



Doctoral Thesis

Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz)

Author(s):

Liniger, Markus Heinz

Publication Date:

1992

Permanent Link:

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-000668247> →

Rights / License:

[In Copyright - Non-Commercial Use Permitted](#) →

This page was generated automatically upon download from the [ETH Zurich Research Collection](#). For more information please consult the [Terms of use](#).

Diss. ETH Nr. 9769

**DER OSTALPIN-PENNINISCHE GRENZBEREICH IM GEBIET
DER NÖRDLICHEN MARGNA-DECKE
(GRAUBÜNDEN, SCHWEIZ)**

Abhandlung
zur Erlangung des Titels eines
Doktors der Naturwissenschaften
der
Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

vorgelegt von
Markus Heinz Liniger
dipl. Natw. ETH
geboren am 26.3.1961
von Wohlen BE

Angenommen auf Antrag von:
Prof. Dr. V. Trommsdorff, Referent
Prof. Dr. S.M. Schmid, Korreferent
Dr. N. Froitzheim, Korreferent

ZUSAMMENFASSUNG

Der ostalpin-penninische Grenzbereich entspricht dem südöstlichen Kontinentalrand des ehemaligen alpinen Ozeans. Die paläogeographische Rekonstruktion dieses Bereichs ist im Profil Graubünden-Veltlin umstritten. Kontrovers ist die Stellung der Margna-Decke. Sie wurde entweder als Mikrokontinent im penninischen Ozean oder als Teil des Unterostalpins (ehemaliger südlicher Kontinentalblock) interpretiert. Im alpinen Deckenstapel wird der nördliche Teil der Margna-Decke von penninischen Ophiolithen der Platta-Einheit überlagert, wogegen der südliche Teil direkt an die unterostalpinen Decken grenzt. Unter der Margna-Decke liegen die penninischen Ophiolithe der Lizun-, Forno- und Malenco-Einheit. Die fazielle Ausbildung der Margna-Sedimente lässt beide Zuordnungen zu. Sowohl die ostalpinen als auch die südpenninischen Sedimente des Juras und der Kreide bestehen aus Radiolarit, Aptychenkalk und Palombini-Serie (pelagische Kalke mit schwarzen Tonschiefer-Lagen). Fossilalter und radiometrische Alter deuten auf eine komplexe, mehrphasige alpine Überprägung im Bereich der Margna-Decke, wo ein Übergang von kretazischen Altern im Hangenden zu tertiären Altern im Liegenden festzustellen ist. Es galt abzuklären, in welcher Art sich die Deformationen aus verschiedenen Zeiten im Gebiet äussern und ob allenfalls tertiäre Bewegungen mitverantwortlich sind für die komplexe Geometrie des ostalpin-penninischen Grenzbereichs.

Die folgende tektonische Entwicklung basiert auf strukturellen und kinematischen Untersuchungen, Kartierung, Kompilation und Ergänzung von Metamorphosedaten, Untersuchungen von Mikrostrukturen sowie auf Altersdaten aus der Literatur.

(1) Die eoalpine Gebirgsbildung führt zu SW- bis W-gerichteten Deckenüberschiebungen. Sie produziert ein Streckungslinear, eine Isoklinalfaltung unter Bedingungen der oberen Grünschiefer-Fazies und die Hauptschieferung (Achsenebenen-Schieferung, radiometrisch datiert als späte Kreide bis frühestes Paläozän). Es entstehen die ostalpinen Bernina/Julier-, Corvatsch/Grevasalvas/Err-, Sella- und Margna-Decken, sowie die südpenninischen Ophiolith-Einheiten Platta, Lizun, Forno und Malenco. Diese frühe Deckenbildung ist wahrscheinlich mit der eoalpinen Subduktion gekoppelt.

(2) Der eoalpine Deckenstapel wird von E-abschiebenden Extensionsstrukturen überprägt, welche meistens ehemalige Überschiebungsflächen reaktivieren. Unterhalb dieser Abschiebungen kommt es in einem Bereich von einigen hundert Metern zu Isoklinalfaltung, welche eine zweite Achsenebenen-Schieferung produziert. Die tiefste dieser Scherzonen ist die Corvatsch-Mylonitzone. Sie liegt im untersuchten Gebiet an der Basis der Corvatsch/Grevasalvas-Decke und schneidet gegen Süden kontinuierlich in tektonisch tiefere Einheiten. Ein Druckabfall im Vergleich zur Phase der Deckenüberschiebung kann festgestellt werden, jedoch scheint die Maximaltemperatur der eoalpinen Metamorphose mit den Abschiebungen zusammenzufallen. Diese Extensionsphase wird als Kollaps des eoalpinen Gebirges interpretiert.

(3) Eine erste Rückfaltungsphase mit E-W-streichenden Faltenachsen unter Bedingungen der unteren Grünschiefer-Fazies überprägt die eoalpinen Strukturen. Dieses Ereignis findet womöglich gleichzeitig mit einer N- bis NW-gerichteten Überschiebung des gesamten Kreidegebirges als starrer "orogener Deckel" über die mittel- und nordpenninischen Einheiten statt. Unter dem Deckel kommt es zu Deckenbildung, Isoklinalfaltung unter Bedingungen mittlerer Grünschiefer-Fazies und der Ausbildung einer Achsenebenen-Schieferung. Die südpenninischen Averser Schiefer, die mittelpenninischen Suretta- und Schamser Decken und der nordpenninische Arblatsch-Flysch werden bei diesem Ereignis

übereinander gestapelt. Die Mineralalter dieser Deformationsphase liegen zwischen mittlerem und spätem Eozän. Diese Strukturen werden als Produkte der finalen Kontinent-Kontinent-Kollision interpretiert.

(4) Die Rückfaltung der Einheiten um die Stirn der Suretta-Decke führt zu einer zweiten Isoklinalfaltung und Achsenebenen-Schieferung unterhalb des Deckels, ebenfalls unter Bedingungen mittlerer Grünschiefer-Fazies. Diese Deformation wurde von anderen Autoren als Produkt von N-S-Verkürzung unter einem orogenen Deckel interpretiert. Hier wird angenommen, dass in einem späten Stadium der N-S-Kompression auch E-gerichtete Extension unter einem starren Deckel aus ostalpinen und südpenninischen Decken einsetzte, welche schliesslich zur Bildung von lokalisierbaren Scherzonen mit E-gerichteter Bewegung führt.

Die Turba-Mylonitzone wurde als solche E-abschiebende Scherzone erkannt. Sie führt dazu, dass heute der kretazisch geprägte Deckenstapel mit einer scharfen Diskordanz und ohne Übergangszone über einem tertiär geprägten Stapel liegt. Ein Minimalalter für den Beginn der Extension von 30 Ma lässt sich daraus ableiten, dass der Bergeller Granodiorit die Mylonitzone durchschlägt. Die Turba Extension wird nicht als postorogene Kollapsstruktur, sondern als extensive Episode während allgemeiner Krustenverkürzung angesehen, weil sie nachträglich noch verfaltet wird.

(5) NW-streichende Falten mit S-fallenden Achsenebenen verfalten beide Deckenstapel und die trennende Turba-Mylonitzone. Diese Falten deuten auf andauernde N-S-Konvergenz. Sie scheinen gleichzeitig mit der Hebung der Bergeller Intrusion zu sein, welche zur Aufwölbung der südlichen Suretta-Decke und der angrenzenden Einheiten führt.

(6) Eine grossräumige, N-S-streichende Wellung verbiegt alle Decken.

(7) Spröde Deformation beginnt während der Turba-Extension, wo sich im Hangenden der Scherzone konjugierte, N-S-streichende Brüche bilden. Jüngere, ebenfalls konjugierte und N-S-streichende, aber steilere Normalbrüche durchschlagen auch die Mylonitzone. Da generell der östliche Block herabgesetzt ist, werden sie als Indiz für andauernde E-gerichtete Extension am Ostrand des Lepontin-Doms gedeutet. Die Septimer-Störung hat die gleiche Geometrie wie diese späten Brüche, jedoch noch einen dextralen Versatz und steht möglicherweise im Zusammenhang mit der Suretta-Aufwölbung.

(8) Die NE-SW-streichende Engadiner Linie ist ein steilstehender Sprödbbruch mit sinistralen Versatz. Bei Maloja ist gleichzeitig eine Hebungskomponente des südlichen Blockes festzustellen, welche jedoch gegen Osten abnimmt. Die Linie ist die Nord-Begrenzung des Krustenblockes, der im Süden durch die Insubrische Linie begrenzt wird. Dieser weicht seitlich gegen Osten aus, als Antwort auf die andauernden, dextral transpressiven Bewegungen entlang der Insubrischen Linie. Der Lunghin-Bruch fällt mit 45° gegen Norden oder Nordosten ein und hat einen sinistralen Versatz gleichzeitig mit einer Hebung des südlichen Blockes. Dieser Bruch verursacht das teilweise Verschwinden der Platta-Einheit zwischen Grevasalvas- und Margna-Decke und wird in den gleichen genetischen Zusammenhang wie die Engadiner Linie gestellt.

Aus den Daten dieser Arbeit geht hervor, dass die Margna-Decke bereits nach der eoalpinen Deckenbildung in ihrer heutigen Position war. Die nachfolgenden Deformationen überprägten die bestehenden Kontakte nur unbedeutend. Es wird daher ein Modell vorgeschlagen, welches einen gezackten Kontinentalrand, als Resultat der E-W-gerichteten Öffnung des Ozeans in einem grossräumigen Transform-System, annimmt. Die eoalpinen Deckenüberschiebungen erfolgten darauf in NE-SW-Richtung. Dadurch wurde ein Teil der Platta Ophiolithe auf einen ostalpinen Vorsprung, den nördlichen Teil der heutigen Margna-Decke, überschoben.

ABSTRACT

The Austroalpine–Pennine boundary represents the southeastern continental margin of the former Alpine ocean. The paleogeographic reconstruction of this area in a profile Graubünden–Veltlin is controversial. In particular, the position of the Margna nappe is uncertain: either this nappe represents a type of microcontinent in the Pennine Ocean; or it is a part of the Austroalpine (southern continental block). In the Alpine nappe pile the northernmost part of the Margna nappe lies below ophiolites of the South Pennine Platta unit, whereas the southern parts directly border the Austroalpine nappes in the hanging wall. The Pennine ophiolites of Lizun, Forno and Malenco units occur below the Margna nappe. Both paleogeographic possibilities are consistent with the younger sediment strata (Jurassic and Cretaceous) of the Margna nappe: in the Austroalpine, as well as in the South Pennine domain, sediments of this age consist of radiolarian chert (Radiolarite), pelagic limestone (Aptychus limestone) and pelagic limestones with intercalations of black shales (Palombini series). Fossil and radiometric ages reflect a complex polyphase Alpine deformation history. There is a transition from Cretaceous ages in the hanging wall of the Margna nappe to Tertiary ages in the footwall. This study addresses the question of the style of deformation phases from different ages in this transition area and investigates to what extent Tertiary deformation is responsible for the complex geometry of the Austroalpine–Pennine boundary in the Alpine nappe pile.

The following tectonic evolution is based on structural and kinematic investigations, mapping, compilation and study of metamorphic data, study of microtextures and age data from the literature:

(1) The Early Alpine orogeny led to SW- or W-directed nappe thrusting. This produced a stretching lineation, isoclinal folding under upper greenschist-facies conditions and the main schistosity (axial plain schistosity, radiometrically dated as Late Cretaceous). A nappe pile consisting of the Austroalpine Bernina/Julier, Corvatsch/Grevasalvas/Err, Sella and Margna nappes, as well as the South Pennine Platta, Lizun, Forno and Malenco ophiolites was formed. These first structures may be the result of Eoalpine subduction.

(2) The pile of Austroalpine nappes was overprinted by E-directed extensional structures, mostly reactivating former overthrusts. Below such extensional shear zones in a narrow area of some hundred of meters, isoclinal folding occurred and produced a second axial plain schistosity. The lowest of such extensional shear zones in the Austroalpine domain is the Corvatsch mylonite zone. This shear zone lies in the northern part at the base of the Corvatsch/Grevasalvas nappe and cuts into deeper tectonic levels towards the south. A pressure decrease relative to the first event is recorded; however, the temperature maximum of Early Alpine metamorphism occurred approximately together with extension. This event is interpreted as a collapse of the Early Alpine mountain belt.

(3) A first backfolding event with E–W-striking fold axes under retrograde lower greenschist facies conditions affected the older structures. This event is probably contemporaneous with the N- to NW-directed thrusting of the Early Alpine nappe pile, as an orogenic lid, over the Middle and North Pennine units. The overthrusting caused nappe formation, isoclinal folding under middle greenschist-facies conditions and a first axial plain schistosity in the footwall. South Pennine Avers schists, Middle Pennine Suretta nappe, Schams nappes and North Pennine Arblatsch flysch were stacked by this event.

Radiometrically dated minerals show Middle to Late Eocene age for this deformation. All these structures are interpreted as resulting from the final continent-continent-collision.

(4) The spectacular backfolding around the frontal part of the Suretta nappe produced the second isoclinal folds with an axial plane schistosity, also during middle greenschist-facies conditions. This deformation has been interpreted by other authors as the result of N-S-shortening below an orogenic lid. Here it is assumed that at a late stage of this N-S-shortening, E-W-extension also started under a rigid lid consisting of Austroalpine and South Pennine nappes and led to well pronounced extensional shear zones.

The Turba mylonite zone is an example of such a shear zone, with a downward movement of the higher block to the east. The fault marks a strong discordance between a hanging wall imbricated by the Early Alpine orogeny and a footwall which was stacked during the meso-Alpine orogeny. A minimal age of 30 Ma for the beginning of normal faulting can be derived by the overprinting relationship of the Bergell granodiorite intrusion. The Turba extension is not interpreted as a post-orogenic collapse, but rather as an extensional episode during an overall history of crustal shortening, because the shear zone is deformed by later folding.

(5) NW-striking folds with S-dipping axial planes deform both nappe piles and the Turba mylonite zone. These folds are the result of ongoing N-S-convergence. They seem to be contemporaneous with uplift of the Bergell intrusion, which caused the upbending of the southern part of the Suretta nappe and bordering units.

(6) The whole mountain belt was overprinted by a N-S-striking, large scale undulation.

(7) Brittle deformation started together with the Turba extension where N-S-striking, conjugated fracturing in the hanging wall of the shear zone occurred. Also conjugated and N-S-striking, but younger high angle normal faults, crosscutting both nappe piles and the Turba mylonite zone, accomodated a downthrow of the respective eastern fault block. They are, therefore, interpreted as evidence for ongoing E-directed extension at the eastern border of the Lepontine structural dome. The Septimer fault has the same geometry but also dextral transform movement and is probably genetically linked with the upbending of the Suretta nappe.

(8) The late NE-SW-striking Engadine line is a steep, brittle fracture zone with sinistral shear sense and an uplift component of the southern part near Maloja that decreases towards the east. The line is the northern boundary of the crustal block, bordered in the south by the Insubric line. This block escaped laterally towards the east in response to ongoing dextral transpressive movements along the Insubric line. The Lunghin fault is a 45 degrees, N- or NW-dipping fracture with a sinistral movement and an uplift component of the southern block. The fault is responsible for the partial disappearance of Platta ophiolites between Grevasalvas and the Margna nappe, and is interpreted to be in the same context of lateral escape as the Engadine line.

Data from this study show that the Margna nappe had already reached its present position during Early Alpine nappe formation. Subsequent overprinting had only minor effects on the nappe boundaries. Therefore, a model is presented which assumes a primary indented geometry of the plate boundary resulting from the E-W-directed opening of the ocean in a transform system. Compression during Early Alpine nappe formation was NE-SW-directed and thrust a part of the Platta ophiolites over an Austroalpine edge, the northern part of the present Margna nappe.