

Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone

GERHARD FUCHS*) & MANFRED LINNER**)

2 Abbildungen und 1 Tafel (Farbkarte)

*Kärnten
Sadnig-Gruppe
Ostalpines Kristallin
Stratigraphie
Matreier Zone
Tektonik*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 180

Inhalt

Zusammenfassung	293
Abstract	293
1. Einleitung	294
2. Lithologie	295
2.1. Hoferkopf-Serie	295
2.2. Melenkopf-Serie	295
2.3. Sadnig-Serie	296
2.4. Permo-Mesozoische Gesteine der Matreier Zone	296
3. Tektonik	297
4. Resultate und Diskussion	298
5. Anhang	300
Literatur	300

Zusammenfassung

Es wird die geologische Karte der Sadnig-Gruppe vorgestellt (Taf. 1). Im Ostalpinen Kristallin werden zwei Formationen unterschieden: Die Hoferkopf-Serie besteht aus plattig-bankigen quarzitischen Paragneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Eklogiten, Metablastiten und einigen Körpern von Augengranitgneis. Die Melenkopf-Serie ist ein Komplex von Glimmerschiefer, Schiefergneis, Augengranitgneis und untergeordnet Amphibolit.

Die Sadnig-Serie, bisher zum „Alkristallin“ gerechnet, ist eine Metasedimentfolge, bestehend aus Glimmerschiefern und Quarziten. Wir betrachten sie als Paläozoikum der Matreier Zone. Das Auftreten von Granat, der in der Matreier Zone sonst fehlt, erklären wir als spätvariszische oder frühalpide Bildung.

Die Zaneberg-Serie, aufgebaut von Quarzphylliten, Quarziten und Brekzienschiefern, repräsentiert das Permo-Skyth der Matreier Zone. Die Trias ist durch Dolomit- und Kalkmarmore vertreten, der Jura durch Schwarzphyllite, Kalkglimmerschiefer (Bündner Schiefer) und Grünschiefer.

Die Matreier Zone zeigt isoklinalen, zum Teil auch verschuppten Faltenbau. Besonders entwickelt ist ein verkehrter Faltenflügel, welcher den Hangenteil der Matreier Zone bildet. Zu diesem gehört auch die Sadnig-Serie, die stratigraphisch an die Zaneberg-Serie grenzt. Zwischen der Sadnig-Serie und der Melenkopf-Serie findet sich hingegen eine tektonische Grenze. Es ist eine steile Transpressionszone, an der sich die aneinander vorbei gleitenden Blöcke in vielfältiger Weise verkeilt haben.

Eine jüngere, ebenfalls steile, aber glatte Störung trennt Melenkopf- und Hoferkopf-Serie. Beide genannten Störungen dürften einem NW-SE-streichenden System rechtssinniger Störungen angehören.

Es ist interessant, dass die unterostalpine Matreier Zone weder von der penninischen Schieferhülle noch vom Ostalpinen Kristallin durch eine Fernüberschiebung klar getrennt ist. Die Serien des Unterostalpin wurden im Grenzbereich Südpenninischer Trog/Ostalpin abgelagert. Bei der kretazischen Subduktion wurde der Nordrand des Ostalpins zur Faltenstirn deformiert, die auflagernden unterostalpinen Sedimente wurden zum Liegendflügel. Der Wechsel aufrechter und verkehrter Serien infolge isoklinaler Faltung ist im tieferen Teil der Matreier Zone festzustellen.

Geological Map of the Sadnig Group: Relations Austroalpine Basement – Matrei Zone

Abstract

The geological map of the Sadnig Group is presented (Pl. 1). In the Austroalpine basement two formations are discerned: The Hoferkopf Series consists of well-bedded quartzitic paragneisses, micaschists, amphibolites, eclogites, metablastites and some bodies of augen granite-gneiss. The Melenkopf Series is a complex of micaschists, paragneisses, augen granite-gneisses and subordinate amphibolites.

*) Univ.-Prof. Dr. GERHARD FUCHS, Windpaß 87, A 3663 Laimbach/Ostrong.

***) Dr. MANFRED LINNER, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.

The Sadnig Series, composed of phyllitic micaschists and quartzites, was hitherto regarded as part of the Austroalpine basement. We accept it as Palaeozoic portion of the Matriei Zone. The occurrence of garnet, which is otherwise missing in the Sadnig Series, we explain as either late-Hercynian or early-Alpine metamorphism.

The Zaneberg Series consisting of quartz phyllites, quartzites and schistose breccias represents the Permo-Scythian of the Matriei Zone. The Triassic is composed of dolomite- and calc-marbles, the Jurassic of dark pigmented phyllites, calc-micaschists ("Bündner Schiefer") and greenschists.

The Matriei Zone shows isoclinal, partly imbricated folds. The upper portions of this zone consist of a well-developed inverted limb. Also the Sadnig Series is part of that fold limb. It borders the Zaneberg-Series stratigraphically. Between the Sadnig- and Melenkopf Series, however, there is a tectonic boundary. It is a subvertical transpression zone with local complications such as indentation of wedges.

A younger vertical displacement zone, free of the mentioned complications, separates the Melenkopf- and Hoferkopf-Series. Both lineaments seem to belong to a NW-SE system of dextral strike-slip faults.

It is interesting that the Lower Austroalpine Matriei Zone shows no clear thrust contact against the Penninic "Schieferhülle" and against the Austroalpine basement. The Lower Austroalpine sediments were deposited in the border region between the South-Penninic basin and the Austroalpine continent. In the course of the Cretaceous subduction the northern edge of the Austroalpine was deformed to a frontal fold, the Lower Austroalpine sediments became the inverted flank of that fold. In its lower parts the Matriei Zone shows normal and inverted sequences indicating isoclinal folding.

1. Einleitung

Da auf Blatt Winklarn (180) für die Geologische Bundesanstalt Kartierungen in der Matriei Zone und im südlichen Penninikum (Gruppe HEINISCH) sowie in der Kreuzeck-Gruppe liefen, erhielt G. FUCHS 1987 den Auftrag, das Kristallin der Sadnig-Gruppe aufzunehmen (Abb. 1; Taf. 1 – Verteilung der Aufnahmegebiete). Seit 1989 war auch M. LINNER an dieser Kartierung beteiligt, welche wir 1992 abschließen konnten.

Das Kartenblatt wird beim derzeitigen Stand der Aufnahmen in der Kreuzeck-Gruppe noch Jahre bis zur Veröffentlichung liegen, weshalb wir unsere Ergebnisse in knapper Form schon jetzt darstellen wollen.

In dankenswerter Weise hat uns Prof. H. HEINISCH (Halle/Saale) erlaubt, die noch unpublizierten Kartierungen von ihm und seinen Mitarbeitern zu verwenden, um unsere Karte der Sadnig-Gruppe im Bereich der Matriei Zone abzurunden. Außer einer flächenhaften Kartierung im Grafenberg-Gebiet haben wir in dieser Zone nur Übersichtsbegehungen im Raum Makernig – Kabitzenbühel, Albitzen – Astner Höhe und entlang der Astner Straße durchgeführt.

Während der Tauernbereich durch EXNER (1962, 1964) und die Matriei Zone durch W.J. SCHMIDT (1950–1952) und vor allem durch PREY (1954, 1962, 1964) eingehend bearbeitet wurde, fand das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe mäßiges Interesse der Geologen (Aufnahmeberichte von KRUPARZ, 1956; E. VOHRZYKA, 1959). Dies ist verständlich bei der relativ einförmigen Gesteinszusammensetzung dieses Kristallins. Diese kommt bereits in der Geologischen Karte der Sonnblick-Gruppe

von EXNER (1962) zum Ausdruck, welche auch den nördlichen Bereich der Sadnig-Gruppe darstellt. Glimmerschiefer mit Übergängen in Paragneis dominieren, andere Gesteine wie Orthogneise und Amphibolite spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Die einförmige Glimmerschiefermasse durch das Auftreten von Übergemeinteilen wie Granat oder Staurolith kartenmäßig zu gliedern schien uns nicht zielführend. Bei fortschreitender Kartierung waren gewisse charakteristische Ausbildungen der Schiefer und typische Vergesellschaftungen zu erkennen, die eine Seriengliederung erlaubten.

Die Hoferkopf- und Melenkopf-Serie sind zweifelsfreies Ostalpines Kristallin. Die Sadnig-Serie hingegen, die bisher stets dem Kristallin zugeordnet worden ist, ist mit der

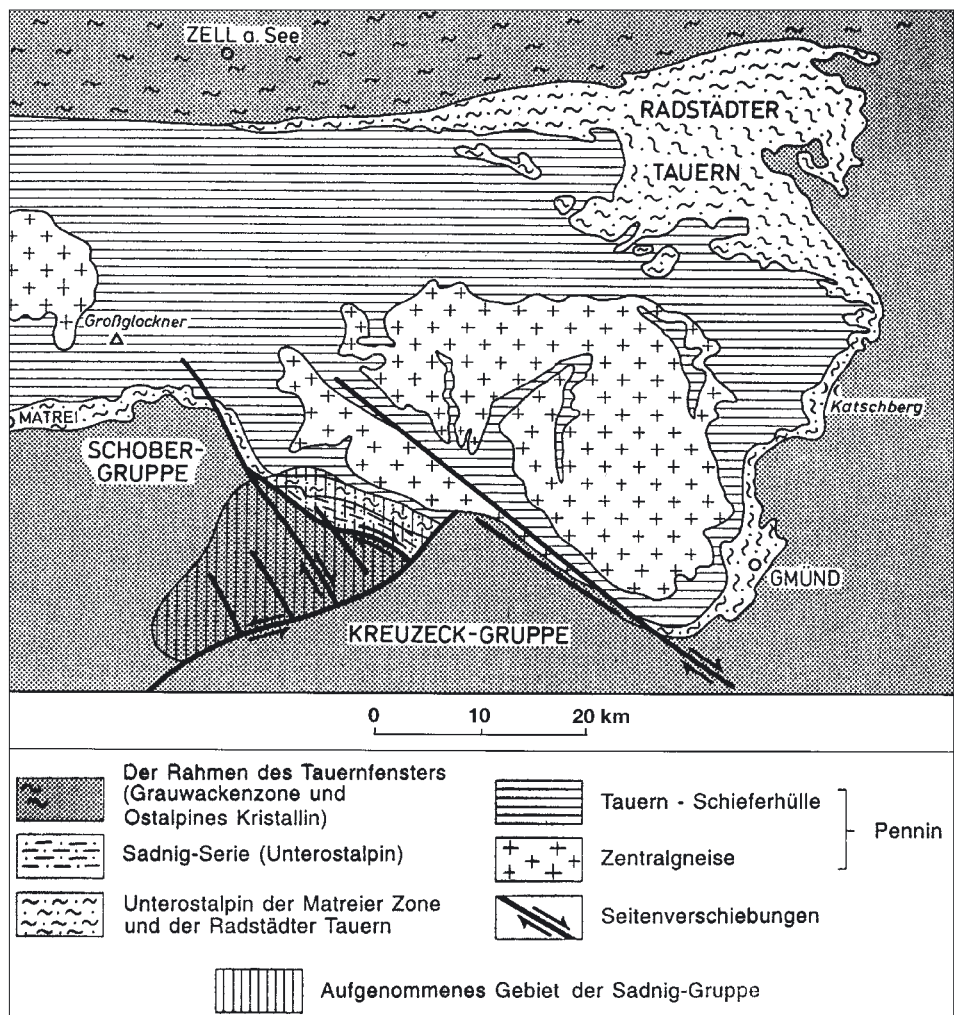


Abb. 1. Das Aufnahmegebiet im größeren geologischen Rahmen unter Benutzung der geologisch-tektonischen Übersichtskarte von THIELE (1980).

Matreier Zone primär verbunden. Die bisher beschriebene Großüberschiebung an der Basis des Ostalpinen Kristallins über der Matreier Zone (EXNER, 1964; PREY, 1964) existiert nicht. Dieses überraschende Ergebnis erfordert ein Überdenken des Baues und hat sicher überregionale Bedeutung.

2. Lithologie

Nicht besonders typische Glimmerschiefer sind in sämtlichen im Folgenden behandelten Serien reichlich vorhanden, weshalb die Abtrennung nicht immer einfach ist. Es war daher auch eine längere Phase des „Einschauens“ notwendig, bevor eine Gliederung möglich war.

2.1. Hoferkopf-Serie

Diese Serie baut den gesamten westlichen und südwestlichen Bereich der Sadnig-Gruppe auf (Taf. 1), was bei der vorwiegend flachen Lagerung eine Mächtigkeit von mindestens 3000 m belegt. Im Typusgebiet fällt die Serie durch ihren plattig-bankigen Wechsel von grauweiß lamellierten, feinkörnigen, zähartigen Paragneisen bis Quarzgneisen und gelegentlich Granat-Staurolith-reichen Glimmerschiefern auf. Die vorwiegend grauen Sedimentgneise wittern meist eisenschüssig bräunlich an. Unter dem Mikroskop zeigt sich in den Paragneisen ein fein- bis mittelkörniges Gemenge aus Quarz, Plagioklas und Biotit mit wenig Muskovit und Granat.

Nicht scharf abzutrennen ist von der oben beschriebenen Gesteinsvergesellschaftung eine ganz andersartige Folge von grobkörnig-schuppigen Zweiglimmergneisen mit auffälliger Plagioklas-Blastese. Diese dickbankigen bis massigen Gesteine sind z.B. im Gebiet Martitschnigspitz – Hochnase typisch entwickelt. Das grobkörnige, metablastische Gemenge aus einschlussreichen Plagioklasen, grobschuppigen Glimmern und Quarz, führt neben Granat mitunter auch Staurolith und Kyanit. Grobschuppige, Granat-Staurolith-Glimmerschiefer finden sich häufig im Mölltalwesthang zwischen Lassach und Winklern. Idiomorphe, fein- bis grobkörnige Granate und Staurolithe und seltener Kyanit treten in einer von den Glimmern dominierten Grundmasse aus Muskovit, Biotit, Quarz und etwas Plagioklas auf. Typisch für den Muskovit sind feinste Biotitlamellen. Turmalin ist in diesen grobschuppigen Glimmerschiefern reichlich und manchmal grobkörnig vorhanden. Chlorit ist wie in allen Paragesteinen vorwiegend nach Biotit und seltener nach Granat und Staurolith gesprosst. Als Akzessorien sind Apatit, Turmalin, Zirkon und opake Erzphasen verbreitet.

Die beiden recht unterschiedlichen Gesteinsvergesellschaftungen sind durch Übergänge verbunden und wechseln in dem ausgedehnten, von der Hoferkopf-Serie aufgebauten Gebiet immer wieder miteinander ab. Aus diesem Grund mussten sie auch zu einer Gesteinsformation zusammengefasst werden. Außer den oben beschriebenen charakteristischen Ausbildungen bestehen auch größere Anteile der Hoferkopf-Serie aus untypischen Glimmerschiefern.

Charakteristisch sind einige Meter mächtige Bänke und Schollen von oft massigem Amphibolit in den Metasedimenten. Mittel- bis grobkörnig bestehen sie aus Hornblende, Plagioklas, etwas Quarz, und wechselweise kommen Granat, Klinozoisit oder Biotit hinzu. Sekundär tritt Chlorit nach Hornblende oder Biotit auf. Akzessorisch sind reichlich Titanit, etwas Ilmenit und wenig Apatit beigemengt. Die Volumenanteile von Hornblende und Plagioklas schwanken stark, sodass gebankte, nahezu monomineralisch aus Hornblende zusammengesetzte Amphibolite und massige, plagioklasreiche, metablastische Amphibolite zu finden sind. In gebänderten Amphiboliten sind die hellen Lagen reicher an Plagioklas, Quarz und Granat.

Aber auch mächtigere Einschaltungen amphibolitischer Gesteine sind anzutreffen. In einigen von ihnen fanden sich im Kernbereich Eklogitamphibolite (z.B. Am Stein – Ledererwiesen, Nordfuß der Hochnase, Goaschnigkopf, Loisengraben, Gußnigberg). Von der Eklogitparagenese sind Granat, Omphacit, Zoisit, Rutil und Ilmenit erhalten. Klinozoisit ist meist auch vorhanden und Hornblende ist zum Großteil sekundär. Symplektite aus feinstkörnigem Diopsid und Plagioklas aus dem Zerfall von Omphacit gehen mit zunehmender Hydratisierung in feinkörnige Symplektite aus Hornblende und Plagioklas über. Rutil und Ilmenit sind typischerweise von einem schmalen Titanit-saum umgeben.

Als Seltenheit finden sich Lagen oder Linsen von Kalksilikatfels, am Westfuß des Ruckenkopfes sogar mit etwas weißem, zuckerkörnigem Kalkmarmor.

Im Gebiet SW der Wiesbaueralm, S vom Goaschnigkopf und im unteren Astental treten in der Hoferkopf-Serie überwiegend grobkörnige Granitgneise auf, großteils zu Augengneisen deformiert. Diese einige Zehnermeter mächtigen Einschaltungen sind mit dem Nebengestein mitunter durch Feldspatung verbunden. Die Granitgneise sind mineralogisch recht einheitlich und sind durch perthitischen Kalifeldspat mit häufiger Mikroklingitterung, Plagioklas, Quarz und etwa gleiche Mengen von feinblättrigem Muskovit und Biotit charakterisiert. Grobkörniger Kalifeldspat oder Aggregate aus den Feldspäten und Quarz bilden die Augen. Akzessorisch ist Allanit, Zirkon und reichlich Apatit zu finden.

Nicht selten sind Pegmatite in Form konkordant eingeschichteter Lagen und Bänke (Kaltenbrunner Wald, Loisengraben). Bei der Augustenquelle ist ein größerer, ebenfalls verschiefelter Pegmatitkörper anstehend. Selten treten auch diskordante Gänge auf.

Als Ausgangsmaterial für die Hoferkopf-Serie nehmen wir Tonschiefer, feinkörnige Arenite und Grauwacken an. Aus letzteren scheinen die Metablastite gebildet worden zu sein. Gewiss waren auch saurer und basischer Magmatismus aktiv, die geförderten Massen sind aber volumemäßig untergeordnet.

2.2. Melenkopf-Serie

Die im Gebiet Stall – Melenkopf – Stellenkopf verbreitete Folge von Glimmerschiefern bis Paragneisen (\pm Granat) mit Einschaltungen von Augengranitgneise wurde von FUCHS in ersten Aufnahmeberichten als „migmatische Schieferserie“ bezeichnet. Die Orthogneise ließen sich zum Teil als geschlossene Züge ausscheiden, oft waren sie nur mittels Übersignatur darstellbar, weil sie als dm- und m-Lagen mit den Schiefnern innig verbunden sind. Im Dünnschliff zeigen die Glimmerschiefer bis Paragneise amphibolitfazielle Paragenesen mit Granat, Muskovit, Biotit, Plagioklas und Quarz. Akzessorisch kommen Turmalin, Apatit, Zirkon und Opake dazu. Granat mit variablen Einschlusstexturen ist oft stark resorbiert und zusätzlich noch chloritisiert. Bei den Glimmern dominiert Muskovit, Biotit ist meist vollständig chloritisiert. Beide sind in jeweils zwei Korngrößen, blättrig und feinstschuppig, zu finden. Dies weist zusammen mit der Chloritisierung von Granat und Biotit auf eine grünschieferfazielle Überprägung hin, welche der jungalpidischen Diaphthorese entsprechen dürfte.

Bei den Augengranitgneisen kommt in den Paragenesen Kalifeldspat hinzu. Grobkörnige, fleckig perthitische Kalifeldspäte mit Mikroklingitterung bilden die Augen und fein- bis mittelkörnige Mikrokline finden sich in der Grundmasse. Die Muskovite sind blassgrünlich und die seltenen Biotite sind wie die feinkörnigen Granate zumeist chloritisiert. Apatit ist das dominierende Akzessorium.

Außer Granitgneisen treten auch Bänke von Aplitgneis auf, welche häufig mit Amphibolit vergesellschaftet sind

(z.B. Obernig-Hütte, Thorer – Schick, S Ochsner-Hütte). Die feinkörnig-homogenen Aplitgneise bestehen aus Kalifeldspat, Quarz, Muskovit, grünem Biotit, Klinozoisit und wechselweise Granat, Plagioklas oder Karbonat. Chlorit sprossste wiederum auf Kosten von Biotit und Granat, und die Klinozoisite weisen mitunter Epidotränder auf. Die Amphibolite sind oft gebändert, wobei hornblende- und quarzreiche Lagen alternieren. Der Mineralbestand setzt sich aus Hornblende, Plagioklas, Klinozoisit, Granat, Muskovit, Quarz und fallweise Biotit zusammen. Chlorit bildete sich durch Hydratisierung von Hornblende, Granat und Biotit. Apatit, Titanit und Opake sind akzessorisch vertreten.

Nordöstlich vom Fercher sind fein- bis grobkörnige, zum Teil massig-schollige Gabbroamphibolite in die Gneise bis Glimmerschiefer eingeschaltet. Im Dünnschliff sind idiomorph-grobkörnige, grünlichbraune Hornblendend in einem feinkörnigen Gemenge aus Plagioklas, Klinozoisit, Granat, Biotit und Muskovit zu sehen. Fein- bis mittelkörniges Erz und Apatit sind reichlich vorhanden. Granat-Hornblende-Gneise im Randbereich der Gabbroamphibolite sind wohl als Reaktionsbildungen aufzufassen.

Pegmatite sind besonders im Bereich Sonnberg häufig in der Melenkopf-Serie eingeschaltet. Die Glimmerschiefer und Paragneise überwiegen mengenmäßig bei weitem über die genannten Einschaltungen.

Auffällig ist das starke Schwanken der Orientierung der Schieferungsflächen, die von Kluft- und Scherflächen verschiedenster Richtung nur schwer zu unterscheiden sind. Dies spiegelt eine polyphase Deformationsgeschichte wieder. Es dürfte bereits deformiertes Kristallin von der alpidischen Gebirgsbildung erfasst worden sein.

2.3. Sadnig-Serie

Im Typusgebiet um den Sadnig (2745 m) besitzt die Serie wohl primär etwa 2000 m Mächtigkeit. Diese nimmt allerdings gegen W ab, wobei die Sadnig-Serie östlich der Hinteren Asten durch Ausspitzen endet. Gegen E setzt sie in großer Mächtigkeit bis Gößnitz fort.

Die Sadnig-Serie besteht aus silbrigen, grünen bis dunkelgrauen phyllitischen Glimmerschiefern, im Querbruch grau-weiß gesprenkelten Psammitschiefern bis Paragneisen sowie weißen bis dunkelbleigrauen, oft feingeschichteten, feinkörnigen Quarziten. Die Arenite sind ebenflächig, plattig bis bankig. Ein gewisser Gehalt an Graphit sowie häufige sedimentäre Bänderung in cm- bis m-Rhythmus sind Unterscheidungsmerkmale zur angrenzenden Melenkopf-Serie. Im Dünnschliff sind die phyllitischen Glimmerschiefer meist quarzreich und lassen eine zweiphasige metamorphe Prägung erkennen. Fein- bis mittelkörnige Granate und Plagioklase mit linear bis leicht sigmoidalen Einschlusszügen wurden durch eine Überprägung mit starker Deformation zu Porphyroklasten. Dabei wurden die idiomorphen Granate und die eher spärlichen Biotite großteils chloritisiert und die Plagioklase durch feine Mineralphasen getrübt. Nach EXNER (1964) ist am Kreuzeckkopf auch Staurolith in den Glimmerschiefern vorhanden. Die ältere Metamorphose hat also amphibolitfazielle Bedingungen erreicht. Bei der Überprägung ist hingegen nur mehr Chlorit neben feinschuppigem Muskovit, Plagioklas, Quarz und fallweise Karbonat stabil. Diese Überprägung ist somit maximal grünschieferfaziell und wird als Diaphthorese bezeichnet. Stark chloritisierte Biotite und Granate treten rund 150 m oberhalb der Grenze zur Zaneberg-Serie (s. u.) erstmals auf und sind ansonsten in der gesamten Sadnig-Serie anzutreffen. Die Korngröße von Granat nimmt in der Sadnig-Serie von Liegend gegen Hangend zu. Infolge der starken Chloritisierung durch die Diaphthorese ist die ursprüngliche Verbreitung von Biotit nicht erfassbar. Die Plagioklas-reicheren Psammitschiefer und die Quarzite zeigen zwar die gleichen Paragenesen, die zweiphasige

Prägung ist aber weniger deutlich. An Akzessorien führen die Metasedimente Turmalin, Rutil, Ilmenit, Titanit, Klinozoisit, Apatit, Zirkon und grafitisches Pigment. Selten treten auch Granat-Glimmerschiefer mit Amphibol und Epidot auf (E Törlkopf).

Lichte, grobkörnige Gneise granitischer Zusammensetzung können als Porphyroide oder Metaarkosen gedeutet werden. Unter dem Mikroskop ist Kalifeldspat (Mikroclin), Plagioklas, blassgrünlicher Muskovit und Quarz zu sehen. Die Feldspäte sind grob- und feinkörnig ausgebildet, und Muskovit ist im Vergleich zu den Metapeliten gröber blättrig. Akzessorisch sind Apatit, Turmalin und Hämatit.

Die Zugehörigkeit von Granitgneiskörpern im Grenzbereich von Sadnig- und Melenkopf-Serie ist ungeklärt. Die Sadnig-Serie grenzt an einer steilen Kompressionszone an die Melenkopf-Serie und überlagert die Zaneberg-Serie der Matreier Zone ohne erkennbare tektonische Trennfläche, worauf im Abschnitt Tektonik eingegangen wird.

2.4. Permo-Mesozoische Gesteine der Matreier Zone

Während die beschriebenen Gesteinsserien, welche die eigentliche Sadnig-Gruppe aufbauen, große Monotonie zeigen, begegnen wir in der Matreier Zone einer abwechslungsreichen Vielfalt von Gesteinen: Quarzphylliten, Quarziten, lichten Marmoren, Schwarzphylliten und blauen Kalkmarmoren (Bündner Schiefer) sowie Grünschiefern. Wir sehen in dieser Reihung eine Altersfolge, die in der Matreier Zone einen, wenn auch stark deformierten, isoklinalen Faltenbau erkennen lässt (siehe Kapitel 3).

Die Zaneberg-Serie, welche besonders die höheren Teile der Matreier Zone aufbaut, unterlagert somit unmittelbar die Sadnig-Serie. Sie besteht aus meist grünlichen phyllitischen Glimmerschiefern bis Quarzphylliten (+ Quarzknaurn), Sericit-Chloritphylliten, mittel- bis grobkörnigen Quarziten von weißer bis lebhaft grüner Färbung und quarzitischen Schiefen. Der Mineralbestand setzt sich aus Sericit bis feinschuppigem Muskovit, Chlorit, Albit und mitunter Karbonat zusammen. Albit kommt auch in Form von Blasten vor (z.B. NW Domnig-Hütte). Als Akzessorien kommen Turmalin, Zirkon, Rutil, Titanit und Opake hinzu. Einschaltungen von phyllitischen Brekzienschiefern, Metaarkosen und Arkoseschiefern finden sich besonders im Bereich Zaneberg – N Klausenkofel (bei Sagas). Muskovit ist in ihnen gröberblättrig und sie enthalten zusätzlich Kalifeldspat, der in den klastischen Komponenten in Aggregaten mit Quarz und Plagioklas auftritt. Vereinzelt sind grobkörnige Kalifeldspäte als Porphyroklasten zu beobachten. Die klastischen Komponenten sind unverschiefert und an den Korngrenzen innerhalb der Komponenten treten feinstkörnige opake Mineralphasen auf, möglicherweise Reste einer alten Verwitterung. Diese gröber klastischen Gesteine sind porphyrischen Orthogneisen beziehungsweise Augengneisen nicht unähnlich und wurden von PREY in EXNER (1964) auch so aufgefasst. Seine Beschreibung auf S. 133: „Die Augen sind meist feinkörnige Korngemenge“ spricht aber so wie unsere Beobachtung für Brekziennatur. Die Art der Wechsellagerung sowie der Schlibbfund erweisen die Gesteine als Metasedimente.

Nördlich vom Mulleter Sadnig findet sich an der Grenze Zaneberg-Serie/Sadnig-Serie ein Horizont mit intensiv grünen Chlorit-Sericit-Schiefern. Im Dünnschliff zeigt sich neben reichlich Chlorit, Sericit und Titanit etwas Quarz und wenig Albit und Karbonat. Es sind aber keine Hinweise auf ehemals gröberkörnige Glimmer oder Feldspäte zu sehen. Daher sind diese Schiefer keineswegs als Phyllonite, gebildet an einer distinkten Bewegungsbahn, zu deuten. Der hohe Gehalt an Schichtsilikaten ist wohl auf einen primär hohen Tonanteil dieses Horizonts zurückzuführen.

Wegen der lithologischen Ähnlichkeit der Zaneberg-Serie mit Wustkogel-Serie, Alpinem Verrucano und zum Teil Semmering- und Lantschfeldquarzit erscheint ein permo-skythisches Alter sehr wahrscheinlich. In der Sonnblick-Karte (EXNER, 1962) ist die Zaneberg-Serie im Makernig-Profil (Hirtenkopf-Zone; PREY, 1964) in diesem Sinne aufgefasst worden: „Permotriadische Phyllite (Serizitphyllite bis Serizitquarzite, Serizitchloritphyllite, ev. Diaphthorite)“. Die hangendsten Bereiche werden als „Diaphthorit und Quarzphyllit“ ausgetrennt. Am Zaneberg wird fast die gesamte Serie unter dieser Signatur dargestellt; der „grobkörnige Mikroklinaugengneis“ entspricht unseren Metaarkosen und Brekzienschiefern. Im Grafenberger Wald sind große Teile der Zaneberg-Serie als Altkristallin („quarzreicher Phyllit, quarzreicher Glimmerschiefer und Paragneis“) dargestellt; der Rest ist als „Diaphthorit und Quarzphyllit“ eingestuft.

Wir kommen zu dem Ergebnis, dass die breite quarzphyllitische Zone des Bereiches Grafenberg eindeutig der Hirtenkopf-Zone (PREY, 1964) entspricht. Sie repräsentiert das Permo-Skyth der Matreier Zone und ist nicht Teil des Ostalpinen Kristallins.

Da wir im übrigen Bereich der Matreier Zone nicht flächenhaft kartiert haben, und unsere Erfahrungen im Gebiet Asten – Makernig in gezielten Profilen gewonnen haben, gehen wir nur kurz auf die jüngeren Schichtglieder der Matreier Zone ein.

Die Trias wird durch ockerfarbene, löcherig verwitternde Rauwacken und helle, zuckerkörnige Dolomit- und Kalkmarmore vertreten. Dies sind Gesteine, die beispielsweise der Seidlwinkltrias ihr typisches Gepräge geben. Häufig sind diese Karbonate linsig-blockig zerlegt und schwimmen in phyllitischen Gesteinen der Zaneberg-Serie. In ihrer Anordnung im Kartenbild zeigt sich aber doch Horizontbeständigkeit.

Bläuliche Kalkmarmore (Bretterich-Marmore), Kalkglimmerschiefer und schwärzliche Kalkphyllite vertreten die höhermesozoischen Bündner Schiefer. In diesen Verband gehören auch die Grünschiefer (Prasinite, Chloritschiefer, etc.).

So wie die Grenzziehung im Hangenden ist auch die im Liegenden der Matreier Zone ein Problem. Man begegnet in der Matreier Zone praktisch den gleichen Gesteinen wie in der Oberen Schieferhülle des Penninikums. Konventionenmäßig rechnet man die mächtigen Kalkglimmerschiefer zum Penninikum und bezeichnet den kleinräumigen Wechsel im Hangendbereich als Matreier Zone (Unterostalpin).

3. Tektonik

Mit der oben angeschnittenen Frage der Abgrenzung der Großeinheiten haben wir eigentlich bereits zum Kapitel Tektonik übergeleitet. Wir möchten aber zunächst die Lagerungsverhältnisse in den einzelnen Serien und deren tektonische Grenzflächen beschreiben, ehe wir auf die großtektonischen Fragen eingehen.

Der von der Hoferkopf-Serie aufgebaute SW-Sporn der Sadnig-Gruppe zeigt vorwiegend flache, sanftgewellte Lagerung, wobei die Neigung gegen SW überwiegt (Taf. 1 - Profil B). Dass der Bau allerdings komplizierter ist, als die anscheinend ruhige Lagerung vermuten lässt, zeigt die Beobachtung isoklinaler Liegendfalten, die durch eine zweite Faltungsphase deformiert werden (z.B. Kolmköpf). Es steckt also sicher mehr Tektonik in dem Komplex.

Steile von Kataklase begleitete Störungen zeigen NW–SE-gerichteten Verlauf. Die Störung entlang des Mühlgrabens bei Witschdorf könnte über den Kamm fortsetzen und für die großflächigen Massenbewegungen S Lassach auslösend sein. Auch der Tresdorfer Bach hat

sich entlang eines Bruches eingeschnitten. Größte Bedeutung hat die Störung, welche den von der Hoferkopf-Serie aufgebauten Block im NE begrenzt (Taf. 1). Sie folgt dem Tauchenbach zwischen Gußnigberg und Stiefelberg, zieht über das Tor, quert die Kolmitzen nahe der Martischnig-Hütte und den Kamm SW des Hohen Wiffl. In der Fortsetzung verläuft dieses Lineament über die Astner Höhe in Richtung südlich Sagritz im oberen Mölltal. Aus dem Verlauf der Störung ist abzulesen, dass es sich um eine mehr oder weniger glatte, vertikale bis steil SW-fallende tektonische Fläche handelt. Die Tatsache, dass wie am Tor die horizontale bis sanft SW-fallende Hoferkopf-Serie der steil verfallenen Melenkopf-Serie gegenübersteht, schien für einen Bruch mit vertikaler Absetzung zu sprechen. Da die unterschiedlichen Serien der beiden Blöcke jedoch bis zur etwa 1400 m tiefer gelegenen Talsohle des Mölltals zu verfolgen sind, ergäbe dies einen enormen Verstellungsbeitrag. Es wird deshalb auch die Möglichkeit einer Seitenverschiebung in Betracht gezogen. Der NW–SE-Verlauf des Mölltals oberhalb von Sagritz und das nördliche Vorspringen des Ostalpinen Kristallins im Raume südlich von Heiligenblut sprechen für das Vorhandensein dextraler NW–SE-Seitenverschiebungen.

Der auffallende, sprunghafte Wechsel in der Lage der Schieferungsflächen der Melenkopf-Serie deutet auf ein alpidisch zerschertes schon mehrfach deformiertes Kristallin hin. Orthogneiszüge und amphibolitreiche Zonen lassen gebietsweise einen internen Faltenbau erahnen (z.B. NW Obere Steinwand). Der Innenbau des von der Melenkopf-Serie aufgebauten Blocks zeigt jedenfalls keine Beziehung zu den angrenzenden Einheiten.

Die Begrenzung der Melenkopf-Serie gegen NE, gegen die Sadnig-Serie, unterscheidet sich grundsätzlich von der über das Tor verlaufenden Störung. Die Grenze verläuft von S Gößnitz über Klenitzenalm, Klenitzentörl, südlich des Firstl zum S-Sporn des Laschkitzkopfes (Taf. 1). Aus diesem Verlauf ist auf eine steil SSW-fallende Grenzfläche zu schließen. Diese ist aber keineswegs glatt, sondern im Einzelnen recht kompliziert. Regional taucht die Sadnig-Serie unter die Melenkopf-Serie ab, im Bereich des Klenitzentörls hingegen fällt die Sadnig-Serie im Nahbereich der Störung gegen NNE. Dies dürfte als Schleppung zu erklären sein. N des Melenkopfes kam es anscheinend zu kleinräumiger Verfaltung von Melenkopf- und Sadnig-Serie. Gleich NW davon im Kolmitzental fällt die Sadnig-Serie wieder unter die Melenkopf-Serie ein. W des Melenbaches zieht die Grenze steil gegen den Firstl empor. S dieses Berggipfels stoßen die mittelsteil S-fallenden Gesteine der Sadnig-Serie an einer tektonischen Fläche steil gegen horizontal gelagerte Melenkopf-Serie. Diese unterlagert jedoch die Sadnig-Serie.

All dies spricht dafür, dass die Grenze einer steilen Transpressionszone entspricht, an der sich die beiden Gleitblöcke ineinander verkeilt haben. Teils kam es zu duktiler Verformung, teils zu Rupturen und Verkeilungen. Der Deformationstyp entspricht weder einer Deckengrenze noch einem Bruch. Dextrale Seitenverschiebung wäre auch für diese Transpressionszone denkbar, weil auch sie ins obere Mölltal fortsetzen dürfte, wo das Ostalpine Kristallin der Schober-Gruppe auffällig gegen NW vorstößt. NW–SE-streichende vertikale Verwerfungen, wohl jüngeren Alters, finden sich aber im Bereich des Klenitzentörls und beim Klenitzenkopf. Letzterer Bruch dürfte zwischen Stanitzkopf und Törlkopf gegen die Steinwand fortsetzen.

Die Sadnig-Serie zeigt verhältnismäßig einheitliches mittelsteiles SSW-Einfallen, abgesehen von dem durch Schleppung verursachten Gegenfallen beim Klenitzentörl (siehe oben). Die Liegendgrenze der Sadnig-Serie macht den Eindruck einer im großen und ganzen ungestörten stratigraphischen Grenze. Diese Beobachtung steht im Widerspruch zu den Angaben der früheren Bearbeiter

(PREY, EXNER), die hier die Überschiebung des Ostalpinen Kristallins mit Diaphthoresezonen beschrieben haben. Obwohl PREY in den Erläuterungen zur Sonnblick-Karte (EXNER, 1964, S. 134) die Grenze der Zaneberg-Serie (als Teil der Hirtenkopf-Zone) zur Sadnig-Serie (als „diaphthoritisches Altkristallin“ bezeichnet) als „recht unscharfen und durch Verschuppung komplizierten Rand“ beschreibt. Die phyllitischen Gesteine der tieferen Sadnig-Serie und Zaneberg-Serie sind jedoch keine Phyllonite sondern metamorphe Pelite, die feldspatreichen Gesteine der Zaneberg-Serie keine diaphthoritischen „Mikroklinaugengneise“ sondern Metaarkosen.

Bei Parallelisierung der Zaneberg-Serie mit Wustkogel-Serie und Alpinem Verrucano wäre für die Sadnig-Serie ein paläozoisches, vermutlich karbones, Alter zu erwarten. Wir sehen also in der Sadnig-Serie ein paläozoisches Schichtglied der Matreier Zone. In der Tat verläuft ja auch die Grenze zwischen der Sadnig- und Zaneberg-Serie konkordant zum Innenbau der Matreier Zone und zum Penninikumrand (Taf. 1 – Tektonische Übersicht). Die Hangendgrenze der Sadnig-Serie ist hingegen eindeutig tektonischer Natur. An ihr wird die Sadnig-Serie im Gebiet östlich der Hinteren Asten ausgequetscht. Sie überschreitet jedenfalls nicht das Astental. Im orographisch rechten Hang sind Zaneberg- und Melenkopf-Serie in tektonischem Kontakt.

Im Bereich Außerfragant – Kreuzbödele ist die karbonatreiche Folge der Matreier Zone stark reduziert. Wo sie mächtiger entwickelt ist, wie im Makernig-Profil, macht sie keineswegs einen chaotisch tektonisierten Eindruck. Es ist isoklinaler Faltenbau zu erkennen, wie ihn schon PREY (in EXNER, 1964, S. 144) vermutet hat (Taf. 1 – Profil A). Die Antiklinalen werden durch die Zaneberg-Serie mit ihren Phylliten und Quarziten gebildet, während die dunklen Kalkphyllite und -marmore die Synklinalkerne aufbauen. Die Trias-Dolomite in den Faltenschenkeln sind in Schollenketten aufgelöst – darin zeigt sich die starke interne Deformation. Wir fassen also die linsig auftretenden Marmore nicht als orogene Sedimente (Olistolithe) auf, weil in diesem Fall auch begleitende Brekzien mit Karbonatschutt zu erwarten wären, die aber fehlen. Neben isoklinaler Faltung tritt wohl auch Schuppung als tektonisches Element auf, ist aber nicht von primärer Bedeutung. Südlich des Makernig-Gipfels quert eine Synklinale den Kamm. Deren überschlagener S-Flügel ist mächtig entwickelt: die Zaneberg-Serie der Hirtenkopf-Zone und wohl auch die Sadnig-Serie des Sadnig-Stockes.

Die von PREY als „Diaphthorite von Altkristallin“ aufgefassten Gesteine im N-Sporn des Makernig sind unserer Ansicht nach Zaneberg-Serie, welche einen Antiklinalkern bildet. Grünschiefer, Kalkphyllite und Bretterich-Marmore im Liegenden markieren den nächsten Synklinalkern. Die Zaneberg-Serie des Schobertörls ist wieder eine Antiklinalstruktur, in deren Liegendem mächtige Bündner Schiefer des Penninikums folgen.

Damit zeigt sich wieder das Problem der Grenzziehung zwischen den tektonischen Großeinheiten. In der Matreier Zone begegnet man Gesteinen, die denen der Tauernschieferhülle gleichen, weshalb ihr auch PREY (in EXNER, 1964) penninische Züge zugesteht. Er begründet die Eigenständigkeit der Matreier Zone aber unter anderem durch die geringe Mächtigkeit der Jura-Schichten, verglichen mit der Schichtfolge der Glockner-Decke. PREY nimmt daher für die Matreier Zone „Schwellenposition im Südteil des penninischen Troges“ an, „wo dieser sich mit dem unterostalpinen Bereich berührt“ (S. 151, o.). Die Interpretation von FRISCH et al. (1987) und unsere Beobachtungen legen jedoch eine Ablagerung der permo-mesozischen Serien der Matreier Zone direkt im Grenzbereich Südpenninisches Becken/Ostalpinen Kontinent nahe.

4. Resultate und Diskussion

Im vorigen Kapitel wurde bereits die Problematik erkennbar, die dadurch entsteht, dass die Großeinheiten Ostalpinen Kristallin, Matreier Zone (Unterostalpin) und Tauernschieferhülle (Penninikum) durch unscharfe Grenzen getrennt sind. Bedeutet dies, dass die tektonischen Grenzflächen durch die Art der Verformung, durch Metamorphose beziehungsweise Diaphthorese nur schlecht erkennbar sind oder bestehen gar keine tiefgreifenden Trennflächen?

Bezüglich der Hoferkopf- und Melenkopf-Serie bestehen keine Zweifel über ihre Zugehörigkeit zum Ostalpinen Kristallin. Bei der Sadnig-Serie ist dies schon anders. Minerale wie Granat und Staurolith (EXNER, 1964) belegen die amphibolitfazielle Metamorphose der Formation, weshalb diese von PREY und EXNER als Altkristallin eingestuft wurde. Nach den Aufnahmeberichten der Arbeitsgruppe von HEINISCH (1989, 1990, 1991) und nach unseren Beobachtungen finden sich diese Minerale nicht in den Gesteinen der Matreier Zone. Das Auftreten von Granat und Staurolith zeigt somit einen Metamorphoseunterschied an, der ansonsten zwischen den Glimmerschiefern der Sadnig-Serie und Zaneberg-Serie nicht auffällig in Erscheinung tritt. Dies geht wohl auf die junge grünschieferfazielle Metamorphose (Diaphthorese) zurück. Beide Serien heben sich hingegen deutlich von den Serien des Ostalpinen Kristallins ab und zeigen klar ihre metasedimentäre Natur. Die Sadnig-Serie verrät einheitliche, ruhige, feinsandig-tonige Sedimentation. Die Zaneberg-Serie zeigt häufigen Fazieswechsel zwischen toniger, sandiger und gröberklastischer, rascher Sedimentation. Die Lithologie und die Stellung im Profil machen ein permisches bis skythisches Alter der Zaneberg-Serie sehr wahrscheinlich. Diese entspricht weitgehend dem Alpinen Verrucano beziehungsweise der Wustkogel-Serie, die reinen, weißen bis grünlichen Quarzite dem Semmering-(Lantschfeld)-Quarzit. PREY (in EXNER, 1964, S. 135) beschreibt auch gröberkörnige Partien in den Quarziten mit weinroten Quarzkörnern, was sehr an Semmering-Quarzit erinnert.

Die Tatsache, dass die Zaneberg-Serie mit der Sadnig-Serie durch einen stratigraphischen, nur wenig deformierten Kontakt verbunden ist, lässt für letztere Serie ein jungpaläozoisches Alter erwarten. Dem könnte die amphibolitfazielle Metamorphose als Argument entgegengehalten werden. Einerseits könnte es sich bei der Sadnig-Serie um eine paläozoische Formation handeln, die noch von der variszischen Metamorphose erfasst worden ist im Gegensatz zur alpidisch grünschiefermetamorphem permischen Zaneberg-Serie. Andererseits ist seit den zahlreichen Beiträgen in FLÜGEL & FAUPL (1987) und vielen weiteren Untersuchungen eine frühpaläidische amphibolitfazielle, ja sogar eklogitische Metamorphose wohl belegt. So beschreibt DEUTSCH (1988) aus der benachbarten Gold-eck-Gruppe frühpaläidische, mittelgradige Metamorphose im tieferen Ostalpinen Kristallin. Die amphibolitfazielle Prägung der Sadnig-Serie könnte also auch frühpaläidisch stattgefunden haben. Wir sehen in der Abfolge (von Hangend gegen Liegend) Sadnig-Serie – Zaneberg-Serie – Karbonatserien der Matreier Zone eine inverse stratigraphische Folge. Diese dürfte darüber hinaus auch ein verkehrtes Metamorphoseprofil darstellen. In den älteren Schichten der Sedimentfolge über dem Ostalpinen Kristallin klingt die frühpaläidische mittelgradige Metamorphose aus. Diese Verhältnisse wurden durch die Tektonik umgekehrt.

Ein Zusammenhang der Sadnig-Serie mit der Matreier-Zone geht auch aus dem Kartenbild hervor (Taf. 1 – Tektonische Übersicht): Die Grenze der Sadnig-Serie zur Matreier-Zone ist konkordant zu deren Innenbau und zu deren Grenze gegen das Penninikum. Diese Einheiten liegen also in konkordanter Abfolge vor. Das Ostalpine Kris-

tallin hingegen grenzt an einer steilen Transpressionszone an die Sadnig-Serie, weiter NW entlang einer Störung an die Matreier Zone. Der oben beschriebene konkordante Bau wird somit schräg abgeschnitten, was zum Auskeilen der Sadnig-Serie gegen NW führt. Wir sehen in dieser Transpressionszone keine Deckengrenze; wir vermuten vielmehr, dass die Sedimentserien ursprünglich auf der Melenkopf-Serie abgelagert worden sind. Die Transpressionszone reaktivierte diesen sedimentären Kontakt und dabei wurden verschiedene Einheiten bei der dextralen Blockverstellung miteinander in Berührung gebracht. Es wird angenommen, dass die Transpressionszone in Zusammenhang steht mit dem auffälligen Vorspreschen des Ostalpinen Kristallins in der Schober-Gruppe gegenüber dem Gebiet östlich der oberen Möll.

Wie bereits beschrieben, zeigt der unregelmäßige Verlauf der Störung, dass sich an ihr die angrenzenden Blöcke miteinander verkeilt haben. Auch Schlepptaltungen im Bereich von hunderten Metern bis Kilometern sind zu beobachten (z. B. Klenitzentörl). Wegen dieser Kombination von duktiler und rupturer Verformung nehmen wir für die Transpressionszone NW der Melenkopf-Serie ein höheres Alter an als für die ebenfalls steile, aber glattgeradlinig verlaufende Störung zwischen Melenkopf- und Hoferkopf-Serie. Diese macht den Eindruck eines glatten Bruches, aber vermutlich haben sich auch an ihr rechtssinnige Seitenverschiebungen abgespielt, ebenfalls im Zusammenhang mit dem nördlichen Vorspringen des Randes des Tauernfensters westlich der oberen Möll.

Außer den erwähnten beiden großen Störungen finden sich zahlreiche kleinere NW-SE-Brüche in der Sadnig-

Gruppe. Eine weitere bedeutende Störung zeichnet den SW-NE-Verlauf des Mölltals zwischen der Sadnig- und Kreuzeck-Gruppe vor. Sie setzt über den Sattel von Zwischenbergen nach Dölsach im Drautal fort. An ihr sind vorwiegend sinistrale Seitenverschiebungen erfolgt.

Dieses in unserem Gebiet festgestellte Störungsmuster fügt sich gut in das von der Periadriatischen Scherzone ausgehende Störungssystem ein, welches zuletzt von SCHMIDT et al. (1993) beschrieben wurde.

Übersichtsbegehungen in der südöstlichen Schober-Gruppe und Kartierungen in der südwestlichen Schober-Gruppe (LINNER) zeigten, dass sich der als Hoferkopf-Serie bezeichnete Kristallinblock nach Westen in die Schober-Gruppe fortsetzt. Eine Vergleichsexkursion in die nordöstliche Kreuzeck-Gruppe legt eine Parallelisierung der Polnik-Einheit (HOKE, 1990) mit der Hoferkopf-Serie aufgrund lithologischer und struktureller Ähnlichkeiten nahe, wobei nach Rückstellung der sinistralen Seitenverschiebung zwischen Sadnig- und Kreuzeck-Gruppe auch der räumliche Zusammenhang wiederhergestellt wäre. Die Gliederung des Kristallins südlich vom Tauernfenster wie sie SCHULZ et al. (1993) vorschlagen, können wir im Ostalpinen Kristallin der Sadnig-Gruppe nicht nachvollziehen.

Abschließend sei die geodynamische Entwicklung des behandelten Raumes erörtert (Abb. 2). SCHMIDT (1950–1952), EXNER (1964) und PREY (1964) verweisen auf penninische Elemente in der unterostalpinen Matreier Zone. PREY betont den Zusammenhang mit dem Penninikum, aber auch den eigenständigen Charakter der Matreier Zone (1964, S. 150–151). FRISCH et al. (1987) betrachten die tieferen Teile der Matreier Zone (PREYS Makernig- und

Bretterich-Schober-Zone) als zur Glockner Decke gehörig, die Hirtenkopf-Zone aber als unterostalpin. Sie wird als primäre, heute inverse Auflagerung auf dem Ostalpinen Kristallin gesehen. Wir erweitern diese Auffassung, indem wir nicht nur die Zaneberg-Serie, sondern auch die Sadnig-Serie zur sedimentären Auflagerung auf dem Ostalpinen Kristallin rechnen. Die von FRISCH et al. (1987, S. 59) angenommene Suture zwischen Makernig- und Hirtenkopf-Zone ist für uns nicht erkennbar. Wir betrachten vielmehr die gesamte Matreier Zone als Kontinentalrandbildung, die das Südpenninische

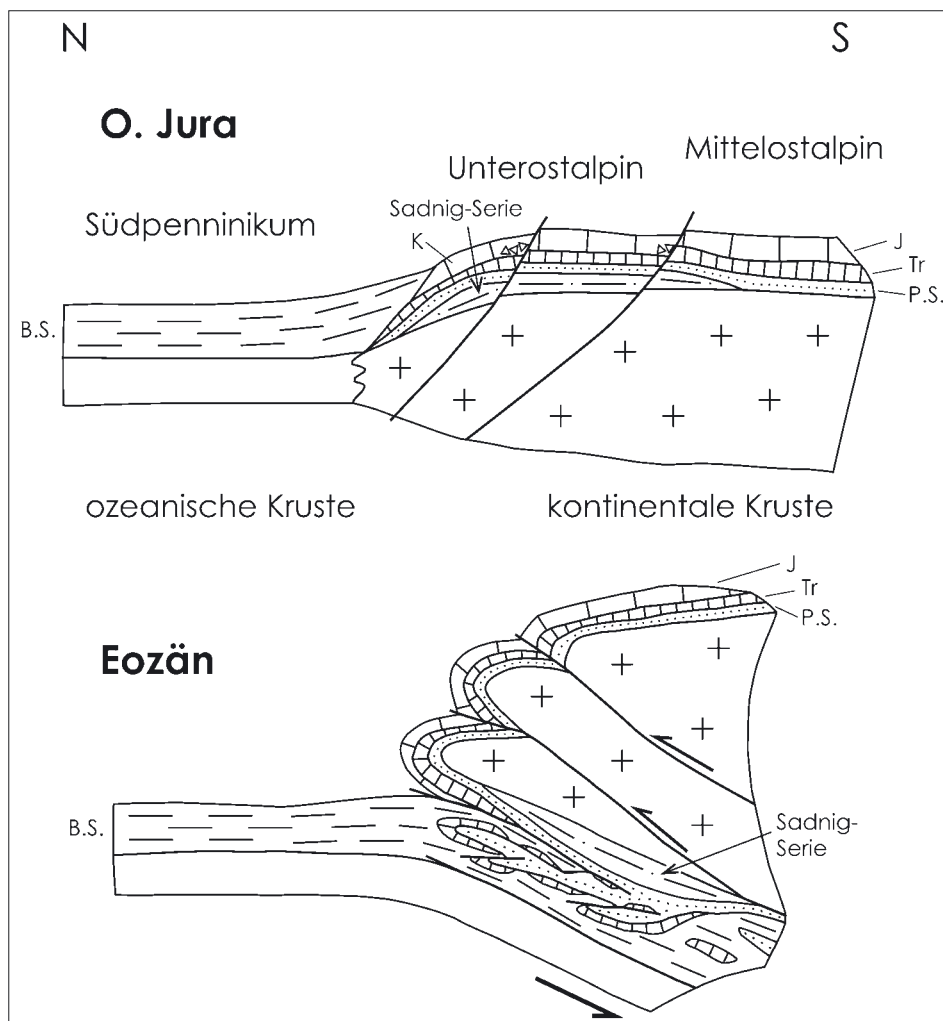


Abb. 2. Die frühalpide Entwicklung am Südrand des Südpenninischen Troges: Über dem Ostalpinen Kristallin werden die paläozoische Sadnig-Serie, Permische klastische Serien (P.S.), Trias- (Tr) und Jura-Schichten (J) abgelagert. Diese gehen über Klammkalk (K) in die Bündner Schiefer (B.S.) über, welche auf ozeanischer Kruste abgelagert wurden. Mit Beginn der Subduktion im Eozän wird der Nordrand des Ostalpins zur Überfaltungsdecke deformiert. Unterostalpinen Kristallin, die Sadnig-Serie und die höheren Teile der Matreier Zone stellen den inversen Flügel dar. Das Mittelostalpin dürfte im Wesentlichen dem Hangendflügel entsprechen.

Becken mit dem Ostalpinen Kontinent verbindet. Diese Übergangszone wurde bei der Subduktion intensiv deformiert und stellt als Ganzes die Suturzone dar. Durch isoklinale Faltung und Schuppung finden sich aufrechte und verkehrte Folgen in der Matreier Zone. Besonders fällt der gut entwickelte verkehrte Faltenschenkel im Randbereich gegen das Ostalpine Kristallin auf, der als ehemalige Sedimentbedeckung desselben aufzufassen ist. Inverse Sedimentfolgen noch mit dem Kristallin verbunden sind auch sonst im Unterostalpin verbreitet: In den Subsivrettiden Schollen an der Basis des Silvretta-Kristallins (FUCHS, Aufnahmeberichte 1978, 1982); in der Quarzphyllit-Decke (TOLLMANN, 1977); am W-Rand des Schladminger Kristallins (SLAPANSKY & FRANK, 1987); im Semmering-System auf Blatt Aspang (TOLLMANN, 1977; FUCHS, Exkursionsführer 1990). Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, dass der Rand der Ostalpinen Kontinentalplatte bei der Subduktion durch die Schleppung mit der unterfahrenden Platte eine Stirneinrollung erfahren hat (Abb. 2; vergleiche FRISCH et al. 1987; Fig. 8; SLAPANSKY & FRANK, 1987, Fig. 8). Es entwickelte sich eine Großfalte, wobei die sedimentäre Bedeckung des Ostalpinen Kristallins in die Position eines verkehrten Schenkels kam. Im Hangenteil des Unterostalpins im Kontakt mit dem überlagernden Kristallin finden sich generell verkehrte Sedimentfolgen. Das Unterostalpin ist aber nicht als Ganzes invers, wie die Radstädter Decken mit aufrechten Folgen zeigen (TOLLMANN, 1977).

Zusammenfassend lässt sich aufgrund der neueren Untersuchungen feststellen, dass die Großeinheiten in ihrer ursprünglichen räumlichen Anordnung einander näher lagen, und engere Verbindungen bestanden, als man früher angenommen hatte. Die Bedeutung großer Fernüberschiebungen ist im behandelten tektonischen Bereich deutlich einzuschränken.

5. Anhang

Nach der Diskussion der auf Stratigraphie und tektonischen Baustil bezogenen Fragen seien die Massenbewegungen behandelt.

Die Kammregionen der Sadnig-Gruppe erreichen Höhen von 2400–2600 m. Der Talboden des Mölltals, welches den Gebirgsstock im W, S und SE begrenzt, liegt auf einer Seehöhe von 700–900 m. Entsprechend diesen Höhendifferenzen sind die Talflanken meist sehr steil. Dies und die Übertiefung durch die eiszeitlichen Gletscher verursachen instabile Hangverhältnisse.

Bergzerreibungen im Gipfelbereich sind recht verbreitet, die bedeutendsten sind in der W-Flanke des Goaschnig-Kopfes und am Martischnigspitz beobachtet worden. Große Massenbewegungen sind besonders in den Hängen gegen das Mölltal verbreitet: Greuterwiesen (E St. Maria i. d. Au), Ebeneck – Haselwand, Lackneralm, SE-Flanke des Leitenkopfes, über der Gußnigberger Alm, um den Stanitzkopf und im Gebiet von Sagas – Grafenberg. Im Kolmitzentral (Grollerkopf und im Bereich des Firstl) und im Kaltenbrunner Wald fanden sich große Hangabsetzungen.

Im Bereich der Hangabsetzungen öffnen sich m-weite Spalten und Schründe, Felspartien verkippen in verschiedene Richtungen und die Morphologie wird insgesamt sehr unruhig. Die Auflösung der Hänge in grobes Blockwerk kann soweit fortschreiten, dass man überlegt, die Signatur für Bergsturzmassen anzuwenden. Die instabilen Hangverhältnisse verlangen nicht selten die Absicherung von Straßen und deren häufige Reparaturen (z.B. Sagas).

Die enorm hohen Hänge und die langen, tiefen Bachrinnen, die sie entwässern, begünstigen den Abgang von Muren. In dieser Hinsicht gefährliche Rinnen sind der Mühlgraben, die Gräben im Bereich Plappergassen und

Tresdorf, Tauchenbach, Staller Bach und der Graben zwischen Klausenkofel und Grafenberg.

Literatur

- DEUTSCH, A.: Die frühalpidische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 553–562, Wien 1988.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1962.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – 170 S., Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 418 p., Vienna (Deuticke) 1987.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F.: The upper Bündner Schiefer of the Tauern window – A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Vienna (Deuticke) 1987.
- FUCHS, G.: Bericht 1977 über Aufnahmen im Silvretta-Kristallin auf Blatt 170, Galtür. – Verh. Geol. B.-A., A130-A132, Wien 1978.
- FUCHS, G.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Verh. Geol. B.-A., A81-A82, Wien 1982.
- FUCHS, G.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 461–462, Wien 1988.
- FUCHS, G.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 600–601, Wien 1989.
- FUCHS, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **135**, S. 758, Wien 1992.
- FUCHS, G.: Zum Bau des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **13**, 28-29b, Wien 1990.
- FUCHS, G. & LINNER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen (Übersichtsbegehungen) auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 534–535, Wien 1991.
- FUCHS, G. & LINNER, M.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **136**, S. 628, Wien 1993.
- HEINISCH, H. & ZADOW, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 601–602, Wien 1989.
- HEINISCH, H. & ZADOW, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 486–489, Wien 1990.
- HEINISCH, H.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 535–536, Wien 1991.
- HEINISCH, H.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 521–522, Wien 1991.
- HOKE, L.: The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 5–87, Wien 1990.
- KRUPARZ, H.: Bericht 1955 über Übersichtsbegehungen und Kartierungen in der Sadnig-Gruppe, Möll-Tal, Kärnten (Blatt Winklern 180). – Verh. Geol. B.-A., 57–62, Wien 1956.
- LINNER, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **133**, S. 489, Wien 1990.
- LINNER, M.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 536–537, Wien 1991.
- LINNER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 761–762, Wien 1992.
- PREY, S.: Geologische Aufnahmen 1953 in Großfragant (Sadniggruppe, Hohe Tauern) (Blatt Winklern, 180). – Verh. Geol. B.-A., 65–67, Wien 1954.
- PREY, S.: Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. – Mitt. Geol. Ges. (1961), **54**, 163–200, Wien 1962.

- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – In: Ch. EXNER: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 131–151, Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- SCHMIDT, T., BLAU, J., GROSSER, J.R. & HEINISCH, H.: Die Lienzer Dolomiten als integraler Bestandteil der dextralen Periadriatischen Scherzone. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 223–232, Wien 1993.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. I. Teil. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, **159**, 291–332, Wien 1950.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. II. Teil. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, **160**, 711–760, Wien 1951.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. III., IV. und V. Teil. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I, **161**, 343–371, Wien 1952.
- SCHULZ, B., NOLLAU, G., HEINISCH, H. & GODIZART, G.: Austro-Alpine Basement Complex to the South of the Tauern Window. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.): The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 495–514, Heidelberg (Springer) 1993.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the north western Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Vienna (Deuticke) 1987.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer) 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- VOHRYZKA, E.: Bericht 1958 über Aufnahmen in der südöstlichen Schobergruppe und der westlichen Sadniggruppe (Blatt 180/1, 2, 3; Döllach, Stall, Dölsach-Winklern). – Verh. Geol. B.-A., A95–A97, Wien 1959.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. Oktober 2005

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: [145](#)

Autor(en)/Author(s): Fuchs Gerhard, Linner Manfred

Artikel/Article: [Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone 293-301](#)