher weiß man eigentlich, wie alt die Erde ist? So wie die Plattentektonik erst seit rund 50 Jahren als globales Erklärungsmodell für fast alle geologischen Prozesse etabliert ist, wurden auch die absoluten Alter in Mio.J. erst ca. ab 1950 bekannt, seit man diese mit aufwändigen Labormethoden messen kann. Dabei macht man sich den natürlichen Zerfall radioaktiver Elemente in gesteinsbildenden Mineralien zu Nutzen. Da die Geschwindigkeit der Zerfallprozesse bekannt ist, kann aus dem heutigen Verhältnis von Ursprungs- zu Zerfall-Atom das Bildungsalter der jeweiligen Minerale bestimmt werden. Heute wissen wir deshalb, dass die Erde 4'550 Mio. J. alt ist und können beispielsweise die Kristallisationsalter von Alpen-Graniten mit hoher Genauigkeit bestimmen.
Auf demselben Prinzip basiert auch die bekanntere Radiokarbon-Methode, die zur Datierung organischer Substanzen (zB Holz, Ötzi) herangezogen wird. Hier ist der Kohlenstoff C-14 das entscheidende Atom. Die Halbwertszeit beträgt etwa 5'700 Jahre, sodass diese Methode „nur" bis zu einem maximalen Alter von 70'000 Jahren vor heute funktioniert. Wenn es eine absolute Altersbestimmung gibt, so gibt es auch eine relative: damit kann nur festgestellt werden, ob ein Gestein älter oder jünger ist als das andere. Bei Sedimentgesteinen werden zB die Lagerungsverhältnisse der Schichten untersucht, um ihre räumliche und zeitliche Abfolge bestimmen zu können (Stratigraphie). Hilfreich dabei sind Fossilien, vor allem sogenannte Leitfossilien: Manche Tier- oder Pflanzenarten lebten nur während einer kurzen Zeitspanne und waren gleichzeitig weit verbreitet. Dadurch sind sie charakteristisch für einen bestimmten Zeitabschnitt („leitend"). So können Gesteinsschichten weltweit in Zusammenhang gebracht und zeitlich eingeordnet werden.
Die Geologen erstellten vor dem Aufkommen der absoluten Altersbestimmung eine relative Zeittabelle aufgrund von Leitfossilien, die damit nur diejenige Periode der Erdgeschichte umfasste, in der Tiere mit Skelettteilen existierten – das ist seit rund 540 Mio.J. der Fall. Das Zeitalter vorher benannten sie „Proterozoikum", also die „Zeit vor den Tieren". Die relative Zeittabelle wurde in Abschnitte, Unter- und Unterunterabschnitte gegliedert, denen man, wie in der Geologie üblich, frisch und fröhlich Namen gab, meistens nach den Orten, an welchen die entsprechenden Schichten und Fossilien zuerst und in typischer Ausbildung gefunden wurden. So kamen beispielsweise die „Jurazeit" nach dem Juragebirge oder das „Devon" nach der Region Devon in England zustande; die „Kreide" erhielt ihren Namen von den Kreidefelsen in England und Norddeutschland, und das Karbon heißt so, weil es in den Schichten diesen Alters in Europa viele Kohlevorkommen gibt.

4



Abb. 5 Die helvetische Morcles-Sedimentdecke wurde an der Dent de Morcles/Unterwallis nicht nur überschoben, sondern auch noch in eine Riesenfaltegelegt.
Abb. 6 Blick von St. Antönien im Prättigau (Kanton GR) nach Osten auf die Ausläufer der Silvrettaberge: Perfekter Deckenbau! Unten als Wiesenzone nordpenninische Bündnerschiefer, darüber eine dünne Platte mittelpenninische Kalksteine (Sluzfluh-Falknis – Decke), und darüber, weit von der adriatisch-afrikansichen Platte überschoben, ostalpines kristallines Grundgebirge der Silvrettadecke.
Abb. 7 Blick auf Matterhorn und Dent Blanche (rechts) von Osten. Diese Berge liegen in der Dent Blanche – Decke, deren Überschiebung auf Gesteine des penninischen Ozeans etwa in der Bildmitte verläuft.
Abb. 8 Diese tektonische Übersichtskarte der Alpen zeigt die Baueinheiten der Alpen (= tektonische Einheiten), wie sie die Geologen schon seit längerer Zeit kennen und benannt haben. Die Pofilspuren von Abb. 3 sind eingetragen. Vereinfacht nach Pfiffner 2009.





„Alpenfaltung", der sich bis heute hartnäckig hält, selbst wenn der wissenschaftliche Streit zwischen den „Schrumpfern" und den „Deckern" längst zugunsten Letzterer entschieden hat: Die Alpen sind ein Deckengebirge, das aus einer Vielzahl von weit übereinander geschobenen, miteinander verschuppten Gesteinsdecken besteht (Abb. 4, 5, 6, 7). Also eher Sandwich als Schrumpfapfel. Und anstatt „Alpenfaltung" sollte man nur noch „Alpenbildung" sagen.

Das Verwirrliche dabei ist: Bei diesen Deckenüberschiebungen kam es immer auch wieder zu intensiven Verfaltungen, ja, ganze Deckeneinheiten wurden beim Überschieben in riesige Falten gelegt, und es sind diese Falten, die man im Gelände gut sieht, die Deckenüberschiebungen sind in der Regel weniger auffällig. Eine spektakuläre Ausnahme ist die so genannte Glarner Hauptüberschiebung in den Bergen zwischen Chur und Glarus, die man als messerscharfe Linie dreidimensional im ganzen Gebiet verfolgen kann (Abb. 4).

Die Unesco hat diesem Gebiet deswegen den Status eines Weltnaturerbes verliehen (tektonikarenasardona.ch). Auf der Abb. 5 ist die ebenfalls eindrückliche Deckenüberschiebung der Morcles-Decke im Unterwallis zu sehen, die mit intensiven Verfaltungen einhergeht.

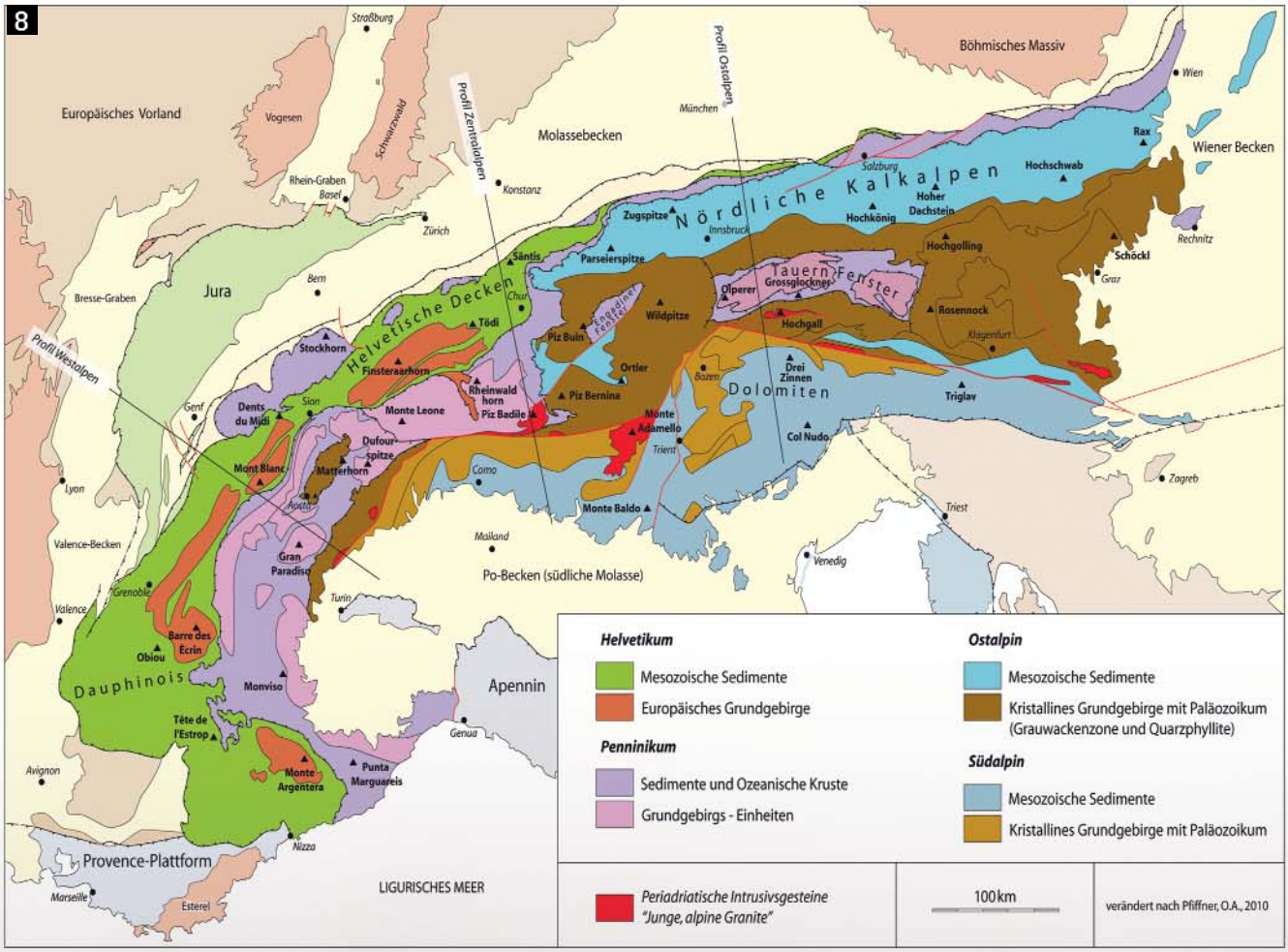
Ordnung in den Deckensalat bringen

Als die Geologen vor rund 200 Jahren begannen, die Alpen systematisch geologisch zu erforschen und kartieren, realisierten sie bald, dass es Zonen oder Baueinheiten gibt, die sich durch ähnliche Gesteinsarten, ähnliche Verformungen und ähnliche Umwandlungen (= Gesteinsmetamorphose) auszeichnen. Sie benannten diese Zonen nach den Gebirgsgruppen, in denen sie exemplarisch und weit verbreitet vorkommen (Abb. 8):

- **Helvetikum** (Grundgebirgsmassive und Sedimentdecken)
- **Penninikum** (Nord-, Mittel-, Südpennninikum)
- **Ostalpin** (Grundgebirgsdecken und sedimentäre nördliche Kalkalpen)
- **Südalpin** (Grundgebirge und Sedimente)

Nachdem sich die Deckentheorie durchgesetzt hatte, wurde auch bald klar, dass diese Einheiten von SE nach NW übereinander geschoben vorliegen, mit der helvetischen Zone zuunterst, darüber das Pennikum, dann das Ostalpin und ganz im Süden des Alpenbogens das nicht nach NW überschobene Südalpin (Abb. 3,4). Heute wissen wir, dass das Helvetikum nichts anderes darstellt als den südlichen Rand des eurasischen Kontinents, das Penninikum die Reste der ehemaligen Ozeanbecken und des iberischen Mikrokontinents und Ost- und Südalpin Einheiten des

8


Straßburg
Europäisches Vorland
Vogesen
Schwarzwald
Profil Zentralalpen
Molassebecken
Böhmisches Massiv
Profil Ostalpen
München
Wien
Wiener Becken
Rax
Hochschwab
Rhein-Graben
Basel
Konstanz
Salzburg
Hoher Dachstein
Hochkönig
Nördliche Kalkalpen
Zugspitze
Innsbruck
Zürich
Säntis
Parseierspitze
Hochgolling
Rechnitz
Schöckl
Graz
Bern
Jura
Bresse-Graben
Tauern Fenster
Olperer
Grossglockner
Rosennock
Churfirsten
Tödi
Wildpitze
Engadiner Fenster
Piz Buin
Hochgall
Klagenfurt
Stockhorn
Helvetische Decken
Finsteraarhorn
Ortler
Drei Zinnen
Dolomiten
Triglav
Profil Westalpen
Rheinwaldhorn
Piz Bernina
Piz Badile
Monte Adamello
Trient
Col Nudo
Dents du Midi
Monte Leone
Dufourspitze
Matterhorn
Mont Blanc
Como
Zagreb
Lyon
Aosta
Triest
Mailand
Valence-Becken
Gran Paradiso
Venedig
Po-Becken (südliche Molasse)
Grenoble
Turin
Valence
Barre des Écrins
Obiou
Dauphinois
Monviso
Apennin
Tête de l'Estrop
Genua
Avignon
Monte Argentera
Punta Marguareis
Nizza
Provence-Plattform
LIGURISCHES MEER
Marseille
Esterel
Helvetikum
Mesozoische Sedimente
Europäisches Grundgebirge
Penninikum
Sedimente und Ozeanische Kruste
Grundgebirgs - Einheiten
Ostalpin
Mesozoische Sedimente
Kristallines Grundgebirge mit Paläozoikum (Grauwackenzone und Quarzphyllite)
Südalpin
Mesozoische Sedimente
Kristallines Grundgebirge mit Paläozoikum
Periadriatische Intrusivsgesteine "Junge, alpine Granite"
100 km
verändert nach Pfiffner, O.A., 2010

7



Abb. 10 Sedimentgesteine der helvetischen Zone (grau) liegen auf helvetischem Grundgebirge (braungrün, unterer Bilddrittel). Die mächtige graue Kalksteinschicht ist der Hochgebirgskalk, mit seinen fantastischen Alpin-Sportkletterrouten. Wendenstöcke /Sustengebiet / Zentralschweiz.
Abb. 11 Der Kontrast zwischen dem braun anwitternden „Altkristallin" mit seinen unterschiedlichen Gneis- und Schieferarten und dem hellen, darin eingedrungenen variszischen Aaregranit ist auffällig. Lötschentaler Breithorn von Norden/ helvetisches Grundgebirge.
Abb. 12 Für die helvetischen Sedimentdecken charakteristische Wechselfolge von hellen, wandbildenden Kalksteinen und dunkleren Mergelzonen. Sicht von Gemmipass/VS gegen das Wildhorn zu.







afrikanischen bzw. adriatischen Kontinents. Weiter teilten die Geologen die Alpen auch in der Längsrichtung in drei Teile sowie in einen Südteil ein, die sich bezüglich Aufbau und Gesteinsinhalt unterscheiden (Abb. 8):

▌ **Westalpen** (Profil Abb. 9a), von Nizza bis Rhonetal-Durchbruch. Dieses Gebiet ist geprägt durch die ausgeprägte Bogenform der Alpenstrukturen und das völlige Fehlen von ostalpinen Decken (wegerodiert).

▌ **Zentralalpen** (Profil Abb. 9b), vom Durchbruch des Rhonetals bis zum Rheintal. Hier treten aufgrund unterschiedlicher Hebungsbeträge sämtliche tektonischen Einheiten zutage.

▌ **Ostalpen** (Profil Abb. 9c), vom Rheintal bis Wien. Dieses Gebiet wird großflächig von ostalpinen Decken eingenommen, Blicke in tiefere Einheiten sind nur in den so genannten „Fenstern" möglich.

▌ **Südalpen**, südlich der gewaltigen Störungszone der „periadriatischen Linie", wo keine nach Norden gerichteten Deckenüberschiebungen mehr vorliegen.

Wie Brot und Aufstrich: Grundgebirge und Sedimentgesteine

Eine weitere Feststellung der Geologen war, dass man in allen vier Großeinheiten von Helvetikum bis Südalpin immer zwei ganz verschiedene Gesteinssuiten unterscheiden kann, die sich in der Regel dann bei der Alpenbildung auch unterschiedlich verhielten: Grundgebirge und Sedimentgesteine (Abb. 10).

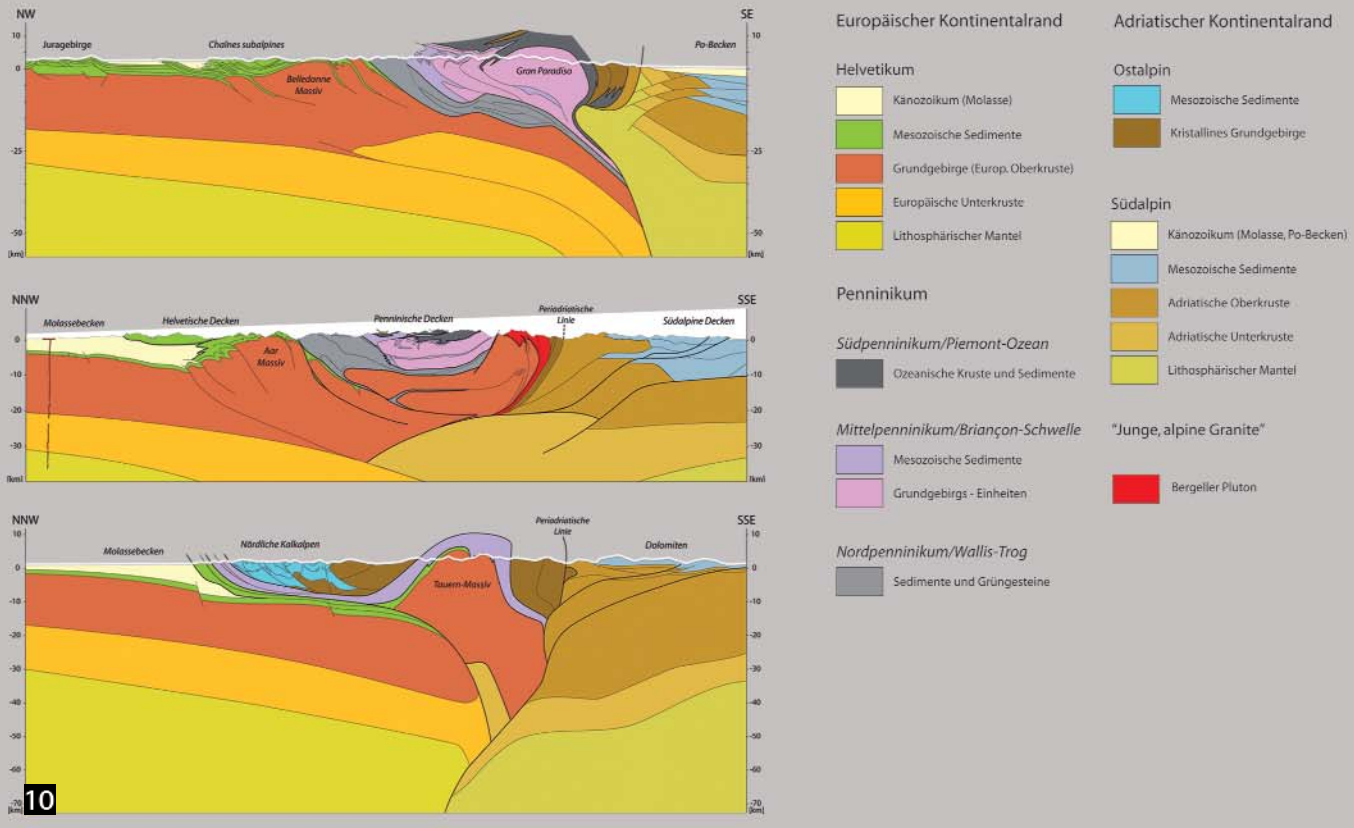
Als Grundgebirge bezeichnen die Geologen das, was vor dem Auseinanderbrechen von Pangäa als Gesteinsunterlage im zukünftigen Alpenraum vorhanden war. Das sind ältere bis uralte kristalline Gesteine, vor allem Gneise und Schiefer, sowie Granite, die während der variszischen Gebirgsbildung eingedrungen sind (Abb. 11). Die Grundgebirgseinheiten sind sich in Aufbau und Gesteinszusammensetzung über die ganzen Alpen ähnlich. Allerdings unterscheiden sie sich im Grad der metamorphen Überprägung während der Alpenbildung (s. rechts Kasten „Metamorphose"). So liegen etwa in den penninischen Grundgebirgseinheiten die variszischen Granite als alpin umgewandelte Granitgneise vor.

Bei der Überflutung durch das Tethysmeer ab ca. 250 Mio. Jahren, die je nach Region im Alpengebiet bis vor rund 50 Mio. Jahren andauerte, wurden auf diesem Grundgebirge verschie-



Thomas Scheiber ist Geologe, Bergführer und Exiltiroler und arbeitet seit 2009 am Geologischen Institut der Universität Bern.

Abb. 9a-c Tektonische Profile durch die Ost-, Zentral- und Westalpen. Es wird klar, dass die Alpen kein Falten-, sondern ein Deckengebirge sind. Weiter sind der hochkomplexe Aufbau und die trotz gleichen Bauprinzipien beträchtlichen Unterschiede zwischen den verschiedenen Alpenteilen ersichtlich. Vereinfacht nach Pfiffner 2009.



Ächzen unter Druck und Hitze – die alpine Gesteinsmetamorphose

Druck und Temperatur nehmen in der Erdkruste mit der Tiefe zu, wobei die Temperaturzunahme (der „geothermische Gradient") je nach geologischer Situation von rund 15 °C pro km (zB Subduktionszonen) bis rund 100 °C pro km (z.B. in Vulkangebieten) variieren kann. Gelangt nun ein Gestein in größere Tiefen, wie es etwa bei der alpinen Gebirgsbildung passiert ist, so kommt es zu einer Umkristallisation in festem Zustand (also ohne Aufschmelzung!), genannt Metamorphose. Temperatur- und Druckbereiche der Gesteinsmetamorphose reichen von rund 150 °C / 1'000 bar bis rund 800 °C / 35'000 bar. Bei sehr hohen Temperaturen über ca. 650 °C können die Gesteine aufzuschmelzen beginnen. Gesteine mit sehr einfacher mineralogischer Zusammensetzung verändern bei der Metamorphose lediglich ihre kristalline Struktur (z.B. Kalk → Marmor, Quarz-Sandstein → Quarzit). Gesteine mit reicherem Mineralinhalt verändern bei einer Metamorphose auch ihre mineralogische Zusammensetzung, d.h. es bilden sich neue Minerale, welche nur unter den jeweilig herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen stabil sind. In den Alpen können zwei zeitlich voneinander getrennte metamorphe Ereignisse auseinandergehalten werden:

- Die kreidezeitliche Metamorphose (ca. 90-110 Mio.J.) erfasste nur die ostalpinen Einheiten. Eine Kernzone hohen Metamorphosegrades (Druck- und Temperaturbetont) befindet sich im südlichen Teil des Ostalpins. Die Zone schwächster Metamorphose liegt in den nördlichen Kalkalpen.
- Die tertiäre Metamorphose (ca. 50-35 Mio.J.) leitet die Hebungsgeschichte der Alpen zum Gebirge ein. Sie ging einher mit der Kollision der adriatischen mit der eurasischen Kontinentalplatten und der Stapelung von Grundgebirgs-Decken des Penninikums. Teile der penninischen Deckenstapel gelangten dabei bis in Tiefen von fast 100 km.

Die Südalpen wurden fast gänzlich von einer metamorphen Überprägung verschont. Deshalb sind in den dortigen Sedimentgesteinen Fossilien und Sedimentstrukturen besonders gut erhalten. Je nach geologischer Geschichte können Gesteine auch eine mehrfache metamorphe Überprägung zeigen. So gibt es etwa Gneise in Grundgebirgsdecken der Alpen, die bei der kaledonischen Gebirgsbildung (vor ca. 450 Mio.J.) unter hohem Druck, bei der varsizischen Gebirgsbildung (vor ca. 330 Mio.J.) unter hohen Temperaturen, und bei der alpinen Gebirgsbildung (vor ca. 35 Mio.J.) nochmals bei mittleren Temperaturen und Drucken umgewandelt wurden, und die Spuren aller Ereignisse noch in sich tragen. Man nennt solche Gesteine polymetamorph.

Abb. 13 Der Gand Combin (4312 m) im Wallis wird aus mächtigen Ablagerungen des Akkretionskeils des Piemontozeans aufgebaut.
Abb. 14 Der Großglockner (von SO) liegt etwa in der Mitte des Tauernfenster an dessen Südrand. Aufgebaut ist er aus metmorphen Sedimentgesteinen des penninischen Tethysozeans. Foto: Homberger/Stüwe
Abb. 15 Ozeanische Kissenlaven am Gipfel des Rimpfischhorns auf über 4000m. Trotz intensivster alpiner Metamorphose (für Kenner: umgewandelt zu „Eklogit"), blieb die Kissenstruktur erhalten.





denste Sedimentgesteine abgelagert. Die helvetische Zone (Küstenrand des eurasischen Kontinents) zeichnet sich durch eine Wechselfolge von Kalksteinen (zB Hochgebirgskalk und Schrattenkalk) mit Mergeln, Tonsteinen und Sandsteinen aus, die in der Jura- und Kreidezeit abgelagert wurden (Abb. 12). Im Gegensatz dazu wurden in den ost- und südalpinen Zonen (afrikanischer Kontinentalrand bzw. adriatische Mikroplatte) vor allem während der Triaszeit mächtige Abfolgen von Dolomiten und Kalksteinen abgelagert, die wir heute als weit überschobene Decken in den nördlichen Kalkalpen wiederfinden, oder aber, kaum verschoben, als immer noch mehr oder weniger flach liegende Schichten der südalpinen Dolomiten.

Den Film zurückspulen – paläogeografische Rekonstruktionen

Eine langwierige Aufgabe, die sich die Alpengeologen angesichts der vielfach übereinander geschobenen Deckenstapel stellten, war (und ist es immer noch), die Überschiebungen und Verfaltungen rückgängig zu machen und so die ursprüngliche Lage der verschiedenen Decken zu rekonstruieren, sozusagen die „alte Geographie" (= Paläogeografie).
So konnten nach und nach die ursprünglichen Ablagerungsgeometrien und die Abfolge der Überschiebungen und Verfaltungen rekonstruiert werden (Abb. 1).

Die Rekonstruktionen der Plattentektonik lieferte dann den globalen Rahmen dazu, um diese ganzen Überschiebungsprozesse auch erklären zu können.

Der berühmte Tethysozean – wo ist er geblieben?

In der Phase der maximalen Entfernung zwischen Eurasien und Afrika waren die Becken des Tethysmeeres im zukünftigen Alpenraum wenige 100 km breit (Abb. 1). Wir finden im Alpengebäude heute zwar einzelne Decken, die aus Ozeanboden-Gesteinen bestehen (Abb. 13, 14), aber das sind nur klägliche Abschürfungen dieser Ozeankruste. Der allergrößte Teil ist „wie vom Erdboden verschluckt" – wörtlich! Als Afrika wieder auf Eurasien zuzufahren begann, wurde die ozeanische Kruste, die dünner und spezifisch schwerer ist als kontinentale Kruste, unter den eurasischen Kontinentalrand geschoben und sank wieder in den Erdmantel hinab – in den ewigen Kreislauf der Mantel-Konvektionsströme. Diese „Subduktion" können wir heute rund um den Pazifik beobachten, wo die ozeanische Pazifikplatte unter die umliegenden Kontinentalplatten subduziert wird. Dies ist verbunden mit einem Tiefseegraben, mit Erdbeben und Vulkanen („zirkumpazifischer Feuergürtel").

Fotos: Jürg Meyer (falls nicht anders angegeben) ■



13

Auf Biegen und Brechen: die Verformung von Gesteinen

Die wichtigsten Verformungskräfte in der Erdkruste sind auf die Plattenbewegungen und die Schwerkraft zurückzuführen. Die augenfälligsten Gesteinsverformungen in den Alpen sind Brüche und Falten. Die meisten Gesteine und Minerale reagieren nahe der Erdoberfläche (d.h. bei geringen Temperaturen und Drucken) auf Verformungen durch Bruchversagen (**spröde Verformung**). Der Kohäsionsverlust entsteht durch die Entwicklung von Brüchen (ohne Versatz) oder von Verwerfungen (mit Versatz). Ist das Gestein einmal zerbrochen, stellt die Bruchzone eine Schwachstelle dar und kann über einen längeren Zeitraum aktiv sein. Diese Schwachstellen nutzten auch die Kletterpioniere, denn so manche klassische Führe folgt einem Bruch- oder Störungssystem in einer Felswand. Zudem greift die Erosion an solchen spröden Störungszonen wegen des zerbrochenen Gesteinsmaterials leichter an – es bilden sich Couloirs und Scharten aus. Du kannst bei der nächsten Tour mal in einer ausgeprägten Scharte genau hinschauen: fast mit 100%-iger Garantie wirst du zerbrochenes und verändertes Gestein finden. Die meisten spröden Brüche sind mit Mineralbildungen gefüllt, welche die Zusammensetzung des Gesteins wiederspiegeln. So finden sich etwa in einem Kalkstein immer Calcitgefüllte Klüfte, in einem Granit Quarzfüllungen. Im Gegensatz dazu verformen Gesteine tiefer in der Erdkruste plastisch (**duktiles Verhalten**). Unter den dort herrschenden höheren Temperaturen bewirken die Spannungen anhaltende und sehr langsame Verformung von Gesteinen. Ein klassisches Beispiel von duktiler Verformung ist die Ausbildung von Faltenstrukturen, die den Anschein erwecken als seien die Gesteine geflossen. Doch alle diese Prozesse fanden durch langsame Um- und Rekristallisation im festen Zustand statt – so wie auch das Eis in einem Talgletscher sich langsam so verformt, dass der Gletscher als Ganzes fließen kann (Abb. 2, 3). Der Übergang von sprödem zu duktilem Verhalten ist gesteins- und mineralabhängig. So beginnt etwa der an der Oberfläche so harte und zähe Quarz ab rund 300 C plastisch zu reagieren. Deshalb können sich auch in quarzreichen Gesteinen wie etwa Graniten oder Gneisen schon in wenigen km Tiefe duktile Störungszonen bilden. Duktile Deformationsmuster werden gerade in sich bildenden Gebirgen häufig durch darauffolgendes, sprödes Zerbrechen und Bewegungen entlang bruchhaften Störungen in geringeren Tiefen verändert – weil sich die Gesteine ja langsam bis gegen die Oberfläche anheben. Strukturen können sich also gegenseitig überprägen und somit ein Deformationsgeschichte erzählen. Durch das Rückgängigmachen der einzelnen Verformungsschritte können die Geologen die frühere Verbandsverhältnisse und Geometrien ermittelt.