

## Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz)

Von M. R. HANDY, M. HERWEGH und CH. REGLI<sup>1)</sup>

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Struktur der westlichen Zone von Samedan entstand durch die Interferenz von prä-alpiner und polyphaser alpiner Tektonik. Jungpaläozoische Transtension führte zur Ausbildung eines Grabens (Gelgia-Trog) mit steilen ENE-WSW bzw. E-W verlaufenden Brüchen und kalk-alkalischem bis basischem Magmatismus. Diese Brüche wurden infolge mesozoischer E-W-Dehnung als schräge Abschiebungen bzw. sinistrale Transformbrüche am südöstlichen Kontinentalrand der Tethys reaktiviert. Dabei wurden asymmetrische Extensionsbecken (Bardella- und Nair-Becken) mit gegen Westen einfallenden Abschiebungen im heutigen Gebiet nördlich des Julierpasses gebildet, während sich südlich davon ein Bereich (Grevasalvas-Zone) aus kleineren Schwellen und Becken (Dadora- und Cotschna-Becken) entwickelte. Sie zeichnet sich durch deutlich geringmächtiger ausgebildete Sedimente aus. Die alpine Orogenese in der westlichen Zone von Samedan kann in drei Phasen der Krustenverdickung und Extension unterteilt werden: (1) West- bis südwest-vergenter Deckentransport (100–80 ma.) übergehend in Steilstellung, Plättung, und «top to the east» Extension und Hebung (80–70 ma.). Während dieser ersten Phase wurde der Schuppenbau der Zone von Samedan angelegt; (2) NNE-SSW-Verkürzung übergehend in E-W-Dehnung (50–30 ma.); (3) NW-SE-Verkürzung und anschließende N-S-Extension (25–12 ma.). Diese Phasen stehen in engem Zusammenhang mit Änderungen in der Richtung und Geschwindigkeit der kretazischen und tertiären Plattenbewegungen im nordwestlichen Tethysraum.

### ABSTRACT

The structure of the western part of the Zone of Samedan reflects the interference of Late Paleozoic, Early Mesozoic and polyphase Alpine tectonics. Late Paleozoic transtension is believed to be responsible for the opening of an elongate basin (the Gelgia basin) bounded by steep, ENE-WSW and E-W trending, oblique-slip faults and accompanied by intermediate to basic magmatism. These faults were reactivated during Early Mesozoic rifting, respectively, as NW- to W-dipping oblique, low-angle normal faults and sinistral transform faults. One such transform fault, coinciding with the present Gelgia valley, separated two asymmetrical basins to the north (Bardella and Nair basins) from a relative high to the south (Grevasalvas zone) marked by reduced Mesozoic thicknesses and shallow basins (Dadora and Cotschen basins). Three Alpine phases of crustal thickening and extension are discerned in the Zone of Samedan: (1) West- to southwest-directed thrusting, nappe stacking, and F1 isoclinal folding (100–80 ma.) under greenschist facies conditions was transitional to steepening, F2 folding, and top-to-the-east, low-angle extensional shear and uplift (80–70 ma.); (2) NNE-SSW shortening associated with F3 folding and north- to northeast directed thrusting (50–30 ma.) imbricated the Late Cretaceous nappe pile. The late stages of this early to mid-Tertiary thickening were coeval with top to the east Turba extensional faulting (35–30 ma.); (3) NW-SE shortening and subsequent N-S extension (25–12 ma.) are related to the dextral compressive Insubric event. These Alpine phases are closely related to changes in both the direction and rates of late Cretaceous and early to mid-Tertiary plate convergence in the northwestern Tethyan domain.

---

<sup>1)</sup> Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstr. 1, CH-3012 Bern, Switzerland.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einführung
2. Stratigraphie
  - 2.1 Kristallin
  - 2.2 Sedimente
3. Strukturen
  - 3.1 Paläozoische Strukturen
  - 3.2 Voralpine mesozoische Strukturen
  - 3.3 Alpine Strukturen
    - 3.3.1 Grossstrukturen
    - 3.3.2 Meso- und Mikrostrukturen
4. Tektonische Interpretation und Diskussion
5. Synthese

### 1. Einführung

Die Zone von Samedan besteht aus verschuppten und verfalteten Kristallin- und mesozoischen Sediment-Einheiten. Sie werden vom hangenden Julier-Bernina-Deckenkomplex und dem liegenden Kristallin der Err-Decke abgeleitet. Zusammen bilden diese Einheiten einen Teil des südwestlichen unterostalpinen Deckenstapels, welcher in tektonischem Kontakt über der ophiolitführenden, oberpenninischen Platta-Decke liegt (Fig. 1).

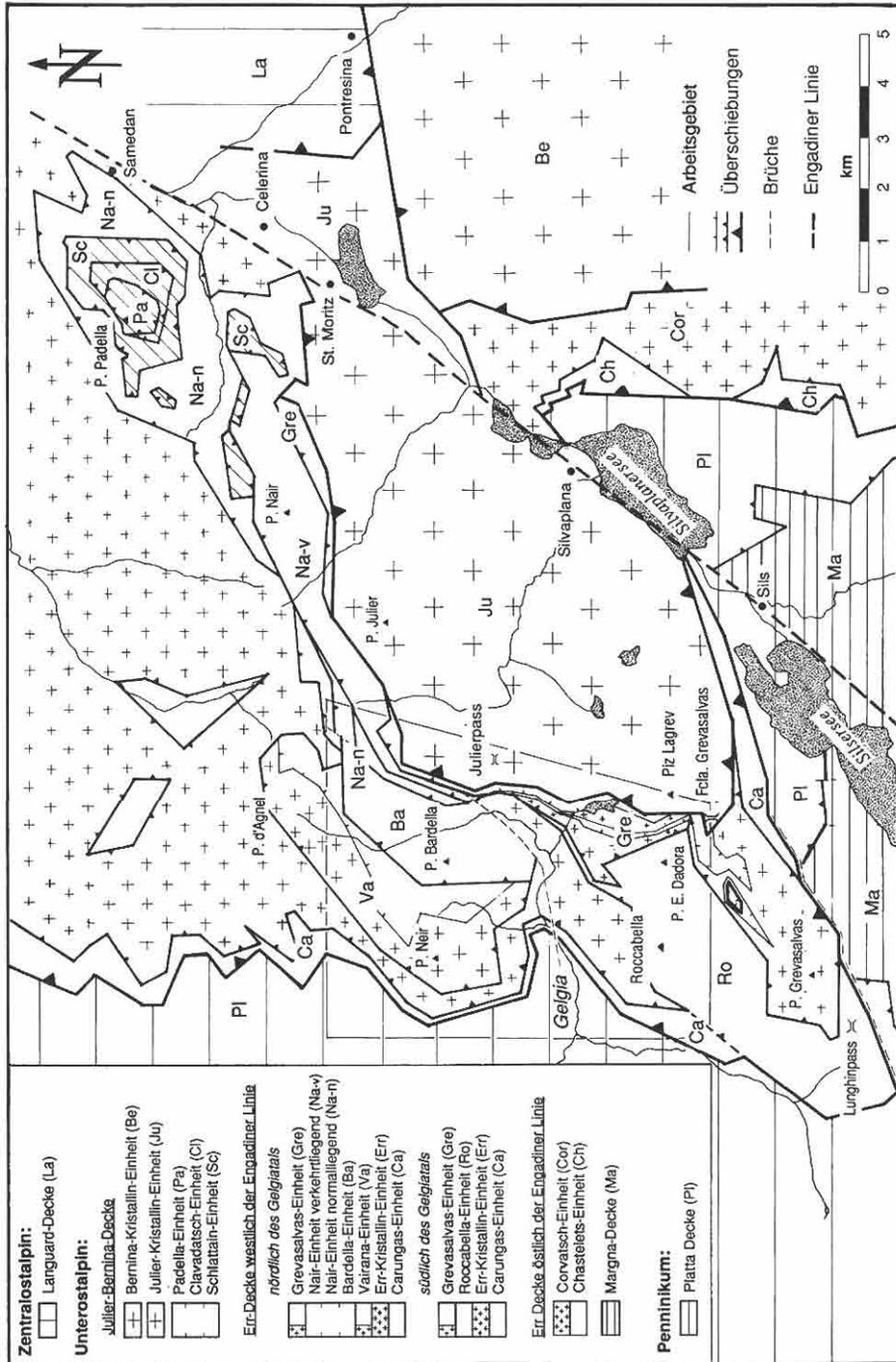
Die tektonische Bedeutung der Zone von Samedan als Trennelement innerhalb des Unterostalpins wurde bereits im letzten Jahrhundert erkannt (z. B. Escher & Studer 1839, Theobald 1866). Ihre komplizierte Internstruktur und paläogeographische Bedeutung wurde jedoch erst durch die Kartierung von Cornelius (1932, 1935, 1950) und die Untersuchungen von Rösli (1945) und Staub (1948) ersichtlich. Die daraus resultierende Unterteilung der Zone von Samedan und ihre Korrelation mit der in dieser Arbeit verwendeten Nomenklatur ist in Tabelle 1 dargestellt.

Die älteren Autoren betrachteten die Zone von Samedan als eine mesozoisch angelegte Sedimentmulde, deren heutige Synklinalform durch frühtertiäre, nordgerichtete Überschiebungen ausgebildet wurde (Fig. 2). Als Folge dieser Denkweise wurden tektonisch höherliegende Einheiten gegenüber tektonisch tieferliegenden paläogeographisch weiter im Süden beheimatet.

Die damalige Ansicht rein nordgerichteter, alpiner Bewegungen mit zylindrischem Faltenbau führte zu einem interessanten Problem, das auch als Ausgangspunkt dieser Arbeit dient: Die Grevasalvas-Einheit am südwestlichen Ende der Zone von Samedan (Fig. 1) hat eine enge lithologische Affinität zur Err-Kristallin-Einheit. Im Gegensatz zu dieser kristallinen Basis liegt die Grevasalvas-Einheit jedoch in einer tektonisch höheren Stellung, über sämtlichen Sediment-Einheiten der Err-Decke und direkt unter der Julier-

Fig. 1. Schematische tektonische Karte des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im Oberhalbstein und Oberengadin (modifiziert und vereinfacht nach Finger (1978) und Naef (1987)). Das Arbeitsgebiet ist umrahmt.

*Tectonic overview map of the boundary between Penninic and lower Austroalpine units in the Oberhalbstein and Oberengadin areas (modified and simplified after Finger (1978) and Naef (1987)). Frame outlines the area investigated in this paper.*



CORNELIUS (1932, 1950)	STAUB (1948)	FINGER (1978)	Diese Arbeit
<p>Bernina-D. s.l.                      [Bernina-D. s.s.]                      - Kristallin der oberen Schuppe                      - Kristallin der unteren Schuppe                      - Mesozoikum, Paläozoikum                      - Clavadatsch-Schuppe</p>	<p>Bernina-Decke, s.l.                      [Bernina-Decke Elemente]                      - Julier-Decke                      - Zone des Piz Padella (obere &amp; untere)                      - Kristallin der Padella-Zone</p>	<p>Bernina-Decke                      - Julier-Schuppe                      - Suvretta-Schuppe                      - Padella-Schuppen (ost &amp; west)                      - Schlattain-Clavadatsch-Schuppen (normal &amp; verk.)</p>	<p>Bernina-Decke                      - Julier-Kristallin-Einheit                      - Padella-Einheit                      - Clavadatsch-Einheit                      - Muottin-Einheit                      - Schlattain-Einheit (verkehrt)                      - Schlattain-Einheit (normal)</p>
<p>Bernina-D. s.l.                      [Bernina-D. s.s.]                      - Albulalappen                      - Mesozoikum</p>	<p>Zwischen-Elemente                      - Saluver-Zone (Chamoutsch-Schuppe, Suvretta-Schuppe) = Grevasalvas-Elemente                      - Zone des Piz Schlattains (Clavadatsch &amp; Trais-Fluors) = Grevasalvas-Scholle</p>	<p>Bernina-Decke                      - Nair-Schuppe                      - Grisch-Schuppe</p>	<p>Bernina-Decke                      - Grevasalvas-Einheit                      - Nair-Einheit (verkehrt)                      - Nair-Einheit (normal)</p>
<p>Ert-Decke, s.l.                      [Ert-Decke s.s.]                      - Paläozoikum &amp; Quarzphyllit                      - Kristallin                      - oberer Grevasalvas-Keil?</p>	<p>Ert-Decke s.s.                      [Ert-Decke s.s.]                      - Zone des Sassnair &amp; der Val Zuondra                      - Zone des Piz Bardella                      - Zone des Piz Surgonda</p>	<p>Ert-Decke                      - Bardella-Schuppe                      - Vairana-Schuppe (Mesozoikum, paläozoische Vairana-Serie)                      - Err-Decke s.s.                      - Grevasalvas Einheit &amp; Elemente                      - Roccabella-Carungas-Einheit</p>	<p>Ert-Decke                      - Bardella-Einheit                      - Vairana-Einheit                      - Err-Kristallin-Einheit                      - Roccabella-Einheit                      - Carungas-Einheit</p>
<p>Ert-Decke, s.l.                      [Ert-Decke s.s.]                      - Carungas-Decke (= unterer Grevasalvas-Keil)</p>	<p>Ert-Decke                      - Mesozoische Basis der Err-Decke</p>		

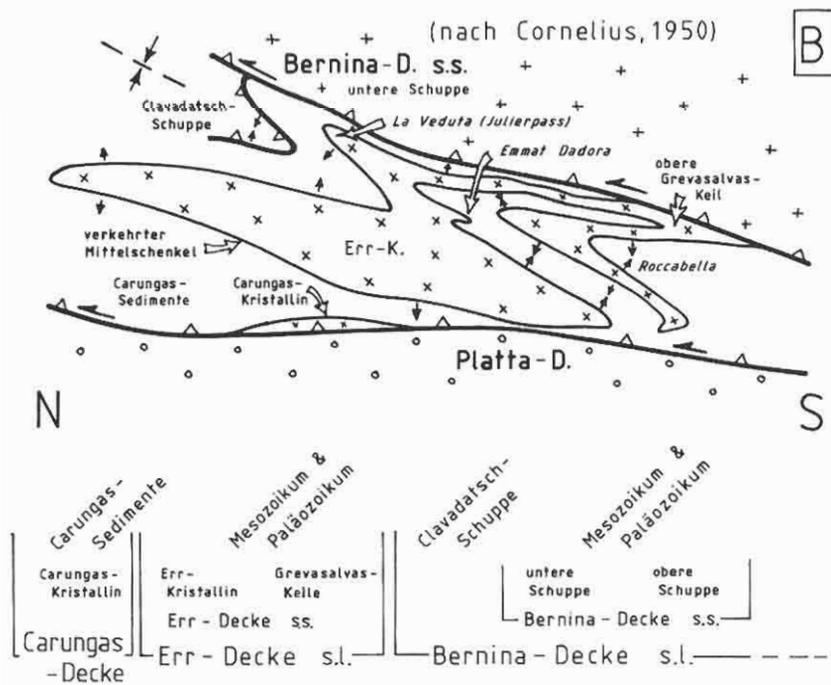
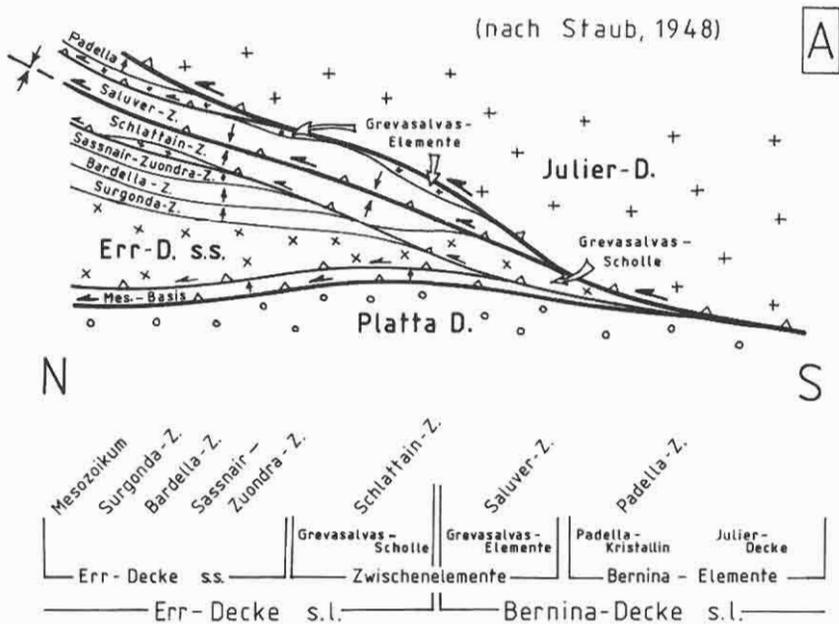
Decke. Staub (1948, S. 10–13) löste das Problem, indem er den Hauptteil der Grevasalvas-Einheit unter seiner grossen, verschuppten Synklinalfalte der Zone von Samedan mit dem Kristallin der Err-Decke verband (Fig. 2A). Die kristalline Clavadatsch-Einheit seiner «Zone des Piz Schlattain» und das Kristallin seiner verkehrten «Saluver-Zone» in der nordöstlichen Zone von Samedan deutete er hierbei als eingeschuppte Grevasalvas-Scholle, bzw. als eingeschuppte Grevasalvas-Elemente. Diese Schollen ordnete er deshalb einem paläogeographischen Gebiet zwischen dem Err-Raum im Norden und dem Julier-Bernina-Raum im Süden zu (Fig. 2A). Cornelius (1950) hingegen war der Auffassung, dass die Grevasalvas-Einheit entweder von der Carungas-Decke oder von der kristallinen Basis der Err-Decke abgescrapt und mehrfach in die Err-Sedimente eingefaltet wurde (Fig. 2B). Der verkehrtliegende Teil der Carungas-Decke (sein «verkehrter Mittelschenkel der Err-Decke») wurde dabei im Bereich der Rocabella in eine normale Lagerung umgebogen und bei La Veduta am Julierpass wieder in eine verkehrte Lagerung zurückgefaltet (Fig. 2B, Cornelius 1950, Band II, S. 11, 69, 247). Dieses komplizierte Faltengebilde wurde zum Teil durch seine irrtümlichen Altersbestimmungen der obersten Schichtglieder als Lias (anstatt frühe Kreide, Rösli 1945) und der Saluver-Formation als frühe Kreide (anstatt Dogger) verursacht.

Cornelius' Modell einer doppelten Umbiegung wurde in den 70er Jahren von einer Gruppe Zürcher Studenten (Giovanoli 1972, Finger 1972, Nold 1972, Uttinger 1972) im wesentlichen übernommen und verfeinert. Im Gegensatz zu Cornelius postulierten sie aber aufgrund N-S und E-W verlaufender Grossfaltenachsen am Piz d'Emmat Dadora (Fig. 1) zwei westvergente Bewegungen und eine nachfolgende nordvergente Bewegung (Nold 1972). Unsere eigenen Untersuchungen in diesem Gebiet führen allerdings zu einem komplizierteren kinematischen Modell, was eine erneute Überprüfung der präalpinen Stellung der Grevasalvas-Einheit mit sich bringt (Tab. 1, Kap. 4).

Die Interpretation des penninisch-unterostalpinen Grenzbereichs im Oberhalbstein als mesozoischer, passiver Kontinentalrand (Trümpy 1975) regte detaillierte Studien der mitteljurassischen Brekzien (Finger 1978) und der Trias (Naef 1987) an. Dabei wurde der stratigraphische Aufbau zweier Becken (Saluver- und Bardella-Formationen; Furrer et al. 1985) in der Zone von Samedan erarbeitet. Der mesozoischen Beckengeometrie und ihren assoziierten Strukturen wurde allerdings keine Aufmerksamkeit geschenkt. Obschon Finger (1978) ebenfalls die problematische Stellung der Grevasalvas-Einheit direkt unter der Julier-Decke erkannte, beheimatete er die Grevasalvas-Einheit – wie bereits Cornelius – in einem südlicher gelegenen Ablagerungsraum (Tabelle 1). Er interpretierte die Grevasalvas-Sedimente in der nördlichen Zone von Samedan (seine «Grevasalvas-Elemente») als Scherben der Grevasalvas-Einheit, die im frühen Tertiär unter der Julier-Überschiebung um mindestens 5 km gegen Norden geschleppt wurden. Aufgrund kombinierter stratigraphischer und strukturgeologischer Beobachtungen gelang schliesslich Eberli (1988), Froitzheim (1988), und Froitzheim & Eberli (1990) eine Rekonstruktion der mesozoischen Beckengeometrie für Teile der unter- und zentralostalpinen Einheiten

Tabelle 1. Gliederung der alpin-tektonischen Einheiten in der Zone von Samedan nach verschiedenen Autoren. Korrelierbare Einheiten liegen auf der gleichen Horizontallinie. Grosstektonische Einheiten sind vertikal angeschrieben.

*Classification of the Alpine tectonic units in the Zone of Samedan according to various authors and this paper. Correlative terms for identical tectonic units lie on the same horizontal line. Larger tectonic units are labelled sideways.*



in Graubünden. In diesen Arbeiten wurden die mitteljurassischen Padella- und Saluver-Formationen im nördlichen Teil der Zone von Samedan als Schüttungen in asymmetrische Becken mit gegen Westen einfallenden basalen Extensionsbrüchen interpretiert. Offen blieb jedoch die Frage des Einflusses der mesozoischen Beckenorientierung auf die nachfolgenden alpinen Strukturen, wie auch die mesozoische Geometrie der Becken im westlichen Teil der Zone von Samedan.

Unsere Studie befasst sich mit der tektonischen und paläogeographischen Entwicklung des westlichen Teils der Zone von Samedan (umrahmtes Gebiet in Fig. 1). Die strukturellen Folgen der alpinen Überprägung des mesozoischen, passiven Kontinentalrandes stellen die zentralen Fragen dieser Arbeit dar. Schliesslich wird versucht, die strukturelle Entwicklung der Samedaner Zone mit der plattentektonischen Evolution des nordwestlichen Tethysraums zu korrelieren.

## 2. Stratigraphie

### 2.1 Kristallin

Innerhalb der Err-Decke stellen amphibolitfaziell überprägter Orthogneiss und grünschieferfazieller Quarzphyllit die ältesten Gesteine dar. Direkt über dem ehemals pelitischen Quarzphyllit folgt meistens verschieferter Rhyolit (Neirvulkanite). Im Kessel zwischen Julierpass und Fuorcla Grevasalvas (Grevasalvaskessel) sind lokal vulkanische Brekzien zwischengeschaltet. Die Quarzphyllit-, Granit- und Gneisskomponenten befinden sich in einer rhyolitischen Matrix (Fig. 3).

Sowohl im Quarzphyllit als auch im Rhyolit des Grevasalvaskessels liegen stark zerscherte und boudinierte Grevasalvasgranitkörper vor. Diese Stellung könnte auf ein Intrudieren des Granits in obgenannte Lithologien zurückgeführt werden. Allerdings sind die Kontakte sehr stark tektonisiert. Klare Intrusionskontakte treten demgegenüber im Gelgiatal auf. Hier durchschlagen entlang einer talachsenparallelen ENE-WSW Linie diverse Granophyrkörper die Quarzphyllite (Karte von Cornelius 1932). Diese Granophyre werden aufgrund geochemischer Untersuchungen als subvulkanische Äquivalente des Rhyoliths gedeutet (Meccolli 1982, 1989).

Amphibolitfaziell überprägter Orthogneiss stellt auch das Altkristallin der Julier-Kristallin-Einheit dar. Es wird von dioritisch-granodioritischen Körpern intrudiert. Diese

Fig. 2. Historische N-S Profile und paläogeographische Abfolge der unterostalpinen Decken im Bereich der Zone von Samedan: (A) Profil und Abfolge nach Beschreibungen von Staub (1948); (B) Profil und Abfolge vereinfacht nach Cornelius (1950, Tafel IV). Profile nicht massstabsgetreu. Kleine Pfeile zeigen die von den Autoren vorgeschlagene Jüngungsrichtungen in den Sedimenten. Offene Dreiecke und Halbpfleile geben die Überschiebungen, resp. den Schersinn an, welche die Autoren angenommen haben.

*Historical north-south oriented profiles and paleogeographic sequences in the Zone of Samedan and adjacent units. (A) Profile and sequence according to the descriptions in Staub's (1948) monograph; (B) Profile and sequence simplified after Cornelius (1950, Plate IV). Both authors interpreted the Zone of Samedan as a Mesozoic basin folded into a syncline during early Tertiary, north-directed Julier thrusting. Staub interpreted the Tertiary syncline as a huge, severely imbricated, cylindrical fold whose axis could be traced from the northeastern to the southwestern part of the Zone of Samedan. In contrast, Cornelius viewed the entire Err nappe s.l. as the product of at least two phases of folding. Triangles and half-arrows indicate, respectively, the thrust planes and sense-of-shear proposed by the authors. Small solid arrows indicate the younging direction of sediments according to the stratigraphic criteria discussed in the authors' works. Italicized locality names in (B) are labelled in Fig. 1.*



Fig. 3. Vulkanische Breccie mit prä-vulkanisch verschieferten und deformierten (Pfeil: verfaltete Quarzknauer) Quarzphyllit-Komponenten (a) in rhyolitischer Matrix (b).

*Late Paleozoic volcanic breccia containing quartz phyllite clasts (a) in a rhyolitic matrix (b). The clasts have a pronounced prealpine schistosity and contain tight to isoclinal folds (see arrow) formed under retrograde, middle greenschist facies conditions.*

Plutonite mit ihren sauren und basischen Ganggesteinen bilden den Hauptbestandteil dieser Einheit.

Die Genese der Vulkanite ist eng mit derjenigen der Plutonite verknüpft. Aufgrund geochemischer Untersuchungen können diese Lithologien einer kalkalkalischen Serie zugeordnet werden (Mercolli 1982, 1989), was auf eine Bildung an einem variskischen, konvergenten Plattenrand weist (Mercolli & Oberhänsli 1988). Für ihre Entstehung liefern Uran-Blei Datierungen an Zirkonen aus analogen Sequenzen des Berninagebiets mit  $305 \pm 10$  ma. ein spätkarbones Alter (persönliche Mitteilung M. Grünenfelder in Rageth 1984).

## 2.2 Sedimente

In einem Vergleich zwischen Julierpass-Nord- (Bardella- und Nair-Einheit) und -Südseite (Roccabella- und Grevasalvas-Einheit) zeigen sich markante Unterschiede in der mesozoischen Stratigraphie. Während die «Detritische-Basis» (Oberperm-Skyth) noch

einheitlich ausgebildet ist, zeichnen sich in der Garone-Serie (Anis-Ladin) und den Raibler Schichten (Carn), vor allem aber in der Hauptdolomit-Serie (Carn-Nor) unterschiedliche Mächtigkeiten ab. Die gleiche Tendenz lässt sich in der Kössen-Formation (Rhaet) feststellen. Hierbei ist die Trias im Norden viel mächtiger entwickelt als im Süden (ca. 400 m im Norden, ca. 15 m im Süden). Dieses Phänomen deutet auf ein Auseinanderbrechen der Karbonatplattform und erste differenzielle Subsidenz in der späten Trias hin (Trümpy 1975), wobei nördlich des Gelgiatals grössere Subsidenzraten als südlich davon erreicht wurden. Der als Trennelement zwischen Nord- und Südblock fungierende Gelgia-Bruch bildete sich wahrscheinlich entlang einer bereits spätpaläozoisch angelegten Bruchzone aus (siehe Kap. 3.1).

Die unterschiedliche Entwicklung nördlich und südlich des Gelgiatals lässt sich auch in den Schichten des unteren bis mittleren Jura weiterverfolgen. So kommt die Agnelli-Formation (Lias) nur im Norden vor. Eindeutige Indizien für jurassische Extension liefert die Sedimentation der Saluver-Gruppe (Dogger). Hierbei handelt es sich um eine typische Beckenfazies (Finger 1978), wobei im Nordabschnitt zwei grössere Becken, das Bardella- und das Nair-Becken, unterschieden werden können. Die Bardella-Formation (mitteljurassische Sedimente des Bardella-Beckens) wird durch eine Wechsellagerung von poly- und monomikten, grob- und feinklastischen Brekzien, lithoklastischen Sandsteinen, feinsandigen Kalkschiefern und kalkigen Schiefern charakterisiert. Die Saluver-Formation (mitteljurassische Sedimente des Nair-Beckens) ist aus drei differenzierbaren Gliedern aufgebaut (Finger 1978): grobe, komponentengestützte, poly- und monomikte Brekzien (Member A), brekziöse und sandige Bänke (Member B) sowie schwarze Tonschiefer mit feinklastischen, sandigen Lagen (Member C). Member A entspricht der proximalsten, und Member C der distalsten Beckenfazies (Finger 1978).

Im Südteil nehmen die mitteljurassischen Sedimente der Grevasalvas-Einheit eine Sonderstellung ein. Ihr Ablagerungsbereich stellte zusammen mit demjenigen der Roccabella-Einheit eine Übergangszone dar, welche als Grevasalvas-Zone bezeichnet wird. Sie setzte sich aus kleinen Schwellen und Becken zusammen, wobei letztgenannte deutlich kleinere Ausmasse aufwiesen als etwa die im Norden angrenzenden Bardella- und Nair-Becken. Der paläogeographische Bereich der Grevasalvas-Einheit beinhaltet zwei Kleinbecken (Dadora- und Cotschna-Becken), welche sich durch ihre lithologische Zusammensetzung klar voneinander als auch von Bardella- und Nair-Becken trennen lassen.

Die Brekzien der Saluver-Gruppe des Dadora-Beckens zeichnen sich durch eine «inverse Stratigraphie» im Komponentenspektrum aus. So befinden sich an der Basis mehrere Zentimeter grosse Dolomit- und Kalkkomponenten (Herkunft: Hauptdolomit-Serie und Kössen-Formation, Korngrösse bis zu 10 cm) in dolomitischer Matrix. Verbunden mit einer sprunghaften Abnahme der Korngrösse, folgen darüber Sandsteinbänke (Herkunft: «Detritische Basis», Rhyolite, vermutlich auch Quarzphyllite; Korngrösse bis zu 2 mm) in Wechsellagerung mit Tonschiefern. Diese inverse Stratigraphie der Komponentenabfolge kann als Indiz für fortschreitende Erosion einer Hochzone und gleichzeitige Ablagerung im Beckenbereich interpretiert werden. Die sprunghafte Abnahme der Korngrösse könnte ein kontinentwärts gerichtetes Rückschreiten der Extensionsbrüche am östlichen Rand des Beckens manifestieren.

Im Gegensatz dazu bestehen die Sedimente des Cotschna-Beckens nur aus geringmächtigen Brekzienabfolgen der Saluver-Gruppe, welche eine enge Affinität zu Member B des Nair-Beckens aufweisen, zusätzlich aber einen grösseren Komponentenanteil

an Neir-Vulkaniten beinhalten. Infolge des alpinen Nordschubs (siehe Kap. 3.3 und 4) wurden die Gesteine des Cotschna-Beckens in ihre heutige Position (Grevasalvas-Einheit im Bereich Muot Cotschen, Fig. 7) nach Norden verfrachtet.

Aufgrund der unterschiedlichen lithofaziellen Zusammensetzung der Saluver-Gruppe von Bardella- und Nair-Einheit einerseits und Grevasalvas-Einheit andererseits, sowie den wiederum markanten Mächtigkeitunterschieden (ca. 100–900 m in den Bardella- und Nair-Einheiten, ca. 10–30 m in der Grevasalvas-Einheit), müssen die beiden Ablagerungsräume klar differenziert werden. Die Ausbildung von Radiolarit-Serie (Malm) und Aptychenkalk (Tithon – untere Kreide) fällt demgegenüber in der ganzen westlichen Zone von Samedan relativ einheitlich aus.

Die höchste stratigraphische Einheit ist die Emmat-Serie, welche durch eine Wechselagerung von Kalken, Kalkschiefern und dünnbankigen, kalkigen Sandsteinen aufgebaut wird. Vergleichbare Schichten der Platta-Decke konnten durch Dietrich (1970) in die frühe Kreide eingestuft werden (planktonische Foraminiferen des Apt-Alb im obersten Abschnitt). Die scheinbar grosse Mächtigkeit der Emmat-Serie und des Aptychenkalks südlich des Gelgiatals (Piz d'Emmat Dadora, Roccabella) kann einerseits auf frühalpiner Überschiebung und mehrphasige Verfaltung zurückgeführt werden, andererseits muss ihre Mächtigkeit in diesem Bereich bereits primär grösser als im nördlichen Teil gewesen sein (Kap. 3.3.1, Fig. 8). Wie im gesamten Unterostalpin fehlen auch in der Zone von Samedan tertiäre Gesteine. Diese treten aber weiter westlich im Oberhalbstein in Form des penninischen Arblatsch-Flysches (Paläozän-Eozän, Ziegler 1956) in Erscheinung.

### 3. Strukturen

#### 3.1 Paläozoische Strukturen

Infolge mesozoischer und starker alpiner Überprägung existieren nur noch Relikte paläozoischer Strukturen. Indirekte Hinweise auf paläozoische prävulkanische Tektonik liegen in Quarzphyllit- und Gneisskomponenten spätpaläozoischer und mesozoischer Brekzien vor (Cornelius 1935, S. 310). Diese Gesteinsbruchstücke besitzen Foliationen, welche diskordant zur alpinen Hauptschieferung der rhyolitischen Matrix verlaufen (Fig. 3). Zusätzlich können komponenteninterne Kleinfalten beobachtet werden, welche sowohl eine alte Schieferung als auch Quarzknuern verfallen (Fig. 3).

Im heute anstehenden Quarzphyllit und Gneiss prägen alpine Strukturen das Erscheinungsbild. Paläozoische Strukturen sind entweder vollständig verwischt, oder sie sind in die alpine Hauptschieferung einrotiert worden und nicht mehr von derselben unterscheidbar. Granat- und Sillimanit-Paragenesen in Paragneiss aus dem nördlichen Bereich der Zone von Samedan deuten auf eine amphibolitfazielle, paläozoische Metamorphose hin (Eggenberger 1990). Das Auftreten von ehemaligen Granaten (pseudomorph in Chlorit, Quarz und Albit umgewandelt) in Quarzphyllit, und gleichzeitiges Fehlen dieser Mineralphase in mesozoischen Gesteinen mit ähnlichem Chemismus, liefert Indizien für einen gegenüber der alpinen Metamorphose höheren paläozoischen, mittelgrünschieferfaziellen Metamorphosegrad.

Auffallend sind die im Gelgiatal auf einer NE-SW verlaufenden Linie auftretenden Granophyrkörper (Kap. 2.1, siehe Karte von Cornelius 1932). Eventuell können sie als Hinweis auf ein syn-vulkanisches, spätpaläozoisches Bruchsystem mit bevorzugter Weg-

samkeit für die Intrusiva interpretiert werden (Fig. 4). Sowohl dieser Punkt, wie die NE-SW-Anordnung der Neir-Vulkanite in der Err-Decke (siehe Karte von Cornelius 1932) lassen auf einen E-W bis NE-SW verlaufenden permo-karbonen Trog (hier als «Gelgia-Trog» bezeichnet) schliessen. Die ursprüngliche Geometrie des Gelgia-Troges ist infolge starker frühmesozoischer und alpiner Überprägung heute kaum mehr zu erkennen. Das schematische Profil in Figur 4 durch den westlichen Teil dieses Troges ist

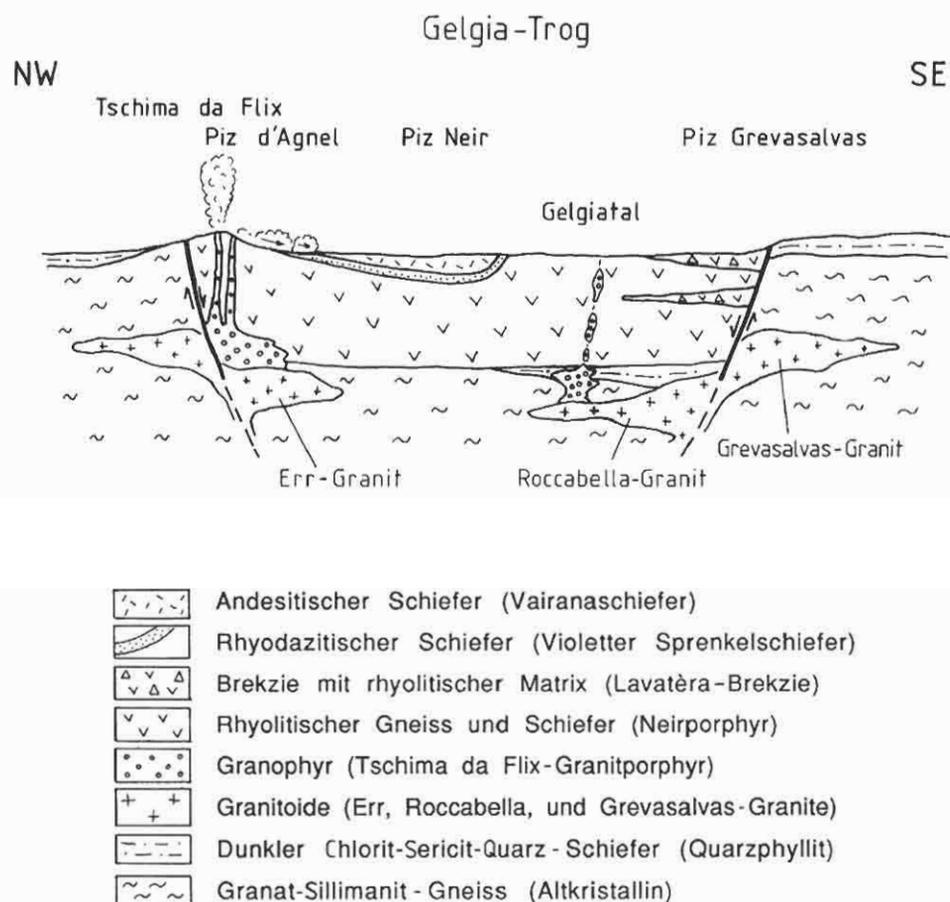


Fig. 4. Schematisches Paläo-Profil des permo-karbonen Gelgia-Troges. Altersbeziehungen der magmatischen Gesteine nach Mercolli (1982, 1989) und eigenen Beobachtungen (siehe Kap. 3.1). Lokale Gesteinsnamen in Klammern nach Cornelius (1932, 1935). Das Julier-Kristallin wäre infolge der beträchtlichen westgerichteten, alpinen Überschiebung paläogeographisch weiter östlich und somit hinter dieser Profilebene beheimatet.

*Schematic north-south paleo-profile across the transtensional, ENE-WSW-trending, Permo-carboniferous Gelgia Basin. The profile is speculative because the original basin geometry has been severely affected by Early Mesozoic extensional tectonics and polyphase Alpine deformation. Age relationships amongst the magmatic rocks are depicted as described in Mercolli (1982, 1989) and observed in the field (see chapter 3.1). Local rock names given by Cornelius (1932, 1935) are included in parentheses. Due to the retrodeformation of west-directed Alpine thrusting, the Julier granitoid rocks are located further to the east of, and therefore behind, the plane of this profile.*

deshalb nur ein Versuch, die verschiedenen magmatischen Gesteine und ihre Altersbeziehungen in einen plausiblen tektonischen Rahmen zu stellen.

### 3.2 Voralpine mesozoische Strukturen

Folgende voralpine, mesozoischen Extensionsstrukturen sowie damit assoziierte Sedimentabfolgen können vor allem auf der Nordseite des Julierpasses beobachtet werden:

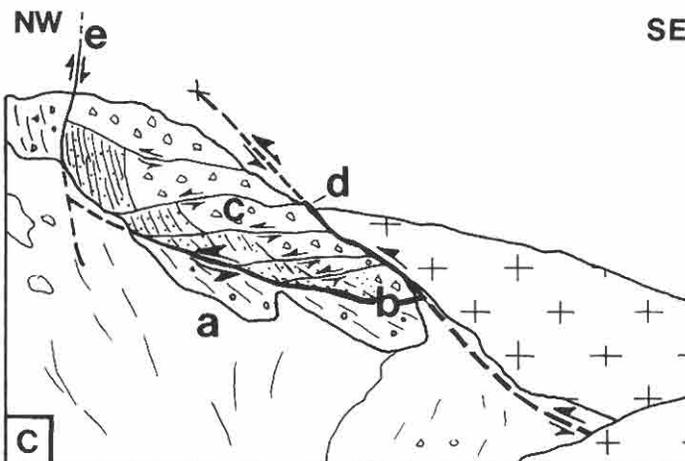
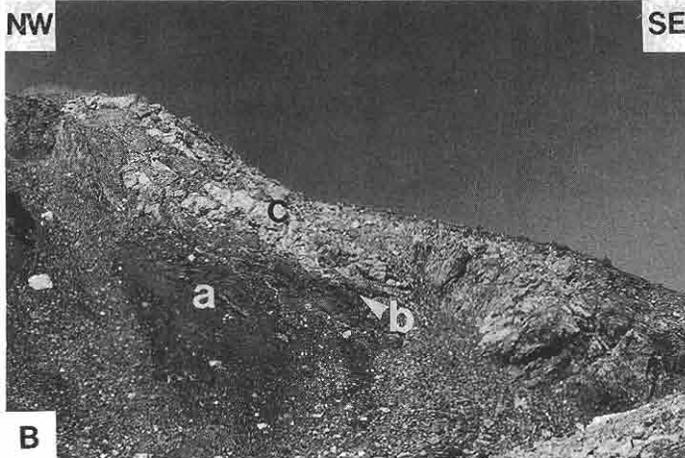
(1) Winkeldiskordanzen von bis zu  $30^\circ$  treten zwischen ostwärts-einfallenden Schichten der Agnelli-Formation (Lias) und der Bardella-Formation (Dogger) auf (Fig. 5A). Sie resultierten aus einer syn-sedimentären Rotation der abgeschobenen, hangenden Schichten des asymmetrischen Bardella-Beckens. Aufgrund des Ostfallens dieser Winkeldiskordanz kann auf einen gegen Westen einfallenden Extensionsbruch geschlossen werden.

(2) Die syn-tektonische Faziesentwicklung im Nair-Becken widerspiegelt sich in der Differenzierung der Saluver-Formation in drei Glieder (Finger 1978, Kap. 2.2): Die größten Klastika (Member A) entstanden im tiefsten, proximalsten Teil des Beckens. Im distalen Bereich gehen sie in feinklastische Sequenzen (Member B und C) über. Heute bilden die Member A und B den verkehrten Schenkel einer grossen F1-Falte, während Member C im Normalschenkel dieser Falte auftritt (siehe Kap. 3.3.1). Bei der Abwicklung dieser Struktur resultiert ein asymmetrisches Nair-Becken mit einem im Osten liegenden tiefen, proximalen Teil.

(3) An der Fuorcla Cotschna (50 m südöstlich des Muot Cotschen, Fig. 7) tritt ein ca. 50 cm mächtiger Kataklastit zwischen Quarzphyllit und Quarz-Brekzie (Permo-Karbon) im liegenden «Footwall» und der diskordant aufliegenden Saluver-Formation (Dogger) auf (Figuren 5B, 5C, 6A). Dazwischen fehlt die Trias vollständig. Das Liegende zeichnet sich durch nach oben zunehmende kataklastische Deformation aus. Die kataklastische Foliation des Kristallins im Footwall fällt gegen Osten ein. Die Winkeldiskordanz zwischen dieser Foliation und der Schichtung des Sandsteins (Saluver-Formation) im Hangenden beträgt ca.  $30^\circ$  (Fig. 6B). Der Kataklastit selbst beinhaltet stark gelängte Dolomit-

Fig. 5. (A) Winkeldiskordanz (Pfeil) zwischen (a) der Agnelli-Formation (Lias) und (b) der Bardella-Formation (Dogger) im Westhang des Piz Bardellas (Koordinaten: 773750/150250). (B) Kataklastische jurassische Abschiebung an der Fuorcla Cotschna mit Kristallin des Liegenden bestehend aus (a) Quarzphyllit und Quarz-Brekzie (Permo-Karbon), (b) dem schwarzen Abschiebungskataklastit, und (c) dem Hangenden bestehend aus Brekzien und Sandsteinen der Saluver-Formation (Dogger). (C) Skizze der Figur 5B mit basaler kataklastischer, jurassischer Abschiebung und mit assoziierten sinistralen Normalbrüchen in der Saluver-Formation (a: Kristallin des Liegenden, b: Abschiebungskataklastit, c: Saluver-Formation des Hangenden). Diese Abschiebung wird durch die alpine Julierüberschiebung (d) und die steilen, tertiären Abschiebungen (e) diskordant abgeschnitten.

(A) Outcrop in the western flank of Piz Bardella showing the angular discordance (arrow) between the prerift Liassic Agnelli formation (a) and the synrift Dogger Bardella formation (b). The angular discordance reflects synsedimentary rotation of the asymmetrical hangingwall block above an originally west-dipping Jurassic extensional fault. (B) A Jurassic extensional fault on the south side of the Cotschna pass. The black cataclasites of the fault (b) separate Permo-carboniferous quartz-phyllite and quartz breccia in the footwall (a) from synrift breccia and sandstone of the Dogger Saluver formation in the hangingwall (c). (C) Sketch of Figure 5B depicting the Jurassic extensional fault and associated sinistral normal faults in the Saluver formation. (a) Basement rock in the footwall, (b) Cataclasite along the extensional fault, (c) Saluver formation in the hangingwall. This Jurassic extensional fault is truncated by the Alpine Julier thrust (d) and by steep Tertiary normal faults (e). Alpine thrusting and folding have only effected a change in the dip of the originally W-dipping Jurassic extensional fault. Sense of shear along the extensional fault is top to the west.



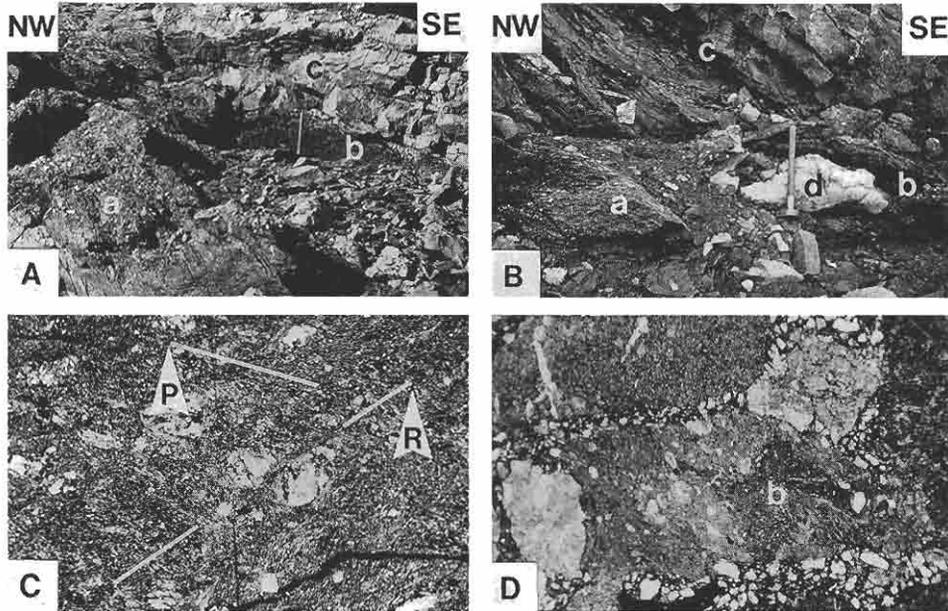
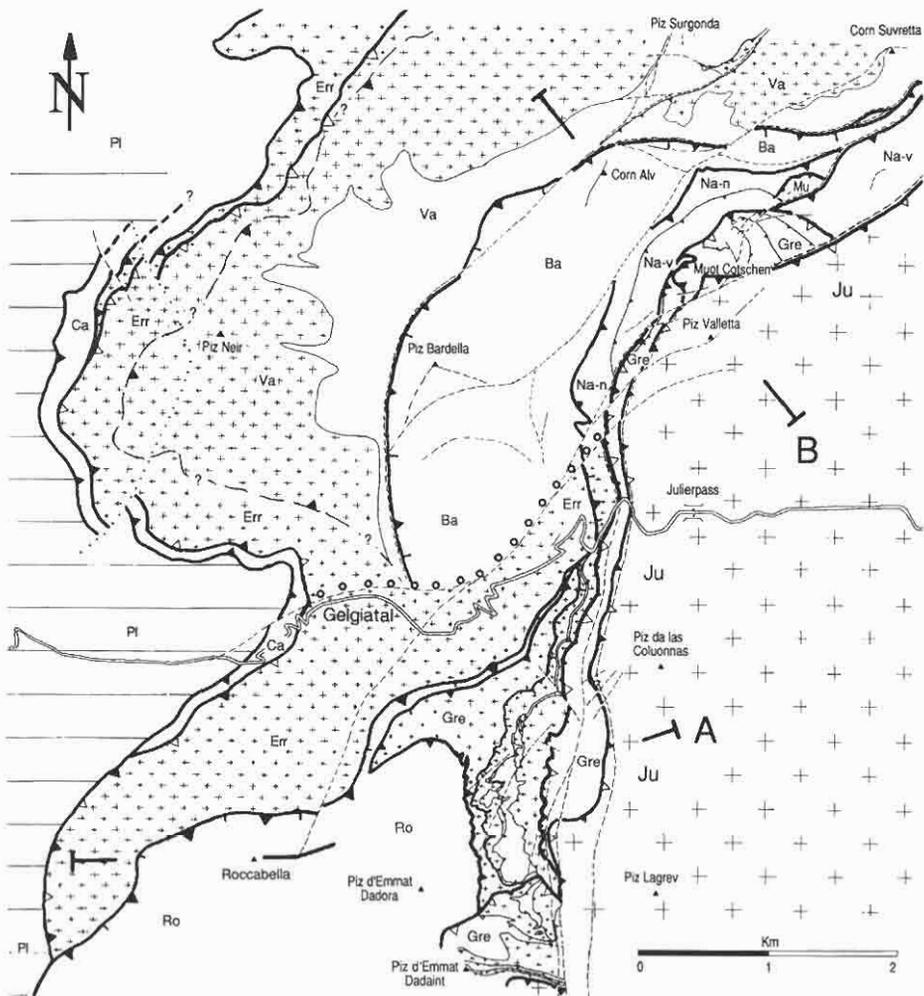


Fig. 6. (A) Detail der Figur 5B. Kataklastische jurassische Abschiebung an der Fuorcla Cotschna: (a) Kristallin bestehend aus Quarzphyllit und Quarz-Brekzie (Permo-Karbon), (b) Kataklasit, (c) Brekzie und Sandstein der Saluver-Formation (Dogger). (B) Winkeldiskordanz zwischen der Schichtung in der Saluver-Formation (c) und der Foliation des Kataklasits (b). Diese kataklastische Foliation ist parallel zur Schieferung der Kristallingesteine (a) im Liegenden. Beachte die triadische Dolomitscholle (d) im Kataklasit. (C) Auf sinistralen, westgerichteten Schersinn hinweisendes P-R Gefüge des jurassischen Kataklasits. Gekreuzte Nicols. Bildausschnitt:  $8 \times 5$  mm. (D) Aufgearbeitete Kataklasitkomponente (b) in der Brekzie der Saluver-Formation. Lokalität der Probe in Fig. 5A abgebildet. Gekreuzte Nicols. Bildausschnitt:  $8 \times 5$  mm.

(A) Detailed picture of Figure 5B from the Cotschna pass showing (a) Permo-Carboniferous quartz-phyllite and quartz breccia in the footwall, (b) Jurassic extensional cataclasites, and (c) synrift breccia and sandstone of the Saluver formation in the hangingwall. (B) Note the angular discordance between bedding in the Saluver formation (c) and the foliation in the black cataclasites (b) along the extensional fault. This foliation is coplanar with the schistosity in the footwall rocks (a). Note the clast of Triassic dolomite (d) in the cataclasite. (C) P-R cataclastic microstructure from a Jurassic extensional fault indicating a sinistral, top to the west sense of shear along the originally west-dipping fault plane. Crossed polarizers. Picture frame dimensions:  $8 \times 5$  mm. (D) Resedimented components of Jurassic extensional cataclasites (b) within a Dogger synrift breccia of the Saluver formation pictured in Fig. 5A. Crossed polarizers. Picture frame dimensions:  $8 \times 5$  mm. These components indicate that cataclasis related to extensional faulting occurred in Dogger time (see text).

schollen (2–100 cm, Fig. 6B), spröde zerbrochene Quarzklasten und seltener aus Quarz und Hellglimmer bestehende Gneissbruchstücke. Die Matrix setzt sich aus Sericit und Chlorit zusammen. In der Grevasalvas-Einheit am Muot Cotschen weist sie im Normal-schenkel einer F1-Grossfalte ein P-R-Gefüge auf (Rutter et al. 1986), welches einen WNW gerichteten Schersinn impliziert (Fig. 6C). Die Brekzie (Saluver-Formation) im Hangenden beinhaltet nebst triadischen Karbonatkomponenten vor allem Quarzphyllit und aufgearbeiteten Kataklasit aus dem Liegenden (Fig. 6D). Die Dolomitschollen im Kataklasit schliessen prä-mesozoische Bewegungen aus, während die aufgearbeiteten Kataklastitkomponenten in der darüberliegenden Brekzie (Saluver-Formation) ein mittelju-



**Unterstalpin:**

Julier-Bornina Decke

- Julier-Kristallin-Einheit (Ju)
- Muottin-Einheit (Mu)

Err Decke westlich der Engadiner Linie

- |   |  |
|---|--|
| Grevasalvas-Einheit (Gre)<br>südlich des Gelgiatals | Grevasalvas-Einheit (Gre)<br>nördlich des Gelgiatals |
| Roccabella-Einheit (Ro)                             | Nair-Einheit verkehrtliegend (Na-v)                  |
| Err-Kristallin-Einheit (Err)                        | Nair-Einheit normalliegend (Na-n)                    |
| Carungas-Einheit (Ca)                               | Bardella-Einheit (Ba)                                |
|   | Vairana-Einheit (Va)                                 |
|   | Err-Kristallin-Einheit (Err)                         |
|   | Carungas-Einheit (Ca)                                |

**Penninikum:**

- Platta-Decke (Pl)
- westgerichtete Überschiebungen (F1 & F2)
- Abschiebungen (syn- bis post F2)
- nordvergente Überschiebungen (F3)
- Brüche
- rezente Sackung
- Profils Spuren
- Spur des mesozoischen Gelgia-Transformbruchs

Fig. 7. Tektonische Karte der westlichen Zone von Samedan. Spuren für Profile A und B in Figur 8. Tectonic map of the western part of the Zone of Samedan. A and B mark the trace of the profiles in Fig. 8. Note the small black circles along the trace of the Early Mesozoic Gelgia transform fault (discussion in chapter 3.2).

rassisches Alter der Abschiebung implizieren. Dieselben Beobachtungen und Argumente liefern Frotzheim & Eberli (1990) für frühmesozoische Abschiebungen in der zentralen und nördlichen Err-Decke (Piz Jenatsch, Piz Laviner, siehe ihre Figuren 5 & 6). Obwohl eine Reaktivierung des Bruches an der Fuorcla Cotschna als alpine Überschiebung nicht ausgeschlossen werden kann, waren allfällige alpine Versätze zu klein, um die eindeutigen Spuren der mesozoischen Abschiebung (Winkeldiskordanz, Schichtlücke) zu verwischen. Spätere, alpine Verfaltung und Überschiebung sind für das heutige Einfallen der Abschiebung gegen SE verantwortlich. Somit kann diese Abschiebung als ursprünglich leicht gegen Westen einfallender, mitteljurassischer Extensionsbruch interpretiert werden. Er bildete die Basis des kleinen asymmetrischen Cotschna-Beckens innerhalb der paläogeographischen Grevasalvas-Zone.

In der Grevasalvas-Einheit südlich des Julierpasses zeugt die inverse Komponentenstratigraphie der relativ geringmächtigen Saluver-Formation (Kap. 2.2) von fortschreitender Erosion am Rand des Dadora-Beckens. Dieses Becken lag im östlichen Bereich der Grevasalvas-Zone. Jegliche Spur seiner frühmesozoischen Geometrie ist jedoch durch alpine Überprägung verwischt worden.

Zwei Hauptargumente lassen den Schluss zu, dass heutzutage im Gelgiatal das Relikt eines mesozoischen Transformbruchs vorliegt: (1) Der oben erwähnte markante Mächtigkeitsunterschied der früh- bis mittelmesoischen Sedimente zwischen Gelgiatalnord- und -südseite (Kap. 2.2) deutet für diesen Sedimentationszeitraum auf die Existenz eines markanten Trennelements hin. (2) Etwa 500 m nordwestlich des Julierpasses findet ein abrupter Wechsel von Kristallin des unteren Teils der Grevasalvas-Einheit zu den mitteljurassischen Beckensedimenten der Nair-Einheit statt. Diese Diskontinuität läuft entlang einer spätalpinen Abschiebung (Fig. 7). Ihr Abschiebungsbetrag ist mit ca. 30 m allerdings viel zu klein, um diesen Wechsel erklären zu können. Folglich kann dieser Bereich als Überrest des mesozoischen Transformbruchs interpretiert werden. Vor der spätalpinen Überprägung dieser Bruchzone diente der ehemalige Transformbruch auch während der frühalpiner westgerichteten Tektonik als wichtiges seitliches Trennelement für den unterschiedlichen Schuppen- und Faltenbau nördlich und südlich des Gelgiatals (Kap. 3.31).

Spätestens durch tertiäre, nordgerichtete Überschiebungen wurde die Struktur des mesozoischen und frühalpin reaktivierten Gelgia-Transformbruchs diskordant abgeschnitten (Fig. 7). Dies zeigt sich wiederum ca. 500 m nordwestlich des Julierpasses, wo der ehemalige Transformbruch diskordant durch die nordvergente Überschiebung des oberen Teils der Grevasalvas-Einheit abgeschnitten wird. Analog dazu schneidet eine nordgerichtete basale Überschiebung der Err-Kristallin-Einheit den unteren Teil des Gelgia-Transformbruchs ab. Die untere Fortsetzung des Transformbruchs muss demzufolge heute weiter im Süden liegen (ev. nördliche Grenze der Margna-Decke).

Dieses Beispiel verdeutlicht die allgemeine Schwierigkeit, die Spuren der ehemaligen Transformstrukturen in diesem Gebiet nach mehrmaliger Reaktivierung, starker Verfaltung und Verschuppung überhaupt noch zu erkennen. So soll der in Fig. 7 angedeutete mesozoische Transformbruch nur als Spur betrachtet werden, der unser tektonisches Entwicklungsmodell veranschaulicht (Kap. 4).

### 3.3 Alpine Strukturen

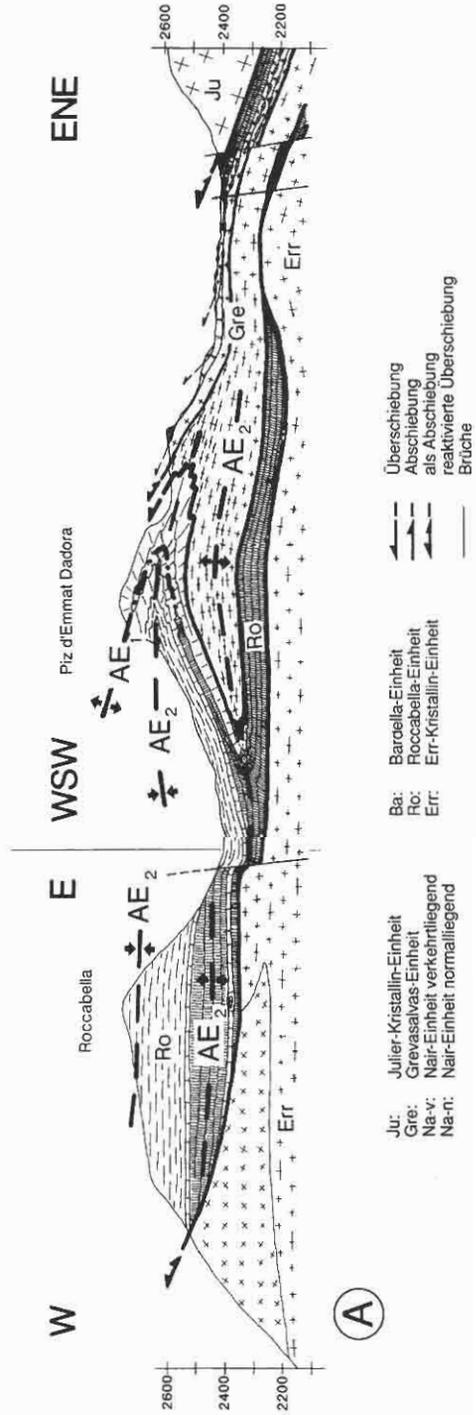
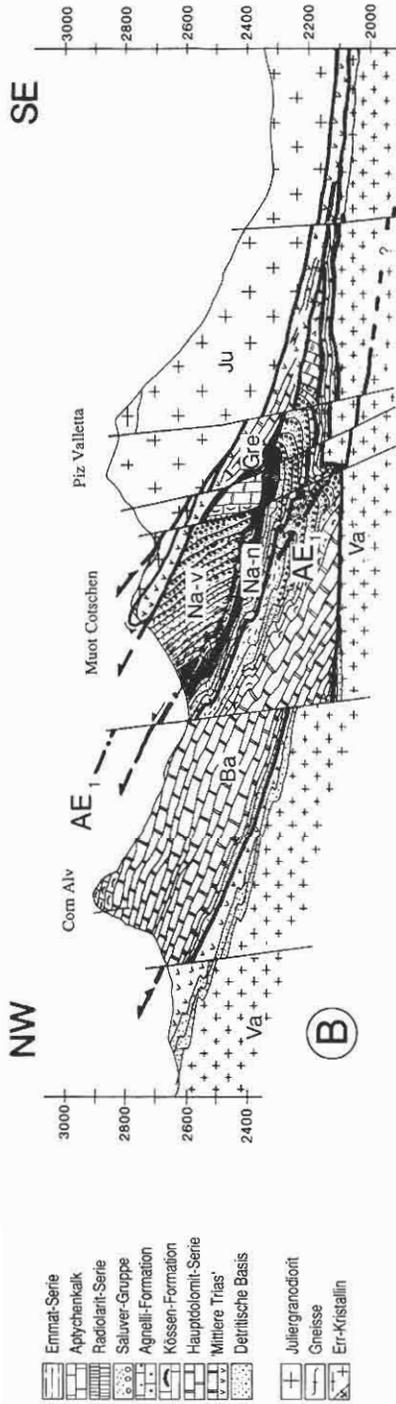
#### 3.3.1 Grossstrukturen

Die Schlüsselstelle für eine Auflösung der alpinen Tektonik der Samedaner Zone stellt das Gebiet um den Piz d'Emmat Dadora und die Roccabella dar (Figuren 7 & 8A). Die generelle tektonische Situation südlich des Julierpasses äussert sich durch die paläozoischen Gesteine der Err-Kristallin-Einheit als tiefstes noch aufgeschlossenes Element, gefolgt von ihrer abgescherten mesozoischen Sedimentbedeckung, der Roccabella-Einheit. Diese wird ihrerseits von Kristallin-Sedimentabfolgen der Grevasalvas-Einheit bedeckt. Letztere kann in einen grossmassstäblich verfalteten unteren Teil und einen überschobenen, intern stark verschuppten, oberen Abschnitt gegliedert werden. Im Hangenden der Grevasalvas-Einheit befindet sich schliesslich die Julier-Kristallin-Einheit (Fig. 8A).

Am Piz d'Emmat Dadora wird eine innerhalb der Roccabella-Einheit und dem unteren Teil der Grevasalvas-Einheit verlaufende F1-Grossfalte koaxial zu einer F2-Synform (oben) und Antiform (unten) verfaltet (Fig. 8A). Die F1-Falte mit ihrer N-S orientierten Faltenachse kann im Bereich der F2-Synform vor allem anhand der entgegengesetzten «facing directions» in den Sedimentabfolgen der Roccabella-Einheit erkannt werden (facing direction = Jüngungsrichtung der Gesteinsabfolge senkrecht zur Faltenachse und parallel zur Achsenebene der Grossfalte, Fig. 8A). Sowohl die Roccabella-Einheit als auch der untere Teil der Grevasalvas-Einheit wurden zusammen mit ihrer Überschiebungsbahn durch F2 verfaltet. Somit kann für diese Überschiebung ein prä-F2-Alter angenommen werden. Da weder durch die F1- noch durch die F2-Grossfalten des Piz d'Emmat Dadora Gesteine der tieferliegenden Err-Kristallin-Einheit miteingefaltet sind, muss der Abscherhorizont an der Basis des Mesozoikums der Roccabella-Einheit während beider Phasen aktiv gewesen sein. F1- und F2-Faltenachsen drehen im Bereich der Roccabella in ENE-WSW Richtung ab.

Der östliche Bereich der F2-Synform wird vom verschuppten oberen Teil der Grevasalvas-Einheit diskordant abgeschnitten (Fig. 8A). Schersinnindikatoren in den verschuppten Sediment-Kristallin-Abfolgen, sowie stärkere Illitkristallinität des hangenden, östlichen Blocks gegenüber dem Liegenden (Herwegh 1992) deuten auf eine syn- bis postmetamorphe, westgerichtete Überschiebung hin. Es wurde dabei der stärker metamorphe obere Teil der Grevasalvas-Einheit auf den schwächer metamorphen unteren Teil überschoben. Aufgrund der gegen Osten geschleppten S2-Foliation und der abgeschnittenen F2-Synform des Piz d'Emmat Dadora im Liegenden (Fig. 8A) muss der hangende Block syn- bis post-F2 nach Osten abgeschoben worden sein. Dabei wurde die obengenannte Überschiebung zwischen dem oberen und dem unteren Teil der Grevasalvas-Einheit als Abschiebung reaktiviert. Ähnliches gilt für die Basis der Roccabella-Einheit. Sie wurde ebenfalls als Abschiebung reaktiviert, wobei wiederum eine grosse F2-Antiform in Radiolarit-Serie, Aptychenkalk und Emmat-Serie der Roccabella-Einheit diskordant abgeschnitten wird. Diese Antiform kommt dadurch direkt auf die Err-Kristallin-Einheit zu liegen (Fig. 8A).

Die Klarheit der grossmassstäblichen Beziehungen von F1 und F2 am Piz d'Emmat Dadora stellt innerhalb der sedimentären Zone von Samedan eine Ausnahme dar. Meistens werden F1-Normal- und Verkehrtchenkel durch post-F1-Überschiebungsbahnen



entlang der F1-Achsenebenen voneinander getrennt und die F1-Scharniere entsprechend zerschert (Fig. 8B). Nördlich der Julierpassstrasse liegt über der aus Neir-Vulkaniten und Sedimenten bestehenden Vairana-Einheit die Bardella-Einheit (Fig. 7). Diese setzt sich ebenso wie die darüber folgende Nair-Einheit aus mesozoischen Sedimenten der Err-Decke zusammen. Charakteristisch für die Bardella-, Nair- und Grevasalvas-Einheiten in diesem Bereich ist der ständige Wechsel von Verkehrt- und Normalserien (Fig. 8B). Aufgrund der entgegengesetzten «facing directions» der F2-Kleinfalten, kann der Wechsel von Verkehrt- und Normalserien durch grosse F1-Falten erklärt werden. So bildet beispielsweise die normal- und verkehrtliegende Nair-Einheit den liegenden bzw. hängenden Schenkel einer zylindrischen F1-Grossfalte (Fig. 8B). Diese Grossfaltenstruktur kann nördlich des Julierpasses über die Fuorcla Alva bis nach Corviglia (oberhalb St. Moritz) in den nördlichen Teil der Zone von Samedan verfolgt werden. Dabei beinhalten Verkehrtchenkel proximale, Normalschenkel distale jurassische Beckensedimente.

Sedimente und Kristallin der Muottin-Einheit (Fig. 7) liegen im Kern dieser grossen F1-Nair-Synklinale. Sie zeigt die gleiche lithologische Vergesellschaftung und tektonische Stellung wie die Clavadatsch-Einheit am Piz Padella (Fig. 1). Deshalb wird sie als eingefaltete Klippe der Julier-Bernina-Decke interpretiert. Analog zu den Schlattain- und Clavadatsch-Einheiten im Norden ist auch die Muottin-Einheit durch eine prä-F1-Überschiebung auf die Nair-Einheit zu liegen gekommen.

Nordvergente, syn- bis post-F3-Überschiebungen durchschneiden den bereits angelegten Deckenbau. Eine grosse nordvergente Überschiebung tritt an der Basis der Err-Decke auf. Im Süden verläuft sie an der Grenze zwischen Err- und Platta-Decke sowie Carungas-Decke, während sie im Norden als Rampe innerhalb der Err-Kristallin-Einheit aufsteigt (Fig. 7). Im weiteren treten nordvergente Überschiebungen zwischen Piz d'Emmat Dadaint und Dadora auf (Fig. 7). Durch eine südfallende Rampe wird dabei die verschuppte Grevasalvas-Einheit auf sich selbst aufgeschoben. Diese Überschiebung kann westwärts bis hin zum Lunghinpass verfolgt werden (Fig. 1). An der Basis der obersten Sediment-Schuppe innerhalb der Grevasalvas-Einheit setzt sich diese Überschiebungsbahn bis zum Muot Cotschen nach Norden fort. Dabei schneidet sie den mesozoischen Gelgia-Transformbruch diskordant ab (Kap. 3.2). Möglicherweise wurde auch die Basis der Julier-Kristallin-Einheit als nordvergente Überschiebung reaktiviert. Nachträgliche steilstehende Abschiebungen (Kap. 3.3.2) haben diesen Bereich so stark überprägt, dass keine eindeutigen Schlüsse gezogen werden können. Die nordvergenten Überschiebungsbahnen werden von F3 nicht verfaltet, was ein syn- bis post-F3 Alter impliziert.

Fig. 8. Profile durch die westliche Zone von Samedan südlich (A) und nördlich (B) des Gelgiatals (Profilsuren in Fig. 7).

*Profiles through the western part of the Zone of Samedan to the south (A) and north (B) of the Gelgia valley. See Fig. 7 for the map-traces of the profiles. Note in (A) that the F1 and F2 fold axes rotate from a N-S trend in the Piz Emmat Dadora to a E-W trend in the Roccabella. Such changes in orientation reflect the irregular Early Mesozoic paleogeography as well as dextral transpression and rotation during the closing stages of Late Cretaceous thrusting (see text).*

### 3.3.2 Meso- und Mikrostrukturen

F1-Faltung (Fig. 9): Die isoklinalen Falten besitzen N-S verlaufende Faltenachsen, die zum Teil parallel zu Streckungslinearen in E-W Orientierung einrotiert wurden. Ihre mylonitische Achsenebenenschieferung (S1) bildet bei geringer F2-Überprägung die Hauptfoliation. F1-Kleinfalten sind im allgemeinen recht schwierig zu erkennen und besitzen eine ähnliche Ausbildung wie F2. Aus diesem Grund können sie nur bei gleichzeitigem Vorhandensein von F1- und F2-Achsenfoliationen eindeutig F1 zugeordnet werden. Längs unreaktiver F1-Überschiebungsbahnen deuten gegen Osten einfallende Streckungslineare und damit assoziierte Schersinnindikatoren (Scherbänder, rotierte asymmetrische Quarz- und Feldspatklüster und «bookshelf gliding» an Glimmer- und Feldspatklüster) auf westgerichtete Bewegungen hin (Fig. 9).

F2-Faltung (Fig. 9): Bei diesen engen bis isoklinalen Falten dominieren N-S verlaufende Faltenachsen. Im Norden beim Muot Cotschen drehen die F1- und F2-Faltenachsen von N-S- in E-W-Orientierung ab. F2-Falten überprägen sowohl F1-Faltenachsen, F1-Streckungslineare, als auch prä- bis syn-F1-Überschiebungsbahnen. Im Aufschlussbereich können sie auch als Scheidefalten (sheath folds) auftreten.

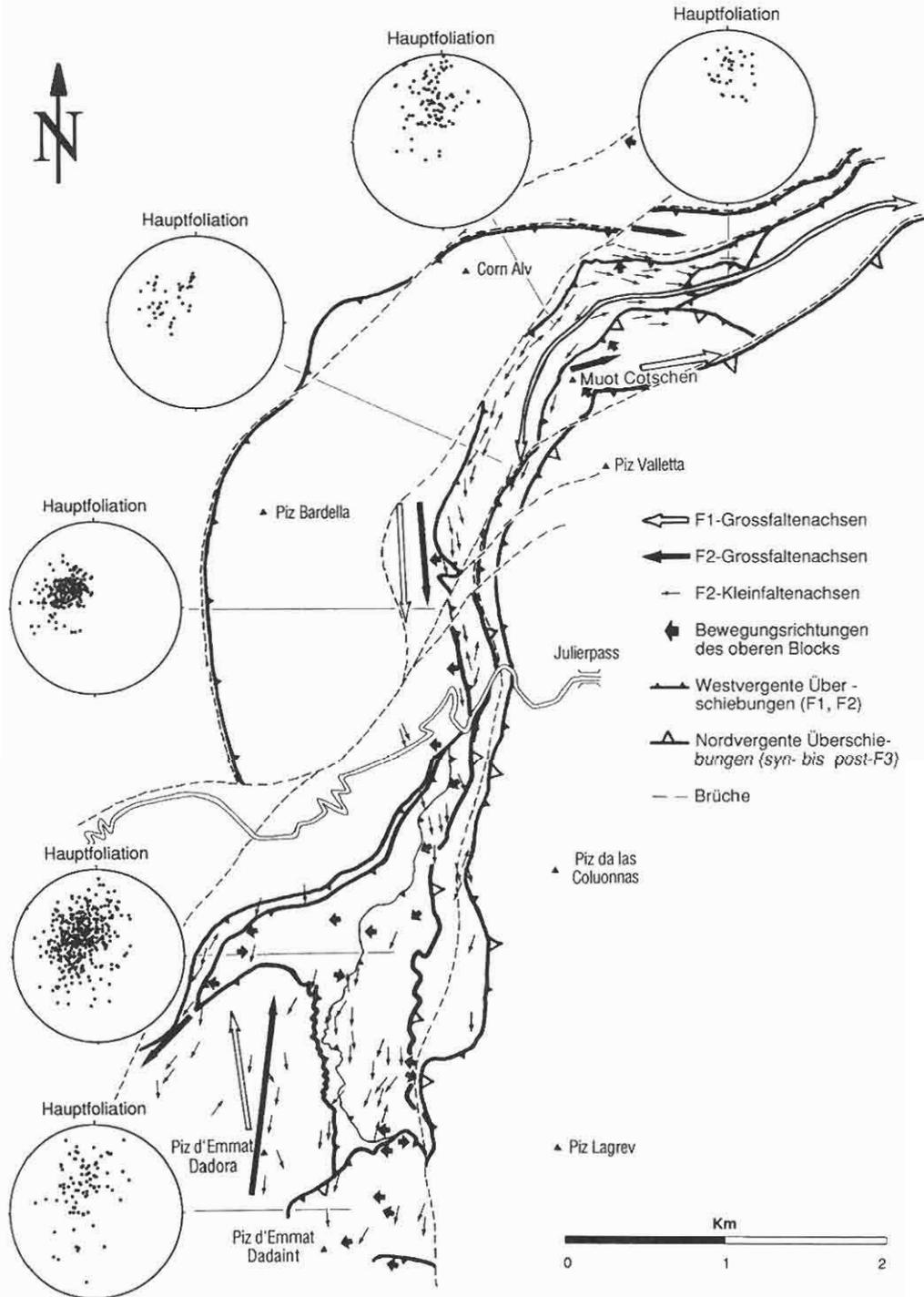
Scherbänder aus Verkehrt- und Normalschenkeln von F2-Falten liefern entgegengesetzte Bewegungsrichtungen. Dies deutet auf eine starke Plättungskomponente bei Ausbildung dieser kongruenten Falten hin. Im Bereich von F2-Grossfalten (zum Beispiel am Piz d'Emmat Dadora) entspricht die penetrative F2-Achsenfoliation (S2) der Hauptfoliation (Fig. 8B). Ansonsten ist sie meist als weitständige Schieferung (spaced schistosity) ausgebildet. Da hierbei S1 und S2 häufig subparallel zueinander verlaufen, sind sie schwierig zu unterscheiden.

Dynamische Rekristallisation von Quarz und Calcit, Kataklyse von Feldspat sowie syn-kinematische Neubildungen von Sericit, Chlorit, Stilpnomelan und Albit deuten auf unter- bis mittelgrünschieferfazielle Metamorphosebedingungen während der Ausbildung von S1 und S2 hin. K-Ar Altersbestimmungen an parallel zu S1 neugebildeten Sericiten von Tietz et al. (1993) in Tonlagen der Radiolarit-Serie im Bereich von Piz d'Emmat Dadora und Roccabella liefern für S1 ein durchschnittliches Bildungsalter von  $82,6 \pm 9,2$  ma. (2 Proben) und für S2  $72,5 \pm 6,4$  ma. (3 Proben).

Syn- bis post-F2 wurden alte Überschiebungsbahnen teilweise als Abschiebungen reaktiviert, wobei jeweils der hangende Block nach Osten abgeschoben wurde. Scherbänder und rotierte Quarzklüster liefern in diesen Bereichen oft widersprüchliche Bewegungsangaben, was auf eine starke Plättungskomponente hinweist (Kap. 3.3.1 und Interpretation in Kap. 4).

Fig. 9. F1- und F2-Strukturen. Beachte das Abdrehen von F1-, F2-Grossfaltenachsen, Hauptfoliation (Pole zur S1 und S2 in den Stereogrammen), sowie F2-Kleinfaltenachsen im Bereich des Muot Cotschen. Schersinn-Indikatoren zeigen für S1 mehrheitlich west- bis südwest gerichtete Bewegungen an.

Map showing the orientation of F1 and F2 structures. Note the bending around Muot Cotschen of large-scale F1 and F2 fold axes, the poles to S1 and S2 foliations (equal area diagrams), and the small-scale F2 fold axes. Sense of shear within S1 is predominantly top to the west. The arcuation of these structures around Muot Cotschen is attributed to a combination of (1) F1 folding of heterogeneously oriented S0, and (2) post-F1/pre-F2 dextral transpression (ca. 80 ma.) leading to a steepening of S1 and a clockwise rotation of the northern part of the Zone of Samedan. F2 folds formed between 70 and 80 ma. during flattening of the steepened F1 structures. The orientation of F2 therefore mimics that of the previously folded S0 and S1 foliations. See chapter 4 for further explanation.



F3-Faltung (Figuren 10 & 11A): Diese engen bis offenen Falten weisen eine Achsen-ebenenschieferung auf. Die Faltenachsen verlaufen in E-W- bis ESE-WNW-Richtung, während ihre Achsenebenen meistens ein steiles Nordfallen aufweisen. Durch F3-Falten werden alle früher gebildeten Strukturen verfaultet, insbesondere die syn- bis post-F2-Ab-schiebungen.

Das Abdrehen der S1- und S2-Schieferungen sowie F1- und F2-Faltenachsen im nördlichen Teil des bearbeiteten Gebietes (bei Muot Cotschen, Fig. 9) wird einerseits auf eine gebogene mesozoische Konfiguration des Nair Beckens, andererseits auch auf post-F1/prä-F2 dextrale Scherung und Rotation im Uhrzeigersinn der nördlichen Zone von Samedan zurückgeführt (siehe Kap. 4). Ein durch F3 verursachtes Abdrehen der S1- und S2-Strukturen kann aufgrund folgender Überlegungen ausgeschlossen werden: Die abgedrehten S1- und S2-Schieferungen am Muot Cotschen bilden einen Öffnungswinkel von  $140^\circ$  und besitzen eine mit  $30^\circ$  gegen  $114^\circ$  eintauchende Abbiegungsachse. Diese Achsen-orientierung entspricht der Durchschnittsorientierung der F3 Kleinfaltenachsen (Fig. 10). Da Biegegleitung als dominanter F3-Faltungsmechanismus angenommen werden kann (Fig. 11B), wurden S1 und S2 um die Abbiegungsachse in ihre regionale ESE einfallende Orientierung passiv zurückrotiert. Weil dadurch die Orientierung von F1 und F2 nur geringfügig verändert wird, muss ihr starkes Abdrehen bereits vor F3 angelegt worden sein.

Syn- bis post-F3-Überschiebungsbahnen sind teilweise durch foliierte Kataklastite mit gut ausgebildeten Riedelflächen charakterisiert. Der Metamorphosegrad war bei F3 deutlich geringer als während F1 und F2. So dominierte in Quarz sprödes Verhalten mit nur beschränkter Kristallplastizität (undulöse Auslöschung), während Calcit immer noch dynamisch rekristallisierte. Neugebildeter Sericit und Chlorit können entlang der Runzelschieferung von F3-Falten beobachtet werden. Diese Merkmale deuten auf mittlere bis obere anchizonale Bedingungen hin.

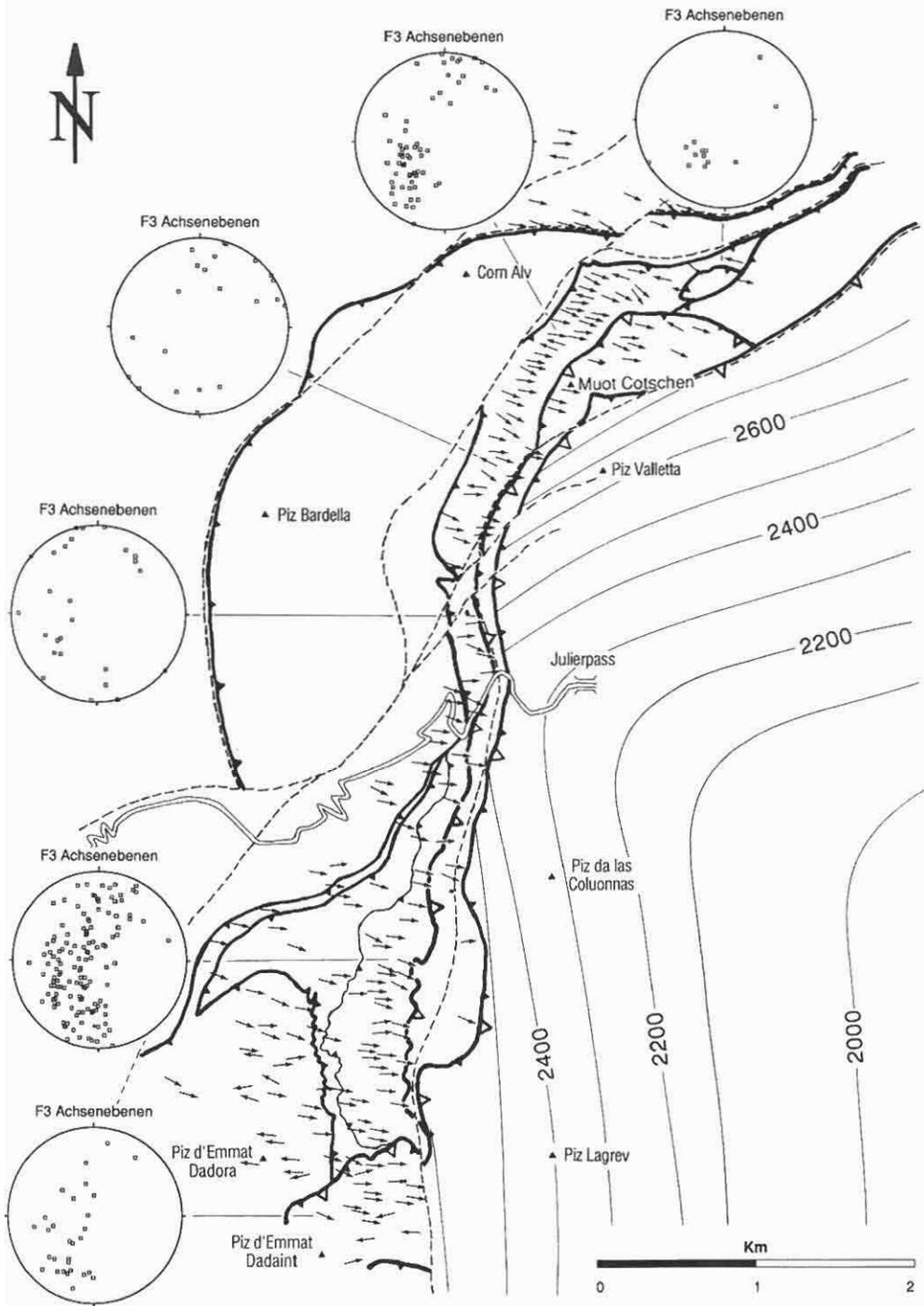
F4-Falten (Fig. 11C): Eine offene Wellung und lokales Auftreten von Kinkfalten stellen ihr charakteristisches Bild dar. Die Faltenachsen besitzen NE-SW-Orientierungen, währenddem die Achsenebenen mehrheitlich gegen SE einfallen (Fig. 11D).

F5-Kinkfalten: N-S verlaufende Faltenachsen, sowie steil gegen E und W einfallende Achsenebenen scheinen einem konjugierten System anzugehören.

Bruchtektonik (Fig. 7): Späte Spröddeformation äussert sich durch zwei Abschiebungssysteme: Ein älteres System mit N-S bis NNE-SSW streichenden Brüchen wird durch jüngere ENE-WSW verlaufende Bruchflächen versetzt (z. B. Piz Valletta, Figuren 7 & 10). Generell wurden längs der alten N-S-Brüche die Ost-Blöcke abgeschoben. An den jüngeren Brüchen sind die Südost-Blöcke abgeschoben. Interferenzerscheinungen von Strömungen auf N-S-Brüchen deuten auf mehrphasige Bewegungen entlang dieser Bruchflächen hin. Ältere, vertikal verlaufende Strömungen weisen auf Abschie-

Fig. 10. F3-Strukturen. Beachte die konstante Orientierung der F3-Faltenachsen (Pfeile). Ihre Achsenebenen fallen mehrheitlich gegen Norden ein. Auf der rechten Bildseite sind die Isohypsen der Basis der Julier-Kristallin-Einheit dargestellt. F1-Überschiebungen mit schwarzen Dreiecken, syn- bis post-F3 Überschiebungen mit weissen Dreiecken, späte Brüche durch gestrichelte Linien dargestellt.

*F3 structures. Note the constant orientation of the F3 axes and axial planes throughout the area. The F3 axial planes dip predominantly to the north (equal area diagrams). The thrust plane at the base of the Julier basement unit is contoured in intervals of 100 meters. F1 thrust planes marked with solid triangles, syn- to post-F3 thrust planes indicated with open triangles, and the trace of late faults is shown with dashed lines.*



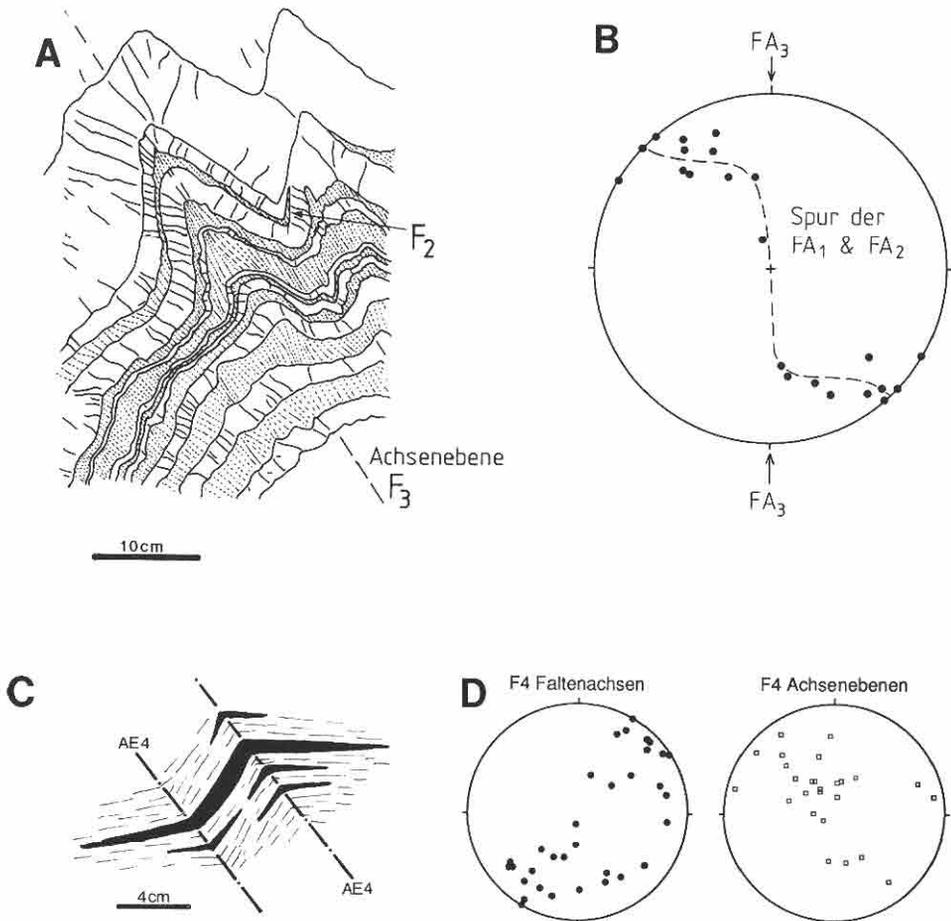


Fig. 11. (A) Skizze einer F3-Falte in der Radiolarit-Serie. Quarzlagen (weiss) zeigen fracture cleavage, während die inkompetenteren roten Tonlagen eine ausgeprägte Schieferungsbrechung (gepunktete und gestrichelte Linien) aufweisen. Beachte die durch F3 verfaltete F2-Falte. (B) Flächentreue Projektion von verfalteten F1- und F2-Faltenachsen (Punkte) in Bezug auf F3-Faltenachsen (horizontale N-S Pfeile). Messungen stammen aus sandigen und mergeligen Kreideschiefern im Gebiet des Muot Cotschen, wo die F1- und F2-Strukturen umbiegen (siehe Fig. 9). Die Mehrheit der F2-Achsen (gestrichelte Linie) bildet einen Kleinkreis um die F3-Faltenachsen, was von einer starken Biegegleitkomponente der F3-Faltung zeugt (siehe Text, Kap. 3.3). (C) Durch F4 verfaltete Quarzknauer (schwarze Bänder) im Quarzphyllit. (D) Orientierung der F4-Faltenachsen und ihrer Achsenebenen im Bereich der westlichen Zone von Samedan.

(A) Sketch of an F3 fold in a radiolarite rock. The competent quartz layers (white) show fracture cleavage, whereas the layers of less competent red marl show a pronounced cleavage refraction (dotted and dashed lines). Note that this F3 fold deforms an isoclinal F2 fold. (B) Equal area diagram showing the relationship of the folded F1 and F2 axes (points) to the F3 fold axes (horizontal N-S arrows). These measurements come from sandy and marly Lower Cretaceous shales in the Muot Cotschen area, where all F1 and F2 structures bend from a N-S trend in the southwest to an E-W trend in the northeastern part of the Zone of Samedan (see Fig. 9). The F2 axes generally form a small circle around the F3 axes, reflecting a strong component of flexural slip during F3 folding (see explanation in chapter 3.3). (C) Sketch of a typical F4 fold deforming quartz layers (black bands) in a quartz phyllite. (D) Orientation of F4 axes and axial planes in the western part of the Zone of Samedan.

bungen hin, während jüngere horizontale Striemungen auf Blattverschiebungen zurückzuführen sind. Durch die erstgenannten können Abschiebungsbeträge bis zu mehreren hundert Meter entstehen.

Die deutliche Änderung des Streichens der Basis der Julier-Kristallin-Einheit im Bereich des Julierpasses (Konturen in Fig. 10) wird auf eine Interferenz der beiden Bruchsysteme zurückgeführt. Dabei wird die Basis des Julier-Kristallins gegen Süden bzw. gegen Osten treppenartig hinabgesetzt. Der abgeschobene nördliche Rand der Julier-Kristallin-Einheit wird durch die jüngeren, ENE-WSW streichenden Brüche gebildet, während der westliche Rand auf die älteren N-S verlaufenden Brüche zurückzuführen ist.

#### 4. Tektonische Interpretation und Diskussion

Die markanten tektonischen und lithofaziellen Unterschiede zwischen der Julierpass-nord- und -südseite können in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung paläozoischer, mesozoischer und alpiner Tektonik gesehen werden. Das spätpaläozoische syn-magmatische Bruchsystem (vgl. Kap. 3.1) wird während der Trias und des Juras partiell reaktiviert und ist somit Teil eines frühmesozoischen, sinistralen Transtensions-systems am Westrand der Tethys (Weissert & Bernoulli 1985). Mit der Retrodeformation der alpinen Strukturen und Rekonstruktion der mittelmessurischen Beckengeometrie in der westlichen Zone von Samedan ergibt sich die Struktur eines passiven Kontinentalrandes mit nach NW einfallenden listrischen Abschiebungen und E-W verlaufenden, sinistralen Transformbrüchen (Fig. 12A).

Da kein Hinweis auf einen ausgeprägten, alpinkontinentalen Nordschub des Nair-Beckens vorliegt, muss die östliche bzw. nordöstliche Stellung des Nair-Beckens in Bezug auf das Bardella-Becken (Fig. 1) bereits mesozoisch angelegt worden sein (Fig. 12A). Dieser Punkt, vor allem aber die nicht korrelierbare Faziesentwicklung der verschiedenen Becken, lässt auf E-W verlaufende Transformbrüche als laterale Abgrenzungen der mesozoischen Faziesräume schließen. Durch einen solchen Transformbruch wurden Bardella- und Nair-Becken vom südlichen Hauptteil der Grevasalvas-Zone getrennt (Fig. 12A). Die paläogeographische Hochzone im Nordosten wird als Schlattain-Clavadatsch-Zone bezeichnet. Ihr Kristallin zeigt eine enge Affinität zu demjenigen der Grevasalvas-Zone. Sie unterscheiden sich lediglich durch die unterschiedlich ausgebildete Malm- und Kreide-Stratigraphie (Finger 1978).

Im Gegensatz zu den Modellen reiner E-W-Dehnung von Eberli (1988) und Froitzheim & Eberli (1990) können in diesem Gebiet en échelon angelegte «pull-apart»-Becken ausgemacht werden. Diese Geometrie verursachte die Erosion kristalliner Hochzonen (Fig. 12A), welche als Liefergebiete für die kristallinen Komponenten der Saluver-Gruppe in den Extensionsbecken dienen.

F1-Strukturen sind Zeugen von E-W- bis ENE-WSW-Verkürzung und widerspiegeln somit den Beginn der alpinen Orogenese innerhalb der unterostalpinen Einheiten. Ihr west- bis südwestvergenger Falten- und Schuppenbau ist im wesentlichen für die heutige Struktur der Zone von Samedan verantwortlich. Aufgrund der engen Beziehung zwischen dieser Struktur und der mesozoischen Faziesentwicklung lässt sich für den Westschub im Bereich des Julierpasses folgendes alpin-tektonische Entwicklungsmodell postulieren (infolge der interessanten Becken- und Schwellengeometrie beziehen sich die

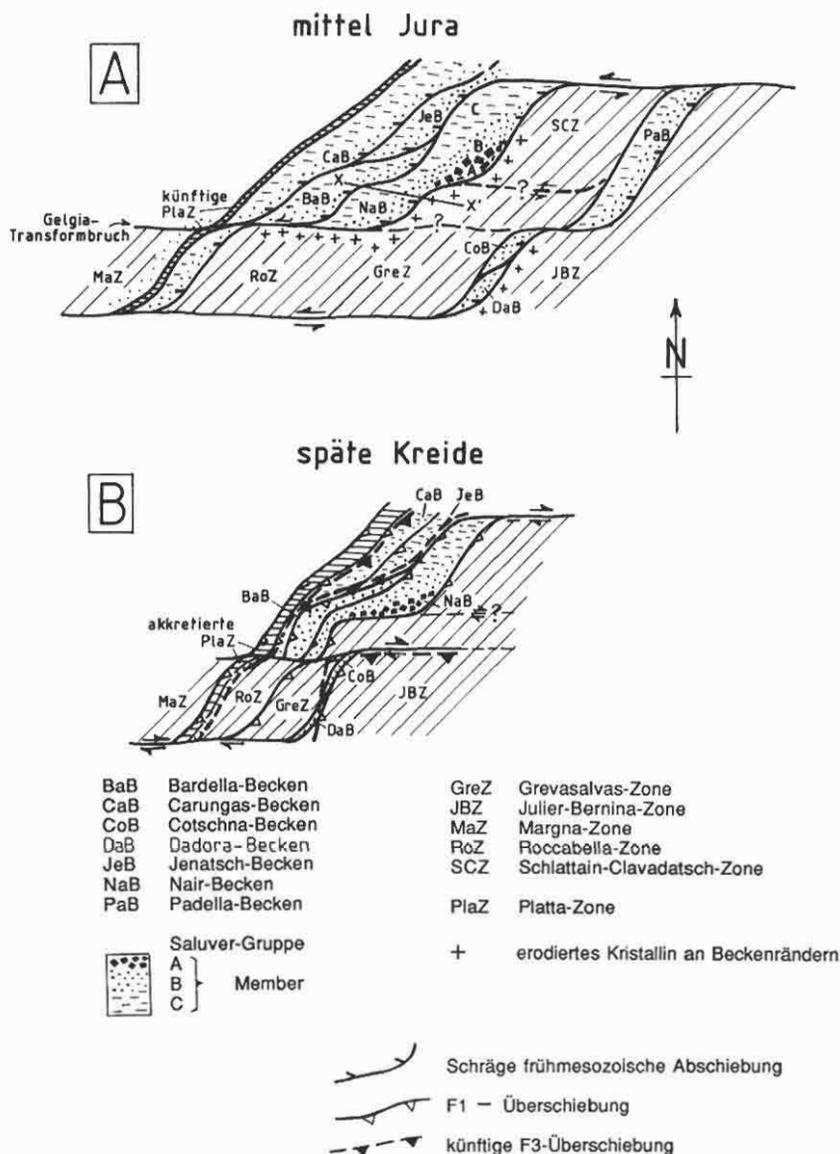


Fig. 12. Schematische paläogeographische Skizzen im Bereich der westlichen Zone von Samedan (A) während des Doggers und (B) der späten Kreide. X-X' Spur des schematischen Profils in Figur 13A. Siehe Diskussion in Kap. 4. Paleogeographic sketch map of the region in the vicinity of the Zone of Samedan: (A) at the end of rifting and just prior to drifting in Dogger time (ca. 160 ma.) and (B) at the end of W- to WSW-directed thrusting and F1 folding in Late Cretaceous time (ca. 80 ma.). Parts of the Schlattain-Clavadatsch zone and Padella basin were thrust westward onto the Nair basin prior to F1 folding. In these maps, units overlying the Nair basin have been removed to facilitate a direct view of the facies distribution in the Saluver formation. Note that post-F1 dextral transpression effects a clockwise rotation of the northern part of the Zone of Samedan. This accentuates the already pronounced Early Mesozoic variations in basin trend; (see chapters 4 and 5 for explanation). X-X' is the trace of the schematic profile in Fig. 13A.

Figuren 13A–C nur auf den Bereich unmittelbar nördlich des Julierpasses): Die mesozoischen Abschiebungen und Transformbrüche (Fig. 12) wurden zum Teil reaktiviert und steuerten die Kinematik der frühalpiner Deformation. Dies gilt vor allem für den mesozoischen Gelgia-Transformbruch, welcher als E-W verlaufendes Trennelement zwischen dem unterschiedlichen F1-Falten- und Schuppenbau südlich und nördlich des Gelgiatals diente. In einem ersten Schritt bildeten sich prä-F1-Überschiebungen (Fig. 13A). Dadurch wurden im Norden Teile der Bernina-Decke (Muottin-Einheit und ihre nördlichen Äquivalente, Tab. 1) auf Err-Sedimente überschoben. Aufgrund der mesozoischen Beckengeometrie entstand während der F1-Faltung die grosse Synklinale der Nair-Einheit (Fig. 13B). Die bereits abgescherten und überschobenen Teile der Bernina-Decke (Muottin-, Schlattain-, Clavadatsch- und Padella-Einheit) wurden dabei miteingefaltet. Letztere erhielt hierbei ein ESE-Einfallen. Die post-F1 bis prä-F2-Überschiebungen verliefen subparallel zu den F1-Achsenebenen und sie zerscherten die F1-Grossfalten (Fig. 13B). Die Schichtungen der mesozoisch abgeschobenen und antithetisch rotierten Kristallin-Sediment-Blöcke dienten dabei den Normalschenkeln der F1-Falten als Rampen. Unter

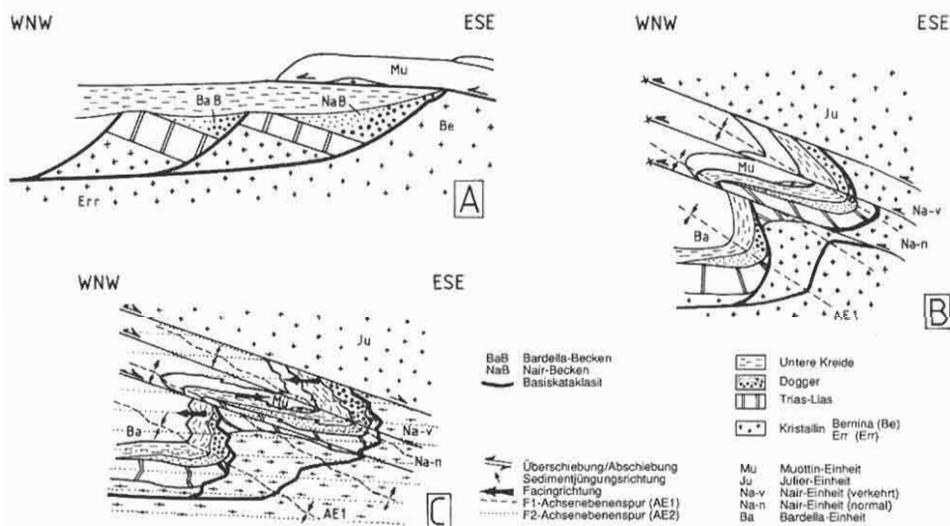


Fig. 13. Frühalpines Entwicklungsmodell von Bardella- und Nair-Becken in der Zone von Samedan nördlich des Gelgiatals (modifiziert nach Regli 1992). (A) Die jurassischen Bardella- und Nair-Becken wurden durch die Muottin-Einheit (abgescherte Einheit der Schlattain-Clavadatsch-Zone, Fig. 12A) überfahren (100–80 ma.); (B) F1-Faltung und mylonitische Überschiebung unter grünschieferfaziellen Bedingungen. Anschließend Steilstellung der S1-Foliation und F1-Falten (ca. 80 ma.); (C) Plättung und F2-Faltung übergehend in nicht-koaxiale, «top to the east» Abschiebung unter grünschieferfaziellen Bedingungen (80–70 ma.). Beachte die progressive Verformung der jurassischen Abschiebungen. Siehe Erläuterung in Kap. 4.

*Model for the early Alpine deformation of the Jurassic Bardella and Nair basins in the part of the Zone of Samedan north of the Gelgia valley (modified from Regli 1992). (A) Pre-F1 west-to southwest-directed thrusts emplaced the Muottin unit from the Schlattain-Clavadatsch Zone in the east onto the Jurassic Bardella and Nair basins (100–80 ma.); (B) F1 folding and mylonitic thrusting under lower greenschist facies conditions, followed by steepening of the S1 foliation and F1 folds (ca. 80 ma.); (C) Flattening and F2 folding transitional to noncoaxial, top to the east extension under lower greenschist facies conditions (80–70 ma.). Note the progressive deformation of the Jurassic extensional faults underlying the Bardella and Nair basins (see chapter 4 for explanation).*

fortschreitender E-W-Verkürzung wurden F1-Strukturen steilgestellt und dann durch F2 geplättet (Fig. 13C).

Südlich der Julierpassstrasse wurde vor der F1-Faltung die Roccabella-Einheit als sedimentäre Bedeckung der Err-Kristallin-Einheit abgeschert. Gleichzeitig wurde die Grevasalvas-Einheit aus ihrer mesozoischen Stellung westwärts auf die distale Roccabella-Zone verfrachtet (Fig. 12, siehe prä-F1 Überschiebung in Fig. 8A). Somit gelangte die Grevasalvas-Einheit bereits vor der F1-Faltung in ihre hohe Stellung innerhalb des unterostalpinen Deckenstapels (vgl. mit Staub 1948 und Cornelius 1950, Kap. 1). Infolge der mächtigen oberjurassisch-kretazischen Abfolgen bildeten sich in diesem Bereich die F1- und F2-Grossfaltenstrukturen aus (Piz d'Emmat Dadora, siehe Kap. 3.3.1). Die geringen Sedimentmächtigkeiten der Grevasalvas-Einheit führten demgegenüber während oder nach der F1-Faltung vor allem zu Schuppenbau (verschuppter oberer Teil der Grevasalvas-Einheit).

Die F1- und F2-Alter ( $82,6 \pm 9,2$  bzw.  $72,5 \pm 6,4$  ma.) deuten auf frühalpiner, spätkretazische Bewegungen hin. Dies kann mit den Altersdatierungen von Philipp (1982) und Deutsch (1983) aus dem Grenzbereich zwischen Margna- und Platta-Decke ungefähr korreliert werden. Ihre bezüglich der Hauptschieferung syn- bis postkinematischen Alkali amphibolneubildungen liefern mit 110–66 ma. ebenfalls Spätkreide-Alter. Diese Alterswerte wurden von Liniger & Guntli (1988) sowie Liniger & Nievergelt (1990) für die Datierung ihrer F1-Isoklinalfaltung angenommen. In der westlichen Zone von Samedan sind jedoch zwei isoklinale Faltungsphasen ausscheidbar, wobei die eine oder andere Achsenebenenschieferung als Hauptfoliation ausgebildet sein kann. Erste Resultate struktureller Untersuchungen an der Grenze Margna- und Platta-Decke zeigen, dass in diesem Bereich sowohl F1- als auch F2-Achsenebenenschieferungen stark ausgebildet sind (persönliche Mitteilungen von U. Klahr und R. Tietz). Die Frage, ob Phillip's und Deutsch's Alkali amphibolalter als F1- oder F2-Bildungsalter, oder als Mischalter aufzufassen sind, bleibt vorerst offen. Radiometrische K-Ar- und Ar-Ar-Altersbestimmungen an Alkali amphibolen werden zurzeit durchgeführt.

Das Abbiegen der Zone von Samedan, sowie das Abdrehen der F1- und F2-Strukturen am Muot Cotschen (Kap. 3.3.2) ist eine Folge der spätkretazischen F1-Verfaltung und Verschuppung der jurassisch-angelegten, gebogenen Geometrie des Nair-Beckens (Fig. 12A). Während F1 wurden die inkompetenten Sedimente des Nair-Beckens mylonitisiert, verfaltet und anschliessend prä-F2 steilgestellt. Dies führte zusätzlich zu einer im Uhrzeigersinn verlaufenden Abdrehung des nördlichen Teils der Nair-Einheit (Fig. 12B). Mangels eindeutiger struktureller Kriterien kann jedoch nicht gesagt werden, welcher Effekt (primäre Bogenform oder post-F1/prä-F2-Abdrehung des nördlichen Nair-Beckens) dominant war.

Die durch F1 verursachte Krustenverdickung führte zu einem syn- bis postorogenen Kollaps des ostalpinen Deckenstapels (Ratschbacher et al. 1989), welcher sich durch Extension und damit verbundene F2-Falten und W-E-Abschiebungen (Froitzheim 1992) äussert. Froitzheim korreliert die ostgerichtete, spröde Abschiebung der oberostalpinen Silvretta-Decke mit einer duktilen Plättung und damit verbundener F2-Faltung in der tieferliegenden Ela- und Err-Decke. In seinem Modell nimmt die koaxiale Komponente der Verformung in tieferen Einheiten des Deckenstapels zu.

Das Modell von Froitzheim (1992) lässt sich im wesentlichen auch auf die F2-Strukturen in der Zone von Samedan übertragen. Im fortgeschrittenen Stadium der E-W-Ver-

kürzung wurden die rigiden Kristallingesteine der Bernina-Decke auf die wesentlich inkompetenteren, post-F1 steilgestellten Sediment-Einheiten der Zone von Samedan überschoben. Unter dieser Überschiebung wurden die inkompetenten Einheiten durch F2 gefaltet und geplättet. Frühere E-W-Überschiebungsbahnen können sogar während der ausklingenden E-W-Überschiebung und Plättung als sich dehnende W-E-Abschiebungen (bzw. «stretching faults» von Means 1989) reaktiviert worden sein. Dies trifft zu, solange die Plättungskomponente stark war, und die als Abschiebungen reaktivierten Überschiebungen steiler als die S2-Scherebene gegen Osten eingefallen sind (z. B. Fig. 8A).

Um eindeutig zwischen einer Entstehung der F2-Falten und W-E-Abschiebungen während oder nach der E-W-Krustenverdickung entscheiden zu können, fehlen vorläufig die kritischen Informationen über die prä-F2-Orientierungen von S0, S1 und F1. Sicher kann gesagt werden, dass nicht-koaxiale syn- bis post-F2 W-E-Abschiebungen nicht nur im Dach des unterostalpinen Deckenstapels, sondern im ganzen unterostalpinen Stockwerk auftreten. Strukturelle Untersuchungen östlich des Silsersees (durch U. Klahr und R. Tietz, Arbeiten im Gang; Fig. 1) zeigen eine breite mylonitische WSW-ENE Abschiebungszone an der Grenze zwischen Margna-Decke und der oberpenninischen Platta-Decke. In diesem Bereich werden die F2-Faltenachsen parallel zu flach gegen ENE abtauchenden Streckungslineationen in der S2-Ebene einrotiert. Infolge dieser Abschiebung wurden die tieferen penninischen Einheiten in ein seichteres Krustenniveau gehoben. Diese ausgeprägte nicht-koaxiale Dehnung und Hebung dürfte auch für die Abnahme des Metamorphosegrades in den unterostalpinen Decken zwischen F2 und F3 verantwortlich sein.

Im Gegensatz zu der E-W (F1-Verdickung) beziehungsweise W-E (syn- bis post-F2-Extension) gerichteten frühalpiner Tektonik, bildeten sich die F3-Strukturen während einer N-S bis NNE-SSW-Verkürzung aus. Im Bereich der westlichen Zone von Samedan weisen die F3-Falten mehrheitlich steil nordfallende Achsenebenen auf. In unmittelbarer Nähe zu nordvergente Überschiebungen sind sie jedoch einheitlich südfallend. Spätestens durch diese syn- bis post-F3-Überschiebungen wurden die mitteljurassischen Transformbrüche im Gebiet diskordant abgeschnitten (z. B. nordvergente Überschiebung an der Basis der Err-Decke und des oberen Teils der Grevasalvas-Einheiten, Kap. 3.3, Fig. 7). Die von Ring et al. (1989) für den penninisch-ostalpinen Grenzbereich postulierte progressive Abdehnung der Deckentransportrichtung von einer westlichen in eine nördliche Richtung kann nicht bestätigt werden. Zwischen der westgerichteten F1- und der nordgerichteten F3-Überschiebungsphasen kann die syn- bis post-F2-Extensionsphase ausgemacht werden.

F3 kann mit der F2-Rückfaltungsphase von Peretti (1985), Liniger & Guntli (1988), Liniger & Nievergelt (1990) sowie mit «Schams-D2 backflow» im Hangenden der Suretta Decke von Schreurs (1991) und Schmid et al. (1990) korreliert werden. F2 von Peretti (1985) wird im Bergell diskordant von ca. 30 ma. alten Gängen der Bergeller Intrusion abgeschnitten (Trommsdorff & Nievergelt 1983). Die ebenfalls von der Bergeller Intrusion abgeschnittene Turba-Abschiebung wird von Nievergelt et al. (in press) als syn- bis post-Schams-D2-Bildung (35–30 ma.) interpretiert. Da Schams-D2 auch die untereozänen Gesteine des Arblatsch-Flysches mitverfaltet (Schmid et al. 1990), also jünger als ca. 50 ma. ist, resultiert für F3 der westlichen Zone von Samedan ein Alter zwischen ca. 50 und 30 ma. Zu dieser Zeit lagen die unterostalpinen Decken bereits als rigider orogener

Deckel auf den wärmeren, inkompetenteren penninischen Decken (Laubscher 1983). Sie wurden um mindestens 50 km gegen Norden auf den Arblatsch-Flysch geschoben. Interessanterweise beschreibt Dürr (1992) syn-F3 südgerichtete Überschiebungen im Grenzbereich der Err- und Platta-Decken (knapp westlich des Piz d'Agnels, Fig. 1). Das Auftreten der Rückfaltung im Schams zusammen mit nord- und südgerichteten, syn- bis post-F3-Überschiebungen in den darüber liegenden Einheiten könnte durch vertikale Änderungen der relativen N-S Verkürzungsrate des ganzen Deckenstapels erklärt werden.

Die steil gegen E einfallenden, N-S streichenden Abschiebungen können als synthetische Brüche zur flachen Turba-Abschiebung (35–30 ma.) interpretiert werden (Nievergelt et al. in press). Letztere wird auch durch F3 von Liniger & Nievergelt (1990) verfaltet. Diese Faltung entspricht unserer F4-Faltung und zeugt von einer NW-SE gerichteten Verkürzung. Sie kann mit «Schams-D3» von Schmid et al. (1990) korreliert werden. F4 wird vorläufig mit NW-SE gerichteter, dextraler Transpression entlang der Insubrischen Linie in Zusammenhang gebracht. Aufgrund radiometrischer Abkühlungskurven setzen Schmid et al. (1989) die mit der Faltung verbundene schnelle Hebung südlich der Bergeller Intrusion zwischen 25 und 12 ma. an.

Die nördlich des Julierpasses auftretenden SW-NE-streichenden Brüche mit abgeschobenen Südostblöcken finden im Lunghinbruch (Septimerpass-Lunghinpass-Silsersee, Fig. 1, Liniger & Nievergelt 1990) ihr konjugiertes Pendant. Dort wird allerdings der Nordblock abgeschoben. Die dadurch entstandene Grabenstruktur zwischen dem spätalpinen Gelgiabuch im Norden und dem Lunghinbruch im Süden bringt höhere tektonische Einheiten (Julier-Kristallin- und Grevasalvas-Einheit) zwischen tiefere Einheiten im Süden (Margna- und Platta-Decke) und im Norden (Err-Sedimenteinheiten). Die subhorizontalen Bewegungsindikatoren an den älteren N-S streichenden Brüche (Kap. 3.3.2) können durch eine Reaktivierung als laterale Blattverschiebungen während dieser späten N-S-Extension interpretiert werden. Eventuell sind diese späten Abschiebungen mit miozänen Bewegungen der Engadiner Linie (Schmid & Froitzheim 1992) korrelierbar.

## 5. Synthese

Die westliche Zone von Samedan zeichnet sich durch drei alpine Phasen der Krustenverdickung und Extension aus, welche eng mit den Relativbewegungen von drei Platten im nordwestlichen Tethysraum korreliert werden können. In der späten Kreide nahm das Unterostalpin eine paläogeographische Stellung am Westrand der apulischen Platte ein, östlich einer exotischen iberisch-penninischen Platte, und südlich der europäischen Platte (Stampfli 1993, siehe seine Figuren 4, 8, und 9).

(1) E-W- bis ESE-WSW-Verkürzung in der späten Kreide (100–80 ma.) führte durch mylonitische Überschiebung und F1-Faltung zu frühalpiner Akkretion und Krustenverdickung zwischen dem NE-SW streichenden, dextral-transpressiven, apulisch-iberopeninischen Rand im Osten und dem ENE-WSW verlaufenden, sinistral-transpressiven, apulisch-europäischen Rand im Norden (kinematische Information in Dercourt et al. 1986, Savostin et al. 1986). Die prä-F2-Steilstellung der F1-Falten und das Abdrehen im Uhrzeigersinn der nördlichen Zone von Samedan dürfte mit dem Wechsel um ca. 80 ma. von sinistraler zu dextraler Transpression zwischen Europa und Apulia in Zusammen-

hang stehen (siehe Fig. 15a in Savostin et al. 1986). Interessanterweise fand mit diesem Richtungswechsel auch eine Abnahme der Konvergenzrate zwischen den beiden Platten statt. Unmittelbar danach (80–70 ma.) wurde im unterostalpinen Deckenstapel die E-W Verkürzung durch eine mylonitische Plättung (F2-Faltung) und W-E (top to the east) gerichtete, nicht-koaxiale Extension (Froitzheim 1992) und Hebung abgelöst. Dieser syn- bis postorogene Kollaps erfasste auch östlichere Bereiche des Ostalpins (z. B. Gosau-Bekken, radiometrische Abkühlungsalter, siehe Literaturzitate in Ratschbacher et al. 1989). Möglicherweise verursachte die spätkretazische Richtungsänderung und Geschwindigkeitsabnahme der Konvergenz zwischen Europa und Apulia eine Störung des Spannungsgleichgewichts im ostalpinen Deckenstapel, die zu gravitativen Instabilitäten und grossräumiger Dehnung der überdickten Kruste führte (im Sinn von Platt 1986).

(2) Eine früh- bis mitteltertiäre Krustenverdickung (50–30 ma.) kam durch F3-Faltung und Überschiebung, und damit verbundene NNE-SSW-Verkürzung, zustande. Lokale syn- bis postkonvergente Dehnung (35–30 ma.) führte zur Ausbildung der flachen mylonitischen Turba-Abschiebung und steil gegen Osten einfallenden, N-S streichenden Normalbrüchen. Diese Tektonik kann grossräumig mit annähernd frontaler, SSW-NNE gerichteter Kollision (z. B. Savostin et al. 1986) zwischen Europa und der konsolidierten, apulisch-iberopenninischen Platte korreliert werden. Die Konvergenzrate sank um ca. 35 ma. von 1.5 auf 1 cm/Jahr ab (Fig. 15A in Savostin et al., 1986), was eventuell gravitative Instabilitäten und Dehnung des tertiären Deckenstapels ausgelöst hat.

(3) Die letzte Phase zeichnet sich schliesslich im Mittel- bis Spättertiär (ca. 25–12 ma.) durch SSE-NNW gerichtete, insubrische Verkürzung (F4-Faltung) und anschliessende, syn- bis post-insubrische N-S-Extension aus. Plattenkinematische Rekonstruktionen für diese Zeit deuten auf eine dextrale Transpression zwischen Europa und Apulia, mit NW-SE gerichteter Verkürzung hin (z. B. Savostin et al. 1986). Aufgrund der F3- und F4-Strukturen im untersuchten Gebiet kann jedoch nicht festgestellt werden, ob der plattenkinematische Übergang im Tertiär von direkter Konvergenz in dextrale Blattverschiebung abrupt oder kontinuierlich geschah.

Einen wesentlichen Einfluss auf die alpine Ausbildung der westlichen Zone von Samedan übten spätpaläozoische und frühmesozoische Bruchsysteme aus. ENE-WSW bis E-W verlaufende Brüche bildeten zuerst die Ränder des permo-karbonen Gelgia-Troges und wurden dann im Mitteljura als sinistrale Transformbrüche und Abschiebungen reaktiviert. Schliesslich trennten sie die spätkretazischen Deckenbewegungen in zwei E-W verlaufende Zonen: Nördlich des Gelgiatales wurden die mesozoischen Bardella- und Nair-Becken aufeinandergestapelt, während südlich davon die Grevasalvas-Zone auf die distale Rocabella-Zone überschoben wurde. In welchem Zusammenhang die vererbten Transformstrukturen und das Abdrehen der nördlichen Zone von Samedan stehen, sollen laufende Arbeiten klären.

## Verdankungen

Ein Dankeschön geht an all jene, welche durch Feldbesuche und/oder wertvolle Diskussionen zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Insbesondere gilt dies für N. Froitzheim, L. Hitz, B. Kamber, U. Klähr, M. Liniger, Ch. Mattenberger, I. Mercolli, P. Nievergelt, Tj. Peters, A. Pfiffner, R. Polinski, W. Schaad, G. Schreurs, B. Schwizer, R. Tietz, und I. Villa. Es war aber Tj. Peters, der erstmals 1988 unsere Neugierde für die schöne

Geologie des Oberhalbsteins geweckt hat. Herzlich sei auch den beiden Reviewern H. Furrer und N. Froitzheim für das detaillierte Durchlesen des Manuskripts und die hilfreichen Anregungen gedankt. A. Werthemann hat aus unseren Farbdias klare Bilder hergestellt. Diese Arbeit geht aus den Diplomarbeiten von M. Herwegh und Ch. Regli (Sommer 1990, 1991) sowie den NF-Projekten Nr. 200-5.635 und 21-30598.91 von M. R. Handy hervor.

#### LITERATURVERZEICHNIS

- CORNELIUS, H. P. 1932: Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1:25 000. Schweiz. geol. Kommission, Spezialkarte Nr. 115A.
- 1935: Geologie der Err-Julier-Gruppe: Das Baumaterial. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/1.
  - 1950: Geologie der Err-Julier-Gruppe: Der Gebirgsbau. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/2.
- DEUTSCH, A. 1983: Datierung an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 76, 295–308.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEPREVRIER, C., PECHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M. L., LAUER, J.-P., & BIJU-DUVAL, B. 1986: Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Dietrich, V. 1970: Die Stratigraphie der Platta-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 63, 631–671.
- DÜRR, S. B. 1992: Structural history of the Arosa Zone between Platta and Err Nappes east of Marmorera (Grisons): Multi-Phase deformation at the Penninic-Austroalpine Plate boundary. *Eclogae geol. Helv.* 85, 361–374.
- EBERLI, G. P. 1988: The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 81, 175–214.
- EGGENBERGER, U. 1990: Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen St. Moritz und dem Val Bever (Unterostalpin/Err-Decke). Diplomarbeit Univ. Bern.
- ESCHER, A. & STUDER, B. 1839: Geologische Beschreibung von Mittel-Bünden. N. Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. Natwiss. III.
- FINGER, W. 1972: Geologie der Val d'Agnelli und des Vairana-Kessels (Oberhalbstein). Diplomarbeit, ETH-Zürich.
- 1978: Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 224.
- FROITZHEIM, N. 1988: Synsedimentary and synorogenic normal faults within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler zone, Graubünden, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 81, 593–610.
- 1992: Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine Nappes, Switzerland). *Geology* 20, 923–926.
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G. P. 1990: Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 102, 1297–1308.
- FURRER, H., AEMISSEGGER, B., EBERLI, G., EICHENBERGER, U., FRANK, St., NAEF, H. & TRÜMPY, R. 1985: Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 248.
- GIOVANOLI, F. 1972: Geologie der Roccabella bei Bivio im Oberhalbstein. Diplomarbeit, ETH-Zürich.
- HERWEGH, M. 1992: Kinematik der Julierüberschiebung am Südwestrand der Zone von Samedan (Unterostalpin, Julierpass). Lizentiatsarbeit, Univ. Bern.
- LAUBSCHER, H. P. 1983: Detachment, Shear, and Compression in the central Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.* 158, 191–211.
- LINIGER, M. & GUNTLI, P. 1988: Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 41–54.
- LINIGER, M. & NIEVERGELT, P. 1990: Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 95–101.
- MEANS, W. D. 1989: Stretching faults. *Geology* 17, 893–896.
- Mercolli, I. 1982: Die Metavulkanite des Piz Neir (Oberhalbstein). Erste geochemische Resultate. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62, 85–97.
- 1989: The volcanic suite of the Julier area (Grisons) Part 1: volcanic and tectonic evolution. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 423–433.
- MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R. 1988: Variscan tectonic evolution in the Central Alps: A working hypothesis. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 491–500.

- NAEF, H. 1987: Beitrag zur Stratigraphie der Trias im Unterostalpin Graubündens. Dissertation, ETH-Zürich.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N., FERREIRO-MÄHLMANN, R. in press: Early Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). *Tectonics*.
- NOLD, M. 1972: Geologie des Grevasalvasgebietes am Julierpass. Diplomarbeit, ETH-Zürich.
- PERETTI, A. 1985: Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PHILIPP, R. 1982: Die Alkaliamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62, 437–455.
- PLATT, J. P. 1986: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 97, 1037–1053.
- RAGETH, R. 1984: Intrusiva und Extrusiva der Bernina-Decke zwischen Morteratsch und Berninapass (Graubünden). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 83–109.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press Inc., London.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S. M., & NEUGEBAUER, J. 1987: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology* 17, 404–407.
- REGLI, CH. 1992: Strukturgeologische Untersuchungen am Westrand der Zone von Samedan (Unterostalpine Decken, Julierpass). Lizentiatsarbeit, Univ. Bern.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M. 1989: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary. *Geol. Soc. London.* 146, 835–850.
- RÖSLI, F. 1945: Sedimentäre Zone von Samaden. *Eclogae geol. Helv.* 37, 355–383.
- RUTTER, E. H., MADDOCK, R. H., HALL, S. H. & WHITE, S. H. 1986: Comparative microstructures of natural and experimentally produced claybearing fault gouges. *Pure and Applied Geophysics* 124, 3–30.
- SAVOSTIN, L. A., SIBUET, J.-C., ZONENSCHAIN, L. P., LE PICHON, X. & ROULET, M.-J. 1986: Kinematic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics* 123, 1–35.
- SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., HELLER, F. & ZINGG, A. 1989: The role of the Peridriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G.), *Geol. Soc. Sp. Pub. No. 45*, 153–171.
- SCHMID, S. M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. géol. suisse* 1, 263–287.
- SCHMID, S. M. & FROITZHEIM, N. 1992: Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. Abstract in: 9<sup>ème</sup> Rencontre du Groupe Suisse de Tectonique, 7 Mars 1992, Lausanne.
- SCHREURS, G. 1991: Structural Analysis of the Schams Nappes and adjacent Tectonic Units in the Penninic Zone. *Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich NF 283*.
- STAMPFLI, G. M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.* 86, 1–45.
- STAUB, R. 1948: Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehungen zum Falknis-Berninaraum. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 93.
- THEOBALD, G. 1866: Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.3*.
- TIETZ, R., HANDY, M. R., VILLA, I. & KAMBER, B. 1993: Strukturgeologische und radiometrische Untersuchungen an der Grenze Unterostalpin-Penninikum im Raume Piz Lunghin Piz dal Sasc (Graubünden). Abstract in: 10. Schweizerisches Tektoniker Treffen, 26–27. Februar 1993, Zürich.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. 1983: The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 55–68.
- TRÜMPY, R. 1975: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.* 279, 209–238.
- UTTINGER, J. 1972: Geologie des östlichen Val d'Agnelli und Valleta dal Güglia, Julierpass (Kt. Graubünden). Diplomarbeit, ETH-Zürich.
- WEISSERT, H. J., & BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.* 74, 665–679.
- ZIEGLER, W. H. 1956: Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 49, 1–78.

Manuskript eingegangen 22. Oktober 1992

Revidierte Fassung akzeptiert 9. Mai 1993