

Environment

Die Gesteine des Seis Membners wurden im Bereich des subtidalen Schelfs bei eingeschränkter Wasserzirkulation abgelagert. Im Normalfall herrschte eine Kalkschlamm-Sedimentation bei reduzierenden Bedingungen. Viele Anzeichen deuten auf eine langsame Sedimentakkumulation. Die intensive Bioturbation führte oft zur vollständigen Homogenisierung des Sedimentes. Während zeitweise höherenergetischer Verhältnisse wurden Schill-Lagen sedimentiert, hochenergetische Milieus zeigen sich am Auftreten von Tempestiten und intraklastischen Gesteinen. Das Fehlen von stenohalinen Formen, die geringe Diversität aber z. T. hohe Individuenzahl der Biogene lassen eine abnorme Salinität möglich erscheinen.

Demgegenüber dokumentiert das Campil Member die Situation einer supratidalen bis intertidalen „tidal flat“. Die Rotfärbung der Sedimente und das Auftreten von Wurzelhorizonten und Trockenrissen spricht dafür. Die feinkörnigen, frühdiagenetischen Dolomite zeigen oft eine Horizontallamination, die gradierten, feinklastischen Lagen eine deutliche Rippelschichtung. Vereinzelt treten Sturmflutsedimente als Schill- oder Oolith-Lagen auf; die durch Trockenrisse entstandenen Schlammpolygone wurden umgelagert und bilden typische „flat pebble“-Konglomerate. Der Reichtum an terrigenem Detritus belegt die Landnähe. Es wurden Evaporite gefunden, ab und zu sind stromatolithische Strukturen zu beobachten.

Versucht man eine Zordnung zu den Standard-Mikrofaziestypen (SMF-Typen) nach WILSON (1975), ergeben sich für das Seis Member die SMF-Typen 16 bis 19. Dies entspricht den Fazieszonen 7 und 8 (Schelf und Schelflagune mit unterschiedlicher Wasserzirkulation). Das Campil Member läßt sich den SMF-Typen 19 bis 23 zuordnen (Fazieszonen 8 und 9: Abgeschürfte Buchten, Gezeitenzone, hypersalinare Gezeitentümpel).

Insgesamt handelt es sich um eine einfache regressive, zunächst karbonatische, später gemischt karbonatisch-klastische Abfolge. Diese Entwicklung wird beendet mit der Sedimentation des Muschelkalk-Dolomites, der lokal eine Zeit der Abtragung und Aufarbeitung mit Ablagerung des Muschelkalk-Konglomerates vorausgeht.

Mächtigkeitsvergleiche und Profilkorrelation

In den Dolomiten, dem italienischen Cadore und der Carnia sowie in den Ostkarawanken werden wesentlich größere Mächtigkeiten für die Werfener Schichten erreicht als in den untersuchten Profilen. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung im Gartnerkofel/Zielkofel-Gebiet. Dort hat das Seis Member einschließlich der Übergangzone eine einheitliche Mächtigkeit von ca. 50 m, die Werte für das Campil Member schwanken zwischen 25 und 50 m als Folge unterschiedlicher Abtragung am Beginn des Anis. Auch wenn man für dieses Areal eine ursprüngliche mächtigere Sedimentfolge des Campil in Betracht zieht, außerdem die Liegendgrenze des Skyth in die oberen Bellerophon-Schichten verlegt, ergibt sich eine stark reduzierte Mächtigkeit von ca. 150 m, z. B. gegenüber den mehrere Hundert m mächtigen Werfener Schichten bei Pontebba im Val Canale (ASSERETO, 1973). Da eine tektonische Schichtunterdrückung nicht vorliegt, muß eine paläogeographisch begründete Ursache verantwortlich sein, nach KAHLER (1962) die Hochlage auf den permischen Riffen (es kommt hierbei als Riff nur der Trogkofel in Frage). Die

von BUGGISCH (1974) angenommen Schwellenposition zur Zeit des Oberperms unterstützt diese Erklärung. Ebenso gut kann man allerdings auch die Randposition des Gartnerkofel-Gebietes im Sedimentationsbecken, also die Küstennähe zu dem im Norden gelegenen Festland für die geringen Mächtigkeiten verantwortlich machen. Da heute die Gailtallinie das Südalpin direkt im Norden des Untersuchungsgebietes abschneidet, ist es schwierig, hier eine Entscheidung zu treffen.

Die Profile im Osten (Schönwipfel, Mt. Ciabin, Blekova) vermitteln wieder zu höheren Mächtigkeiten. Mit 170 bis 230 m sind es aber auch noch keine typisch entwickelten Profile, wie sie erst wieder in den Ostkarawanken auftreten.

Bericht 1985 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 198 Weißbriach

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Während der letzten Eiszeit waren die Täler der Drau und Gail mit mächtigen Eisströmen erfüllt. Dabei erfolgte ein nicht unerheblicher Eisfluß aus dem Drautal über das Gitschtal ins Gailtal, was sich an der großzügigen glazialen Überformung (Rundhöcker) der Berge um den Kreuzberg Sattel dokumentiert.

Während des Abschmelzens der Gletscher trat bald eine Trennung der Eisströme ein, die aber noch über längere Dauer die Talböden bedeckten. Aus dieser Zeit sind ausgedehnte Eisrandterrassen und mächtige Staukörper erhalten, die alle besonders auf der Schattseite der Täler entwickelt sind, wogegen auf der Sonnseite nur kleine, eng begrenzte Staukanten vorherrschen.

So sind im Drautal südlich Greifenburg mächtige Eisrandterrassen bei Eben und Gasser und nördlich des Nockberges entwickelt. Besonders hier sind immer wieder mächtige Bänderschluße fluviatilen Kiesen zwischengeschaltet. Sie zeigen an, daß bei der Bildung dieses Körpers Stauphasen mit Phasen fließenden Wassers abwechselten.

Ebenso ausgedehnte Terrassen entstanden an der Südseite des Gailtales, besonders bei Gundersheim. Es sind dies die hohen Terrassen von Ober- und Unterbuchach. Diese lakustrinen Bildungen weisen eine sehr mächtige bottom set-Schüttung auf, die am Fuß der ganzen Terrasse durchzieht (ehemalige Ziegelei Grimenitzen). Die hangenden Kiese, die stellenweise Deltaschüttung zeigen, werden vom Liegenden zum Hangenden zunehmend gröber, wobei auch der Einfluß des Lokalmaterials aus den südlichen Gräben zunimmt. Die Oberfläche zeigt Terrassenflächen in mehreren Stufen, die auf einen unterschiedlich alten Abschluß der Sedimentation in den einzelnen Becken hinweisen. Weiter talabwärts sind nur noch kleinere Staukörper entwickelt. Erst wieder am Ausgang des Oselitzen Baches (Naßfeld) sind bei Schlanitzen-Schmidt und Burgstall mächtige Eisstaukörper erhalten geblieben, die durch mehrere Terrassenniveaus ein ruckartiges Absinken der Eisoberfläche im Haupttal anzeigen.

Im Liegenden des Staukörpers beim Schmidt waren in einem kleinen Graben Bänderschluße in Wechsellaagerung mit Sandlagen aufgeschlossen. Der Polleninhalte der Schluffe zeigt ein kühles Klima an, während dessen in der Umgebung nur eine offene Vegetation mit vielen Kräutern und etwas Fichte entwickelt war. Die Baum-

grenze lag nur knapp über dem Talboden. Die hohe Verdichtung der feinkörnigen Sedimente sowie die Vegetationsentwicklung sprechen für eine Ablagerung unmittelbar vor der Ausbreitung der Eisströme der letzten Eiszeit. Zwei absolute Datierungen mit ^{14}C an einem Holzstück und anderen organogenen Ablagerungen wurden eingeleitet.

Wahrscheinlich bereits während der Abschmelzphase der Talgletscher setzten ausgedehnte Massenbewegungen auf dem Rücken (Gailtaler Kristallin) östlich des Reißkofels ein. Der ganze Rücken ist von vielen, bis über 1 km langen Gräben und Abrißflächen durchzogen, die eine aktive Zerrung anzeigen (Hinterwinkel, Kohlstatt, Durchspring. Im Bereich der Schimanberger – Hochwarter Höhe ist ein System junger, aktiver Zerrungsstrukturen quer zu einem älteren entwickelt, wobei die unterschiedliche Frische der Formen einen größeren Altersunterschied anzeigt. Weiter im Westen sind die gleichen Strukturen noch im Bereich der Jochalm schön entwickelt. An der Südseite des Reißkofels ist im Zuge dieser Bewegungen eine große Scholle aus Dachsteinkalk abgesackt, die dabei intern stark aufgelockert wurde. Die Bewegung setzt sich nach Westen bis zur Biwakschachtel fort, wo eine riesige Zerrspalte entstand. Die starke Auflockerung führte zu übermächtiger Schuttanlieferung, die zu den hypertrophen Schwemmkegelbildungen bei Gundersheim führte.

Die Massenbewegungen im Bereich des Kristallinrückens östlich des Reißkofels setzen sich beiderseits bis ins Talniveau fort, wobei die deutlichsten Abrißnischen bei Stöffler – Wassertheurer – Staudachberg und bei Kameritscher – Guggenberg liegen. Diese Massenbewegungen stehen in ihrer modellhaften Ausbildung in keiner Weise den lang bekannten der Reppwand und Treßdorfer Höhe nach, übertreffen sie aber in ihrer Ausdehnung bei weitem.

Aus dem Spätglazial sind Spuren von Lokalgletschern nur in den Karen der höchsten Erhebung erhalten.

So füllten an der Nordseite des Reißkofels noch kurze Gletscherzungen die Kare und Gräben bei der Kompton Hütte und östlich des Grubbachwaldes und hinterließen vielgliedrige, schön ausgebildete Endmoränenwälle.

Zur selben Zeit war das Kar bei der Amlacher Alm nördlich des Spitzkofels mit einem kräftigen Gletscher erfüllt. An der Südseite des Reißkofels sind im Patellgraben und westlich der Möselalm Moränen erhalten, die steile Gletscherzungen anzeigen, die bis auf ca. 1000 m herabgereicht haben. Diese sind sicher älter als die an der Nordseite des Gebirgsstockes.

Am Karnischen Hauptkamm entwickelten sich namhafte Gletscherzungen nur noch an der Nordseite des Gartnerkofels (Moränen bei der Kühweger Alm) und des Trogkofels. Hier erfüllte ein kräftiger Lokalgletscher den Rudnigbachgraben bis unterhalb Kote 1239 m, wo er eine grobblockige Endmoräne hinterließ. Aus dieser Zeit stammt auch die Verbauung mit Riesenblöcken im Bachgraben oberhalb der Moräne.

Einen älteren Gletscherstand markieren die Seitenmoränen östlich Tomritsch und bei der Jagdhütte (Kote 1229 m), an der ein mächtiger Staukörper aus Schutt im Trögelbach – Weißsandbachgraben gestaut ist, der sich, wie der Gegenhang, in einer großen Massenbewegung zum tief eingeschnittenen Bach auflöst. Aus dem Kar nördlich des Trogkofels entwickelte sich ebenso eine kräftige Gletscherzunge, die im Doberbach bis un-

ter 1100 m reichte und grobblockige Seitenmoränen zu beiden Seiten hinterließ. An ihrem Ende kam auch die Anhäufung von Riesenblöcken in ca. 1050 m Höhe zur Ablagerung. Nach dem Abschmelzen dieser Zunge bildete sich noch ein Blockgletscher aus dem grobblockigen Schutt, der von der orographisch linken Seitenmoräne und dem Lubenbach begrenzt bis knapp vor Kote 1105 m reicht. Die im Karboden darüber liegenden Moränenwälle wurden genauso wie die östlich des Alpenkofels von den letzten Gletschern des Spätglazials abgelagert.

Weiter im Westen sind nur noch etwas Grundmoräne und niedrige Endmoränenwälle unterhalb der Staniger Alm erhalten, die wahrscheinlich aus einer frühen Phase des Spätglazials stammen.

Blatt 198 Weißbriach

Siehe dazu Bericht zu Blatt 179 von A. WARCH.

Blatt 199 Hermagor

Siehe dazu Bericht zu Blatt 198 Weißbriach von K. BOECKELMANN und Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 201 Villach

Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karawanken auf Blatt 201 Villach

VON FRANZ K. BAUER

Im Anschluß an die Kartierung für die Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000 wurden westlich anschließend Begehungen auf Blatt 201 Villach gemacht. Ein wesentliches Ergebnis der Kartierung der letzten Jahre war die Entdeckung der großen NW–SE-Störung, an der die Versetzung des Periadriatischen Lineamentes erfolgte (F. K. BAUER, 1985). Westlich dieser Störung beginnt abrupt ein anderer, durch Verschuppung gekennzeichnete Bau. Es ging um die Frage, ob sich dieser andere Bau westwärts fortsetzt.

Dieser andere Bau zeigte sich ganz klar im Profil Kappellenberg. Dieser wird vom Schlerndolomit aufgebaut, die südlich anschließenden dunklen Kalke des Alpenen Muschelkalkes sind trotz Störung als das Liegende des Schlerndolomites aufzufassen.

Eine deutlich abgrenzbare Schuppe schließt südlich der Jhth. 1123 an, bestehend aus liegenden Werfener Schichten und hangenden Dolomiten des alpinen Muschelkalkes. Eine dritte Schuppe ergibt sich aus dem zweiten Gesteinszug von Werfener Schichten südlich der Kote 1305. Von einer intensiven Tektonik betroffen ist in diesem Profil der nur 100–150 m mächtige Schlerndolomit, der im Liegenden der karnischen Hornsteinplattenkalke, welche den Grenzkamm aufbauen, liegt.