

Aigen). Dies dürfte zur sanddominierten vierten lithologischen Einheit überleiten.

Diese Einheit ist durch das Auftreten von Kalkbänken charakterisiert und wird dem Obersarmatium zugeordnet. Die Kalkbänke sind im liegenden Anteil eingeschaltet. Sie zeigen eine mehr oder weniger horizontale Lagerung bzw. ein ganz geringes Einfallen nach NW. Im NW-Profil treten fünf Kalkbänke auf, die sich in ihrer Lithologie voneinander unterscheiden. Die liegendste ca. 2,5 Meter mächtige Bank setzt sich aus weißem feinkörnigem, fossilarmem,  $\pm$ massigem Kalk zusammen. Die darüberliegende Bank ist als Gastropodenkalk mit teilweiser Steinkernerhaltung ausgebildet und ungefähr 1 Meter mächtig. Die dritte Bank zeigt eine Zusammensetzung von oolithischen, fossilschuttführenden Kalksandsteinen. Darüber folgt ein Muschelschillhorizont mit dickschaligen Lamellibranchiatenschalen. Er ist durch die feinsandige Matrix gegenüber Verwitterung anfälliger als die übrigen Kalkbänke. Die hangendste Bank zeichnet sich durch starkes Hervortreten von Kalksandsteinen aus. Die beiden letztgenannten haben eine Mächtigkeit von 1–1,5 Meter. Die laterale Verbreitung und die fazielle Ausbildung dieser Bänke ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse zur Zeit nicht möglich. Im NE von St. Anna am Aigen sind drei Kalkbänke zu unterscheiden, wobei die beiden liegenden aus faziellen Gründen wahrscheinlich mit den Bänken 4 und 5 im NW korrelierbar sind. Die zwischen diesen Kalkbänken befindlichen Sande beinhalten auch tonig-siltige Einschaltungen, die als Wasserstauer der Grund für Quellaustritte sein dürften. Die Sande sind z.T. glimmerführend und stellenweise verfestigt. Im feinkörnigen Bereich sind vereinzelt Kohleschmitzen bis zu dm-Dicke nachweisbar. Sande mit Kreuzschichtung, wie sie in der Sandgrube neben der Straße von Aigen in Richtung Plesch besonders schön ausgebildet ist, bilden das Hangendste dieser hier ca. 80 Meter mächtigen Einheit.

Die holozänen Ablagerungen sind aufgrund der schon anfangs erwähnten tiefgreifenden Verwitterung von den neogenen Sedimenten schwer abzutrennen. Eine genaue Grenzziehung ist daher nicht möglich. Sie werden entlang von Gerinnen bis z. T. überarbeiteten Geländeknicken vermutet. Rutschungen sind im tonig-siltigen Bereich der feinklastischen Kartiereinheit durch ein unruhiges Relief und durch wasserübersättigte Böden zu erkennen.

## **Blatt 192 Feldbach**

### **Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach**

Von J. GEORG FRIEBE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1990 wurde das Gebiet zwischen Poggergraben bei Neustift und der Staatsgrenze bzw. Lendva-Tal und der Bundesstraße St. Anna – Kapfenstein bearbeitet.

Der Bereich Kalch – Rotterberg wird von Gesteinen des Paläozoikumsaufbruches von Kalch aufgebaut. Es

handelt sich um Phyllite und Chloritschiefer, Kalkschiefer und dunkle, gebankte Kalke, die flach bis mittelsteil gegen Nordwest bis Nord einfallen. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse wurden diese Gesteine auf der Karte nicht näher unterschieden.

Transgressionskonglomerate kennzeichnen den Kontakt zwischen Paläozoikum und der sarmatischen Schichtfolge, der allerdings auch stark tektonisch überprägt ist (Kakirit-Zone im Graben nordwestlich des Rotterberg).

Die sarmatische Schichtfolge wird von einer Wechselfolge von gut sortiertem Feinsand (stellenweise mit Kalkkonkretionen), limonitischem Mittel- bis Grobsand, Schill-Lagen und Kalkbänken in unterschiedlicher Mikrofazies aufgebaut. Die Klastika bilden „coarsening upward“-Zyklen, die durch Karbonatbänke abgeschlossen werden.

Die Kalkbänke erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 50 cm. Makroskopisch lassen sich folgende Faziestypen unterscheiden:

- Foraminiferenreicher Ooidkalk.
- Bisweilen sandiger, spartischer Kalk mit häufig Steinkernen von Mollusken.
- Schill-Kalke.
- Nicht bis schwach zementierte Schill-Bänke.

Die Kalke sind bevorzugt in den Gräben aufgeschlossen. Eine Korrelation der Kalkbänke über mehrere Gräben hinweg ist nur bedingt möglich. Östlich Sichauf wurden im landwirtschaftlich stark genutzten Gebiet Lesesteine einer Bank von Foraminiferen-Ooid-Kalk gefunden.

Aufgrund ihrer Fazies können die Kalke mit Kalkbänken in den Rollsdorf-Schichten des Gleisdorfer Sarmatoporns (KRAINER, Mitt. naturwiss. Ver. Stmk. 1984) verglichen werden. Studien zur genauen stratigraphischen Einstufung stehen noch aus.

Des Weiteren wurde ein ca. 335 cm mächtiges Profil durch die tertiären Sedimente am Süportal des Tunnels Klöch aufgenommen und beprobt. Da der Aufschluß inzwischen den Rekultivierungsmaßnahmen zum Opfer gefallen ist, wird er hier kurz beschrieben. Er zeigt eine Wechsellagerung feinklastischer Sedimente (im wesentlichen Ton bis Feinsand), die durch vulkanisches Gestein überlagert wird. Die Schichtfolge läßt sich anhand von Korngrößentrends in vier Teilbereiche untergliedern.

- 1) >20 cm blaugrauer, laminiertes Ton
- 2) ca. 85 cm Fein- bis Mittelsand. Reste von Tonlagen in der unteren Hälfte der tieferen Sandbank deuten auf eine Amalgamierung der Schichtfolge hin.
- 3) ca. 70 cm Wechsellagerung von laminiertem Ton und Silt.
- 4) ca. 160 cm laminierte Feinsande mit unterschiedlichem Siltgehalt.

Teilbereich 4 zerfällt in zwei Abschnitte. Der tiefere Abschnitt bildet zusammen mit Teilbereich 3 eine übergeordnete „coarsening upward“-Abfolge. Der höhere Abschnitt zeigt in sich einen „coarsening upward“-Trend.

Fossilien wurden nicht gefunden. Das Alter der in der Umgebung von Klöch anstehenden Sedimente wird von STATTEGGER & HOLZER mit Sarmat angegeben (Bericht 1989).

Die feinklastischen Sedimente werden mit einer Erosionsdiskordanz durch Lapilli- (basal) und Bombentuff überlagert. Inkorporierte Fetzen von tertiären Sedimen-

ten im basalen Bereich können auf Auswürflinge zurückgeführt werden. Das Gestein ist sehr stark verwittert. Gegen das Portal des Tunnels werden die Tuffe von einem Lavastrom überlagert.

Die Erosionsdiskordanz ist nicht durch die vulkanischen Ereignisse bedingt sondern weist auf eine länger andauernde Erosionsphase hin.

## **Blatt 195 Sillian**

### **Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 195 Sillian**

Von DIRK VAN HUSEN  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ebenso wie weiter im östlichen Lesachtal sind an den Ausgängen des Leitner Tales und Schöntales deutliche Moränenwälle ausgebildet, die aktive Gletscherzungen des Spätglazials markieren, die nur bis zum Haupttal reichten, dieses aber nicht mehr erfüllten.

Am Ausgang des Leitner Tales liegt ein breiter hoher Wall, der oberhalb der Fahrstraße nördlich Kote 1484 m ansetzte. Er biegt dann bei Neurauth nach Osten ein und schließt so den Ausgang des Tales ab, in dem er die nördlich anschließende, teilweise mit Grundmoräne bedeckte, pultförmige Fläche um ca. 10 m überragt. Am orographisch rechten Ufer ist in gleicher Höhe ein ebenso breiter, mächtiger Wall erhalten, dem ein weiterer, ca. 15–20 m tiefer, vorgelagert ist. Beide zeigen an, daß die kräftige Gletscherzunge am Ausgang des Leitner Tals dem Talverlauf folgend nach Osten abgog und ca. bis Schwalen reichte. Die, auch durch periphere Abflußrinnen (Moor an Fahrstraße oberhalb Schwalen), gegliederten Endmoränen bestehen aus schluffreichem, sandigem Moränenmaterial, das viele gut gekritzte Karbonate aus dem Talschluß führt. An der Oberfläche der Wälle sind häufig riesige Blöcke zu finden, die aus Berg- und Felssturzereignissen stammen. Weiter taleinwärts, bis zum Talschluß des Leitner Tales unterhalb Kote 1901 m, sind nur noch steile Schwemm- und Murenkegel entwickelt, aber keine Moränen zu finden.

Eine noch etwas stärker gegliederte Moränenfolge am Ausgang des Schöntales markiert auch hier eine kräftige Eiszunge, die knapp vor der Gail geendet hat. Auch diese Moränen sind häufig mit großen Bergsturzblöcken bedeckt. Innerhalb dieser Abfolge ist dann noch in ca. 1600 m Höhe (nördlich der Jagdhütte) eine Endmoräne ausgebildet, die den Talboden quert und vom Bach tief zerschnitten ist. Ob diese Endlage einen kurzen Halt der Eiszunge unmittelbar nach dem Rückzug von den Moränen weiter im Norden darstellt, oder einen neuerlichen Vorstoß markiert, kann nicht gesagt werden.

Im Schöntal sind ebenso wie im Leitner Tal bis zum Talschluß unterhalb Schöntalwiesen keine weiteren Moränen zu finden. Der Talboden wird auch hier von steilen Muren- und Schuttkegeln bestimmt, wobei der unterhalb des Öfenspitz aktive Steinschlagstätigkeit aufweist. Weiter taleinwärts ist die Talsohle durch einen kräftigen Talzus Schub verengt, hinter dem der See bei

Kote 1812 m aufgestaut ist. Dieser Talzus Schub ist Teil einer modellhaften Sackung, die, durch eine deutliche Abrißnische begrenzt, bis knapp unterhalb des Gipfelbereiches des Hohegg ausgreift.

Am orographisch rechten Ausgang des Erschbaumer Tales ist eine reich gegliederte Moränenfolge erhalten, die ein allmähliches Zurückweichen des Gletscherrandes aus dem Tal westlich des Kartitscher Sattels anzeigt. Die Folge setzt in ca. 1650 m mit Eisstauanteilen ein, denen tiefer am Hang deutliche Moränenwälle folgen. Sie alle zeigen an, daß zu dieser Zeit die Eiszunge das Haupttal noch erfüllte und ins Tal gegen den Kartitscher Sattel zu eindrang. Erst in tieferen Positionen sind Wälle erhalten, die eine Zunge markieren, die aus dem Erschbaumer Tal nach Westen abfloß und bis gegen Sulzenbach reichte. Diese bilden den deutlichen Rücken, der von der auf der Karte verzeichneten Quelle gegen Rauchenbach verläuft. Ob diese Moränenfolge zu verschiedenen spätglazialen Ständen zu rechnen ist oder – gleich alt wie die weiter im Osten – nur ein differenziertes Bild des Rückzuges der Eisfront überliefert, sollte durch die weitere Kartierung erfaßt werden.

Zwischen den Moränen an den Ausgängen von Erschbaumer und Schöntal ist der Hang südlich des Kartitscher Sattels von einer ausgedehnten Massenbewegung erfaßt worden, die bis in den Hang bei Gartler Wälder reicht.

Im Bereich des Kartitscher Sattels, und besonders nach Osten bis Prünste, fällt auf, daß die Südflanke extrem steil um 50–60 m ansteigt, wobei der Hang nur von zwei Gräben unterteilt wird. Weiter hangaufwärts geht der Steilhang in eine wellige Morphologie über, die von E–W-streichenden Rücken und tiefen Gräben geprägt ist. Jene sind 1–200 m zu verfolgen, verlaufen dann, um versetzt wieder von einem nächstsen Rücken abgelöst zu werden. Diese Formen reichen bis zur Forststraße in 1640–50 m Höhe. Hier werden sie von einem Steilhang überragt, der starke Auflockerung des Gesteinsverbandes und in ca. 1700 m auch frische Anrisse zeigt. Die Massenbewegung ist offensichtlich nach dem Abschmelzen des Eises des Haupttales entstanden, indem der Hangfuß in Form eines Talzuschubes nach Norden drängt. Ein Ausgreifen weit in den Hang hinauf ist aber nicht feststellbar. Im Bereich des Talzuschubes kam es zu einer Auflockerung und auch zu einer deutlichen Verstellung des ganzen Gesteinsverbandes. So fällt die – östlich wie westlich der Bewegung senkrecht stehende – E–W-streichende Schieferung mit 30–45° nach Süden ein. Nach Süden zu wird das Einfallen immer steiler und beträgt am Südrand rund 90°, wobei auch leichtes Nordfallen mit 10–15° festgestellt werden konnte.

Spuren der Vergletscherung während des jüngeren Spätglazials fanden sich im obersten Obertilliacher Tal, im Roßkar und im obersten Leitner Tal (Stuckenseen). Unterhalb der Nordwand der Porze sind zu beiden Seiten der steilen Lawinenrinne deutliche Moränen erhalten, die eine steile Eiszunge nachzeichnen, die bis ca. 1750 m herabgereicht haben dürfte.

Der heute künstlich vergrößerte See am Ende der Rinne ist in seiner ursprünglichen Anlage das Produkt der ausgedehnten Massenbewegung im Bärenbad (Neue Porzehütte).

Ebenso während des jüngeren Spätglazials war der Boden des Roßkares unterhalb der steilen Nordhänge der Roßkarspitze und des Wildkarlegg mit einem Gletscher erfüllt, der eine lang hinziehende Endmoräne hin-