

weiter. Das scharfkantig, stückig brechende Gestein fällt in der Landschaft durch seine lichte Farbe sowie überraschend weiche Schutthänge auf (z. B. vom Muttenjoch).

Im Hangenden folgt ein stark durchbewegter Komplex von Granatglimmerschiefer und Amphibolit. Diese Gesteine wechseln bankig mit stark schwankendem Mengenverhältnis, was in der Karte nur durch eine gemeinsame Signatur ausgedrückt werden kann. Die bänderig-bankige, z. T. recht grobkörnige Wechselfolge von Amphibolit, Granatamphibolit, Granat-Hornblende-gneis, Granatglimmerschiefer und häufigen Epidot-schnüren markiert meiner Meinung nach einen unter den Bedingungen amphibolitfazieller Metamorphose aktiv gewesenen Bewegungshorizont.

An der Grenze zwischen der genannten Serie und den im Hangenden folgenden einheitlichen Amphiboliten ist häufig ein Lagergang (4–8 m) von mittelkörnigem Granitgneis zu beobachten, der im Typ dem der Hohen Köpfe entspricht.

Die regionale Streichrichtung ist in dem beschriebenen Gebiet, wie schon der Verlauf der Gesteinszüge zeigt, E–W. Das Einfallen ist mittelsteil, seltener steil gegen N gerichtet mit Schwankungen im Bereich NNW bis NNE. Die tektonischen Achsen und Lineationen tauchen mittelsteil gegen W bis WNW ein.

Die schüsselförmige Abscherung W von P 2572 ist wegen der damit verbundenen Diaphthorese und Kataklase als jüngeres Ereignis zu betrachten. Ebensolche Erscheinungen sind im Zusammenhang mit steilen, bruchartigen Störungen zu beobachten. Ein E–W streichendes Bündel von Verwerfern übersetzt das Muttenjoch. Auch in der orographisch linken Flanke des Rossannatales wurden einige E–W streichende Brüche festgestellt (z. B. NW von P 2357).

Blatt 179 Lienz

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern, 196 Obertilliach und 199 Hermagor

Von ADOLF WARCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Blatt 179 Lienz

Der Nachweis von geologisch jüngstem (10 bis 3 Ma bzw. rezent) N-Schub in den Karawanken, also im E-Teil des Drauzuges, aufgrund von Strukturanalysen durch W. SEIFERT (1984) und die Nichtbeachtung dieser Erscheinung von den bisherigen geologischen Bearbeitern im westlichen Drauzug, also in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten, veranlaßten mich zum nachfolgenden Bericht.

Im westlichen Drauzug, und da besonders innerhalb der Lienzer Dolomiten, waren offenbar die Voraussetzungen für den N-Schub entscheidend günstiger als im östlichen Drauzug, denn er ist hier in Form von Störungslinien, die mehr oder weniger normal zu den N-fallenden Schichten verlaufen, oft sogar weithin deutlich mit freiem Auge im Gelände erkennbar, also ohne die mühsame Kleinarbeit der Gefügeanalyse. Besonders ergiebig für derartige Beobachtungen erwiesen sich die Flanken des Kerschbaumer Tales auf der Strecke zwischen den Punkten 1332 und 1810 sowie bei dessen

Fortsetzung mit dem Anstieg zur Weittalspitze (2539) in den Lienzer Dolomiten (Fotomaterial zu deren Veranschaulichung liegt vor).

Die Störungslinien können sich im genannten Gebiet mit überwiegend gebanktem Hauptdolomit so sehr häufig und ausgeprägt sein, daß sie stellenweise, besonders bei Anbilck aus größerer Entfernung, eine Bankung vortäuschen können. Ein derartiges Bild gewinnt man eben beim Anstieg zur Weittalspitze und am Gipfel selbst mit Blickrichtung nach NNE zur großen Gamsalm spitze (2485), Bloßkofel (2408) und Rauchbichl (2180). Diese Störungen durchsetzen die genannten Höhen in ihrer ganzen Breite, sodaß sie auch auf ihrer E-Seite, beispielsweise von der Laserzwand (2614) oder vom Roten Turm (2702) aus, besonders gut zu sehen sind.

An anderen Stellen, wie auf der N-Seite der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen, ist aber die Feststellung der normal zu den mehr oder weniger steil N-fallenden überwiegend Hauptdolomitwänden weitgehend vom Beobachtungsort und häufig auch vom Zeitpunkt der Betrachtung abhängig. So kann man beispielsweise die genannten Störungen auf der N-Seite des Spitzkofels (2718) mit seinen vorgelagerten Höhen (Oberwalder Turm, Bischofsmütze, Schulter) überzeugend nur vom oberen Pustertal und noch besser vom westlichen Teil der Pustertaler Höhenstraße aus bei sinkender Sonne sehen. Unter solchen Umständen werden nämlich die nach S fallenden Störungslinien erst so richtig angeleuchtet und die häufig durch die Störungen mehr oder weniger stark ausgebildeten Stufen an den N-Hängen erst durch die seitliche Betrachtung wahrnehmbar. Die Stufen bilden sich aber dadurch, daß der unmittelbar über den ausstreichenden Störungslinien hangende Gesteinsanteil etwas mehr abwittert als der liegende. Dieser Umstand führt auch dazu, daß im Frühjahr während der Schneeschmelze auf den Stufen der Schnee infolge Anhäufung länger erhalten bleibt, sodaß die Störungen auf diese Weise für das Auge besonders deutlich hervortreten und das nicht nur bei seitlicher sondern vor allem bei direkter Ansicht.

Daß diese Störungen nicht nur bei den hoch aufragenden Massiven der Lienzer Dolomiten auftreten, kann als Beispiel der Guck (1773) als östlicher Ausläufer dieser Gebirgskette dienen. An ihm ist bequem vom Gailbergsattel (981) und seiner unmittelbaren N-Seite aus eine ausgeprägte Störung, und wegen der geringen Entfernung, auch gut zu sehen.

Schließlich liefert in den westlichen Gailtaler Alpen der tektonische Vergleich der beiden benachbarten Höhen Jauken (2276) und Reißkofel (2371) den Beweis dafür, daß die S-fallenden Störungslinien im westlichen Drauzug tatsächlich als Auswirkungen eines jungen N-schubes zu deuten sind. Der Reißkofel weist nämlich mit seiner steil N-fallenden Wettersteinserie zwar noch die gleichen Verhältnisse auf, wie sie oben für die Lienzer Dolomiten geschildert wurden, aber am Jauken findet man genau das tektonische Gegenteil vor. Hier hatte schon die alpidische Orogenese für verhältnismäßig mächtigen S-fallenden Wettersteinkalk im Gipfelbereich gesorgt, sodaß die späteren tektonischen Kräfte aus dem S nur mehr zu Ausgleichbewegungen entlang den Schichtfugen führten, also keine sichtbaren tektonischen Spuren zurücklassen konnten. Nur möglichst normal auf Schichten bzw. Bänke wirkende Kräfte können nämlich einen Gesteinsstapel durchtrennen, denn je mehr der Druck von der Normalen abweicht, umso

geringer wird die Scherwirkung, natürlich kompetentes Gestein vorausgesetzt.

Blatt 180 Winklern

H. BECK fand 1935 bei geologischen Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe E vom Iselsberg in Osttirol im Frühaugraben der Spezialkarte 1 : 50.000 (von BECK Gödnachgraben genannt) in der Höhe um 950 m „grünliche, rötliche und graue Schiefer und Sandsteine, helle und graue Kalke“ und bezeichnete diese Serie jungpaläozoisch. W. J. SCHMIDT verglich 1950 diese Schiefer und Sandsteine mit den „obersten Grödener bzw. untersten Werfener Schichten der Lienzer Dolomiten“. R. SCHWINNER griff 1951 wieder zurück auf die von H. BECK vertretene jungpaläozoische Alterseinstufung der „eingefalteten graugrünen (Porphyroid?) Schiefer, hellgrauen nicht metamorphen Kalke, im SW auch bunten Konglomerate und Sandsteine, was an die Vorkommen am Tristacher See erinnert“. A. TOLLMANN fand 1960 Quarzporphyre im Konglomerat, das er mit den Sandsteinen den Grödener Schichten zuordnete. Darüberhinaus führte er noch „über den permischen Quarzporphyrreichen Grödener Schichten schwarze, gipsreiche, dünn-schichtige Bellerophondolomite des Oberperm“ an. Ch. EXNER konnte allerdings bei seiner Profilaufnahme 1962 diesen Horizont nicht wiederfinden, was auch mir nicht gelang. Immerhin wurde aber das bisher als Kalk bezeichnete Karbonat nun als Dolomit erkannt. Weswegen A. TOLLMANN hier die südalpinen Bellerophondolomite vermutete, obwohl gerade er durch die Auffindung der Quarzporphyrgerölle die lithologische Übereinstimmung mit den Grödener Schichten der im S gegenüberliegenden nordalpinen Lienzer Dolomiten herstellte, blieb ungeklärt. Ließ er sich etwa durch die stratigraphische Fehldeutung des „mehr oder weniger gipsreichen oberpermischen Kalkniveaus“ von R. W. v. BEMMELEN (1957: 183) an drei Stellen der westlichen Gailtaler Alpen verleiten, obwohl schon längst vorher G. GEYER (1901: 55) dieses von v. BEMMELEN vermutete stratigraphische Übergreifen der südalpinen Permotrias auf den nordalpinen Raum in diesem Gebiet ausgeschlossen hat. Der gipsführende Horizont der westlichen Gailtaler Alpen wurde übrigens mittlerweile als Hangendes der Werfener Schichten erkannt.

A. TOLLMANN folgerte aus dieser eingeschuppten Permotrias auch noch eine Deckengrenze und damit weiters, daß in der Kreuzeckgruppe das Altkristallin als Mittelostalpin zu gelten hat. Hier ergibt sich aber der Widerspruch, daß innerhalb der permischen Basis des zentralalpiner bzw. mittelostalpinen Mesozoikums keine Quarzporphyrgerölle vorkommen, wie es wieder einmal jüngste sedimentologische Untersuchungen im permischen Anteil des Stangalm-Permomesozoikums von K. KRÄINER (1984) ergeben haben.

Die letzten eingehenden und auch mikroskopischen Untersuchungen dieser „Triasmulde des Gödnachgrabens an den Störungslinien von Zwischenbergen“ mit einem Profil quer durch diesen Graben stammen von Ch. EXNER (1962). Danach liegen hier eine „ca. 65 m mächtige Verrucano-Serie, ein Quarzschiefer mit karbonathaltigem Arkosequarzit (ebenfalls Perm oder Werfener Schiefer 5 m) und brecciöser Dolomit (Trias 3 m)“ vor. Weiters wird noch angeführt, daß diese Sedimentserie steil in eine mehrere Zehnermeter mächtige Mylonitzone des Altkristallins der Kreuzeckgruppe eingequetscht ist und diese Störungslinie eine Fortsetzung der Drautalstörung aus der Richtung Pustertal darstellt.

Die obigen, teilweise widersprüchlichen Aussagen veranlaßten mich, diese an Ort und Stelle zu überprüfen, zumal im besagten Gebiet von 1977 bis 1984 umfangreiche Wildbachverbauungen durchgeführt wurden. Sie konnten doch die Aufschlußverhältnisse und damit auch die Voraussetzungen für eine neuerliche Kartierung unter Umständen wesentlich verändert haben. Dies geschah auch tatsächlich, leider allem Anschein nach in nachteiliger Weise, sodaß vom Profil EXNERS nur mehr die sog. Grödner Schichten mit eingestreuten Quarzporphyrgeröllen neuerdings zu finden waren. Es erfüllte sich also zunächst nicht meine vordringliche Absicht, im besonderen den karbonatischen Anteil der Einschuppung genauer anzusehen, der von Ch. EXNER im Profil stratigraphisch nur ganz allgemein als grauer, brecciöser Dolomit der Trias, von A. TOLLMANN aber schon näher Hauptdolomit bezeichnet wurde. Da aber die Einschuppung, wenn auch stratigraphisch offenbar zunächst nur mehr vermindert auffindbar, weiterhin gesichert bleibt, ist sie tektonisch vornehmlich wegen der großen Entfernung (Luftlinie rund 4 km) vom Hauptgebirgszug der Lienzer Dolomiten im Vergleich zu den übrigen, schon bekannten Ein- und Verschuppungen im W-Teil des Drauzuges doch sehr beeindruckend.

Ein Vorteil stellt sich durch die Wildbachverbauung aber dadurch ein, daß die Einschuppung um 950 m im Gödnachgraben anscheinend derzeit leichter zu erreichen ist, als es für Ch. EXNER von der E-Seite des Grabens, vom Unteregger her, möglich war. Man fährt jetzt auf der Iselsbergstraße beim Gasthof „Dolomitenblick“ ab zur Ortschaft Stronach, dann weiter nach ENE auf einem Forstweg rund 800 m zur sog. Tabernigalm (nur im Katasterblatt eingetragen), wo man am unteren Wieserand bequem auf einer, im Zuge der Wildbachverbauung errichteten, Zufahrt unmittelbar zu den permischen Aufschlüssen gelangt. Diese sind auch noch durch ungewöhnlich große Geländeanrisse bzw. Rutschungen von Moränen auf der E-Seite des Grabens markiert. Letztere fallen weithin mit ihrer hellen Farbe auf und sind sogar vom Tal aus gut zu sehen.

Blatt 196 Obertilliach

Informative Begehungen auf Blatt 196 zur Ergänzung meiner bisherigen Aufnahmen im N-Teil der Lienzer Dolomiten ergaben bezüglich der in der WNW-Rinne von der Einsattelung zwischen dem Breitenstein (2304) und Alplspitz (2296) in Richtung Griesbach verlaufenden Kristallineinschuppung, daß sowohl G. GEYER (1901: 167) wie auch R. W. v. BEMMELEN & J. E. MEULENKAMP diese im Sattel selbst anführten und außerdem nicht die petrographische Sonderstellung dieses Kristallins beachteten. Auch die in letzter Zeit erfolgte Neuaufnahme des Permomesozoikums auf Blatt 196 durch J. KOBERSTEIN erbrachte diesbezüglich keine Korrektur.

Die Einschuppung zwischen Alplspitz und Breitenstein beginnt rund 15 m W unter dem Sattel am Anfang einer steilen und stark tektonisierten Rinne mit dunkelgrauem bis schwarzem, teils glasigem (hyalinem) vermutlich Ultrabazit zwischen gut geschichtetem Kalk mit mehr oder weniger starken Silt- bis Sandsteinbeimengungen des mittleren alpinen Muschelkalks sowie Anteilen des oberanisischen, auch gut geschichteten Zwischendolomits und dem norischen Hauptdolomit des Breitensteins bis in die Nähe des Rinnenauslaufes. Die Mächtigkeit wechselt bei derartigen tektonischen Verhältnissen begrifflicherweise sehr (ca. 5–20 m), wobei

die sich ständig ändernde Schuttbedeckung eine weitere Beeinträchtigung der Genauigkeit diesbezüglicher Angaben verursachen. Sie streicht also nicht nach E über den Sattel, wie es die vorgenannten Autoren anführten, wenigstens nicht an der Oberfläche sichtbar, doch die kräftige Störung zwischen dem Alpinen Muschelkalk und dem Hauptdolomit bleibt über den Storzelbach und die Kofelspitze (2185) hinweg bis unmittelbar zum Gontrunsattel (1953) hinunter erhalten, wie das Zusammenstoßen des oberanischen Zwischendolomits mit dem norischen Hauptdolomit in einer leichten Einsattelung bei 2110 m unmittelbar N von Kofelspitze (2185) zweifelsfrei anzeigt. Von hier zieht eine schwach gemuldet, grasige Fortsetzung des Sattels nach E unten, die ab ungefähr 1980 m ausgeprägter wird, zugleich auch Feuchstellen aufweist und bei 1970 m in kleinen Geländeanrissen auch dunkle Kristallingerölle freigibt. Ungefähr 20 m tiefer tritt in der Rinne eine schwache Quelle mit stark Fe-hältigem Wasser hervor, wodurch sich schon der größere Kristallinaufschluß von ähnlicher Zusammensetzung, wie zwischen der Alplspitz und Breitenstein, rund 25 m tiefer und mit einer Mächtigkeit von 15 m auf dem Forstweg von Obertilliach zum Gontrunsattel ankündigt. Hier wie dort konnten offensichtlich nur die harten, gangartigen Basite bis an die Oberfläche durchstoßen, aber nicht die für das Gailtaler Kristallin sonst typischen Glimmerschiefer.

Auf Blatt 196 wurden diesmal auch noch in Ergänzung zur vorjährigen Aufnahme des Rhät-Jurazuges, der im SE dieses Gebirges beginnt und ihn in mehreren Aufschlüssen mit stark wechselnden Mächtigkeiten und Unterbrechungen nach WNW bis zum Kosterberg (2017) S von Mittewald im Pustertal durchstreicht, besonders in Hinblick auf Querstörungen untersucht. Diese können beachtliche Beträge erreichen, wovon beispielsweise die Verwerfung entlang dem Tränkgraben im SE der Rhät-Juraeinschuppung mit rund 700 m den Höchstwert darstellt. Sie beginnt unmittelbar nach dem Sattel zwischen dem Oberalpl (2235) und Eisenschuß (2615) bei rund 2140 m, wo mit nur etwa 20 m Mächtigkeit typisch dunkelgrauer und roter Flaserkalk des Lias einige Zehnermeter nach beiden Seiten des Sattels streicht und dann auskeilt.

Im Tränkgraben setzt bei 1710 m neben dem im vorgenannten Sattel vorkommenden geflaserten auch noch deutlich weiß geädertes, bräunlichgrauer Liaskalk mit einer Mächtigkeit von 30 m ein. Diesmal wird er allerdings im größeren Ausmaß von Kössener Schichten begleitet, die zum Beilsandgraben hin an Mächtigkeit sogar beträchtlich zunehmen.

Im W vom Sattel zwischen dem Oberalpl und Eisenschuß tritt wieder, wie schon im Sattel selbst, nur Liaskalk mit einer Mächtigkeit von 40–50 m in einer Entfernung von annähernd 600 m und einem Versetzungsbeitrag von rund 200 m S von der Kote 2249 bzw. N von der Birnbacher Alm auf.

Diese beiden Beispiele zeigen nun deutlich, daß neben den bekannten, ausgeprägten Längsstörungen mit oft beträchtlichem stratigraphischem Schwund besonders in den Lienzer Dolomiten (siehe z. B. zwischen der Alplspitz und Breitenstein), auch bemerkenswert starke Querstörungen auftreten, die aber im Gelände wegen der lithologischen Ausgeglichenheit des stratigraphischen Bestandes zwischen dem Alpinen Muschelkalk und den Kössener Schichten in diesem Gebirgszug beim ersten Hinsehen des öfteren kaum auffallen.

Blatt 199 Hermagor

Auf diesem Blatt geht es nach wie vor um die grundsätzlich verschiedenen tektonischen Ansichten von H. HOLLER und O. SCHULZ über das Gebiet von Bleiberg-Kreuth, denn H. HOLLER sieht hier Deckenbau, O. SCHULZ aber Großfaltung. Die Schlüsselstellung für die Deutung des Deckenbaues nimmt die sog. Kakstörung ein, die aber selbst H. HOLLER im 33 Sh. der Car. II bzw. in der tektonischen Übersichtskarte, Abb. 5, als noch nicht zur Gänze erwiesen bezeichnet hat. Ihre uneingeschränkte Bestätigung würde nämlich die Konkordanz von zwei, in ihrem stratigraphischen Bestand ungefähr gleichen, tektonischen Einheiten (nach HOLLER liegend: Kakdecke, hangend: Erzbergdecke), die dazu nach meinen bisherigen Aufnahmen (siehe Bericht 1984) auch beide eine aufrechte Schichtabfolge aufweisen, sicherstellen. Ob die im stratigraphischen Bestand der Trias verminderten tektonischen Einheiten schon als Decken bezeichnet werden dürfen oder, wie von mir, sie Abscherungs- bzw. Teildecken genannt werden, ist wohl nur mehr eine definitionsbedingte Angelegenheit. Jedenfalls wären damit die symmetrologischen Voraussetzungen für eine Großfaltung, wenigstens in dem von mir untersuchten Gebiet, nicht mehr gegeben.

Die teilweise Unsicherheit H. HOLLERS bezüglich der Kakstörung bestand in der lithologischen Abgrenzung der beiden tektonischen Einheiten auf den beiden Seiten der Pöllandstraße im Grenzbereich der Kartenblätter 199 und 200, denn sie bestehen aus sehr ähnlich aussehenden Karbonathorizonten der südaziellen Wettersteinserie (liegend: Dolomit, hangend: Kalk). Gerade dieses fragliche Teilstück der Kakstörung konnte ich aber in letzter Zeit durch die Auffindung mehrerer Cardita-Schieferaufschlüsse außer Zweifel stellen.

Diese sind von E nach W der schon näher im Aufnahmebericht 1985 beschriebenen Aufschluß rund 100 m unter der Einsattelung (1481) zwischen dem Sparbernock (1555) und der Kote 1675, der nächste in der Rinne E vom Gipfel des Tschekelnocks (1892) bei knapp 1400 m und der dritte – alle drei sind übrigen Reste des 1. Cardita-Schieferhorizonts – in der Rinne S von der sog. Großen Marchtratten (1645, nur im Katasterblatt eingetragen) im NW vom Tschekelnock bei 1580 m. Zum letzteren kommt man derzeit am besten über einen neuen Forstweg, der bei 1120 m vom alten Forstweg zur Aifersdorfer Alm zuerst in das Tschekeltal abzweigt und dann bei 1280 m den Kesselgraben erreicht. Hier mündet auch schon die vom E herunterstreichende Rinne mit dem oben erwähnten Cardita-Schieferaufschluß bei 1580 m.

Ungefähr 50 m nach der Rinne am Forstweg stößt man auf einen Aufschluß des 2. Cardita-Schiefers, dessen ursprüngliche Mächtigkeit einmal ausnahmsweise weitgehend erhalten geblieben ist. Bei der Überquerung des Grabens auf einer Strecke von rund 1,3 km treten noch einmal nicht weniger als neun Schieferaufschlüsse auf, aber hier nur mehr als tektonische Reste des 1. und 2. Cardita-Schieferhorizontes. Ihre eigentliche Aufgabe, in diesem Fall als Anzeiger für die Fortsetzung der Kakstörung zu dienen, erfüllen sie aber vollauf.

Innerhalb der frischen Kalk- und Dolomitaufschlüsse im Liegenden der Cardita-Schiefer des Kesselgrabens sind noch eine Reihe von weitaus überwiegend ockergefärbten cm- bis dm-mächtigen Tuff-Tuffitlagen erwähnenswert, deren Abgrenzung vor allem gegenüber den einbettenden Dolomiten allerdings oft unscharf ist. Diese Beobachtung konnte ich auch im übrigen Drauzug

Blatt 181 Obervellach

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

Von KARIN DELLMOUR
& RUDOLF W. WIDDER (auswärtige Mitarbeiter)

vor allem bei schlecht geschichteten bzw. gebankten, hellen und möglichst reinen Dolomiten machen, was seine Ursache wohl in Dolomitierungsvorgängen haben muß.

Von besonderer Auffälligkeit sind an den neu errichteten Forstwegen im Bereich des Kesselgrabens noch drei dunkelbraune Lagen, wovon die tiefste sogar eine Mächtigkeit von 3 m besitzt und knapp 900 m nach der Abzweigung bei 1120 m vom alten Forstweg zur Aifersdorfer Alm in das Tschekeltal liegt. Nach rund 1,5 km bei 1200 m stößt dieser neue Forstweg zum alten Forstweg vom Klausengraben her, setzt sich aber dann nach SW oben in den Kesselgraben bis zur Höhe 1280 m mit der Strecke von knapp 1 km fort. Schon 110 m vorher liegt wieder eine dunkelbraune Lage vor, diesmal aber nur von 20 cm. In ähnlicher Mächtigkeit tritt diese Lage noch einmal an einem vom Kesselgraben nach NE oben abzweigenden sog. Zubringer-Forstweg nach rund 700 m auf. Von der tiefsten und mächtigsten Lage wurde vom Labor der BBU chemische Analysen mit folgenden Ergebnissen durchgeführt: Pb: 0,072 %, Zn: 0,079 %, Fe: 0,70 %, Mn: 0,39 %, Ca 17,6 %, Mg: 8,7 %.

Nur rund 2 km Luftlinie entfernt im E vom Kesselgraben findet man ebenso an einem neuen Forstweg von der Aifersdorfer Alm bis zum Marchgraben auf der Höhe um 1250 m und mit der Länge von 1,5 km im gleichen Gestein der Wettersteinserie und der Kakdecke (nach HOLLER) wie am neuen Forstweg zum Kesselgraben wieder zwei dunkelbraune Einschaltungen, deren chemische Untersuchungen Folgendes ergaben:

- a) Pb: 0,025 %, Zn: 0,035 %, Fe: 0,60 %, Mn: 0,215 %, Ca: 36,9 %, Mg: 0,55 %.
- b) Pb: 0,018 %, Zn: 0,034 %, Fe: 0,35 %, Mn: 0,225 %, Ca: 31,4 %, Mg: 4,80 %.

Übrigens gibt es auch hier mehrere Tuff-Tuffitlagen.

An diesen Analysen fallen die durchgehende Vorherrschaft des Zn gegenüber dem Pb auf, weiters der hohe Fe-Gehalt, der sich allerdings schon aus der Farbe ablesen läßt, aber auch das deutliche Hervortreten des Mn. Die beiden letzteren Metalle stehen noch dazu im krassen Gegensatz zur Paragenese bzw. Mineralisation der vererzten, südfaziellen Wettersteinserie von Bleiberg.

Daß diese dunkelbraunen Lagen nicht nur auf den Kesselgraben und seinen nächsten Umkreis beschränkt bleiben, beweisen gleich aussehende Vorkommen an einem neuen Forstweg am SE-Hang des Riednocks (1537) mitten in der nordfaziellen Mitterbergdecke (nach HOLLER) mit rund 5 km (Luftlinie) Entfernung. Dorthin gelangt man zunächst auf einem alten Forstweg über die Rieder Alm (1206) bis zu einer Verebnungsfläche im NE des Riednocks bei knapp 1300 m, wo dann der neue Forstweg nach SW oben abzweigt. Da durchschreitet man zuerst den oberanischen Zwischendolomit, dann den Partnach-Plattenkalk, worauf nach 800 m erwartungsgemäß der Wettersteinkalk der Nordfazies folgt. Nach weiteren 200 m tritt die erste braune Lage von 2 m, eine zweite von etwas geringerer Mächtigkeit nach rund 260 m auf.

Blatt 180 Winklarn

Siehe Bericht zu Blatt 179 von A. WARCH.

Im September 1986 wurden in der nordöstlichen Kreuzeckgruppe südlich des Teuchlbaches und nördlich des Salzkofelgrates geologische Aufnahmen durchgeführt.

Die Begehung erstreckte sich ausgehend vom Teuchlbachprofil über den Blasbach zur Blashütte und Blaskopf (2090 m), weiters über den Salzkofel (2498 m) zum Preisdorfer und zum Kolbnitzer Alpl (1514 m) sowie in den Bereich der Keuschenwaldalm (1325 m) und der Schwarzwaldhütten (1278 m).

Aufgebaut wird das Gebiet im wesentlichen aus zweierlei Gesteinsserien:

Im nördlichen Anteil und mit dem Blasbach als westliche Grenze dominieren Zweiglimmerschiefer bis Paragneise mit wechselndem Granatgehalt und zahlreichen, meter- bis zehnermetermächtigen Einschaltungen von Quarziten, Graphitquarziten, Amphiboliten, Schiefergneisen, Orthogneisen und Pegmatoiden. Im Bereich des Blasbaches, der Schwarzwaldhütten und vor allem in einem großen Areal rund um die Keuschenwaldalm ist diese Serie durch Moränenmaterial überdeckt bzw. überronnen.

Der Südtteil des Kartierungsgebietes jedoch wird durch das Vorherrschen verschieferter Pegmatoiden und Orthogneise geprägt, unter denen eine feldgeologische Abtrennung nicht realisierbar schien. Diese Orthogneise bzw. Pegmatoiden streichen auf etwa 1,5 km Breite vom Teuchlbach westlich des Blasbaches kommend über Blashütte und Blaskopf bis zum Salzkofel hinauf in NW-SE-Richtung und werden hier von BECK (Verh. Geol. B.-A., 1930) als „Salzkofelserie“ bezeichnet.

Typisch für diese Serie ist im Bereich um den Salzkofelgipfel (2498 m) das Auftreten von Granatzweiglimmerschiefern und Granatzweiglimmergneisen, die als Meter- bis wenige 10-er-Meter-mächtige Linsen oder Züge mit den Pegmatoiden wechsellagern. Interessant sind auch einige wenige Einschaltungen von ebenfalls Meter- bis 10-er-Meter-mächtigen Marmoren und geringmächtigen Amphiboliten in der Gipfelregion.

Einprägsam sind hier auch die mächtigen Bergsturzareale, die vom Salzkofelkammweg nach Norden bzw. Nordosten grobes Blockmaterial (im Meter-Bereich) schütten.

Im Gelände sanfter Morphologie wie 450 m nordöstlich des Achterköpfl und 350 m südöstlich des Kolbnitzer Alpl weist die Schuttregion eine intensive Vegetation von Alpinflora auf und verhüllt den Untergrund.

Es herrscht generelles NNW-SSE-Streichen mit steilerem SW-NE-Fallen in den tieferen Hanglagen und bis etwa zum Blaskopf (2090 m) hinauf. Ab dieser Kote und bis in die Salzkofel Gipfelregion (2498 m) ist sowohl in dem Pegmatoid als auch in den unmittelbar darangrenzenden Zweiglimmerschiefern ein westwärts gerichtetes Einschwenken der eingeschalteten Zweiglimmerschiefer und -gneise bzw. der pegmatoiden Züge zu beobachten.

Die nordöstlichen Abhänge zum Mölltal hin zeigen besonders in der Umgebung der Keuschenwaldalm eine großflächige, geringmächtige Moränenbedeckung. Auch