

hat. Die Solifluktion aus dem Hausruck überdeckt bis auf wenige Stellen die Kohlentonserie s. l. und reicht zumeist noch bis über den Schlier.

Entlang der Bäche treten zudem noch Alluvionen in Form von Auelehmen auf.

Blatt 49 Wels

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels*)

Von HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Abgesehen von einigen Ergänzungen im oberen und mittleren Aiterbachtal (Traun-Enns-Platte) wurden 8 Tage für die Kartierung im Tertiärhügelland des nordwestlichen Kartenbereiches aufgewendet, wobei es vor allem um die Ausscheidung des hier kaum über größere Flächen zusammenhängenden Pleistozäns und des Holozäns ging.

Erfaßt wurden der Höhenzug zwischen Trattnach- und Innbachtal von Schlüsselberg (Trattnachtal) bzw. Kematen am Innbach abwärts, ferner der Raum zwischen Haidinger Bach und Innbach nördlich Katzbach – Geisenheim (Innbach), sowie der noch offene Höhenbereich zwischen Kematen und Offenhausen.

Das sich aus Schiefertönen sowie aus sandigen bis tonigen Mergeln, plattigen Sandsteinen und SW Kematen auch aus Atzbacher Sanden des Ottnangien zusammensetzende Tertiär wurde soweit möglich aufgenommen, jedoch nicht weiter gegliedert.

Jungtertiäre Schotter konnten westlich der schon im Vorjahr kartierten Schotter von See bei Kematen a. l., in ca. 450 m und nördlich des Innbaches bei Uttendorf in 400–410 m festgestellt werden. Dagegen müssen die um 300 m gelegenen Schotter auf dem äußersten Sporn zwischen Trattnach- und Innbachtal südlich Wallern bereits als periglaziale Äquivalente zu den glazifluvialen Deckenschottern des Trauntales betrachtet werden.

Die übrigen Pleistozänsedimente setzten sich, ähnlich wie in den schon früher kartierten Bereichen des Tertiärhügellandes, aus Solifluktionsdecken und aus Staublehmdecken zusammen, deren exakte Abgrenzung mangels geeigneter Aufschlüsse ohne entsprechende Aufgrabungen und Seichtbohrungen Schwierigkeiten bereitet. Unklar ist auch, ob auf den plateauartigen Verebnungsflächen des Tertiärhügellandes eine Unterscheidung zwischen alten autochthonen Verwitterungsdecken und Staublehmdecken möglich sein wird, da sich im Schwermineralspektrum kaum Unterschiede erkennen lassen. Staublehmdecken erscheinen jedoch dort gesichert, wo sie sich aus Tallagen heraus über Flachhänge geschlossen bis in den Höhenbereich erstrecken und womöglich auch Reste von Paläoböden enthalten.

Größere zusammenhängende Solifluktionsdecken sind grundsätzlich am flachen Hangfuß ausgeprägter asymmetrischer Täler festzustellen wie etwa westlich des Haidinger Baches und des Krenglbaches. Der besonders breite, von Solifluktionsmaterial bedeckte

Hangfuß des Innbachtals von Kematen abwärts wechselt nördlich Geisenheim bei abnehmender Breite auf die andere Talseite über. Nicht zusammenhängende Anreicherungen von Solifluktionsmaterial finden sich außerdem häufig an kleineren Hangverflachungen sowie grundsätzlich in den meist nur kurzen Ursprungsmulden des stark verzweigten und tief in die Tertiärsedimente eingengagten Grabennetzes. Diese Füllungen konnten wiederholt an Gelegenheitsaufschlüssen beobachtet werden.

Die nachgewiesenen Staublehmdecken liegen grundsätzlich auf ost-geneigten Flachhängen, wo Mächtigkeiten bis mehr als 7 m auftreten. Den besten Einblick bietet die Tongrube der Ziegelei Haiding, wo über dem stark aufgelockerten Tertiär zunächst eine Solifluktionsdecke liegt, die aus einem Gemenge von Lehm, Schlier- und Sandsteintrümmern und einzelnen Quarzgeröllen besteht. Die hangende Staublehmdecke wird, wie aus den derzeitigen Aufschlußverhältnissen ersichtlich, durch mindestens einen Paläoboden, einen kräftigen Pseudogley, gegliedert, von dem mit Ton ausgekleidete Trockenrisse (Coatings) ausgehen. Auch an der Oberfläche ist ein etwa 1 m mächtiger Pseudogley mit groben, vertikalen, stark marmorierten Aggregaten entwickelt, die nach unten, ähnlich wie beim Paläoboden in dichten gleyfleckigen, von Trockenrissen durchzogenen Lehm übergehen.

Eine ähnliche Position nehmen auch die Staublehmdecken westlich Krenglbach, bei Uttendorf im Innbachtal, im unteren Weilbachtal (südlich Pichl) und in dem zum Innbachtal flach abfallenden Sporn südlich Wallern ein.

Die von mächtigen Pseudogleyen beherrschten Lehme über marinem Tertiär auf den Hochflächen dürften in erster Linie auf alte Verwitterungsdecken (Reliktböden) zurückzuführen sein, wobei lokal auch äolische Umlagerungen nicht auszuschließen sind.

Die ehemals mehr oder weniger versumpften holozänen Talsohlen sind durch anthropogene Eingriffe wie Regulierungen der Bäche, Entwässerung, Anlage von Teichen, größere Materialum- und -ablagerungen stark verändert worden. Gerade in den kleinen Tälchen ist durch die Ausweitung des Ackerbaues in den letzten Jahrzehnten in die Talsohlenbereiche und über die Ursprungsmulden hinweg die Bodenabtragung und damit auch die Ab- und Umlagerung stark aktiviert worden.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen erfolgten im Streifen des Bajuvarikums südlich der Triesting zwischen Thenneberg und dem Höfnergraben. Mit Ausnahme des Westabschnittes, den auch Schichten der Obertrias und des Jura aufbauen, wird dieser Streifen von Ablagerungen der höheren Unterkreide, der Oberkreide und des Paleozän eingenommen, deren stratigraphische Auflösung und tektonische Zuordnung Hauptziel der Kartierung war.

Dadurch wurde neben dem nachmittelpaleozänen Überschiebungsalter der Reisalpendecke ein Schuppenbau mit 3 Gleitkörpern innerhalb des Kreide-Paleozän-Sedimentstapels des Bajuvarikums evident.

Der Kartierung konnten die Aufnahmen der vor Jahren durchgeführten Aufgrabung der Gasleitung Niogas SW beigefügt werden.

Die triadisch-jurassische Unterlage der Kreide liegt im Bereich des „Kogels“ südlich der Mündung des Höfnerbachs in die Triesting vor. Sie ist kleinräumig verschuppt. Den Nordfuß bilden Kössener Schichten. Sie fallen südwärts unter Dolomite und Rauhwacken ein, denen, wie beim Gasleitungsbaue zu beobachten war, Keuperlagen in Form von bunten Tonschiefern und rötlichem, grobkörnigem Quarzit zwischengelagert waren. Ihnen liegt folgende Juraserie auf: Allgäuschichten (vorwiegend Fleckenkalke und Fleckenmergel der Lias), gelbgraue schlierige, zuweilen hornsteinführende Bositrakalke des Dogger, rote und grüne, basal auch hellgraue Radiolarite, rötliche Saccocoma- und Calpionellenkalke des Malm sowie untergeordnet Neokomplexmergelkalk. Die Allgäuschichten ziehen sich noch den südöstlichen tieferen Talhang des Höfnergrabens entlang und nach einer Unterbrechung durch Kreideklastika setzt sich diese Kulisse bis zum Westteil des Haltriegels, der aus steilstehendem Hauptdolomit besteht, fort, bevor sie an Paleozänschichten im Süden grenzt.

Die Gipfelkuppe des Haltriegels und die Kuppe südlich desselben bestehend aus Fleckenkalke des Lias mit anhaftendem mittlerem bis höherem Jura auf der jeweils nordwestlichen Seite ragen aus Losensteiner Schichten auf.

Die Kreide-Paläozänablagerungen bilden langgestreckte, wie erwähnt, auf drei tektonische Teileinheiten aufgegliederte Zonen. Die Schichten zeigen jedoch in jeder derselben die gleiche, sehr kennzeichnende Abfolge.

Basal liegen Losensteiner Schichten transgressiv verschiedenen Gesteinen des Unterbaus auf. Nur über dem Hauptdolomit des westlichen Haltriegels und übergreifend auf den nördlich benachbarten Lias kommt es zu einer Ausbildung von Blockbrekzien des Alb-Cenoman mit Orbitolinen. Die Lokalkomponenten aus Jura und Obertrias können Zentimeter- bis Metergröße erreichen. Die Blockbrekzien können in sedimentärem Verband mit grauen, meist harten Mergeln liegen (West- und Nordwestseite der genannten Hauptdolomitauftragung W des Haltriegels).

Das dominierende Sediment der Losensteiner Schichten sind jedoch mächtige, z. T. massige Quarzsandsteine seltener Brekzien, abschnittsweise laminiert und mit Mergellagen. Bestimmte sandige oder mergelige Abschnitte enthalten Geröllhorizonte mit bis mehrere Zentimeter großen Komponenten von Quarz, Hornstein, Exotika und Karbonaten. Deutlich läßt sich von diesem tieferen ein höherer mergeliger Abschnitt abtrennen, der höhere Cenomananteile vertritt.

Über dem Cenoman liegt, ursprünglich sicher flächig verbreitet, jetzt aber häufig zu Scherlinsen verformt, Coniac/Santon und Campan in der aus der Gießhübler Mulde bekannten typischen Ausbildung. Das Coniac/Santon besteht aus dichtem, dunklen Karbonat-Quarzarenit. Grobklastisch einsetzend (Reichtum an Hornsteinkomponenten) geht er gegen oben zu in dunkelgrauen feinkörnigen Arenit und schließlich in grauen,

gelblich anwitternden Mergelkalk über. Ein typischer Aufschluß des Coniac/Santon liegt in einem kleinen Steinbruch NW des Gehöftes Seidl. Hier konnte bei inverser Lagerung zwischen dem Arenit und dem an Inoceramen reichen Mergelkalk ein schmaler Resedimentationshorizont festgestellt werden.

Die gelblichgrauen Mergelkalke stellen den tieferen Teil der an Globotruncanen reichen pelagischen Abfolge, die noch zumindest einen Teil des Santon, hauptsächlich aber das Untercampan umfaßt, dar. Über ihnen können sich dünne laminierte Sandstein-Mergelhorizonte einstellen, bevor das Leitgestein, ziegelroter bis violetter Mergelkalk, einsetzt. Ein derartiger Profilabschnitt findet sich in typischer Form in einem südlich des Gehöftes Bacher gegen SE ansteigenden Hohlweg.

Eine persistente Erstreckung zeigen die Sedimente des darüber folgenden Paleozän/Obermaastricht. Die unteren Gießhübler Schichten sind durch Turbiditsandsteine und graue, rote und grünliche Pelite vertreten. Ein Quelfassungsbau 250 m S des Gehöftes Kleinbacher schloß sie in größerem Umfang auf. Sie begleiten auch die Straße im Höfnergraben einschließlich eines Faltenkernes aus Campan in 500 m Entfernung N vom Höfnerhaus. Auch Mittlere Gießhübler Schichten mit ihren kennzeichnenden, an Lithothamnien reichen, gradierten Brekzienhorizonten sind vertreten als ausgeprägte Felsstufen 400 m SE des Höfnerhauses und isoliert vorgeschoben SE des vorerwähnten Hohlwegprofils im Süden des Gehöftes Bacher. SE des Höfnerhauses werden die Mittleren möglicherweise von den Oberen Gießhübler Schichten überlagert, bevor die Reisalpendecke darüberschiebt.

Die stark übergreifende Lagerung der Gosau über verschiedene alte Anteile des Alb-Cenoman-Komplexes der Losensteiner Schichten spricht für eine vorgosauische Verfaltung derselben. Die Gießhübler Schichten greifen nur in geringem Maß über die Oberkreide-Gosau hinweg auf Cenoman.

Die zwei Überschiebungen, die die Gliederung des Kreide-Paläozänstapels des untersuchten Bereiches in 3 Schuppen bewirken, sind markiert dadurch, daß Schichten des Losensteiner Komplexes über Streifen von Kreide-Gosau und Paleozän fahren. Der nördlichere dieser Streifen ist in E-W-Erstreckung vom Bahnhof Thenneberg bis zum Höfnergraben verfolgbar. Knapp vor dem Höfnergraben verläuft er vorübergehend N-S. Für eine flache Überschiebungsbahn der Hangenschuppe spricht südlich des Gehöftes Angerhof eine halbfensterförmige Ausbuchtung und das Auftreten von 2 kleinen Fenstern von Paleozän unter Losensteiner Schichten.

Der südlichere Streifen von Gosaukreide und Paleozän ist lückenhafter. Er setzt südlich Tenneberg ein, zieht sich nördlich vom Seidl vorbei und reicht bis zur Überschiebung der Reisalpendecke im Südteil des Höfnergrabens.

Streckenweise überschoben Losensteiner Schichten der Hangenschuppe solche der Liegendschuppe.

An beiden Überschiebungslinien treten häufig Quellen aus.