

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 4	S. 875-882	Wien, Dezember 1992

Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes

Von RUDOLF TRÜMPY*)

Mit 2 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

*Österreich
Schweiz
Vorarlberg
Graubünden
Ostalpen
Zentralalpen
Tektonik
Palinspastik
Faziesbereiche
Trias
Tertiäre Granitoide*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 110, 111, 140, 141, 142, 169, 170*

Inhalt

Zusammenfassung	875
Abstract	875
1. Einleitung	876
2. Helvetische Zone (s.l.)	876
3. Penninische Zone	877
4. Ostalpine Decken	877
5. Südalpen und tertiäre Granitoide	878
6. Zur ursprünglichen Anordnung der Faziesräume	880
7. Schlußbemerkungen	881
Literatur	882

Zusammenfassung

Die Grenze zwischen Ost- und Westalpen ist keine scharfe Linie, ausgenommen eine kurze Strecke nahe Chur. Nach Osten verschwinden zuerst die externen Grundgebirgs-Massive und dann die Helvetischen Decken. Die Westgrenze des zusammenhängenden Austroalpinen Deckenkörpers ist teilweise primär und geht teilweise auf Erosion zurück. Die Dentblanche-(Simmen-) und Margna-Decken sind als Ultrapenninische Einheiten abgetrennt. Austroalpine Faziesgürtel setzen sich in den westlichen Teil der Südalpen fort.

Eine palinspastische Karte der Alpen in der Trias wird vorgestellt, und eine Hypothese über die Platznahme tertiärer Granite wird skizziert.

Eastern and Western Alps – Similarities and Differences

Abstract

The boundary between Eastern Alps and Central Alps is not a sharp line, except for a short stretch near Chur. Eastwards, first the external basement massifs and then the Helvetic nappes disappear. The western boundary of the coherent body of Austroalpine nappes is partly primary, partly due to erosion. The Dentblanche (-Simme) and Margna nappes are separated as Ultrapenninic units. Austroalpine facies belts continue into the western part of the Southern Alps.

A palinspastic map of the Alps for Triassic time is presented, and a hypothesis on the location of Tertiary granites is outlined.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. RUDOLF TRÜMPY, Allmendboden 19, CH-8700 Küsnacht; vormals Geologisches Institut der ETH Zürich.

1. Einleitung

Als „Westalpen“ bezeichnen die meisten Geologen die französisch-italienischen Alpen, mit ihrem scharfen Bogen, den vorgelagerten Subalpinen Ketten, aber ohne aufgeschlossene Südalpen-Anteile. Die schweizerisch-italienischen Alpen werden im internationalen Sprachgebrauch „Zentralalpen“ genannt. Sie sind charakterisiert durch das westliche Molasse-Becken, die voll ausgebildeten Helvetischen Decken, die Ultrapenninischen Decken und die westlichen Südalpen.

Der Begriff „Zentralalpen“ bezeichnet also in Österreich einerseits, im Rest der Welt andererseits zwei verschiedene Dinge. Ich nehme hier ausnahmsweise vom Prinzip AEIOU Abstand und verwende „Zentralalpen“ im international üblichen Sinne.

Es wird im folgenden viel von Unterschieden zwischen Ostalpen und Zentralalpen die Rede sein.

Umso deutlicher muß gesagt werden, daß Alpen und Karpathen ein einziges Orogen sind, welches seine Entstehung einem einzigen Prozeß verdankt, der Kollision des Apulischen Sporns mit der Eurasiatischen Platte. Unterschiedliche Vorgeschichten, nicht lineare primäre Anordnung der Plattenränder, zeitlich verschiedene Relativbewegungen von Apulien und Europa sowie die Ausweichbewegungen in die Westalpen einerseits, die Karpathen andererseits bedingen regionale Verschiedenheiten der einzelnen Segmente, die aber nur Variationen über ein Thema darstellen.

Transversale Änderungen im Baustil und Material ergeben die longitudinale Gliederung der Kette in Westalpen, Zentralalpen, Ostalpen, Westkarpathen und Ostkarpathen. Die Bedeutung dieser Zäsuren ist oft übertrieben worden, zumal sie bedauerlicherweise oft mehr oder weniger mit Landesgrenzen zusammenfallen. Keinesfalls dürfen wir sie uns als scharfe Einschnitte vorstellen; es sind in der Regel ziemlich breite Übergangszonen (s. z. B. TOLLMANN, 1972).

Neben der Grenzregion zwischen Westkarpathen und Ostkarpathen ist diejenige zwischen Zentralalpen und Ostalpen, im Allgäu, in Vorarlberg, im Fürstentum Liechtenstein, in Graubünden und im Veltlin wohl die auffälligste. Gegen Westen endet der zusammenhängende Körper der Ostalpinen Decken; gegen Osten verschwinden die externen Kristallin-Massive und nehmen die Helvetischen Decken an Bedeutung ab. Auch diese Grenze ist kein scharfer Schnitt, mit Ausnahme des kurzen Teilstücks zwischen Vaduz und Chur, wo eine junge Abschiebung vermutet werden kann.

2. Helvetische Zone (s. I.)

Charakteristisch für die West- und Zentralalpen sind die Externen Massive, Großfalten bis Scherben von variskisch geprägtem Grundgebirge. Sie fehlen den Ostalpen wie den Karpathen, vielleicht mit Ausnahme des Danubischen Kristallins am Eisernen Tor. Diese Massive sind compressive Strukturen jungtertiären, im wesentlichen miozänen Alters; alttertiäre Anlagen sind in einigen Fällen erkennbar. In den Ostalpen und Karpathen dagegen fällt das mitteleuropäische bzw. osteuropäische Grundgebirge, mit seiner meist geringmächtigen mesozoischen Bedeckung, flach unter das Orogen ein. Es wird hier von distensiven Verwerfungen verstellt; einige dieser normalen Brüche

sind nachträglich zu steilen Aufschiebungen invertiert worden.

Das Aar-Massiv beginnt in der Tödi-Gruppe gegen Osten abzutauchen; die am Segnas-Paß prachtvoll sichtbare Deckenüberschiebung liegt in einer flachen Achsen-Depression. Weiter östlich steigt der Massivscheitel nochmals an; zentrale Teile des Massivs sind bei Vättis, 10 km NW Chur, südlich bei Tamins, 10 km W Chur ein letztes Mal aufgeschlossen. In der Calanda-Gruppe, NNW von Chur, schießen die Sedimente der Massivhülle mit 35° gegen Osten ein. Nach vorläufigen Ergebnissen der Reflexions-Seismik (PIFFNER et al., 1990) setzt sich dieses axiale Fallen noch etwa 20 km weit gegen E fort.

Im Rheintal unterhalb Chur stoßen parautochthone Falten gegen tiefpenninische Bündnerschiefer, an der Luziensteig, dem Grenzpaß zwischen Graubünden und Liechtenstein, eine Schuppe unklarer, vielleicht ultrahelvetischer Abkunft gegen die mittelpenninische Falknis-Decke, bei Vaduz südhelvetische Falten gegen Flysche rhenodanubischer Affinität. Hier scheint also eine ostfallende „Churer Störung“, eine jungtertiäre Abschiebung, die Grenze zwischen Zentralalpen und Ostalpen zu markieren. Sie ist überall durch gewaltige Schuttmassen, die bis unter Meeresniveau reichen, verdeckt. Beidseits von Chur ist kein Platz für die „Stiele“ der Helvetischen Decken vorhanden. Gegen Norden setzt sich die Störung nur in abgeschwächter Form, in die normalen und sinistralen Brüche des unteren Alpenrhein-Tals fort. Eine Fortsetzung gegen Süden, etwa über die Lenzerheide, existiert nicht; viel eher kommt eine Verbindung mit WSW-streichenden Störungen im Vorderrheintal in Frage, bei denen ein dextraler Versatz vermutet werden kann. Solche späte dextrale Verschiebungen sind im oberen Rhonetal nachgewiesen (STECK, 1966). Der Calanda, der Hausberg der Churer, ist ein europäischer Erker, der weit in das penninische Schieferland vorspringt.

Im Gegensatz zu den Massiven, die bei Chur definitiv untertauchen, ziehen die distalen Teile der Helvetischen Decken fast unbeschadet aus der Churfürsten- und Säntis-Gruppe über den Rhein nach Vorarlberg und ins Allgäu. Links des Rheins sind das Jura-Stockwerk, in der Axengonzen-Decke, und das Kreide-Stockwerk, in der Churfürsten-Säntis-Decke, tektonisch voneinander getrennt; östlich des Rheins, schon am Fläscherberg, vereinigen sie sich jedoch wieder zu einer einzigen Decke, analog der Wildhorn-Decke der Westschweiz. Darunter setzte sich auch ein Analogon der Mürtschen-Decke, die Decke von Hohenems (WYSSLING, 1986), bis ins Allgäu fort. Der Grünten bei Sonthofen ist der letzte „richtige“ Helvetische Berg.

Die Isopen der Unterkreide-Formationen, welche in der Schweiz etwa parallel zum Streichen verlaufen, zeigen in Vorarlberg eine viel unregelmäßigere Anordnung. Ich hatte dies ursprünglich als Indiz dafür gewertet, daß der Helvetische Mitteljura- bis Unterkreide-Schelf schon bald gegen Osten auskeilt. Die Ergebnisse der Bohrungen Kierwang und Maderhalm deuten jedoch darauf hin, daß dies erst viel weiter östlich geschieht, fernstens aber in Oberösterreich.

Die Helvetischen Decken reichen also viel weiter nach Osten als die externen Kristallin-Massive. Über ihre „Wurzeln“ wissen wir in den Ostalpen nichts, auch nicht darüber, ob sie einfach vom Europäischen Sockel abgeschert wurden oder ob wir eine krustale Subduktion, eine AMPFERERSche Verschluckungsnarbe, annehmen müssen. Ich würde eher das letztere annehmen und möchte sogar

vermuten, daß das Tiroler Inntal zwischen Landeck und Kufstein eine ähnliche Entstehungsgeschichte wie das obere Rhonetal, das Urserental und das Vorderrheintal hat: eine tektonische Furche, die sich nachträglich über der neo-alpinen Narbe der helvetischen Decken entwickelt hat. Daß das Inntal schräg zum Nordrand der Alpen verläuft, würde einer solchen Hypothese nicht widersprechen, wenn man die gegen Osten abnehmende Überschiebungsweite der Helvetischen Decken in Rechnung stellt. Aber dies ist nur eine Vermutung; einzig gezielte reflexions-seismische Sondierungen oder Tiefbohrungen könnten sie bestätigen oder widerlegen. Die Frage ist vom theoretischen Standpunkt aus von großer Bedeutung und auch vom praktischen Standpunkt aus, wenn man an die Möglichkeit tiefliegender Gas-Lagerstätten denkt, nicht uninteressant.

3. Penninische Zone

Während die Europäischen Externzonen die West- und Zentralalpen, die Ostalpinen Decken die Ostalpen charakterisieren, zieht die Penninische Kernzone durch alle drei Segmente der Alpen. Fundamentale Unterschiede zwischen dem Penninikum der Zentralalpen und der Ostalpen sind nicht augenfällig. Die Korrelation wird natürlich dadurch erschwert, daß die Penninischen Decken in den Ostalpen nur am Alpenrand und in den Fenstern sichtbar sind.

Auf Grund ihrer Stellung im Alpenbau, ihres Gesteinsmaterials, ihres Baustils und ihrer tertiären Metamorphose lassen sich die Tauern-Gneisdecken am ehesten mit den infrapenninischen und tiefpenninischen Decken (Leventina, Simano, Adula) der Tessiner Aufwölbung vergleichen. Eine Korrelation mit dem Aar-Massiv scheint mir eher abwegig. Die Externen Massive behalten ihren Charakter von der Argentera bis nach Vättis bei, und es wäre höchst verwunderlich, wenn sie sich auf der kurzen Strecke zwischen Chur und dem Brenner in Bezug auf die vier angeführten Kriterien so fundamental ändern könnten. Die tektonische Analogisierung (nicht Homologisierung) zwischen lepontinischen und Tauern-Gneisdecken schließt nicht aus, daß fazielle Beziehungen zwischen dem Helvetischen und dem Hochstegen-Jura existieren können.

Diese Deutung impliziert, daß höhere Penninische Kristallin-Decken, vom Typus Tambo-Suretta, im Tauern-Fenster gar nicht aufgeschlossen sind, vielleicht mit Ausnahme einiger Gneislamellen.

Schwierige Probleme wirft auch die palaeogeographische Korrelation der Penninischen Elemente in den Zentralalpen und in den Ostalpen auf. In den West- und Zentralalpen trennt die jungtriadische bis kretazische Briançonnais-Schwelle einen nordpenninischen (Walliser) von einem südpenninischen (Piemont-)Trog. Abkömmlinge dieser Schwelle erreichen, in Form der Tasna-Decke, noch den westlichen Teil des Unterengadiner Fensters. Nur noch Oberjura und Kreide des Briançonnais-Nordrandes sind hier vertreten. Im Tauern-Querschnitt existieren keine Äquivalente der jurassisch-kretazischen Briançonnais-Schwelle. Damit wird in den Ostalpen auch die systematische Unterscheidung zwischen einem nordpenninischen und einem südpenninischen Trog hinfällig. Ozeanische jurassische bis unterkretazische Serien „nordpenninischer“ Stellung, wie etwa in der Ybbsitzer Klippenzone, zeigen eine Entwicklung, die derjenigen in der südpenni-

nischen Arosa-Zone sehr ähnlich ist (SCHNABEL, in Druck).

Der Rhenodanubische Flysch ist ein Kennzeichen des ostalpinen Penninikums. Zumindest an seinem Westende, in Vorarlberg, liegt er unter der Falknis- und Sulzfluh-Decke, welche der Briançonnais-Schwelle entstammen. Seine westliche Fortsetzung ist unklar, auch wenn der Kreide-Anteil des Wägitaler Flyschs Analogien aufweist. Sogar der weit verbreitete Helminthoiden-Flysch der Westalpen und westlichen Zentralalpen, der eindeutig über Briançonnais-Decken liegt, erinnert in einigen Teilen an die Piesenkopf-Schichten des Rhenodanubischen Flyschs (WINKLER et al., 1985). Wir stoßen also auf das Paradoxon, daß untereinander verwandte Kreide-Flysche in den Westalpen südpenninisch, in den Ostalpen nordpenninisch sind.

Eine weitere Komplikation besteht darin, daß in Graubünden zwei ähnliche, aber nicht identische Briançonnais-Abfolgen im selben Querschnitt auftreten, in der Falknis- und Sulzfluh-Decke sowie in den Schamser Decken. Ohne die Annahme bedeutender, wohl kretazischer Horizontalverschiebungen ist das Dilemma wohl kaum zu lösen (SCHMID et al., 1990). RUDOLF OBERHAUSER (1991) hat Ansätze zu einem solchen Szenario vorgelegt, die noch eingehend diskutiert werden müssen.

Seit einigen Jahren hat sich bei vielen Geologen (WEISERT & BERNOULLI, 1985; DEBELMAS & SANDULESCU, 1987; TRÜMPY, 1988; s. auch LAUBSCHER, 1991) die Ansicht durchgesetzt, daß die Penninischen Ozeane zwischen der Schweiz und der Ukraine nicht orthogonalem Spreading, sondern einem Transform-System ihre Entstehung verdanken. Ein solches mitteljurassisches bis mittelkretazisches, im wesentlichen sinistrales System würde das Nordende des apenninisch-westalpinen Piemont-Troges mit dem Nordende des älteren Vardar-Troges verbinden. Wir müßten uns diese Ozeane als eine Kette von kleinen Rhombochasmen vorstellen, die sich auch seitlich im Streichen ablösen können. Dies würde auch erklären, weshalb Ophiolithe in einigen Segmenten, so namentlich in den Westkarpathen, untervertreten sind. Auf den ersten Blick erhält man den Eindruck, daß die Penninische Zone in den Ostalpen schmaler als in den Zentralalpen oder gar in den Westalpen war, aber auch schmaler als in den Westkarpathen. Dieser erste Blick kann trügen, da wir nicht wissen, wieviel durch Subduktion oder Erosion zerstört worden ist.

4. Ostalpine Decken

An einer welligen Linie endet der zusammenhängende Körper der Ostalpinen Decken gegen Westen. Ihre beiden großen Einbuchtungen sind durch die Prätigau- und die Malenco-Antiform bedingt. Es stellt sich nun die Frage, ob dieser Westrand der ostalpinen Deckenmasse ein reiner Erosionsrand sei, vorgezeichnet durch den Aufstieg der tektonischen Achsen an der Bündner Querflexur der Alpen, oder zumindest ein Teil der ostalpinen Elemente hier primär auskeilt.

Die unterostalpinen Decken Graubündens, Err und Bernina, enthalten sowohl N-S- als auch W-E-streichende Strukturelemente; zu den letzteren gehören die Stirne der Kristallin-Decken am Albulapaß. Es gibt keine tektonischen Anzeichen dafür, daß die unterostalpinen Decken wenig westlich ihres Erosionsrandes endeten. Der ent-

sprechende Fazies-Streifen findet sich in den westlichsten Südalpen, im Canavese wieder.

In den Penninischen Alpen wird die große Klippe der Dentblanche-Decke und ihre proximale Fortsetzung, die Sesia-Zone, heute allgemein ins Unterostalpin gestellt. ARGAND hatte die Dentblanche-Decke als höchste penninische Decke definiert, und STAUB (1924) korrelierte sie mit der Margna-Decke Graubündens. Später (1938) revidierte STAUB seine Ansicht und parallelisierte nun die Dentblanche-Decke mit den unterostalpinen Err- und Bernina-Decken. Die meisten Autoren sind ihm hierin gefolgt; einige Mailänder Geologen wollen sogar Unter- und Unterostalpin erkennen.

Es bestehen aber gewichtige Unterschiede zwischen dem Engadiner Unterostalpin und dem Dentblanche-Sesia-Komplex der Penninischen Alpen. Hier ist Unterkruste mit basischen Gesteinskörpern (Secunda Zona dioritico-kinzigitica, Valpelline-Serie) in den Deckenbau einbezogen, dort dominieren variskische Granitoide. Hier ist der Baustil durch duktile Falten gekennzeichnet, dort eher durch spröde Scherben, die allerdings auch in den frontalen Teilen der Dentblanche-Decke vorkommen. Hier erfolgte eine kretazische Hochdruck-Metamorphose, welche bis zu Eclogiten führte; dort erreicht die Metamorphose nur Grünschiefer-Grad. Andererseits sind die Trias- und Unterjura-Gesteine der Dentblanche-Decke, soweit sich dies aus den wenigen erhaltenen Relikten beurteilen läßt, nicht sehr verschieden von denjenigen des Bündner Unterostalpins.

Irgendwo in der Nähe der Dentblanche-Decke – als Hütle ihres Kristallins, wenig nördlich oder wenig südlich davon – muß die Herkunft der Simmen-Decke (s. l.) der Prealpes gesucht werden. Es muß immer wieder betont werden, daß die heute erhaltenen Reste der Simmen-Decke Zeugen einer mächtigen Einheit sind, welche Tausende von km³ Schutt in das oligocaene Molasse-Becken geliefert hat (TRÜMPY & BERSIER, 1954). Für geotektonische Rekonstruktionen freilich ist die Simmen-Decke ein Ärgernis (z. B. STAMPELI & MARTHALER, 1990), da die Nachbarschaft von durchgehender Kreide-Sedimentation und gleichaltriger Hochdruck-Metamorphose nicht leicht zu erklären ist.

Der südalpine Charakter der vor-cenomanen Folgen der Simmen-Decke (liasische Generoso-Kieselkalke, permische Baveno-Granite) ist ohne die Annahme großer Lateralschiebungen kaum verständlich.

Wir möchten Dentblanche-Sesia-Decke, Simmen-Decke und Margna-Decke nicht ohne weiteres als Ostalpin, sondern als Ultrapenninisch bezeichnen, eben um die genannten Unterschiede zum ostalpinen Unterostalpin zu betonen. Im übrigen ist auch dieses heterogen; das „grisonide“ Engadiner Unterostalpin unterscheidet sich in vielen Belangen vom „lungauriden“ Unterostalpin des Tauern-Rahmens und des Semmering.

Die „zentralostalpinen“ Decken südlich der Engadiner Linie sind durch eine west-vergente Synform mit den unterostalpinen Decken verbunden. Auch in ihrem Innenbau sind west-gerichtete Überschiebungen verbreitet; die kretazische Metamorphose klingt gegen W bzw. NW rasch ab. Diese Decken dürften sich primär nicht weit gegen Westen fortgesetzt haben. Ihre Trias-Sedimente zeigen Analogien zu denjenigen der Südalpen am Langensee und Luganer See.

Nördlich der Engadiner Linie liegt unten die Abscheurungsdecke des Ela (Carn bis Kreide), darüber die Silvretta-Decke. Das Kristallin der Silvretta-Decke keilt gegen

Westen aus, so daß dort ihre Trias-Formationen in Kontakt mit der Ela-Decke oder der Aroser Zone treten. Auch im Rhätikon keilt die Silvretta-Decke nicht nur gegen Norden, sondern auch gegen Westen aus. Es ist deshalb unwahrscheinlich, daß oberostalpinen Kristallin sehr weit über den heutigen Erosionsrand hinaus gegen Westen reichte.

Auch die nördlichen Kalkalpen zeigen im Rhätikon NW- bis W-vergente Strukturen. Aber noch 60 km westlich von ihrem Erosionsrand oberhalb Vaduz liegen in den Schweizer Alpen, an der Mördergrube und am Roggenstock, Klippen von Raibler Schichten, deren Ausbildung an diejenige beim Lünensee erinnert, und von stark bituminösem Hauptdolomit. Zwischen dieser oberostalpinen Decke und der Aroser Zone findet sich stellenweise die „kleinste Decke der Welt“, eine winzige Scherbe aus Oberrhätikalk, Adneter Kalk und Allgäu-Schichten. Kalkalpine Gerölle in der Molasse finden sich gegen Westen bis an die Rigi (SPECK, 1953). Daß die Kalkalpen so weit nach Westen zu verfolgt sind, interpretieren wir als Auswirkung einer vor-turonen sinistralen Verschiebung.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Unterostalpinen Decken gegen Westen durch die andersartigen Ultrapenninischen Einheiten ersetzt werden, daß die „Zentralostalpinen“ Decken wenig westlich ihres Erosionsrandes endeten und daß die Nördlichen Kalkalpen noch bis an den Vierwaldstättersee reichten. Die W- und NW-gerichteten Strukturen am Westende der Ostalpen sind meist von kretazischem Alter (RING et al., 1990); sie wurden durch den tertiären Nordschub über das Penninikum transportiert.

5. Südalpen und tertiäre Granitoide

In den Südalpen liegt die markanteste Zäsur an der Judikarien-Linie. Sie trennt die Lombardischen Südalpen, von relativ geringer Breite aber starker tertiärer Einengung, von den breiteren aber tektonisch einfacheren östlichen Südalpen. Sie fällt auch heute nicht mit der Grenze zwischen Zentralalpen und Ostalpen zusammen, und schon gar nicht, wenn man den oligocaenen dextralen Versatz an der Tonale-Linie (80–100 km) berücksichtigt.

Die beiden größten tertiären Granitoid-Massive der Alpen, das Bregaglia-(Bergeller)Massiv, welches die Penninischen und Ultrapenninischen Decken durchbricht, und das südalpine Adamello-Massiv, liegen im spitzen Winkel zwischen jungalpinen Lineamenten (vgl. Fig. 1). Sie schmiegen sich an diese an – am deutlichsten beim westlichen „Tonalit-Schwanz“ des Bregaglia-Massivs erkennbar – überschreiten sie jedoch nicht. Offensichtlich besteht ein raumzeitlicher Zusammenhang zwischen den Bewegungen längs dieser Linien und der Platznahme der Granitoide.

Ich glaube, daß die Lösung des Rätsels in einer Arbeit von HUTTON (1988) gefunden werden kann. Er hat gezeigt, daß die spätkaledonischen Granite des Schottischen Hochlands in die transtensive Intersektion zwischen dextralen und sinistralen Horizontal-Dislokationen eingedrungen sind. Diese These läßt sich auf unsere beiden Granitkörper übertragen: das Bregaglia-Massiv ist zwischen der dextralen Tonale- und der sinistralen Engadiner Störung durchgebrochen, das Adamello-Massiv zwischen der dextralen Tonale- und der sinistralen Judikarien-Linie. Im ersten Fall konzentrieren sich die Prozesse auf das

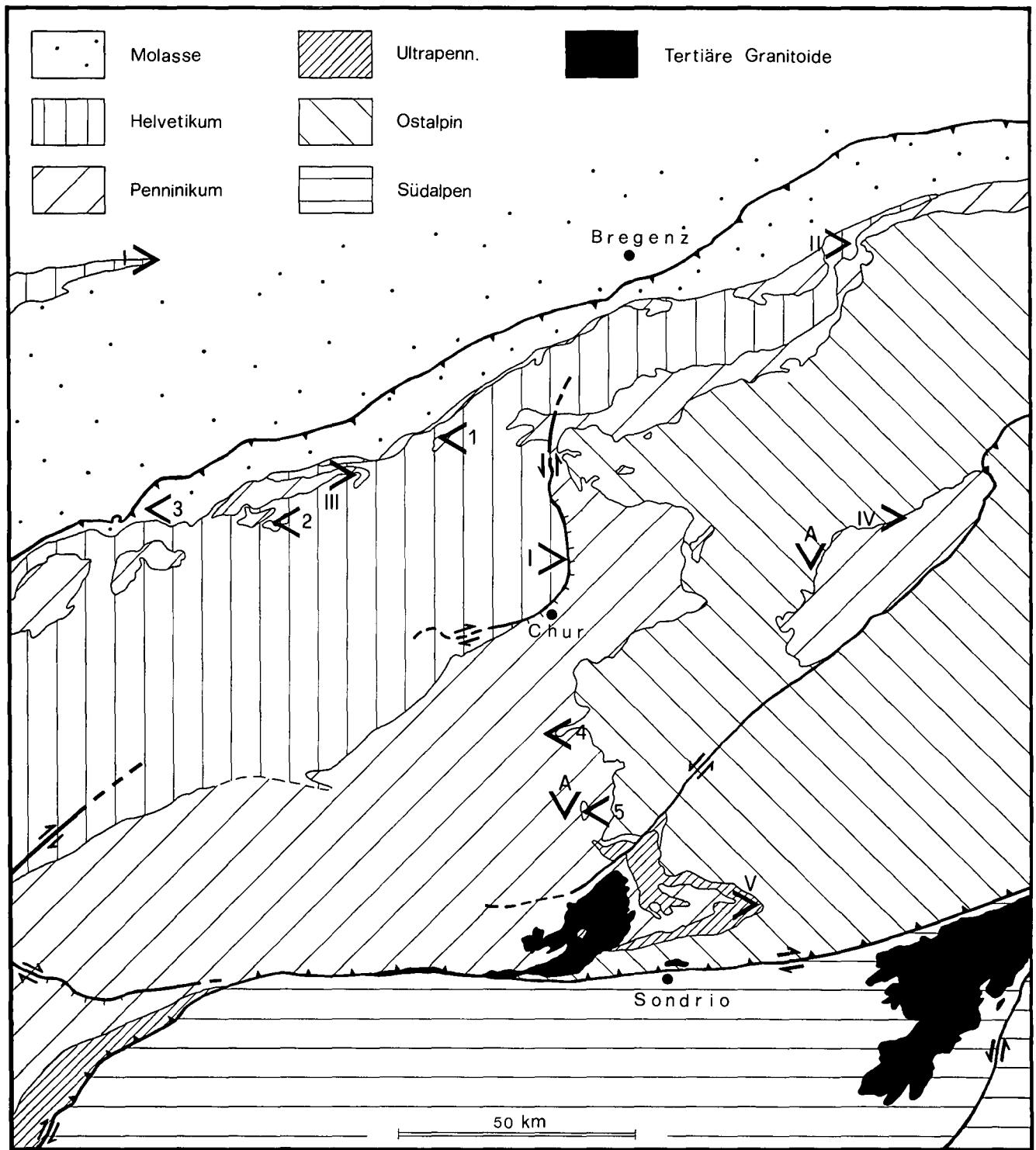


Fig. 1.
 Veränderungen im Bereich der Grenze Ostalpen/Zentralalpen.
 Westlichste Vorkommen von: 1 – Rhenodanubischer Flysch; 2 – Nördliche Kalkalpen; 3 – Kalkalpine Gerölle in der Molasse; 4 – „Zentralostalpine“ Decken; 5 – unterostalpine Decken.
 Östlichste Vorkommen von: I – Massive und ihre Hülle (Infrahelvetikum) sowie Faltenjura; II – Zusammenhängende Helvetische Decken; III – „Westalpine“ Kreideflysche; IV – Briançonnais; V – Ultrapenninische Decken.
 Südlichste Vorkommen von: A – Fossilbelegtes Alttertiär im Penninikum.

späte Oligozän (um 30 Mio. Jahre), im zweiten Fall müssen sie schon im Eozän gespielt haben. Synchrone Transpression ist in den beiden „stumpfen Winkeln“ zwischen den drei Störungen zu erwarten. Es muß also keine generelle Zerrungsphase postuliert werden, um die Platznahme der Granitoide zu erklären – dies wäre schon wegen der

gleichzeitigen Kompression in anderen Teilen der Alpen unwahrscheinlich – sondern nur Transtension im Gefolge von Horizontalverschiebungen.

Ob sich diese Hypothese auch auf östlichere Granitoid-Körper, z. B. auf den Rieserferner, anwenden läßt, vermag ich nicht zu beurteilen.

6. Zur ursprünglichen Anordnung der Faziesräume

In den vorangegangenen Abschnitten haben wir vor allem die Veränderungen der tektonischen Einheiten in der Grenzregion zwischen Ostalpen und Zentralalpen verfolgt. Nachfolgend soll noch kurz die palaeogeographische Konfiguration in der Trias-Zeit diskutiert werden, also in der Zeit vor dem früh- bis mitteljurassischen Rifting, den spätjurassischen bis frühkretazischen Spreading- und Translationsphasen sowie der kretazischen bis heutigen Kompressions- und Translations-Tektonik.

Solche palinspastische Rekonstruktionen sind naturgemäß mit großen Unsicherheiten behaftet. In den Europäischen Randzonen der Alpen (Jura, Subalpine Ketten, Helvetische Decken zwischen Rhone und Iller) sowie in den Apulischen Randzonen (Südalpen) sind Abwicklungen mit einer vernünftigen Fehlergrenze (10–15 %) möglich; diese Einheiten sind jeweils aus einem zusammenhängenden Sediment-Prisma herausgeschnitten und somit kohärent (TRÜMPY, 1969). Dagegen sind die Penninischen und

schon und Ostalpinen Decken wie auch die Ultrahelvetischen Decken und die Helvetischen Scherben westlich der Iller inkohärent; die einzelnen Decken und Deckenkomplexe sind voneinander durch Überschiebungen, Abschiebungen und Seitenverschiebungen bedeutenden und oft ungewissen Ausmaßes getrennt. Viele Verbindungsstücke sind infolge von Subduktionen und Erosionen nicht mehr zu beobachten. Diese Decken sind also „Terranes“, aller dings bescheidenen Ausmaßes und, in den meisten Fällen, relativ lokaler Herkunft.

„Terranes“ sind in diesem Sinn kaum etwas anderes als unsere altgewohnten „Faziesbereiche“, soweit sie sich auf inkohärente Einheiten beziehen. Es scheint mir aber nützlicher, sie mit geographischen Namen zu bezeichnen (die nicht mit Decken-Namen identisch sein sollen), als in ihrer Benennung bereits ihre präsumptive Stellung vorwegzunehmen, wie etwa bei „mittelpenninisch“ und ganz besonders bei „mittelostalpin“.

Die Figur 2 soll lediglich die Anordnung widerspiegeln, die mir im Augenblick die plausibelste scheint, und erhebt keinen Anspruch auf „Wahrheit“. Sie wird hier der Kritik

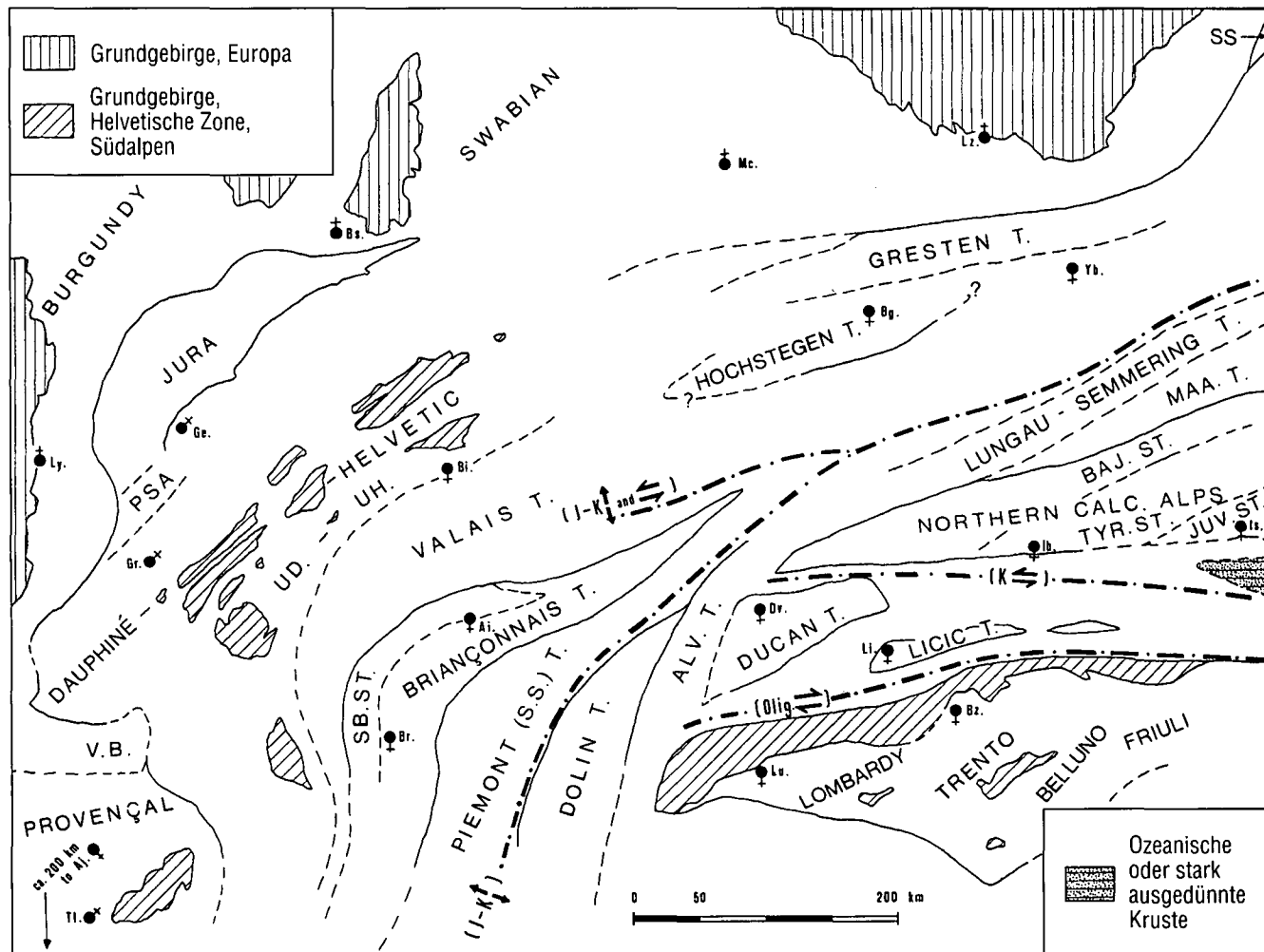


Fig. 2.

Versuch eines palinspastischen Kärtchens der Alpen zur Trias-Zeit.

T = „Terrane“; ST = „Sub-Terrane“.

VB = Valensole-Hochzone; PSA = Pré-Subalpin; UD–UH = Ultradauphinois, Ultrahelvetikum; MAA = Mittelostalpin p. p.; BAJ, TYR, JUV: Bajuvarische, tirolische und juvavische „Sub-Terranes“ der Nördlichen Kalkalpen.

Lokalitäten:

– in Europa (aufrechte Kreuze): Ly = Lyon; Bs = Basel; Mc = München; Lz = Linz.

– gegen Europa leicht versetzt (schräge Kreuze): Aj = Ajaccio (Korsika); TI = Toulon (Provence); Gr = Grenoble (Subalpin); Ge = Genève (Molasse-Becken).

– gegen Europa stark versetzt (inverse Kreuze): Br = Briançon (Briançonnais); Ai = Aigle (Préalpes Médiannes); Bi = Biasca (Intrapennikum); Bg = Bad Gastein (Tauern-Zentralgneise); Yb = Ybbsitz (Klippen); Dv = Davos (Silvretta-Decke); Li = Lienz (Drauzug); lb = Innsbruck und Is = Bad Ischl (Nördliche Kalkalpen); Lu = Lugano und Bz = Bozen/Bolzano (Südalpen).

meiner Kollegen vorgelegt, die wohl zu einer „besseren“ Darstellung führen wird.

Unser Kärtchen zeigt große Unterschiede zu den Rekonstruktionen von DERCOURT et al. (1990), wo die eigentlichen Westalpen nicht berücksichtigt wurden und wo auch weiter östlich erhebliche Diskrepanzen bestehen. Für die Zentralalpen ist PFIFFNERS Abwicklung der Grundgebirgs-Einheiten (1992) gut vergleichbar.

Als Ducan-„Terrane“ bezeichnen wir den in sich kohärenten Sedimentstapel in der Hülle der Languard-, Campo-, Sesvenna-, Silvretta- und Ötztal-Decken sowie daraus abgeleiteter Abscherungsdecken. Es entspricht dem „Zentralostalpin“ oder „Mittelostalpin“ westlich der Tauern. Auf Grund der Untersuchungen der Trias-Formationen dieses Gebiets durch DÖSSEGER (1974), EICHENBERGER (1986), St. FRANK (1986), FURRER (1981; in BÜRGI et al., 1991) und NAEF (1987) nehmen wir eine ursprüngliche Stellung des Ducan-„Terranes“ WSW der westlichen Kalkalpen, WNW des Drauzuges (Licisches Terrane, TOLLMANN [1987]) und NNE der westlichen Lombardischen Südalpen an. EICHENBERGER und St. FRANK haben Schemata gezeichnet, welche diese Interpretation enthalten. Das Alv-„Subterrane“ des Oberengadiner Unterostalpins (Err- und Bernina-Decke) schließt gegen W oder WNW lückenlos an das Ducan-„Terrane“ an.

Auf den engen faziellen Zusammenhang zwischen dem Ducan-Alv-„Terrane“ mit den westlichen Südalpen haben wir bereits hingewiesen. Es gibt auch Analogien zwischen der Trias der Nördlichen Kalkalpen in Tirol und derjenigen der östlichen Lombardei (Wetterstein- = Esino-Kalke; Partnach- = Lozio-Pelite). Dies impliziert, daß nicht nur die Ostalpinen Decken gegen W enden – allerdings westlich der konventionellen Ostalpen/Zentralalpen-Grenze – sondern daß sich auch primär der Ostalpine Faziesbereich in die westlichen Südalpen fortsetzt.

Eine eingehende Begründung dieser faziellen und tektonischen Einordnung des Ducan-„Terranes“ wird in einer Arbeit mit HEINZ FURRER gegeben werden.

Für die Ostalpinen Decken gelangen wir somit zu einer palinostatischen Rekonstruktion, welche eng an die von M. FRANK (1987) gezeichnete anschließt. Sie bedingt die Annahme einer dextralen Verschiebung von 100 bis 150 km an der Insubrischen Linie. Dies ist etwas mehr, als der tertiären, im wesentlichen oligocaenen Verschiebung (ca. 80 km) zugerechnet wird. Die Existenz einer kretazischen, praeinsubrischen Translation (LAUBSCHER, 1991) kann deshalb nicht ausgeschlossen werden. Ferner nehmen wir mit BECHSTÄDT (1978) eine sinistrale, prae-turone Verschiebung um vielleicht 150–200 km an, die irgendwo südlich der Nördlichen Kalkalpen durchziehen muß – wo und wie bleibt allerdings noch zu diskutieren. Diese Störung könnte sich ostwärts mit dem Ultra-Hallstätter-(Melietta-)Sphenochasma verbinden, dessen Westende auf Abb. 2 gerade noch angedeutet wurde. Eine sehr „östliche“ Herkunft der Nördlichen Kalkalpen wird auch durch die Hallstätter Trias-Ausbildung sowie durch spätjurasisch-frühkretazische Tektonik wahrscheinlich gemacht.

7. Schlußbemerkungen

Die Abwicklung der Trias-Ablagerungsräume sollte auch darüber Auskunft geben, wieviel kontinentale Kruste in den alpinen Bau einbezogen worden ist. Offenbar liegen diese Beträge (400–500 km) in den Westalpen, Zen-

tralalpen und Ostalpen in der selben Größenordnung. Das Auskeilen des Helvetischen und die Verschmälerung des Penninischen Gürtels wird durch die Verbreiterung des Ostalpinen und des Südalpinen Raumes kompensiert. Natürlich ist in den Westalpen und in den westlichen Zentralalpen mehr ozeanische Kruste subduziert worden, was aber nur wenige Spuren in der Krustenstruktur hinterlassen kann.

Man könnte mit dieser gleichbleibenden Breite ursprünglicher kontinentaler Kruste auch den Umstand in Beziehung bringen, daß die Moho in den Zentralalpen und in den Ostalpen, trotz unterschiedlicher Oberflächengeologie, etwa dieselbe Tiefenlage einnimmt. Die Lage der heutigen Moho ist jedoch im wesentlichen durch die jungtertiären, neo-alpinen Deformationen bedingt.

Die reflexionsseismischen Untersuchungen in den West- und Zentralalpen (ROURE et al., 1990 [eds.]) haben einerseits die klassischen Methoden der alpinen Tektonik bestätigt – viele Reflektoren, die als Mylonite, Anhydrit oder Ophiolithen an Deckengrenzen interpretiert werden können, liegen an den erwarteten Stellen. Andererseits gab es auch Überraschungen; die größte von ihnen war der Indenter Apulischer Kruste, der sich nach Norden weit zwischen Europäische Unter- und Oberkruste einschleibt.

In den Ostalpen fehlen bisher solche Profillinien. Besonders interessant wären sie längs der schmalen Taille an der Brenner-Traverse. Es ist zu erwarten, daß das Ausmaß des Apulischen Einschubs gegen Osten abnimmt; existiert er in den Ostalpen auch, oder ist der Südalpine Brixener Sporn gar die aufgetauchte Spitze des Apulischen Eisbergs?

Schließlich bestehen augenfällige Unterschiede in der Morphologie von Ost- und Westalpen. Das ostalpine Relief ist älter, wenn man von der jungen Extrusion des Tauern-Fensters absieht. Die östlichsten Hochplateaus und die Gipfelschotter (BAUMANN, 1976) erreichen gerade noch den östlichsten Teil Graubündens. Das Relief der West- und Zentralalpen ist im wesentlichen ein Produkt pleistocaener Hebung und Erosion, nach der pliocänen Einebnung und nach der spätmiocaenen Anlage der Täler. Gerade in diesem Teil der Alpen wissen wir jedoch wenig über die Geschichte der letzten 10 Millionen Jahre, weil altpleistocaene und pliocäne, in der Schweiz auch jungmiocaene Sedimente nur spärlich erhalten sind. Spaltspur-Analysen und andere moderne Methoden können hier weiter helfen. Die Ostalpen, wo sich Einebnungsflächen mit datierten Ablagerungen des Pannonischen Beckens verbinden lassen, bieten günstigere Voraussetzungen.

Diese jüngste Geschichte der Alpen könnte ein sehr aktuelles Thema für eine umfassende, internationale und interdisziplinäre Studie sein, wie EUGEN SEIBOLD kürzlich sprachsweise anregte. Sie könnte auch dazu dienen, die künstlichen und mit Vorurteilen belastete Grenze zwischen Geologen und physischen Geographen durchlässiger zu machen.

Grenzen regen zum Überschreiten an. Nirgends treten voll entwickelte Helvetische, Penninische und Ostalpine Decken näher zusammen als im bayrischen Allgäu, im Land Vorarlberg, im Fürstentum Liechtenstein und in der Republik der Drei Bünde. Ich grüße in RUDOLF OBERHAUSER den kenntnisreichsten geologischen Grenzgänger und den angenehmsten Gesprächspartner, über geologische und andere Probleme.

Literatur

- BAUMANN, A.: Zur Geologie des Piz Starlex. – *Eclogae geol. Helv.*, **69/1**, 239–248, 1976.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzugs als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121/1**, 1–121, Wien 1978.
- BÜRGI, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. & TSCHANZ, K.: Die Pro-santo-Formation – eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.*, **84/3**, 921–990, 1991.
- DEBELMAS, J. & SANDULESCU, M.: Transformante nord-pennique et problèmes de corrélation palinospastique entre les Alpes et les Carpathes. – *Bull. Soc. géol. France*, S. 8, **3/2**, 403–408, 1987.
- DERCOURT, J. & RICOU, L. E. with ADAMIA, S., CZASZAR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SANDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOUMACHENKO, P.: IGCP 198, Paleogeographic Maps, 1 : 10,000,000. – *Dionyz Stur Inst. of Geology, Bratislava* 1990.
- DÖSSEGGER, R.: Verrucano und „Buntsandstein“ in den Unteren-gadiner Dolomiten. – *Diss. ETH Zürich*, Nr. 5346, 171 S., 1974.
- EICHENBERGER, U.: Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). – *Diss. ETH Zürich*, Nr. 8008, 196 S., 1986.
- FRANK, S. M.: Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. – *Diss. ETH Zürich*, Nr. 8085, 240 S., 1986.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 397–406, Wien (Deuticke) 1987.
- FURRER, H.: Stratigraphie und Facies der Trias-Jura-Grenzschiehten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – *Diss. Univ. Zürich*, 179 S., 1981.
- LAUBSCHER, H.: The arc of the Western Alps today. – *Eclogae geol. Helv.*, **84/3**, 631–659, 1991.
- HUTTON, D.H.W.: Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1392–1399, 1988.
- N.N. (Hindelang) 1992.
- NAEF, M.H.: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens. – *Diss. ETH Zürich*, Nr. 8236, 206 S., 1987.
- OBERHAUSER, R.: Westvergente versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/4**, 773–782, 1991.
- PIFFNER, O. A.: Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the alps: The Central Alps. – In: J. F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (eds.): *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Heidelberg (Springer) 1992.
- PIFFNER, O. A., KLAPER, E. M., MAYERAT, A.-M. & HEITZMANN, P.: Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. – *Mém. Soc. géol. France*, N. S., **156**, 247–262, 1990.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – *J. Geol. Soc. London*, **146**, 835–849, 1989.
- ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.: Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. France*, N. S., **156**, 1990.
- SCHMID, S. M., RÜCK, Ph. & SCHREURS, G.: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-29 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – *Mém. Soc. géol. France*, N. S., **156**, 263–287, 1990.
- SCHNABEL, G.W.: New Data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian Sector and New Aspects of the Transition to the Flysch Zone of the Carpathians. – *Cretaceous Research* (in Druck).
- SPECK, J.: Geröllstudien in der Subalpinen Molasse am Zugersee. – 175 S., Zug (Kalt-Zehnder) 1953.
- STAMPFLI, G. M. & MARTHALER, M.: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps: confrontation to actualistic models. – *Geodynamica Acta*, **4/3**, 159–184, 1990.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., **52**, 272 S., 1924.
- STAUB, R.: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – *Eclogae geol. Helv.*, **31/2**, 345–353, 1938.
- STECK, A.: Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. – *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F. **130**, 1966.
- TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **64** (1971), 173–208, 1972.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **60**, 47–113, 1987.
- TRÜMPY, R.: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinospastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.*, **62/1**, 105–138, 1969.
- TRÜMPY, R.: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and in the Carpathians. – *Geol. Soc. America, Special Papers*, **218**, 93–109, 1988.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, R.: Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. – *Eclogae geol. Helv.*, **47/1**, 119–166, 1954.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679, 1985.
- WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. & CARON, Ch.: Wägital-Flysch et autres flyschs penniques de Suisse centrale, stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/1**, 1–22, 1985.
- WYSSLING, G.: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, **129/1**, 161–265, 1986.