

durch eine steil Süd-fallende Überschiebungsbahn nördlich des Heiterwandzuges getrennt. Die auftretenden Strukturen streichen meist NE-SW und sind nordvergent.

Die Abfolge im Kartiergebiet beginnt mit dem Alpinen Muschelkalk (Anis) und reicht bis zu den Gosau-Schichten (Ober-Kreide), wobei nicht alle Einheiten auftreten. Der Alpine Muschelkalk bildet den Überschiebungsrand am Nordrand der Inntaldecke. Er tritt als mittel-grauer, hornsteinführender Kalk mit unregelmäßigen Bankoberflächen auf. Die Bankmächtigkeiten liegen im dm-Bereich. Die stratigraphisch folgenden Partnachschichten bestehen aus dunklen, feinstückig verwitternden Tonschiefern, in die mehrere Kalkrippen eingeschaltet sind, wovon eine besonders hervortritt. Sie können von Westen nach Osten gut verfolgt werden. In den Partnach-Schichten am Hinterberg ist eine Querverschiebung mit dextralem Bewegungssinn aufgeschlossen.

Die Heiterwand wird hauptsächlich von massigem, hellgrauem, stark geklüftetem Wettersteinkalk aufgebaut. An Schubflächen haben sich an der Nordseite Blei-/Zinkerze angereichert, die früher durch Bergbau abgebaut wurden. An der Südseite treten die Raibler Schichten in ihrer zyklischen Folge von Kalken, Sandsteinen und Evaporiten auf.

Darauf folgt Hauptdolomit in typischer Ausbildung, der zusammen mit Wettersteinkalk und Raibler Schichten den

Nordflügel einer WSW-ENE verlaufenden Mulde bildet. Plattenkalke wurden nicht nachgewiesen.

Die von AMPFERER nordwestlich der Maldonböden auskartierte Breccie aus Hauptdolomit wurde wegen des deutlichen Kalkgehalts den Raibler-Schichten zugeordnet. An diese Mulde schließen sich ein Sattel und eine weitere Mulde an, in der die Gosau-Schichten der Ober-Kreide abgelagert wurden. Dies sind Sandsteine mit großen grauen, kalkigen Konglomeratblöcken und einer am Übergang zum Hauptdolomit (Platteinwiesen – Vordere Platteinspitzen) roten Basisbreccie. Die Gosau-Schichten werden durch eine WNW-ESE verlaufende Störung, die durch das Scharnitzkar verläuft, deutlich versetzt.

Nördlich an den Alpinen Muschelkalk anschließend beginnt die Jungschichtenzone der Lechtaldecke mit den Allgäu-Schichten, die die mit Gras bewachsenen Hänge des Tschachau und Hinterberg bilden. Die Jungschichtenzone ist eine Mulde mit interner Aufsattelung aus Allgäu-Schichten, die besonders gut am Tschachau zu sehen ist. Der Radiolarit tritt an der Westseite des Tschachau deutlich durch seine rote Farbe hervor, wo er zwischen zwei Aptychenkalk-Rippen liegt. Er tritt aber auch in grüner und schwarzer Ausbildung auf.

Am Faselfeijöchl befindet sich lokales Moränenmaterial (Radiolarit, Aptychenkalk), bevor sich erneut Hauptdolomit anschließt, der das Kartiergebiet begrenzt.

* * *

Siehe auch Bericht zu Blatt 114 Holzgau von N. ROSENTHAL (S. 494).

Blatt 116 Telfs

Siehe Bericht zu Blatt 115 Reutte von H.-J. BAUMGARTNER, M. SCHILD, B. SCHMICKLER, M. STACHE & B. WEYLAND (S. 496).

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Gegenstand der Aufnahmen war der NE-Abschnitt des Kartenblattes. Hierbei wurden der Gebirgsstock des Wildseeloder und das Einzugsgebiet des Pletzergrabens endgültig bearbeitet. Damit zählten der touristisch stark frequentierte Wildseeloder sowie die Berggipfel des Bischof und Ranggen zum Aufnahmegebiet. Das im Jahre 1993 kartierte und in Form einer endgültigen Manuskriptkarte im Maßstab 1 : 10.000 dokumentierte Gebiet umfaßt eine Fläche von 43 km². In Teilbereichen wechselt die Lithologie sehr kleinräumig; dort war eine zeitraubende Begehung der zahlreichen, oft steilen oder verwachsenen Seitengraben und der Bergflanken notwendig. Andere Bereiche werden von großflächig ausstreichenden Gesteinsse-

rien aufgebaut. Unter Einbeziehung von Aufnahmen aus dem Jahre 1989 konnte deshalb eine in Relation zu den verbrauchten Kartiertagen große Gesamtfläche abschließend bearbeitet werden.

Simultan läuft die endgültige Kompilation des Kartenblattes im Maßstab 1 : 25.000. Zum Berichtszeitpunkt war eine Fläche von 60 km² kompiliert; bis zum Beginn der Geländesaison 1994 ist eine Übertragung aller kartierten Teile der Grauwackenzone vorgesehen.

Feldgeologische Beobachtungen

Als tektonische Großeinheiten sind sowohl die Wildseeloder-Einheit im Norden als auch die Glemmtal-Einheit im Süden vertreten; außerdem quert die Hochhörndler Schuppenzone in voller Breite das Aufnahmegebiet.

Die Wildseeloder-Einheit wird in ihrem Kern von einer W-E-streichenden, vertikalgestellten Folge aus massigem Spielberg-Dolomit und Wildseeloder-Porphyr aufgebaut. Die Grenze zwischen Porphyr (Ober-Ordovizium) und Spielberg-Dolomit (Devon) ist kleinräumig verschuppt. Dies ist beispielhaft entlang des Wanderwe-

ges zwischen Wildseeloder-Haus und Wildseeloder-Gipfel zu studieren. In der Regel ist hierbei der geringmächtige, zwischengelagerte Dolomit-Kieselschiefer-Komplex des Silurs tektonisch abgesichert. Nur an wenigen Stellen sind Schuppenkörper erhalten, innerhalb derer eine conodontenstratigraphische Einstufung einzelner Fundschichten des Silur gelang. Im Steilhang zwischen Wildseeloder-Gipfel und Sulztalbach-Graben sind Massflow-Brekzien zwischen Porphyroid und Spielberg-Dolomit sedimentär zwischengelagert und in einer Mächtigkeit von maximal 20 m erhalten. Bemerkenswerterweise enthalten diese matrixgestützten Brekzien ausschließlich wieder aufgearbeitetes Wildschönauer-Schiefer-Material; Porphyroidgerölle fehlen. Daher können diese Bildungen nicht als Transgressions-Sedimente interpretiert werden.

Der Porphyroid wurde von HEINISCH (1980) detailliert geochemisch und vulkanologisch untersucht. Am Wildseeloder erreicht er seine für den Westabschnitt der Grauwackenzone größte Mächtigkeit. Aufgrund von Reliktgefügen gelang der Nachweis einer subaerischen Ablagerung in Form von Glutwolkenabsätzen (MOSTLER, 1970; HEINISCH, 1980).

Den Südrand des Porphyroides bildet ein tektonischer Abscherhorizont, der zur Hochhörndler Schuppenzone überleitet. An der Porphyroidbasis sind lokal Sedimente von maximal 15 m Mächtigkeit erhalten. Sie enthalten perfekt gerundete Klasten aus rotvioletter Grobsandstein mit Durchmessern bis zu 30 cm, eingebettet in violette Matrix. Natur und Alter dieses spektakulären Horizonts sind in Untersuchung. Der hohe Rundungsgrad ist nur durch fluviatiles Milieu oder Küstenfazies (Brandungserölle) zu erklären. Trotz schwer erreichbaren Steilgeländes wurde hier im Herbst 1993 eine Paläomagnetik-Beprobung durchgeführt.

Der Spielberg-Dolomit wurde intern in Massenfazies, Bankfazies und Flaserdolomitfazies gegliedert. Im Bereich der Bruggeralm und am Henne-Nordhang ist ein sedimentärer Verband zu Tonschiefern erhalten (Oberdevon, MOSTLER, 1968). Sporenfunde belegen ebenfalls ein post-silurisches Alter dieser Tonschiefer.

Im glazial geformten Talboden von Wildalm und Griebenbodenalm treten zwischen dem nördlichen Dolomitzug des Lärchfilz-Kogels und dem Dolomitzug des Wildseeloder-Stockes Tonschiefer, aber auch Späne von Porphyroid, Sandsteinen und Massflowbrekzien auf. Es handelt sich um eine bedeutende, W-E-verlaufende Blattverschiebung innerhalb der Wildseeloder-Einheit. Permoskyth ist mit Basisbrekzie in Grabenposition bei der Liendlwaldalm erhalten. Es ist in Form von tektonischen Spänen mit in die Blattverschiebung eingearbeitet. Dieser Befund belegt eine polyphase Geschichte der Störung (variscische Anlage, alpidische Reaktivierung).

Als Hochhörndler Schuppenzone wurde der Bereich zwischen Sulztalbach-Graben und Mahdstein sowie zwischen Ziedersberg und Gebrajoch ausgeschieden. Aufgrund der internen Zerschering bildet sie generell den Untergrund der glazial ausgeräumten Talböden (Fahrmannger Almen, Lengfilzalmen). Die Breite der Zone variiert auf kurzem lateralem Abstand sehr stark (100 m Mahdstein, 1300 m Ziedersberg). Der tektonische Internbau in Form einer Block-in-Matrix-Struktur ist gut nachvollziehbar. Die Foliation und der stoffliche Wechsel stehen weitgehend vertikal. Als Matrix fungieren im kartierten Abschnitt teils Wildschönauer Schiefer in distaler Fazies (Löhnersbach-Formation), verstärkt aber auch in proximaler Fazies (Schattberg-Formation). Darin schwimmen Späne aus oberordovizischen Porphyroiden, Brekzienlagen, siluri-

schen Kieselschiefern und Kalkmarmoren, devonischem Spielberg-Dolomit und diversen Vertretern der devonischen basaltischen Vulkanite. Wegen der starken Schuttbedeckung und der Ausbildung von Rutschhängen im Scherzonenbereich ist eine exakte Abgrenzung der einzelnen Schuppenkörper nicht immer möglich.

Im Vergleich zu den bisher kartierten Anteilen der Scherzone sind in diesem Abschnitt auffällig viele Brekzienlagen erhalten, zum Teil in sedimentärem Verband mit Porphyroidspänen. Die reliktsch erhaltenen sedimentären Sequenzen belegen analog zu den Ergebnissen der letztjährigen Kartierung eine vermittelnde fazielle Stellung der Gesteine der Hochhörndler Schuppenzone. Diese ist durch geringere primäre Mächtigkeiten des Spielbergdolomits und der Porphyroide gekennzeichnet und dürfte den primären Faziesübergang zwischen Glemmtal-Einheit und Wildseeloder-Einheit darstellen.

Bereits vor einigen Jahren wurden aus den Carbonatspänen silurische und devonische Conodonten bestimmt (HEINISCH, SPRENGER & WEDDIGE, 1987). Auch die in der älteren Literatur erwähnten fossilführenden silurischen Graptolitenschiefer entstammen dem kartierten Bereich. Der Südrand der Schuppenzone wird durch einen Metabasaltzug markiert, der sich von der Lagerstätte Gebra über den Farmkopf zur Jufenalm verfolgen läßt.

Südlich der Hochhörndler Schuppenzone folgt die Glemmtal-Einheit, ebenfalls mit W-E gerichtetem Generalstreichen. Neben Wildschönauer Schiefen sind mächtige basische Metavulkanite charakteristisch. Es lassen sich zwei Metavulkanitzüge auskartieren, die durch eine mächtigere Einschaltung von Wildschönauer Schiefen getrennt werden. Die Wildschönauer Schiefer sind hier meist von proximalem Charakter (Schattberg-Formation, z.B. am Gebra-Joch oder an der Oberen Grubalm). Ein mehrere 100 m mächtiger Metabasalt-Zug mit gut erhaltenen Pillowlaven läßt sich vom Hohen Mahdstein über Niederen Mahdstein bis zum Gebra verfolgen. Im Bereich des Gebra dominieren Pyroklastika. An der Kranzlacke fanden sich perfekt erhaltene, blasige Bimse. Am Mahdstein dominieren die Basaltlaven. Damit ist innerhalb des Vulkanitzuges eine Polarität festlegbar, wie sie von Seamountflanken bekannt ist. Ein zweiter Metabasaltzug bildet den Bischofstock; dieser trägt allerdings eine Kappe aus Wildschönauer Schiefen.

Während am Nordrand der Glemmtal-Einheit noch vertikalgestellte Schichtfolgen auftreten, zeigt sich bereits in den Nordflanken von Ranggen und Bischof ein recht abrupter Wechsel in flache Raumlagen mit Südfallen (Mittelwert 30° Süd). Weiterhin ist eine kräftige Kleinfaltung der Serien zu beobachten. Auch Störungen, wie im Bereich der Kranzlacke, komplizieren das tektonische Bild.

Der Nordrand des kartierten Bereiches umfaßt die Basis des Permoskyth. Die Permische Landoberfläche fällt im Mittel mit 20° nach Norden ein und verschneidet mit dem modernen Relief. Bedingt durch diverse Störungen ist mehrfach der primäre, winkeldiskordante Kontakt zwischen devonischem Spielbergdolomit und Permoskyth-Basisbrekzie erhalten. Ein Lehrbuch-Aufschluß findet sich an der Fahrstraße zwischen Lärchfilzniederalm und Lärchfilzhochalm. Weitere Permoskyth-Vorkommen erlauben es, den alpidischen Anteil der Tektonik zu entschlüsseln (s.u.). Noch mehr als 1 km südlich der Permoskyth-Basis sind im Spielberg-Dolomit Karstschlotten mit roten, permischen Internsedimenten erhalten. Daraus läßt sich folgern, daß der Paläokarst mindestens 150 m tief in den Untergrund eingegriffen hat.

Tektonischer Gesamtbau

Das strukturelle Grundmuster einer tektonischen Dreiteilung der Grauwackenzone bleibt auch in diesem Abschnitt erhalten.

Zahlreiche Blattverschiebungen und Überschiebungen erwiesen sich als alpidisch und zerschneiden den älteren Großbau. Innerhalb der Wildseeloder-Einheit liegen gering verformte, rigide Blöcke aus Spielberg-Dolomit und Porphyroid. An den Rändern dieser gipfelbildenden Blöcke konzentriert sich jeweils die Deformation.

Eine große N-vergente Überschiebung alpidischen Alters verläuft entlang des Nordrandes der Wildseeloder-Karstein-Platte: Permoskyth wird von Devon überfahren; lokal sind Duplexstrukturen erhalten wie im Bereich Hochkoidau. Oberhalb Punkt 1249 ist in inverser Lagerung noch der primäre Verband von Basisbrekzie und devonischem Dolomit vorzufinden. Innerhalb der Dolomit-Plattform ist eine Großfaltenstruktur wahrscheinlich; wegen fehlender Bankung läßt sie sich aber nicht zweifelsfrei nachweisen.

Der U-förmige Verlauf des Wildseeloder-Porphyroides ist ebenfalls nicht durch einen Großfaltenbau bedingt. Vielmehr handelt es sich um die Interferenz von Störungen, gekoppelt an eine starke primäre Variation der Mächtigkeit.

W-E-verlaufende Blattverschiebungen sind an der Platte nachgewiesen. Bewegungsbeträge in Größenordnungen von Kilometern sind an dieser Stelle plausibel. Diese werden durch N-S-verlaufende Blattverschiebungen im Bereich Pletzergraben/Lengfilzenbach mit Versatzbeträgen im 100 m-Bereich überlagert. Es handelt sich zum Teil um konjugierte Scherbrüche mit entgegengerichtetem Schersinn (sinistral, dextral).

Die genannten Störungen verursachen nach W zu die Auflösung des Porphyroidzugs in Scherspäne (z.B. im Bereich Fahrmanager Almen).

Quartäre Bildungen, Rezent-Geodynamik, Bergbau

Im Talschluß unterhalb des Gebra-Ranggen und des Bischof finden sich zahlreiche Lokalmoränen. Eine undeutliche, durch Findlinge markierte Wallform läßt sich im Pletzergraben bis zur niederen Grubalm verfolgen. Weitere Lokalmoränen, Kartreppen und Karseen finden sich am Wildseeloder. Das nördlich anschließende Quertal enthält reichlich Findlingsbestreuung; Porphyroidgeschiebe auf Devon-Untergrund belegen hier eine späte Lokalverglescherung des Wildseelodermassivs.

Großflächige Grundmoränenlandschaft mit anstehender verdichteter Fernmoräne und Relikte von Eisrand-Lagen wurden im Bereich nördlich des Karsteins und im Pletzergraben bereits 1990 beschrieben (Aufnahmebericht für 1989, erschienen 1990).

Fossile Rutschhänge treten überall dort auf, wo der Untergrund von Hochhörndler Schuppenzone gebildet wird (z.B. Fahrmanager Alm, Lengfilzen Alm). Aktive gravitative Massenbewegungen sind im Kopfbereich des Sulztalbach-Grabens zu verzeichnen: hier wird Lokalmoräne unterschritten. Offene Spalten im Almboden und frische Anrisse bis in 1900 m Seehöhe lassen hier weitere Murabgänge und Geschiebelieferung erwarten.

Großflächige Hangbewegungen wurden auch im Bereich der Skipisten im Umkreis der Lärchfilzalm kartiert. Eine besondere Delikatesse stellt die in eine Kartreppenhineingesprengte Skitrasse von Reckmoos zur Griefenbodenalm dar. Hier wurde im Spielberg-Dolomit ein Blattverschiebungssystem mit großen Harnischflächen freigelegt. Zur Zeit bemüht man sich mit Injektionsschirmen und Spritzbeton, einen Felssturz auf die Skipiste zu verhindern.

Der eingestellte Bergbau im Bereich Gebra-Ranggen hinterließ zahlreiche Halden und Einbaue. Die gangförmigen Siderit-Vererzungen sind an Metabasit-Züge am Südrand der Hochhörndler Schuppenzone und an die Metabasite des Ranggen gebunden.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 123 Zell am See

GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der quartärgeologischen Geländeaufnahmen im Pinzgau wurde dem Verfasser in den vergangenen Jahren seitens des Büros Dr. FÜRLINGER / Salzburg und seitens des Amtes der Salzburger Landesregierung, Herrn Dr. VOGELTANZ, Bohrkerne für ergänzende Untersuchungen zur Verfügung gestellt.

Ein Großteil des Kernmaterials stammt von Bohrungen aus dem Großraum Saalfelden und aus dem Gebiet südlich von Zell am See. Die bislang vorliegenden ¹⁴C-Altersdatierungen wurden dankenswerterweise von Herrn Prof. Dr. G. PATZELT (Institut für Hochgebirgsforschung der Univ. Innsbruck) veranlaßt und am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Univ. Wien durchgeführt.

Erste ¹⁴C-Alter liegen zu 4 von 5 Bohrprofilen aus dem Kapruner Moos vor, über die nachfolgend kurz berichtet

wird. Die Bohrungen wurden im hangnahen Abschnitt zwischen Salzach und Mayereinöden südlich des Betriebsareals der Firma Zemka bzw. der Kläranlage abgeteuft. Die Bohrungen MÖ 1 und MÖ 2 liegen rechts der Salzach im Uferbereich, die Bohrungen MÖ 3, MÖ 4 und MÖ 5 liegen am Hangfuß bzw. in einem kleinen Schwemmfächer. Die Bohrteufen betragen 15 m bei MÖ 2 und MÖ 5, bei den übrigen Bohrungen 20 m. Die ermittelten Ergebnisse sind in einer Tabelle auf S. 504 angeführt.

Für den Aufschluß MÖ 3 liegen vorerst drei Datierungen vor. Die Bohrung MÖ 3 wurde im kleinen Schwemmkegel, der sich an der Mündung des Rettenbachgrabens entwickelt hat, abgeteuft.

Innerhalb einer Wechselserie aus feinklastisch-lakustrinen und anmoorigen Sedimenten wurde ein Holzrest auf 741,2 m SH mit 8800±80 BP datiert. Diese basale Profilabfolge zeigt die Verlandung eines lakustrinen Sedimentationsraumes, – vermutlich zu dem des Zeller Sees gehörig, wobei die tiefste erbohrte Torfbildung ca. 10 m unter dem rezenten Seespiegel des Zeller Sees liegt. Diese Torfbildung auf ca. 740 m SH ist älter als der auf 741,2 m SH mit 8800±80 BP datierte Holzrest.