

## Geometrische Untersuchung des Inntalgebölbes

CLAUS RODERICH MATTMÜLLER\*)

18 Abbildungen

*Österreich  
Schweiz  
Samnaungruppe  
Silvrettagruppe  
Öztaler Alpen  
Engadiner Fenster  
Inntalgebölbe  
Deckengeometrie  
Silvrettadecke  
Öztaldecke  
Silvrettaüberschiebung  
Pillerüberschiebung  
Schlinigüberschiebung  
Isarstörung  
Engadiner Linie  
Churer Hebung*

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 144, 145, 170, 171, 172

### Inhalt

Zusammenfassung .....	45
Abstract .....	46
1. Definition und Benennung .....	46
2. Kenntnisstand des Inntalgebölbes .....	46
2.1. Das Inntalgebölbe als Struktur .....	46
2.2. Angaben zu Entstehungsursache und Alter .....	47
3. Die Form des Gebölbes .....	50
3.1. Die Unterflähe der Silvrettadecke am Westrand des Engadiner Fensters (Südteil im Bereich Val Tuoi und Val Tasna) .....	51
3.1.1. Beschreibung und Interpretation .....	51
3.2. Die Unterflähe der Silvrettadecke am Westrand des Engadiner Fensters (Nordteil zwischen Jamtal und Fimbartal) .....	54
3.2.1. Beschreibung .....	54
3.3. Der Öztaler Rand des Engadiner Fensters (Abschnitt Gaispleiskopf Kreuzjoch) .....	57
3.3.1. Beschreibung .....	57
3.4. Der Öztaler Rand des Engadiner Fensters (Abschnitt Rauher Kopf – Bergletal) .....	57
3.4.1. Beschreibung .....	60
3.5. Diskussion .....	60
3.5.1. Westrand des Engadiner Fensters – Südteil und Nordteil .....	60
3.5.2. Ergebnisse vom Öztaler Fensterrand .....	61
4. Die s-Flähen im Engadiner Fenster .....	61
4.1. Zusammenhang von s-Flähen-Gefüge und Gebölbestruktur .....	61
4.2. Die Schieferantiklinale .....	63
5. Deutung der mittleren Landhöhe (nach LEHNER, 1931) .....	63
6. Ergebnisse .....	65
Dank .....	68
Literatur .....	68

### Zusammenfassung

Die relative Hochlage der Baueinheiten im und um das Engadiner Fenster wird von einer Wölbungsstruktur verursacht, die an dieser Stelle „Inntalgebölbe“ genannt und vom Engadiner Fenster begrifflich getrennt wird. Ein Überblick der Erforschungsgeschichte wird gegeben.

Die geometrische Untersuchung der Struktur zeigt, daß kein einfacher Deckensattel, sondern ein in zwei Hauptrichtungen gefaltetes Antiklinorium vorliegt, das in der Gegend von Lafairs im Inntal kulminiert.

Die Öztaldecke ist am Rand des Engadiner Fensters gefaltet und fällt mit maximal 45° bis 9° nach Südosten ein, wobei die steilen Fallwerte eher zum Inntalgebölbe hin, die flachen Fallwerte aber im Gebiet der Öztaldecke liegen. In den penninischen Gesteinen an der Basis der Öztaldecke weisen

\*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. CLAUS RODERICH MATTMÜLLER, Weingartshalde 17, D-72127 Jettenburg.

Schleppfalten auf Westschub hin. Die Faltung, das mäßige Einfallen und der Schersinn weisen den Ötztaler Rand als Unterfläche der Ötztaldecke aus und nicht als Fortsetzung der Engadiner Linie.

Die Gesamtbetrachtung der Ergebnisse führt zu Rückschlüssen auf eine komplexe Entstehung des Inntalgebirges:

- 1) Bildung eines mächtigen krustalen Schuppenbaues unter Einbeziehung des voralpidischen Grundgebirges.
- 2) Spätalpidische Großfaltung im oberen Teil des Deckenstapel, möglicherweise in zwei Phasen.
- 3) Isostatische Reaktion der alpidischen Kruste.
- 4) Die Engadiner Linie zerschneidet den alten Krustenbau, wobei das Inntalgebirge einseitig kräftig herausgehoben wird.
- 5) Überschiebung des Gebirges im Nordosten durch die Ötztaldecke; dabei werden Faltenstrukturen der Schieferantiklinale und die Engadiner Linie abgeschnitten.
- 6) Isostatische Hebung im Westen der Struktur (Churer Hebung).

## Geometrical Investigations in the Inntal Dome

### Abstract

The relatively high position of tectonic units around the Engadiner Fenster (Engadine window) is caused by a domal structure. In this paper, the structure is denoted by the term Inntalgebirge (Inntal dome) which has to be kept separate from the term Engadiner Fenster. A summary of its history of research is given.

The geometric investigation of the structure in its southwestern parts and of the behaviour of the penetrative schistosity in the whole structure shows an anticlinorium, folded in two main directions with a culmination near Lafairs/Oberinntal.

The Ötztal margin of the Engadiner Fenster is a folded plane dipping maximally with 45°, minimally with 9° to the southeast, the bigger (steeper) values occurring more at its outer parts to the northwest, the smaller values more at its inner parts to the southeast. Drag folds in penninic rocks at the base of the Ötztal nappe indicate movement of the upper unit to the west. The Schlinig thrust as well as the Engadine normal fault have been proposed to continue the Ötztal margin southward. But the Engadine Fault offsets its hanging wall to the east. Thus, regarding the folded, relatively gentle inclined plane as well as shear indicators, it turns out that the Ötztal margin of the window does not continue the smooth and steep Engadine fault but is the lower shear plane of the Ötztal unit.

New and preceding investigations together lead to conclusions on a complex origin of the Inntal dome:

- 1) Formation of a thick stack of crustal imbricates including pre-alpine basement.
- 2) Late alpine large-scale folding in the upper parts of the stack.
- 3) Isostatic reaction of the alpine crust.
- 4) The Engadine fault cuts the imbricate stack whose northwestern part is lifted up.
- 5) Thrusting and deformation of the domes northeastern flank and thrusting of the Engadine fault by the Ötztal unit.
- 6) Isostatic uplift in the western part of the dome (Chur uplift).

## 1. Definition und Benennung

Entgegen in der Literatur verbreiteten Ansichten ist das Engadiner Fenster keine Struktur, sondern ein Aufschluß, eine Erosionserscheinung. Als Ursache dieser Erosionserscheinung muß, begrifflich getrennt, eine Wölbung der alpinen Kruste angesehen werden, deren Form bis heute unbekannt ist.

Als Gebirge wird allgemein die rundlich umrissene, relative Hochlage bestimmter Bauelemente der Erdkruste betrachtet, die in einem Deckengebirge sowohl prä-, als auch syn- und post-deckenkinematisch verursacht sein kann\*).

Das Gebirge des Engadiner Fensters wird durch die relative Hochlage aller dort aufgeschlossenen Baueinheiten abgebildet. Die Hochlage der Baueinheiten wird zunächst vom heutigen Zustand her betrachtet (Wölbung als Zustand), ist also unabhängig von genetischen Aussagen (Wölbung als Vorgang).

Z.B. muß die Hochlage nicht durch nachträgliche Verbiegung der Kruste entstanden sein, auch eine prä- oder syn-deckenkinematische Verdickung eines der tiefen Bauelemente könnte die Ursache einer Wölbung sein. Die Form des Gebirges kann von der des Fensters stark abweichen. Auch muß das Zentrum einer potentiellen post-kinematischen Hebung nicht mit dem Zentrum des Gebirges übereinstimmen, weil die gehobenen Baueinheiten weder ebenflächig noch horizontal gewesen sein müssen.

Das Gebirge des Engadiner Fensters hat seine Mitte vermutlich in der Mitte des Fensters, etwa im Massiv des

\* ) Nach dem Deutschen Handwörterbuch der Tektonik wird der Begriff Gebirge im Sinn von „große Antiklinale“ gebraucht; eine eigentliche Definition steht noch aus.

Piz Mundin. Seinen höchsten Punkt hat es aber in der Gegend von Pfunds bis Lafairs im Nordostteil. Außerdem reicht es randlich über das Fenster hinaus bis in den Osten und den Süden der Silvretta; möglicherweise auch, tiefer gesetzt, jenseits der Engadiner Linie in die Sesvenna-gruppe hinein.

Die spärlich auftauchenden, bisherigen Namen waren entweder mit nicht vorhandenen Strukturen verbunden („Unterengadiner Kulmination“ STAUBS, s.u.) oder erscheinen unpassend bzw. provisorisch („Unterengadiner-Fenster-Aufwölbung“). Da der Höhepunkt der Wölbung außerdem keineswegs im Unterengadin zu suchen ist, sondern im Tiroler Anteil, wird die Wölbung an dieser Stelle – nach dem die gesamte Struktur querenden und das Engadin mit Tirol verbindenden Tal – das Inntalgebirge genannt.

Von der Hochlage zu unterscheiden sind sekundäre Effekte, wie zum Beispiel das Umlaufen der Schieferung. Darauf wird mit dem Wort Schieferantiklinale Bezug genommen. Folgende Begriffe müssen unterschieden werden:

- 1) Das Engadiner Fenster und seine Längs- oder Mittelachse,
- 2) das Inntalgebirge und dessen Sättel und Mulden,
- 3) die Schieferantiklinale und deren Sättel und Mulden.

## 2. Kenntnisstand des Inntalgebirges

### 2.1. Das Inntalgebirge als Struktur

Einer der Ersten, die die Struktur „hinter“ dem Engadiner Fenster erkannten und benannten war Rudolf STAUB. 1919 verband er gedanklich die von ihm so genannte Unterengadiner Kulmination mit dem zentralen Hoch der

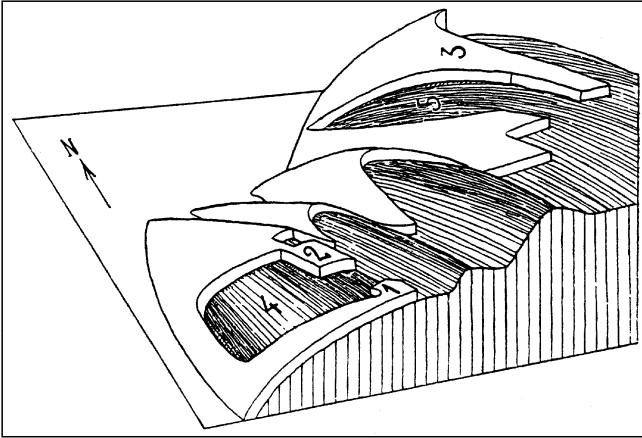


Abb. 1.  
Blockbild des Inntalgebirges von BEARTH (1933).  
1 = Piz Cotschen; 2 = Piz Clavigliadas; 3 = Fluchthorn; 4 = Halfenfenster von Tuoi; 5 = Halfenfenster des Breitwassertals.

Sesvenna, womit diese Struktur, sich vom Mündingebiet nach Süden erstreckend, nach seiner Angabe an die 100 km lang würde.

Ein ungefähres Bild der Wölbung versuchte Joos CADISCH, 1921 mit seiner „Schubflächen-Isohypsenkarte von Nordbünden“ zu liefern, in der jedoch die Engadiner Linie fehlt. Infolgedessen sind die Isohypsen ohne Störung rund um das Fenster gezogen, wobei allerdings, was auch CADISCH bemerkt haben dürfte, der Südostrand deutlich tiefer liegt als der Nordwestrand. Aber auch im Nordosten werden einerseits die Unterflächen nicht vergleichbarer tektonischer Einheiten des Fensterrahmens zur Konstruktion herangezogen (Silvretta- und Ötztaldecke), andererseits die Oberflächen ganz verschiedener Einheiten des Fensterinneren (Prutzer und Pfundser Zone). Die Karte ist nach heutigem Wissen falsch.

Nach LEHNERS Karte der mittleren Landhöhen (1931) auf der Basis einer Fläche von 64 km mal 64 km befindet sich das Gebiet der größten mittleren Höhe der Alpen keineswegs in den Westalpen oder in den Tauern, sondern zwischen Hinterrhein und Brenner, mit Zentrum in der Sesvennagruppe, d.h. direkt südlich des Engadiner Fensters (vgl. Abb. 17). Eine Interpretation erfolgte nur in Hinblick auf die Isostasie, weniger für geologische Strukturen. STAUBS „Unterengadiner Kulmination“ erhielt durch LEHNERS Arbeit eine nachträgliche Verwirklichung in einem neuen Sinn.

BEARTH (1933) zeichnete ein Blockbild des Gewölbes am Westrand des Fensters. Darin sind mehrere quer zur Fensterachse verlaufende Großfalten zu erkennen. Dem Text ist zu entnehmen, daß er an eine Überlagerung dieser nördlich tauchenden Faltenachsen mit nach Westen tauchenden Achsen dachte.

SCHMIDEGG (1964 a, S. 39) berichtete von der Schubfläche der Ötztaldecke bei Fendels ein flaches östliches Einfallen von 25°–30°, während der gegenüberliegende Teil der Silvrettaüberschiebung mit 50° viel steiler einfallen soll.

Hermann EUGSTER brachte 1965 eine Isohypsenkarte der Scarl-Decke und benachbarter Schuppen heraus, in der die Grenzfläche Kristallin/Deckgebirge dargestellt ist. Auch hier erscheint die Engadiner Linie nicht. Im Nordwesten an die Wölbungen und Mulden der Scarl-Decke, besonders an die Pisoc-Lischana-Einmündung anschließend, erscheint die Unterengadiner-Fenster-Aufwölbung, in der EUGSTER den Grund für das Auftauchen des Nuna-

Kristallins im Nordwesten der Engadiner Dolomiten sah (vgl. dort, Profil 10). Sowohl CADISCH als auch EUGSTER ignorierten ältere Arbeiten, in denen die Engadiner Linie schon unter anderem Namen vorkam, z.B. bei ihrem Entdecker BÖSE (1896) unter dem Namen Engadiner Spalte.

SHELIGA (1971) bearbeitete ein refraktionsseismisches Profil, das den Ötztaler Rand des Fensters im Radurscheltal querte. Die Interpretation führte zu einem Einfallen der Unterfläche des Ötztalkristallins von 9,2°. Beachtenswert ist auch die Kombination mit dem ebenfalls von SHELIGA bearbeiteten seismischen Profil im Kautental zu einem Blockbild in GIESE & PRODEHL, 1976.

Verschiedentlich sind einzelne Strukturen der Wölbung beschrieben worden, z.B. Stellen, an denen Sättel oder Mulden durchziehen. So bei PAULCKE, 1904, S. 282; SUESS, 1905, S. 721; AMPFERER & HAMMER, 1911; HAMMER, 1914, S. 506 f; HARTMANN, 1927, Abb. 1; KLÄY, 1957, S. 338 ff, 429 (Karte mit Richtungsangabe 55° SO der Stammerspitze); THUM, 1966, S. 112, 115; CADISCH et al., 1968 (Taf. III). Bei den meisten Angaben handelt es sich jedoch um scheinbare Achsen, die durch das Umlaufen der Schieferung erzeugt werden. MEDWENITSCH (1962) stellte fest, daß im Nordosten des Fensters die Gewölbeachse von der Fensterachse nach Osten abweicht.

Im Zusammenhang mit dem Inntalgebirge interessant ist auch die Zonierung der alpidischen Metamorphose in den umgebenden ostalpinen Decken. Die Anhebung tieferer Stockwerke rund um das Gewölbe zeichnet sich deutlich ab (THÖNI, 1981). In der Silvretta-Decke reicht die alpidische Chloritoidzone rd. 10 km über den Rand des Fensters hinaus. Dagegen ist die Zonierung in der Ötztaldecke nur auf etwa 2 km Breite vom Inntalgebirge beeinflusst.

HAY et al. (1992) bilanzierten die Sedimentmassen in den die Alpen umgebenden Becken und rekonstruierten daraus Alpenreliefs aus verschiedenen Stufen des Miozäns (Abb. 2). In allen Fällen liegt das Gebiet der größten mittleren Landhöhe an derselben Stelle und ist von ähnlichem Umriß wie die bei LEHNER (1931) dargestellte, heutige Situation. Also lag das Inntalgebirge nach HAY et al. schon im Miozän am Rand eines größeren Hochgebiets.

1991 wurden seismische Profile durch das Unterengadin, das Val Sinestra und das Fimbartal geschossen. Die Auswertung durch HITZ & PFIFFNER (1994) ergab Hinweise auf einen in einer Tiefe von 10 km–20 km liegenden, mit 10°–25° nach NNW gegen das Gewölbe ansteigenden Stapel von Kristallinschuppen. In der Tiefe ist also keine dem Gewölbe entsprechende Form mehr vorhanden (Abb. 3). Dagegen ist der Tiefenbau der Kruste im Bereich des Inntalgebirges vergleichbar mit dem der Externmasive, wie er von P. GIESE et al. (1970) dargestellt wurde.

## 2.2 Angaben zu Entstehungsursache und Alter

Die ersten Unterengadin-Forscher sahen Deckenbewegungen und Aufwölbung als einen einzigen Akt an, wobei die Wölbung durch eine Zangenbewegung von Ötztal- und Silvretta-Decke entstanden sein sollte. In der Besprechung eines Alpenprofils (AMPFERER & HAMMER, 1911, S. 687 f) äußert AMPFERER sogar, daß die Überschiebungsbewegung der Silvretta-Decke die Wölbung bereits vorgefunden hätte.

CADISCH schreibt 1938 (Anhang „Osservazioni ...“), daß das Gewölbe durch Kompression über einer basalen Gleitfläche entstanden ist, wobei er die Entstehung der Kleinfalten derselben Bewegung zuordnet.

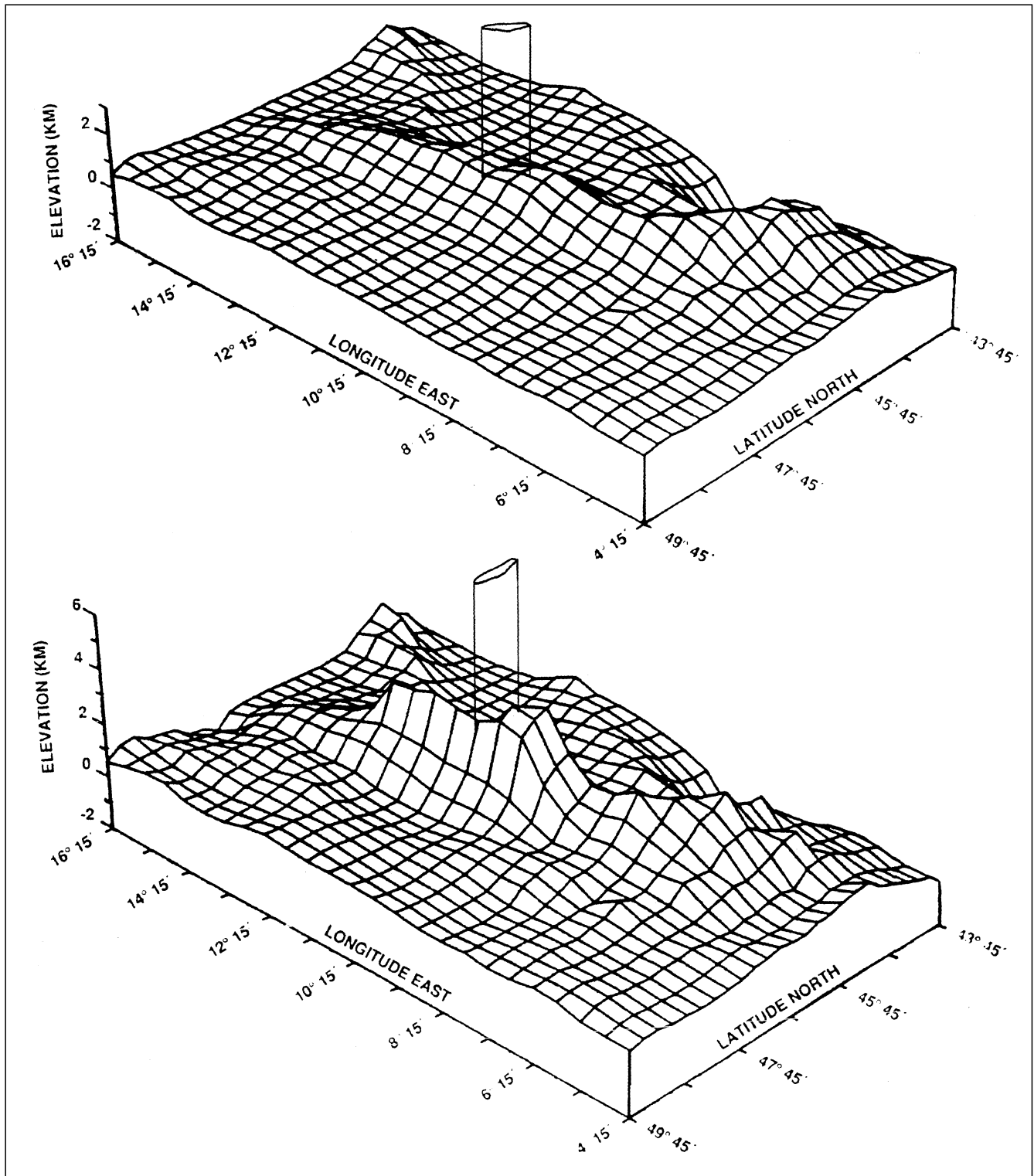


Abb. 2.  
Alpenreliefs aus HAY et al., 1992, verändert.  
Unten Zustand im Oligang. Oben heutiger Zustand zum Vergleich. Das heutige Gebiet des Engadiner Fensters ist eingezeichnet.

TRÜMPY (1972, S. 72) vermutete die Entstehung der Fensteraufwölbung später als die Engadiner Linie, für die er Oligozän bis Miozän angab. Salomonisch schrieb OBERHAUSER (1980):

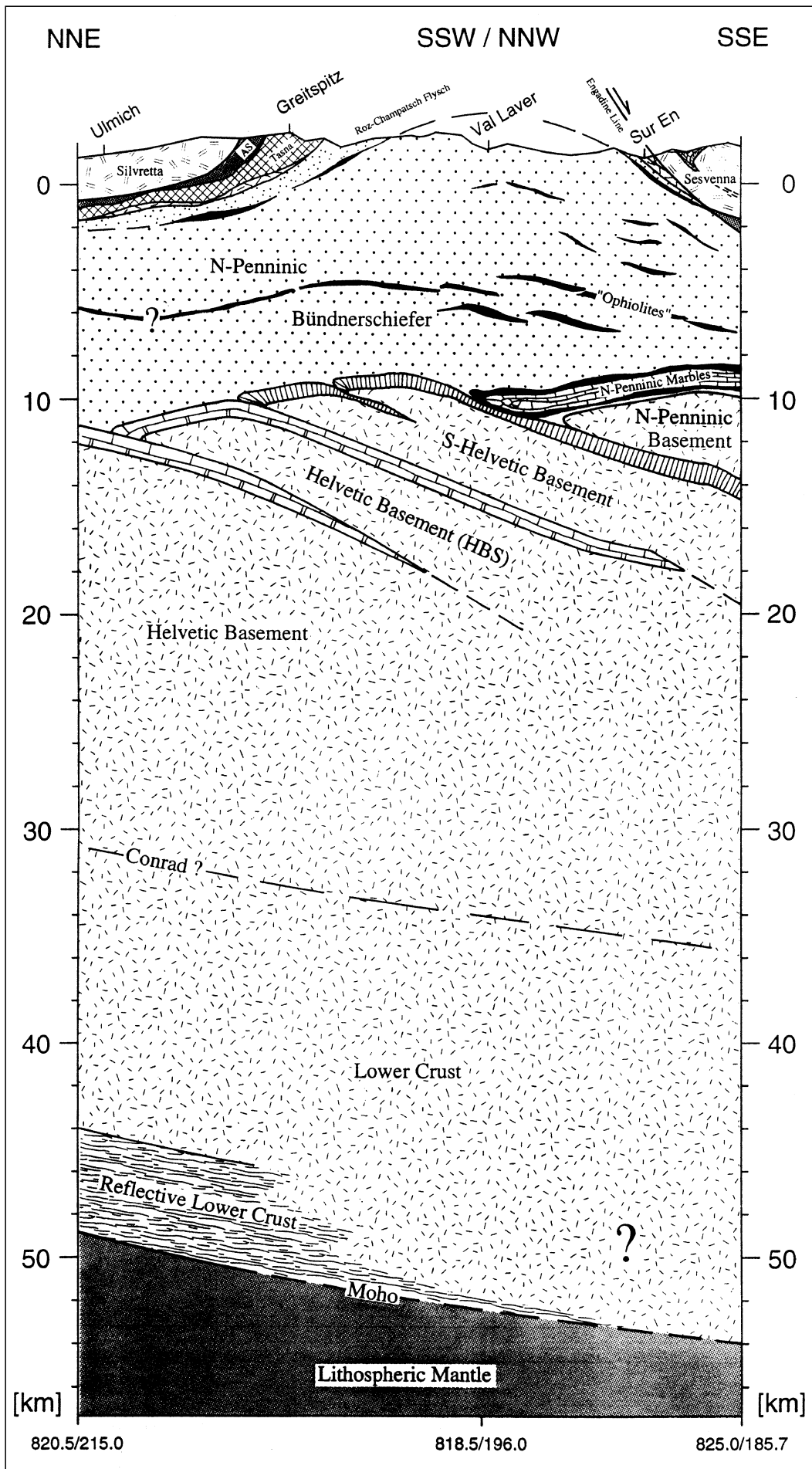
„... Diese Hochkuppelung von Penninikum aus einer achsialen Depressionszone im Alpenkörper wurde hier durch das nach links seiten-verschiebende Engadiner Lineament erleichtert, dem auch die Erosion des Inns folgte ...“

FINGER et al. (1982) stellten fest, daß die Engadiner Linie die Kontaktaureole des Bergeller Plutons verformt, wo-

durch ihr Höchstalter mit 30,1 Ma (Mittel-Oligozän) gegeben ist (Abkühlungsalter des Plutons, VON BLANCKENBURG, 1992).

LAUBSCHER (1983, S. 27) bezeichnete das Gewölbe bei-läufig als Teil eines Gürtels von Krusten-Brachyantiklinen, zu denen er auch die Externmassive und die Tauernkerne rechnete.

Im Vergleich zu den bis dahin geäußerten Vermutungen, fand die Aufwölbung nach FLISCH (1986, S. 45) wesentlich



früher statt, zwischen 60 Ma und 35 Ma. Danach tauchten Teile der Silvrettadecke über den Meeresspiegel auf und ihre Abtragung begann. Nach WIESENER (in GRAUL, 1939) wurde die Basis der Silvrettadecke spätestens im Sarmat, also vor rd. 10 Ma, vom Inn angeschnitten (erste Pseudotachylitgerölle in der Chiempauer Molasse) – hier etwa sind also die Anfänge des Engadiner Fensters zu sehen.

Nach SCHMID & HAAS (1989) soll das Inntalgebirge zusammen mit der Engadiner Linie entstanden sein, also wiederum im Oligozän. RTSCHBACHER et al. (1991, S. 259) deuteten das Gebirge als Brachyantiklinale, entstanden durch Einnengung in SE-NW-Richtung im Gefolge später Bewegung der Ötztaldecke, die vom Eindringen der Adriaplatte in die alpine Kruste hervorgerufen sein soll.

Abb. 3. Tiefenstruktur im Bereich des Inntalgebirges. Aus HITZ & PFIFFNER (1994), verkleinert.

### 3. Die Form des Gewölbes

Die Gewölbestrukturen sind besonders am zerlappten Westrand des Fensters gut faßbar.

Die vielfachen Ein- und Ausbuchtungen des Erosionsrandes der Silvretttaldecke liefern geometrische Informationen, die ausgenutzt wurden, um zwei Raumbilder ihrer Unterfläche zu erstellen. Die Auflagerung der Ötztaldecke auf das Penninikum wird ebenfalls an zwei Stellen untersucht.

Die Lagen der Raumbilder sind in Abb. 4 dargestellt.

### Raumbilder und Profile

Um die Form der Flächen zu ermitteln, wurden Isolinienpläne gezeichnet. Konstruktionsprinzip ist die Interpolation und die implizite Annahme, daß die Ausbisse zu zusammenhängenden Flächen gehören. Als Behelf kommt außerdem die Extrapolation zur Anwendung.

Dann wurden die topographischen xyz-Koordinaten von Punkten am Erosionsrand und weiteren Hilfspunkten auf dem Plan bestimmt und in eine Programm-Datei eingegeben.

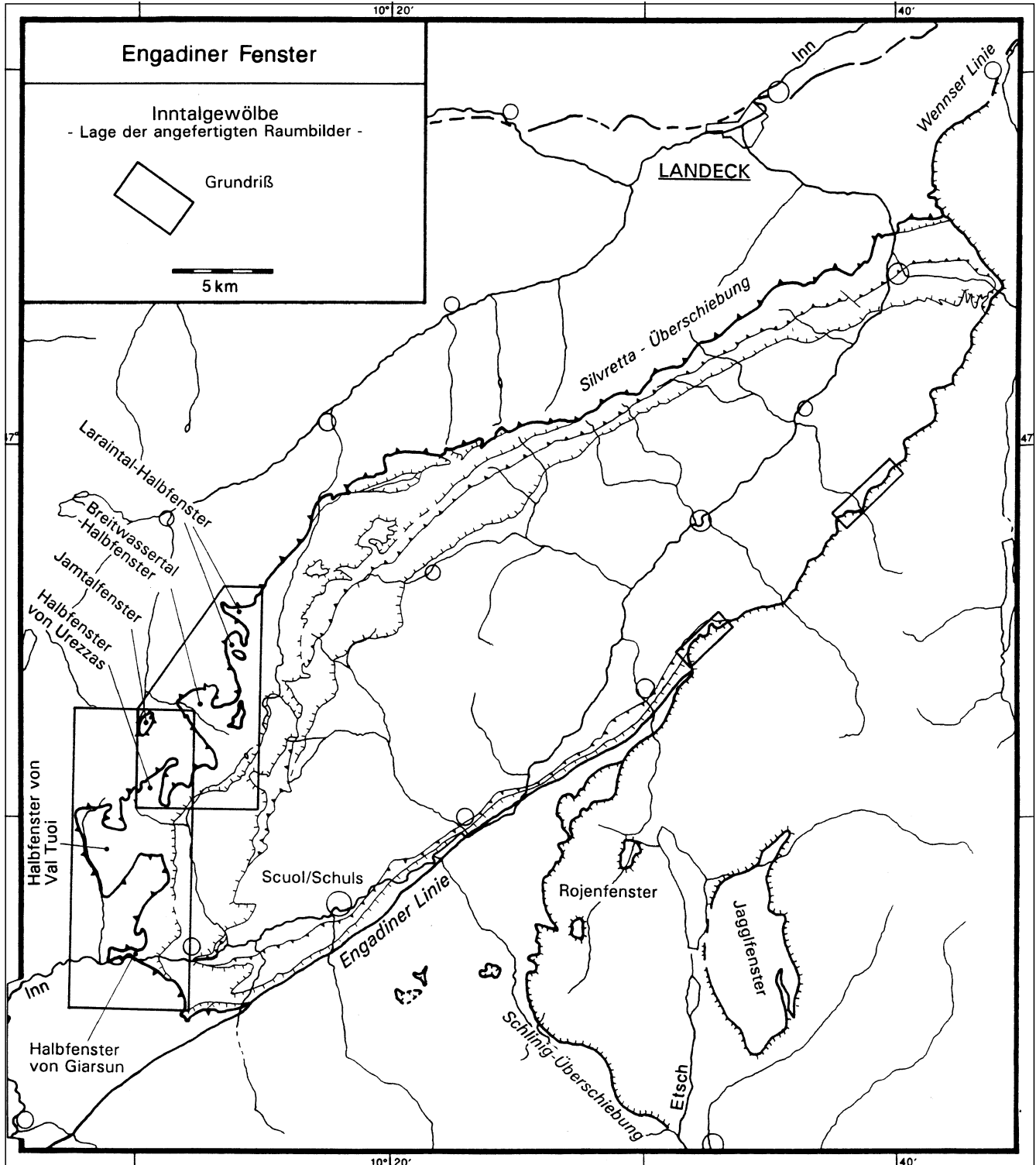


Abb. 4. Lage der erstellten Raumbilder des Inntalgebölbes (Grundrisse).

Die Datenverarbeitung wurde mit den Programmen SURFER und GRAPHER (Golden Software, Golden/USA) nach der KRIGE-Methode\*) durchgeführt.

### 3.1. Die Unterfläche der Silvrettadecke am Westrand des Engadiner Fensters (Südteil im Bereich Val Tuoi und Val Tasna)

#### Arbeitsmittel und Unterlagen

Topographie: SLK 1 : 25.000, Blätter Silvretta, Gr. Litzner und Zernez. Ausbiß der Silvrettabasis: SPAENHAUER et al. (1940): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Ardez, CADISCH (1941): Tektonische Skizze des südwestlichen Teiles des Unterengadiner Fensters (in: CADISCH et al., 1941), STAUB & CADISCH, 1921 (Beschreibung des Fensterrandes), FUCHS et al. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt Galtür, eigene Begehungen (Furcletta, Piz Cotschen, Garsun).

#### Zur Konstruktion der Isohypsen

Die auffallend in die Tiefe des Blockbilds vorstoßende Halbklippe des Piz Cotschen liegt offenbar in einer flachen Mulde. Die Einbuchtung der Isohypsen kommt konstruktiv zustande, weil die zu beiden Seiten der Halbklippe liegenden, gleichhohen Punkte am Ausbiß der Schubfläche nicht mit einer Geraden verbunden werden können. Nordöstlich des östlichen Schnittpunkts der 2500 m-Isohypse mit dem Gelände ist als Teilstück des Südost-Ausläufers des Piz Cotschen ein über 2500 m hoher Rücken vorhanden, der keine Kristallinkappe trägt. Daher muß diese Isohypse von Südost oder sogar von Süden kommend und an diesem Rücken entlang streichend in das Gebiet der Halbklippe hineinlaufen und kann nur im Bogen nach Westen schwenkend mit dem westlichen Schnittpunkt verbunden werden. Eine weitere Konstruktionshilfe erhält man in der 2300 m-Linie, die in ähnlicher Weise vor dem Muot da l'Hom (N Ardez) ausbiegen muß.

So ergibt sich die Muldenlage schon konstruktiv und stimmt mit allgemeinen Vorstellungen zur Lagerung von Klippen überein. Daß das keineswegs selbstverständlich ist, zeigt die Clavigliadas-Halbklippe: Hier läßt sich keine Muldenlage konstruieren, sie liegt „am Hang“. Der knapp 3 km vom rechten Bildrand entfernt liegende, 3068 m hohe P. Minschun muß ebenfalls beachtet werden, da die Basis der Silvretta seiner schon mittelpenninischen Gesteine wegen mit deutlichem Abstand über dessen Gipfel hinwegsetzen muß. Anzumerken wäre noch, daß für den größten Teil des Isolinienplans eine hohe Datensicherheit gilt. Lediglich die Südwestecke, die Nordwestecke und die Deckenunterfläche nordöstlich des Piz Cotschen sind nicht einwandfrei zu beurteilen, so daß hier als Auswertemethode nur die Extrapolation angewandt werden kann.

#### Blockbilder

Die Raumbilder sind am schweizerischen Koordinatennetz orientiert. Die langen Kanten weichen etwa  $1,66^\circ$  von der Nordrichtung nach Osten ab. Eckpunkte sind (804,8/181), (810,8/181), (804,8/196) und (810,8/196). 130 Punkte am Ausbiß der Überschiebung, 329 Hilfspunkte auf dem Isolinienplan.

Die Fläche ist durch ein Liniengitter dargestellt, wobei die Nadire der Kreuzungspunkte ein Gitter aus Quadraten von 200 m Seitenlänge bilden. Perspektivische Projek-

tion, nicht überhöht. Der Erosionsrand ist in jedem Blockbild durch eine Linie dargestellt.

#### 3.1.1. Beschreibung und Interpretation

Beim Betrachten der Blockbilder (Abb. 6, 7) fällt als erstes auf, daß die Silvrettadecke über dem größten Teil des Fensters in schwache Wellen gelegt ist, während am unmittelbaren Nordwestrand eine davon krass abstechende, unruhige Lagerung erkennbar ist. Das allgemeine Streichen aller Strukturen ist Südwest-Nordost, die Längsrichtung des Engadiner Fensters. Im folgenden werden die Strukturen von Südosten nach Nordwesten beschrieben. Der Übersicht wegen werden Sättel und Mulden nummeriert:

##### Mulde 1

Mulde 1 ist eine hier nicht sichtbare und unbekannt Struktur, die den Abfall vom Sattel 1 des Inntalgebölbes nach Südosten darstellt. Sie ist von der Engadiner Linie zerschnitten.

##### Sattel 1

Der südlichste im Fenster aufgeschlossene Sattel verläuft aus seiner Südwestecke im Val Sampuoir über den Bergrücken Mottajüda S Vallatscha etwa parallel zur Engadiner Linie. Die Blockbilder reichen nur über dessen Nordwestflanke bis gerade auf den Scheitel, der die Südostecke der Blockbilder quert. Zur Nordwestflanke gehören im Bereich der Blockbilder die waldigen Hänge, die von den Nordausläufern des Piz Sursass nach dem Inntal hinunterziehen.

##### Mulde 2

Die nächstnördliche Mulde ist sehr breit. Ihre Achse ist ganz im Südwesten nicht sicher zu bestimmen. Vermutlich zieht sie durch den Knick des Nunatals und über Ardez hinweg, liegt zwischen Sur En und Ardez im Bereich des Inntals und zieht dann gleich den anderen Strukturen nach Nordosten und nördlich an Ftan vorbei, das schon außerhalb der Darstellung liegt.

##### Sattel 2

Es folgt ein schwach ausgeprägter Sattel, auf dessen Südostflanke der Inn das kleine Halbfenster von Garsun (Abb. 4) aus der Silvrettadecke geschnitten hat. Der größere Teil des Halbfensters verdankt seine Entstehung wohl einem alten Lauf des Inns, der nördlich des „Craista“ genannten Hügels bei Garsun vorbeizog. Die beiden Südzipfel des Halbfensters liegen am heutigen Inn, der etwa 90 m tiefer liegt als die ältere Terrasse. Das Halbfenster bei Garsun ist jedenfalls nacheiszeitlicher Entstehung. An der Flanke des Sattels hat sich ferner die kleine Halbklippe von Boscha gehalten, die bis zur Durchnagung der Silvrettadecke durch den alten Inn noch mit dem südseitigen Kristallin in Zusammenhang war. Sattel 2 dürfte sich gegen Nordosten zum eigentlichen Hauptsattel des Gebölbes entwickeln. Er endet im Westen jedoch früher als die nächstnördlichen Sättel, weshalb in den Raumbildern die nördlichste Sattelzone als Mittellinie des Inntalgebölbes erscheint.

##### Mulde 3

In der nordwestlich anschließenden Mulde hat sich die große Halbklippe des Piz Cotschen erhalten. Ihre Fortsetzung über den unmittelbaren Bereich des Piz Cotschen hinaus kann am Ostrand der Blockbilder mit einiger Sicherheit konstruiert werden. Am Westrand erscheint sie nicht mehr, da hier keine Informationen der Deckenlagerung vorhanden sind.

\*) Nach dem südafrikanischen Mathematiker DANIEL GERHARDUS KRIGE (z.B. KRIGE, 1951).

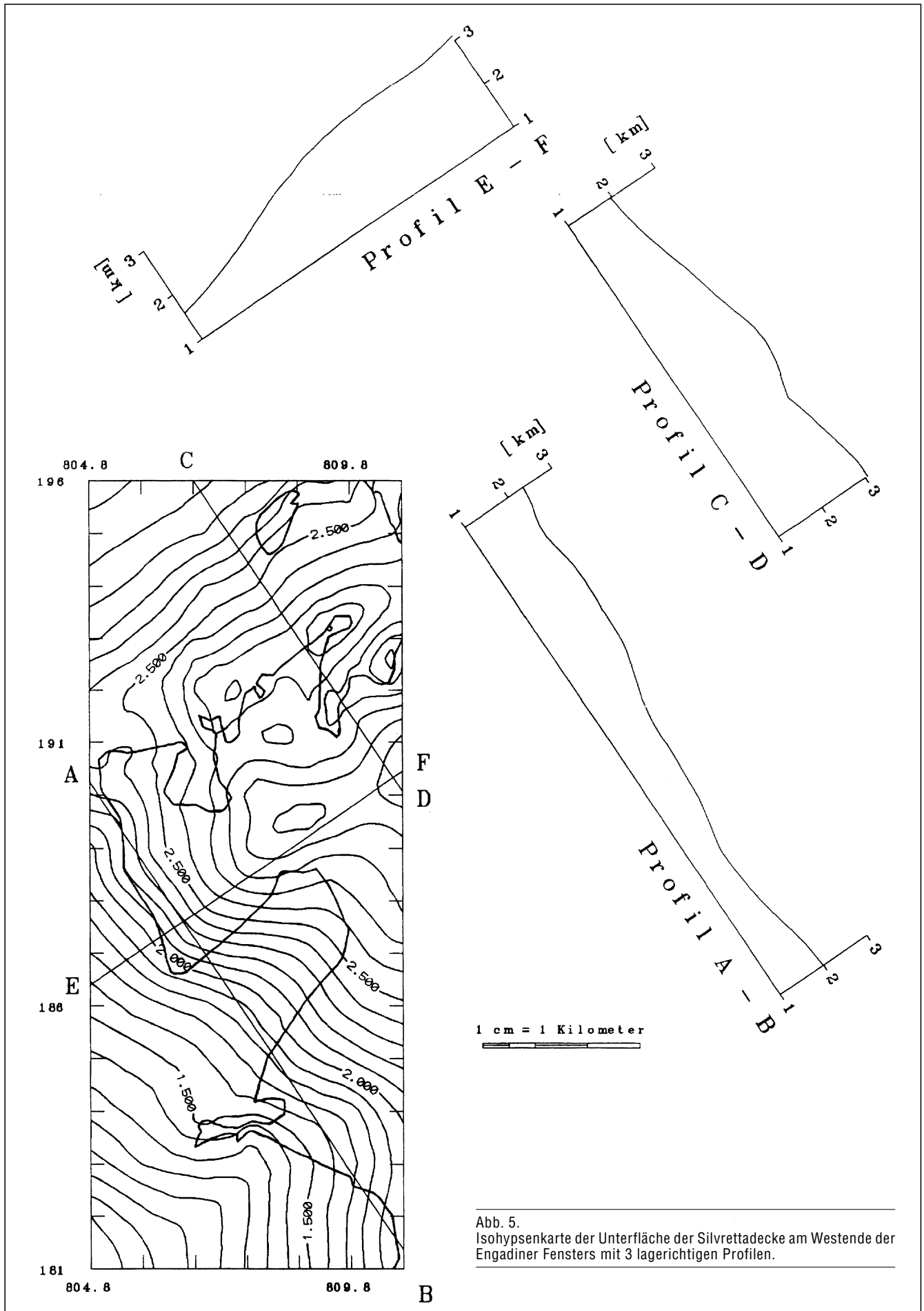


Abb. 5.  
 Isohypsenkarte der Unterfläche der Silvrettadecke am Westende der Engadiner Fensters mit 3 lagerichtigen Profilen.



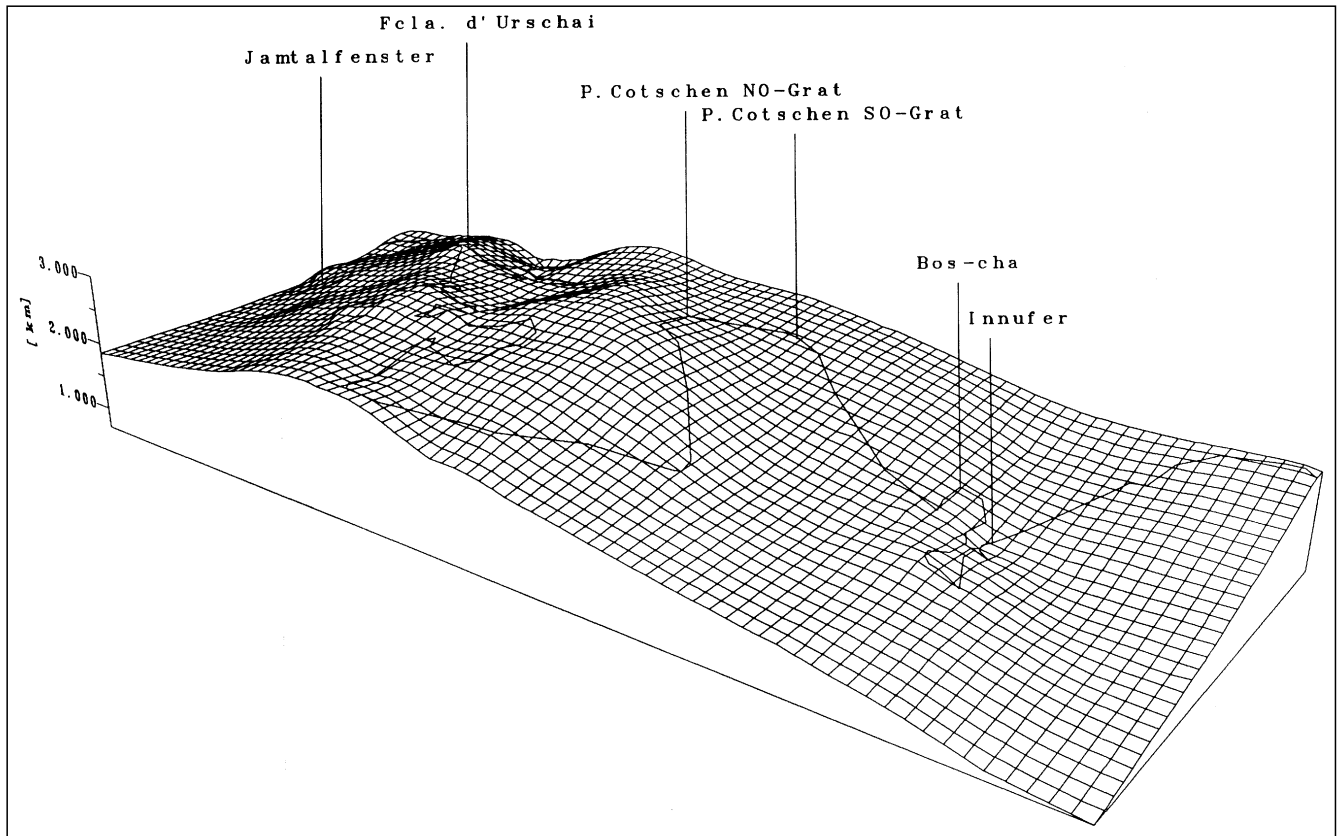


Abb. 6.  
 Basis der Silvrettadecke im Bereich Val Tuoi – Val Tasna.  
 Blick von Südwesten (Blickrichtung  $51,66^{\circ}-25^{\circ}$ , Entfernung zum Bildzentrum 18 km).

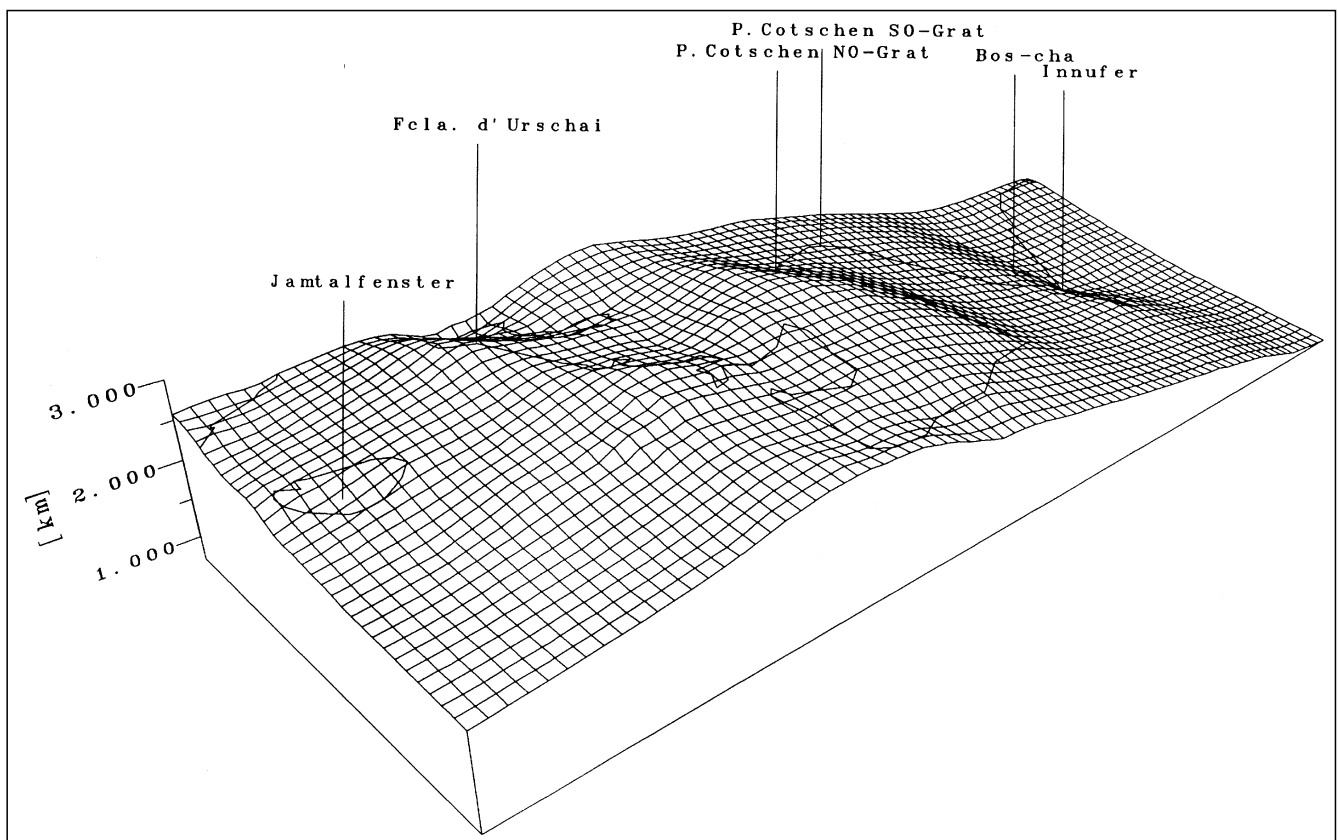


Abb. 7.  
 Basis der Silvrettadecke im Bereich Val Tuoi – Val Tasna, Blick von Nordwesten.  
 (Blickrichtung  $136,66^{\circ}-30^{\circ}$ , Entfernung zum Bildzentrum 18 km).

### Sattel 3

Der folgende breite Sattel zieht aus dem mittleren Val Tuoi relativ steil aufsteigend über Fil da Tuoi und, flacher werdend, bis in die Gegend des Muot da l'Hom, an der Vereinigung der Täler Urezzas und Urschai. Ganz nahe der südlich und nördlich des Sattels gelegenen Halbklippen des Piz Cotschen und des Piz da las Clavigliadas erreichen die Gesteine des Fensterinneren schon fast 2900 m Höhe. Daher hat Sattel 3 am Fil da Tuoi die 3000 Meter sicherlich überschritten und ist der höchste Sattel des westlichen Fensters.

### Mulde 4

Die den Sattel 3 von der erwähnten unruhigen Hochzone trennende Mulde verläuft im Westen des dargestellten Bereichs nicht eindeutig, jedoch in etwa vom Ostfuß des Piz Fliana aufsteigend, am Nordhang des Piz da las Clavigliadas entlang, zur Furcletta (Paß zwischen Clavigliadas und Hauptkette der Silvretta). Im oberen Val Urezzas gibt es eine Art Paß, von dem aus die Muldenachse sich wieder ein wenig senkt, um, nach Südosten versetzt, mehrfach in eine Reihe von isolierten Tiefs einzutauchen. Das erste dieser Tiefs liegt mitten über dem Val Urezzas, das nächste etwas östlich unterhalb der Chaschlogna-Kette, die folgenden unter der Ostwand des Piz Urschai Dadoura und unter dem Südostgrat des Piz Futschöl. Dazwischen verzahnen sich stellenweise Sattel 3 und Ausläufer des nördlichen Hochs.

### Sattel 4

Die Sattelzone im Nordwesten streift mit ihrer Südflanke das hinterste Val Tuoi und läuft über den Paß Futschöl auf Piz Faschalba und Breite Krone zu (nicht mehr dargestellt). Genau wie Mulde 4 erscheint die Sattelachse stufig und immer wieder nach Südost versetzt: Im Westen liegt sie unter der Bergkette Piz Buin–Piz Jeremias, dann unter den Felswänden des Piz Urezzas. Die höchste Kuppe erstreckt sich vom Urezzasgletscher zum Chalausgletscher und gipfelt mit 3000 m am Paß zwischen den Chalausköpfen und dem Piz Urschai, der von STAUB & CADISCH (1921, S. 239) Fuorcla d'Urschai getauft wurde. 1941 veröffentlichten CADISCH et al. ein Profil dieser Stelle. Auf der Höhe des Sattels hat sich das Halbfenster von Urezzas vermutlich erst in jüngster Zeit gebildet.

Die Nordwestflanke dieses Sattels ist aufgrund der zur Verfügung stehenden geometrischen Informationen nicht mehr genau erkennbar. Nordwestlich der Hauptachse könnte am Südrand des Jamtalfensters noch einmal eine Aufbuckelung liegen, ohne daß eine dazwischen liegende Mulde wirklich erkennbar wird. Im Halbfenster des Breitwassertals – der Rand ist noch in der Nordostecke sichtbar – biegen die Isohypsen dann nach Norden ab.

### Mulde 5

Weiter im Nordwesten sinkt die Unterfläche der Silvrettadecke in unbekannte Tiefen ab.

## 3.2. Die Unterfläche der Silvrettadecke am Westrand des Engadiner Fensters (Nordteil zwischen Jamtal und Fimbartal)

Arbeitsmittel und Unterlagen

Topographie: SLK 1 : 25.000, Blatt 1179 Samnaun, SLK 1 : 50.000 Blatt 249 Tarasp. Ausbißlinie: FUCHS et al. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50000, Blatt Galtür, SPAENHAUER et al. (1940): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt Ardez.

### Zur Konstruktion der Isohypsen

Beachtet werden muß der im nördlichen Halbfenster von Larain stehende Hohe Kogel, der bei einer Höhe von 2819 m keine Kristallinkappe trägt. Eine geradlinige Verbindung der 2800 m-Punkte auf der Ausbißlinie würde mit dem Hohen Kogel „kollidieren“. Entsprechendes gilt für alle korrespondierenden Punkte des Halbfensterrandes bis etwa 2500 m hinunter, so daß die Isolinien hier eine deutliche Biegung machen müssen. Diese muß fast knickartig scharf sein, weil die Isohypsen für 2600 m und 2700 m außerdem von der mit 2690 m gipfelnden Kalkscholle nordwestlich unter dem Ritzenjoch abgebogen werden. Demzufolge tauchen die Isolinien mit fast südöstlichem Streichen in das Kristallin des Ritzenspitz ein, treten aber alle südwestlich von ihren Eintrittspunkten wieder aus. Dadurch kommt die Halbklippe des Ritzenspitz in eine Muldenlage. Diese Mulde ist auch weiter unten noch vorhanden, weil auch das winzige Loch in der Silvrettadecke direkt in der Sohle des Laraintals bei 2230 m–2250 m (hier steht ein subsilvrettider Schürfling an) ein sofortiges Zurückbiegen der vor dem Hohen Kogel und der Kalkscholle ausweichenden Isolinien in das Hauptstreichen verlangt.

Probleme entstehen in der Umgebung des Fluchthorns. Dort taucht z.B. die 2920 m-Isohypse an zahlreichen Stellen auf – ein Hinweis auf allgemein flache Deckenlagerung. Es gibt in der Hauptsache 2 Möglichkeiten, den Linienvverlauf zu konstruieren: Die eine stellt das Fluchthornmassiv auf ein Plateau und erzeugt östlich davor eine ausgedehnte Senke. Da kein Anlaß bestand, ein Deckentief zu konstruieren, wo heute das Engadiner Fenster ist, wurde die unten beschriebene 2. Möglichkeit gewählt.

Im äußersten Südosten muß die Deckenunterfläche in bedeutende Höhen aufsteigen, um in einem der Mächtigkeit der Fimberzone entsprechenden Abstand über den Piz Tasna hinwegsetzen zu können. Der gesamte Nordwesten des Raumbilds ist nicht sicher zu konturieren und wurde darum getilgt.

### Blockbilder

Die Raumbilder sind am schweizerischen Koordinatennetz orientiert. Die langen Kanten weichen etwa 1,66° von der Nordrichtung nach Osten ab. Eckpunkte sind (808/191), (814/191), (808/202) und (814/202). 205 Punkte am Ausbiß der Überschiebung, 523 Hilfspunkte auf dem Isolinienplan.

Die Fläche ist durch ein Liniengitter dargestellt, wobei die Nadire der Kreuzungspunkte ein Gitter aus Quadraten von 200 m Seitenlänge bilden. Perspektivische Projektion, nicht überhöht. Der Erosionsrand ist in jedem Blockbild durch eine Linie dargestellt.

#### 3.2.1. Beschreibung

Ein so eindeutiges Streichen der Großfalten wie am Südwestende des Fensters ist hier – schon der geringeren Breite des erfaßten Gewölbbereichs wegen – nicht mehr zu sehen (Abb. 8). Das entspricht durchaus der auf den ersten Blick erkennbaren Lage an der Flanke des Gewölbes. Einige schon bekannte Strukturen sind allerdings vorhanden:

### Sattel 2, Mulde 3, Sattel 3

Der Anstieg im äußersten Südosten geht vermutlich bis in die Verlängerung von Sattel 2, während Sattel 3 in dessen Flanke entweder ausläuft oder als unbedeutende Wellung darin weiterzieht. Die Mulde 3, in der die Halbklippe des Piz Cotschen liegt, verliert sich offenbar.

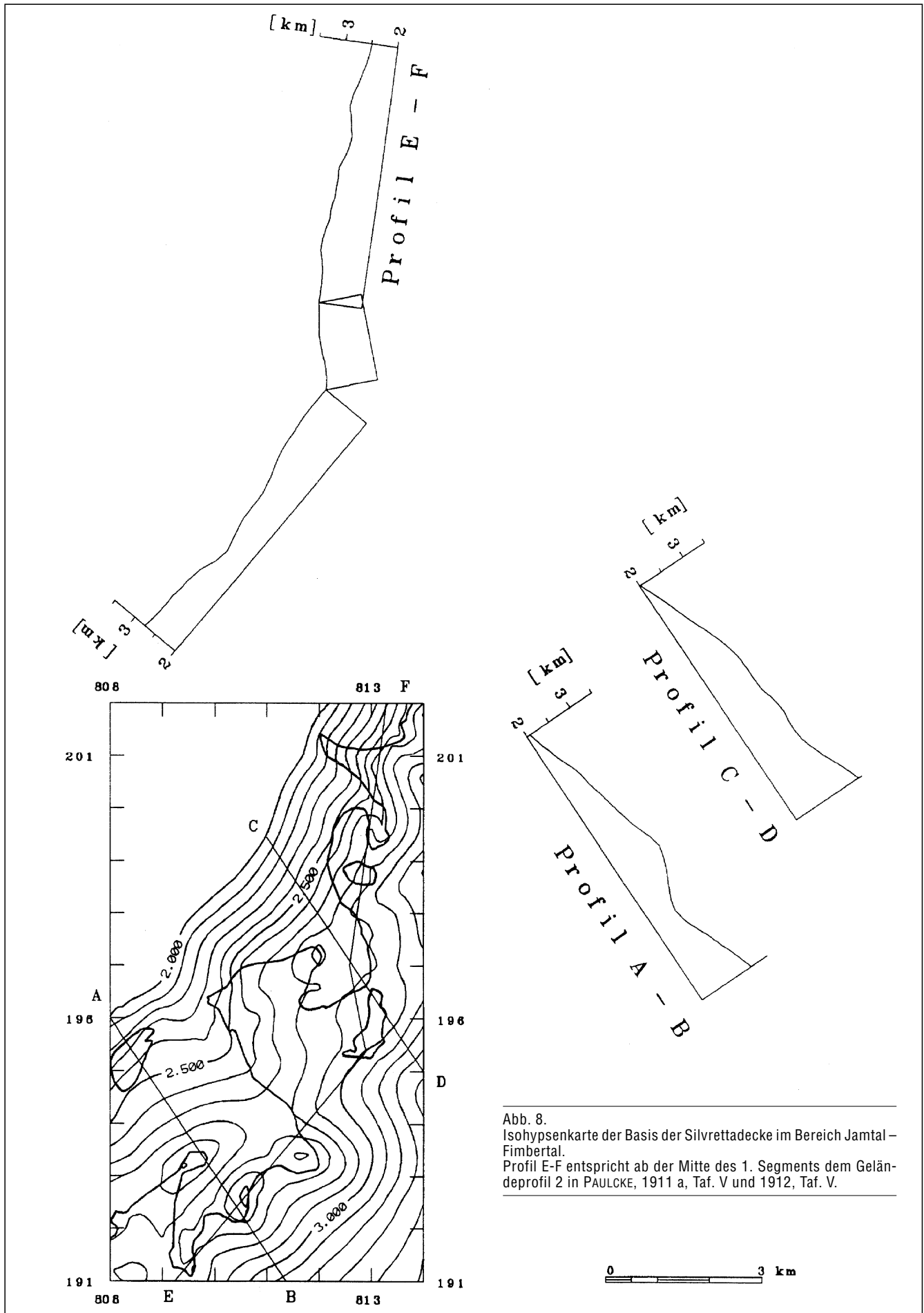


Abb. 8.  
 Isohypsenkarte der Basis der Silvrettedecke im Bereich Jamtal-Fimbertal.  
 Profil E-F entspricht ab der Mitte des 1. Segments dem Geländeprofil 2 in PAULCKE, 1911 a, Taf. V und 1912, Taf. V.

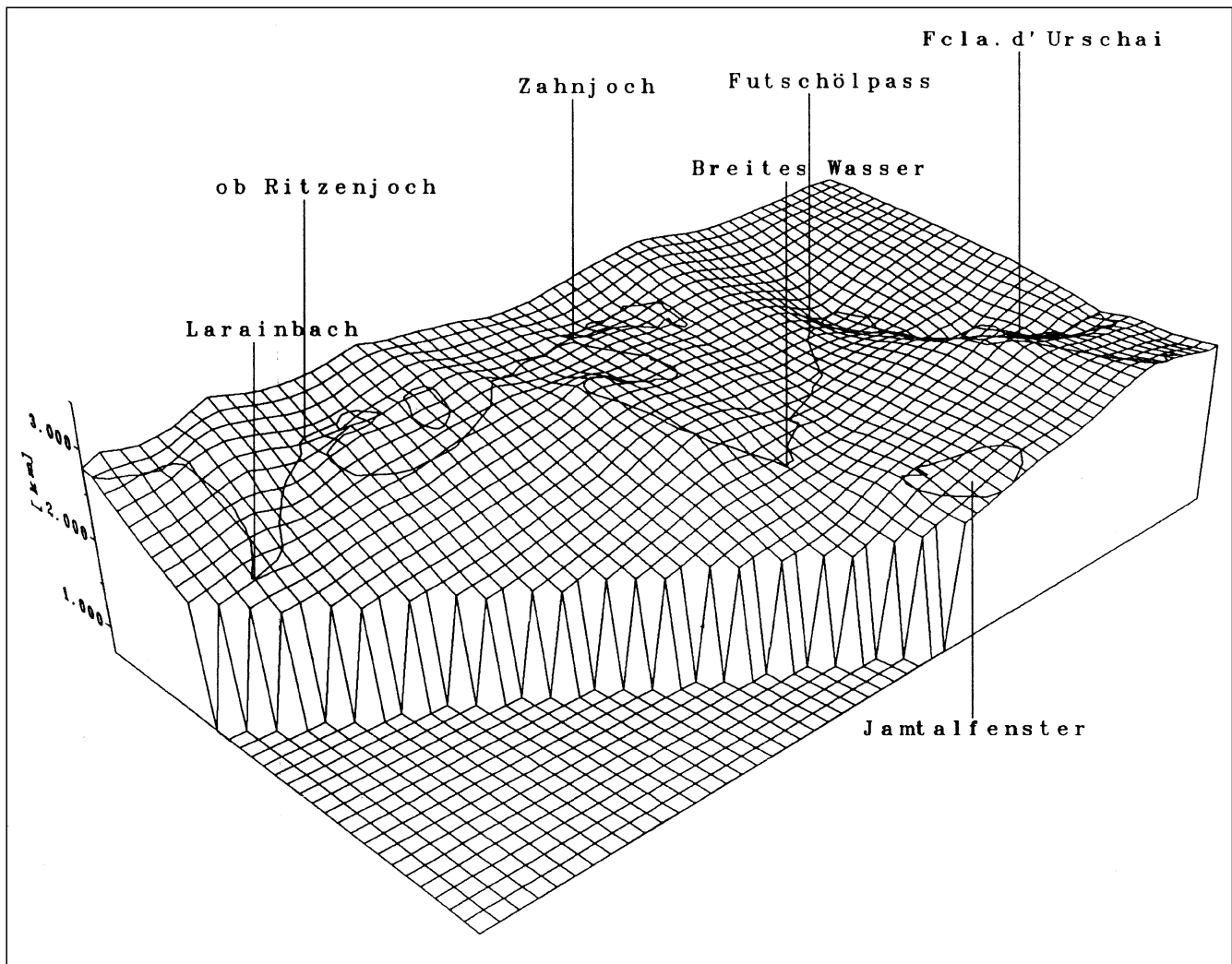


Abb. 9.  
Basis der Silvrettadecke im Bereich Jamtal – Fimbertal  
Blick von Nordwesten (Blickrichtung 136,66°–25°, Entfernung zum Bildzentrum 18 km).

#### Mulde 4, Sattel 4, Mulde 5

Gut zu erkennen sind die östlichen Enden von Mulde 4 und Sattel 4 vor dem Halbfenster des Breitwassertals. Das Streichen des Inntalgewölbes ist außerdem in dem gut belegten, steil gegen NW in das Gebiet der Silvrettadecke fallenden Abhang erkennbar.

Ab dem südwestlichen Rand des Breitwassertal-Halbfensters biegen alle Isohypsen scharf nach Nordwest ab. Jenseits des Halbfensters sind Strukturen schlecht zu erkennen, weil das Raumbild hier eine zu geringe Breite hat. Man kann aber eine Abfolge von Sätteln und Mulden, ähnlich wie im Südwesten, jedoch schwächer ausgebildet, wiederfinden:

Im Südosten der Paulcketurmklippe muß ein bedeutender Sattel liegen, der auf jeden Fall mit Sattel 3 in Verbindung steht. Es folgt eine kleine Depression unter der Ostseite der Paulcketurmklippe, zwischen Zahnspitze und Paulcketurm, die den Depressionen der Mulde 4 ähnelt, jedoch mit rund 2900 m am tiefsten Punkt 300 m–400 m höher liegt.

Dann folgen Kleinstrukturen im Bereich des Fluchthorns, angedeutet durch die nach Nordosten gerichteten Ausbuchtungen des Fensters zum Fluchthornferner und zum Zahnjoch hin.

Westlich der Paulcketurmklippe muß ein kleiner Sattel mit sehr flachem First liegen. Er erreicht eben noch

das Zahnjoch. Ob er nach Nordosten fortsetzt, ist nicht erkennbar. Der zwischen den Ausbuchtungen liegende Südwestsporn des Fluchthorns liegt offenbar über einer kleinen Senke, während der Fluchthornferner auf einem Buckel liegt, dessen Ausläufer noch am gegenüber liegenden Rand des Breitwasser-Halbfensters unterhalb des Pfannknechts spürbar sind.

Vom Larainfernerjoch weg scheint außerdem eine Fortsetzung des Buckels nach Nordosten zu laufen. Danach folgt ein deutlich markierter und verhältnismäßig steiler Abfall des Gewölbes ohne eingeschaltete Sättel bis unter 2000 m. Der Hang besitzt eine durchschnittliche Neigung von 23°.

Auch REITHOFER (1955, S. 4) beschreibt die Lage der Silvrettaüberschiebung im Berglerstollen, 3,5 km nördlich des Raumbilds, mit „etwas mehr als 20° gegen W“ fallend.

Zwischen Fluchthornferner und Larainfernerjoch ist der kleine Sattel über dem Fluchthornferner abermals von einer querlaufenden Mulde unterbrochen, in der der Nordast des Fluchthornmassivs und seine Verbindung zur Schnapfenspitze eingebettet ist.

Weitere quer zum Engadiner Fenster-Streichen verlaufende Strukturen sind die eingangs genannten Sättel um die beiden Larain-Halbfenster sowie die Mulde zwischen Ritzenspitz und Larainbach.

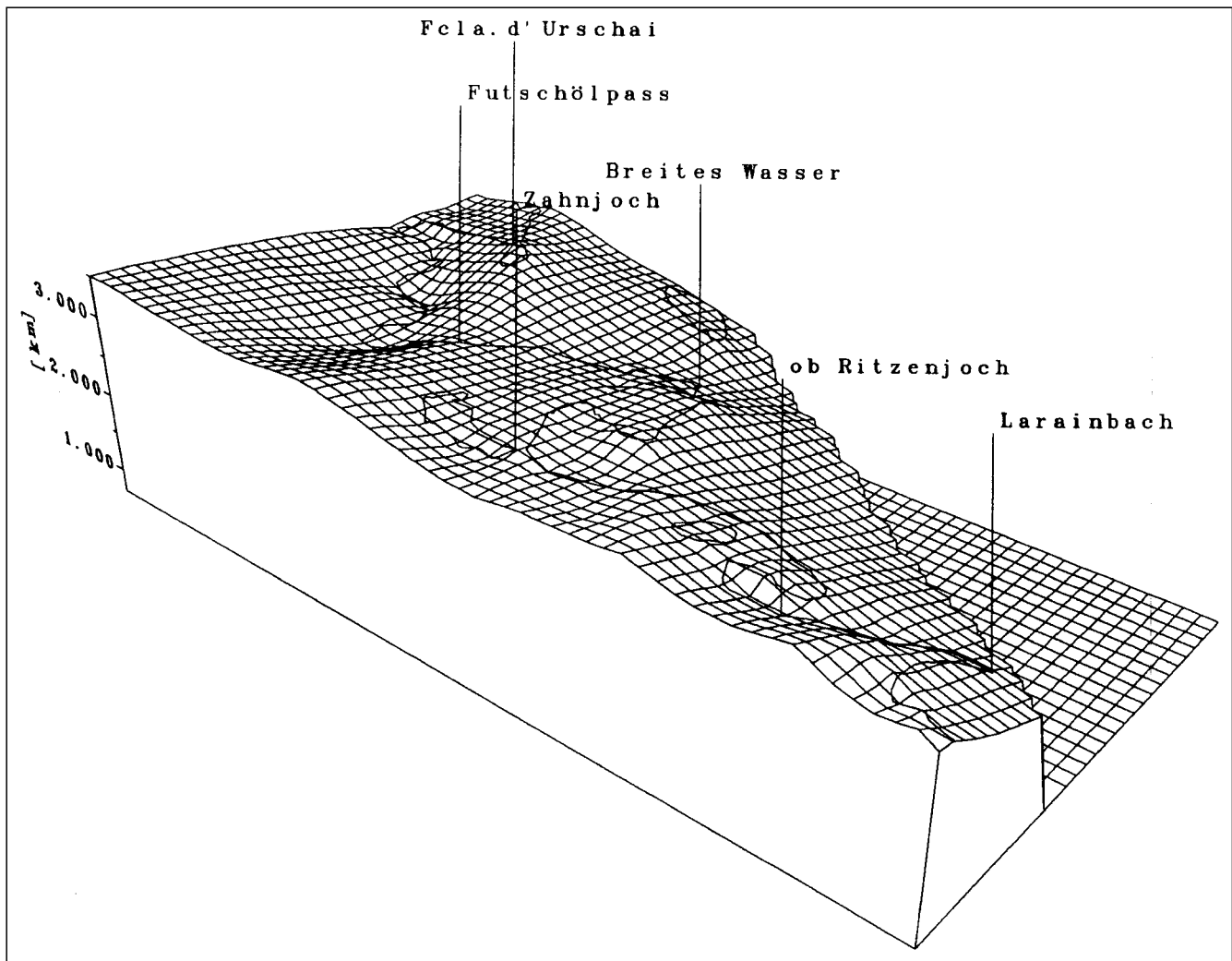


Abb. 10.  
Basis der Silvrettadecke im Bereich Jamtal – Fimbertal.  
Blick von Nordosten (Blickrichtung 231,66°–30°, Entfernung zum Bildzentrum 18 km).

### 3.3. Der Öztaler Rand des Engadiner Fensters (Abschnitt Gaispleiskopf – Kreuzjoch)

#### Arbeitsmittel und Unterlagen

Topographie: ÖK 1 : 25.000 V, Blatt 171 Nauders. Namen: AVK 1 : 25.000 30/4 Öztaler Alpen/Nauderer Berge. Ausbißlinie und Störungen: Eigene Geländeaufnahmen.

#### Zur Konstruktion der Isohypsen

Vor der Auswertung wurden die Gelände-Isohypsen des mit Blockschutt gefüllten Kars „Arest“ geglättet, d.h., die Punkte, wo die Isohypsen in den Schutt eintreten und wo sie ihn wieder verlassen, wurden im Bogen miteinander verbunden. Als Leitlinie zur Konstruktion der Isohypsen des Öztaler Randes eignet sich die 2350 m-Kurve, die die Geländeoberfläche sechs mal schneidet. Im Norden muß die Fläche über den 2724 m hohen Schmalzkopf hinwegsetzen.

#### Blockbild

Lage siehe Abb. 4. Eckpunkte sind bei ÖK-Koordinaten 165,07/195,92; 164,35/196,61; 166,42/198,79; 167,14/198,10. 267 Punkte, davon 43 auf dem Ausbiß. Die Nadire der Kreuzungspunkte des Liniengitters bilden Quadrate von 50 m Seitenlänge. Westliche Ecke ausgeblendet. Perspektivische Projektion, nicht überhöht. Entfernung zum Bildzentrum 9 km, Blickrichtung 288,5°–25°.

#### 3.3.1. Beschreibung

Der Rand des Öztalkristallins erscheint im Bild als gleichmäßig mit etwa 22°–30° nach Südosten einfallende Fläche. Er ist außerdem gefaltet, wobei die Stärke und das Streichen der Faltung aus dem kartierten Ausbiß nicht mit letzter Genauigkeit ableitbar sind. Linien stellen den Ausbiß des Fensterrandes und Störungen dar. Im Vordergrund verläuft eine Abschiebung, die in ähnlicher Richtung verläuft wie die Engadiner Linie und die den Kristallinrand versetzt.

Das Einfallen auf den Profilinien liegt bei 25°–28°. Meßdaten von der Nordseite des Sunntigwaideschrofens (in Abb. 11: Ausläufer von Öztalkristallin bei „Grat SO Saderer Joch“) ergaben ein Einfallen der Überschiebungsfäche von 31°. Berücksichtigt man auch den Ostrand der Halbklippe, liegt es mit 142/37 sogar noch steiler.

### 3.4. Der Öztaler Rand des Engadiner Fensters (Abschnitt Rauher Kopf – Bergletal)

#### Arbeitsmittel und Unterlagen

Topographie: ÖK 1 : 25.000 V, Blatt 172 Weißkugel. Ausbißlinie nach KLAUSER-BAUMGÄRTNER, 1987 und FISCHER, 1987.

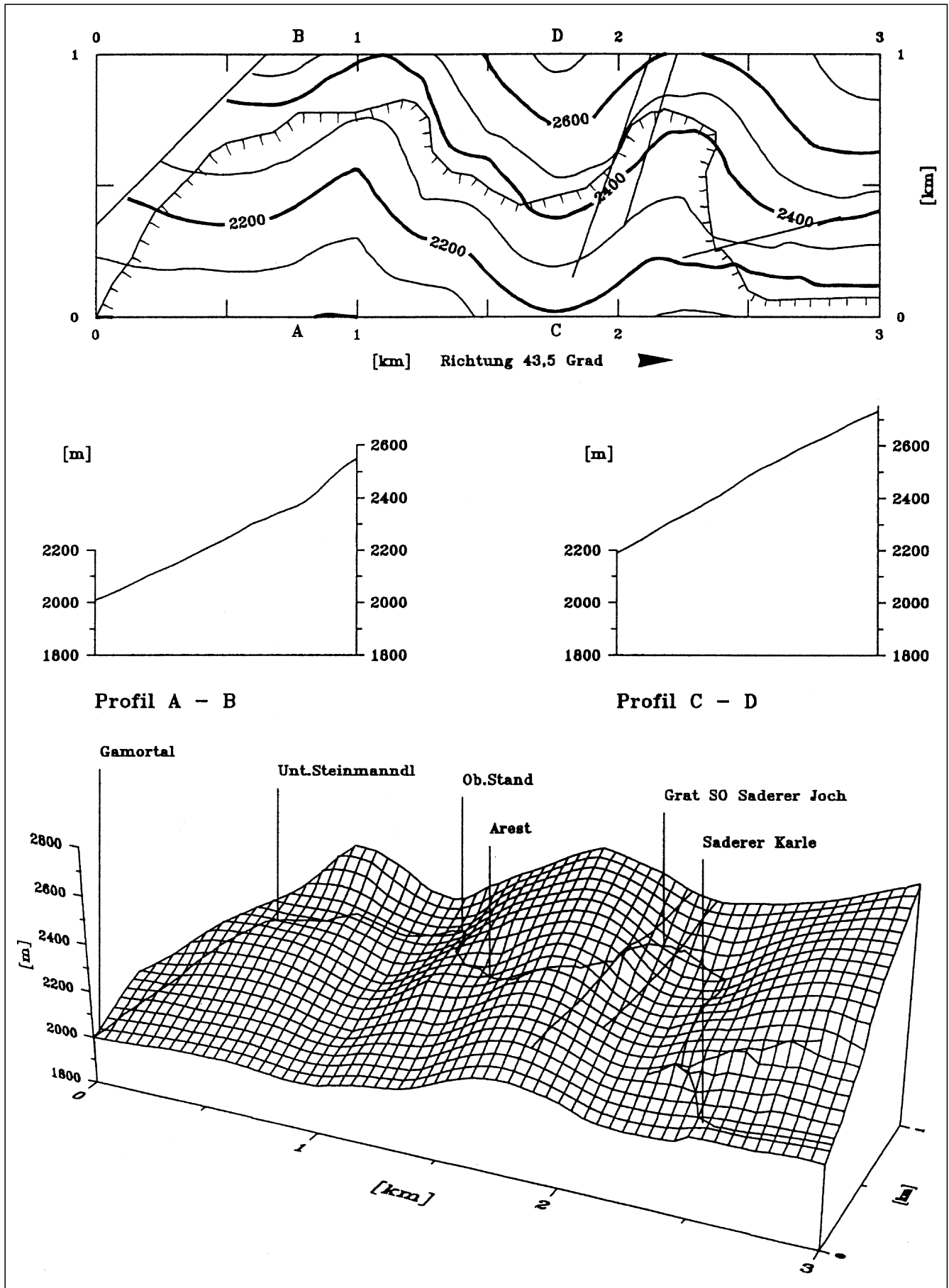


Abb. 11. Isohypsenkarte, Profile und Raumbild der Unterfläche der Ötztaldecke im Bereich Gaispleiskopf – Saderer Joch. Blickrichtung 288,5°–25°.

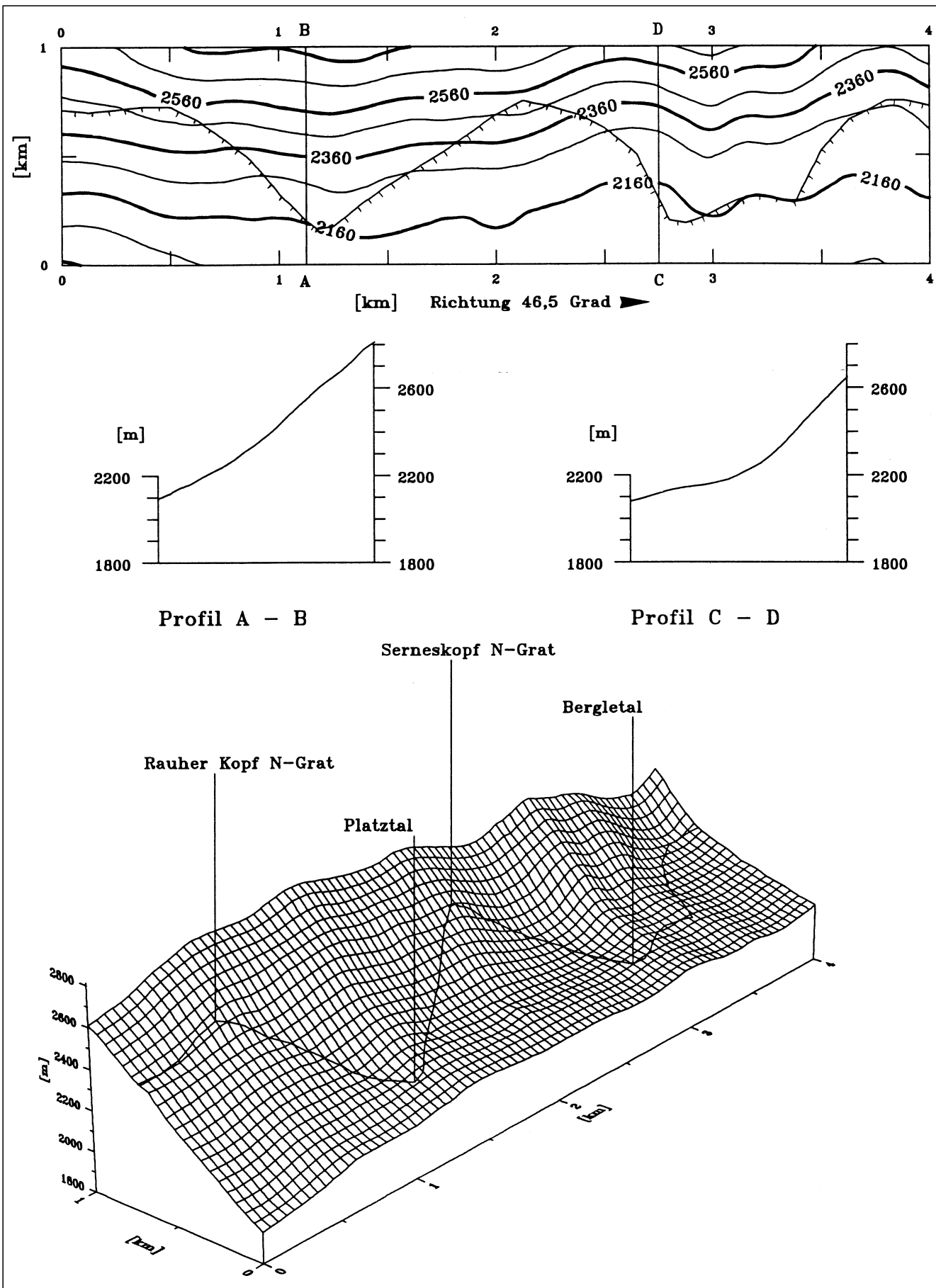


Abb. 12. Isohysekarte, Profile und Raumbild der Unterfläche der Öztaldecke im Bereich Rauher Kopf – Platztal – Serneskopf – Bergletal. Blickrichtung 6,5°–25°.

## Zur Konstruktion der Isohypsen

Die Ausbißlinie ist in den Tälern überdeckt. Der von den Bearbeitern vermutete Verlauf wurde übernommen. Die Konstruktion ruht auf dem Ausgleich zwischen dem Verlauf der 2160 m-Kurve, die die Geländeoberfläche acht mal schneidet, und der 2500 m-Kurve. Im extrapolierten Bereich oberhalb 2560 m wurde der von unten nach oben erkennbare Trend zur Aufsteilung der Deckenfläche etwas abgeschwächt.

## Blockbild

Lage siehe Abb. 4. Eckpunkte sind bei ÖK-Koordinaten 172,86/202,79; 172,17/203,52; 175,07/206,27; 175,76/205,54. 394 Punkte, davon 40 auf dem Ausbiß. Die Nadire der Kreuzungspunkte des Liniengitters bilden Quadrate von 50 m Seitenlänge. Perspektivische Projektion, nicht überhöht. Mittelpunktsabstand 18 km, Blickrichtung 6,5°–25°.

### 3.4.1. Beschreibung

Die Deckenunterfläche des Öztalkristallins ist hier ähnlich gestaltet wie am Gaispleiskopf, jedoch ist die Faltung im größten Teil des untersuchten Abschnitts schwächer ausgeprägt. Erst ganz im Nordosten ist die Überschiebungsfläche deutlich gefaltet. In den beigegebenen Profilen ist ein Aufsteilen nach oben, beziehungsweise das Zurückbiegen der Überschiebungsfläche nach unten sichtbar. Im Profil A-B fällt die Fläche unten mit etwa 24°, oben mit 41° nach Südosten ein.

Von der gegebenen Ausbißlinie können die Isohypsen nicht so konstruiert werden, daß die Vorsprünge der Öztaldecke gegen das Fenster stets in Mulden liegen. Das Kristallin des Serneskopfs liegt sogar auf einer flachen Wölbung.

## 3.5. Diskussion

### 3.5.1. Westrand des Engadiner Fensters – Südteil und Nordteil

① Bemerkenswert ist, daß die nördliche Sattelzone (Sattel 4), anders als die in ruhiger Wellung daliegenden mittleren und südlichen Kämme, überall von Silvrettakristallin gekrönt wird. Im Gemsspitz erreicht die Überlagerung 240 m, im Augstenberg, der leicht eingetieft genau über der Achse liegt, sogar 500 m! Angesichts des Erosionsloches Engadiner Fenster kann man sich fragen, wieso von der Erosion im Westen nicht zuerst die Augstenberggruppe abgetragen wurde. Hier Kristallinbedeckung oben auf dem Sattel, bei Ardez dagegen noch tiefe Mulden freigelegt! Warum also verläuft die Mittelachse des westlichen Fensters nicht in der Nähe des heutigen Augstenbergs? Hier ist nur eine Deutung möglich: Die Kristallinauflage, der stark zerlappte Fensterrand und das völlig unausgeglichene Relief bedeuten, daß im Westen des Fensters eine junge Hebung stattfand oder noch stattfindet, die die älteren Großstrukturen gekippt hat. Dabei ist der ehemalige Hauptsattel des Inntalgewölbes in eine tiefere Lage gekommen als die flankierenden Sättel im Nordwesten. Die junge Hebung mit Zentrum westlich des Fensters (Silvrettagruppe? Rheintal?) dürfte eine Fortsetzung der noch heute anhaltenden Churer Hebung sein. Südöstlich von Chur befindet sich in der Plesurgruppe und der Südsilvretta die ausgeprägteste negative Schwereanomalie der Schweiz (KISSLING, 1980, Fig. 20). Auch eine junge Krustensenkung östlich des Fensters ist möglich.

② Die Silvrettadecke, mit ihrer ursprünglich sicher nach Kilometern messenden Mächtigkeit, kann durch eine einfach faltende Verformung nicht ein derart kleinräumiges Relief bekommen, wie es die Mulde 4 aufweist. Hier könnte eine Störung eine Rolle spielen, die die Depressionen streichend durchläuft. Bei der Störung könnte es sich um ein Teilstück der Loischstörung handeln, die von TOLLMANN (1977) über das Urgtal im Norden der Samnaungruppe, das Samnauntal, Lavin und Susch bis in die Gegend des Piz Kesch verlängert wurde.

Dies scheint durch BOLLIN (1989, Fig. 9) bestätigt, der mehrere nach Südost fallende Abschiebungen im Südgrat des Piz Urezzas gefunden hatte.

③ Das Umbiegen der Isohypsen im Halbfenster des Breitwassertals kann auf zwei Arten gedeutet werden: Entweder die Strukturen selbst verlagern sich nach Nordwesten oder es werden neue Strukturen dazwischen, d.h. senkrecht zum Streichen, oder auch im Streichen eingeschaltet. Letzteres würde einen lebhaften morphologischen Wechsel der Deckenstrukturen bedeuten, ersteres würde eine Störung etwa parallel zum Südwestrand des Breitwasser-Halbfensters erfordern.

In der Tat verzeichnet die geologische Karte (GKÖ, Bl. 170 Galtür, FUCHS & OBERHAUSER, 1990) innerhalb des Silvrettakristallins eine von Nordwest in das Halbfenster hineinlaufende Störungsschar. Jedoch sind die Versätze an den einzelnen Störungen viel geringer, als hier notwendig. Was eine Störung nicht bringt, könnte aber von dem kilometerbreiten Störungsbüschel zuwege gebracht werden. In diesem Fall könnte die Depression unter der Paulcketurmklippe die Mulde 4 fortsetzen, die Wellungen des Fluchthorngiets den Sattel 4. Die Änderung des Streichens des Gewölbeabhangs (Mulde 5) vom südlichen zum nördlichen Abschnitt könnte ebenfalls durch immer wieder durchschlagende Störungen verursacht sein. Hier können nur Möglichkeiten genannt werden.

④ Die Isolinieninterpretation erklärt auch das nordnordwestliche Streichen der Scholle von STEINSBERGER Kalk im Laraintal unterhalb des Ritzenjochs (Zeichnung bei PAULCKE, 1912). Die Scholle liegt offenbar ganz einfach parallel zum örtlichen Nordnordwest-Streichen der Fimberzone.

⑤ Die Achsen des Inntalgewölbes tauchen nach Südwesten (vgl. die Interpretation von BEARTH, 1933, Abb. 1). Das steht ganz im Gegensatz zu den praktisch waagrecht verlaufenden Achsen der Großstrukturen in der Scarl-Einheit, wie sie EUGSTER, 1965 zeichnet. Ein Tauchen ist dort nur ganz schwach vorhanden, indem die Sättel nach Südwesten hin schmaler, die Mulden aber breiter werden.

EUGSTERS Großstrukturen, die als spätalpine Verformung der Scarl-Decke erscheinen, und die des Inntalgewölbes verlaufen durchaus parallel. Dasselbe Streichen zeigt auch der Verlauf des Kontakts zwischen Kristallin und Sedimenten im Jaggl-Fenster. Damit kommt es in den Bereich der Möglichkeit, daß die Großstrukturen der Scarl-Decke und die der Silvrettadecke zusammengehören, auf der Silvrettaseite aber beträchtlich nach Südwesten eingekippt sind.

Ein ähnliches Streichen und einen ähnlich dimensionierten Faltenwurf wie das Inntalgewölbe weisen auch Sassauna- und Vilan-Gewölbe des Prättigaus auf (CADISCH, 1950).



### 3.5.2. Ergebnisse vom Öztaler Fensterrand

- ① Das Blockbild vom Gaispleiskopf liegt an einem „neuralgischen“ Punkt des Fensterrandes. Nur rund 100 Meter südwestlich außerhalb der Darstellung kommen Schlinigüberschiebung, Engadiner Linie und, von Nordosten, der untersuchte Öztaler Rand des Fensters in einer Art Tripelpunkt zusammen. Welche der beiden von Südwest kommenden Störungen setzt sich nun in den Öztaler Rand fort?
  - Die Engadiner Linie ist im Bereich des Unterengadins eine Schrägabschiebung, deren Hangend-scholle nach Osten versetzt ist. Sie verläuft vom südlichen Ortsrand von Nauders mit fast geradlinigem Ausbiß nordwestlich an Novelles vorbei in den Südhängen des Gamortals (Valri). Direkte Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Es gibt aber mehrere Stellen, an denen das Kristallin der Scarl-Decke und das Penninikum in 10–20 m Abstand aufgeschlossen sind. Dazwischen muß also die Störung verlaufen. Statt dieser sind im Kristallin kleinere, bei ÖK-Koordinate 164,23/194,89 etwa 86° steile, NW-fallende Störungen sichtbar, die vermutlich als Riedelstörungen zur Engadiner Linie gehören. Das würde bedeuten, daß die Hauptstörung in diesem Abschnitt ebenfalls steil steht. Das ist mit dem gesamten Verlauf der Ausbißlinie vereinbar. An den oberen Hängen des Gamortales kommen felsengebende Streifen von Scarl-Sedimenten vor, hauptsächlich dolomitische Kalke; darüber die Gneise der Öztaldecke.
  - Die Schlinigüberschiebung nähert sich dem Tripelpunkt vom Stillebach, 2 km südlich Nauders, zunächst gegen den Novellesboden aufsteigend, dann abfallend. Hierin äußert sich eine Faltung oder Wellung der Fläche im Kilometermaßstab, wie sie grundsätzlich auch von STUTZ & WALTER (1983) am Schlinigpaß herausgearbeitet wurde. Von der dort beigegebenen Isohypsenkarte läßt sich ein Einfallen der Schlinigfläche von 8°–20° nach Ost und Südost ablesen, das sich im Bereich der Klippen vom Piz Rims und Piz d’Immez sogar noch abschwächt. An der Schlinigüberschiebung ist die Öztaldecke nach Westnordwest überschoben (SCHMID & HAAS, 1989, S. 705).
  - Nach den obigen geometrischen Untersuchungen steigt der Öztaler Rand vom Tripelpunkt aus vergleichsweise flach zum Westausläufer des Gaispleiskopfs auf und ist damit ähnlich gelagert wie die Schlinigüberschiebung. Ein der Engadiner Linie völlig fremdes Merkmal ist die Faltung des Öztaler Randes. Sedimentstreifen fehlen; sie enden genau vor dem Tripelpunkt. Die am Öztaler Rand in penninischen Sedimenten vorhandenen makroskopischen Scherindikatoren (Schleppfalten) weisen nach Westen.
- ② Nach der Auswertung vom Rauhen Kopf-Serneskopf scheint sich die Unterfläche des Öztalkristallins schon in geringer Entfernung vom Fensterrand in eine relativ flache Lage zurückzubiegen. Diese Annahme würde die Ergebnisse von SCHMIDEGG (1964 a) und SCHELIGA (1971), die beide von rückwärtigen Teilen der Fläche stammen, mit dem steileren Fallen am Fensterrand in Übereinstimmung bringen.
- ③ Insgesamt wird der ganz unterschiedliche Charakter des Fensterrandes im vorderen Gamortal und nördlich davon deutlich (Gaispleiskopf, Serneskopf). Der Öztal-

er Rand kann daher nicht die Fortsetzung der Engadiner Linie sein! Die Öztaldecke lagert den Einheiten des Fensters verhältnismäßig flach auf.

## 4. Die s-Flächen im Engadiner Fenster

### 4.1. Zusammenhang von s-Flächen-Gefüge und Gewölbestruktur

Im weitaus größten Teil des Fensters fehlen die Klippen, Nebenfenster, Halfenster und Halbklippen, die den Westrand so interessant gestalten. Nicht nur die Silvrettaüberschiebung, sondern auch die tieferen Überschiebungsflächen verlaufen wesentlich glatter. Ausnahmen bilden zwei kleine Fenster in der Fimberzone nach FUCHS et al., 1990 (Abb. 4). Daher ist man darauf angewiesen, die Großstrukturen in den Schiefern und deren Lagerung wiederzufinden. Das ist aber nur in den stark verformten Sedimenten der nordpenninischen Schuppenzonen möglich, deren s-Flächen mit kleinem Winkel zu den Schubflächen stehen. In den schwächer verformten, oberen Schuppenzonen sind die Deckenverbiegungen von den Innenstrukturen der Decken überlagert und ergeben kein einheitliches Bild mehr.

Die Stärke der Verformung nimmt in der Pfundser Zone von unten nach oben zu. Unter der Hauptachse des Gewölbes sind damit die tiefsten und am schwächsten verformten Gesteine der tektonisch tiefsten Einheit zu finden. Da die s-Flächen durch Nordwestschub erzeugt wurden (MATTMÜLLER, 1991), bedeutet das, daß sie bezüglich der

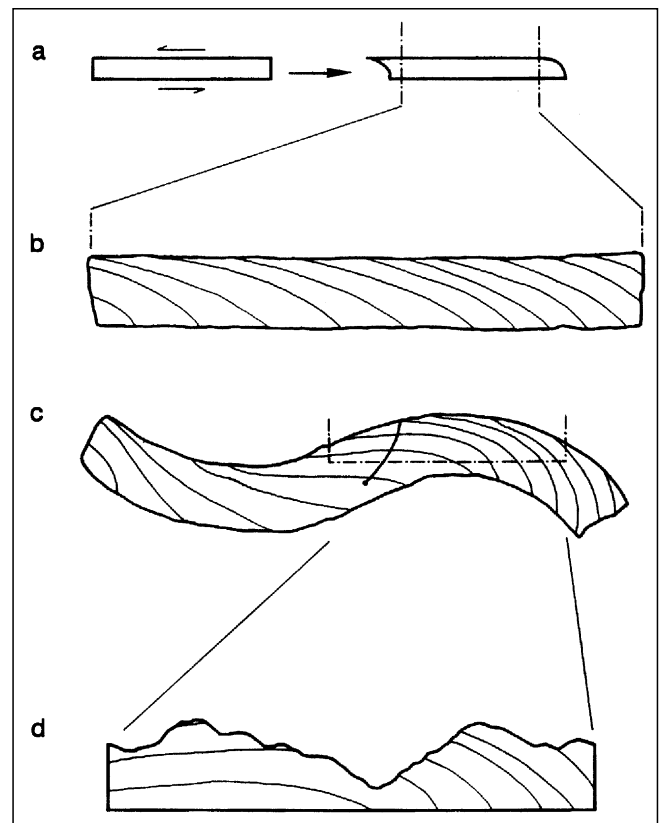


Abb. 13. Beziehung zwischen Schieferantiklinale und Deckensattel. a = Profilausschnitt einer Gesteinsmasse, die inhomogen verformt wird; b = Ausschnitt aus a mit s-Flächen; c = Verbiegung. Die Firstlinie der Antiklinale verläuft, abhängig vom Erosionszustand des Gewölbes, entlang der eingezeichneten dicken Linie (nach einem Plastilinmodell); d = Ausschnitt aus c, erodiert (Geländeprofil).

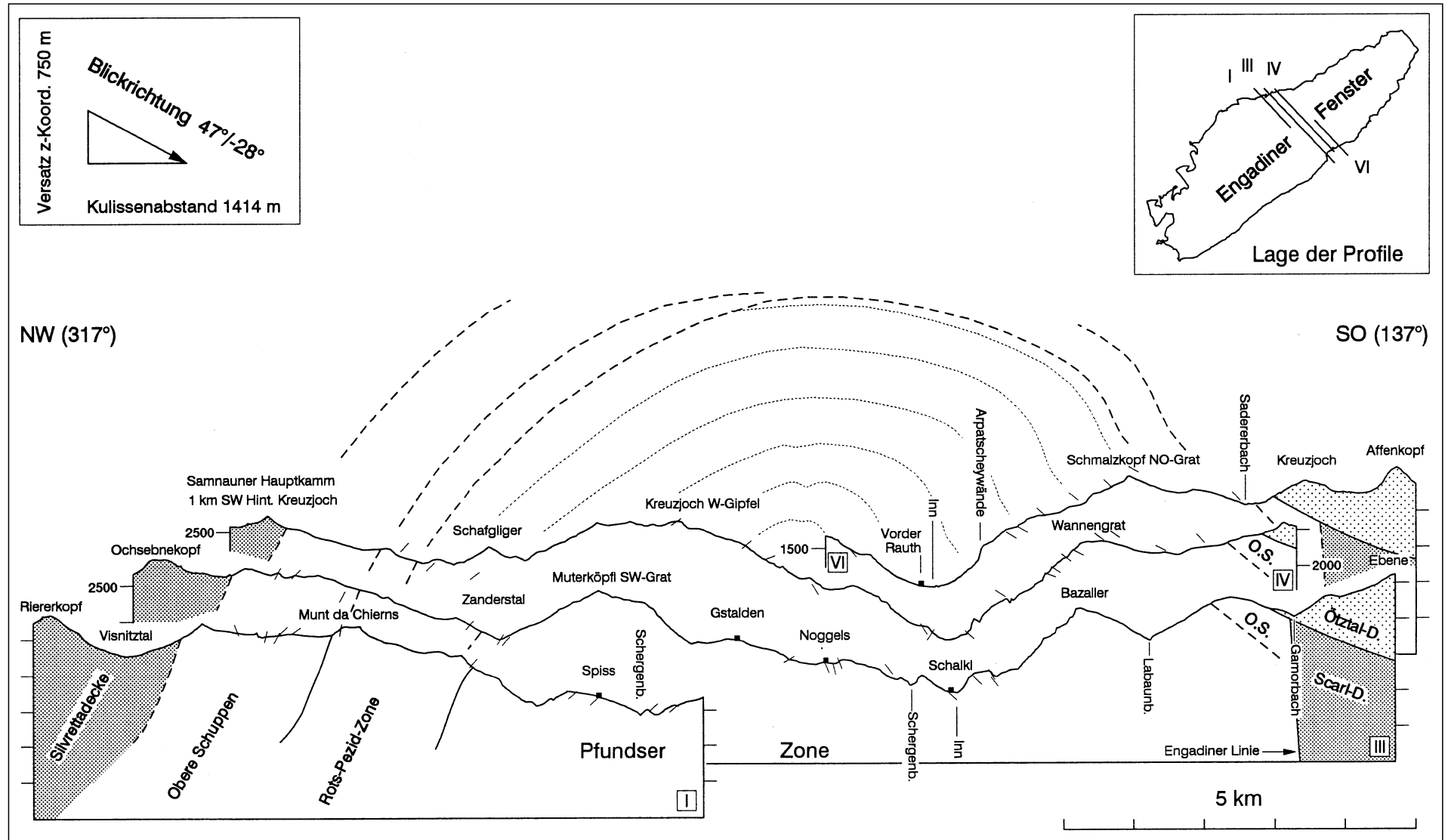


Abb. 14.  
 Profile I, III, IV und VI durch die Schieferantiklinale und Deutung (Trajektoren) für Profil IV.  
 O.S. = Obere Schuppen. Parallelprojektion; z-Koordinate und scheinbares Fallen der s-Flächen gemäß senkrechter Projektion auf die Profilebene. Die Profilbasen liegen auf Meereshöhe; Teilung der Höhenskalen 500 m.

horizontalen Scherflächen nach Südosten einfallen, und zwar umso weniger, je stärker die Verformung ist. Die Einengungsrichtung des Gewölbes ist ebenfalls Nordwest-Südost. Daher liegt der „Sattel“ der s-Flächen (die Schieferantiklinale) im Inntalgewölbe nordwestlich des Deckensattels (Abb. 13). Bei nach oben zunehmender Verformung nähert er sich auf den Bergen dem Gewölbesattel, während er sich in den Tälern davon entfernt. Außer der Schieferantiklinale wird noch die geometrische Mittelachse des Fensters vom Gewölbe unterschieden. Da die allermeisten Autoren bisher Fenster, Gewölbe und Schieferantiklinale „in einen Topf geworfen“ haben, sei das hier in aller Deutlichkeit ausgedrückt.

Verwendet werden die  $s_2$ -Flächen aller Einheiten, in der Mitte der Antiklinale auch Schwerpunkte von  $s_1$ -Flächen.  $s_1$ -Schwerpunkte können deshalb zusammen mit  $s_2$  ausgewertet werden, weil sich  $s_2$  als Achsenebenschieferung auf dem durch  $f_2$  gefalteten  $s_1$  bildet und daher die mittlere Fläche mehrerer  $s_1$ -Flächen eines Aufschlusses mit  $s_2$  zusammenfällt (nicht nur theoretisch, sondern tatsächlich!). Unter „mittlere Fläche“ ist hier der normierte Summenvektor der Flächennormalen zu verstehen.

Schwach unterschiedliche Fallwerte und -richtungen der s-Flächen können auf unterschiedlich starker Deformation beruhen.

Starke Abweichungen, besonders unterschiedliche Fallrichtungen, müssen nach den Deckenbewegungen entstanden sein, sagen also einerseits etwas über die spätere Verformung der s-Flächen aus, andererseits lassen sie sich behelfsmäßig zur Feststellung der Gewölbeform heranziehen.

## 4.2. Die Schieferantiklinale

Die s-Flächen sind die bestbekanntesten Strukturen des Engadiner Fensters. Abb. 15 und 16 zeigen die Lagen der gemessenen s-Flächen und daraus abgeleitete Streichlinien. Das Einfallen der  $s_2$ -Flächen im Schnitt durch die Mitte des Fensters ist in Abb. 14 dargestellt. Ein symmetrisches Inntalgewölbe sollte theoretisch auf der Südostflanke eine steiler fallende Schieferung aufweisen, wie aus Abb. 13 ohne weiteres verständlich wird. In den Profilen ist das Einfallen aber auf beiden Antiklinalflanken etwa gleich; nur nahe der Antiklinalachse ist eine Versteilung im Südostflügel spürbar. Das weist darauf hin, daß die nordwestliche Gewölbeflanke im Profilbereich steiler ist als die südöstliche. Diese Steilstellung der Schubflächen läßt sich am Fensterrand zwischen Bürkelkopf und Martinskopf tatsächlich feststellen. In der Mitte dieses Abschnitts, vom Visnitzkopf bis zum Grüblekopf, ist die Überschiebungsfläche der Silvrettadecke sogar überkippt. Andererseits liegt die Antiklinalachse im Profilbereich nur wenig nordwestlich der Mitte des Fensters bzw. der der Pfundser Zone. Bei der Konstruktion der Trajektorien der s-Flächen ergeben sich dadurch Schwierigkeiten, das Gewölbe als nordwestvergente Großbau zu interpretieren. Trotz Übersteilung der Nordwestflanke bietet sich als Lösung ein südostvergender Bau an (Abb. 14). Eine daraus abzuleitende Übersteilung der Südostflanke macht sich erst im Luftsattel bemerkbar, nicht im Profilbereich.

Die Kulmination der von Streichlinien abgebildeten Schieferantiklinale wird, der Form nach, von einander ablösenden Sätteln gebildet, die durchschnittlich  $56^\circ$  streichen. Das befindet sich völlig im Einklang mit dem Verlauf der Deckensättel am westlichen Fensterrand und mit der Angabe KLÄYS (vgl. Abschn. 2.1).

Die Kulmination zeigt sich fast genau an derselben Stelle, wo auch in der von OBERHAUSER zusammengestellten Karte (1980, Abb. 88) das Zentrum der Kalkglimmerschiefer, der höchstmetamorphen Gesteine im Kern der Pfundser Zone liegt, nämlich im Nordwesten von Lafairs. Nach dem in Abb. 13 dargestellten Zusammenhang müßte die Gewölbeachse im Südosten der Schieferantiklinale liegen. Wenn man das Verbreitungsgebiet der Kalkglimmerschiefer als Gewölbekern ansieht, ist das jedoch nicht der Fall (Abb. 18). Die Firstlinie der Schieferantiklinale liegt im Spisser Tal in der Mitte, bei Prutz aber auf der Südostseite des Fensters, hält sich jedoch etwa an die Mitte der stark verformten Pfundser Zone. Die Tendenz gegen die Ötztaldecke kommt wahrscheinlich dadurch zustande, daß die Pfundser Zone im Nordwesten von höheren Schuppenzonen begleitet wird, im Südosten aber nicht. Dies ist ein Hinweis darauf, daß im Norden ein Teil des SO-Flügels des Inntalgewölbes fehlt, vermutlich also unter der Ötztaldecke liegt.

Die beiden Ränder des nordöstlichen Fensters finden auch in den Einzelheiten des Schiefergefüges unterschiedliche Entsprechung: Auf der Nordwestseite ist die Übereinstimmung sehr gut. Insbesondere entspricht dem westlich Prutz stark nach Westen zurückweichenden Fensterrand das Umbiegen der Streichlinien im Fensterinneren im Bereich Serfaus-Kölner Haus. Hier ist ein Nebensattel des Inntalgewölbes angedeutet, wobei die trennende Mulde zum Hauptsattel durch den Wendepunkt der Randlinie und im Schiefergewölbe durch die Wendepunkte der umgebenden Streichlinien verlaufen muß.

Auf der Südostseite des Hauptsattels sind nur wenige Daten vorhanden, die eine genaue Herstellung von Streichlinien nicht zulassen. Auf keinen Fall aber sind die Daten mit dem Verlauf des Ötztaler Randes in Übereinstimmung zu bringen. Die Südostflanke scheint in Falten gelegt, deren Verlauf der – ebenfalls gefaltete – Kristallinrand nicht folgt.

Im Südwesten des Fensters sind entlang des Inntals einige Messungen vorhanden, die eine hier durchziehende Schieferantiklinale ahnen lassen. Es ist dieselbe, die von HARTMANN (1927) und CADISCH et al. (1968) abgebildet wird. Vermutlich gehört sie zum oben beschriebenen Sattel 1.

## 5. Deutung der mittleren Landhöhe (nach LEHNER, 1931)

Abb. 17 gibt einen Ausschnitt der Karte der mittleren Landhöhen von LEHNER (1931) wieder, unterlegt mit dem Hauptflußnetz und dem Umriß des Engadiner Fensters. In der Mitte befindet sich das Gebiet der größten mittleren Höhe der Alpen, das mit 2290 m kulminiert. Es fällt sofort auf, daß die Flüsse, mit Ausnahme des oberen Inns und seiner Nebenflüsse, radial von diesem Gebiet abströmen. Dieser Umstand zeigt, daß das von LEHNER gewählte Raster von 64 km mal 64 km zur Darstellung der mittleren Landhöhe in den mittleren Alpen geeignet ist (vgl. Kap. 2.1.).

Die Kulmination stimmt gut überein mit der Verbreitung der ostalpinen Kristallindecken westlich des Tauernfensters. Die Durchmesser der Kulmination sind mit 100 km und 150 km in der Dimension der Lithosphärenmächtigkeit. Damit ist die Kulmination sicher groß genug, um isostatisch eigenständig reagieren zu können. Darum kann sie nicht rein vom Erosionszustand her, sondern nur als Gebiet relativ größerer Lithosphärenmächtigkeit bzw.

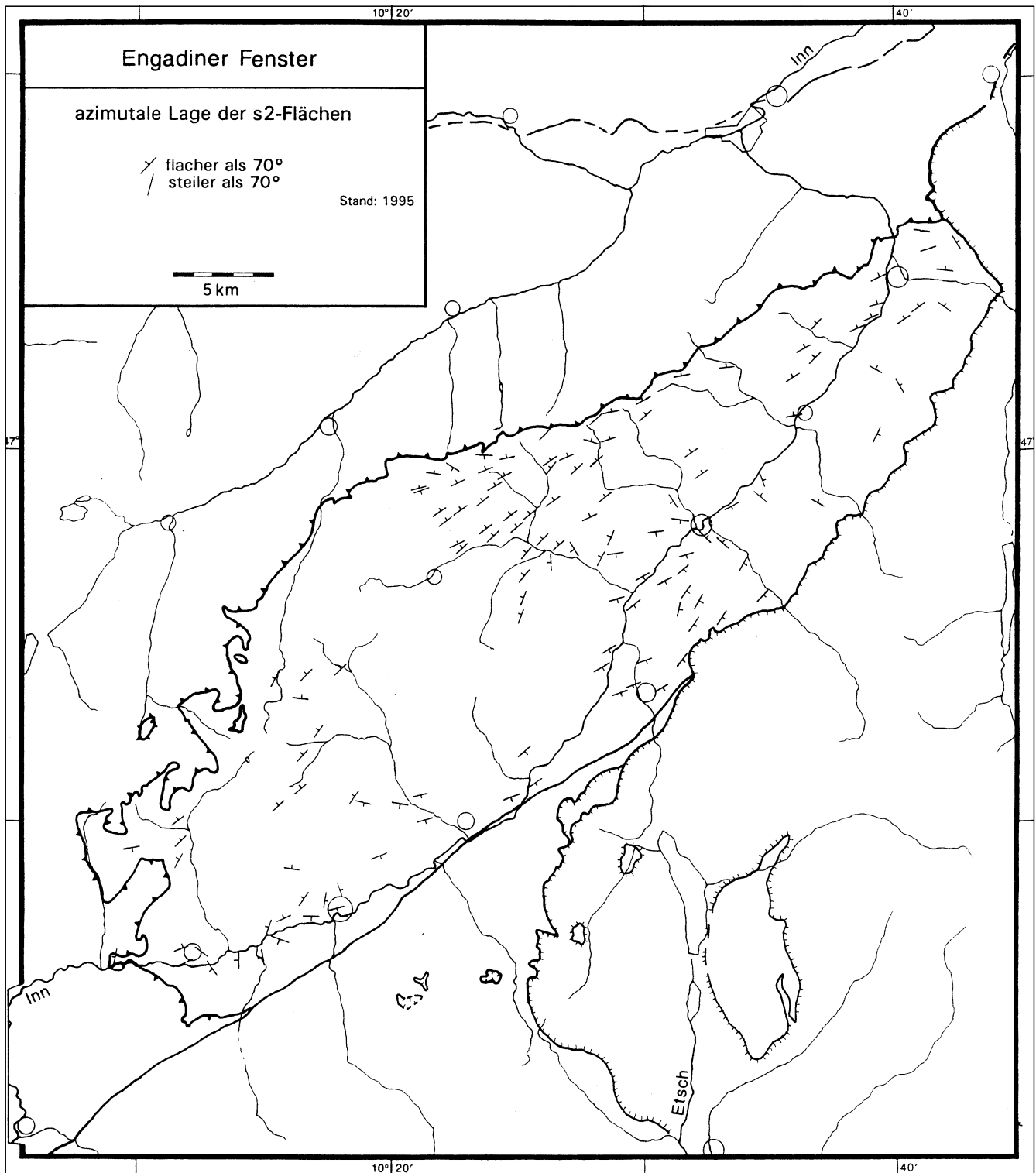


Abb. 15.  
Lage der gemessenen  $s_2$ -Flächen.  
2619 Werte, aufschlußweise vektoriell addiert.

Krustenmächtigkeit gedeutet werden. Nach MUELLER et al. (1980) geht die Moho unter dem fraglichen Raum tatsächlich durch ein Tief von  $>53$  km.

Der Unterschied gegenüber den Gebieten in Sattel-Lage\*) (Adulagruppe, Tuxer Alpen) beträgt bis 490 m. 490 m stellen dabei das Minimum der Mächtigkeitszunahme dar

\*) Hier ist die allgemein übliche Bedeutung von Sattel gemeint (sattelförmige Fläche) und nicht die Bedeutung in der Faltenterminologie.

und gleichzeitig den Fall, nach dem die gesamte zusätzliche Masse an der Oberfläche liegt.

Das Engadiner Fenster liegt am nordwestlichen Rand der Kulmination, wo die mittlere Landhöhe noch 300 m–400 m über den Höhen der umliegenden axialen Depressionen liegt. Seiner randlichen Lage wegen läßt sich das Fenster nicht allein auf die regional große Krustenmächtigkeit zurückführen. Wie in Abschn. 3 gezeigt, ist außerdem der Betrag der Anhebung tektonischer Elemente, wie z.B. der Silvrettbasis, weit größer als 400 m.

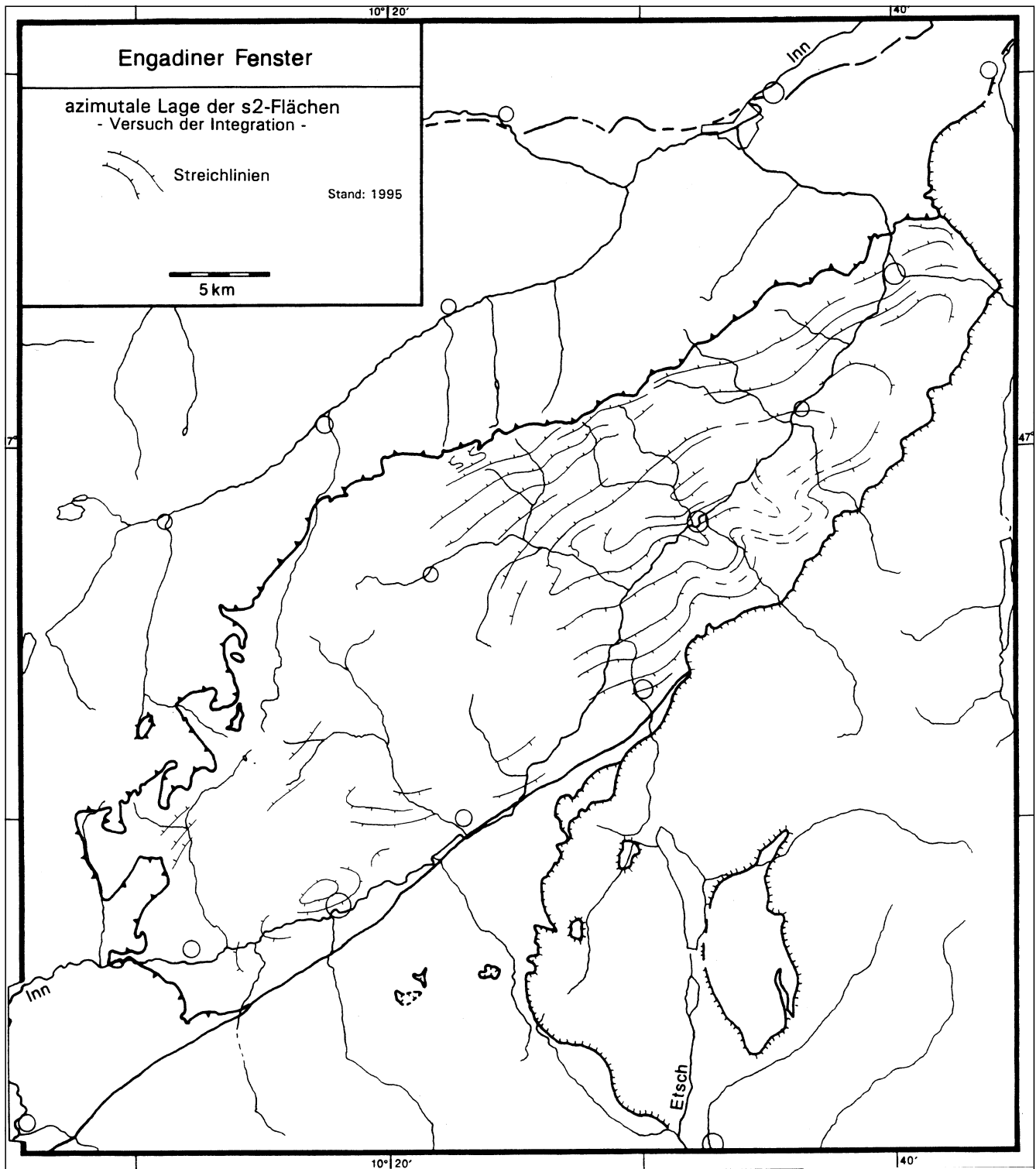


Abb. 16.  
Eine Möglichkeit der Auswertung von Abb. 15: Streichlinien der s<sub>2</sub>-Flächen.

Vielmehr addiert sich die regionale Hochlage zu einer näher der Oberfläche angelegten antiklinorischen Struktur. Die Moho liegt im Raum des Engadiner Fensters nach KISSLING (1980) in 48–49 km Tiefe.

Von besonderem Interesse ist die Form der Kulmination. Die Längsrichtung ist Südwest–Nordost, wobei der Nordwestrand etwa parallel zu den Strukturen des Inntalgebirges verläuft, der Südostrand aber parallel zur Judikarienlinie, d.h. einschließlich deren Knick bei Meran. Die Krustenverdickung gleicht damit den gestaffelt nach Westen anschließenden Krustenverdickungen im Bereich der

Externmassive. Dort geht sie nach zahlreichen seismischen Untersuchungen (z.B. GIESE et al., 1970, MUELLER et al., 1980) auf eine nach SO fallende Verschiebung der Kruste zurück. Diese Deutung passt gut zu den Ergebnissen von HITZ & PFIFFNER (1994, vgl. Abschnitt 2.1).

## 6. Ergebnisse

Die Untersuchungen der Deckenlagerung am Westrand und am Südostrand des Fensters, der s<sub>2</sub>-Flächen und der Tiefenstruktur durch LEHNER (1931, auf das Inntalgebirge

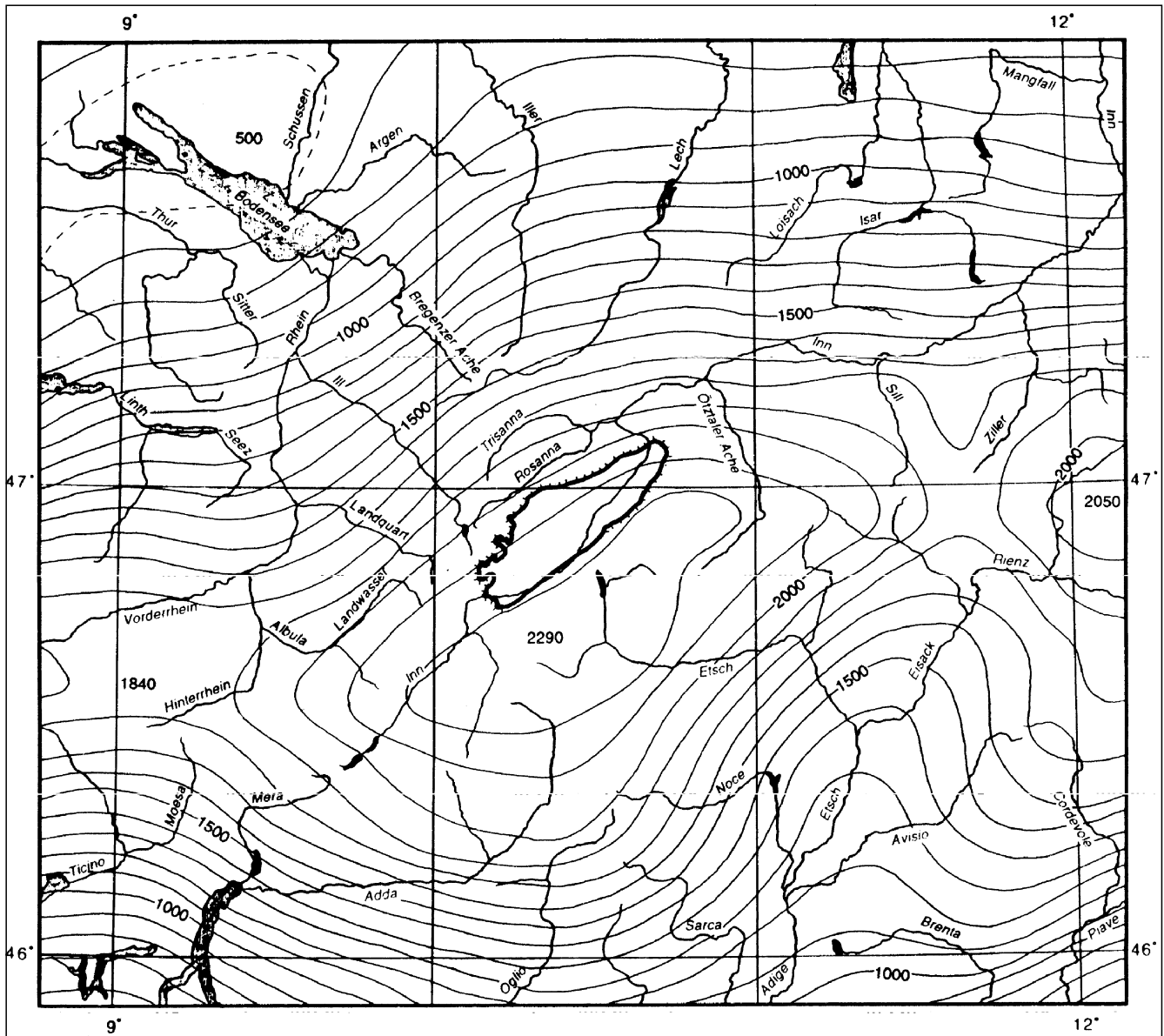


Abb. 17.  
Mittlere Landhöhe im Gebiet des Inntalgebirges, umgezeichnet nach LEHNER (1931).  
Höhen in Meter ü.NN.

bezogene Deutung in dieser Arbeit), HAY et al. (1992) und HITZ & PFIFFNER (1994) geben noch kein ganz vollständiges Bild des Gewölbes. Jedoch erlauben sie bereits einige Aussagen:

① Die tiefen Krustenstrukturen bilden kein Gewölbe ab, zeigen aber, daß die gesamte Region von einer besonders tiefen Gebirgswurzel getragen wird, die aus mächtigen, nach Südost fallenden Krustenschuppen besteht.

Das obere Stockwerk des Inntalgebirges ist kein einfacher Deckensattel, sondern ein Antiklinorium, auf dem sich das Engadiner Fenster und seine Nebenfenster gebildet haben. Der allgemeine Achsenverlauf ist Südwest-Nordost, jedoch nicht geradlinig durchgehend, sondern örtlich in der Horizontalen kurvig und mit Kulminationen und Depressionen in der Vertikalen.

Das Antiklinorium ist im Südwesten flach und breit, im Nordosten aber bedeutend enger und steiler angelegt und besteht vermutlich aus weniger Sätteln. Ein Hauptsattel hebt sich besonders von kleineren Struk-

turen ab. Daneben finden sich Nordwest-Südost streichende Großstrukturen (Abb. 18).

Das Gewölbe ist nicht auf das Engadiner Fenster beschränkt, sondern setzt sich im Silvrettagebiet fort. Ähnlichkeiten mit der Großfaltung der Scardecke können festgestellt werden. Vergleichbare Falten kommen außerdem im Prättigau vor (Vilan-, Sassau-na-Gewölbe).

② Der gefaltete Ötztaler Rand des Fensters ist die Deckenunterfläche der Öztaldecke und ihrer Basalschuppen. Schon vor den Flächenauswertungen in dieser Arbeit wurde diese Auffassung von zahlreichen Geologen seit langem vertreten (seit den Arbeiten HAMMERS, 1918 und 1931) und ist durch Funde von Dynamometamorphiten und Pseudotachyliten am Überschiebungsrand, die Breite der Scherzone von 200–300 m (SCHMIDEGG, 1964) sowie durch das Vorkommen eines Dolomitschürflings am Schlantekopf (FRANK, 1983) gesichert. Der Öztaler Rand ist nicht die Fortsetzung der steilen und ungefalteten Engadiner Linie (vgl. SCHWINNER, 1951, TRÜMPY, 1977, SCHMID & FROITZHEIM, 1993),

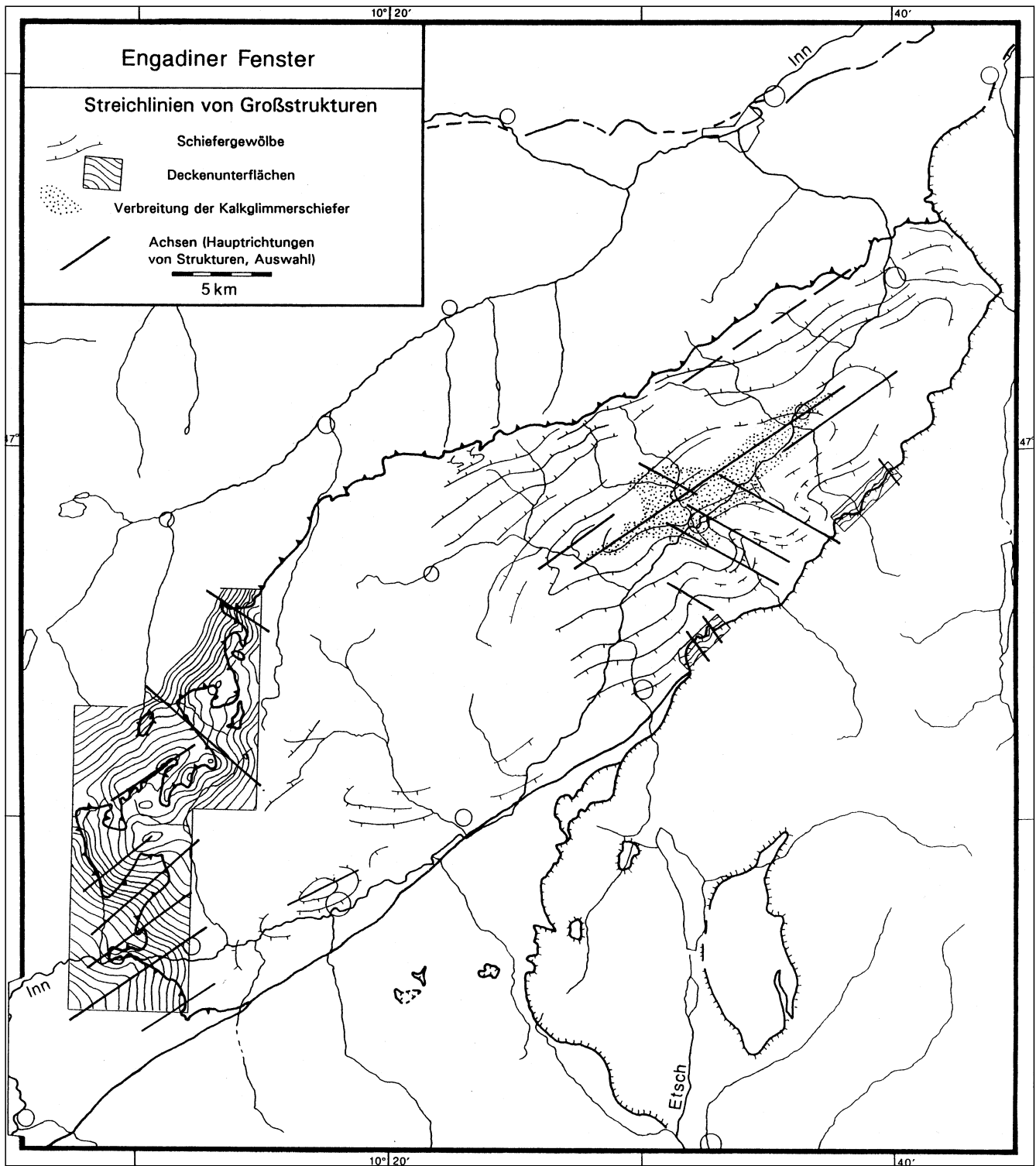


Abb. 18. Zusammenstellung der Streichlinien von Großstrukturen im Engadiner Fenster im Vergleich mit dem Verbreitungsgebiet der Kalkglimmerschiefer nach THUM, 1969. Richtungsmäßige Deutung der Streichlinien durch „Achsen“ verschiedener Art, d.h. Sattel- und Muldenachsen sowie Achsen des Schiefergewölbes.

deren Entstehung außerdem zur Sprödverformung des aufgeschlossenen Krustenstockwerks gezählt werden muß, sondern verbindet die Pillerbergüberschiebung (= Wennser Linie) mit der Schlinigüberschiebung.

Die Engadiner Linie verschwindet südwestlich des Gaispleiskopfs unter der Ötztaldecke. In gleicher Richtung und mit gleichem Schersinn beginnt am Nordrand der Ötztaldecke bei Telfs die Isarstörung. Damit

rückt es in den Bereich der Möglichkeit, daß die Isarstörung die Fortsetzung der Engadiner Linie ist.

- ③ Da die geochemischen und strukturgeologischen Daten zur Anhebung der Kruste dieses Gebiets und die sedimentologischen Daten zur Entstehung des Fensters nicht übereinstimmen, dürfte ein bedeutender Zeitunterschied zwischen der Entstehung des Inntalgewölbes und der des Engadiner Fensters liegen (vgl.

Abschn. 2.2). Die Halb- und Nebenfenster des Westrandes dürften sich erst im Quartär entwickelt haben.

④ Die Faltung ist nicht der alleinige Grund der Hochlage des Gewölbes, sondern Faltung und Ursprung der Hochlage müssen als getrennte tektonische Phasen aufgefaßt werden. Einfache Erklärungen des Inntalgewölbes im Sinne einer Brachyantiklinale (RATSCHBACHER et al., 1991) entfallen damit (siehe aber unten). Vielmehr sind sechs Hauptmechanismen zu berücksichtigen:

- Entstehung eines besonders mächtigen krustalen Schuppenbaues unter Einbeziehung des voralpidischen Grundgebirges. Nach HITZ & PFIFFNER (1994) ist auch der helvetische Faziesbereich noch im Untergrund des Gewölbes vorhanden. Diese Phase fällt vermutlich in die Zeit der alpidischen Hauptbewegungen in Kreide und Alttertiär.
- Spätalpidische Großfaltung im oberen Teil des Deckenstapels, möglicherweise in zwei Phasen. Insgesamt wird eine in zwei Hauptrichtungen gefaltete Großstruktur erzeugt.
- Isostatische Reaktion der alpidischen Kruste, wobei der Bereich zwischen Hinterrhein und Brenner besonders stark gehoben wird. Nach HAY et al. (1992) ist dieser Zustand bereits im Miozän erreicht.
- Die Engadiner Linie zerschneidet den alten Krustenbau, wobei das Inntalgewölbe einseitig kräftig herausgehoben wird. Zeitpunkt unbekannt, aber frühestens im Mittel-Oligozän. Möglicherweise verbunden mit der vorhergehenden Phase.
- Überschiebung des Gewölbes im Nordosten durch die Ötztaldecke: Der heute durch Erosion teils wieder zurückverlegte Rand schneidet Faltenstrukturen der Schieferantiklinale ab sowie die Engadiner Linie. Unter der Ötztaldecke sind sehr wahrscheinlich die östlichen Fortsetzungen der oberen Schuppenzonen des Fensters zu suchen. Im Zusammenhang mit der Überschiebung steht möglicherweise das starke Relief des Gewölbes und das Auftauchen der Kalkglimmerschiefer im Nordosten. Diese Bewegung hat maximal mitteloligozänes Alter – sehr viel wahrscheinlicher ist sie ins Obermiozän oder sogar Pliozän zu stellen. Sie entspricht etwa dem von RATSCHBACHER et al. (1991) als Mechanismus für die Gesamtentwicklung vermuteten Vorgang. Die 1980 von THÖNI geäußerte Ansicht einer mehrmaligen Aktivierung der kretazisch angelegten Schlinigüberschiebung wird durch die vorliegende Untersuchung erhärtet. In diesem Zusammenhang gewinnt auch der Befund von STUTZ & WALTER (1983, S. 544) Bedeutung, daß die Schlinigüberschiebung Nordost-Südwest streichende Gewölbestrukturen der Scarldecke abschneidet. Ihre Beziehungen zu ähnlichen Strukturen des Inntalgewölbes ist nicht geklärt, jedoch evident. In beiden Gebieten liegt die Ötztaldecke diskordant auf spätalpidisch angelegten Gewölbestrukturen.
- Junge, bis in die Gegenwart andauernde isostatische Hebung im Westen der Struktur (Churer Hebung).

#### Dank

Den Zugang zu den Diplomkartierungen von FISCHER, FRANK und KLAUSER-BAUMGÄRTNER vermittelte Prof. G. SPAETH, Aachen. Dafür an dieser Stelle mein herzlicher Dank. Für Diskussion und Korrekturen danke ich Prof. G. SPAETH und Dr. C. HEBESTREIT, Ammerbuch bei Tübingen.

#### Literatur

- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. k.k. geol. R.-A., **61**, 531–710, 50 Abb., 1 Strukturkarte, Legendentaf., 1 farb. Prof., Wien 1911.
- BEARTH, P.: Über Gangmylonite der Silvretta. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **13/2**, 347–355, 4 Abb., Zürich (Stäubli) 1933.
- BLANCKENBURG, F., v.: Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the central-alpine Bergell intrusion. – Chemical Geology, **100**, 19–40, Amsterdam 1992.
- BÖSE, E.: Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. – Z. dt. geol. Ges., **48**, 557–631, 14 Abb., dabei mehrere Prof., Hannover 1896.
- BOLLIN, R.: Geologie des Val d'Urezzas (Unterengadin). – 133 S., 79 Abb., Dipl. Arb. Univ. Freiburg/Uechtl. 1989.
- CADISCH, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F., **141/2**, VIII+91, 3 Taf., 10 Abb., 1 Isohypsenkarte, Bern (Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges.) 1921.
- CADISCH, J.: Nuovo contributo allo studio delle finestre tettoniche dell'Engadina inferiore e dei Tauri. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13/1938–39**, 11+2 S., 2 Prof., Padova 1938.
- CADISCH, J.: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – Ecl. geol. Helv., **43/2**, 172–180, 1 Taf., Basel 1950.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, No. 14/Blatt 420 Ardez <Siegfriedatlas>, Erläuterungen. Hrsg: Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges. – 51 S., 1 Profiltaf., 3 Taf., 4 Abb., 1 farbige Karte, im Text 4 Prof., Bern (Francke) 1941.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, No. 44 Scuol-Schuls-Tarasp. Erläuterungen. Hrsg.: Schweiz. Geol. Komm. – 68 S., 5 Taf., Bern (Kümmerly & Frey) 1968.
- EUGSTER, H.: Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. – Ecl. geol. Helv., **58/1**, 17–20, 1 Karte, mehrere Prof., Basel 1965.
- FINGER et al.: Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981. – Ecl. geol. Helv., **75/1**, 199–222, Basel 1982.
- FISCHER, R.: Geologie des Unterengadiner Fensters und der angrenzenden Ötztaler Alpen südöstlich von Pfunds/Österreich. – Dipl. Kart. TH Aachen 1987.
- FLISCH, M.: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., **53/123**, 23–49, 13 Abb., 6 Tab., Basel 1986.
- FRANK, B.: Geologische Kartierung am SE-Rand des Unterengadiner Fensters im Gebiet SE-lich von Fendels und N-lich der Anton-Renk-Hütte bei Ried, Tirol. – Dipl. Kart. TH Aachen 1983.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 170 Galtür. – Wien (Geologische Bundesanstalt) 1990.
- GIESE, P. & PRODEHL, C.: Main features of crustal structure in the Alps. – In: GIESE, P., PRODEHL, C. & STEIN, A. (Hrsg.): Explosion seismology in central Europe, Data and results, 347–375, 35 Abb., Berlin, Heidelberg (Springer) 1976.
- GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J.: Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. – Z. dt. geol. Ges., **120**, Jg. 1968, 151–195, 3 Taf., 8 Abb., Hannover 1970.
- GRAUL, H.: Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland. Mit einem geröllpetrographischen Abschnitt von H. WIESENER. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., n.F., **46**, 56 S., 9 Abb., 1 Karte, München 1939.



- HAMMER, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. k.k. geol. R.-A., **64/3**, 443–566, 6 Taf., 31 Abb., dabei 2 Karten, zahlr. Prof., Wien 1914.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. k.k. geol. R.-A., **68/1–2**, 3 Taf., 10 Abb., Wien 1918.
- HAMMER, W.: Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1931/8**, 175–188, 1 Karte, 9 Profile, Wien 1931.
- HARTMANN, A.: Die Entstehung der Mineralquellen von Tarasp-Schuls und der anderen Bündner Säuerlinge. – Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, **72**, 237–290, 15 Abb., 10 Tab., Zürich 1927.
- HAY, W., WOLD, C. & HERZOG, J.: Preliminary mass-balanced 3-D reconstructions of the Alps and surrounding areas during the miocene. – In: R. PFLUG & J. HARBAUGH: Lecture notes in earth sciences 41 : Computer graphics in geology, 99–110, 6 Abb., 1 Tab., Heidelberg (Springer) 1992.
- HITZ, L. & PFIFFNER, O.A.: Interpretation of Line E3: The deep structure of the Engadine Window. – In: HITZ, L.: Crustal structure at the transition between central and eastern Alps: processing, 3D modeling and interpretation of a network of deep seismic profiles, 48–62, Diss. Univ. Bern 1994.
- KISSLING, E.: Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz. – 165 S., 37 Abb., Diss. TH Zürich 1980.
- KLÄY, L.: Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). – Ecl. geol. Helv., **50/2**, 323–467, 10 Taf., 25 Abb., dabei 1 Karte, 4 geol. Panoramen, 13 Schichtprof., 12 Prof., Basel (Birkhäuser) 1957.
- KLÄUSER-BAUMGÄRTNER, D.: Geologie des Penninikums und des Ötztalkristallins E von Pfunds im Oberinntal (Österreich). – Dipl. Kart. TH Aachen 1987.
- KRIGE, D.G.: A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. – J. Chem. Metall. Mining Soc. South Africa, Dec. 1951, 119–139, Johannesburg 1951.
- LAUBSCHER, H.P.: The late alpine (periadriatic) intrusions and the insubric line. – Mem. Soc. Geol. It., **26**, 21–30, 3 Abb., Rom 1983.
- LEHNER, M.: Beiträge zur Untersuchung der isostatischen Kompensation der schweizerischen Gebirgsmassen. – Verh. Naturf. Ges. Basel, **41** (1929–30), 1–76, 2 Taf., 19 Abb., Basel (Georg) 1931.
- MATTMÜLLER, C.R.: Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 319–328, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1991.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). – Ecl. geol. Helv., **55/2**, 460–468, Basel 1962.
- MUELLER, S., ANSORGE, J., EGLOFF, R. & KISSLING, E.: A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po Plain. – Ecl. geol. Helv., **73/2**, 463–483, 13 Abb., Basel 1980.
- OBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – In: Geol. B.-A. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs., 291–299, 4 Abb., 1 Profil, sonst: S. 99 1 Profil, S. 334, 1 Karte, Wien, New York (Springer) 1980.
- PAULCKE, W.: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. – Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, **14** B, 257–298, 1 Karte, Freiburg i.Br. 1904.
- PAULCKE, W.: Beitrag zur Geologie des "Unterengadiner Fensters". – Verh. Naturwiss. Vereins Karlsruhe, **23/1909–10**, 33–48, 5 Taf., 3 Abb., Karlsruhe 1911.
- PAULCKE, W.: Unterengadin. – In: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern, III. Geol. Rdsch., **3/5–6**, 438–449, 1 Taf., 4 Abb., dabei 5 Prof., Leipzig (W. Engelmann) 1912.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G.: Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis. – Tectonics, **10/2**, 257–271, 8 Abb., 1 Tab., Washington (AGU) 1991.
- REITHOFER, O.: Der Berglerstollen am Westrande des Unterengadiner Fensters (Paznaun). – Jb. Geol. B.-A., **98**, 1–14, 2 Taf., Wien 1955.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 497–540, 1 Taf., 7 Abb., Wien 1930.
- SCHELIGA, G.: Ergebnisse seismischer Messungen (1965–1970) im Gebiet des Engadiner Fensters. – 83 S., 26 Abb., 1 Karte, 3 Tab., Diss. LMU München 1971.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N.: Oblique slip and block rotation along the Engadine line. – Ecl. geol. Helv., **86/2**, 569–593, 7 Abb., dabei 1 Isohypsenkarte, 2 Prof., Basel 1993.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R.: Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig thrust, eastern Alps. – Tectonics, **8/4**, 697–718, 14 Abb., dabei 1 Karte, 4 Prof., Washington (AGU) 1989.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. B.-A., **1964/1**, 27–47, 1 Karte 1 : 200000, 1 Karte 1 : 25000, 14 Prof., Wien 1964.
- SCHWINNER, W.: Die Zentralzone der Ostalpen. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105–232, Wien (Deuticke) 1951.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, E.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000, No. 14/Blatt 420 Ardez (Siegfriedatlas). – Hrsg.: Geol. Komm. Schweiz. Naturf. Ges., Bern (Francke) 1940.
- STAUB, R.: Über das Längsprofil Graubündens. – Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, **64**, 295–335, 1 Taf., mit 7 Farbprof., Zürich 1919.
- STAUB, R. & CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – Ecl. geol. Helv., **16/2**, 223–285, 4 Abb., 1 Karte, Lausanne (G. Bridel) 1921.
- STUTZ, E. & WALTER, U.: Zu Stratigraphie und Tektonik am Nordoststrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol). – Ecl. geol. Helv., **76/3**, 523–550, 15 Abb., Basel 1983.
- SUCESS, E.: Über das Inntal bei Nauders. – Sitz.ber. k. Akad. Wiss. Wien, Math. – Naturwiss. Kl., Abt I, **114/8**, 699–735, Wien 1905.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 247–275, 1 Abb., 1 Karte, Wien 1980.
- THÖNI, M.: Degree and evolution of the alpine metamorphism in the austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 111–174, 5 Taf., 12 Abb., 16 Tab., Wien 1981.
- THUM, I.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raume Spieß – Nauders / Oberinntal). – 169 S., 1 Karte, Diss. Univ. Wien 1966.
- THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters (unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalyse). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**, 55–77, 1 Karte, Wien 1969.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153/1**, 1–27, 1 Taf., Stuttgart 1977.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. Oekologische Untersuchungen im Unterengadin, 4. – Erg. wiss. Unters. Schweizer. Nat.park, XII, 71–87, 1 Karte, 2 Profile, Chur 1972.
- TRÜMPY, R.: The Engadine Line: A sinistral wrench fault in the central Alps. – Mem. geol. soc. China, **1977/2**, 1–12, 2 Abb., Taipei 1977.