

Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich)

Von BERNHARD SCHULZ

Mit 6 Abbildungen und 1 Tafel

*Osttirol
Ostalpin
Altkristallin
Blattverschiebung
Mylonite
Kataklasite
Faltenbau*

Österreichische Karte 1:50.000
Blätter 177, 178, 179

Inhalt

Zusammenfassung	775
Abstract	775
1. Einleitung	776
2. Geologische Situation und Gefüge	778
2.1. Profile	778
2.2. Gefüge der Kataklasite	778
2.3. Pseudotachylite	780
2.4. Trias-Dolomit von der Staller-Alm	780
2.5. Großstrukturen	780
2.6. Gänge und Störungen	783
3. Schlußfolgerungen	783
3.1. Zeitliche und räumliche Entwicklung der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie	783
3.2. Postdeformativer Temperatenausgleich	784
3.3. Beziehungen zwischen Deferegggen-Antholz-Vals-Linie und Periadriatischem Lineament	784
Dank	785
Literatur	788

Zusammenfassung

Die Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) ist eine jungalpidische, sinistrale Blattverschiebung im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters. Die Störungsbewegung erfolgte zwischen 28 Ma und 21 Ma, also nach der Platznahme der periadriatischen Tonalite. Im W besteht die Linie aus Myloniten. Weiter östlich folgen Mylonite und Kataklasite; Mylonite wurden kataklastisch überprägt. Pseudotachylite und ein kompressiver Blattverschiebungs-Duplex mit hangender Verfallung liegen unmittelbar südlich der Linie. Die Faltenachsen verlaufen spitzwinklig zur Hauptstörung. Ganz im E kommen nur Kataklasite vor; die Linie entwickelt sich hier zu einer NE-gerichteten Aufschiebung mit Verfallung der Hangendscholle. Entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) wurde der alpidisch warmdeformierte und über 300°C temperierte Altkristallin-Nordblock mit geringer vertikaler Bewegungskomponente sinistral neben den (alpidisch) kalten Altkristallin-Südblock geschoben. Transpression mit NE-SW gerichteter Hauptspannung war die Ursache des auf 30 km geschätzten horizontalen Versatzes an der Linie und der sie begleitenden Falten. Dieses Transpressions-Regime kann durch einen kurzzeitigen sinistralen Vorschub der Adriatischen Platte nach N bis NE entlang der Judicarien-Linie (JL) erklärt werden. Stö-

rungen und Richtungen von mafitreichen Gängen südlich der DAV lassen sich dann dem etwas jüngeren dextralen Blattverschiebungs-Regime der Puster-Linie (PL) zuordnen.

Abstract

(Late Alpine structural evolution along the Deferegggen-Antholz-Vals-Line, Eastern Tyrol, Austria). The W-E-trending Deferegggen-Antholz-Vals-Line - situated in Austroalpine paragneisses to the south of the Tauern Window - is a sinistral strike-slip fault of Late-Alpine age. Strike-slip movement along the line happened during a time span between 28 Ma and 21 Ma and succeeded the intrusion of Periadriatic tonalites. In its western part the line consists of mylonites. Further to the east these mylonites are accompanied and overprinted by cataclasites. Pseudotachylites and a compressional strike-slip duplex combined with folding of the upper parts were observed just south of the fault line. Fold axes are orientated at an acute angle to the main fault. In the eastern part only cataclasites have been found. There the line changes into a NE directed thrust with folding of the hanging wall. A northern block which was tempered over 300°C and which exhibits intense ductile deformation of Alpine age, was sinistrally moved with a minor vertical component along the DAV beside a (alpine) cold southern block. The estimated 30 km strike-slip movement along the line and simultaneous folding were caused by transpressional deformation with NE-SW-directed stress. A north- or northeast-directed push of the Adriatic

*) Anschrift des Verfassers: Dr. BERNHARD SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Plate along the Judicarien-Line (JL) probably explains this sinistral transpression regime. Later deformation in the dextral wrench-fault system of the Puster-Line (PL) then caused NW-SE directed faults and mafic dykes to the south of the Defereggen-Antholz-Vals-Line (DAV).

1. Einleitung

Die durch Mylonite und Kataklastite gekennzeichnete Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) ist die wichtigste jungalpidische Störung im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters. Eine weiter südlich gelegene Verwerfung, die kataklastische Kalkstein-Vallarga-Linie (KV), ist weniger bedeutend. Die DAV beginnt bei Mauls (Mules) in Südtirol. Dort sind die Para- und Orthogneise des Altkristallins („Zone der alten Gneise“ nach KLEBELSBERG [1935]) zwischen Tauernfenster und Puster-Linie (PL) zu einem 2,5 km breiten Streifen eingeeengt. Eine Fortsetzung der Linie nach W in die Schling-Linie (HAAS, 1986) wurde bisher nicht nachgewiesen. Nach SASSI et al. (1974) mündet die DAV in die zum Periadriatischen Lineament gehörende Puster-Linie (PL) ein. Die steil (80°) nordfallende DAV streicht über Vals (Valles), Uttenheim (Villa Ottone) und Antholz (Anterselva) nach E und quert die italienisch-österreichische Staatsgrenze 750 m nördlich des Staller-Sattel-Passes. Von dort verläuft die Störung auf der Südseite des Defereggen-Tales. Südlich St. Veit i. Def. biegt sie nach ESE ab, quert mittelsteil SW-fallend das Michelbach-Tal und kann nach SE bis Ainet im Iseltal verfolgt werden. Fraglich ist, ob die DAV danach bei Lienz in die Drau-Störung einbiegt oder möglicherweise nach NE bis in die Schober-Gruppe hinein weiterläuft (Abb. 1).

Den westlichen, in Südtirol verlaufenden Bereich der insgesamt 90 km langen Störung beschrieben erstmals SANDER (1925, 1929), BIANCHI (1934) und DAL PIAZ (1934). HOFMANN et al. (1983) lieferten eine neuere Aufnahme dieses westlichen Teils. Den östlichen, als „Deferegger Hauptstörung“ bezeichneten Teil der Linie kartierten SENARCLENS-GRANCY (1932, 1965, 1972) und SCHMIDEGG (1936). Im Bereich der Störung liegende Trias-Vorkommen bei Mauls und bei der Staller Alm wurden bei diesen frühen Aufnahmen entdeckt und untersucht.

Radiometrische Datierungen im ostalpinen Altkristallin zwischen Tauern-Fenster und Puster-Linie erwiesen die vorher nur vermutete Bedeutung der DAV als tektonische Trennlinie. Nördlich der Linie, im Nordblock, betragen die K/Ar-Muscovit-Alter um 100 Ma (PROCHASKA, 1981; STÖCKHERT, 1984) und signalisieren eine rasche Abkühlung des Nordblocks von anfangs $450\pm 50^\circ\text{C}$ (STÖCKHERT, 1982) auf unter $350\pm 50^\circ\text{C}$ (PURDY & JÄGER, 1976) nach der jungkretazischen Überschiebung des Ostalpins auf das Penninikum (STÖCKHERT, 1984). Danach verlief die Abkühlung langsamer, die Temperatur von $300\pm 50^\circ\text{C}$ (JÄGER, 1979) wurde erst vor etwa 28 Ma unterschritten (STÖCKHERT, 1982), wie die Rb/Sr-Biotit-Alter (BORSI et al., 1978a) anzeigen. Diese Rb/Sr-Biotit-Alter sind infolge späterer Hebung nach N zum Tauernfenster hin kontinuierlich jünger (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985). Eine alt- und eine jungalpidische Deformation begleiten die alpidische Metamorphose (STÖCKHERT, 1982, 1985; KLEINSCHRODT, 1987). Neben diesen alt- und jungalpidischen Glimmer-

altern, die alpidische Metamorphose erweisen, bezeugen jedoch Gesamtgesteinsdatierungen von 262 ± 5 Ma im Migmatitisch-Pegmatitischen Komplex von Uttenheim (BORSI et al., 1980) und 445 ± 24 Ma im Augen- gneis von Sand i. T. (HAMMERSCHMIDT, 1981) eine präalpidische Geschichte des Nordblocks.

Südlich der DAV, im Südblock, wurden dagegen nur variskische Rb/Sr-Glimmeralter zwischen 260 und 310 Ma sowie ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der Orthogneise von 434 ± 4 Ma nachgewiesen (BORSI et al., 1973, 1978a). Alpidische Kaltdeformation im Südblock lief bei Bedingungen unter 2–3 kb und unter 250–300° ab (STÖCKHERT, 1982).

Somit trennt die DAV den alpidisch nur von Kaltdeformation betroffenen Südblock mit variskischen Gefügen (STÖCKHERT, 1985; SCHULZ, 1988) von dem alpidisch stark überprägten Nordblock. Die Bewegung an der Linie muß also etwas jünger als 28 Ma sein (STÖCKHERT, 1982). Apatit-Spaltspuren-Alter – sie zeigen die Abkühlung unter 100°C (DODSON, 1979) – liegen zwischen Puster-Linie und Tauernfenster-Südrand zwischen 20,5 und 7,5 Ma und lassen keinen Einfluß der DAV auf die jüngere Krustenhebung erkennen (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985). Demnach war die Störungsbewegung entlang dieser Linie älter als 21 Ma.

Mit einem Blockmodell erklärten BORSI et al. (1978a) die unterschiedlichen Glimmeralter und damit unterschiedliche jungalpidische Temperaturen in Nord- und Südblock. Demnach ist der Nordblock entlang der DAV gegenüber dem Südblock vertikal herausgehoben. Im W soll der vertikale Versatz 5 km betragen, nach E hin wird er immer geringer; im Bereich des Iseltals gibt es dann keinen Versatz mehr zwischen den Blöcken.

Quarzgefüge in den Myloniten der DAV zeigen jedoch eine jungalpidische nicht-koaxiale Warmdeformation durch sinistrale einfache Scherung parallel zu einem 5–10° nach E tauchenden Streckungslinear an (KLEINSCHRODT, 1987). Der durch die unterschiedlichen Glimmeralter angezeigte jungalpidische Temperaturversatz von etwa 100°C , d. h. von etwa 3 km zwischen den Blöcken kann deshalb durch eine etwa 35 km weite sinistrale W-gerichtete Verschiebung unter gleichzeitiger vertikaler Anhebung des Nordblocks erklärt werden (KLEINSCHRODT, 1987). Im Nordblock verlief die jungalpidische Deformation dagegen überwiegend koaxial. KLEINSCHRODT (1987) führte dieses in DAV und Nordblock unterschiedliche Deformationsverhalten auf die Wirkung eines insgesamt transpressiven Deformationsregimes mit NE-SW-gerichteter Hauptspannung zurück.

Unmittelbar vor der Bewegung an der DAV intrudierten die Tonalit-Plutone des Rensen (Rb/Sr-Gesamtalter 41 ± 19 Ma nach BORSI et al. [1978b]) und des Rieserferner (Rb/Sr-Gesamtalter 30 ± 3 Ma nach BORSI et al. [1979]) in den Nordblock; Ganggefölschaften der Plutone gibt es in beiden Blöcken. Die W-E-Erstreckung parallel zur DAV und gleichfalls W-E-gerichtete Folia-tion und Autolith-Regelungen im Rieserferner-Tonalit deutete MAGER (1985) mit einer Platznahme des Plutons in einer sich longitudinal aufspaltenden großräumigen sinistralen Scherzone.

In ihrem westlichen Teil ist die DAV als über 100 m breite duktile sinistrale Scherzone ausgebildet. Vom Ostteil der Linie fehlen, abgesehen von den Arbeiten von SCHMIDEGG (1936) und SENARCLENS-GRANCY (1932, 1965), neuere Untersuchungen und Daten. Im folgen-

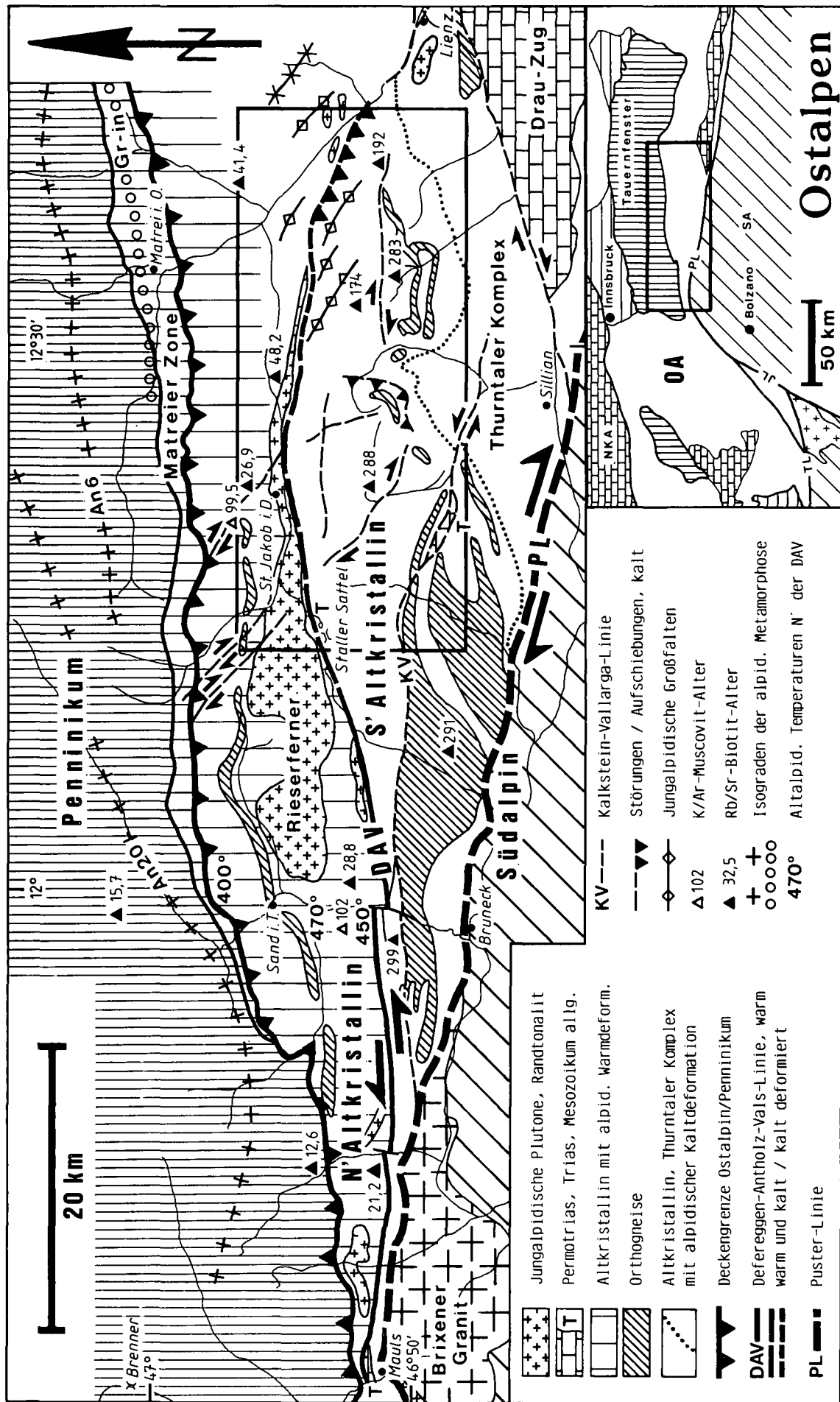


Abb. 1. Ostalpin südlich des Tauernfensters. Isograden der alpidischen Metamorphose nach MORTEANI & RAASE (1974) und HÖCK (1980). Altkristalline Temperaturen im nördlichen Altkristallin nach STÖCKHART (1982). Radiometrische Altersdaten nach BORSI et al. (1973, 1978a), STÖCKHART (1984) und PROCHASKA (1981). Kartenausschnitt von Abb. 2.

den werden nun Mikro- und Makrogefüge aus diesem bisher wenig bekannten Teil der DAV beschrieben.

2. Geologische Situation und Gefüge

2.1. Profile

Grundlagen der folgenden Gliederungen und Beschreibungen sind die Nomenklaturen der Störungsgesteine nach HIGGINS (1971) und WHITE (1982).

Ein kontinuierliches Profil durch die DAV und die angrenzenden Altkristallin-Blöcke ist entlang der italienisch-österreichischen Staatsgrenze nördlich des Staller-Sattel-Passes aufgeschlossen (Abb. 2, Abb. 3a). Das Profil beginnt im S bei etwa 2220 m NN in einem Mikroklin-Augengneis des Südblocks mit steil nordfallender Foliation. Unter dem Mikroskop zeigen Deformationslamellen im Quarz eine starke Kaltdeformation an; die Feldspäte sind zerbrochen, verbogen und serizitisiert; Biotit wurde vollständig zu Chlorit und Titanit umgewandelt (Abb. 3a, Punkt 1). Nördlich des Mikroklin-Augengneises folgen grünliche feinkörnige Feldspat-Quarzit-Gneise mit für den Südblock typischen Knickbändern und Lineationsrichtungen. Kleiner Quarz ist wenig deformiert und undulös. Große Körner dagegen zeigen neben Subkornbildung und Ausplättung bereits erste feine Rekristallite an undeutlichen Korngrenzen (Abb. 3a, Punkt 2).

Eine ca. 35 m mächtige Kataklasit-Zone grenzt das Altkristallin nach N ab. Die Zone beginnt mit unfoliierten harten Ultrakataklasiten. Eine feinkörnige Matrix (Körner $<0,01$ mm) aus Serizit und Quarz nimmt 90 % des Gesteinsvolumens ein; einzelne helle Quarz-Klasten in der Matrix sind mit bloßem Auge erkennbar. Durch zonenweise Erzlösungszufuhr sind einzelne Partien der Gesteine rotbraun gefärbt (Abb. 3a, Punkt 3). Auf die Ultrakataklasite folgen nach N hin Kataklasite mit zunehmend größeren (bis 4 mm) Klasten aus Quarz und Feldspat. Öfters sind auch eckige Gesteinsbruchstücke mit feiner Foliation und langgezogenen Quarzen (Quarz-„ribbons“) enthalten. Bei diesen Klasten handelt es sich um kataklastisch aufgearbeitete Mylonite (Taf. 1, Fig. 4; Abb. 3a, Punkt 4). Ultrakataklasite und Kataklasite werden wegen ihres bis in den Handstückbereich hinein homogenen Gefüges als homogene Kataklasite von inhomogenen Typen abgegrenzt (Kap. 2.2.).

Auf die grobkörnigen Kataklasite folgen schwarze dünnplattig zerfallende feinstkörnige Mylonite (Abb. 3a, Punkt 5). Inmitten von Myloniten befindet sich ein harter Blastomylonit-Horizont mit etwa 4 mm großen stark serizitisierten Feldspat-Klasten. Die Feldspat-Klasten zeigen oszillierenden Zonarbau; wahrscheinlich wurde hier ein jungalpidisches Ganggestein zerschert. Einzelne bis 2 mm dicke ultramylonitische Bänder durchziehen das Gestein (Abb. 3a, Punkt 6). Es folgen nach N fein gebänderte harte Ultramylonite, in deren Matrix (Körner $<0,01$ mm) keine größeren Klasten mehr auftreten. Bänderung ist durch unterschiedlichen Serizitgehalt der Lagen bedingt. Der Anteil der durch dynamische Rekristallisation entstandenen kleinen Quarzkörner ($<0,01$ mm) ist sehr hoch (Abb. 3a, Punkt 7). Nach N hin führen die Mylonite zunehmend größere ($<0,4$ mm) und zahlreichere Granat-, Turmalin-, Muscovit- und Feldspat-Klasten. Quarz liegt vollständig rekristallisiert in bis 0,15 mm großen Körnern vor (Abb. 3a,

Punkt 8). Weiterhin ist ein Karbonat-Mylonit-Horizont eingeschaltet (Abb. 3a, Punkt 9).

Die planare Mylonit-Foliation wird von einer jüngeren Scherbandfoliation („shear bands“ nach WHITE et al., 1980) sinistral verschleppt (Abb. 3b). Aus den Myloniten entwickeln sich so feinkörnige Phyllonite bzw. Muscovit-Chlorit-Schiefer (Abb. 3a, Punkt 10). Die c-Achsen vollständig rekristallisierter Quarze in planaren Quarzlinzen sind in einfachen Schiefgürteln geregelt, die wie die Scherbänder einen sinistralen Schersinn anzeigen (Abb. 3c). Aus der Gürtelregelung kann man Deformation durch einfache Scherung (LISTER & HOBBS, 1980), aus der Lage der Verteilungsmaxima eine dominierende Rhomboederflächen-Gleitung bei Deformation des Quarzes (BOUCHEZ & PECHER, 1981) ableiten.

Weiter im N folgen, mit unscharfer Abgrenzung gegen die Phyllonite, die Biotit-Gneise des Nordblocks. In die Biotit-Gneise sind zahlreiche Amphibolite, Marmore und an anderer Stelle bis 100 m mächtige Pegmatit-Gneise eingelagert (Abb. 3a, Punkt 11). Die altalpidische Foliation der Gneise wurde jungalpidisch eng um W- und E-tauchende Achsen verfalltet. Diese Biotit-Gneis-Serie tritt auch im Osten des Nordblocks und im N des Südblocks auf (Abb. 2). Durch Kontaktwirkung des Rieserferner-Tonalits wuchs Andalusit in den Biotit-Gneisen; in den bei nachfolgender jungalpidischer Verformung entstandenen Scherbahnen liegen diese Andalusite und altalpidische Granate rotiert und zerbrochen vor.

Die Zerteilung der DAV – südlich Kataklasite, nördlich Mylonite – kann man auch im Profil östlich des Stemmeringer Almbachs erkennen. Allerdings ist in diesem Profil die südliche Kataklasit-Zone wesentlich breiter entwickelt. Eine Grenze zu chloritführenden Gneisen (Abb. 3d, Punkt A) des südlichen Altkristallins ist unscharf, es tritt hier eine breite Zone inhomogener Kataklasite (Abb. 3d, Punkt B) auf. In dieser Zone sind mehrere hornblendeführende Lamprophyre eingeschaltet und randlich kataklasit (Abb. 3d, Punkt C). Nach N hin gehen die inhomogenen Kataklasite in homogene Typen über. Innerhalb dieser finden sich wieder aufgearbeitete Mylonite als Klasten (Abb. 3d, Punkt D). Im N folgen Mylonite (Punkt E) und Ultramylonite (Punkt F). Innerhalb der Mylonit-Zone kommen Karbonat-Mylonite vor (Abb. 3b, Punkt G). Es folgen nach N kontaktmetamorph geprägte Biotit-Gneise. Diese Andalusit- und Sillimanit-führenden Gesteine sind nach S hin zunehmend mylonitisiert; allerdings treten keine Scherband-Gefüge auf (Abb. 3d, Punkt H). Eingelagerte Tonalit-Apophysen (Punkt I) zeigen mylonitische Bänder (Taf. 1, Fig. 1). Ganz im N anschließender Tonalit (Punkt K) ist foliiert.

Zusammenfassend läßt sich die DAV in ihrem Ostteil also in eine südliche Zone mit inhomogenen und homogenen Kataklasiten sowie in eine nördliche Zone mit Ultramyloniten, Myloniten und Phylloniten gliedern. Mylonite wurden im Südteil kataklastisch aufgearbeitet. Die Grenze zwischen diesen beiden Teilbereichen markiert gleichzeitig den Übergang von Warmdeformation ($T > 300^{\circ}\text{C}$ nach VOLL [1976]) zu Kaltdeformation ($T < 300^{\circ}\text{C}$) des Quarzes.

2.2. Gefüge der Kataklasite

Die im Südteil der DAV vorhandenen Kataklasite, d. h. die festen Störungsgesteine ohne Foliation im

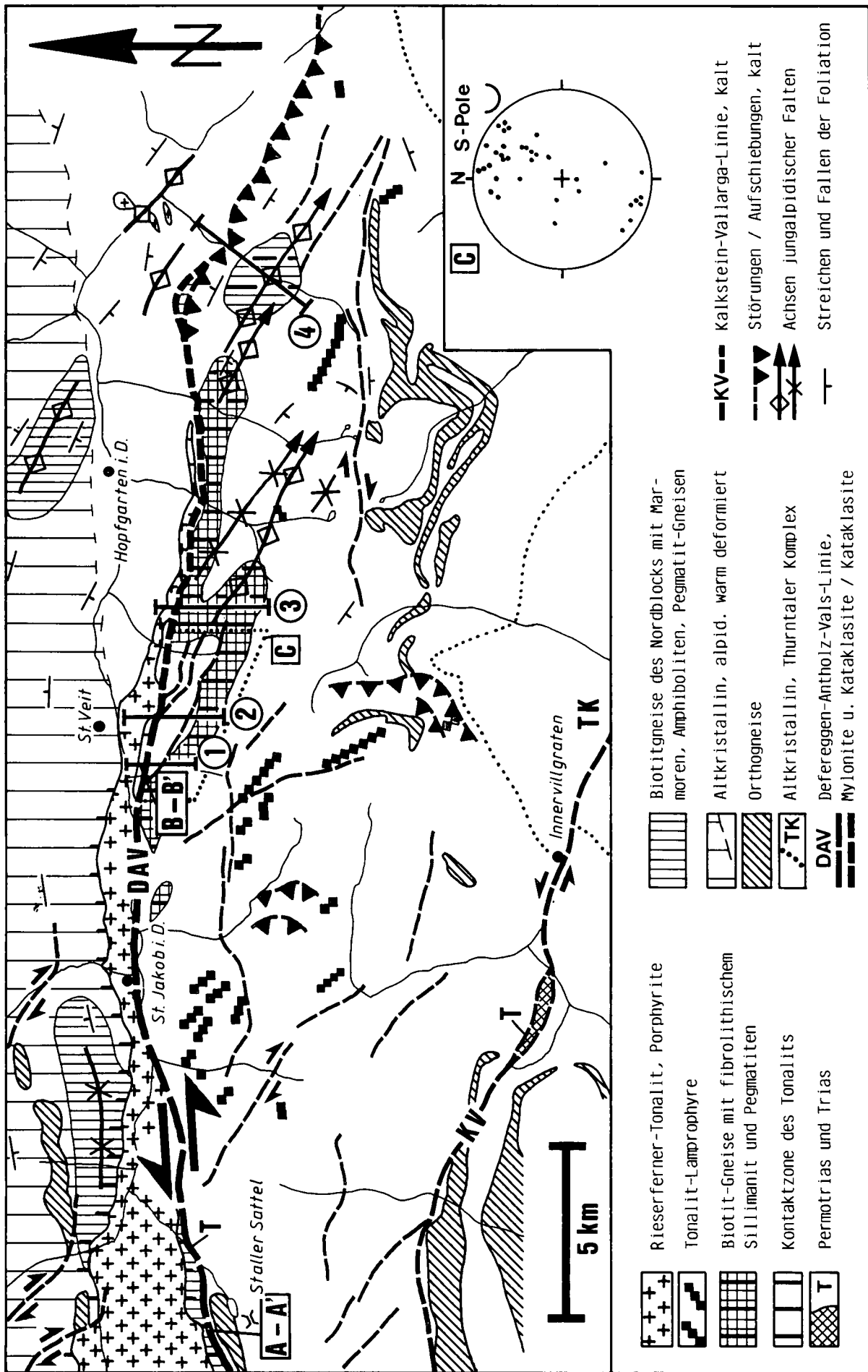


Abb. 2.
 Ostteil der Deferegen-Antholz-Vals-Linie (DAV).
 Eigene Kartierungen und Aufnahme von SEMARCLENS-GRANCY (1965).
 Lagen der Profilschnitte in Abb. 3 und 4. Streichen und Fallen der Foliation im Bereich C; Projektion in die untere Halbkugel.

Sinne von HIGGINS (1971), WHITE (1982) und HEITZMANN (1985), lassen sich in eine durch fortschreitende kataklastische Deformation bedingte Entwicklungsreihe von inhomogenen hin zu homogenen Kataklastiten gliedern. Folgende Gefüge charakterisieren diese Gesteine:

- a) Leicht kataklastisch deformierte Südblock-Gneise: Die feinkörnigen harten, durch Chloritführung grünlich gefärbten Gneise zeigen unter dem Mikroskop stark undulösen großen Quarz mit glatten Korngrenzen. Granate sind stark zerbrochen. Biotit wurde vollständig zu Chlorit und Titanit umgewandelt. Stark bis vollständig serizitisierte Plagioklase umgeben die Quarze. Das ursprünglich lagige S-Gefüge mit dem alten Kornverband ist noch erhalten und erkennbar.
- b) Inhomogene Kataklastite: Infolge fortschreitender Kataklastose kommt es zu inhomogener Auflösung des alten Kornverbandes. Makroskopisch sind dunkelgrüne bis schwarze Bänder mit kleinen Klasten erkennbar. Die Kataklastit-Bänder umgeben hellgrüne foliierte Körper des Ausgangsgesteins. Unter dem Mikroskop lassen sich einzelne, sich verzweigende, bis 5 mm breite und über etliche cm penetrierende Zonen erkennen. In diesen Zonen bilden sich anfangs eckige, später runde Quarzklasten von 0,4–0,1 mm Größe, die von einer feinschuppigen Matrix aus Chlorit und Serizit umgeben werden (Taf. 1, Fig. 2). Der Klastenanteil liegt über 50 %. Epidot kristallisierte neu in den Kataklastozonen. Bei fortschreitender Kataklastose nehmen die grobkörnigen Kataklastozonen weiter an Breite zu und erfassen schließlich 80 % des Gesteinsvolumens. Gleichzeitig sinken Klastenanteil und Klastengröße, der Anteil feinkörniger Matrix nimmt zu. Eckige und linsige bis cm-große Bereiche mit altem unzerstörten Kornverband, in dem Quarz Deformationslamellen und Polygonisierung zeigt, werden von den Zonen umgeben (Taf. 1, Fig. 3).
- c) Homogene Kataklastite: Bei weiter fortschreitender Kataklastose entwickeln sich aus den inhomogenen Kataklastiten durch weiter zunehmenden Anteil der feinkörnigen Matrix schließlich homogene Kataklastite. In der immer gleichkörniger werdenden Matrix aus Quarz, Serizit, Chlorit, Epidot und Erz liegen dann isolierte bis 1 cm große Klasten des Ausgangsgesteins (Taf. 1, Fig. 4). Örtlich kann die feinkörnige Matrix lagig oder foliiert ausgebildet sein.

Aus den Quarzgefügen in den Kataklastiten – Quarz zeigt keine Rekristallisation – kann man eine Bildungstemperatur von unter 300°C (VOLL, 1976) für diese Gesteine ableiten. Auf eine verstärkte Fluid-Zufuhr während der Kataklastose deuten Pyrit-ummantelte Klasten, Pyrit- und Calcit-Führung sowie die starken retrograden Umwandlungen von Biotit und Plagioklas hin. Quarz, Epidot, Calcit und Prehnit wuchsen neu in Rissen und Klüften der Kataklastite.

2.3. Pseudotachylite

In einem Bereich bis 2 km südlich der DAV treten vereinzelt Pseudotachylite auf. Bis 5 mm breite scharf begrenzte bräunliche und grünliche Pseudotachylit-Bänder mit weniger als 10 % Anteil an Quarzklasten (Klastengröße 0,05–0,1 mm) durchschlagen gangartig das Nebengestein. Die Bänder sind nur wenige cm

lang, verzweigen sich, verlaufen unregelmäßig und keilen spitz aus. Unter dem Mikroskop erkennt man eine extrem feinkörnige isotrope Matrix und einzelne größere Quarz-Klasten. Das Nebengestein ist am Rand der Pseudotachylite kataklastisch inhomogen deformiert (Taf. 1, Fig. 5).

Pseudotachylite können durch Reibungsschmelze (MADDOCK, 1983) oder als Ergebnis extremer Kataklastose (WENK, 1978) im Bereich spröder Störungen entstehen. Diese Gesteine sind deshalb keineswegs eine seltene Erscheinung sondern finden sich häufig an größeren kataklastischen Störungen. Gebildet werden die Pseudotachylite im seismisch aktiven Krustenniveau, also in Bereichen, in denen Erdbebenherde entstehen (SWANSON, 1988; SCHOLZ, 1988).

2.4. Trias-Dolomit der Staller Alm

In einem Felsbuckel 350 m südlich des Staller Almbachs und 750 m östlich der Staller Alm befindet sich das von SENARCLENS-GRANCY (1932) erstmals beschriebene Vorkommen von Trias-Dolomit. Aufgeschlossen ist eine Scholle von 5 m Mächtigkeit und unbekannter Tiefenausdehnung. Mehrere Dolinen im Schuttfächer westlich des Aufschlusses zeigen eine etwa 200 m streichende Länge der Karbonate an. Es handelt sich um weißlich verwitternden, im frischen Bruch mittelgrauen, sehr feinkörnigen (<0,002 mm) Dolomit. Zahlreiche haarfeine bis 2 mm breite dolomit- und quarzgefüllte Risse durchziehen das Gestein und zerlegen es in kleine Blöcke von 3–5 mm Kantenlänge. Anhand von *Diplophora philosophi* (PIA) wurde der Dolomit in die Anis-Stufe der Trias gestellt (SENARCLENS-GRANCY, 1932). Nördlich begrenzen Kataklastite den Dolomit; der Südrand liegt unter Schuttbedeckung. In näherer Umgebung stehen chloritführende Quarzit-Gneise des südlichen Altkristallins an. Somit liegt der Dolomit im südlichen kataklastischen Bereich der DAV und gehört zum Südblock.

Einige größere Proben des Dolomits wurden mit negativem Ergebnis auf Conodonten untersucht. An zurückgebliebener Tonfraktion (0,002 mm und 0,06 mm) erfolgten dann röntgenographische Bestimmungen der Illit-„Kristallinität“ nach WEBER (1972). Es ergaben sich relative Halbwertsbreiten der Illit-Peaks zwischen 86 und 102; der Mittelwert liegt bei 97. Nach KEMP et al. (1985) zeigen die Hellglimmer damit beginnende Grünschieferfazies an.

In der Trias von Mauls (Südtirol), in ähnlicher Position gelegen, kam es nach HAMMERSCHMIDT (1982) ebenfalls zu beginnender epizonaler Metamorphose. Dies wurde durch eine schwache Aufheizung der Trias durch den an der DAV daneben geschobenen alpidisch warmen Nordblock erklärt.

2.5. Großstrukturen

Südlich von St. Jakob i. Def. beginnt eine sich nach E erstreckende Zone mit unfoliierten grob- und richtungslos körnigen Muscovit- und Turmalin-führenden Quarz-Feldspat-Pegmatiten (Abb. 2). Die oft foliationsparallel eingedrngenen, mehrere Meter mächtigen und bis 100 m lang ausstreichenden Pegmatite werden von kontaktmetamorph veränderten Biotit-Gneisen (hier zum Südblock gehörend) umgeben. Muscovit-Blastese,

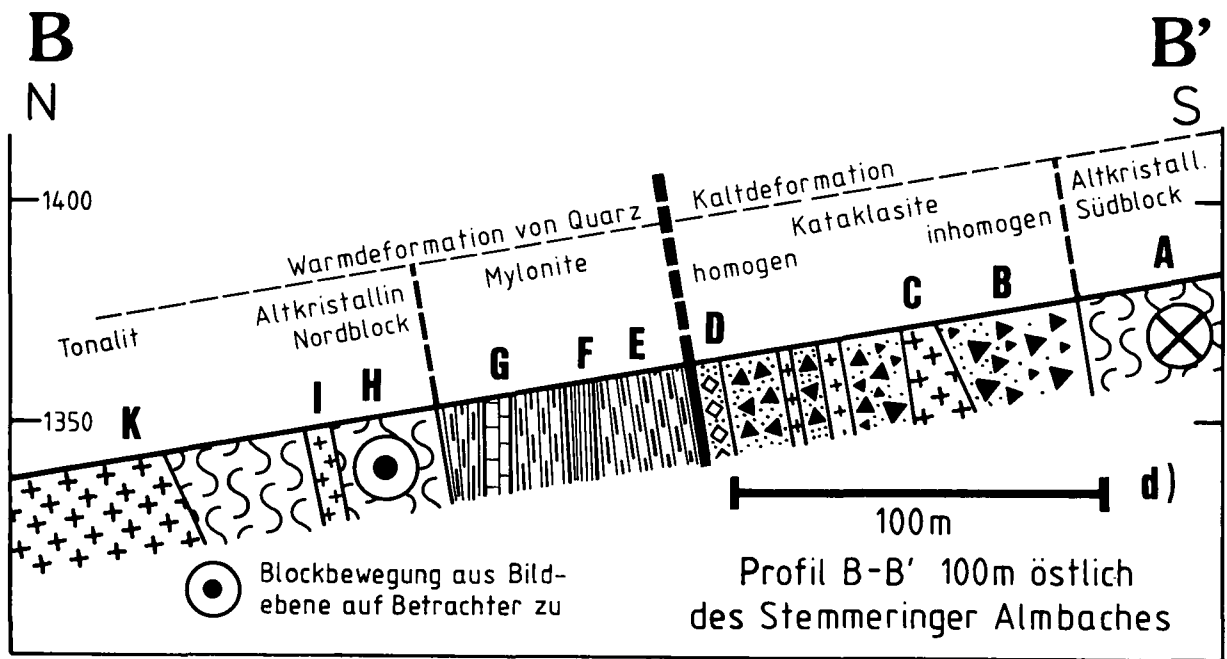
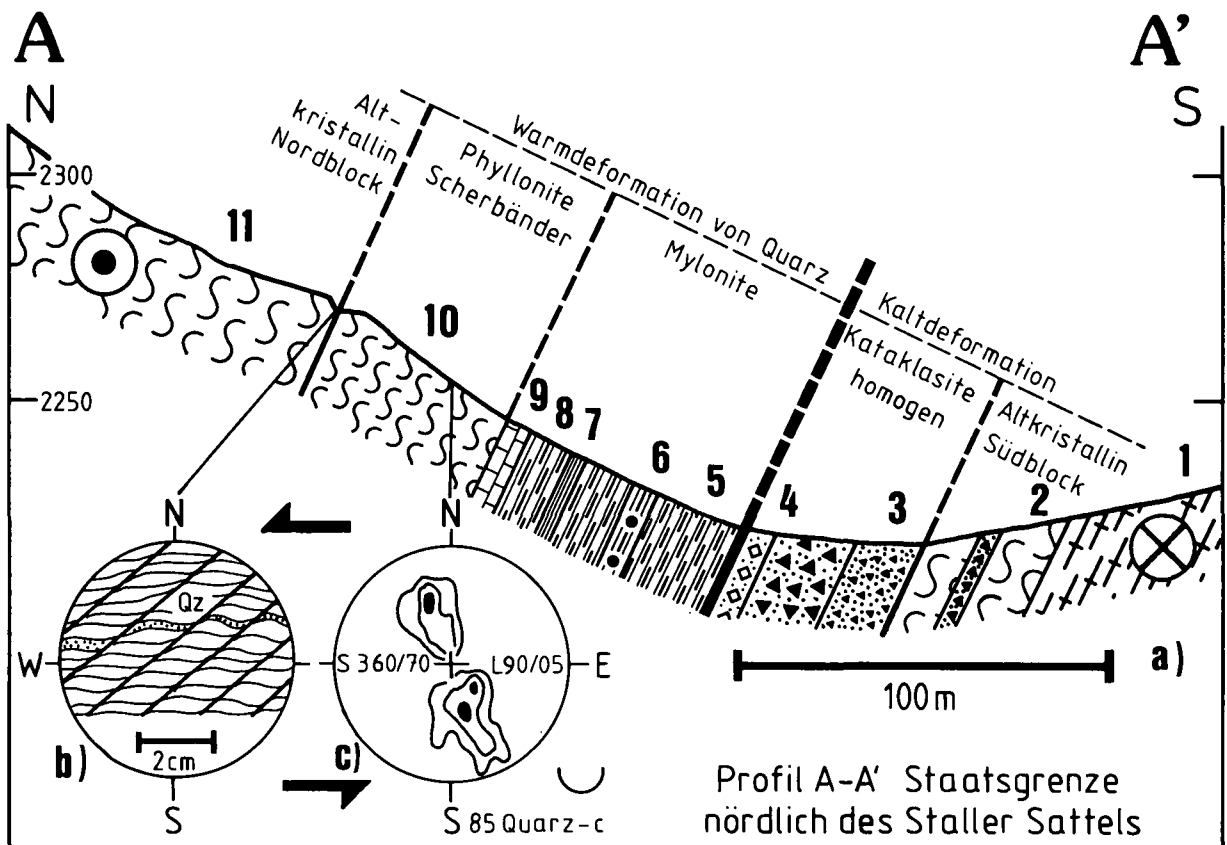


Abb. 3.
 a) Profil durch die DAV nördlich des Staller Sattels.
 b) Lage der Scherbandfoliation in den Phylloniten.
 c) Regelungsmuster der Quarz-c-Achsen in Phylloniten; Projektion in die untere Halbkugel.
 d) Profil durch die DAV östlich des Stemmeringer Almbaches.
 Erklärung der Nummern und Buchstaben im Text. Die Lagen der Profile sind in Abb. 2 vermerkt.

Kornwachstum von Biotit und Neusprossung bis 5 mm großer fibroblastischer Sillimanit-Aggregate veränderten das ursprüngliche Lagengefüge der Gneise. Es ist unsicher, ob die zur Gangfolgschaft des Rieserferner-Plutons gehörenden Pegmatite selbst die Kontaktmetamorphose bewirkten oder ob diese Zone ur-

sprünglich dem ja nördlich der DAV intrudierten Pluton auf- oder anlagerte.

Östlich des Stemmeringer Almbachs sind diese Pegmatit-durchaderten Biotit-Gneise zu einem Großsattel mit flach ESE tauchender Faltenachse verformt. Achsen von Knickfalten tauchen in die gleiche Richtung

(Abb. 2, Abb. 4). Im Kartenbild ist erkennbar, daß einige steilstehende kataklastische Störungen spitzwinklig nach S von der DAV abzweigen und dann parallel zur ESE-streichenden Hauptlinie weiterziehen. Die Störungen laufen direkt in die Sattelstruktur hinein. Im Profil (Abb. 4a-c) liegt der Sattel bzw. die Verfallung im Hangenden der Störungen. Die Antiklinale wirkte als Fangstruktur für in den Störungen aufsteigende Fluide, und deshalb ist unterhalb des Sattels eine verstärkte retrograde Umwandlung und Chloritisierung der präalpidisch mittelgradig metamorphen Gneise zu beobachten. WOODCOCK & FISCHER, 1986, S. 734) bezeichneten eine derartig kombinierte vertikale Störungsanordnung im Bereich einer Blattverschiebung als kompressiven Blattverschiebungs-Duplex. Es ist südlich St. Veit i. Def. also kein tektonisches Fenster vorhanden, wie es SENARCLENS-GRANCY (1932) beschrieb („Phyllonit-Fenster südlich von St. Veit“).

Die DAV verläuft weiterhin steilstehend am Nordrand der Gesteinszone. Die anfangs flach fallende NNE-Flanke der großen Antiklinale versteilt sich nach ESE immer mehr und liegt im Zenewaldbach-Tal schließlich überkippt SSW-fallend. Synklinalen begleiten die Struktur im Streichen (LUNZER, 1985; STEININGER, 1985).

Da Kontaktmetamorphose und Pegmatit-Intrusion in den Biotit-Gneisen zeitgleich mit der Rieserferner-Intrusion verliefen, muß die großräumige Verfallung der präalpidisch foliierten Gneise und der unfoliierten Pegmatite jünger als die Intrusion und somit jungalpidisch sein.

Die im Zenewaldbach-Tal nur noch aus Kataklastiten bestehende DAV begleitet den nach E in Pegmatite und Tonalit-Porphyrite auskeilenden Rieserferner-Tonalit und ist im Bereich des Michelbach-Tales schließlich zu einer mittelsteil SW-fallenden Aufschiebung ausgebildet (SENARCLENS-GRANCY, 1932, 1965). Bis dm-große Klasten, u. a. auch aus Tonalit-Porphyriten, kommen in den nach SE hin immer grobkörniger werdenden Kataklastiten der Hauptstörung vor (TROLL, 1988, mündl. Mitt.).

Im Michelbach-Tal sind unmittelbar über der Aufschiebung Biotit-Gneise und Marmore (Marmor von der Weißen Wand) eingeschuppt. Weiter im Hangenden befindet sich ein spezialgefalteter Großsattel, in dessen Kern kontaktmetamorphe Biotit-Gneise mit Pegmatiten, präalpidischen Pegmatit-Gneisen, Amphiboliten und Marmoren aufgeschlossen sind (Abb. 4d). Es handelt sich hier um die gleiche Serie, die auch nördlich des Staller Sattels auftritt (TROLL, 1988, mündl. Mitt.). Die Pegmatit-durchaderten Biotit-Gneise mit Sillimanit südlich der DAV gehen also im Osten in die Biotit-Gneis-Serie mit Amphiboliten und Marmoren über. Mitverfaltete Stauroolith-führende Gneise des Südblocks überlagern unmittelbar, konkordant und ohne Störung die Biotit-Gneis-Serie. Der Kontakt zwischen beiden Gesteinseinheiten muß hier präalpidisch sein. An dieser Stelle wird somit erkennbar, daß im Nordblock das ursprüngliche bzw., präalpidisch Liegende der Südblock-Gneise aufgeschlossen ist.

Der jungalpidische Klein- und Großfaltenbau streicht nördlich der DAV meist W-E bis WSW-ESE (SENARCLENS-GRANCY, 1965, 1972; ZARSKÉ, 1985; KLEIN-SCHRODT, 1987). Östlich des Iseltales biegen diese Achsen in die NW-SE-Richtung um (TROLL et al., 1976, S. 505) und verlaufen dort dann parallel zu den jungalpidischen Falten südlich der DAV (Abb. 2).

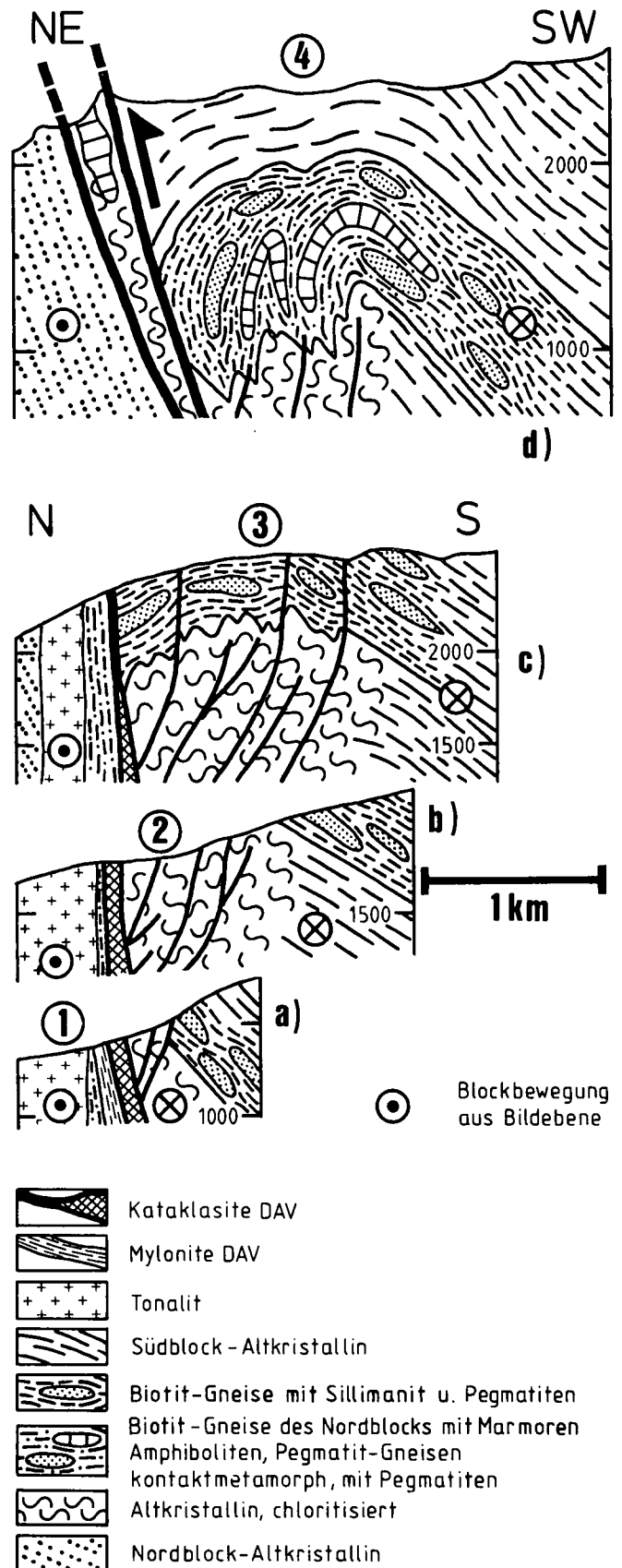


Abb. 4.
Profile durch den Ostteil der DAV.
a) Stammeringer Almbach.
b) Östlich des Gsaritzer Almbachs.
c) Östlich des Kleintzer Almbachs.
d) Michelbach-Tal, umgezeichnet nach SENARCLENS-GRANCY (1965).
Lagen der Profile siehe Abb. 2.

Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem ESE- bis SE-streichenden jungalpidischen Faltenbau südlich und nördlich der DAV und der sinistralen Bewegung an der Linie. Nach MOODY & HILL (1956) und WILCOX et al. (1973) ist eine solche spitzwinklig zur Verschiebungsrichtung orientierte Verfaltung häufig neben und im Hangenden von Blattverschiebungen zu finden. Die spitzwinklige Lage der Faltenachsen zur Hauptstörung ist also eine Folge der sinistralen Bewegung an der DAV.

2.6. Gänge und Störungen

Südlich der DAV durchschlagen zahlreiche feinkörnige mafitreiche Gänge das Altkristallin. Es handelt sich hier um die junge postintrusive Ganggefolgschaft des Rieserferner-Plutons (MAGER, 1985, S. 48). Meist lassen sich die lediglich m-mächtigen Gänge nur über kurze Strecken verfolgen. Einige dieser Gänge erstrecken sich jedoch mehrere Kilometer in NW-SE-Richtung (Abb. 2).

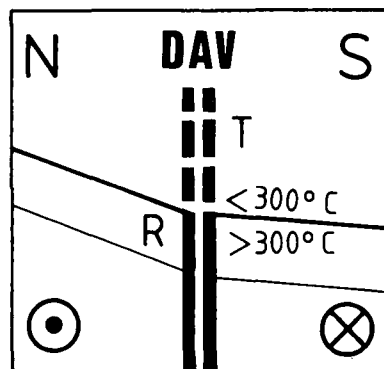
Im Altkristallin zwischen DAV und KV und im Nordblock ist ein junges dextrales Blattverschiebungs-System mit NW-SE-streichenden Störungen ausgebildet. Weiterhin gibt es im Südblock vereinzelt nach SE gerichtete kalte Aufschiebungen. An mehreren W-E-verlaufenden Störungszonen konnte der relative Versatz nicht bestimmt werden (Abb. 2). An allen Störungen gibt es inhomogene Kataklastite und nichtbindige Störungsgesteine (fault gouges). Quarz wurde ausschließlich kalt deformiert. Da die NW-SE-Störungen den Rieserferner-Tonalit und Nordblock-Großfalten versetzen, müssen diese Blattverschiebungen jünger als die jungalpidische Warmdeformation und damit auch jünger als die sinistrale Bewegung an der DAV sein.

Mit einem etwa W-E-streichenden dextralen transpressiven Blattverschiebungs-Regime (SANDERSON & MARCHINI, 1984) können die Richtungen der mafitreichen Gänge, der dextralen Blattverschiebungen und der Aufschiebungen südlich der DAV erklärt werden. Die Gänge intrudierten parallel zur NW-SE-gerichteten maximalen Hauptspannung (Öffnung des Nebengesteins senkrecht zur maximalen Hauptspannung). Entsprechend zur maximalen Hauptspannungsrichtung wurde nach SE aufgeschoben. Die dextralen Blattverschiebungen sind synthetische Riedel-Störungen im ebenfalls dextralen Gesamtsystem. Es besteht somit ein Gegensatz zwischen diesem dextralen transpressiven Blattverschiebungs-Regime, mit dem die Gänge und Störungen südlich der DAV erklärt werden müssen, und dem sinistralen Bewegungssinn an der DAV.

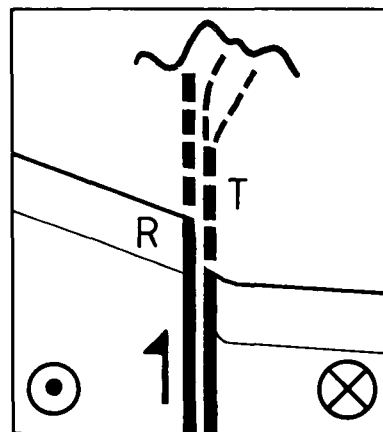
3. Schlußfolgerungen

3.1. Zeitliche und räumliche Entwicklung der Defereggan-Antholz-Vals-Linie

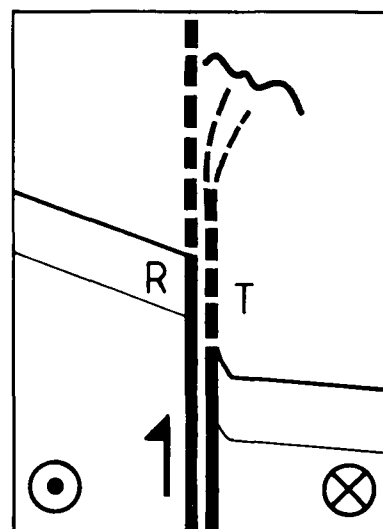
Die im Ostteil der DAV angetroffenen Mikro- und Makro-Gefüge erlauben eine Deutung dieser Störung als sinistrale Blattverschiebung. Auffällig ist eine Gefügeentwicklung entlang der Linie von W nach E. Im W beobachtet man durch Warmdeformation ($T > 300^{\circ}\text{C}$) erzeugte Quarzgefüge in den Myoniten. Weiter im E wurden die Mylonite kataklastisch aufgearbeitet; eine Ka-



a)



b)



c)

R Rieserferner-Tonalit
T Trias

Abb. 5. Schematische Darstellung des zeitlichen Ablaufs der Bewegung an der DAV.

Der links gelegene Block bewegt sich aus der Bildebene auf den Betrachter zu.

a) Anfangszustand vor etwa 28 Ma.

b) Blattverschiebungs-Duplex und Faltung.

c) Ende der Störungsbewegung.

Weitere Erläuterung im Text.

taklasit-Zone ist im Südteil der Linie vorhanden. Im E schließlich dominieren die Kataklastite. Pseudotachylite, ein Blattverschiebungs-Duplex und Großfaltenbau begleiten die sich zur Aufschiebung entwickelnde Linie. Alle für Blattverschiebungen in tiefen und hohen Krustenstockwerken charakteristischen Gefüge sind von W nach E entlang der DAV zu finden. Nach E hin sind zunehmend krustenhöhere, hangendere und kälter deformierte Bereiche der Störung aufgeschlossen.

Da Störungen meist im tieferen Krustenstockwerk ansetzen und sich dann ins Hangende fortsetzen, ist zugleich ein zeitlicher Ablauf der Gefügeentwicklung vorgegeben. Die schematische Abb. 5a-c zeigt die räumliche und zeitliche Entwicklung der Störung im Altkristallin:

- Der duktile warmdeformierte Bereich der Störung liegt unterhalb der noch ungestörten jungalpidischen 300°-Isotherme, der spröde kalte Bereich verläuft darüber.
- Die sinistrale Verschiebung der Blöcke beginnt; mit zunehmendem Versatz wird der Nordblock relativ angehoben, und die Isotherme verschleppt. Im spröden Bereich entsteht ein kompressiver Blattverschiebungs-Duplex, der in hangenden Großfaltenbau übergeht. Bei fortschreitender sinistraler Verschiebung und relativer Anhebung gerät der über 300°C temperierte Bereich des Nordblocks entlang der Linie direkt neben den kalten Südblock. Da die Bewegung weitergeht, werden die Mylonite an der kalten Seite der Störung kataklasiert. Entsprechende Gefüge ließen sich im Profil nördlich des Staller Sattels beobachten (Kap. 2.1.).
- Die Falten im Hangenden können den weitergehenden sinistralen Versatz und die Anhebung nach Überschreiten ihrer maximal möglichen Verformung nicht mehr aufnehmen und werden von der Hauptstörung abgeschnitten. Gegen Ende der Bewegung biegt die Hauptstörung schließlich in die durch die etwas ältere Großfaltung vorgegebene NW-SE-Richtung ein und wird final zur NE-gerichteten Aufschiebung umgebildet.

Der horizontale Versatz entlang der Linie kann anhand der Marmor- und Amphibolit-führenden Biotit-Gneis-Serie abgeschätzt werden. Zwischen dem Vorkommen dieser Serie unmittelbar nördlich der DAV am Staller Sattel und dem Auftauchen der Biotit-Gneise im Michelbach-Tal südlich der DAV liegen 30 km (Abb. 2). Dieser Betrag stimmt gut mit der Abschätzung von KLEINSCHRODT (1987, S. 53) überein. Aus Verschiebungsweite und maximaler Bewegungsdauer (7 Mio. Jahre) errechnet sich eine minimale Bewegungsgeschwindigkeit von 0,4 cm/a.

Wegen des Umbiegens der jungalpidischen Faltenachsen aus der W-E-Richtung im Nordblock in eine NW-SE-Richtung im Störungsbereich kann auf eine insgesamt transpressive Deformation (SANDERSON & MARCHINI, 1984) geschlossen werden. Ursache der Seitenverschiebung an der DAV war eine NE-SW-gerichtete Hauptspannung. Zu diesem Ergebnis kam auch KLEINSCHRODT (1987). In Abb. 6 ist die Lage der Blöcke beiderseits der DAV unmittelbar nach Ende der Bewegung vereinfacht skizziert. Auf die Störungsbewegung folgte vor etwa 21 Ma die jüngere Hebung. Wesentlich stärkere Heraushebung des Ostalpins und Penninikums im W (GRUNDMANN & MORTEANI, 1985) führte zu dem

dort heute vorliegenden Anschnitt tieferer Teile der DAV.

3.2. Postdeformativer Temperatenausgleich

Nach Abschluß der Bewegung wäre ein Temperatenausgleich zwischen den unterschiedlich temperierten Blöcken zu erwarten. Die kalt verformten Quarze in Kataklastiten der südlichen DAV zeigen jedoch keine Anzeichen statischer Temperung durch Wärmezufuhr nach der Deformation. Somit dürfte sich der Effekt eines postdeformativen Wärmeausgleichs auf Temperaturen unter 300°C beschränkt haben und damit eher als gering einzuschätzen sein. Es ist deshalb fraglich, ob die beobachtete beginnende grünschieferfazielle Metamorphose in den Trias-Vorkommen unmittelbar südlich der DAV mit einer Aufheizung der Karbonate durch den warmen Nordblock erklärt werden kann (HAMMERSCHMIDT, 1982). In der Permotrias von Kalkstein, die weitab vom Nordblock inmitten des Südblocks liegt (Abb. 2), zeigen 2M1-Serizite ebenfalls beginnende Grünschieferfazies an (NIEDERMAYR et al., 1984; GUHL & TROLL, 1987). Die leichte Aufheizung der Trias-Vorkommen war daher wahrscheinlich die Folge einer schwachen alpidischen Metamorphose des Südblocks mit Temperaturen noch unter 300°C. Erklären läßt sich der geringe bzw. fehlende Temperatenausgleich zwischen den Blöcken durch rasche Krustenhebung und damit schnellem Absinken der Isothermen nach der Verschiebung.

3.3. Beziehungen zwischen Defereggan-Antholz-Vals-Linie und Periadriatischem Lineament

Die auf dextrale NW-SE-gerichtete Transpression zurückgehenden Gefüge im Südblock (Kap. 2.6.) entstanden wahrscheinlich im Zusammenhang mit der dextral verschiebenden Puster-Linie (PL). Diese Linie ist eine Teilstörung des Periadriatischen Lineaments, welches die Ostalpen von den Südalpen der Adriatischen Platte trennt. Durch Rotation der Adriatischen Platte gegen den Uhrzeigersinn (SOFFEL, 1975) verur-

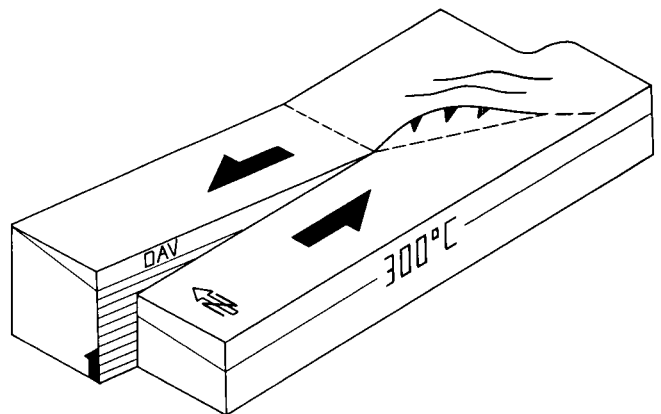


Abb. 6. Endzustand des Krustenblocks nach Ende der Bewegung an der DAV und vor Beginn der jungen Hebung. Schematisch und nicht maßstäblich. Lage der 300°-Isotherme. Im E Verfaltung und Aufschiebung des Südblocks nach NE bis E. Falten im Hangenden der Aufschiebung und jungalpidische W-E-streichende Falten im Nordblock sind weggelassen.

sachte dextrale Bewegung an dem Lineament (SCHMIDT, ZINGG & HANDY, 1987) ist jünger als die Tonalit-Intrusionen im Paläozän und Oligozän (VON GOSEN, 1989).

Die DAV ist Teil eines Systems gleichfalls jungalpider (oligozäner) sinistraler Verschiebungen in den Ostalpen (NEUBAUER, 1988). Eine Deutung der DAV als antithetische Riedel-Störung im großen dextralen Blattverschiebungssystem des Periadriatischen Lineaments ist jedoch nicht möglich, da ja NE-SW-gerichtete Hauptspannung die sinistrale Bewegung an der DAV ermöglichte. Somit müssen die unterschiedlich gerichteten Bewegungen an DAV und PL im Oligozän zeitlich nacheinander erfolgt sein.

Auffällig ist das Ansetzen der DAV an der am weitesten nach N vorgeschobenen Spitze der Adriatischen Platte. Ein Vorschub der Platte nach N bis NE verursachte im Oligozän einen frühzeitigen sinistralen Versatz des Periadriatischen Lineaments an der Judicarien-Linie (JL) (DOGLIONI & BOSSELINI, 1987). Ebenfalls frühzeitige sinistrale Bewegung an der Pejo-Linie war damit verbunden (ZARSKE, 1989, S. 101). Die Kinematik an der DAV steht also wahrscheinlich in einem Zusam-

menhang mit diesem (womöglich kurzzeitigen) N- bis NE-gerichteten Vorschub der Adriatischen Platte (KLEINSCHRODT, 1987; ZARSKE, 1989) und dem dadurch im angrenzenden Ostalpin verursachten sinistralen Transpressions-Regime mit NE-SW-gerichteter Hauptspannung.

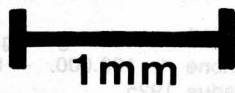
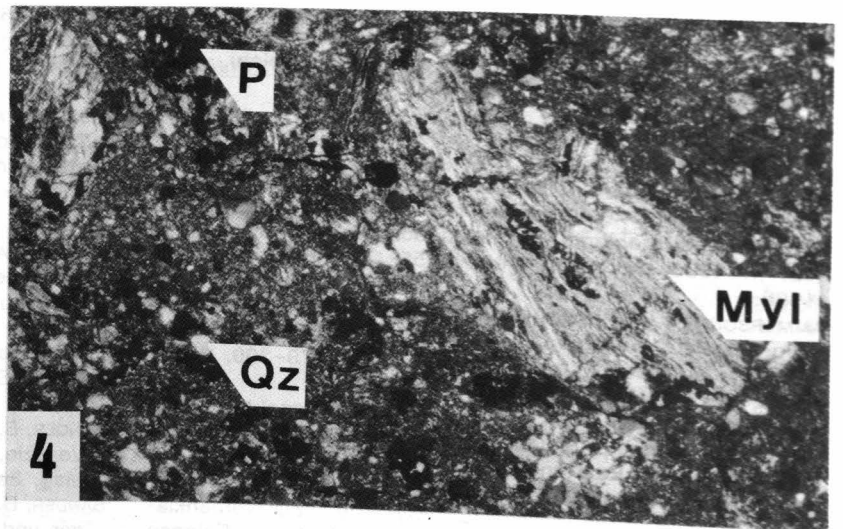
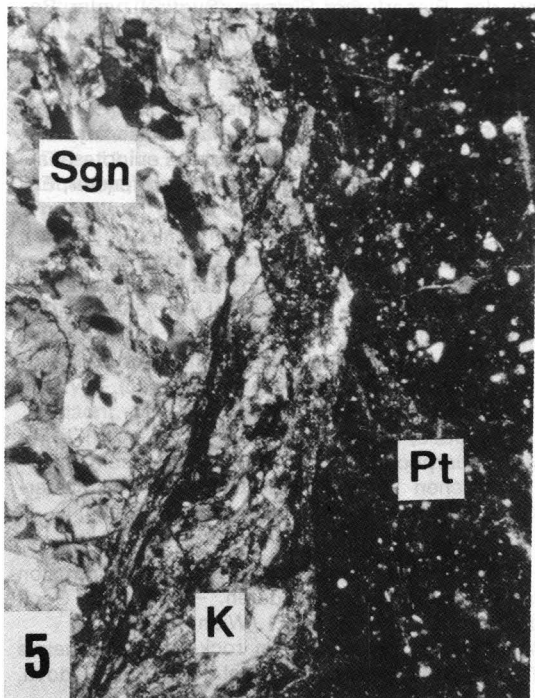
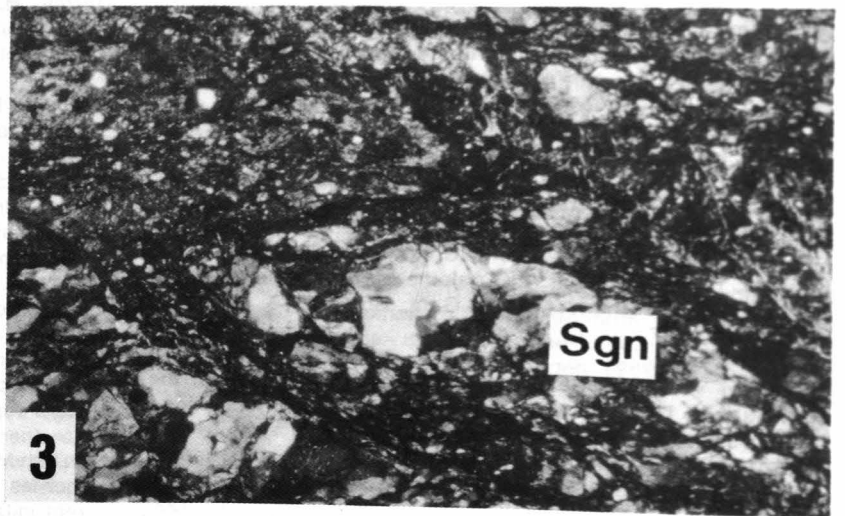
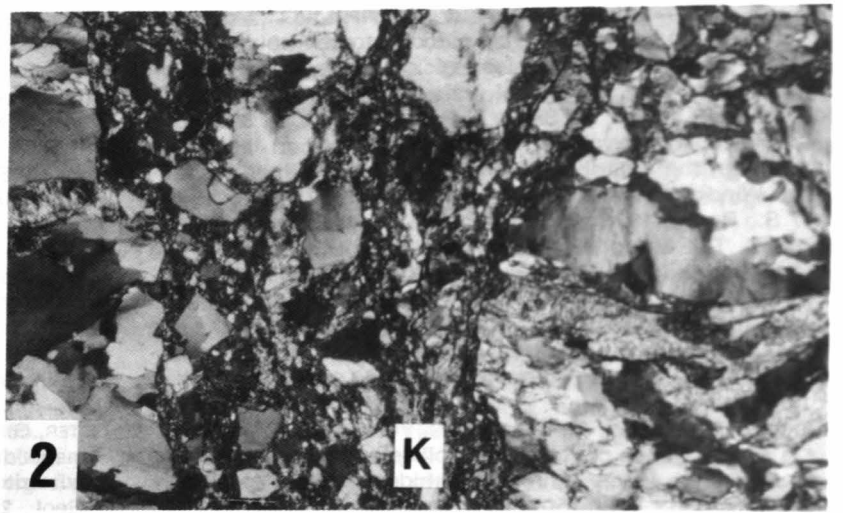
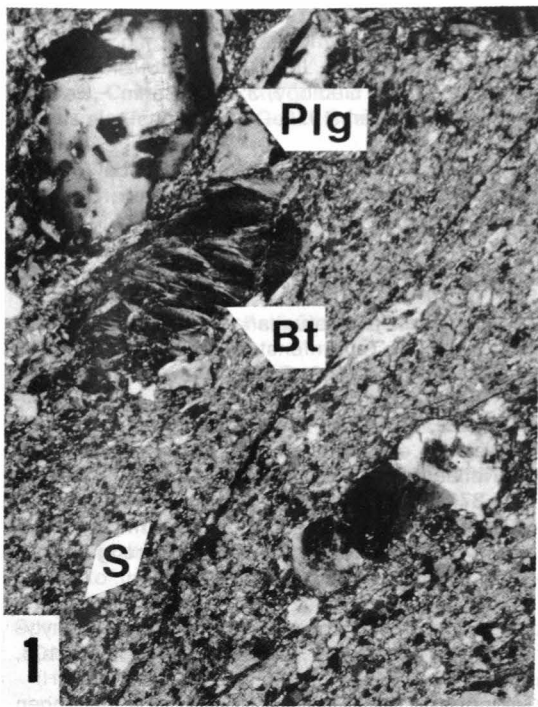
Nach diesem Vorschub der Adriatischen Platte setzte dann (wieder) dextrale Bewegung entlang des Periadriatischen Lineaments ein und erzeugte die Gefüge im Südblock. Unterstützt wird diese Deutung einer zeitlichen Auflösung der Bewegungen durch die Richtungen von Gängen des Rieserferner-Tonalits. Prä-intrusive Gänge streichen NE-SW (sinistrale Transpression); post-intrusive Gänge dagegen verlaufen NW-SE (dextrale Transpression).

Dank

Durchsicht und Korrektur des Manuskripts übernahmen Dr. W. v. GOSEN und Prof. Dr. G. NOLLAU, Erlangen. Wertvolle Hinweise gab Prof. Dr. G. TROLL, München. Die Niederschrift der Arbeit ermöglichte ein Stipendium des Postdoktoranden-Programms der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Tafel 1

- Fig. 1: Scherbahn (S) mit Quarz und Biotit in warm deformierter Tonalit-Apophyse.
Zerbrochener Plagioklas (Plg) und geknickter Biotit (Bt) liegen am Rande der Scherbahn.
- Fig. 2: Kataklasit-Band (K) in Quarzit-Gneis der südlichen DAV.
Beginnende kataklastische Auflösung des Gneis-Kornverbandes.
- Fig. 3: Fortgeschrittene Kataklastose in einem inhomogenen Kataklasit aus dem Südteil der DAV.
Große Klaster mit Gneis-Gefüge (Sgn) lösen sich aus dem Gesteinsverband und werden von grob- bis feinkörniger Kataklastit-Matrix umgeben.
- Fig. 4: Homogener Kataklastit mit Klaster aus Mylonit (Myl), Quarz (Qu) und Pyrit (P).
- Fig. 5: Kontakt eines Pseudotachylit-Ganges (Pt) zu foliiertem Nebengestein (Sgn).
Das Nebengestein ist randlich inhomogen kataklastisiert (K).



and the Parahelictic Junction between Mules and Man-
 kot. A. The Austroalpine to the south of the Tauern Window
 Gress, F. P. Zähringer, A. Zirnhol, G. Borsari, S. & Det. Mo-
 stach, G. 6, 449-458, Oxford 1984.
 Gammert, D. J. & Marquardt, W. R. D.: Transpression. - J.
 metamorphic Geol., 1985.
 nur und Metamorphose Gebiete. - Schichten, 16, 111 S.
 zur Erläuterung der geologischen Karte des Brix-
 Geol., 88, Rabat.
 Uff. idrogel.
 die Teile des

Literatur

- BIANCHI, A.: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10/5**, 243 S., Padua 1934.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. – Mem. Soc. Geol. Ital., **12**, 549–571, Rom 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **32**, 17 S., Padua 1978a.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the periadriatic Rensen massiv (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 267–272, Stuttgart 1978b.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the Vedrette de Ries (Rieserferner) massiv and its geodynamic significance. – Geol. Rdsch., **68**, 41–60, Stuttgart 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina Valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). – N. Jb. Min. Mh., **1980**, 501–514, Stuttgart 1980.
- BOUCHEZ, J. L. & PECHER, A.: The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. – Tectonophysics, **78**, 23–50, Amsterdam 1981.
- DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull' Alto Adige e regione limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**, 238 S., Padua 1934.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.): Lectures in Isotope Geology, 329 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- DOGLIONI, C. & BOSELLINI, A.: Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – Geol. Rdsch., **76**, 735–754, Stuttgart 1987.
- GOSEN, W. v.: Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – Geol. Mag., **126**, 55–71, Cambridge 1989.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 197–216, Wien 1985.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 37–60, Wien 1987.
- HAAS, R.: Die Schling-Linie: Eine wichtige Deckengrenze innerhalb des Zentralostalpins westlich des Tauernfensters mit WNW-gerichtetem Schub der Ötztal-Decke. – Symposium Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Tektonik, 10. – 12. 4. 1986, Kurzfassungen, S. 55, Tübingen (Attempto) 1986.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **34**, 273–300, Padua 1981.
- HAMMERSCHMIDT, K.: K/Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age Resolution from Illites of the Trias of Mauls; Mesozoic Cover of the Austroalpine Basement, Eastern Alps (South Tyrol). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **62**, 113–133, Zürich 1982.
- HEITZMANN, P.: Kakirite, Katakasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – Eclogae geol. Helvet., **78**, 273–286, Basel 1985.
- HIGGINS, M. W.: Cataclastic Rocks. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **687**, 97 S., Washington D. C. 1971.
- HÖCK, V.: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 119–127, Wien 1980.
- HOFMANN, K.-H., KLEINSCHRODT, R., LIPPERT, R., MAGER, D. & STÖCKHERT, B.: Geologische Karte des Altkristallins südlich des Tauernfensters zwischen Pfunderer Tal und Tauferer Tal (Südtirol). – Der Schlern, **57**, 572–590, Bozen 1983.
- JÄGER, E.: The Rb-Sr method. – In: JÄGER & HUNZIKER, J. C. (Eds.): Lectures in Isotope Geology, 329 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- KEMP, A. E. S., OLIVER, G. H. J. & BALDWIN, J. R.: Low grade metamorphism and accretion tectonics: Southern Uplands terrain, Scotland. – Mineral. Mag., **49**, 335–344, London 1985.
- KLEBELSBERG, R., v.: Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Bornträger) 1935.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – Erlanger geol. Abh., **114**, 1–82, Erlangen 1987.
- LISTER, G. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – J. Struct. Geol., **2**, 335–370, Oxford 1980.
- LUNZER, H.: Bericht (1984) über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 310–312, Wien 1985.
- MADDOCK, R. H.: Melt origin of fault-generated pseudotachylite demonstrated by textures. – Geology, **11**, 105–108, Boulder 1983.
- MAGER, D.: Geologische und petrographische Untersuchungen am Südrand des Rieserferner-Plutons (Südtirol) unter Berücksichtigung des Intrusionsmechanismus, – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 182 S., Erlangen 1985.
- MOODY, J. D. & HILL, M. J.: Wrench fault tectonics. – Bull. Geol. Soc. Amer., **67**, 1207–1246, Boulder 1956.
- MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, Eastern Alps. – Lithos, **7**, 101–111, Oslo 1974.
- NAYLOR, M. A., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. H. K.: Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. – J. Struct. Geol., **8**, 737–752, Oxford 1986.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien 1988.
- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M.: Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). – Geol. Rdsch., **73**, 202–221, Stuttgart 1984.
- PROCHASKA, W.: Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 161–171, Wien 1981.
- PURDY, J. & JÄGER, E.: K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 32 S., Padua 1976.
- SANDER, B.: Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, foglio Bressanone 1: 100.000. – Uff. Idrograf. Mag. Sez. Geol., **56**, Padua 1925.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixener und Meraner Gebietes. – Schlernschriften, **16**, 111 S., Innsbruck 1929.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D.: Transpression. – J. Struct. Geol., **6**, 449–458, Oxford 1984.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mau-

- then. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–435, Stuttgart 1974.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 115–149, Wien 1936.
- SCHMIDT, S., ZINGG, A. & HANDY, M.: The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – Tectonophysics, **135**, 47–66, Amsterdam 1987.
- SCHOLZ, C. H.: The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – Geol. Rdsch., **77**, 319–328, Stuttgart 1988.
- SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 397–406, Zürich 1988.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. – Cbl. f. Min. Geol. Paläont. Abt. B. Abh., **1932**, 481–490, Stuttgart 1932.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 502–511, Hannover 1965.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Geologische Karte 1 : 25.000 der westlichen Deferegger Alpen, Osttirol. – Wien (Hrsg. Geol. B.-A.) 1972.
- SOFFEL, H.: The paleomagnetism of age dated Tertiary Volcanites of the Monte Lessini (Northern Italy) and its implication to the rotation of Northern Italy. – J. Geophys., **41**, 385–400, Berlin 1975.
- SOFFEL, H.: Review of paleomagnetic data from Italy and adjacent areas. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. **38**, 23–29, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- STEININGER, H.: Bericht (1984) über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 312–313, Wien 1985.
- STÖCKHERT, B.: Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 232 S., Erlangen 1982.
- STÖCKHERT, B.: K-Ar determinations on muscovites and phenogites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). – N. Jb. Min. Abh., **150**, 103–120, Stuttgart 1984.
- STÖCKHERT, B.: Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**, 618–642, Stuttgart 1985.
- SWANSON, M. T.: Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. – J. Struct. Geol., **10**, 813–828, Oxford 1988.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F., BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65**, 483–511, Stuttgart 1976.
- VOLL, G.: Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 641–647, Zürich 1976.
- WEBER, K.: Notes on determination of illite crystallinity. – N. Jb. Min. Mh., **1972**, Stuttgart 1972.
- WENK, H. R.: Are pseudotachylites products of fracture or fusion? – Geology, **6**, 507–511, Boulder 1978.
- WHITE, S. H.: Fault rocks of the Moine Thrust Zone: a guide to their nomenclature. – Textures and Microstructures, **4**, 211–221, New York 1982.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – J. Struct. Geol., **2**, 175–187, Oxford 1980.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R.: Basic wrench tectonics. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**, 75–96, Tulsa 1973.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M.: Strike-slip duplexes. – J. Struct. Geol., **8**, 725–735, Oxford 1986.
- ZARSKE, G.: Kartierung, Strukturgeologie und Petrographie im Altkristallin zwischen Erlsbach und Oberseitsee in den nord-westlichen Deferegger Alpen, Osttirol. – Dipl.-Arb. Inst. f. Geol. u. Paläont. der Techn. Univ. Clausthal, 178 S., Clausthal 1985.
- ZARSKE, G.: Gefügekundliche und kristallineologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **38**, 142 S., Göttingen 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. März 1989.