

(1959). Allerdings zieht sich die Lailach-Schuppe weiter nach Osten bis mindestens zur hinteren Kienbichlhütte und nicht nur bis zur vorderen Kienbichlhütte (ZACHER, 1959). Des Weiteren lässt sich die Lechtal-Decke weiter in kleinere Sattel- und Muldenstrukturen unterteilen, die ein E-W-Streichen bzw. SE-NW-Streichen aufweisen. Die Rekonstruktion dieser Falten im Schmidtschen Netz zeigen große Öffnungswinkel (119–167°) und ein geringes Abtauchen der Falten von 1–21° nach Osten.

Bei der Allgäu-Decke konnte im Untersuchungsgebiet ein wesentlich komplexerer Aufbau festgestellt werden als in der Karte von TOLLMANN (1976b). Da die Gesteine sensibler auf tektonische Beanspruchung reagieren, hat sich ein Mosaik von isoklinalen, N- bis NE-vergenten Falten und nach Süden einfallenden Schuppungskörpern gebildet. Die Schuppungsbahnen liegen bevorzugt in den Faltschenkeln und führen meist zu einer Reduktion der Sättel. Die Faltung und Schuppung der Allgäu-Decke dürfen als gleichzeitig, das heißt während einer tektonischen Phase, angesehen werden.

Die Störungen der Lechtal-Decke wurden in einer tektonischen Phase mit einer N-S-Einengung angelegt. Dies wird erkennbar an der Verteilung der Polpunkte der Störungen auf einem Großkreis im Schmidtschen Netz. Der sinistrale Bewegungssinn der Störung im unteren Krottenbach deutet auf ein eozänes Alter dieser Störungen hin, wenn man sie in Verbindung mit den sinistralen Störungen der Escape-Tektonik der Nördlichen Kalkalpen bringt (NEUBAUER, 1994).

Bei der Abschiebung zwischen Nesselwängler Edentalpe und Gräner Ödenalpe ist eine zeitliche Zuordnung

nicht möglich, da ihr Einfallen nicht gemessen werden konnte. Auf jeden Fall wurde sie nach dem Abschluss des Deckenbaues in den Allgäuer Alpen angelegt. Ob sie allerdings mit dem eozänen Ereignis in Verbindung steht, bleibt offen.

Die Störung am Nordosthang der Schochenspitze kann als jüngstes tektonisches Ereignis gesehen werden, da sie offensichtlich mit einem neu erkannten, postglazialen Bergsturz in der Gappenfeldscharte in Verbindung steht.

Die pleistozänen Ablagerungen im Kartiergebiet zeichnen mehrere Gletscherkare aus:

- das Gappenfelder Notland,
- das Weißenbacher Notländer Kar,
- den Südosthang des Litnisschrofen,
- die Gappenfeldscharte,
- das Quellgebiet des Strindenbaches,
- das Quellgebiet des Gappenfeldbaches und
- den Südhang des Litnisschrofen.

Die vier zuerst genannten Gebiete speisten den Birken-taler Gletscher. Die drei zuletzt genannten Gebiete nährten die Gletscher der jeweiligen Nachbartäler. Die Eisflussrichtung konnte anhand der Lage der Moränen rekonstruiert werden. Es handelt sich um Nahmoränen aus dem Würm-Glazial.

Die quartären Ablagerungen im Kartiergebiet werden im Bereich der Lechtal-Decke von Schuttkegeln, Schwemmfächern und Bachterassen, im Bereich der Allgäu-Decke von Muren, Verlehungen und kleinen Schuttkegeln dominiert.

121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Nach Abschluss von Nachbarblatt Kitzbühel wurden die geologischen Aufnahmearbeiten auf das Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger verlagert. Bereits 1998 wurde am Ostrand des Blattes im unmittelbaren Anschluss an die in Druckvorbereitung befindlichen Flächen kartiert. Bedingt durch Restarbeiten auf Blatt 122 konnte im Jahre 1999 nur eine Fläche von 11 km² im Maßstab 1 : 10.000 neu bearbeitet werden. Es handelt sich um folgende Bereiche:

- Rettenbach – Himmeltalbach – Hiesleggbach
- Brixenbachtal
- Gaisbergtrias und Umrahmung
- Gampenkogel
- Brechhorn

Die lithologische Grundgliederung von Blatt Zell am See und Kitzbühel kann im bisher bearbeiteten Bereich von Blatt Neukirchen ohne Probleme angewendet werden. Dies gilt auch für den tektonischen Baustil. Bei Kartierfortschritt nach Westen tritt mit dem Grenzbereich zum Innsbrucker Quarzphyllit eine neue Situation auf.

Bereich Rettenbach – Himmeltalbach – Hiesleggbach

Der neu aufgenommene Unterlauf des Rettenbachs markiert die Grenze zwischen dem Paläozoikum der Grauwackenzone und dem nördlich anschließenden, größeren Verbreitungsgebiet von Permoskyth der Ehrenbachhöhe.

Der ursprüngliche winkeldiskordante Verband ist in komplizierter Weise tektonisch überformt. Selbst im Maßstab 1 : 10.000 kaum darstellbar, zeigt sich einerseits eine grabenartige Einsenkung der Rotsedimente in die Schieferserien, aber auch eine N-vergente Überschiebung von Löhnersbach-Schiefern auf das Permoskyth sowie die Ausbildung von Scherspänen bedingt durch Blattverschiebungssysteme. Die Deformationsschritte müssen in der genannten Reihenfolge erfolgt sein.

Der Himmeltalbach, als Seitenbach des Rettenbachs, wird von einer NW-SE-verlaufenden Blattverschiebung mit Vertikalkomponente durchzogen. Längs dieser sind nochmals Permoskythspäne in das Paläozoikum der Grauwackenzone eingeschuppt. Mehrfach treten Ultrakataklasite auf – teils mit Verdacht auf Pseudotachylitbildung.

Die interne Architektur des liegenden Paläozoikums stellt sich als Fortsetzung von Blatt Kitzbühel dar: Eine ausgeprägte Block-in-Matrixstruktur von olistholithischen Spänen aus devonischem Spielbergdolomit, Dolomit-Kieselschieferkomplex, Gabbrokörpern, basaltischen Pyroklastika, carbonatischen Tuffitschiefern und Porphyroiden in einer deformierten Matrix aus Löhners-

bachformation. Dies gilt für den gesamten Hangbereich zwischen Rettenbach und Hiesleggbach. Im oberen Teil des Himmeltalbachs streicht eine mächtige Folge von Basalttuffen und basaltischen Gängen durch, die sich auch gut in den Hangflanken verfolgen lässt. Liegend und Hangend dieses Metabasaltzuges treten Megabrekzienlagen vom Typ der Ehrenbachhöhe auf, evident im sedimentären Verband zu den Pyroklastika-Folgen. Die Wechselfolgen fallen im Normalfall flach mit etwa 20° nach SE in den Hang ein. Im Einflussbereich der Blattverschiebungen rotiert die Raumlage subparallel zur Verschiebungsrichtung ein (Vertikalstellung, NW–SE-Streichen).

Die talnahen Hänge (Issbühel) sind flächenhaft von Grundmoräne bedeckt. In den südlich anschließenden Flanken Richtung Katzendorf treten Eisstaukörper mit Bänderschluften auf, diese überlagern am Ausgang des Hiesleggbachs eine Grundmoräne.

Bereich Brixenbachtal

Im Anstehenden dominiert die Schattbergformation, als Wechselfolge aus m-bankigen Sandsteinen, Silt- und Tonsteinen. Erst oberhalb der Einmündung des Schranbachs wechselt der Charakter der Siliciklastika zur distalen Löhnersbachformation. Ein von Löhnersbach- und Schattbergformation umgebener Zug von Porphyroid bildet die Wasserfallstufe auf 1200 m Höhe. Ob es sich hierbei um einen primär stratigraphischen Verband handelt, ist offen.

In den Oberläufen der Bäche wird erkennbar, dass die Bachtäler Störungen verbergen. Es handelt sich um vertikale Brüche, sicher mit Blattverschiebungskomponente. Auch Teile des die Gaisbergtrias umrahmenden Grabenbruchsystems münden in den Brixenbach.

Eisstau-Ablagerungen finden sich auf 1100 m Höhe oberhalb der Brixenbachalm längs des Fahrwegs zur Wiegalm. Der aus gutem Grund mit zahlreichen Wildbachverbauungen versehene Brixenbach durchschneidet in seinem talnahen Bereich flächenhafte Grundmoräne und hat bei Winkl-Feuring einen ausgeprägten Schwemmfächer akkumuliert.

Bereich Gaisbergtrias und Umrahmung

Der 1999 untersuchte Westrand der Gaisbergtrias zeigt zunächst analoge Verhältnisse zum bereits im Vorjahr dargestellten Ostrand. Entlang einer horizontal verlaufenden Überschiebungsbahn sind immer wieder extrem kataklasierte Späne von Permoskyth erhalten (z.B. Fahrweg zur Wiegalm), lokal findet sich graugrüner Kakiritbrei. An diese Überschiebungsbahn grenzt unmittelbar Hauptdolomit an. Im Gegensatz zur Situation im Aschauer Tal ist somit die gesamte Unter- und Mitteltrias tektonisch amputiert. Südlich von Punkt 1749 tritt, an einer E–W-verlaufenden Vertikalstörung beginnend, Wettersteindolomit auf. Raibler Schichten sind tektonisch unterdrückt. Die Abgrenzung Hauptdolomit/Wettersteindolomit ist im Falle stark kataklasierter Bereiche nicht immer einfach. Als Entscheidungskriterien wurden reliktsche Bankung, Lamination durch Algenmatten bzw. Fossilführung (Dasycladacea) herangezogen. Ein Abgleich mit stratigraphischen Untersuchungen wäre wünschenswert.

Nach der Überschiebungsphase wurde die Gaisbergtrias grabenartig abgesenkt. Eine breite NW–SE-verlaufende Scherzone (Schranbach – Wiegalm – Lichteneggalm – Kienzighbach) mit Duplexkörpern bildet die Südgrenze. Aus dem Kartenbild ist eine dextrale Blattverschiebungskomponente ableitbar.

Die Situation an der SE-Ecke der Gaisbergtrias wurde neu dargestellt, Die Alpine Untertrias (Alpiner Buntsand-

stein, Reichenhaller Rauhwacken, Alpiner Muschelkalk) ist hier mehrfach duplexartig gestapelt. Auch der Verlauf der Raibler Schichten in den Almflächen und Abbrüchen zwischen Kobingerhütte und Bärstättalm konnte neu gefasst werden. An der Kapelle oberhalb der Kobinger Hütte sind letztmals Raibler Kalke und Schiefer erhalten. Beträchtliche Vertikalversätze bis zu 250 m führen dazu, dass das Raibler Band unterhalb der Leitner Alm in den Steilabbruch versetzt wird und in der Hangkante nach N streicht. Erst bei der Bärstättalm sind die Raibler Schichten wieder in der Verebnungsfläche der Almen auffindbar.

Insgesamt stellt sich die Gaisbergtrias als diagonal aus der Stratigraphie herausgeschnittener Keil dar, der nach W gekippt ist. Dadurch ist die Schichtenfolge im Aschauer Tal (E-Seite) vollständiger erhalten, während im W und N lokal der Hauptdolomit direkt an die Überschiebungsbahn angrenzt, wenn man von ultrakataklastischen Resten von Rotsedimenten absieht.

Die jüngste ableitbare Tektonik stellen W–E-verlaufende Brüche dar, die sowohl Überschiebungen, Abschiebungen und Blattverschiebungen erneut versetzen. Das Kartenbild erzwingt somit die Annahme eines polyphasen tektonischen Ablaufes folgender Reihung: Abscherung eines Sedimentkeils, Überschiebung im spröden Niveau, Extension mit grabenartiger Einsenkung, transpressiv-dextrale Blattverschiebungen, junge E–W-Strukturen.

Zwischen Leitner Alm und Bärstättalm mehren sich die Hinweise auf eine spätglaziale bis postglaziale Großgleitung. Zahlreiche Bergzerreibungen in der Gipfflur sowie ein in Kuppen gegliedertes, mit weiteren Bruchstufen akzentuiertes Kleinrelief auf Almniveau stützen diese These. Damit ist der kräftige Versatz der Grenzen Wettersteindolomit/Raibler/Hauptdolomit nicht nur tektonisch zu erklären.

Die freien Flanken des Hauptdolomits liefern mächtige Schuttschleier. Es ist offen, welcher Teil der Gehängeschuttmassen zeitlich mit Eisstau-Phasen zusammenfällt. Durch hangparalleles Einfallen der Schichten ist einer der Felsvorsprünge deutlich bergsturzgefährdet (gesondert markiert).

Bereich Gampenkogel

Die schroffe Morphologie des Gampenkogels wird durch einen mächtigen Porphyroidkörper verursacht. Ein sedimentärer Verband des Porphyroids zu Löhnersbach- und Schattbergformation ist im N und W gegeben. Zwischen Einkölscharte und Gampenkogelgipfel ist ein Span von Devondolomit in Löhnersbachformation erhalten. Das Auftreten einer lagigen Wechselfolge zwischen Porphyroid und Wildschönauer Schiefen beweist einen sedimentären Verband. Daraus folgt eine inverse Raumlage des Gampenkogelkomplexes, der im Mittel mit 40° nach SE einfällt.

Vertikale Störungen schneiden das Porphyroidvorkommen im E ab und durchschlagen es auch intern. Eine Verbindung zum Porphyroidkörper des Brixenbach-Wasserfalles ist möglich, aufgrund der mächtigen Quartärablagerungen und darin verlaufender Störungen aber nicht nachweisbar.

Der Grobblockschutt des Porphyroids ermöglichte die Bildung von kleinen Lokalmoränen in den Karen rings um den Gampenkogel. Eine Bergsturzmasse ging über die Südflanke Richtung Brechhornhaus nieder. Richtung Brixenbach im Almboden der Talkaser-Niederalm sind mächtige Schuttkegel und Lawinsturzkegel ausgebildet.

Die Erfordernisse des Wintertourismus verursachen schwere Landschaftsschäden S und W des Gampenko-

gels – akzentuiert durch ein folienbewehrtes, im Bau befindliches Wasserbecken in der Streitschlag-Scharte auf 1686 m zur Bereitung von Kunstschnee. Völlig offen bleibt, wo hier, in Gipfelnähe, denn das Wasser herkommen soll

Bereich Brechhorn

Der Grat längs des Wanderweges von der Brechhornhütte zum Brechhorngipfel weist eine sehr bunte Wechselfolge von Gesteinen auf. In Löhnersbachformation finden sich zahlreiche Einschaltungen von Pyroklastika und basaltischen Laven, lokal auch mit noch erkennbaren Pillowstrukturen. Die massigeren Metabasalte bilden auch bevorzugt die jeweiligen Steilwände des Brechhornmassivs und des benachbarten Punktes 1898 aus. Den Brechhorngipfel bildet eine Kappe aus proximaler Schattbergformation. Überraschend fand sich am Anstieg wenig S des Kreuzjochs nahe der Schledereralm eine Megabrekzie, sehr ähnlich der Brekzie der Ehrenbachhöhe. Sie kommt benachbart zu Tuffitschiefern und einem Kalkmarmor vor.

Die Zone bunterer, metabasalt dominierter Gesteinsfolgen rings um das Brechhorn wird im N und E durch Störungssysteme gegen den monotonen Bereich von Metasiliciklastika und die mächtigeren Porphyroidzonen abgegrenzt. Am Brechhornhaus selbst tritt eine störungsgebundene Linse von silurischem Dolomit-Kieselschieferkomplex auf. Der Porphyroid von Punkt 1728 steht in Verbindung mit dem Gampenkogel-Porphyroid und wird im Süden durch Störungszonen abgeschnitten.

Die Abfolgen sind kräftig verfalltet, der Lagenbau bildet sich pauschal in einem Südfallen ab. Nahe dem Kreuzjoch dominieren steile Einfallswerte von 60–80° Süd, im Gipfelaufbau des Brechhorns flache Raumlagen von 45–20°. Dies bedingt ein Umlaufen von Schichtausbissen um den Gipfelstock.

Aufgrund der Höhe des Gipfels haben sich in den Karen Lokalmoränen-Reste erhalten. Am Ostgrat ist ein Blockgletscher auskartierbar.

Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Raum Hopfgarten auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

MECHTHILD SUTTERLÜTTI
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Wörgl. Im Norden wird es vom Mühlthal begrenzt und reicht bis zur Festgesteinsgrenze östlich Schwendtdörfel. Sodann zieht sich das Gebiet beidseitig des Brixentales bis Haslau. Das nach Westen anschließende Kelchsautal wurde bis kurz nach Hörbrunn kartiert. Im südlich Haslau anschließenden Windautal wurde die orographisch linke Talseite aufgenommen. Als südöstliche Grenze diente die Terrasse von Westendorf, die bis Auner mitbearbeitet wurde.

Festgestein

Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (NKA)

Das im bearbeiteten Gebiet aufgeschlossene Permoskyth (PS) wird aus rot gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten aufgebaut. Sanfte Geländeformen sind typisch. Nur im Bereich der Talverengung bei Schloß Itter und an der linken Talseite sind Wandbildungen anzutreffen. Die typische Rotfärbung zeichnet sich auch in den quartären Ablagerungen (z.B. Verwitterungshorizont; Moräne), die im Bereich des Permoskyths abgelagert sind, ab.

Aufgeschlossen sind diese Sedimente im Norden des Gebietes und ziehen an der linken Achse bis zum Schönbachtal durch. An der rechten Talseite finden sich nur einzelne Aufschlüsse bis Ramstätt. Typisch sind Vernässungen und Sackungen in den bindigen Verwitterungsschichten.

Gesteine des Innsbrucker Quarzphyllits (Quph)

Die grauen, stark gefalteten Phyllite mit Quarzlagen und -linsen bilden im Süden des Gebietes die Festgesteinsumrahmung. Sie sind insbesondere im hinteren Kelchsautal aufgeschlossen. Sanfte Geländeformen dominieren. Es kommt zu tiefgründiger Verwitterung; oft wurden Vernässungen und Sackungen beobachtet. Ältere Erosionsniveaus sind morphologisch an Verebnungsflächen zu erkennen.

Gesteine der Grauwackenzone (GWZ)

Die Grauwackenzone wird aus phyllitischen Tonschiefern der Wildschönauer Schiefer, aus Porphyroiden der vulkanischen Abfolge, dem Unterdevonischen Schwazer Dolomit und den darüberlagernden Quarzporphyrtuffen aufgebaut. Sie sind im Nordosten des Gebietes zu finden und bauen u.a. die Hohe Salve auf.

Auch hier sind sanfte Geländeformen mit Vernässungen und Sackungen typisch.

Quartäre Ablagerungen

Terrasse oberhalb Itter- und Schwendtdörfel

In hangparallelen Rücken, die von ca. 750–920 Hm reichen und auf dem Festgestein aufliegen, ist diese Terrasse nur mehr in Resten vorhanden und schlecht aufgeschlossen. Es finden sich sandreiche Kiese und Schotter mit bis zu 20 cm großen Geröllen. Das Geröllspektrum ist kristallinreicher (Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite) als der Hauptterrassenkörper, auch ortsfremde Karbonate sind zu finden. Dies deutet auf die stärkere Beeinflussung durch das Inntal hin. Die Gerölle sind oft stark verwittert. Auf dem Rücken „Niveau 1100 Hm“ östlich von Itter konnte eine der Terrasse aufliegende Grundmoräne kartiert werden; womit nachgewiesen ist, dass dieser Terrassenkörper vor dem Eishöchststand geschüttet wurde.

Grundmoräne

Im Süden des Gebietes ist die Grundmoräne über weite Strecken im Liegenden der Hauptterrasse aufgeschlossen. Beispiele hierfür sind der Schindergraben zwischen 650 und 760 Hm. Auch bergseitig bzw. über der Hauptterrasse konnte sie vor allem anhand von Vernässungen und Erratikastreu kartiert werden (z.B.: bei Pechl).

Die Grundmoräne ist gut konsolidiert. Sie kann Fein- bis Mittelsandlinsen eingelagert haben. Im Hangenden kommt es zur Wechsellagerung mit Sanden bzw. sind Grundmoränenschollen in den überlagernden eisnahen Sedimenten aufgearbeitet. Die Terrassenschotter überlagern die Moräne erosiv. Das Spektrum enthält neben lokalen Geröllen der GWZ und des Quph PS-Komponenten, zentralalpine Gerölle (Granite, Gneise, Amphibolite) und Karbonate, die gekritz und gut bearbeitet sind.

Weder auf der Penningerterrasse noch entlang der linken Seite des Kelchsautales fand sich im Liegenden der Hauptterrasse Grundmoräne. Im Norden des Gebietes, bei Berghäusl, Nasen und auf der älteren Terrasse oberhalb Schwendtdörfel fanden sich ebenfalls noch Reste, die deutlich karbonatreicher sind, was auf die stärkere Inntalbeeinflussung hinweist.

Ältere Eisrandterrasse

Eine ältere Eisrandterrasse findet sich im Brummergraben, der westlich von Hörbrunn in das Kelchsautal