

Zur Westbewegung der Ötztaler Masse.
Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung

von
Martin THÖNI

1 Abb., 1 Tab., Beil. 9

Schlinigüberschiebung
Ötztaler Masse
Vinschgauer Schieferzone
Scarl-Decke
Tektonische Fenster und Klippen
Tertiäre Tektonik
K/Ar-Datierung
Alpidische Metamorphose

Schlüsselwörter

Anschrift des Verfassers:
Dr. Martin Thöni
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

26

S. 247–275

Wien, Feb. 1980

Inhalt

Zusammenfassung, Riassunto	248
1. Einführung	249
2. Der Verlauf der Schlinigüberschiebung und der Kontakt des Ötztalkristallins zu den Liegendeinheiten	250
3. Das Problem der Serizitphyllite und die alpidisch-thermische Entwicklung in der nördlichen Vinschgauer Schieferzone (Tab. 1)	257
4. Die Abgrenzung Scarl-Teildecke – Campo-Teildecke und die Frage der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone	264
5. Bewegungsrichtung und zeitlicher Ablauf der Bewegungen an der Schlinigüberschiebung	265
6. Literatur	272

Zusammenfassung

Mit Bezugnahme auf tektonische Fenster (Rojen, Jaggl) und Kristallinklippen auf den Sedimenten der Engadiner Dolomiten (Lischana-Gruppe, Münstertal) werden Überschiebungsweite, Bewegungsrichtung und -ablauf an der Schliniglinie im Länderdreieck Graubünden–Nordtirol–Südtirol diskutiert. Die Serizitphyllite, die dem Altkristallin an den Vinschgauer Sonnenbergen zwischen Eyrs und Vezzan/Goldrain in mehreren Horizonten zwischengeschaltet sind, stellen nach petrographischen und radiometrischen Untersuchungen progressiv in der Grünschiefer-Fazies metamorphosierte postvariszische Sedimente (vermutlich Verrucano) dar und markieren somit die nach E hin unter dem Ötztalkristallin, an der Basis der Schlinigüberschiebung, auslaufende Scarl-Einheit (? und Campo-Einheit). Das maßgebende alpidische tektonisch-metamorphe Ereignis in dieser nördlichen Vinschgauer Schieferzone ist, wie auch im weiteren Bereich des Untersuchungsgebietes, oberkretazischen Alters (K/Ar-Glimmerabkühlalter um 85–75 Mio. J.); die alpidische metamorphe Beeinflussung nimmt von W nach E deutlich zu.

Die Hauptbewegungen an der Schlinigüberschiebung selber werden nach allgemein-geologischen Überlegungen und nach Geländebeobachtungen ins jüngere Alttertiär (pyrenäische Phase) eingestuft; es ist wahrscheinlich, daß diese tektonische Aktivität bis ins Jungtertiär hinein andauerte. Frühe Bewegungen an dieser auffälligen alpidischen Struktur haben jedoch schon in der Oberkreide, im Zuge der altalpidischen tektonisch-metamorphen Vorgänge stattgefunden. Die kräftigen tertiären Westbewegungen der Ötztaler Masse fanden aber im schon stark ausgekühlten Zustand der Gesteine statt und konnten das in der Oberkreide geschlossene K/Ar-System der Glimmer nicht (oder nur unwesentlich und lokal) mehr beeinflussen, sind also mit radiometrischen Methoden nicht nachzuweisen.

Das Ötztalkristallin hat an der Schliniglinie die Elemente der Scarl-Einheit bis zu 40 km weit west- bis nordwestvergent überfahren. Noch W der Schnalstalmündung im Vinschgau jedoch läuft die Schlinigüberschiebung in einem breiten Bewegungsteppich aus, und Ötz-, Scarl- und Campo-Teildecke vereinigen sich zu einer Einheit.

Riassunto

Viene discussa l'evoluzione tettonica lungo lo scorrimento di Slingia nell'Alto Adige occidentale e regioni limitrofe, prendendo in considerazione le finestre tettoniche (Val Roia, Cima Termine) e i diversi *klippen* (gruppo del Lischana, Val Monastero), relitti di rocce cristalline sui sedimenti delle Dolomiti della Bassa Engadina.

Le filladi sericitiche, intercalate nel Cristallino Antico sul versante settentrionale della Val Venosta tra Oris e Coldrano/Laces rappresentano, secondo investigazioni petrologiche e radiometriche, sedimenti epimetamorfosati postercinici (molto probabilmente Verrucano). In tal modo, l'estensione della falda di Scarl a est dell'alta Val Venosta sotto il complesso dell'Ötztal, è confermata. L'evento tettonico-metamorfico decisivo dell'era alpidica nell'area della Val Venosta è di età cretacea (datazioni radiometriche di miche: 75–95 milioni di anni). Il metamorfismo alpidico diminuisce verso ovest.

In base alle osservazioni di campagna e all'evoluzione geologica generale dell'area studiata, i

movimenti tettonici principali lungo lo scorrimento di Slingia risultano di età eocenica/oligocenica e perduravano con probabilità fino nel neogene, ma i primi movimenti lungo questa linea sono di età cretacea. Però, mentre l'attività tettonica cretacea avvenne contemporaneamente col metamorfismo eoalpino, i movimenti terziari si svolsero in un complesso di rocce già ben scaricato e a temperature molto abbassate e perciò questo evento non è più provabile con determinazioni radiometriche.

La massa cristallina dell'Ötztal scorse sull'unità tettonica di Scarl, lungo lo scorrimento di Slingia, in direzione ovest/nord-ovest per una distanza di 40 km. Ma ancora prima di raggiungere la Val di Senales le falde di Scarl-Umbrail, dell'Ötztal e il complesso Ortles-Campo (tutte appartenenti ad un unico sistema dell'Austroalpino) si uniscono e lo scorrimento di Slingia non è più riconoscibile.

1. Einführung

Das ostalpine Kristallin westlich des Tauernfensters besteht aus mehreren tektonisch untereinander nur teilweise gut abgrenzbaren Einheiten, die vor der alpidischen Orogenese einer zusammenhängenden Kristallinplatte angehörten. Dieser Sachverhalt wurde in neuerer Zeit vor allem von Schweizer Geologen betont (CADISCH, 1961; EUGSTER, 1960; KELLERHALS, 1965) – entgegen den früheren tektonischen Vorstellungen von STAUB (1924, 1937), HESS (1953) und anderen. Einen Schlüsselpunkt für das Verständnis bzw. für die weitere Aufklärung dieses Problems stellen die Vinschgauer Sonnenberge zwischen Mals im W und Naturns im E dar: Hier verliert sich die augenfälligste aller alpinktonischen Linien in diesem Raum, die Schlinigüberschiebung, hier liegt aber auch die mögliche Lösung der Frage nach eventuell vorhandenen höheren tektonischen Elementen innerhalb des Altkristallins.

Die Frage der Zugehörigkeit der einzelnen Teileinheiten zu einem mittel- oder oberostalpinen Stockwerk im Sinne von R. STAUB (1924, 1964) oder auch von A. TOLLMANN (1963 a) soll hier nicht diskutiert werden. Alle Teilbereiche werden derselben tektonischen Großeinheit – Oberostalpin im klassischen Sinn bzw. Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN zugerechnet. Die Frage geht also nach der internen tektonischen Abgrenzung der auf Beil. 9 ausgeschiedenen Einheiten sowie nach der Überschiebungsweite, Bewegungsrichtung und nach der zeitlichen Einordnung der Bewegungen, insbesondere an der Schliniglinie in ihrem klassischen Abschnitt. Die im folgenden dargelegten Vorstellungen über die zeitliche Abfolge dieser tektonischen Vorgänge können nur als Diskussionsgrundlage für weitere Forschungen aufgefaßt werden.

Folgende Einheiten (im Text als „Teildecken“ bezeichnet) werden innerhalb des hier diskutierten ostalpinen Kristallins unterschieden (Beil. 9):

- a) Ötz-Teildecke. Ötztalkristallin mitsamt Kristallinzug von Mauis-Meran sowie dem lithofaziell etwas abweichenden Schneeberger Zug samt Laaser Serie und der Matscher „Decke“. Dem kristallinen Sockel als postvariszische Sedimente auflagernd: das Brennermesozoikum im E, die Piz Lat-Gruppe im W und der Permotriaszug von Mauis-Penser Joch im S. Kristallinklappen von Ötzkristallin auf Elementen der Scarl-Einheit.
- b) Silvretta-Teildecke. Silvrettakristallin W und N des Unterengadiner Fensters. Eine unmittelbare Verbindung dieses Kristallins mit dem „Oberen Gneiszug“ der Einheit c) ist möglich. Die tektonische Stellung der das Silvrettakristallin im N begrenzenden Phyllitgneiszone wird hier nicht diskutiert.
- c) Scarl-Teildecke inklusive Vinschgauer Schieferzone. Scarl-Orthokristallin (Sesvena, Münstertal) inkl. Oberer Gneiszug und Plawenner Augengneis. Sedimentäre Anteile: Engadiner Dolomiten mit Unter- und Oberbau mitsamt den Fenstern von Rojen und des Jaggl. Teile der Vinschgauer Schieferzone (Serizitphyllite, Augen-, Fla-

- sergneise) gehören mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls dieser Einheit an; eine genauere Abgrenzung vom überlagernden Ötztalkristallin ist jedoch derzeit nicht möglich.
- d) Campo-Teildecke. Campokristallin inkl. Laaser Marmor-Glimmerschieferserie und Quarzphyllite von Ulten-Martell. Permomesozoikum des Ortlerkomplexes.
 - e) Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone. Umbrail-Kristallin mit permomesozoischen Deckschichten, im W tektonisch überlagert von den Sedimenten des Quaternals-Elementes.
 - f) Pastoriserie. Kristallin unsicherer tektonischer Stellung auf Umbrail-Elementen.

2. Der Verlauf der Schlinigüberschiebung und der Kontakt des Ötztalkristallins zu den Liegendeinheiten

Abschnitt Roppen—Nauders. Bei Roppen, nahe der Mündung des Pitztales, steigt die bis hier an kalkalpine Elemente grenzende Schubfläche des Ötztalkristallins unter dem Quartär des Inntales hervor und berührt in ihrem weiteren Verlauf in südwestlicher Richtung verschiedene tektonische Einheiten. Zuerst überlagert sie spitzwinkelig die Landecker Phyllitzone, trifft dann im Bereich von Wenns bis SW Pilller auf die das Silvrettakristallin im N begleitende Phyllitgneiszone und schneidet schließlich bei Harben den östlichsten Sporn der Silvretta selbst samt der zugehörigen Trias von Puschlin deutlich diskordant ab. Das von G. MÜLLER (1953, unpubl. Diss. Univ. Wien) näher untersuchte Gebiet zeigt eine starke Verschuppung und interne tektonische Aufgliederung an dieser Stirnpartie der Ötztaler Teildecke. Das vom genannten Autor im Bereich des vorderen Kaunertales in vier lithologisch-tektonische Untereinheiten eingeteilte Altkristallin überschiebt mit seinem nördlichsten Teil, der Augen-Flasergneiskuppel des Aifenmassivs (vgl. auch O. SCHMIDEGG, 1964) nicht nur die unterlagernden Einheiten, sondern es werden auch Teile davon abgeschert und in die Landecker Phyllitzone eingeschuppt. Durch die in diesem Raum sehr tiefgreifende Schubbewegung des Ötztaler Blockes kam es vorerst jedoch zu einer intensiven Pressung und Steilstellung der nördlich vorgelagerten Einheiten. Erst durch sekundäre Bewegungen — nach G. MÜLLER erst im oberen Jungtertiär — wurde die Ötz-Teildecke der Silvretta bzw. den Gesteinen der Phyllitgneiszone aufgeschoben.

Zwischen Nauders und Kaltenbrunn am Ausgang des Kaunertales überschiebt das Ötztalkristallin über eine Distanz von mehr als 25 km penninische bzw. unterostalpinne Elemente des Unterengadiner Fensters.

Abschnitt Nauders—Schleis. Bei Nauders kommen wir in den eigentlichen, klassischen Abschnitt der Schlinigüberschiebung. Vom Nordwestfuß des Piz Lat nach S über den Talabschluß des Val d'Uina hinweg zum Schlinigjoch und dann entlang der Nordseite des Schlinigtales in SE Richtung verlaufend bis nach Schleis im Vinschgau ist diese augenfällige tektonische Linie in bestechender Manier aufgeschlossen. Über eine Distanz von mehr als 20 km tauchen die in diesem Bereich nur sehr schwach bis schwach metamorphisierten Sedimente der Scarl-Einheit gegen E unter das polymetamorphe Altkristallin der Ötzmasse ab. Die tektonischen Verhältnisse im unmittelbar Liegenden der Überschiebungsbahn können im Detail sehr kompliziert sein (KELLERHALS, 1966). Bei der Westbewegung des Ötzkristallins wurden in verschiedenen stratigraphischen Niveaus Sedimentanteile der östlichen Engadiner Dolomiten abgeschert und an der Überschiebungsbahn mitverschleppt. Als isolierte Schollen und diskordant liegen diese Sedimente als teilweise nur sehr geringmächtige Späne (m-Bereich; Piz Lischana, Piz d'Immez) teils dem Unter-, teils dem Oberbau der Lischanagruppe auf. Vom Piz

Lat im N bis zum Schlinigjoch im S wird das basale Ötzkristallin fast ununterbrochen von vorwiegend jurassischen (Tithon) Sedimenten unterlagert, die ihrerseits dem triadischen Untergrund (vorwiegend Hauptdolomit) vermutlich parautochthon, aber jedenfalls teilweise tektonisch gestört auflagern.

Einen Schlüsselpunkt für die Abgrenzung Ötz-Einheit–Scarl-Einheit stellt die „Ecke von Nauders“ dar (WENK, 1934, S. 137). Zwei Tatsachen sind für diesen Abschnitt wichtig. 1. Die Piz Lat–Piz Ajüz-Gruppe, vorwiegend aus triadischen Dolomiten aufgebaut, liegt dem Ötztalkristallin, zumindest im NE-Teil, normal auf. Am Westfuß keilt dieses Kristallin zwischen Wettersteindolomit der Lat-Gruppe und dem Oberjura der Lischana-Gruppe aus, und weiter gegen S überlagern also triadische Sedimente der Ötz-Teildecke tektonisch jurassische Sedimente der Scarl-Teildecke. Ich sehe also im Piz Lat eine primär dem Ötztalkristallin im W auflagernde Sedimenteinheit, die bei der Überschiebung der Ötz-Teildecke über die Scarl-Teildecke von jener teilweise eingewickelt wurde. TORRICELLI (1956) stellt demgegenüber die Piz Lat-Gruppe als primär dem Oberen Gneiszug = Scarl-Einheit zugehörig und als vom Ötzkristallin überschobene Sedimente dar. Als Hauptschubrichtung nimmt dieser Autor S bis SE an. 2. Der Obere Gneiszug, der die unterostalpinen Randserien des Unterengadiner Fensters im S begleitet, hat verschiedene tektonische Deutungen erfahren (STAUB, 1924; WENK, 1934). Gesichert scheint, daß diese Einheit die normale stratigraphische Basis der nördlichen Engadiner Dolomiten darstellt. Während die Verbindung des Oberen Gneiszuges SW Schuls über das vordere Val Plavna hinweg mit dem Kristallin der Nuna-Gruppe (Silvrettakristallin) möglich ist – wenn auch mit lokaler Komplikation am Munt della Bescha (vgl. TRÜMPY, 1972) –, so ist andererseits die Feststellung, daß dieser Gneiskeil im Osten „untrennbar mit dem Ötztalkristallin verbunden“ sei (WENK, 1934, S. 138) zumindest problematisch. Da die kritische Stelle NNW des Piz Lat-Gipfels, wo Oberer Gneiszug und das die Piz Lat-Sedimente unterlagernde Ötzkristallin aufeinandertreffen, durch eine riesige Schutthalde zum größten Teil verdeckt ist, bleibt eine endgültige Aussage vorbehalten.

Läßt man Analogieschlüsse für die direkte Verbindung der beiden Kristallineinheiten Oberer Gneiskeil – Ötztalkristallin auf Grund der ohnehin sehr ähnlichen Lithologie dieser beiden Einheiten im Raum SW Nauders außer acht, so muß man zugeben, daß eine exakte Grenzziehung im Feld nicht möglich ist. Nach meiner Auffassung setzen sich die Gesteine des Oberen Gneiszuges, Kristallin der Scarl-Teildecke also, in NE Richtung noch über den Stillebach hinweg fort (wie von STAUB, 1924, festgestellt und auch in CADISCH et al., 1968, Taf. III, dargestellt – hier allerdings wohl zu weit nach NE durchzogen!), wobei ihr Kontakt zum überlagernden Ötzkristallin jedenfalls ein tektonischer ist. Die Sedimentkeile am Grün-See sowie E Nauders bezeugen die intensive Verschuppung in diesem Raum. Ein endgültiges Auskeilen des Oberen Gneiszuges wird erst W des Gaispleiß Kopfes NE Nauders angenommen. Schließlich sei festgestellt, daß die Frage, ob der Kristallinspan E Nauders den auskeilenden Oberen Gneiszug oder aber eine Stirnschuppe des Ötztaler Altkristallins darstellt, von sekundärer Bedeutung ist. Festzuhalten ist jedenfalls, daß in diesem Schuppenbau Überschiebungsweiten enthalten sind, die nur ca. 10 km weiter im S an der Schliniglinie 30 km übersteigen und somit ein unmittelbarer Zusammenhang Scarlkristallin – Ötzkristallin bei Nauders gar nicht zu erwarten ist. Ähnliche Probleme ergeben sich weiter im S bei Schleis/Mals.

Für die Überschiebungsweite der Ötzmasse über die Scarl-Einheit gibt es, abgesehen von den mesozoischen Schuppen und Schürflingen an der unmittelbaren Über-

schiebungsbahn, gute Anhaltspunkte durch 1. die Kristallinklippen auf Sedimenten der Lischana-Gruppe im N bzw. der Minschuns-Terza-Gruppe im S und 2. durch tektonische Fenster im Kristallin der Ötzmasse.

Den nordöstlichen Engadiner Dolomiten liegen zwischen dem Val Scarl (S-charl) und dem Val d'Uina an vier Stellen kristalline Reste auf, die schon von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) und auch später von den meisten Autoren als Erosionsrelikte der einst die Scarlsedimente weiter nach W tektonisch überlagernden Ötz-Teildecke aufgefaßt wurden. Es sind dies die Kristallinklippen des Piz San Jon, des Piz d'Immez (Ost), des Piz Cristannes und als größte jene am Piz Rims W der Rasasserscharte (vgl. KELLERHALS, 1966, S. 45 ff.).

Hingegen sind die Kristallinklippen des Münstertales zwischen Ofen Paß und Avignatal, die auf der Karte von SPITZ & DYHRENFURTH noch als normal die Sedimente unterlagerndes, mit den Münstertaler Orthogneisen verbundenes Kristallin aufgefaßt wurden, bisher weniger bekannt und wurden erst durch INHELDER (1952) und S. SCHMID (1973) wieder näher ins Blickfeld gerückt. Die kleine Klippe des Munt della Bes-cha liegt dem Hauptdolomit des Scarl-Oberbaues auf, während die größeren Klippen von Alp da Munt (mit Verrucano-Gesteinen, allerdings unsicherer Stellung), Muntet – Piz Terza sowie Piz Cotschen und Piz Starlex verschiedene stratigraphische Einheiten (Permoskyth bis Karn) des Scarl-Unterbaues überlagern. Sowohl Para- als auch Orthogesteine sind am Aufbau dieser Klippen beteiligt. Die Abtrennung der größten ?Klippe des Piz Muntet – Piz Terza ist am Südrand problematisch, da hier teilweise Klippenkristallin von autochthonem Münstertaler Kristallin unterlagert wird und nach eigenen Geländebeobachtungen die Unterscheidung von Kristallin und dessen unmittelbarem Aufarbeitungsprodukt, dem Verrucano, makroskopisch oft schwerfällt, was schon HAMMER (1912) betont hat. Außerdem sind die Aufschlußverhältnisse an der Südseite der Muntet – Terza-Gruppe schlecht, und nur eine sehr detaillierte Geländeuntersuchung könnte hier vielleicht Klarheit schaffen. Auf jeden Fall liegen im Bereich NW Sta. Maria Reste einer höheren tektonischen Masse vor (INHELDER, 1952, S. 51); diese Klippen werden von SCHMID (1973) als wahrscheinliches Ötzkristallin interpretiert und wären somit Analoga der Kristallinklippen im Dach der nordöstlichen Engadiner Dolomiten. STAUB (1964, S. 71 ff.) hingegen sieht eine mögliche Verbindung dieser Kristallinreste nach S zum Umbrail-Chavalatsch-Kristallin (teils auf Grund lithologischer Parallelen: Paraschiefer, Amphibolite).

Die Osterstreckung der Scarl-Teildecke unter die Ötzmasse hinein wird durch mehrere tektonische Fenster faßbar. Das größere Fenster von Rojen wurde von HAMMER (1910, S. 65) erkannt und beschrieben. Es erstreckt sich an der Westseite des vorderen Rojentes vom Faltelange Tal im N bis ca. 700 m N des Weilers Rojen im S und erreicht mit einer schmalen Einschuppung auch noch das Kristallin des Gierner Waldes im E. Vor allem jurassische Sedimente (Lias, Tithon) sind aufgeschlossen. Ein zweites kleineres Fenster ist gute 3 km SW Rojen, an der Westseite des Rojentes vorhanden (vgl. KELLERHALS, 1965, Fig. 1).

Während diese Rojener Sedimentvorkommen seit je als tektonische Aufbrüche der Scarl-Einheit innerhalb der Ötztaler Kristallinmasse galten, wurde die Permotrias des Jaggl E des Reschensees demgegenüber bisher mehrheitlich als autochthone/parautochthone Sedimentabfolge auf dem Ötzkristallin angesehen. Erst HESS (1962) und RICHTER (1967, unpubl. Dipl. Arbeit, TH München) traten bestimmt für die Fenster-natur des Jaggl-Gebietes ein, nachdem schon HAMMER (1911, S. 37) diese Deutungsmöglichkeit gestreift hatte. Mehrere isolierte Aufschlüsse von „Jaggl“-Permotrias an

der Nordseite des Langtauferer Tales, die zum überlagernden Altkristallin eindeutig in tektonischem Kontakt stehen (an zwei Stellen sind Mylonite bzw. tektonische Breccien aufgeschlossen), bewogen mich, die Möglichkeit, den Jaggl als scarliden Ausläufer unter dem Ötzkristallin aufzufassen, für wahrscheinlich zu erachten (THÖNI, 1973). Hier soll noch einmal zu dieser Frage kurz Stellung bezogen werden.

Der Jaggl stellt im großen eine NS-streichende komplexe Muldenstruktur dar, die in sich stark zerschert und vor allem im Profil, das E-W über das Gipfelplateau selbst verläuft, mehrere N-S-streichende Untervorschiebungen (tektonische Schichtwiederholungen) aufweist. Die Sedimente reichen vom Perm bis ins Karn und zeigen metamorphe Überprägung in der oberen Grünschieferfazies (RICHTER & ZINKERNAGEL, 1975; FRANK et al., 1978, 1979). Als stratigraphische Basis der Jaggl-Pleißkopf-Permotrias wird von allen bisherigen Bearbeitern der Granitgneis von Plawenn (Plawen), ein Zweiglimmer-Zweifeldspat-Augengneis angesehen, der nur im Jaggl-Südteil, von E des Hengst südwärts über Habicher Kopf, Großhorn, das Plawenntal und den Salisatis hinweg bis W des Dorfes Planeil aufgeschlossen ist.

Sind die Kontakte der Jaggl-Permotrias zum angrenzenden Ötzkristallin mehrfach als eindeutig tektonische Kontakte nachzuweisen – im W an der Arluibruchlinie HAMMERS (1911), im N im Langtauferer Tal zwischen Padöll und Laröth (Loret), im E vor allem im Bereich des Hengst, wo an saigergestellten s-Flächen die Überwältigung durch das Ötzkristallin deutlich wird –, so liegt der Schlüssel zum Verständnis der Jaggl-Tektonik trotzdem nicht in seinem sedimentären Anteil, sondern im kristallinen Sockel, dem Plawenner Granitgneis. Der östliche Kontakt des Plawenner Augengneises zu den Ötztaler Schiefergneisen ist von RICHTER (1967, unpubl.) als dreifache Verschuppung der beiden Gesteinsserien kartiert worden. Die intensive alpidische Tektonik hat in diesem Kristallin teilweise eine beachtliche Komplizierung (durch Schuppung und auch Bruchtektonik) der voralpidischen Gefügeelemente verursacht. An manchen Stellen kommt es zur Mylonitbildung. Dagegen sind die von RICHTER (1967, S. 72) auf Grund ihres gut erhaltenen, häufig richtungslos-körnigen Gefüges als (in bezug auf die alpidische Deformation) syn- bis posttektonische Intrusionen gedeuteten hellen Metagranitoide, die mehrfach entlang der Störungen in der Schuppenzone Plawennkristallin/Ötzkristallin im E auftreten, sicher als voralpidische Bildungen aufzufassen. Ein schwach phengitischer Muskowit aus dem Muskowitgranitband, das den Hengst-Verrucano im E unmittelbar begrenzt, ergab ein K/Ar-Alter von 313 ± 10 Mio. J. (FRANK et al., 1979) und stimmt damit mit seinem Modellalter mit den Hellglimmerdaten des polymetamorphen Kristallins der weiteren Umgebung überein. Die wesentliche Aussage RICHTERS (1967) bezüglich der tektonischen Lagerung des Plawenner Orthogneises zum Ötzkristallin ist, daß „eine ursprüngliche Einfügung des Plawennkristallins in das Ötztalkristallin . . . kaum möglich“ ist (S. 82). Daß die (voralpidischen) Hauptstrukturen in den beiden genannten Kristallineinheiten beachtlich verschiedene Orientierung und auch Charakteristika aufweisen, konnte bei eigenen Geländebeobachtungen bestätigt werden.

Nebenbei sei bemerkt, daß die intensive Tektonisierung und Zerklüftung im Ostteil des Jaggl-Fensters durch verstärkte Auflockerung bodennaher Gesteinshorizonte die Erosion sicherlich begünstigt hat. Dies führte, gefördert durch andere negative bio-anthropogene Einflüsse auf Boden und Vegetation durch wiederholte gewaltige Murabgänge aus dem kleinen, steilen Plawenntal zur Bildung der Malser Heide, eines der gewaltigsten Schuttkegel Europas.

Zusammenfassend wird festgestellt, daß der Jaggl mitsamt dem Plawenner Ortho-

gneis 1. vor allem auf Grund der Verschiedenheiten im tektonischen Gefügeinventar zwischen Plawennkristallin und Ötzkristallin, 2. wegen des mehrfach eindeutig nachgewiesenen tektonischen Kontaktes sowohl von Plawennkristallin als auch von Jaggl-Metasedimenten zum überlagernden Ötztalkristallin und 3. schließlich wegen der lithologischen wie auch tektonischen Affinitäten der Jaggl-Plawenn-Einheit zu Elementen der Scarl-Einheit sehr wahrscheinlich als tektonischer Aufbruch der Scarl-Teildecke innerhalb der Ötz-Teildecke aufzufassen ist.

Nach den Ergebnissen von RICHTER & ZINKERNAGEL (1975), die – entgegen früheren Auffassungen (GATTO & SCOLARI, 1973) – zu dem Schluß kommen, daß der Detritus der Jaggl-Basissedimente mehrheitlich nicht dem Plawennkristallin, aber auch nicht dem angrenzenden Ötztalkristallin entstamme, scheidet letzteres indirekt als unmittelbarer Schuttlieferant für das Jaggl-Permoskyth aus.

Die alpidisch-tektonischen Ereignisse drücken sich im Jaggl-Kristallin (Plawenner Orthogneis) also vor allem in einer Verschuppung mit dem Ötzkristallin und einer damit verbundenen Verstellung der voralpidischen Gefügeelemente aus. Wieviel von diesen Vorgängen gleichzeitig mit der Hauptfaltung und Metamorphose der Jaggl-Sedimente (FRANK et al., 1979) in kretazischer Zeit und wieviel erst später erfolgte, ist derzeit noch nicht vollends geklärt. Als späteres, tertiäres Ereignis wird die Zerschierung der gefalteten Sedimente und vor allem die westvergente Heraushebung des Jaggl an der Arluibruchlinie im W (nicht Absenkung! – vgl. HAMMER, 1911; ZINKERNAGEL, 1968, unpubl., FENTI & FRIZ, 1974) im Zusammenhang mit der kräftigen Westbewegung des Ötztalkristallins an der Schliniglinie angesehen (vgl. S. 268). E des Reschensees wurde also der scarlide Untergrund durch tertiäre tektonische Reaktivierung nochmals herausgehoben und übereinandergetürmt. Die in den Engadiner Dolomiten mächtig ausgebildeten obertriadischen (Hauptdolomit) und auch jurassischen Sedimente, die auch in den Rojener Fenstern noch zu Tage treten, sind im Jaggl-Fenster jedoch schon der Erosion anheimgefallen oder abgesichert worden.

KELLERHALS (1966, Fig. 28) zeigt, daß die Schlinigüberschiebung gegen ESE in flachem Winkel in Form einer leicht gewellten Fläche abfällt und die überschobenen Sedimente der Scarl-Teildecke darunter relativ rasch „vollständig auskeilen“ (l. c., S. 47). Bei dieser fortschreitenden Reduktion der Mächtigkeit der Scarl-Sedimente von W nach E wird angenommen, daß diese die Talfurche des oberen Vinschgaus wohl noch erreichen, östlich davon aber keine Fortsetzung mehr finden. Nehmen wir diesen Standpunkt von KELLERHALS (1966) als gegeben an, so besteht die noch schwierigere Aufgabe, nämlich die Fortsetzung des Scarlkristallins gegen E unter die Metamorphite des Ötzkristallins hinein abzutrennen und das endgültige „Auslaufen“ der Schliniglinie nach der Querung des Vinschgaues in einem Komplex sehr ähnlicher Gesteine festzulegen.

Eine völlig neue Darstellung für den Überschiebungsbereich des Ötzkristallins W des oberen Vinschgaues haben zuletzt GATTO & SCOLARI (1974 a, b) gegeben. Diese Autoren trennen das W der Etsch gelegene Ötzkristallin als eigenen Überschiebungslappen („*lembo di ricoprimento di Slingia*“) entlang eines zwischen Reschen und Schleis N-S-verlaufenden Bruches vom Kristallin E der Etsch ab. E der Etsch läuft die Schliniglinie nach dieser Darstellung in die Basis der Matscher Einheit („*falda di Mazia*“) hinein, und „Schliniglappen“ und Matscher Einheit werden somit als höhere tektonische Elemente aufgefaßt (GATTO & SCOLARI, 1974 b, Fig. 7 und S. 190).

Die Schlinigüberschiebung E des oberen Vinschgaus. Entlang der Nordseite des Schlinigtales ist der Verlauf der Schlinigüberschiebung durch einen mehrfach unter-

brochenen Teppich von Schubfetzen triadischer Sedimente (im wesentlichen Dolomite) zu verfolgen. An der Kontaktzone Ötz-/Scarlkristallin (z. B. entlang der neuen Schlinigerstraße) liegen Ötztaler Schiefergneise, mineralreiche Glimmerschiefer und Amphibolite auf grobkörnigen Granitgneisen und Augengneisen der Scarl-Einheit. Abgesehen von intensiverer kataklastischer Deformation ist deutliche Diaphthoresis des primären Mineralbestandes auf die unmittelbare Überschiebungsbahn (m-Bereich) beschränkt (Rojen, Schlinig). Das stützt die aus anderen Beobachtungen abgeleitete Feststellung, daß die Hauptbewegungen an der Schliniglinie postmetamorph, also im ausgekühlten, „trockenen“ Zustand der Gesteine stattfanden (vgl. jedoch S. 269).

Als auffällige Schubfläche verschwindet die Schlinigüberschiebung bei Schleis unter den Alluvionen des Vinschgaus. Die Fortsetzung dieser Linie E von Mals und damit die Grenzziehung zwischen Ötz-, Scarl- und weiter im E auch Campo-Teildecke wurde bisher verschieden interpretiert (vgl. HAMMER, 1912, 1931; STAUB, 1924; KELLERHALS, 1965; SCHMID, 1973; GATTO & SCOLARI, 1974).

Die Vinschgauer Sonnenberge zwischen der Talbiegung bei Prad/Mals im W und dem Schnalstalausgang im E sind als eine stark tektonisierte Zone bekannt, bestehend aus einer im E auffächernden, mächtigen Augen-Flasergneislage an der Basis sowie einem Phyllitgneiskomplex mit Übergängen zu Phylliten und Phylloniten. Darüber folgen Glimmerschiefer Typus Laas und schließlich die Glimmerschieferzone der Matscher Einheit.

In dieser stark tektonisierten Vinschgauer Schieferzone verschwindet die Schlinigüberschiebung als „ausgeprägte Schubfläche“ (HAMMER, 1931, S. 185). Die Überschiebungsdistanz der Ötzmasse von über 20 km im oberen Vinschgau (Piz San Jon-Jaggl) wird hier also gleichsam auf Null reduziert. Die erste Folge ist ein Aufsplittern der bis Schleis i. V. als klare Schubfläche erkennbaren Linie in mehrere übereinanderliegende Bewegungshorizonte (Scherzonen). Die starke tektonische Beanspruchung drückt sich in der Phyllonitbildung und teilweisen Mylonitisierung der Gesteine aus. Die im umrahmenden Kristallin verbreiteten Gneise und Glimmerschiefer werden zu Gneisphylliten bzw. Phylloniten. Einzelne Horizonte innerhalb der basalen Augengneise sind so stark deformiert, daß eine sichere Zugehörigkeit dieser Tektonite zu dieser Orthogneiseinheit oft fraglich erscheint.

Aber nicht nur die Schlinigüberschiebung, sondern noch zwei weitere tektonische Linien münden in die Vinschgauer Sonnenberge. Die Trafoier Linie schwenkt von W her bei Prad in das Etschtal ein. Ihre Fortsetzung gegen E ist noch problematischer als bei der Schliniglinie selber. Ein baldiges Auslaufen dieser Linie unter den Alluvionen des Mittelvinschgaus ist wahrscheinlich. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß auch diese Linie auf die tektonische Formung der unteren Vinschgauer Sonnenberge zwischen Eyrs und Schlanders noch wesentlichen Einfluß hatte.

Indes ist ungeklärt, inwieweit die starke interne Deformation der nördlichen Vinschgauer Schieferzone nur auf alpidische oder aber teilweise schon auf voralpidische Vorgänge bezogen werden kann. Die Matscher Einheit liegt nach den Beschreibungen von HAMMER (1912) und RATSCHILLER (1953) und anderen ihrem Basis-kristallin zumindest im S eindeutig tektonisch auf. Die interne Ausgestaltung, insbesondere die Ausbildung der Südvergenz der Matscher „Decke“ wird, analog zur Hauptstrukturbildung im Schneeberger Zug, zumindest teilweise als alpidisches Ereignis aufgefaßt. Problematisch bleibt die Transportweite dieser Einheit, während ihre primäre Beheimatung in der Campo-Einheit S des Vinschgaus zumindest auf Grund lithologischer Analogien sehr wahrscheinlich ist (HAMMER, 1912). Die plagioklasführenden

Biotitglimmerschiefer haben ihre Entsprechung in den Laaser Glimmerschiefern, während die Granatphyllite nur entfernte Ähnlichkeit mit dem Phyllitkomplex von Ulten/Martell aufweisen. Die Granatphyllite werden als stärker tektonisch beanspruchte Basisserie der Matscher Einheit aufgefaßt. Wie an mehreren Stellen beobachtet wurde (z. B. nahe Lechtthof E Mals), steht die basale Granatphyllitserie in primärer Wechsellaagerung mit plagioklasführenden Gneisglimmerschiefern (staurolith- und sillimanitführend). Diaphthorose ist, zumindest im Südwestteil der Matscher Einheit, eine lokale Erscheinung, und von Retromorphose der Granatphyllitserie im allgemeinen kann hier nicht gesprochen werden.

Einen Hinweis auf den Zeitpunkt der relativen Nordbewegung und synklinalen Einfaltung der Matscher Glimmerschiefer in ihr heutiges Basiskristallin kann das Auftreten von voralpidisch gebildetem Sillimanit geben. Nach meinen bisherigen Untersuchungen führt das die Matscher Einheit unmittelbar unterlagernde Altkristallin keinen Sillimanit (vgl. PURTSCHELLER, 1971, Abb. 3; RATSCHILLER, 1953), während in den Matscher Biotitplagioklasglimmerschiefern mehrfach progressive Bildung von fibrolithischem Sillimanit (aus Biotit) beobachtet wurde – ähnlich wie in den der Matscher Einheit weiter im N vorgelagerten Metamorphiten des Ötzkristallins. Nach ersten Ergebnissen mit dem Versuch zur Abklärung der alpidischen metamorphen Beeinflussung des südlichen Ötzkristallins und von dessen Randgebieten fügt sich die Matscher Einheit widerspruchlos in das Bild der alpidischen Metamorphose in diesem Raum ein (FRANK et al., 1979). Die Datierung von Biotiten mit der K/Ar-Methode verweist diesen weiteren Bereich der Matscher Einheit in die „Zone der Biotitverjüngung (Mischalter) bzw. des ^{40}Ar -Überschusses“. Das bedeutet, daß diese Einheit ihre jetzige Position zur Zeit der (ausklingenden) altalpidischen Metamorphose (ca. 80–75 Mio. J.) bereits innehatte. Eine voralpidische Aufschiebung der Matscher Glimmerschiefer aus dem Bereich der östlichen Campo-Teildecke ist daher wahrscheinlich, wobei allerdings nur spätvariscische (oder früh-alpidische) Tektonik in Frage kommen kann, wenn man nach der allgemein geltenden Auffassung die Hauptmineralbildung in diesem weiteren Bereich des ostalpinen Kristallins ebenfalls in die variscische Ära stellt. – Spätalpidische Bewegungen an der Basis der Matscher Einheit, wie von GATTO & SCOLARI (1974; vgl. auch GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974) angenommen, können nach meiner Auffassung höchstens mit der Westbewegung der Ötzmasse an der Schlinigüberschiebung in Verbindung gebracht werden, haben aber mit der Bewegung der Matscher Glimmerschiefer-Phyllitserie als distinkte Einheit nichts zu tun. Nach HAMMER (1931) wird hier die Tektonik teilweise sogar von der Kristallisation überdauert!

Die Südabgrenzung der Ötztaler Masse an einer tektonischen Linie ersten Ranges, die angeblich, begleitet und verfolgbar an Triaslinen und Verrucano-Deckenscheidern, den mittleren Vinschgau querend, in die Texelgruppe hineinzieht und bis zur Telfer Weißen bei Sterzing zu verfolgen ist (STAUB, 1924, S. 165), war schon seit langem nicht haltbar, obwohl diese Deutung in einer etwas anderen Version auf der „Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich“ von P. BECK-MANNAGETTA (1964) wieder erscheint. Die Vinschgauer Schieferzone zieht ununterbrochen in die Schnalser Schlingen hinein (vgl. RATSCHILLER, 1953, S. 263), ebenso wie sich die Laaser-Marmor-Glimmerschieferserie der Campo-Teildecke in die Laaser Serie S des Schneeberger Zuges hinein fortsetzt. Der Schneeberger Zug selbst schließlich ist, abgesehen von lokalen tektonischen Komplikationen an seinem Nordrand, nach neueren Untersuchungen (SCHMIDEGG 1964, SCHMIDT 1965, FRANK et al. 1979) ein-

deutig mit dem Ötztalkristallin und mit der Laaser Serie im Süden verschweißt und die Fortsetzung dieser Einheit nach Westen in die Matscher Glimmerschiefer hinein ist (TOLLMANN 1977, S. 392), wenn überhaupt, nur in voralpidischer Zeit und in südwestliche Richtung (ehemalige Position der Matscher Decke weiter im Süden) möglich.

Es ist daher nach allen verfügbaren Daten die Deutung von HAMMER (1931) höchstwahrscheinlich zutreffend, wonach die Schlinigüberschiebung in einem breiten Bewegungsteppich in den Vinschgauer Sonnenbergen zwischen Schluderns und dem Schnalstal ausläuft.

3. Das Problem der Serizitphyllite und die alpidisch-thermische Entwicklung in der nördlichen Vinschgauer Schieferzone (Tab. 1)

Die an mehreren Stellen der Vinschgauer Sonnenhänge von HAMMER (1912) als „Serizitphyllite“ kartierten Gesteine stellen für die vorliegende Untersuchung gewissermaßen Leithorizonte dar. HAMMER stellte diese Metamorphite als relativ variable und als von stark tektonisierten Granitgneisen oft kaum zu unterscheidende Gesteine dar (in solchen Fällen könnte es sich nach meinen Beobachtungen um metamorphe Arkosen, das unmittelbare permische Aufbereitungsprodukt des unterlagernden Orthokristallins handeln). Die ursprünglich von HAMMER (1912) ausgesprochene Vermutung, daß manche dieser Vorkommen metamorphen Verrucano verbergen könnten, wurde später vor allem von ANDREATTA (1939) vorläufig auf petrographischer Basis entkräftet.

Hier soll versucht werden, petrographisch-petrologische Ergebnisse zu diesem Problem mit geochronologischen Untersuchungen zu überprüfen und zu ergänzen (vgl. Tab. 1). Untersucht wurden alle wichtigen Vorkommen der Serizitphyllite HAMMERS, wie sie größtenteils auf Blatt „Glurns und Ortler 1:75.000“ dargestellt sind, nämlich die Vorkommen von Eysrs, Tannas, Forra, Tappein und Vezzan, sowie teilweise das unmittelbare „Hüllgestein“ dieser Serizitphyllite, das Altkristallin der nördlichen Vinschgauer Schieferzone.

Wie in FRANK et al. (1979, im Druck) dargestellt, ist im südlichen Ötztaler Altkristallin von W nach E eine zunehmende alpidisch-metamorphe Überprägung des voralpidischen Mineralbestandes petrographisch und geochronologisch belegt. Das K/Ar-System beider Glimmer (Biotit und K-Hellglimmer) verhält sich im untersuchten Gebiet von W nach E fortschreitend wie folgt (Tab. 1 a).

Etwa (N)W der Linie Mals–Weißkugel finden wir bei unverändertem metamorphem Mineralbestand variscische K/Ar-Abkühlalter sowohl bei Hellglimmer als auch bei Biotit: Hellglimmer 300–315 Mio. J., Biotit ca. 275–300 Mio. J. Weiter gegen (S)E fortschreitend treten bei beiden Glimmern zunehmend stärker verjüngte Modellalter auf, wobei, entsprechend der höheren Blocking-Temperatur bei Hellglimmer, dieses Mineral weniger radiogenes Argon verloren hat als der Biotit. In manchen Fällen allerdings hat der Biotit zusätzliches, im Nebengestein mobilisiertes Argon eingebaut (Überschußargon; vgl. Tab. 1 a, Nr. 5), und in diesem Falle ist das errechnete Modellalter des Biotits oft viel höher als jenes des Hellglimmers aus demselben Gestein. Eine deutliche und generelle Verjüngung der Glimmer (immer bezogen auf K/Ar) ist nach den bisherigen Untersuchungen im Raum Schlandes und E davon zu beobachten, während im Bereich zwischen Mals und Schlanders diese Beeinflussung offenbar stark verschieden war (Abhängigkeit von der Lithologie, der lokalen tektonischen Situation, dem Stofftransport und der fluiden Phase, etc.). Erst in der Gegend von Goldrain–Schnalstal-Mündung wurde das K/Ar-System beider Glimmer durch die altpaläozoische Metamor-

Tabelle 1 a: K/Ar-Datierungen an Glimmern aus dem Grenzbereich Ötz-/Scarlkristallin (Vinschgau)
Anordnung der Proben von W nach E

Nr. ^x	Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}\text{cm}^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.	Bemerkungen
1*	WAP 461 T 592	Paragneis Laröth/Langtaufers	Biotit 150–450 μ	6,99	87,81	98,91	297,2 \pm 12,–	variscisch (alpidisch nicht be- einflußt)
2*	WAP 461 T 592	”	Hellglimmer 150–450 μ	8,09	107,11	98,93	311,9 \pm 12,6	”
22	WAP 680 T 803	Tonalitischer Granitgneis 500 m SE Schlinig (Straße)	Biotit 150–250 μ	7,49	94,48	94,25	298,5 \pm 12,6	variscisch (alpidisch nicht be- einflußt)
23	WAP 681 T 804	Qz-reicher Granit- gneismylonit 500 m SE Schlinig	Hellglimmer 250–430 μ	8,50	108,52 [†]	95,55	301,7 \pm 13,7	variscisch (alpidisch nicht be- einflußt)
24	WAP 681 T 804	”	Hellglimmer < 3,5 μ	5,79	20,72 [†]	68,77	89,8 \pm 5,6	alpidisch neugebil- deter Hellglimmer (Beimengung von ca. 30 % Quarz + Feldspat)
3	WAP 645 T 761	Mittelkörniger Paragneis 800 m NNW Tannas	Biotit 74–170 μ	6,96	66,55	96,32	230,6 \pm 9,6	alpidisch schwach verjüngt („Mischalter“)
4	WAP 645 T 761	”	Hellglimmer 74–170 μ	8,51	93,56	94,18	262,7 \pm 11,1	”

Fortsetzung der Tabelle 1 a. K/Ar-Datierung an Glimmern aus dem Grenzbereich Ötz-/Scarlkristallin

5	WAP 664 T 794	Paragneis Straße Schlanders → Talatsch (m 1390)	Biotit 170–430 μ	6,—	115,56	94,75	437,7 \pm 18,5	^{40}Ar -Überschuß
6	WAP 664 T 794	''	Hellglimmer 170–430 μ	7,52	70,96	97,01	227,7 \pm 9,4	alpidisch merklich verjüngt
7	WAP 665 T 796	Stark geplätteter Granitgneis NNW Schlanders m 950	Hellglimmer 250–430 μ	9,20	66,22	96,10	176,2 \pm 7,3	deutlich verjüngt
8	WAP 653 T 775	Feinkörniger Paragneis 800 m WNW Vezzan	Hellglimmer 74–170 μ	5,94	27,15	81,65	113,9 \pm 5,6	Beimengung von ca. 15 % Quarz + Albit \pm total verjüngt
9*	WAP 519 T 711	Zweiglimmerschiefer 70 m über Oberhaushof N Goldrain	Biotit 150–430 μ	6,92	23,63	95,36	85,8 \pm 3,6	\pm total verjüngt (? Rekristallisation)

Schlingigüberschiebung

Tabelle 1 b: K/Ar-Datierungen an Serizitphylliten der Vinschgauer Sonnenberge (Südtirol)
Anordnung der Proben von W nach E

Nr. ^x	Labor-Nr. Proben-Nr.	Lithologie Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}\text{cm}^3$ 10^{-6} NTP / g	% rad	Alter Mio. J.	Bemerkungen
10	WAP 531 T 724	Permoskyth– Mylonit N Laröth/Langtaufers m 1900	Hellglimmer < 2 μ	5,64	20,86	88,33	92,7 \pm 4,2	Tektonischer Bewegungshorizont

Fortsetzung der Tabelle 1 b: K/Ar-Datierung an Serizitphylliten der Vinschgauer Sonnenberge (Südtirol)

11	WAP 531 T 724	siehe Nr. 10	total 150–450 μ	2,38	9,87 ⁺	35,77	103,6 \pm 11,7	Tektonischer Bewegungshorizont
12*	WAP 485 T 658	Feinkörniger Serizitphyllit 1 km W Eyrs (Staatsstraße)	Hellglimmer < 2 μ	6,02	18,93	70,32	79,1 \pm 4,5	
13	WAP 485 T 658	”	total fein gemahlen	3,96	14,50	85,25	91,8 \pm 4,3	
14	WAP 649 T 769	Serizitphyllit 1 km W Eyrs (Straßenaußschluß)	Hellglimmer < 2 μ	7,16	23,47	53,35	82,4 \pm 6,2	
15	WAP 642 T 757	Serizitphyllit 250 m NE Tannas	Hellglimmer < 2 μ	6,74	21,02	66,—	78,5 \pm 4,7	
16	WAP 644 T 759	”	Hellglimmer < 2 μ	6,15	16,87	84,13	69,2 \pm 3,3	? geringer Argon- verlust
17	WAP 640 T 755	stark zerriebener Phyllit 1250 m ESE Tannas (Straße)	Hellglimmer < 2 μ	4,95	18,65 ⁺	20,57	94,3 \pm 18,3	Tektonische Bewegungsfläche
18	WAP 661 T 788	Quarzitischer Serizitphyllit 500 m ENE Forra Schlanderser Sonnenberg	Hellglimmer < 2 μ	5,18	15,38	76,98	74,8 \pm 3,9	
19	WAP 661 T 788	”	Hellglimmer 11–20 μ	3,88	13,37	90,37	86,5 \pm 3,8	

Fortsetzung der Tabelle 1 b: K/Ar-Datierung an Serizitphylliten der Vinschgauer Sonnenberge (Südtirol)

20	WAP 655 T 779	Quarzreicher Serizitschiefer unter Tappeinhof m 1330 NE Schlanders	Hellglimmer < 2 μ	4,84	15,50	76,78	80,5 \pm 4,2
21	WAP 652 T 772	Glimmerquarzit Ratitschhof bei Vezzan	Hellglimmer < 2 μ	2,60	7,65	48,88	74,2 \pm 6,-

- x Probenfundpunkt auf Taf. 4 (Beilage)
- * schon publiziert in FRANK et al. 1979
- + Argon-Doppelbestimmung (Mittelwerte)

Verwendete Konstanten:

$$\lambda(^{40}\text{K}\beta^-) = 4,962 \times 10^{-10}/\text{yr}$$

$$\lambda(^{40}\text{K}_e) + \lambda'(^{40}\text{K}_e) = 0,581 \times 10^{-10}/\text{yr}$$

$$^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ (Atomprozent)}$$

$$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{Luft}} = 295,5$$

Fehlerberechnung: $\frac{\text{Alter} \times 4}{\% \text{ rad}}$

phose vollkommen regeneriert. Die Modellalter fallen hier (wie auch weiter im E im Schneeberger Zug) mit Werten um 75–95 Mio. J. in eine Zeit, die weiter im W (Münstertaler Gebiet) die oberkretazische Metamorphose in den postvariscischen Sedimentserien belegen und die in den Serizitphylliten der Vinschgauer Sonnenberge wiederzufinden sind.

Das südliche Ötztaler Altkristallin spiegelt also eine verschieden starke und jedenfalls von W nach E zunehmende thermische Überprägung wider, was sich in geeigneten Probenreihen schon am Schlibfbild beobachten läßt (zunehmende Chloritisierung des Biotits, Neubildung von feinschuppigem Hellglimmer, etc.). Die Zone zwischen Mals und Goldrain wurde als „Zone der Mischalter und/oder des ^{40}Ar -Überschusses“ bezeichnet (FRANK et al., 1979, Plate 1). Es ist klar, daß die in diesem Bereich errechneten Modellalter als Zahlen nichts bedeuten, d. h., daß ihnen *z e i t l i c h* kein geologisches Ereignis zugrunde liegt.

Die Hellglimmer der dem Altkristallin zwischengeschalteten Serizitphyllite geben aber demgegenüber in allen untersuchten Vorkommen einheitlich oberkretazische Alterswerte, und zwar sowohl im schwächer überprägten westlichen Bereich (Eyrns, Tannas) als auch weiter im E (Schlanders, Vezzan).

Am Eyrser Sonnenberg sowie in den Laaser und Kortscher Leiten fällt eine sehr markante, \pm horizontal E-W-verlaufende Lineation auf. Diese Lineation hat insbesondere die basale Augengneislage der nördlichen Vinschgauer Schieferzone intensiv erfaßt und verläuft parallel zu den b-Achsen dieser Gesteine (straff geregelte Stengelgneise). Wie sich aus den Altersdaten der Serizitphyllite ergibt, ist diese Lineation zwangsläufig ein Produkt des alpidischen tektonisch-metamorphen Geschehens; dennoch ist damit keineswegs gesichert, wieviel von der auch im Kristallin dominierenden E-W-orientierten B-Tektonik alpidischen und wieviel voralpidischen Alters ist. Vereinzelt wurden im Bereich von Schlanders N-S-verlaufende b-Achsen beobachtet.

Die Schlibfbilder der feinkörnigen Serizitphyllite von Eyrns und Tannas zeigen gut rekristallisierte, gleichkörnige Quarzpolygonalgefüge mit glatten Korngrenzen und ausgezeichneter Orientierung der feinschuppigen Hellglimmer (ϕ 0,03–0,1 mm). Vereinzelt sind sehr grobschuppige Hellglimmer und ein geringer Karbonatgehalt zu beobachten. Neben dem Vorkommen von Tappein zeigt vor allem jenes von Forra am Schlanderser Sonnenberg (auf der Karte nach HAMMER nicht verzeichnet; s. Beil. 9) lithologisch große Ähnlichkeit mit dem Jaggl-Verrucano. Die mittel- bis grobklastischen Gesteine haben trotz der tektonisch-metamorphen Prägung sedimentäre Merkmale noch gut bewahrt. In einem feinkörnigen Quarzgefüge, von Hellglimmerschüppchen durchsetzt (0,05–max. 0,2 mm), schwimmen große Quarzgerölle sowie detritische Plagioklase (entmischt) und vereinzelt grobschuppige Hellglimmer.

Aus den beschriebenen Gesteinen wurde die Fraktion $< 2 \mu$ durch Sedimentation abgetrennt (vgl. FRANK et al. 1977, 1979). Die datierten Proben bestehen in allen Fällen vor allem aus Bruchstücken der neugebildeten Hellglimmer mit wechselndem Anteil an Quarz (10–20 %, in Einzelfällen darüber). Von den acht analysierten 2μ -Fraktionen von Serizitphylliten verschiedener Lokalitäten geben sechs K/Ar-Modellalter zwischen 74 und 82 Mio. J. Bei der Probe T 759 könnte es sich als einziger um geringen Ar-Verlust, etwa bedingt durch postmetamorphe tektonische Wiederbelebung, handeln, wenn man die jüngsten Glimmerabkühlalter aus dem weiteren Bereich des Untersuchungsgebietes mit 73–75 Mio. J. ansetzt (vgl. SCHMIDT et al. 1967; HARRE et al., 1968; GRAUERT et al., 1974; SATIR, 1975; FRANK et al., 1979). Die Probe T 755 entstammt einer ca. 30 cm mächtigen Mylonitzone, wobei das Gestein

im Korngefüge stark aufgelockert und zum Teil vollkommen zerrieben wurde. Ob hier ein geringer Ar-Überdruck aus dem Nebengestein aufgefangen wurde, wäre durch weitere Analysen zu überprüfen. Auf jeden Fall ist der hohe Anteil an Luftargon in dieser Probe (vgl. auch Nr. 11!) auffallend. Dies kann nach unserer Meinung am ehesten durch starke Vergrößerung des Intergranularvolumens auf Grund der tektonischen Zerrüttung des Gesteins erklärt werden.

Den beschriebenen vergleichbare K/Ar-Alter liegen an neugebildeten Hellglimmern aus dem Verrucano von Stilfs und dem Verrucano des südlichen Münstertaler Gebietes vor (an der Basis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone) und werden, ähnlich wie die Biotitalter aus dem östlichen Vinschgau und dem Schneeberger Zug als Abkühlalter der alpalpidischen Metamorphose interpretiert. Tab. 1 b zeigt außerdem, daß nicht nur die Hellglimmer-Feinfraktionen ($< 2 \mu$) dieser Serizitphyllite oberkretazische Alter liefern, sondern daß die schwache kretazische Metamorphose ausreichte, um auch das gesamte Gestein weitgehend zu entgasen (Nr. 11, 13, 19). Nicht nur Mineralbestand und Gefüge, sondern vor allem auch die radiometrischen Untersuchungen an den Serizitphylliten der Vinschgauer Sonnenberge sprechen demnach dafür, daß es sich bei diesen Gesteinen nicht um ein retrogrades Produkt höhergradiger Metamorphite (ANDREATTA, 1939), sondern um postvariscische Sedimente handelt. Nur in noch nicht metamorphen, an fluider Phase reichen Sedimenten war es nach meiner Auffassung möglich, bei der hier schwachen alpidischen Metamorphose eine fast vollkommene Entgasung und damit alpidische K/Ar-Alter zu erreichen.

Diese Untersuchungen geben somit nicht zuletzt gute Informationen über das Verhalten von Argon bei beginnender, aufsteigender Metamorphose mit späterer, rein tektonischer Überprägung in lithologisch ähnlichen, aber bezüglich ihrer thermisch-tektonischen Entwicklung sehr verschiedenen Gesteinsserien (fertiges Kristallin einerseits, wasserreiches Sediment andererseits). Wie noch weiter unten ausgeführt werden soll (vgl. S. 269), scheint im vorliegenden Untersuchungsgebiet eine spätere (tertiäre) tektonische Reaktivierung (die die Schlinigüberschiebung als solche erst ausbildete) kaum oder nur ganz vereinzelt das K/Ar-System der Glimmer beeinflußt zu haben — eine Tatsache, die nicht unbedingt den Erwartungen entspricht (vgl. JÄGER & HUNZIKER 1979, S. 67).

Ich interpretiere also die Serizitphyllite der Vinschgauer Sonnenberge als metamorphen Verrucano. Diese Gesteine markieren somit als postvariscische Sedimente den wahrscheinlichen Verlauf der Scarl-Teildecke entlang der Schliniglinie nach E in die nördliche Vinschgauer Schieferzone hinein. Der gesicherte Abstand des östlichsten Permoskyths bei Vezzan E Schlanders zu den westlichsten Kristallinklippen des Piz San Jon in der Lischana-Gruppe (in SE-NW-Richtung) bzw. des Minschuns (falls man diese Klippen aus dem Osten bezieht) in den Münstertaler Alpen (in E-W-Richtung) vergrößert sich gegenüber KELLERHALS (1966, S. 49) von 17 auf 35–40 km. Die Distanz Piz San Jon–Jagglfenster-Ostrand beträgt 22 km. Diese Überschiebungsbeträge sind für deckeninterne Bewegungen, Bewegungen also, die sich innerhalb derselben, vor der alpidischen Orogenese zusammenhängenden Kristallinplatte abspielten, beachtlich. Eine weitere, früher schon gezogene Schlußfolgerung ergibt sich aus diesen Darlegungen: Ziehen wir eine direkte Verbindungslinie Eyrs–Nauders (oder besser zutreffend Schlanders–Prutz), ein Abstand, zwischen dem das Ötzkristallin an der Schlinigüberschiebung in einem weiten Bogen lappenförmig tiefere tektonische Einheiten überschoben hat, so ergibt sich daraus, daß die „Jaggl-Plawen-Einheit“ (RICHTER & ZINKERNAGEL 1975) in ihrer gesamten Ausdehnung in den überscho-

benen Bereich fällt, der Jaggl als Fenster sich somit widerspruchlos in den Rahmen des beobachteten tektonischen Bildes einpaßt.

Hier muß weiters noch hinzugefügt werden, daß nach meiner derzeitigen Auffassung eine genaue Abtrennung von Scarl- und Ötz-Teildecke E des oberen Vinschgaus nicht möglich ist. Der untere Teil der Vinschgauer Sonnenberge zwischen Schluderns und der Schnalstalmündung stellt eine Schuppenzone dar, wo Ötz- und Scarlgesteine (und möglicherweise auch Bestandteile der Campo-Einheit) mehrfach in tektonischer Wechsellagerung stehen, und die W Mals noch als markante tektonische Fuge ausgebildete Schlinigüberschiebung geht hier in eine mächtige Scherzone mit mehreren übereinanderliegenden Bewegungshorizonten über. Auf Beil. 9 wurde diese Zone daher weder der Scarl- noch der Ötz-Einheit zugeteilt, sondern vorläufig als eigene Einheit, als „Vinschgauer Schieferzone“ (ohne Einbeziehung der Phyllitkomplexe S des Vinschgaus) dargestellt.

4. Die Abgrenzung Scarl-Teildecke–Campo-Teildecke und die Frage der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

Das Kristallin der südlichen Scarl-Teildecke quert im Bereich der Talbiegung den Vinschgau, streicht unter die Ötztaler Masse hinein und vereinigt sich im Untervinschgau endgültig mit dieser und dem südlich angrenzenden Kristallin der Campo-Teildecke. Die Trafoier Linie, die Scarl- und Campokristallin trennt und einen östlichen Seitenast der Braulio-Linie (Überschiebung) darstellt, ist im Bereich Prad–Trafoi als eine steile, von Querbrüchen zerschnittene Aufschiebung bekannt (HAMMER, 1912). Das südliche Scarl-Kristallin wird zwischen dem Münstertal und dem Trafoiertal von der Kristallinmasse der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone überlagert (SCHMID 1973; beinhaltet STAUBs Chavalatsch-, Umbrail-, Pizzet- und Braulio-Kristallin). Die Gallolinie, die diese Teileinheit im Norden samt auflagernden mesozoischen Sedimenten tektonisch begrenzt, geht von W nach E in eine zunehmend flachere Lagerung über. SCHMID (1973, S. 187) vermutet eine direkte Verbindung dieser Linie mit der Trupchun-Braulio-Überschiebung, die als tektonische Trennungslinie zwischen Campo-Ortlerkomplex und den nördlicheren Einheiten von W aus dem Val Braulio heraufsteigt und S des Stilsfer Joches sich ins Trafoiertal hinabsenkt. Der weitere Verlauf dieser Linie in N Richtung um den Munwarter und den Piz Chavalatsch herum würde eine Verbindung zwischen Braulio- und Gallolinie schaffen und somit die kristallinintern durch mehrere tektonische Scherflächen zerlegte (vgl. STAUB, 1964) und stellenweise von Sedimentfetzen durchsetzte, im großen schüsselförmig gebaute Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone als riesige Klippe von ihrer Unterlage abtrennen. Da der für diese Aussage kritische Bereich am Glurnser Köpfl/Piz Chavalatsch nach den Aufnahmen von HAMMER (1908, 1912) keine neuere Bearbeitung erfahren hat, kann über die endgültige tektonische Position der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nichts Sicheres ausgesagt werden. Eine Verbindung mit tektonisch höheren Elementen, etwa der Matscher Einheit weiter im E, ist jedoch allein aus lithologischen Gründen nicht sehr wahrscheinlich. HESS (1953) sprach sich für die Einwurzelung kristalliner Elemente der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im Bereich der südöstlichen Campo-Teildecke (nahe der Tonale-Linie) aus. Eher trifft nach meiner Auffassung für diese Einheit die parautochthone Lösung zu, also ein primär vorhandener Zusammenhang mit dem unterlagernden Kristallin der südlichen Scarl-Teildecke (HAMMER, 1908, S. 194; KELLERHALS, 1965, Fig. 2). Nach dieser Deutung wurde das Umbrail-Chavalatsch-Kristallin an der S-fallenden Gallolinie und an der teilweise N-fallenden Braulio-

linie (Untervorschiebung) blockartig herausgehoben und durch weitere Kompression aus S bis SE an internen Scherzonen zerlegt und lokal abgeschert. Im Dach dieser so herausgehobenen Masse sind immerhin Abscherungen und Bewegungen von etlichen km zu erwarten, wie die Kristallinklippen des Piz Chazfora, Piz Lad–Piz Rims usw. W des Val Muraunza, auf triadischen Sedimenten auflagernd, bezeugen. Eine einheitliche, durchgehende Abscherungsfläche an der Basis der Umbrail-Chavalatsch-Einheit ist derzeit jedoch nicht genügend belegt.

Eine gewisse lithologische und mineralfazielle Ähnlichkeit der das Umbrail-Chavalatsch-Kristallin an mehreren Stellen überlagernden Pastoriserie (Biotitglimmerschiefer, granatsillimanitführende Glimmerschiefer, Marmore, Pegmatite, Amphibolite; HESS, 1953, S. 56; SCHMID, 1973) mit der Matscher Einheit bzw. der Laaser-Marmor-Glimmerschieferserie ist auffallend. Eine Aussage über deren tektonische Stellung oder genetische Beziehung zu den genannten Einheiten ist derzeit jedoch nicht möglich.

5. Bewegungsrichtung und zeitlicher Ablauf der Bewegungen an der Schlinigüberschiebung

Eine deckeninterne, im großen westvergente Überschiebung von rund 35–40 km Distanz ist also mehrfach an der oberen Etsch nachzuweisen. Hier soll noch kurz zur Frage der zeitlichen Einstufung dieser Transportbewegungen Stellung genommen werden.

In der Literatur werden für den Bereich der Scarl- und der westlichen Ötz-Teildecke mehrfach spätorogene (spätalpidische) Bewegungsvorgänge wahrscheinlich gemacht.

EUGSTER (1965, S. 18) vermutet auf Grund der starken Deformation der kristallinen Basis in der Scarl-Teildecke und einer darauffolgenden tektonischen Aktivität im sedimentären Deckgebirge eine „spätorogene“ Neubelebung. Diese Bewegungen betreffen vor allem die lithologisch stark verschieden ausgebildete Obertrias. Es kommt zur schollenartigen Zerlegung und Abscherung vor allem starrer Hauptdolomitmassen auf den weichen Raibler Schichten; diese werden intern stark deformiert und lokal zusammengeschopt. Auch KELLERHALS (1966, S. 51) betont, daß Sesvenna-Kristallin und Ötzkristallin „bis zu einer spätalpinen Phase“ zur gleichen Einheit gehörten. Die Schlinigüberschiebung wird also als spätalpidisches Element aufgefaßt. CADISCH (1961, S. 120) nimmt an, daß Silvrettakristallin und Ötzkristallin erst „spätorogen“ voneinander getrennt wurden. Auch SCHMID (1973, S. 189 ff.) verweist auf eine jüngere Neubelebung an der Schlinigüberschiebung, und schließlich hatte schon HAMMER (1931, S. 186) betont, daß die „jüngste große Bewegung“ jene an der Schlinigüberschiebung sei. Aus all dem muß vorerst auf eine mehrphasige alpidische Tektonik im Untersuchungsraum geschlossen werden (vgl. auch SCHMIDEGG, 1964).

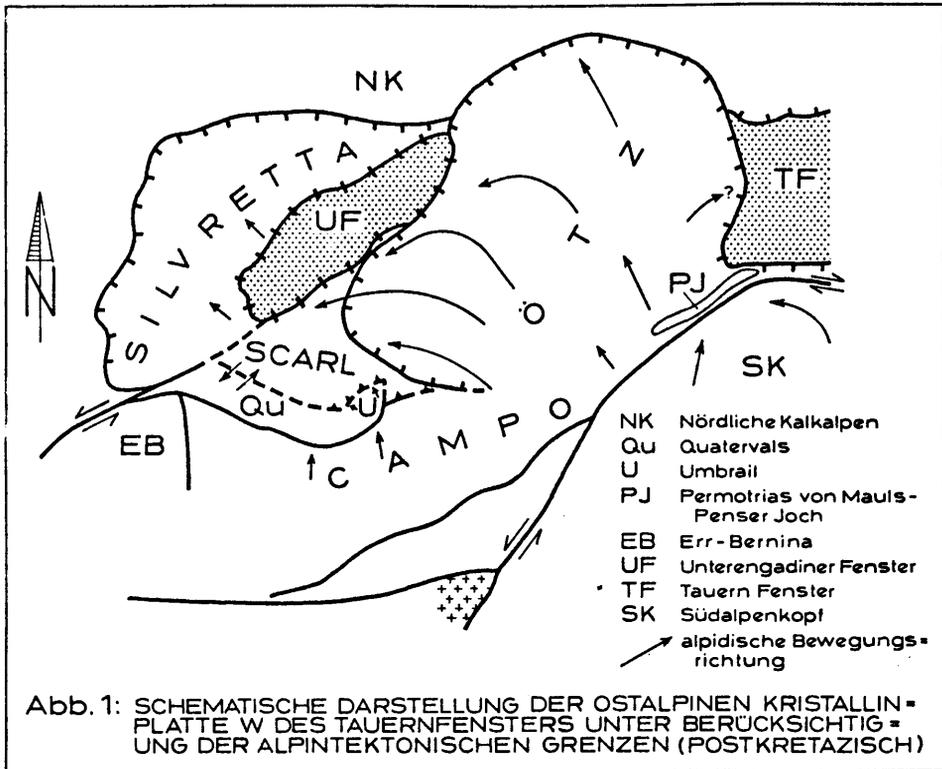
Drei Gesichtspunkte sind nach meiner Auffassung für die absolutzeitliche Einstufung der deckeninternen Bewegungen in der ostalpinen Platte westlich des Tauernfensters maßgebend.

- a) Die kretazische Metamorphose und Strukturprägung in den permomesozoischen Sedimentserien und die thermische Beeinflussung im voralpidisch geprägten Altkristallin (FRANK et al., 1979);
- b) Das Ende der Sedimentation im Engadiner Fenster (TORRICELLI, 1956) und im Prätigau (NÄNNY, 1946, S. 121);
- c) Die neogene Metamorphose im Ostalpin entlang des Periadriatischen Lineaments

im Raume S Sterzing (FRANK et al., 1977, 1979; BORSI et al., 1978). Der Zeitpunkt der altpalpidischen Metamorphose in der östlichen Scarl-Teildecke und in der südlichen Ötz-Teildecke ist auf Grund radiometrischer Datierungen vor allem an Glimmern zum Teil bekannt (s. Literatur). Allerdings ist der Beginn bzw. auch der thermische Höhepunkt dieses metamorphen Ereignisses noch nicht genügend belegt. Die Rb/Sr-Hellglimmeralter zwischen 110–130 Mio. J., die von SATIR (1975) als mögliche Bildungsalter für die altpalpidische Metamorphose in diesem Bereich des Ostalpins diskutiert werden, sind in diesem Zusammenhang noch zu überprüfen. Dies soll in einer eigenen Arbeit geschehen. Meinerseits werden derzeit K/Ar-Hellglimmeralter um 90 Mio. J. als mögliche Bildungsalter diskutiert, während Glimmeralter um 80–75 Mio. J. (Mittelsenon) mit der Abkühlung dieses Gebietes unter 300–350°C in Zusammenhang gebracht werden. Mit dieser Metamorphose ist eindeutig die Hauptstrukturprägung (Faltung) in der postvariscischen Sedimenthülle zu verbinden. Zu dieser Zeit wurden die höheren Teile des ostalpinen Deckensystems dem nördlich vorgelagerten Unterostalpin aufgeschoben. Im Penninikum des Unterengadiner Fensters hielt die Sedimentation jedoch zumindest bis ins Campan/Maastricht an, wie TORRICELLI (1956) durch Foraminiferenfunde (und andere Fossilien) aus den Bündner Schiefern von Raschvella (Unterengadin) gezeigt hat (vgl. auch FRISCH, 1974; FAUPL, 1978). Die heute in einzelne Teileinheiten aufgegliederten Kristallinmassen bildeten bis dahin vermutlich einen zusammenhängenden Block, der seinerseits vom Kalkalpin überlagert und überfahren wurde. Die interne Aufgliederung der in sich schon ausgekühlten und rigiden ostalpinen Kristallinmasse und ihre Zerlegung in mehrere distinkte, teilweise sich überlappende Teilblöcke fällt nach meiner Vorstellung wesentlich in den Zeitraum zwischen Ende Kreide und Jungtertiär, wenschon der Beginn dieser Vorgänge nachweisbar im Zusammenhang mit der oberkretazischen Metamorphose und Tektonik zu sehen ist.

Die Nordbewegung und die damit verbundene Rotation (Abb. 1) und der Westschub der westlichen Ötzmasse und der Silvretta-Teildecke hat ihre erste Ursache im Vorstoß des Südalpenkopfes an der Judikarien-Pustertallinie (Nordsporn der Adriatischen Platte – FRISCH, 1977; vgl. TOLLMANN, 1977 a, 1978). E. SEMENZA (1974) stellt die Hauptbewegungen an dieser jetzt selbständig gewordenen, gegen den Uhrzeigersinn rotierenden (ZIJDERVELD & VOO, 1973) „Insubrischen Platte“ ins Ober- und Unteroligozän und verbindet damit die wesentlichen „tektogenetischen Vorgänge“ im Alpen-Dinaridenraum. Nach FRISCH (1977) sind die wesentlichen Einingungsvorgänge in den zentralen Alpen „mit beginnendem Oligozän . . . im wesentlichen abgeschlossen“. Die Kompressionstektonik, die mit einer gegensinnigen Verschiebung der beiden Blöcke an der jetzt deutlich ausgebildeten Pustertaler-Judikarienlinie verbunden ist und in der Folge einen „jungen Weiterbau der Pusterer Linie gegen Westen bewirkt (TOLLMANN, 1978, S. 188), dauert aber noch bis weit ins Jungtertiär hinein an (nach SEMENZA bis ins Pliozän).

Die aus dem Permtriaszug von Mauis–Penser Joch sowie aus dem Altkristallin E des Eisacktales bekannt gemachten miozänen Glimmeralter mögen, in unmittelbarer Nachbarschaft zum Periadriatischen Lineament, diese Vorgänge widerspiegeln (FRANK et al., 1977; BORSI et al., 1978). Die Daten sind jedoch als Abkühlalter aufzufassen; das heißt, der thermische Höhepunkt dieses Metamorphoseereignisses fällt in vor-untermiozäne Zeit, und die Alter zwischen 15 und 22 Mio. J. sind der Ausdruck für die beginnende Heraushebung und Abkühlung dieses lokal stärker thermisch beeinflussten ostalpinen Streifens entlang der Nahtzone. Diese Ergebnisse von SEMENZA



(1974) und FRANK et al. (1977, 1979) konnten weiter bestätigt werden durch paläomagnetische Untersuchungen von RATHORE und HEINZ (1979, im Druck). Es wird gezeigt, daß im Bereich des Nahtknickes im Eisacktal das magnetische Gefüge „kompliziert“ und die Anisotropie vergleichsweise schwach ausgebildet ist, d. h. keine bevorzugte Anordnung vorhanden ist. Diese lokale Abweichung wird auf die jungalpidische thermische Beeinflussung in diesem Bereich zurückgeführt.

Im Lichte dieser Vorgänge im „plattentektonischen Hinterland“ werden nun die tertiären Vorgänge im ostalpinen Kristallin im Nordwesten besser verständlich. Durch den – gegenüber etwa den weiter im Westen gelegenen Teileinheiten der südlichen Campodecke – verstärkten Vortrieb des Ötztaler Blockes gegen N/NW wurde der penninische Sedimentationsbereich (Nordpenninischer Ozean nach FRISCH, 1977) endgültig zugeschoben, nachdem die Nördlichen Kalkalpen die zentralalpinen Einheiten bereits überholt hatten. Durch verstärkte Kompression an der Stirn der ostalpinen Kristallinmasse wurde diese Einheit selbst an internen, teilweise in kretazischer Zeit schon angelegten Scherflächen zerlegt, und es bildeten sich mehrere „Teildecken“ heraus. Der nordwestliche Teil dieser Kristallinplatte, die Silvrettamasse s. str. begann

etwa im Eozän den heutigen Bereich des Unterengadiner Fensters zu überfahren. Im Prätigau ist mit dem Ruchberg-Sandstein noch untereoazäne Sedimentation belegt (NÄNNY, 1946). Durch weiteren Vorstoß des Öztaler Kristallinblockes Richtung NW, damit verbundener Rotation und interner tektonischer Zerlegung kam es an dessen Westrand (heutige Klippen auf den Engadiner Dolomiten) zur Ausbildung einer deutlichen, flachen, durch frühalpide Vorgänge zum Teil vorgezeichneten Abscherungsfläche und in der Folge zu einem kräftigen Westschub dieses Kristallins über die sedimentäre Deckhülle der Scarl-Teildecke, wobei vermutlich diesen noch wasserreicheren Sedimenten die Funktion einer bevorzugten Gleitbasis zukommt. Wie schon beim Silvrettakristallin (z. B. die Schürflinge aus Dolomit, Typus Hauptdolomit, und rötlichen Kalkschiefern mit ostalpinem Faziescharakter am Fuß des Pardatschergrates/Idalpe) führt die Weststirn des Öztaler Blockes an ihrer Gleitfläche abgescherte Teile der westlich vorgelagerten Engadiner Dolomiten mit sich. Die kristalline Basis der Scarl-Teildecke wird durch die andauernde Kompression neu aktiviert und es kommt teilweise zu einer Deckenverschuppung: im Jaggl-Gebiet kommt es durch diese tektonischen Bewegungen im kristallinen Untergrund (Plawener Orthogneis) zu einer blockartigen Hebung der vom Ötzkristallin teilweise schon überfahrenen Sedimente und zu einer intensiven westvergenten Zerschering (Untervorschiebungen), während im Südostteil der Jaggleinheit die Verschuppung von Scarlkristallin mit Ötzkristallin neu aktiviert und stärker ausgeprägt wird.

Abb. 1 kann, soweit Bewegungsrichtungen (Pfeile) dargestellt sind, nur als stark vereinfachte Skizze aufgefaßt werden. Zu beachten ist natürlich vor allem, daß der Rotationspunkt und damit die Bewegungsrichtung für die Öztaler Kristallinplatte nicht für jede Zeit und jeden Ort gleich sind. Im Frühstadium (Lage weiter südlich) haben wir es vermutlich mit einer reinen Nordbewegung zu tun. Die späteren Bewegungen mögen vorwiegend von der internen plastischen Deformierbarkeit dieses Kristallins (bzw. von interner Schollenzerlegung; vgl. KÖHLER, 1978) abhängig gewesen sein. Meiner Auffassung nach war die Plastizität des Ötzkristallins s. l. im Tertiär gering, mit Ausnahme vielleicht vom unmittelbaren Bereich der Nahtzone (Penser Joch), wie hier die junge Metamorphose und das Gefüge dieser Gesteine vermuten lassen.

Am Nordrand des Jaggl-Fensters über Laröth (Langtaufers) ist neben einer tektonischen Brekzie auch ein Mylonithorizont aufgeschlossen. Das Gestein besteht aus Quarz und Hellglimmer mit geringem Gehalt an Plagioklas und Karbonat. Der Quarz ist zu stark undulösen Schnüren und Linsen extrem ausgewalzt, der s-Lagenbau wellenförmig gefaltet. Makroskopisch und nach dem Dünnschliffbefund ist vorerst zweifelhaft, ob es sich um Permoskyth oder um mylonitisierendes Kristallin handelt. Andeutungen von Resorptionsschläuchen bei einzelnen Quarzfischen sowie das Fehlen anderer metamorpher Minerale deuten eher auf Permoskyth hin. Auf jeden Fall stellte sich heraus, daß diese hier sehr stark ausgeprägte plastische Deformation ein synmetamorphes Ereignis der frühalpideischen Aufwärmung darstellt. In den Liegendteilen des nicht so stark deformierten Permoskyths wurde dieses Ereignis mit 90 Mio. J. (K/Ar, Hellglimmer; FRANK et al., 1979) erfaßt. Der Hellglimmer aus dem beschriebenen Mylonit selbst lieferte ein K/Ar-Alter von $92,7 \pm 4,2$ Mio. J., dieses Datum stimmt also mit Hellglimmeraltern aus eindeutig permoskythischen Gesteinen der näheren Umgebung innerhalb des Fehlerbereiches überein (Tab. 1 b, Nr. 10, 11). Das bedeutet, daß die eigentliche Mylonitbildung an dieser Überschiebungslinie als oberkreatazisches Ereignis aufzufassen ist. Offen bleibt die Frage, ob spätere, tertiäre Nachbewegungen denselben Bereich noch einmal wesentlich erfaßt haben. Auf jeden Fall ist

eine postkretazische thermische Beeinflussung an den kretazisch neugebildeten Glimmern mit der K/Ar-Methode nicht nachzuweisen, wie schon weiter oben ausgeführt wurde (vgl. S. 263). Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß die sicherlich bedeutenden tertiären Bewegungen im weiteren Bereich der Schlinigüberschiebung die Gesteine im schon stark entlasteten, ausgekühlten Zustand (ohne merkliche erneute Temperaturerhöhung) erfaßt haben.

Ähnliche Beobachtungen wurden im Schlinigtal gemacht. Die an der Schlinigerstraße, ca. 500 m vor dem Dorf Schlinig aufgeschlossenen Gesteine stellen (auch nach der HAMMER'schen Kartierung) den unmittelbaren Überschiebungsbereich dar. Das hangendste Scarl-Orthokristallin, vom Ötzkristallin teilweise durch Karbonat-, „Deckenscheider“ abgegrenzt, zeigt lokal eine ungewöhnlich starke tektonisch-metamorphe Überprägung im Kornbereich (Probe T 804). Stark undulöse Quarzfische mit randlicher oder intergranularer Rekristallisation von klaren, polygonalen Kleinquarzen, teilweise entmischte Plagioklase und untergeordnet Mikroklin-Perthite sowie mm-große Hellglimmer schwimmen in einem feinstschuppigen Gewebe von neugebildetem Hellglimmer (meist 3–10 μ). Ein ähnliches Bild zeigen die tonalitischen Granitgneise (Probe T 803) im unmittelbar Liegenden, aber weder in diesem Gestein noch in den Amphiboliten des Ötzkristallins unmittelbar über den an der Überschiebungsbahn eingezwickten Karbonatlinsen ist nennenswerte Umwandlung von Biotit oder Hornblende zu beobachten. Ein solches Beispiel ist jedoch aus dem Rojental bekannt (Probe T 814). Hier wurde im Kristallin im Abstand von ca. 1 m über den Karbonaten des Rojener Aufbruches der gesamte primäre Mineralbestand weitgehend umgewandelt, zerrieben und intensiv von Karbonat infiltriert.

Im klassischen Abschnitt der Schlinigüberschiebung (Schlinig, Rojen, Langtaufers) bleibt intensive metamorphe Überprägung also auf den unmittelbaren Überschiebungsbereich (einige m) beschränkt. Schwache Bestäubung der Plagioklase oder Sprossung von Chlorit sind jedoch im westlichen Ötztalkristallin weiter verbreitet. Im Scarlkristallin war die alpidische Beeinflussung stärker als im westlichen Ötztalkristallin. Hervorzuheben ist, daß (wie in den hier beschriebenen Gesteinen und in bestimmten Zonen des Scarlkristallins im allgemeinen) auch weiter im E im Vinschgau, in Annäherung an alpidisch stärker thermisch beanspruchte Bereiche, die erste auffällige Reaktion im Gestein die Bildung einer feinschuppigen Hellglimmergeneration ist, – noch bevor der alte Glimmerbestand (Biotit und Hellglimmer) metamorphe Überprägung erkennen läßt, der jedoch in bezug auf seine K/Ar-Alter schon schwach verjüngt ist (vgl. Tab. 1 a, 3–6).

Die grobschuppigen Hellglimmer aus dem oben beschriebenen Scarlkristallin an der Schlinigerstraße ergaben noch rein variscische K/Ar-Alter, die mit den früher publizierten Daten (in FRANK et al., 1979, Tab. 3) gut übereinstimmen (Tab. 1 a, 22, 23). Dies ist bei dem teilweise stark mylonitischen Charakter dieses Kristallins erstaunlich. Das Stoffangebot für die rege Hellglimmerneubildung (ca. 30 Vol.-% in Probe T 804) mag zum größten Teil durch die Feldspatzersetzung wettgemacht worden sein, wobei SiO₂ (ca. 30 % Quarz!) und Karbonat freigesetzt worden sein könnten. Das Vorhandensein von fluider Phase im Gestein zur Zeit der Hellglimmerneubildung ist auf jeden Fall erforderlich. Dies, nicht sosehr die tektonische Beanspruchung dürfte die Umwandlung im primären Mineralbestand ermöglicht haben. Nach diesen Überlegungen fällt die Hellglimmerneubildung zeitlich mit der intensiven tektonischen Überprägung im Kornbereich zusammen. Das K/Ar-Alter dieser neuen Hellglimmergeneration von $89,8 \pm 5,6$ Mio. J. (Tab. 1 a, Nr. 24) stimmt gut mit den Hellglimmeraltern aus

den Metasedimenten der Scarl-Einheit überein und impliziert, ähnlich wie die Mylonite aus Langtaufers, daß hier die Schlinigüberschiebung schon in der Oberkreide eine aktive Linie war.

Zusammenfassend ist aus den bisher durchgeführten K/Ar-Glimmerdatierungen (Tab. 1; vgl. auch die in FRANK et al. 1979 publizierten Daten) folgendes für den Grenzbereich Ötz-/Scarl-Teildecke abzuleiten.

1. Das Auftreten von kretazisch gebildeten Myloniten unmittelbar an der Schlinigüberschiebung (Schlinig, Langtaufers) zeigt, daß diese Linie schon zur Zeit des frühalpidischen tektonisch-metamorphen Geschehens stellenweise aktiv war.

2. Das Altkristallin in unmittelbarer Nähe dieser Mylonite, insbesondere das Ötztalkristallin, wurde durch die tektonischen Vorgänge an der Schlinigüberschiebung unmerklich beeinflusst. Der voralpidische Glimmerbestand (Biotit und Hellglimmer) blieb im wesentlichen unverändert erhalten und liefert auch in den stark mylonitischen Zonen noch variscische K/Ar-Abkühlalter (Tab. 1 a, Nr. 22, 23). Postkristalline, vorwiegend kataklastische Deformation der Korngefüge ist jedoch weiter verbreitet (und mag z. T. voralpidischen Alters sein), Diaphthorese hingegen war nur lokal und selektiv wirksam (Schliniglinie, kleinere Scherzone). Deutliche Beeinflussung des Altkristallins durch die frühalpidische Metamorphose ist erst im Mittelvinschgau und weiter E zu beobachten.

3. Wie die feinschuppige Hellglimmergeneration aus den oben beschriebenen Myloniten so gruppieren sich die meisten der aus Gesteinen der nördlichen Scarl- und der westlichen Ötz-Teildecke mit der K/Ar-Methode datierten neugebildeten Hellglimmer um den Zeitpunkt 90 ± 5 Mio. J.

Die Schließungstemperaturen für das K/Ar-System in Hellglimmer (wie von PURDY & JÄGER, 1976, angegeben) wurden hier, nach Mineralbestand und Gefüge in den postvariscischen Sedimenten und dem intakten Altkristallin zu urteilen, in der Oberkreide vermutlich kaum erreicht oder knapp überschritten. Das Datum 90 (bis max. 100) Mio. J. (= Turon) könnte also den thermischen Höhepunkt der alpidischen Metamorphose in diesem Bereich des Ostalpins markieren, während Glimmeralter unter 85 (bis max. 70) Mio. J. als Abkühlalter aufgefaßt werden. Etliche Mineraldaten anderer Autoren aus dem Schneeberger Zug sprechen jedoch eher gegen diese Vorstellung. Faßt man aber die schon auf S. 266 erwähnten Rb/Sr-Hellglimmeralter zwischen 110 und 130 Mio. J. (SATIR, 1975) als echte Bildungsalter der oberkretazischen Metamorphose auf, bzw. repräsentieren die in FRANK et al. (1979) ebenfalls aus dem Schneeberger Zug stammenden K/Ar-Hornblendealter um 110 Mio. J. Abkühlalter desselben Metamorphoseereignisses, so würde daraus eine sehr langsame Abkühlung resultieren: die Abkühlung von 500 auf 300°C würde sich über mindestens 40 Mio. J. erstrecken (110–70), da die Blocking-Temperatur für das K/Ar- und Rb/Sr-System im Biotit regional erst vor 70–75 Mio. J. unterschritten wurde. Die ausgesprochen grobkristallinen, keineswegs diaphthorischen, teilweise im Bereich alpidischer Amphibolitfazies neugebildeten oder rekristallisierten Mineralparagenesen des Schneeberger Zuges lassen jedoch eine eher rasche Abkühlungsgeschichte vermuten. Der Beginn dieser Metamorphose, die insgesamt eindeutig mit bedeutenden tektonischen Vorgängen im Ostalpin eng verknüpft ist, würde zudem in eine sehr frühe, vom stratigraphischen Gesichtspunkt vielleicht unwahrscheinlich frühe Zeit zurückverlegt. Nach all diesen Überlegungen erscheint es durchaus vertretbar, den Höhepunkt der alpidischen Metamorphose im Ostalpin der westlichen Ostalpen in den Zeitraum 90 bis max. 100 Mio. J. einzuordnen. Von analytischer Seite ist diese Vorstellung jedoch noch keineswegs

genügend untermauert.

4. Die postkretazischen tektonischen Vorgänge, die die Schliniglinie als zusammenhängende Schubfläche erst ausgebildet haben, fanden im stark ausgekühlten Zustand der Gesteine statt. Diese bedeutenden Bewegungen konnten das K/Ar-System vorhandener metamorpher Minerale nach vorläufigem Stand der Kenntnisse nicht beeinflussen, eine zeitliche Einstufung dieser Vorgänge mittels radiometrischer Methoden scheint demnach nicht möglich zu sein. Vermutlich war die Zufuhr von fluider Phase, die für Reaktionen im Korngefüge notwendig ist, im Tertiär hier auch an Scherzonen gering.

5. Die teilweise schwach verjüngten Biotite aus der Sesvennagruppe geben indessen einen indirekten Hinweis für postkretazische Bewegungen an der Schliniglinie. Wie in FRANK et al. (1979, Plate 1) dargestellt, wird in den Münstertaler Alpen (Grenzzone Südtirol/Graubünden) schwach verjüngtes Scarlkristallin von intaktem Ötztalkristallin (variscische Biotitalter) überlagert. Ordnet man diese Biotitverjüngung der (in den das Scarlkristallin überlagernden postvariscischen Sedimenten belegten) oberkretazischen Metamorphose zu, so folgt daraus, daß das geochronologische Bild der altpalpidischen Verhältnisse durch tertiäre Tektonik zerstört wurde.

Die Bewegungen im oberen Vinschgau waren im wesentlichen west- bis nordwestvergent, während für die Sesvennakulmination der Hauptschub aus SSE-Richtung angegeben wird (KELLERHALS, 1966). Die den Oberbau der Lischana-Gruppe etwa in NS Richtung schneidenden und flach E fallenden Scherflächen werden vom gleichen Autor zeitlich und räumlich eindeutig mit den Bewegungen an der Schlinigüberschiebung in Zusammenhang gebracht. Die relativ weite Streuung in der aus dem Verlauf tektonischer Gefügeelemente abgeleiteten Bewegungs- bzw. Einengungsrichtung (SSE-SEE, ja, für den südwestlichen Bereich der Scarl- und Silvretta-Einheit, Bergün-Livigno, wurden auch WSW-ENE-Einengungen beschrieben: EUGSTER, 1923, S. 102 ff.) kommt vermutlich dadurch zustande, daß die primär nach NW gerichteten Hauptbewegungen im westlichen Teil des Ötzkristallins zunehmend gegen W einrotiert wurden; sehr wahrscheinlich läßt sich dies auf die verstärkte Aufwölbung der nördlich vorgelagerten penninischen-unterostalpinen Zone, die in zunehmendem Maße als Leitschiene wirkte und so das andrängende Ostalpin gegen W ablenkte.

Jüngst hat M. KÖHLER (1978, S. 53 ff.) ein Modell für die alpidisch-tektonische Entwicklung der Ötz-Stubaier Masse und die Zerlegung dieses Kristallins in diverse Teilschollen vorgelegt. Zumindest in N und W kann diese Vorstellung den Geländebeobachtungen gerecht werden: durch zunehmende SN-Kompression und Andrängen der ostalpinen Kristallinplatte an ein nördliches Widerlager wurde der westliche Bereich dieses Kristallins zunehmend gegen W abgelenkt. TRÜMPY (1977) sieht in der Schlinigüberschiebung ein dem Engadiner Lineament zeitlich und genetisch einigermaßen analoges Element, wobei die Schlinigüberschiebung der seichtere, oberflächliche Ausdruck für dieselben Bewegungen wäre, die sich am steileren Engadiner Lineament weiter in der Tiefe abspielten. Die heutige Abtrennung von Ötz- und Silvretta- und die interne Überschiebung der Ötz- auf die Scarl-Teildecke sieht dieser Autor in erster Linie in einer Seitenverschiebung (W bis SW der Ötzmasse) am Engadiner Lineament, wofür mitteloligozänes bis miozänes Alter angenommen wird.

Ich möchte die Bewegungen an der Schlinigüberschiebung als mehrphasiges Ereignis auffassen, die Hauptbewegungen an dieser Linie selber jedoch nach den oben diskutierten Vorgängen in der Nahtzone in den Zeitraum Obereozän/Oligozän (pyrenäi-

sche Phase) stellen, wobei Nachbewegungen sehr wohl bis ins Jungtertiär hinein aktiv gewesen sein dürften. Als sehr junge Bewegung wird der Vorstoß der Ötzmasse im Inntal (Landeck–Telfs) gegen die Kalkalpen angesehen (SCHMIDEGG, 1964). G. MÜLLER (1953) spricht von pliozänen Bewegungen im Raum Landeck/Prutz. Die Hauptaktivität am Engadiner Lineament (linksseitige Blattverschiebung) halte ich zwar teilweise als zeitlich mit den Bewegungen an der Schliniglinie interferierend, sicher dauerten jene aber länger an als diese, womit mit wesentlich jungtertiären Bewegungen am Engadiner Lineament zu rechnen sein wird. Die gewaltige Aufwölbung des zentralen Unterengadiner Fensters mag damit interferieren (vgl. OBERHAUSER, 1978). Wesentlich in jungtertiäre Zeit man auch die (übrige) Bruchtektonik in diesem Raum zu datieren sein (GATTO & SCOLARI, 1974 a).

Der bis ins untere Paläogen im wesentlichen zusammenhängende ostalpine Kristallinblock zerfiel also im jüngeren Alttertiär an teilweise schon in kretazischer Zeit vorgezeichneten Abscherungsflächen durch die erneut aktivierten Kompressionsvorgänge in mehrere „Teildecken“. Die Schlinigüberschiebung ist neben anderen steil bis flach verlaufenden Linien das augenfälligste tektonische Element in diesem Raum. Im mittleren Vinschgau läuft diese Fuge zusammen mit der Trafoier Linie aus, und Ötz-, Scarl- und Campo-Teildecke verbinden sich zu einer untrennbaren Einheit.

Dank. Ich danke dem „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich“ für die finanzielle Unterstützung von Feld- und Laborarbeit.

6. Literatur

- ANDREATTA, C., 1939: Sui cosiddetti „Scisti del Verrucano“ dell'Alto Adige occidentale. – Studi Trent. Sci. Nat., 20/3, 213–253, Trento.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G., 1978: New data on the Alpine history of the Austrides south of the Tauern Window. – Mem. Sci. Geol., 32, 1–20, Padova.
- CADISCH, J., 1961: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., 1961, H. 2, 115–124, Wien.
- CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, E., 1968: Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls-Tarasp, 1–68, Bern.
- EUGSTER, H., 1923: Geologie der Ducangruppe. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 49. Lfg., 1–123, Bern.
- 1959: Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. – Ecl. geol. Helv., 52, 555–562, Basel.
- 1965: Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. – Ecl. geol. Helv., 58, 17–20, Basel.
- 1971: Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens. – Ecl. geol. Helv., 64, 133–147, Basel.
- FAUPL, P., 1978: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 81–110, Wien.
- FRANK, W., ALBER, H. & THÖNI, M., 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauis–Penser Joch (Südtirol). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 7, 102–107, Wien.
- FRANK, W., ALBER, H., SATIR, M. & THÖNI, M., 1978: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor. – Zentralanst. Meteorolog. Geodyn. Wien, H. 7, Wien.

- FRANK, W., HOINKES, G., MAURACHER, J., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. 1979: Grade and Timing of the Alpine Metamorphism W of the Hohe Tauern (Ötztalkristallin). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71–72, Wien (in press).
- FRISCH, W., 1974: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner–Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 9–20, Wien.
- 1977: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 263–275, Wien.
- GATTO, G., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. & SCOLARI, A., 1976: The „Ande-sitic“ Magmatism in the South-Western Tyrol and its Geodynamic Significance. – Geol. Rdsch., 65, 691–700, Stuttgart.
- GATTO, G. O. & SCOLARI, A., 1973: Il „Verrucano“ dell’alta Val Venosta. – Studi Trent. Sci. Nat., Sez. A, 50, N. 2, 156–189, Trento.
- 1974 a: Lo „scorrimento di Slingia“ nel quadro tettonico dell’alta Val Venosta. – Atti Mem. Acc. Patav., Sci. Mat. Nat., 86, 167–201, Padova.
- 1974 b: La tettonica tardiva del ciclo orogenetico alpino nell’Alto Adige occidentale e regioni limitrofe. – Boll. Soc. Geol. It., 93, 1211–1231, Roma.
- GRAUERT, B., SEITZ, M. G. & SOPTRAJANOVA, G., 1974: Uranium and Lead Gain of Detrital Zircon studied by Isotopic Analyses and Fission-Track Mapping. – Earth Plan. Sci. Lett., 21, 389–399, Amsterdam.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M., 1974: Hercynian metamorphism in the Austridric crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige). – Mem. Soc. Geol. It., 13, 13–27, Pisa.
- GUPTA, R. P., 1977: Delineation of active faulting and some tectonic interpretations in the Munich–Milan section of the Eastern Alps – use of LANDSAT-1 and 2 imagery. – Tectonophys., 38, 297–315, Amsterdam.
- HAMMER, W., 1908: Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. – Jahrb. k. k. geol. R.-A., 58, 79–196, Wien.
- 1910: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe III. Über das Vorkommen von Trais und Jura im unteren Rojental. – Verh. k. k. geol. R.-A., 60, 64–68, Wien.
- 1911: Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. – Jb. k. k. geol. R.-A., 61, 1–39, Wien.
- 1912: Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe Nr. 66 „Glurns und Ortler“. – Verh. k. k. geol. R.-A., 1–72, Wien.
- 1931: Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – Verh. geol. B.-A., 1931, 175–188, Wien.
- 1938: Bemerkungen zu R. Staub’s „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler“. – Verh. geol. B.-A., 1938, 227–237, Wien.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K., 1968: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb., 86, 797–826, Hannover.
- HESS, W., 1953: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraelle (Graubünden). – Ecl. geol. Helv., 46, 39–142, Basel.
- 1962: Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resia), Südtirol, und seine Deutung. – Ecl. geol. Helv., 55, 407–416, Basel.
- INHELDER, H. W., 1952: Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten

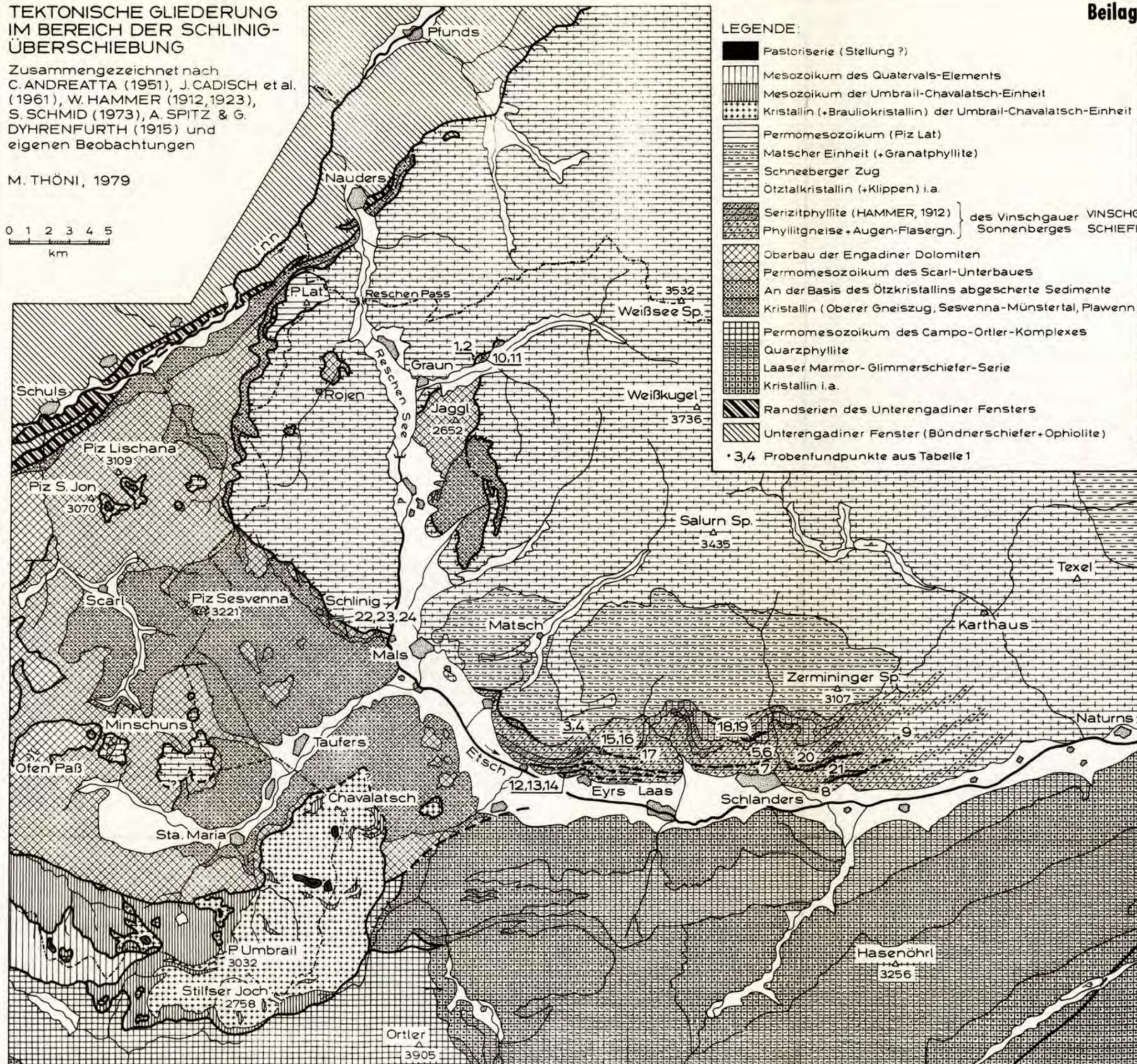
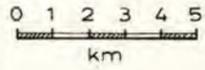
- zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden). Inaugural-Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 1–77, Zürich.
- KELLERHALS, P., 1965: Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe, des Vintschgaus und der südöstlichen Engadiner Dolomiten. – *Ecl. geol. Helv.*, 58, 39–48, Basel.
- 1966: Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F.*, 126. Lfg., 1–58, Bern.
- KÖHLER, M., 1978: Brennerflachbahn, Projekt 1978. Ergebnisse der geologischen Untersuchungen. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 8, 1–99, Innsbruck.
- MÜLLER, G., 1954: Beiträge zur Geologie der Ötztaler Alpen, I. Teil: Westteil. – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 131 S., Wien.
- NÄNNY, P., 1946: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. – *Ecl. geol. Helv.*, 39, 115–132, Basel.
- OBERHAUSER, R., 1978: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtigere Umstände. – *Verh. geol. B.-A.*, 1978(2), 43–53, Wien.
- POZZI, R., 1965: Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles. – *Ecl. geol. Helv.*, 58, 21–38, Basel.
- PURTSCHELLER, F., 1971: Ötztaler und Stubai Alpen. – *Sammlung geol. Führer*, 53, 111 S., Stuttgart (Borntraeger).
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H., 1979: The Application of Magnetic Susceptibility. Anisotropy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72, Wien (in press).
- RATSCHILLER, R. K., 1953: Beiträge zur regionalen Petrographie des Vintschgau-Gebietes (Südtirol). – *N. Jb. Miner. Abh.*, 85, 247–302, Stuttgart.
- RICHTER, D. K., 1967: Das Plawenkristallin, seine sedimentäre Bedeckung und sein kristalliner Rahmen. – Unpubl. Dipl.-Arb., Inst. Geol. TH München, 96 S., München.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U., 1975: Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl-Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. – *Geol. Rdsch.*, 64, 783–807, Stuttgart.
- SATIR, M., 1975: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1–84, Padova.
- SCHMID, S., 1973: Geologie des Umbrailgebietes. – *Ecl. geol. Helv.*, 66, 101–210, Basel.
- SCHMIDEGG, O., 1964: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – *Verh. geol. B.-A.*, 1964, 27–47, Wien.
- SCHMIDT, K., 1965 a: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. – *Verh. geol. B.-A.*, Sdh. G, 199–213, Wien.
- SEMENZA, E., 1974: La fase giudicariense, nel quadro di una ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica. – *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 187–226, Pisa.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G., 1914: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stifserjoch. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F.* 44 (74), 1–235, Bern.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F.* 82, 272 S., Bern.
- 1937: Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. –

- Denkschr. schweiz. naturf. Ges., 72, 1–115, Zürich.
- 1964: Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. – Jber. Naturf. Ges. Graubünden, 89/90, 1–216, Chur.
- THÖNI, M., 1973: Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins und einige Bemerkungen zur Deutung der Permotrias des Jaggl als Fenster. – Verh. geol. B.-A., 1973, 235–242, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963 a: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- 1977 a: Geologie von Österreich, Bd. I. – 766 S., Wien (Deuticke).
- 1978: Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. – Schriftenr. Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., Bd. 4, 179–192, Wien.
- TORRICELLI, G., 1956: Geologie der Piz Lad–Piz Ajüz-Gruppe. – Inaugural-Diss. Univ. Bern, (in): Jber. Naturf. Ges. Graubünden, 85, 1–83, Chur.
- TRÜMPY, R., 1972 b: Zur Geologie des Unterengadins. – Erg. wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark, 12, 71–87, Chur.
- 1977: The Engadine Line: A Sinistral Wrench Fault in the Central Alps. – Mem. Geol. Soc. China, 2, 1–12, Peking.
- TRÜMPY, R. & SCHLUSCHE, P., 1972: Erläuterungen zur geologischen Karte der Plattamala. – Erg. wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark, 12, 88–96, Liestal.
- WENK, E., 1934 b: Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztal-Decke. – Ecl. geol. Helv., 27, 135–146, Basel.
- ZIJDERVELD, J. & VOO, R. v. d., 1973: Palaemagnetism in the Mediterranean Area. – In: D. TARLING & S. RUNCORN: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 1, 133–161, London & New York (Academic Press).
- ZINKERNAGEL, U., 1968: Die permotriadischen Gesteinsserien des Jaggl, sein tektonischer Bau und sein umrahmendes Kristallin östlich des Reschen–Sees (Obervinschgau, Südtirol). – Dipl.-Arb., Inst. Geol. TH München, 64 S., München (unpubl.).

TEKTONISCHE GLIEDERUNG IM BEREICH DER SCHLINIG- ÜBERSCHIEBUNG

Zusammengezeichnet nach
C. ANDREATTA (1951), J. CADISCH et al.
(1961), W. HAMMER (1912, 1923),
S. SCHMID (1973), A. SPITZ & G.
DYHRENFURTH (1915) und
eigenen Beobachtungen

M. THÖNI, 1979



Beilage 9

LEGENDE:

- Pastoriserie (Stellung?)
- Mesozoikum des Quaternals-Elements
- Mesozoikum der Umbrail-Chavalatsch-Einheit
- Kristallin (+Brauliokristallin) der Umbrail-Chavalatsch-Einheit
- Permomesozoikum (Piz Lat)
- Matscher Einheit (+Granatphyllite)
- Schneeberger Zug
- Ötzalkristallin (+Klippen) i.a.
- Serizitphyllite (HAMMER, 1912)
- Phyllitgneise + Augen-Flasergrn. } des Vinschgauer Sonnenberges
- Oberbau der Engadiner Dolomiten
- Permomesozoikum des Scarl-Unterbaues
- An der Basis des Ötzkristallins abgescherte Sedimente
- Kristallin (Oberer Gneiszug, Sesvenna-Münstertal, Plawenn)
- Permomesozoikum des Campo-Ortler-Komplexes
- Quarzphyllite
- Laaser Marmor- Glimmerschiefer-Serie
- Kristallin i.a.
- Randserien des Unterengadiner Fensters
- Unterengadiner Fenster (Bündnerschiefer+Ophiolite)

UMBRAIL-
CHAVALATSCH-
QUATERNALS-
EINHEIT

ÖTZ-
TEILDECKE

VINSCHGAUER
SCHIEFERZONE

SCARL-
TEILDECKE

CAMPO-
TEILDECKE

PENNIN

* 3,4 Probenfundpunkte aus Tabelle 1