

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

49 WELS

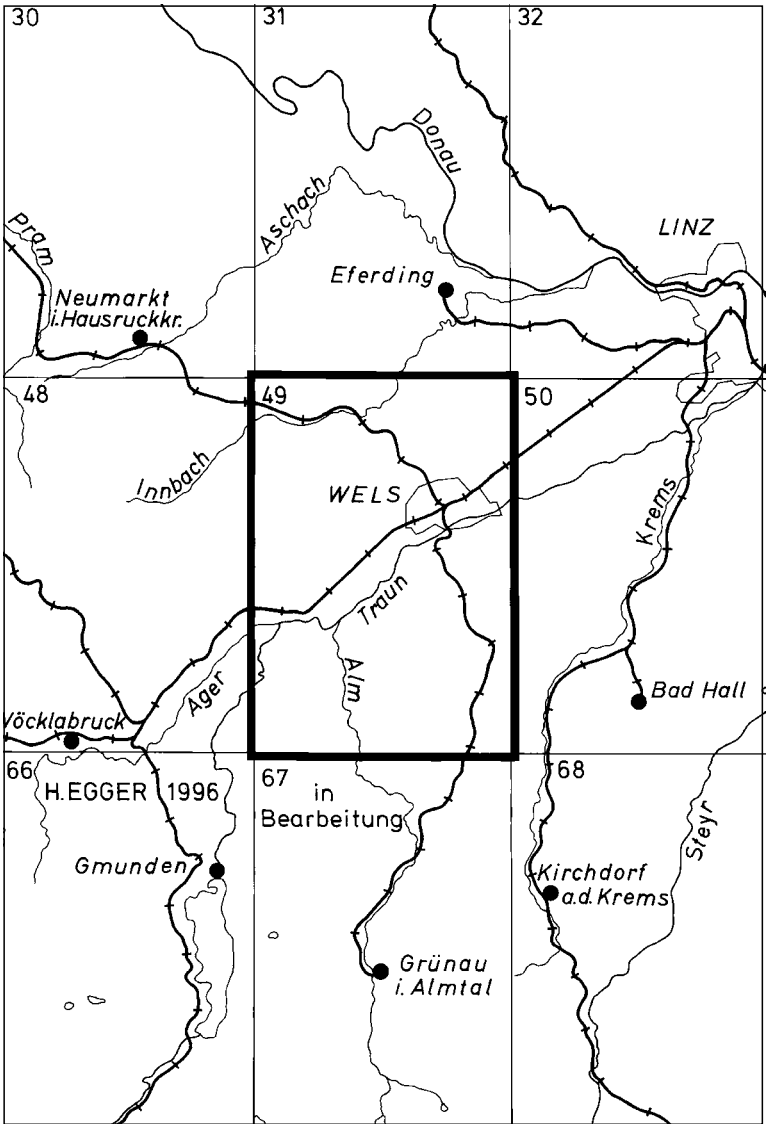
von HERMANN KOHL (Quartär)
und HANS GEORG KRENMAYR (Tertiär)
mit Beiträgen von DIRK VAN HUSEN, GERHARD LETOUZÉ,
CHRISTIAN RUPP und IRENE ZORN

Mit 7 Abbildungen, 3 Tabellen, 1 Tafel



Wien 1997

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blatt 49 Wels
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1997)

Anschriften der Verfasser:

Univ.-Doz. Dr. HERMANN KOHL
Hirschgasse 19, A-4020 Linz

Mag. HANS GEORG KRENMAYR, Dr. GERHARD LETOUZÉ,
Dr. CRISTIAN RUPP, Dr. IRENE ZORN
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

A.o. Univ.-Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN
Institut für Geologie, Technische Universität Wien,
Karlsplatz 13, A-1040 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85316-000-X

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, A-3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
1. Geographischer Überblick	3
2. Geologischer Überblick	4
3. Landschaftsentwicklung, geomorphologische Besonderheiten (H. KOHL)	5
4. Erläuterung der Legende	9
5. Geologischer Bau	44
5.1. Molassezone (H.G. KRENMAYR)	44
5.1.1. Regionale Gliederung und Tektonik	44
5.1.2. Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum	45
5.1.3. Biostratigraphie des marinen Tertiärs (Ch. RUPP)	46
Ostracoden des Otnangium (I. ZORN)	48
5.1.4. Tektonische und fazielle Entwicklung des marinen Tertiärs	49
5.2. Glazigene und glazifluviale Sedimente des Quartärs (H. KOHL)	54
6. Rohstoffe	56
Kohlenwasserstoffe (G. LETOUZE)	57
7. Hydrogeologische Verhältnisse (H. KOHL)	58
8. Baugeologische Erfahrungen	64
Erfahrungen beim Bau des Tunnels Lambach (D. VAN HUSEN)	65
9. Empfehlenswerte Exkursionspunkte	67
10. Bohrprofile	68
11. Literatur	73
Errata	77

Vorwort

Bei Kartenblatt 49 Wels handelt es sich bezüglich der westlichen Molassezone in Österreich um ein Pionierblatt innerhalb des Kartenwerkes der Geologischen Karte von Österreich 1:50 000; außerdem stammt die letzte publizierte geologische Karte aus dieser Region – von Übersichtsdarstellungen abgesehen – aus dem Jahre 1913 (O. ABEL) mit dem Maßstab 1:75 000. Auch die Fortschritte in der Kenntnis der komplizierten stratigraphisch-faziellen Verhältnisse im Quartär der Traun-Enns-Platte erforderten eine neue kartenmäßige Darstellung.

Der Bearbeiter des Kartenblattes dankt den Mitautoren, in erster Linie Herrn Univ.-Doz. Dr. H. KOHL für die intensive Mitarbeit an den Druckvorbereitungen, sowie den Herren Dr. A. MATURA und S. LASCHENKO für die überaus sorgfältige redaktionelle bzw. graphische Betreuung dieses Kartenblattes. E. KOSTAL, Dr. G. PASCHER, E. PUHM und Mag. W. STÖCKL besorgten die digitale Bearbeitung mit ARC/INFO. Der beschleunigte Arbeitsablauf in der Schlußphase der Bearbeitung ist wesentlich Herrn Direktor Prof. Dr. H.P. SCHÖNLAUB zu verdanken.

1. Geographischer Überblick

Das Gebiet des Kartenblattes 49 Wels gehört aus geographischer Sicht dem Alpenvorland an und liegt im dicht besiedelten, wirtschaftlich besonders bedeutenden Zentralraum des Bundeslandes Oberösterreich. Die Mesestadt Wels, mit etwa 55 000 Einwohnern, liegt an der West-Bahn, die das Trauntal entlang das Blattgebiet kreuzt. Die Trasse der West-Autobahn

verläuft südlich davon über Sattledt und Lindach. Bei ihrem Bau gaben zahlreiche Großaufschlüsse entscheidenden Einblick in die Statigraphie der quartären Sedimente. An weiteren größeren Ortschaften sind Grieskirchen, Lambach, Gunskirchen und Vorchdorf zu nennen. Überregionale Bekanntheit besitzen auch die Kurorte Bad Wimsbach-Neydharting (Moorbad) und Bad Schallerbach (Schwefeltherme).

2. Geologischer Überblick

Etwa ein Drittel des Blattgebietes von Blatt 49 Wels wird von dem für die Molassezone typischen Hügelland im Nordwesten eingenommen, das ganz überwiegend von tertiären marinen Sedimenten aufgebaut wird („Tertiärhügelland“). Der übrige Teil des Blattgebietes entfällt auf das von glazifluvialen Terrassen beherrschte Trauntal, sowie auf die sogenannte „Traun-Enns-Platte“. Diese stellt einen von quartären Sedimenten dominierten Abschnitt der Molassezone zwischen den Flüssen Traun und Enns dar, der im Süden bis an den Alpenrand und im Norden bis an die Donauniederung heranreicht, wobei vor allem die breiten „Schotterplatten“ des Älteren und Jüngeren Deckenschotter für die Namensgebung verantwortlich sind. Die Traun-Enns-Platte ist im Blattbereich durch eine besondere stratigraphische und fazielle Vielfalt der überwiegend glazigenen und glazifluvialen Sedimente gekennzeichnet.

Die Gliederung der Molassesedimente hat seit dem Erscheinen der Karte von O. ABEL (1913) eine wesentliche Verfeinerung erfahren. Dabei konnte im Zuge der Neukartierung auf unpubliziertes Material in Form von Aufschlußbeschreibungen und Punktkarten von R. GRILL (1952–1956) und S. PREY (1949–1950) zurückgegriffen werden, das aufgrund der sich ständig wandelnden Aufschlußsituation von großem Wert war. Zur genaueren Abgrenzung der tertiären Schichtglieder wurden außerdem zahlreiche Handbohrungen durchgeführt.

Das Pleistozän im Bereich des Tertiärhügellandes beschränkt sich ausschließlich auf Sedimente die durch periglaziale Vorgänge entstanden sind, wie Staublehm- und Soliflukationsdecken, Terrassenreste umgelagerter Schotter längs der großen Täler, sowie jungpleistozäne bis holozäne Talfüllungen.

Die Traun-Enns-Platte zählt seit A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909) zu den Schlüsselstellen in der Frage der Gliederung der eiszeitlichen alpinen Vergletscherungen. Verstärkte Bautätigkeit, die Erdölprospektion und vor allem die Intensivierung der hydrogeologischen Untersuchungen in den Nachkriegsjahrzehnten haben die Erweiterung des viergliedrigen PENCKschen Systems um die prägnünzeitlichen glazifluvialen Schotter von Reuharting-Schnelling und die „Weiße Nagelfluh“ als selbständigen kaltzeitlichen Schotterkörper zwischen Mindel- und Günzeiszeit erlaubt. Außerdem ist auch eine klare Zuordnung der übrigen Sedimente zu den einzelnen bekannten Eiszeiten und z.T. auch deren Untergliederung möglich geworden, wobei auch die zu den Älteren Deckenschottern A. PENCKs gehörenden Endmoränensysteme der günnzeitlichen Vergletscherung erkannt worden sind (H. KOHL, 1955 und 1958), die sich in Oberösterreich als die am weitesten ins Vorland reichende Vereisung erweist.

So liegen in diesem Raum, wie sonst in dieser Klarheit nur noch am ehemaligen Salzachgletscher (L. WEINBERGER, 1950), vier vollständige glaziale Serien und der Nachweis für insgesamt sechs Kaltzeiten vor.

Unterschiede in der Geröllzusammensetzung kennzeichnen die Herkunftsgebiete der einzelnen Schüttungen und erlauben auch die Unterscheidung der untergeordnet auftretenden periglazialen (autochthonen) von den vorherrschenden glazifluvialen (aus Gletscherschmelzwässern stammenden) Sedimenten. Durch Paläoböden gegliederte Löß- und Lehmdecken unterstützen deren stratigraphische Zuordnung.

3. Landschaftsentwicklung, geomorphologische Besonderheiten

(H. KOHL)

Der auf dem Kartenblatt dargestellte etwa 514 km² umfassende Raum liegt ausschließlich in der Molassezone des Alpenvorlandes und hat Anteil an drei dafür typischen Landschaftseinheiten: im NW an den Ausläufern des Hausruckviertler Tertiärhügellandes, im Südosten an der Traun-Enns-Platte und in der Mitte am breiten Terrassental der Traun. Die beiden letzteren verdanken ihre Gestaltung zur Gänze den Vorgängen während des mittleren und jüngeren Quartärs.

Auch im Tertiärhügelland ist die Landschaftsentwicklung relativ jung. Sie reicht im Kartenbereich nicht weiter als bis ins oberste Pliozän zurück und beginnt im Westen mit der Gestaltung schotterbedeckter Kuppen im Raum Offenhausen und NW Lambach in etwa 470 m Höhe, an die zwischen Grünbach und Innbach die Schotterflächen von See und Untereggen in 450 bis etwa 430 m anschließen. Weiter nach Osten folgen dann in 430 m, nördlich des Innbaches in 430–410 m, schotterfreie Hochflächenreste mit tiefgründigen Reliktböden, die am Kartenrand nördlich Wallern und auf der Schwelle von Scharten bis >440 m ansteigen. Südlich Offenhausen erreichen sie >460 m und verzahnen sich hier mit den höheren Schotterkuppen. Die Schotter westlich und nördlich Schlüsselberg/Trattnach in 400–390 m und über dem Innbach in 400–390 m sind bereits talgebunden und geringfügig in die schotterfreie Hochfläche eingetieft.

Diese Gesamtanlage spricht für eine stärkere Anhebung im SW, was auch das hier nach Osten orientierte Gewässernetz zur Folge hat (Abb. 1). Längs einer etwa N–S-verlaufenden Linie von Wallern (bzw. Bad Schallerbach) in Richtung Gunkskirchen setzen die Hochflächenreste aus, auch die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Innbaches und der Traun fällt über den Linetwald (390–370 m) bis westlich Puchberg bis 355 m ab und das Gewässernetz lenkt in die S–N-Richtung ein, der auch die größeren Nebengerinne des Innbaches, der Schmidinger Bach und der Haidinger Bach, folgen. Dabei rückt die Wasserscheide westlich Puchberg, wie die jüngeren Erosionsgräben zeigen, immer noch fortschreitend, auf <0,5 km an die Niederterrasse des Trauntales heran. Diese S–N-Achse dürfte also einer großräumigen Einmündung entsprechen, worauf auch der weitere Verlauf der Wasserscheide in N-Richtung hinweist.

Der Durchbruch des Innbaches durch die am nördlichen Blattrand bis >440 m ansteigende Schwelle von Scharten mit schotterfreien Hochflächenresten spricht ebenfalls für eine junge Hebung im Zuge epirogenetischer Verbiegungen, die hier, bezogen auf das Trattnach-Innbach-Hochland, seit Anlage des Innbachtals etwa 20 m ausmacht. Das horizontweise Auftreten harter, glaukonitischer Sandsteinpakete (siehe Leg.Nr. 46: Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation) im Hochflächenbereich mag zur besseren Erhal-

tung dieser Formen beigetragen haben. Da bisher in diesem Raum absolute Altersnachweise für die ältesten Formenreste fehlen, kann nur davon ausgegangen werden, daß die höchsten Schichtglieder der Hausruckschotter in das oberste Miozän (Pannon) eingestuft werden, und die ältesten, mit Morä-

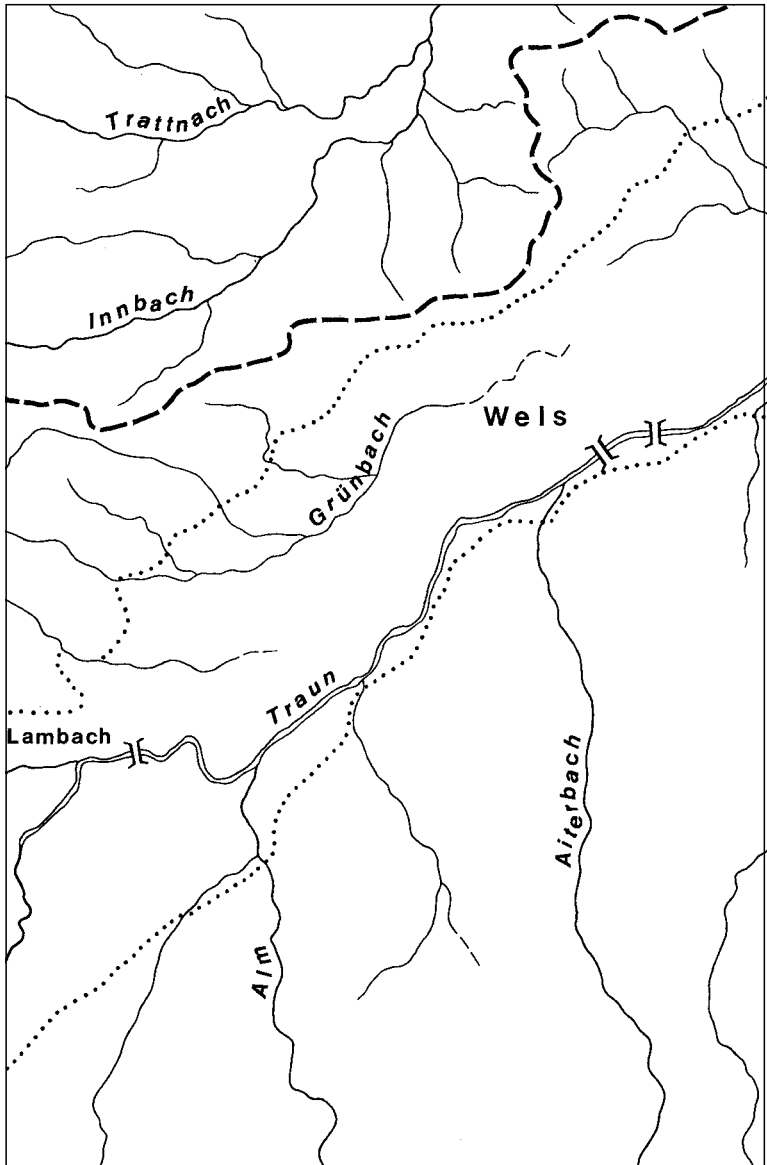


Abb. 1: Das Gewässernetz. Strichlierte Linie = Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet des Innbaches und jenem der Traun. Punktierte Linien = Begrenzung des Traun-Terrassentales.

nen verknüpften Schotter (Ältere Deckenschotter) dem mittleren Pleistozän angehören, die westlich Gunskirchen mit 380–390 m etwa 40–50 m tiefer liegen als die benachbarten, schotterfreien Altflächenreste bei Wimberg und 60–70 m tiefer als die flächenhaft verbreiteten Schotter von See und Unteregg. Auch die den Älteren Deckenschottern zuzuordnenden Schotter des Trättnachtales bei Unternberg südlich Grieskirchen liegen etwa 40–50 m tiefer als die nächsten Hochflächenreste.

Es ist also während des Pliozäns mit einer beträchtlichen Heraushebung des >700 m hohen Hausrucks gegenüber dem Welser Tertiärhügelland mit wiederholter Schotterumlagerung zu rechnen. Der Übergang von den höchsten kuppenbildenden Schottern bei Offenhausen in >470 m mit einer starken erosiven Phase zu den erhaltenen Flächensystemen, zunächst mit Schottern in 450–440 m und anschließend einer schotterfreien Einebnung könnte auf die besonderen klimatischen Verhältnisse des auslaufenden Pliozäns, bzw. des einsetzenden Ältestpleistozäns zurückzuführen sein. Vor allem die schotterfreie Einebnung wäre somit als Rest einer Pediment- bzw. Glacisbildung zu deuten.

Die nach Westen orientierte, den heutigen Anfang des nach Osten fließenden Mühlbaches bildende Quellmulde läßt auf eine geringfügige Verlegung der Wasserscheide durch Anzapfung seitens des Mühlbaches schließen. Der eigenartige Verlauf des Laaber Baches (nordöstlich Wels) ist der seitlichen Abdrängung während der Schüttung der Hochterrassen-Schotter des Trauntales zuzuschreiben.

Die weitere Landschaftsentwicklung während des Quartärs ist durch eine verstärkte Heraushebung des Gesamtbereiches gekennzeichnet, die wie im Tertiärhügelland erkennbar, teilweise differenziert erfolgt ist und damit bei zunehmender Reliefenergie, dort begünstigt durch die eher wasserstauenden tertiären Sedimente, zu einem wesentlich dichteren Gewässernetz geführt hat als in den Lockersedimenten des Quartärs. Die dabei entstandenen kurzen Nebengerinne der wenigen größeren breiten Sohlentäler lassen in ihren oft tiefen, grabenartigen Formen ein anhaltendes aggressives Zurückgreifen bis in ihre kurzen, nur wenig in die Hochflächenreste eingesenkten Quellnischen erkennen. Bei Schönau, Wallern und Scharn, wo die liegenden Tonschiefer des Egeriums zutage treten, prägen häufig Rutschungen mit Vernässungen das Formenbild.

Herrscht so im Tertiärhügelland während des Quartärs mit der fortschreitenden Eintiefung der Täler die Abtragung vor, so wird im übrigen Bereich die Landschaftsentwicklung von den relativ kurzfristig wechselnden Klimagegensätzen des Pleistozäns gesteuert. Die wiederholt vorrückenden Gletscher hinterließen ihre Moränen, von denen die gewaltigen Schmelzwasserschüttungen ausgehen, die die Traun-Enns-Platte und das Trauntal beherrschen (Abb. 2) und bei andauernder Hebung im Wechsel mit Erosion zur Terrassenbildung führten.

Geomorphologisch ist der Gegensatz zwischen dem radial zertalten Schwemmfächer der Älteren Deckenschotter und dem damit verknüpften, im Kleinrelief deutlich quer gewellten Moränenkranz von Sattledt auffallend. Auch die stark erniedrigte End- bzw. Seitenmoräne des bis nördlich Vorchdorf reichenden günzeitlichen Almgletschers tritt geomorphologisch noch als Wasserscheide zwischen den an deren Innenseite zur Alm und nach außen zur Rettenbach-Eberstallzeller Talung führenden Trockentälchen hervor.

Ganz anders verhalten sich die reliefbetonten mindelzeitlichen Moränen des Steyr/Krems-Gletschers bei Voitsdorf und Ried i.Tr., die eine wesentlich

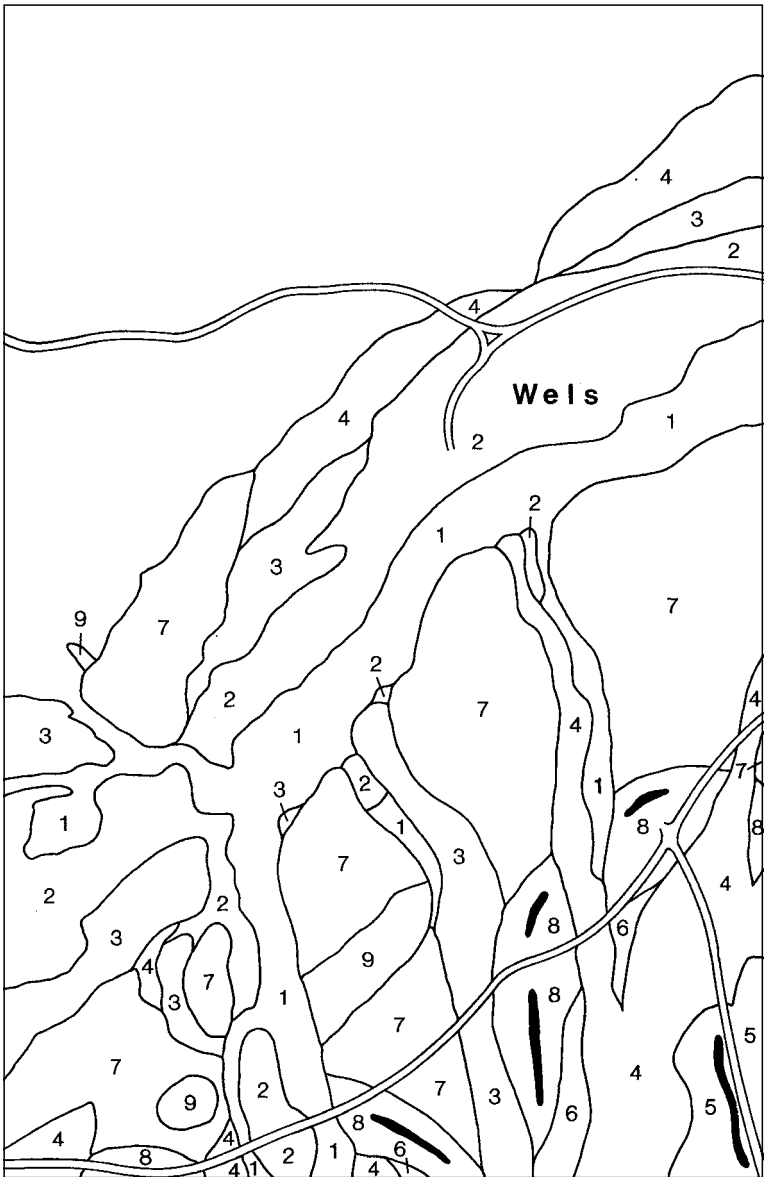


Abb. 2: Übersicht über die glazigenen und glazifluvialen Schüttungen (Doppellinien für Autobahnen).

1 = Holozän; 2 = Niederterrassenschotter (Würm); 3 = Hochterrassenschotter (Riß); 4 = Jüngere Deckenschotter (Mindel); 5 = Mindelmoräne; 6 = Weiße Nagelfluh (?Haslach); 7 = Ältere Deckenschotter (Günz); 8 = Günzmoräne; 9 = Schotter von Reuharting-Schnelling (Altpleistozän bis Prägünz).

kleinräumigere Zertalung mit Wasserführung schon ab den obersten Quellmulden aufweisen.

Die eiszeitliche Auffüllung von Talrinnen hat laufend zu Flußverlegungen der Alm geführt, die vom Aiterbachtal in der Mindeleiszeit zur Pettenbachrinne in der Rißeiszeit bis zum heutigen Tal reichen, das auch schon früher mehrmals von der Alm eingenommen wurde. Dabei kam es auch zur Ausbildung von Erosionsterrassen über älteren Sedimenten (z.B. Rißterrasse von Vorchdorf). Zum Almtal führten auch Schmelzwässer günz- und mindelzeitlicher Traungletscher.

Neben diesem glazigenen und glazifluvialen Formenschatz ist die periglaziale Landformung nicht zu übersehen, die vor allem alle älteren Aufschüttungen und auch das Tertiärhügelland betroffen hat. Dazu gehören Massenverlagerungen durch frostbedingte Solifluktion, Abspülung, äolische Erosion und Sedimentation von Löß und Staublehm, aber auch fluviale Umlagerungen in den größeren autochthonen Tälern wie am Aiterbach, auch längs Trattnach und Innbach im N. Auch die für die Schotterplatten sehr typischen, mitunter >3 km langen Trockentälchen gehören diesem Formenkreis an. Sie bestehen im Bereich der Lehmdecken aus wenig eingetieften, gegenwärtig nur episodisch wasserführenden Mulden (Dellen), die im anschließenden Schotterbereich in oft asymmetrische Kastentäler übergehen, in denen die episodischen Gerinne versickern. In diesen oberen Abschnitten finden infolge landwirtschaftlicher Nutzung zunehmend rezente Massenverlagerungen statt. Erst mit Erreichen des unterlagernden Tertiärsockels treten Quellen mit größeren Versumpfungen auf, die einen regelmäßig wasserführenden Bach speisen, in dessen Bereich dann ausgeprägte Sohlentäler mit holozänen Einlagerungen folgen. Bei weiterer Eintiefung in den Tertiärsockel entstehen dann Sohlentäler mit geknickten Hängen. Der im Tertiär liegende untere Abschnitt bildet dabei einen flacheren Hangfuß.

4. Erläuterung der Legende

Älterer Schlier (dunkler, siltreicher Tonmergel mit Einschaltung von Kieselgur, marin; Egerium), 49

Der Ältere Schlier des Egerium ist das tiefste oberflächlich anstehende Schichtglied der marinen Molasse auf Blatt Wels. Er tritt erstmals im Norden des Kartenblattes unter den Sedimenten des Ottnangiums hervor und zwar auf den Hängen beiderseits des Innbachtals, am Nordabfall des Scharterer Rückens, sowie im Fenster von Schönau und zwei weiteren kleinen Fenstern bei Untergrafing und südwestlich Ottenham. Er trägt an seiner Oberfläche ein kräftiges, erosives Relief in das, nach einer Schichtlücke, die Sedimentation des Robulusschliers s. str. erfolgte. Die Ausbisse dieser Grenzfläche sind durch die großflächigen und tiefgreifenden Rutschungen, die in Verbindung mit dem Älteren Schlier regelmäßig anzutreffen sind, stark überprägt.

Lithologisch handelt es sich beim Älteren Schlier um einen mergeligen (ca. 10 % CaCO_3), äußerst fein-laminierten, stark siltigen Ton (ca. je 50 % Silt und Ton). Das Tonmineralspektrum ist reich an Smektit, was die Rutschanfälligkeit dieses Schichtgliedes erklärt (H. KURZWEIL, 1973). Typisch für den Älteren Schlier sind die dunklen Farben, in frischem Zustand schwarz, oberflächennahe dunkelbraun (in der Literatur sehr treffend als „schokoladebraun“ bezeichnet) bis grau. Ebenso auffallend ist der Fossilreichtum des Sediments, der sich oft schon auf den Schichtflächen von fein aufblätternden,

kleinen Schlierstückchen durch zahlreiche Fischschuppen („Meletta-Schuppen“) bemerkbar macht. Weiters häufig sind Reste von Landpflanzen, vor allem Blätter, außerdem Fische, Bivalven und Blasentange. Alle genannten Fossilgruppen sind besonders zahlreich und gut erhalten in den wiederholt anzutreffenden Einschaltungen von diatomeenreichen Tonen und Menilithlagen (harte, kieselige Lagen aus lithifiziertem diatomeenreichem Sediment). Diese bilden Pakete von z.T. mehreren Dezimetern Mächtigkeit und sind im Falle der Menilith auf Grund ihrer Härte oft als Rollstücke oder ausgeackert auf den Feldern anzutreffen. Die Farbe dieser Pakete wechselt von hellbräunlich bis hellgrau, sie sind hart und brechen oft muschelig, lassen sich aber meist gleichzeitig in papierdünne Lagen aufspalten.

Vöckla-Schichten (siltreicher, feinsandiger Mergel in Wechsellagerung mit schräggeschichtetem oder massigem Fein- bis Mittelsand, marin; Unteres Ott nangium), 48

Die Vöckla-Schichten reichen von Westen her bei Lambach gerade noch ins Kartenblatt herein. Eigentlich handelt es sich dabei bereits um den Verzahnungsbereich mit dem Robulusschlier s. str., dessen westliche fazielle Vertretung die Vöckla-Schichten darstellen. Lithologisch sind diese durch einen lebhaften lateralen und vertikalen Wechsel von pelitischen und sandigen Sedimenten gekennzeichnet. Bei den Peliten handelt es sich, wie bei den hangenden Atzbacher Sanden (s. Leg.-Nr. 45), um mergelige, tonige Sand-silte, auch die Sande sind hier fein- bis mittelkörnig und zeigen ein ähnliches strukturelles Inventar wie die Atzbacher Sande. Die Sethöhen der Schrägschichtungskörper sind allerdings deutlich geringer, generell <30 cm, und das Verhältnis Sand-Pelit ist deutlich zugunsten des Pelits verschoben. Strukturauflösende Bioturbation ist in den Vöckla-Schichten sowohl in den sandigen als auch in den pelitischen Sedimentanteilen häufig.

Da es sich beim Verbreitungsgebiet der Vöckla-Schichten auf Blatt Wels, wie erwähnt, bereits um den Verzahnungsbereich mit dem Robulusschlier s. str. handelt, ist das Sediment hier mit Anteilen bis >90 % besonders pelitreich.

Die Grenze zu den hangenden Atzbacher Sanden ist in keinem Aufschluß einsehbar, ist aber vermutlich so wie weiter westlich als kontinuierlicher Übergang innerhalb eines rund 10 m mächtigen Abschnitts entwickelt.

Robulusschlier s. str. (siltreicher, feinsandiger Mergel, marin; Unteres Ott nangium), 47

Der Robulusschlier s. str. stellt gemeinsam mit den Vöckla-Schichten den tiefsten Teil des Unteren Ott nangiums dar. Dieser typische Schlier ist als feinsandig-mergeliger Pelit (>70 % Silt, >20 % Ton, wenige % Sand; 25–30 % Karbonat (H. KURZWEIL, 1973)) anzusprechen. Das Sediment wird von leicht wellig bis eben geschichteten Pelitlaminae mit feinsandig-siltigen Bestegen und Linsen aufgebaut. Die Bioturbation kann lagenweise intensiv sein. In manchen Aufschlüssen ist ein rhythmischer Wechsel zwischen mäßig bis kaum verwühlten und sehr intensiv verwühlten Sedimentpaketen im Dezimeter-Bereich entwickelt. Nahe dem nördlichen Blattrand (z.B. in der Grube nordwestlich Hartberg) sind als Ausdruck der beginnenden Verzahnung mit der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation wiederholt dünne Laminae von extrem glaukonitreichem Mittel- bis Grobsand zu beobachten, in denen auch Molluskenschalen angereichert sind. Einzelne Glaukonitkörner können auch Zentimeter-Größe erreichen. Die ursprünglich graublau-weiße Farbe des Schliers

ist nur in tiefgreifenden Aufschlüssen zu beobachten, in verwittertem Zustand ist er hellgelblich bis olivgrau.

Die Grenzausbildung des Robulusschliers s. str. zu den angrenzenden lithologischen Einheiten ist unter den jeweiligen Legendensignaturen beschrieben.

Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation (laminiertes und schrägschichtetes, glaukonitreiches, mitunter feinkiesiges Mittel- bis Grobsand, häufig mit Molluskenschill, siltreiche Mergelzwischenlagen, oft mit konkretionären Sandsteinhorizonten, marin; Unteres Ottangium), 46

Die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation wurde im Zuge der Kartierungen für Blatt Wels formal neu definiert (KRENMAYR, 1994), nachdem schon R. GRILL (1955) die lithologische Eigenständigkeit ("Glaukonitsandserie") der Sedimente zwischen Atzbacher Sanden im Süden bzw. Südwesten und den Phosphoritsanden am Massivrand im Norden (Blatt 31 Eferding) erkannte. Es handelt sich um eine lebhaft wechselnde Folge von Zentimeter- bis Dezimeter mächtigen, laminierten Peliten (mergelige, tonige Sandsilte) mit mittel- bis grobkörnigen, teilweise feinkiesigen Sandpaketen in analogen Mächtigkeiten. Auch Fein- bis Mittelsande können auftreten. Die Pelitpakete setzen sich z.T. aus auffallend dicken (2–3 cm), intern völlig homogenen Einzellaminae zusammen und unterscheiden sich von ähnlichen Pelitpaketen der Atzbacher Sande auch durch das oft völlige Fehlen von Sandbestegen zwischen den einzelnen Laminae, wodurch überaus kompakte Horizonte entstehen. Der Pelitanteil kann bis über 50 % des Gesamtsediments erreichen. Die namensgebenden Sandpakete lassen mitunter noch eine interne Schrägschichtung erkennen, sie sind durch den Glaukonitreichtum häufig deutlich grün gefärbt und oft zu Sandstein zementiert. Anreicherungen von Molluskenschill sind häufig. Die Farben der Sandpakete reichen je nach Verwitterungsintensität und Glaukonitgehalt von dunkelgrau, grün, über braun bis ockergelb.

Die beschriebenen Pelit- bzw. Sandpakete können mitunter auch im Meter-Bereich wechsellagern, wobei dann der scharfe Wechsel zwischen den unterschiedlichen Korngrößen noch stärker auffällt. Sandpakete, die aus mehreren Schrägschichtungssets bestehen, können durch dünne Pelitlagen gegliedert sein. Einheitliche, feinkiesreiche Schrägschichtungskörper wurden in Mächtigkeiten bis zu 3m beobachtet (H.G. KRENMAYR, 1994). Daneben gibt es auch Aufschlüsse, wo wellige Wechschichtung und Flaserschichtung überwiegen, die relativ grobkörnigen, glaukonitreichen Sandpakete aber wiederholt eingeschaltet sind.

Die Grenze zum liegenden Robulusschlier s. str. ist fließend entwickelt. Dies wird zum Beispiel im Bereich um Schönau, nördlich Bad Schallerbach deutlich, wo Glaukonitsandstein-Platten noch deutlich im Niveau des Robulusschliers s.str. aus den steilen Hängen austreten. Diese Situation ist in der Karte durch strichliert umgrenzte Linsen mit der Legendensignatur 46 schematisch angedeutet. Darüber hinaus scheint im Bereich des Schartener Rückens eine tiefgreifende Verzahnung zwischen Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation und Robulusschlier s. str. entwickelt zu sein, die aufgrund der miserablen Aufschlußsituation in analoger Weise in der Karte dargestellt ist. Das Vorkommen im Gipfelbereich des Gronall kann bezüglich seiner Höhenlage als die unmittelbare östliche Fortsetzung des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation angesehen werden.

Die Grenzausbildung zu den Atzbacher Sanden und zum Ottanger Schlier wird unter den betreffenden Legendenausscheidungen behandelt.

Atzbacher Sande (schräggeschichteter, laminiertes oder massiger Fein- bis Mittelsand, mitunter grobsandig, z.T. mit siltreichen Mergelzwischenlagen und -klasten, marin; Unteres Ottningium), 45

Die Atzbacher Sande stellen ein distinktes, sandreiches Sedimentpaket zwischen der Schlierfazies des Robulusschliers s.str. und des Ottninger Schliers dar. Altersmäßig gehören sie ebenfalls ins Untere Ottningium. Der Sandreichtum (i.a. $>>50\%$) ist bei aller Vielfalt der faziellen Ausprägungen auch das wesentliche und klar anwendbare Abgrenzungskriterium bei der lithologischen Kartierung.

Bei den glimmerigen und oft deutlich glaukonitischen Sanden handelt es sich generell um Fein- bis Mittelsande. Grobsandige, selten auch fein- bis mittelkiesige Einschaltungen treten ebenfalls auf. Pflanzenhäcksel sind häufig. Die eingeschalteten Tonmergel (20–30 % CaCO_3 ; H.G. KRENMAYR, 1991) sind als tonige Sandsilte anzusprechen (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987). Diese treten in Form von laminierten Zentimeter- bis Dezimeter-mächtigen Intervallen, als Flasern und mud drapes, als Pelitklasten, sowie als Zentimeter bis Meter mächtige, durch Bioturbation weitgehend homogenisierte und in diesem Fall etwas stärker sandige Pakete auf. Diese Pakete führen häufig eine dünnchalige Molluskenfauna; die Bivalven befinden sich z.T. in Lebensstellung. Diverse Spurenfossilien sind sowohl in den pelitischen als auch sandigen Sedimentanteilen häufig. Die Sedimentstrukturen der sandigen Sedimentanteile umfassen klein- und großdimensionale Schrägschichtung, durch Bioturbation sekundär strukturlose Sande und ebene Lamination in Verbindung mit massigen Sanden.

Gemeinsam mit der Fazies der ebenflächig laminierten und massigen Sande treten auch mehrere Meter mächtige, syndimentär gestörte Pelitpakete (slumps) auf, die bislang allerdings nur auf den westlich gelegenen Blättern 47 Ried und 48 Vöcklabruck nachgewiesen sind, aber auch im Bereich von Blatt Wels zu erwarten sind.

Unregelmäßig verteilte, meist laibförmige, Dezimeter bis Meter große Konkretionen sind wiederholt anzutreffen. Eine horizontweise Zementation zu Sandstein ist immer an grobkörnige und dann meist auch glaukonitreiche Sedimentpakete gebunden.

Die Grenze zum liegenden Robulusschlier s.str. ist auf Blatt Wels nur im Aufschluß SSW Offenhausen einigermaßen aufgeschlossen und ist hier relativ scharf (1–2 m mächtiger Übergangsbereich) ausgebildet. Die Grenze zum überlagernden Ottninger Schlier, in dessen Verbreitungsgebiet die Atzbacher Sande bereits weitgehend durch die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation vertreten werden, vollzieht sich wohl eher fließend, ist aber in keinem Aufschluß einsehbar.

Die Abgrenzung der Atzbacher Sande zu der sie in geschlossener Verbreitung im Nordosten sowie lokal südlich Unterirrach, westlich Wundersberg und östlich St. Peter lateral vertretenden Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation ist auf der Karte als strichlierte Linie ausgeführt, da es sich um ein tiefgreifendes Verzahnen der beiden Formationen einerseits und einen langsamen, kontinuierlichen Übergang andererseits handelt (H.G. KRENMAYR, 1994).

Ottninger Schlier (siltreicher Mergel, z.T. mit Fein- bis Mittelsandlinsen und -lagen, marin; Unteres Ottningium), 44

Der Ottninger Schlier ist das höchste Schichtglied des Unteren Ottningiums, und auch das jüngste Schichtglied der marinen Molasse auf dem gesamten Kartenblatt.

Im Gegensatz zu dem nahezu rein tonig-siltigen und hochbioturbaten Sediment an der Typuslokalität des Ottnanger Schliers (Aufschluß Ottnang-Schanze, ÖK 48 Vöcklabruck) ist derselbe in den wenigen Aufschlüssen auf Blatt Wels in Form gut geschichteter, laminiertes, siltreicher Mergel ausgebildet, die mancherorts zahlreiche Fein-, mitunter auch Mittelsandlaminae und -linsen enthalten. Der Sandanteil kann 10–20 % erreichen (z.B. im Hohlweg westlich des Gymnasiums Grieskirchen, am äußerst westlichen Blattrand), in den liegenden Anteilen, im Übergangsbereich zur Kletzenmarkt-Glaukonit-sand-Formation auch bis zu 50 % (z.B. alte Schliergrube bei der Brücke zwischen Wackersbuch und Schamosberg, nordöstlich Grieskirchen). Die Bioturbation ist generell gering. Die Farbe des Sediments wechselt je nach Verwitterungsgrad von dunkelgraublau des frischen Materials über grau zu hellgelblich (im Falle erhöhten Sandanteils) in oberflächennahen Bereichen.

Die Verbreitung des Ottnanger Schliers auf den Anhöhen nördlich des Trattnachteles, wo er Mächtigkeiten um die 40 m erreicht, ist schon seit den Kartierungen durch F. ABERER und E. BRAUMÜLLER bekannt. Nun konnte auch auf den Anhöhen zwischen Trattnach- und Sulzbachtal eine nach Osten bei Brandstatt rasch aushebende „Schlierkappe“ mit einer maximalen Mächtigkeit um 30 m (N Oberndorf) nachgewiesen werden.

Die Grenze zur unterlagernden Kletzenmarkt-Glaukonit-sand-Formation ist unscharf: vermutlich linsenförmige Körper glaukonitreicher, z.T. verfestigter Sande treten auch noch innerhalb der Schlierkappe, gehäuft in deren liegendem Abschnitt auf und sind auch in der geologischen Karte mit strichlierter Umgrenzung und der Legendensignatur 46 eingetragen. Diese Eintragungen beruhen auf den wenigen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen und sind daher eher beispielhaft-schematisch aufzufassen. Die Grenzziehung zwischen den beiden Formationen erfolgte durch höhenmäßige Korrelation von Aufschlüssen und mit Hilfe von Handbohrungen.

Siltreicher Mergel und Sand, nicht differenziert (Ottngium), 43

Diese Ausscheidung kommt nur im Zusammenhang mit den Rutschmassen (13) im Bereich von Bad Schallerbach und des Schartener Rückens zur Anwendung, innerhalb derer eine Untergliederung in die hier infragekommenden Schichtglieder des Unteren Ottngiums, nämlich Robulus Schlier s.str., Kletzenmarkt-Glaukonit-sand-Formation und eventuell Ottnanger Schlier, nicht möglich ist.

Quarzreicher Kies (fluviatil; ?Pliozän bis Altpleistozän); im Raum Schlüsselberg in tieferem Niveau, 42

Die unter dieser Signatur zusammengefaßten Schotterreste fast gleicher lithologischer Zusammensetzung können in die höheren und älteren, auf Kuppen oder Plateaus erhaltenen Reste ehemaliger Schotterdecken und in eine bereits talgebundene Gruppe über dem Trattnach- und dem Innbachtal gegliedert werden.

Der höheren Gruppe gehören Schotter an, die sich in Kuppen bei Offenhausen und nordwestlich Mernbach bei Lambach in je 470 m und südlich Pennewang in 460 m erhalten haben, ferner in Plateaulage in 450 m bei See südlich Kematen a. Innbach und bei Untereggen in 440 und 430 m. Alle diese Vorkommen deuten auf ehemalige größere, zusammenhängende Schotterdecken hin. Dagegen sind Schotter längs des Trattnachteles bei Grieskirchen-Schlüßberg, südlich des Tales in 410–390 m und nördlich davon in 400–390 m, bereits talgebunden. Sie dürften mindestens zwei verschiedenen Niveaus angehören. Über dem Innbachtal finden sich analoge Schotter

bei Uttendorf in 410 m und bei Malling in 400–390 m. Zeitlich liegen zwischen den höheren, deckenbildenden und den tieferen, talgebundenen Schottern ausgedehnte schotterfreie Verebnungen mit alten Reliktböden (Leg.Nr. 20), die im Südwesten bereits in 460–450 m einsetzen, im Hauptverbreitungsgebiet zwischen Trattnach- und Trauntal in 430–420 m liegen und am Blattnordrand nördlich Wallern und auf der Schwelle von Scharten in 440 m anzutreffen sind (siehe Leg.Nr. 20).

Die meist gelblich, gelegentlich rötlich verfärbten Mittel- bis Grobschotter in einer stark sandigen Matrix erreichen, soweit einzusehen, kaum Mächtigkeiten über 5 m. Sie setzen sich vorwiegend aus verschiedenen getönten Quarzen und Quarziten zusammen, enthalten wenig Kristallin (Amphibolit, zerfallende Gneise, quarzitisches Schiefer) und ausnahmsweise roten Sandstein, Radiolarit und flyschähnliche Gesteine. Es sind Restschotter, die nach wiederholter Umlagerung und Verwitterung aus ehemaligen Hausruckschottern hervorgegangen sind.

Die Relation zu den höchsten einstuftbaren Pleistozänschottern, den prägnünzeitlichen Schottern von Reuharting-Schnelling, die auch bei Mernbach nordwestlich Lambach vorkommen, läßt für die Gruppe der talgebundenen Altschotter eine Zuordnung ins Altpleistozän zu. Die flächengebundenen Schotter dürften bereits dem obersten Pliozän angehören.

Kies von Reuharting-Schnelling, z.T. lehmbedeckt (Altpleistozän), 41 Kies von Reuharting-Schnelling (Altpleistozän), 40

Diese Schotter bilden eine Schwelle, die, unterbrochen durch das 2 km breite Almtal, von der Kuppe (Kote 452) bei Unterhörbach in NE-Richtung über Reuharting-Schnelling bis zur Pettenbachrinne südöstlich Steinerkirchen zieht. Die Schwelle erhebt sich 10–>15 m über das Niveau der Älteren Deckenschotter, wobei der Abfall nach Norden stärker ausgeprägt ist als der nach S. Noch deutlicher zeichnet sich diese Erhebung im Tertiärsockel ab, der nach Norden hin etwa um 25–35 m, nach Süden etwa um 10 m abfällt. Somit erreichen die Schotter von Reuharting-Schnelling eine Mächtigkeit von >20 m, bei Reuharting sogar 30 m. Z.T. liegt im oberen Bereich der Schwelle, besonders östlich der Alm, eine Lehmdecke über den Schottern.

Ähnlich tritt bei Mernbach nordwestlich Lambach ein deutlich über dem Niveau des Älteren Deckenschotters liegender Schotterrest in 420–430 m Höhe auf.

Ist zwar eine Verknüpfung dieser Schotter mit Moränen gegenwärtig nicht mehr möglich, so läßt doch ein Vergleich mit den Älteren Deckenschottern den Schluß zu, daß es sich um glazifluviale Schotter handelt. In ihrer Zusammensetzung unterscheiden sie sich nur insofern von den Älteren Deckenschottern, als sie, was besonders in dem sehr tiefgreifenden Verwitterungsbereich nördlich Kote 452 auffällt, einen hohen Anteil an groben Quarzen, Quarziten und kristallinen Gesteinen aufweisen, wobei besonders rote Sandsteine auffallen. Daneben zeigen konglomerierte Partien am rechten Talhang des Kößlwanger Tales auch einen relativ hohen Karbonatanteil, mit Einschlüssen größerer, schlecht gerundeter Komponenten. Ein größerer Teil der nicht karbonatischen Gesteine dürfte aus der ursprünglich über weite Teile des Vorlandes verbreiteten Decke der (umgelagerten) Hausruckschotter stammen. Zeitlich sind diese Schotter von Reuharting-Schnelling in eine Kaltzeit vor der Schüttung der Älteren Deckenschotter und somit als prägnünzeitlich einzustufen.

Quarzreicher Kies (periglazial; Günz), 39

Diese Restschotter sind auf Terrassenreste des Trattnachteales beschränkt und auf weitere Umlagerungen der bei Grieskirchen-Schlüßberg auftretenden Altschotter (42) zurückzuführen. Sie liegen südlich Grieskirchen in 370–375 m bzw. 350–360 m Höhe (d.i. 40–45 m bzw. 30–40 m über dem Talboden des Trattnachteales) und südöstlich Wallern in 335–340 m Höhe (40–45 m über dem Talboden) und können als periglazifluviale Äquivalente der glazifluvialen Deckenschotter des Trauntales, überwiegend der Älteren Deckenschotter, betrachtet werden.

Kies des Älteren Deckenschotter einschließlich Vorstoßschotter und umgelagerter Basisschotter (glazifluvial; Günz), 38

Die Verbreitung der Älteren Deckenschotter in der Taun-Enns-Platte reicht vom Steilabfall zur Traun zwischen Schleißheim und Almmündung und weiter im Westen vom Abfall zu den jüngeren Vorterrassen zwischen Bad Neydharthing und Roitham (Bl. 48 Vöcklabruck) nach Süden bis zu den diesen Schottern entsprechenden Endmoränen von Gletschern aus dem Trauntal (nordöstlich Lindach), dem Almtal (nordöstlich Vorchdorf) und dem Steyr-Kremstal (im Raume Sattledt). Z.T. können diese Älteren Deckenschotter als Vorstoßschotter unter den gleichaltrigen Endmoränen, im östlichen Kartenbereich auch noch unter jüngeren, die günzeitlichen Gletscherbecken ausfüllenden Sedimenten, festgestellt werden, und zwar im Aiterbachtal bis etwa 4 km, am Riedbach bis 2,5 km südlich der Endmoräne.

Nördlich der Traun bilden die Älteren Deckenschotter eine durch die kleinen Seitentäler unterbrochene Terrasse, die von Lambach, wo sie >2 km breit ist, allmählich schmaler werdend, nach Nordosten bis über das Grünbachtal hinweg verfolgt werden kann.

Die Hauptabdachung der Älteren Deckenschotter erfolgt, ausgehend von den Endmoränen, nordwärts zum Trauntal, wobei besonders der vom Raum Sattledt ausgehende Schwemmfächer durch lange, radial auseinanderstrebende, autochthone Täler gekennzeichnet ist.

Die Älteren Deckenschotter überdecken ein Relief des tertiären Untergrundes (Schlierrelief nach H. FLOGL, 1970 bzw. Neuauflage 1983), das sie mit einheitlicher Oberfläche weitgehend ausgleichen und das daher mit Ausnahme der jüngeren nordgerichteten Rinnen des Almtales, der Pettenbach- und der Aiterbachrinne, vor der Sedimentation der Älteren Deckenschotter entstanden sein muß. In diesem alten Schlierrelief zeichnet sich über dem Steilrand des Trauntales östlich der Almmündung ein sich von 1,5 bis auf 2,5 km verbreiterndes Gesimse ab, das jedenfalls einem alten Sammelgerinne Ager-Traun seine Entstehung verdankt. Außerdem wird dieses Altrelief durch eine bei Laakirchen vom Trauntal abzweigende, östlich des heutigen Wimbachteales zur Almmündung führende Hochmulde und südlich der Schwelle von Reuharting-Schnelling durch eine bis über Sattledt hinaus der Autobahn folgende Mulde gegliedert, die in die Traun-Hochmulde ausmündet und sich südwestlich des Almtales bis zum Trauntal verfolgen läßt. Diese quer unter dem heutigen Entwässerungsnetz der südwestlichen Traun-Enns-Platte hinweg ziehenden Mulden lassen ein altes prägünzeitliches, nordostgerichtetes Entwässerungssystem erkennen.

Infolge dieses Untergrundreliefs schwankt die Mächtigkeit der Älteren Deckenschotter beträchtlich. Abzüglich der nur lokal >10 m erreichenden und gegen die Täler hin meist auskeilenden Deckschichten beträgt sie im Muldenbereich westlich und östlich des Wimbaches 35–45 m, aber über der Hochzone östlich davon nur 5–10 m. Östlich der Alm erreicht sie im Traun-

hochtal 20–25 m, südlich der Schwelle Reuharting-Schnelling 12–25 m, wobei im allgemeinen eine Zunahme gegen die Endmoränen hin feststellbar ist. Im Übergangskegel von Sattledt liegen Mächtigkeiten von 20–30 m vor, die sich gegen Nordwesten zwischen Pettenbachrinne und Aiterbach auf 17–20 m und auf den überdeckten Tertiärkuppen westlich Sattledt bis auf 15 m verringern. Die Mächtigkeit der nach Süden auskeilenden Vorstoßschotter beträgt im allgemeinen <10 m. Nördlich der Traun nehmen die bei Lambach noch >30 m mächtigen Älteren Deckenschotter östlich des Grünbaches auf ca. 20 m ab.

Die Gesteinszusammensetzung der Älteren Deckenschotter wechselt vertikal mit dem Ablauf der Sedimentationsvorgänge und regional mit den jeweiligen Einzugsgebieten. Grundsätzlich liegen an der Basis gut gerundete, eher grobe, bis 25 cm Durchmesser erreichende Quarz- und Kristallinschotter, die den Eindruck umgelagerter Restschotter machen und die nach oben allmählich in karbonatreiche, auch entsprechend Flyschmaterial enthaltende Schotter übergehen, wobei aber durchwegs ein höherer Kristallin- und Quarzanteil bestehen bleibt, als bei allen jüngeren glazifluvialen Schottern. Bei den drei im Kartenbereich liegenden glazialen Einzugsgebieten ist in den Schüttungen des Traungletschers ein größerer Anteil an bunten Kalken aus dem Sakzkammergut zu erkennen; in jenen des Almgletschers fallen die dunklen, geaderten Kalke (Gutensteiner und Reiflinger Kalke) aus dem Kasberg- und Almseegebiet auf, in jenen des Steyr/Krems-Gletschers die für das Windischgarstener Becken typischen Gesteine wie „Spitaler Breccie“, Hierlatzkalke und Gosaugesteine. Häufig finden sich in den Älteren Deckenschottern Sandlagen und -linsen, sowie eine sandige Matrix, die im Verwitterungsbereich besonders deutlich hervortritt.

Die Älteren Deckenschotter zeichnen sich durch eine sehr intensive und tiefgreifende Verwitterungszone aus, die je nach späterer Abtragung oder Überlagerung mit jüngeren Deckschichten bis >8 m erreicht. Es handelt sich dabei meist um mehrmals überprägte Böden (Reliktböden). Der obere Horizont besteht aus einem rötlich- bis gelblichbraunen, völlig entkalkten, nur noch wenige Restschotter-Gerölle enthaltenden Lehm, dessen Untergrenze verschieden tief reichen kann. Vereinzelt greifen mit Lehm erfüllte, z.T. auch noch Hohlräume enthaltende „geologische Orgeln“ tief in den Schotter ein. Teilweise bilden verfestigte Partien höher aufragende Pfeiler. Die Entkalkungsgrenze verläuft ziemlich scharf über den ersten, oft schon gänzlich zersetzten und zerfallenden Karbonaten. Tiefer noch als der die Karbonate auflösende Prozeß wirkt die Tiefenverwitterung, die zur mehligten Zersetzung der Dolomite und zum grusigen Zerfall der Kristallinkomponenten führt. Karbonatische Zementation der Schotter tritt häufig in den höheren Partien, gelegentlich auch in tieferen Lagen auf. In diesen Fällen kommen auch wasserführende Klüfte vor (siehe Kap. 7).

Das Phänomen der „geologischen Orgeln“ ist in den Älteren Deckenschottern besonders deutlich ausgeprägt. So stieß man während des Baues der West-Autobahn nach Entfernung der Lehmdecke häufig auf diese Erscheinung. J. ROHRHOFER (1956) beschreibt eine eingebrochene „geologische Orgel“ in der Lehmgrube der Ziegelei Aschet. Laut mündlicher Mitteilung von Dr. J. SCHADLER wurden einstürzende „geologische Orgeln“ bei Vorchdorf als „Donnerlöcher“ bezeichnet.

Für eine absolute Altersdatierung fehlen bisher die Voraussetzungen. Immerhin können paläomagnetische Untersuchungen in den Deckschichten der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels herangezogen werden, wo 1976 und 1978 entsprechende Proben untersucht wurden (J. FINK und H. KOHL,

1976, S. 39; siehe Abb. 5), die bis zur Schotteroberfläche nur normale positive Magnetisierung ergeben haben. Das Ergebnis deckt sich mit jenem aus gleicher stratigraphischer Position in Linz. Die Schotter müssen älter sein als die Jüngeren Deckenschotter und auch älter als die Weiße Nagelfluh, die in den zeitlich dem Älteren Deckenschotter entsprechenden Gletscherbecken liegen und auch deren Moränengürtel durchbrechen. Wie aus dem Raum Kremsmünster bekannt, liegen zwischen diesen glazifluvialen, kaltzeitlichen Sedimenten jeweils kräftige, auf Interglaziale hinweisende Paläoböden, was auf lange Zeiträume schließen läßt. Andererseits müssen die Älteren Deckenschotter jünger sein als die Schotter von Reuharting-Schnelling, von denen sie nicht nur durch ihre deutlich abgesetzte, tiefere Lage getrennt sind. Zwischen den beiden Schüttungen muß in der Traun-Enns-Platte eine lange Periode kräftiger Ausräumung und Umlagerung liegen, während der das Relief im tertiären Untergrund entstehen konnte und während der wahrscheinlich auch die quarz- und kristallinreichen Basisschotter abgelagert und dann z.T. von den glazifluvialen Älteren Deckenschottern aufgenommen und umgelagert wurden. Die Basisschotter stellen somit eine ältere, in ihrer heutigen Position auf die unmittelbar vorgünzeitliche Warmzeit zurückzuführende Komponente, der unter der Signatur 38 zusammengefaßten Schotter dar. Da sie grundsätzlich mehr oder weniger allmählich in die Schmelzwasserschüttungen der Älteren Deckenschotter übergehen, konnten sie jedoch nicht getrennt ausgeschieden werden.

Endmoräne (Günz) des Traun-, Alm- und Steyr-Krems-Gletschers, z.T. lehmbedeckt, 37

Endmoräne (Günz) des Traun-, Alm- und Steyr-Krems-Gletschers, 36

Erst während des Baues der Westautobahn in den späten Fünfzigerjahren konnten diese ältesten Altmoränen im Raum Sattledt und bei Vorchdorf erkannt werden (H. KOHL, 1955 und 1958). Sie konnten, jeweils in den Älteren Deckenschotter übergehend, bei Sattledt den aus dem Steyr-Kremstal und bei Vorchdorf den aus dem Almtal kommenden Großgletschern zugeschrieben werden. Zwischen Lindach und Vorchdorf hat zuerst L. WEINBERGER (siehe W. DEL NEGRO, 1969) von einem Traungletscher stammende, vor bzw. auch unter den mindelzeitlichen Endmoränen liegende Moränen nachgewiesen.

Kennzeichnende Aufschlüsse waren damals ein längerer Einschnitt südwestlich Sattledt beim heutigen Voralpenkreuz der Westautobahn, ein alter Aufschluß bei den Sibbachquellen östlich Sattledt, eine große, heute weitgehend verschüttete Grube bei Oberaustall am Aiterbach und die sehr moränennahen, blockreichen Schotter der Spieldorfer Leiten am Pettenbachtal bei Eberstal und Aigersberg. Im Raume Vorchdorf überzeugte der tiefe Einschnitt östlich der Autobahnbrücke über die Alm und, schon auf Blatt 67 (Grünau) gelegen, ein großer heute nicht mehr erhaltener Aufschluß bei der Brauerei Eggenberg, am Ostrand des Tales der Dürren Laudach.

Schwierig ist die Abgrenzung beider Moränenzüge, weil sie sich im Gelände kaum abheben und nach außen hin, besonders bei Sattledt, einen mächtigen Übergangskegel bilden, auf dem durch Schmelzwässer, aber auch durch wiederholt nachfolgende Solifluktionsvorgänge, Blöcke weit nach Norden verschleppt wurden, während nach innen hin die ehemaligen Gletscherbecken mit Sedimenten der nachfolgenden Kaltzeiten aufgefüllt worden sind. So fand sich in einer ehemaligen Schottergrube zwischen Rappersdorf und Giering, 2 km nordöstlich Sattledt, u. a. ein 2 m langer Block mit scharfen Kanten und in etwa 7 km Entfernung von der Endmoräne der von J. ROHRHOFER (1941 und 1948) beschriebene Block von Weitendorf (bereits Bl. 50 Bad Hall). Erst

bei genauer Analyse der geomorphologischen Verhältnisse ist eine Abgrenzung der ehemaligen Gletscherbecken möglich. So setzt im Bereich einer auffälligen, quer zur Autobahn verlaufenden Schwelle bei Sattledt, im Vergleich zur Radialgliederung auf dem Schwemmfächer nördlich des Ortes, eine Quergliederung ein, die auf kleine Oszillationen des Gletschers schließen läßt.

Die offenbar stark abgetragene End- und Seitenmoräne nordöstlich Vorchdorf ist an den dem Moränenverlauf entsprechenden Trockentälern zwischen Albenedt und Adlhaming zu erkennen, die dem Almtal zustreben. Die innerhalb des ehemaligen Gletscherbeckens nach Norden führenden Tälchen münden alle stumpf- bis rechtwinkelig in das innere Moränenrandtal ein und haben keine Fortsetzung nach N. Hingegen setzen neue Talmulden am Außensaum der Moräne ein, die der allgemeinen Abdachung nach Norden folgen. So zeichnet sich diese, heute nahezu bis zu den Vorstoßschottern abgetragene, im Gelände kaum mehr auffallende Moräne noch als Wasserscheide ab.

Am ehemaligen Traungletscher ist die Günzmoräne in dem W-E-streichenden Rücken von Berg (Bl. 67 Grünau) geomorphologisch gut ausgeprägt und auch sedimentologisch in einem bereits stark verwachsenen Aufschluß gleich WNW des Ortes dokumentiert. An Höhe abnehmend, konnte dieser Günzmoränenbereich, über die Feststellungen L. WEINBERGERS hinaus, auch noch unmittelbar südlich und nördlich der Autobahn zwischen Dorf bzw. Reitern und Hötzelsdorf verfolgt werden, wobei bei Kirnbach und Hötzelsdorf der Übergangskegel zu den Älteren Deckenschottern nicht nur morphologisch, sondern auch durch die Blockanreicherungen in den Aufschlüssen nördlich Reitern gekennzeichnet ist. Die 452 m hoch aufragende Kuppe von Hörbach teilt die Schüttung der Älteren Deckenschotter. Da dieser Moränenteil auf einer Hochzone des tertiären Untergrundes liegt, dürften die Gletschertore, von denen die maßgebenden Schmelzwässer ausgegangen sind, östlich und westlich davon gelegen sein: einmal südwestlich Vorchdorf, wohin nicht nur eine alte Rinne aus dem Trauntal herausführt, sondern wo östlich der Laudach (Bl. 67 Grünau) auch Moränenansätze am Flyschalpendrand zu erkennen sind, sowie westlich Lindach, wo nördlich Steyrrmühl der hier sehr mächtige Komplex der Älteren Deckenschotter von Roitham-Bergham einsetzt.

Mischfazies der „Weißen Nagelfluh“ mit Kies des Älteren Deckenschotter und zugehöriger Moräne (?Haslach), 35

„Weiße Nagelfluh“ (kaltzeitliches Karbonatgesteins-Konglomerat; ?Haslach), 34

Innerhalb der von den Günzmoränen umgrenzten Zungenbecken eines ehemaligen Steyr-Krems und eines Almgletschers findet sich ein durch Gesteinszusammensetzung, Körnung und überdurchschnittliche Verfestigung auffallendes Karbonatgesteins-Konglomerat, das seit L. ANGERER (1909) als „Weiße Nagelfluh“ bezeichnet und nachweislich seit der Römerzeit abgebaut wird (H. KOHL, 1986). Die klassischen Aufschlüsse liegen im Kremstal bei Kremsmünster (Bl. 50 Bad Hall) und im Almtal bei Egenstein, knapp 4 km südöstlich Vorchdorf (Bl. 67 Grünau). Auf Blatt Wels gibt der auch bereits aufgelassene Bruch Stadlhueb (4,5 km NNW Pettenbach) noch einen guten Einblick, wie auch eine Anzahl ehemaliger Brüche im Hallwanger Tal, gelegentlich auch noch am Aiterbach, sowie der etwa 1 km lange Einschnitt der Pyhrn-Autobahn, nördlich Großendorf. Bei dem Vorkommen südöstlich Adlhaming, längs der günzzeitlichen Almtalmoräne, handelt es sich bereits um

eine randliche Mischfazies zu diesem Sediment, ähnlich an der Spieldorfer Leiten, nördlich des Aufschlusses Stadlhueb und auch östlich Oberaustall (H. KOHL, Aufnahmebericht 1991–1992, S.682). Die Verteilung der Weißen Nagelfluh zeigt, daß ein Teil dieser Füllung der ältesten Gletscherbecken des Vorlandes später ausgeräumt, auch flächenhaft erodiert und von den Jüngeren Deckenschottern überdeckt worden ist. Entsprechend unterschiedlich sind die Mächtigkeiten, die sich im Kartenbereich zwischen etwa 15 m im Südwesten bei Stadlhueb bis <5 m am Aiterbach und bei Großendorf im Nordosten bewegen. Dabei fällt wiederholt eine bis 30° steile Schrägschichtung auf, die eher an eine lokal wechselnde Deltaschichtung als an eine rein fluviatile Kreuzschichtung erinnert.

In der Zusammensetzung überwiegen bei der klassischen Ausbildung der Weißen Nagelfluh gut gerundete, feinkörnige Kalkgerölle und meist schon mehlig zersetzte Dolomite, an zweiter Stelle folgen, lokal schwankend, weniger gut gerundete Flyschgerölle, nur vereinzelt finden sich Quarze oder meist schon in Zersetzung begriffene Kristallinstücke, deren Anteil in Randbereichen zum Älteren Deckenschotter oder zu den Günzmoränen bemerkenswert zunehmen kann. Die grundsätzlich stark verfestigten, feinkörnigen Partien gehen aber mitunter auch in Lagen grobkörniger Schotter über, die fallweise schwächer oder sogar unverfestigt sein können. Bemerkenswert ist auch die häufige Einlagerung gröberer, eckiger Flyschkomponenten, ja von Flyschblöcken, seltener von Kalkblöcken bis 50 cm, in Ausnahmefällen bis 1 m Durchmesser.

Die Verfestigung tritt nicht nur entlang der Talflanken auf (Talrandverkitzung), wie das bei den anderen Schottern meistens der Fall ist, sondern ist durchgehend flächenhaft entwickelt. Damit verbunden ist auch eine entsprechende Klüftung, in deren Zusammenhang häufig Sinterkrusten, ja sogar Kalzit-Kristallbeläge auftreten. Auffallend sind ferner die Auswirkungen einer kräftigen Tiefenverwitterung, wie mehlig zersetzte Dolomite und grusig zerfallende Kristallinstücke, wodurch die Löchrigkeit dieser Nagelfluh bedingt ist. Auf der meist erodierten Oberfläche sind häufig dünne, verfestigte Lagen eines rötlichbraunen Bodensedimentes erhalten. Im basalen Teil findet sich von der liegenden Bodenbildung aufgenommener Lehm, in einzelnen Fällen Lehmblöcke, deren Erhaltung im Schotter nur verständlich wird, wenn man einen Transport in gefrorenem Zustand annimmt.

Alle diese besonderen Eigenschaften machen dieses Sediment zu einem Leithorizont innerhalb der oft sehr unterschiedlich zusammengesetzten Schotter. Nur in Ausnahmefällen finden sich auch im Älteren Deckenschotter der Weißen Nagelfluh ähnliche Lagen.

Die stratigraphische Stellung zwischen den günz- und den mindelzeitlichen Sedimenten ist seit Beginn dieses Jahrhunderts in den klassischen Aufschlüssen von Kremsmünster (Wolfgangstein und Lärchenwald) bekannt; aber erst die Untersuchungen in den Jahren nach dem Zweiten Weltkrieg führten zu dem Ergebnis, daß die Weiße Nagelfluh eine kaltzeitliche Ablagerung zwischen zwei, durch fossile Bodenbildungen nachweisbaren, Warmzeiten darstellt (H. KOHL, 1970a). Der einzige bekannte Fossilrest aus der Weißen Nagelfluh ist ein nicht näher bestimmter Molar eines Boviden der bei Großendorf gefunden wurde (OO. Landesmuseum).

Die Lage zwischen zwei kräftigen Bodenbildungen, die Einlagerung zahlreicher eckiger bis kaum gerundeter Blöcke, der Einschluß von Lehmblöcken sowie spärliche Pollenreste (persönliche Mitteilung von Prof. B. FRENZEL), die auf eine offene, waldlose oder waldarme Vegetation schließen lassen, sprechen für eine kaltzeitliche Schüttung.

Während westlich des Aiterbaches die Sedimente der älteren Kaltzeiten nebeneinander liegen, folgen sie östlich davon, ähnlich wie bei Kremsmünster, übereinander. Der Ausbau der Straße Eberstallzell – Großendorf hat am rechten Hang des Aiterbachtals diese Abfolge sehr gut aufgeschlossen (Abb. 3). Über dem als Quellhorizont gekennzeichneten, nur wenig über das Talbodenniveau aufragenden Tertiärsockel folgen die hier kristallinen- und quarzreichen Basislagen der günzzeitlichen Vorstoßschotter, darüber die Weiße Nagelfluh und als deren Hangendes die Jüngeren Deckenschotter in Kremstalfazies („Graue Nagelfluh“).

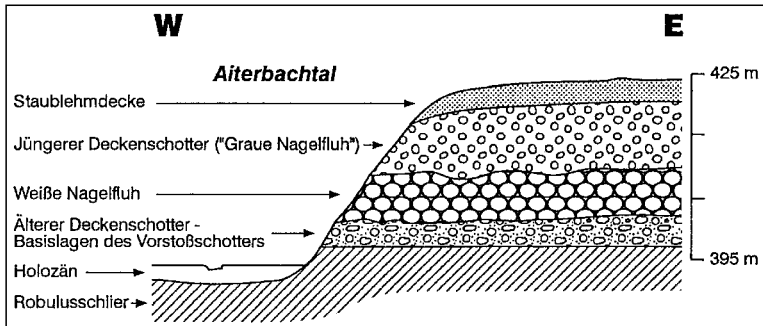


Abb. 3: Aiterbachtal-Ostseite, Profil des Anschnitts an der Straße Eberstallzell – Großendorf.

Erosionsniveau (Mindel) im Kies des Älteren Deckenschotters, mit geringer Überdeckung, 33

Auf der Westseite des Wimbachtals, im Süden des Kößlwanger Tales und auf der Westseite der untersten Pettenbachrinne bei Fischlham treten terrassenartige Gesimse auf, die nur als Erosionsformen in den Älteren Deckenschottern gedeutet werden können, wobei mit geringfügigen Umlagerungen, vor allem von deren Verwitterungsmaterial, zu rechnen ist. Im Wimbachtal keilt eine mindelzeitliche Schüttung nördlich Innerroh in diesem Niveau aus. Ähnlich korrespondiert dieses Niveau längs des unteren Kößlwanger Tales mit den Oberflächen von Schüttungen der Jüngeren Deckenschotter am Almtal, bei Wim und jenseits des Wimbaches beim Moorbad Neydharting. Somit dürften diese vorwiegend als Erosionsform zu deutenden Gesimse ihre letzte wesentliche Gestaltung während der Mindeleiszeit erhalten haben.

Kies des Jüngeren Deckenschotters in Kremstalfazies, örtlich verfestigt („Graue Nagelfluh“), einschließlich Vorstoßschotter (glazifluvial; Mindel), 32

Nach ihrer Herkunft können die mindelzeitlichen, glazifluvialen Jüngeren Deckenschotter (Legendenummern 32 bis 28) im Sinne A. PENCKs lithologisch in drei Faziesbereiche unterteilt werden. Der östliche steht in Verbindung mit der vom Kremstal her geschütteten Mindelmoräne von Voitsdorf-Ried i. Tr. (32). Der mittlere entspricht den glazifluvialen Schüttungen aus dem Almtal (30), deren Endmoränen nicht erhalten sind, für die aber mit einem Gletscherende am Alpenrand zu rechnen ist; und weiters einen westlichen (29), dessen Schotter aus den südlich Lindach gelegenen Mindelmoränen eines Traungletschers hervorgehen, die selbst nicht mehr ins Kartenblatt hereinreichen. Die typische, an bunten Hallstätterkalken erkennbare Trauntalfazies erfährt gewisse Abwandlungen im Osten durch den Einfluß des

Laudachtales, was sich in den drei Resten Jüngerer Deckenschotter im unteren Kößlwanger bzw. Wimbach Tal (31) zeigt und vor allem im Norden des unteren Trauntales von Irnharting (westlich Guns kirchen) abwärts deutlich wird (28).

Die Kremstalfazies der Jüngerer Deckenschotter, in der Literatur im Gegensatz zur „Weißen Nagelfluh“ (seit L. ANGERER, 1909) als „Graue Nagelfluh“ bezeichnet, ist durch einen hohen Flyschanteil, wenig Kalkgerölle und nur einzelne Quarz- und Kristallinstücke, ferner durch gröberes Korn und weniger gute Zurundung sowie eine mäßige lokale Verfestigung gekennzeichnet. Sie kann als Vorstoßschotter unter der Mindelmoräne östlich des Riedbaches von knapp oberhalb Ried i.Tr. an und östlich des Aiterbaches von ca. 1 km südlich des Bahnhofes Voitsdorf der Grünauer Lokalbahn an festgestellt werden. Während diese glazifluviale Schüttung im Norden nur wenig über den Moränenrand hinausgreift (bereits Bl. 50 Bad Hall), nimmt sie westlich des Riedbaches, meist die Weiße Nagelfluh überlagernd, die weite Fläche bis zum Aiterbach ein, wo sie dann nördlich der Straße Eberstanzell – Großendorf auskeilt. Die Hauptschüttung liegt jedenfalls in der Fortsetzung des obersten, noch in der Moräne liegenden Riedbaches in Richtung Sattledt. Dort durchbricht sie die Günzmoränen an der Stelle, wo bereits ein Günzzeitliches Gletschertor anzunehmen ist; sie läßt sich noch bis 2 km nördlich des Bahnhofes Sattledt deutlich lithologisch, hier aber auch als etwas tiefer liegender Riedel unterscheiden. Weiter nördlich ist das infolge der rasch zunehmenden Vermengung mit Anteilen aus dem Älteren Deckenschotter nicht mehr möglich. Das Sediment ist in ehemaligen Konglomeratbrüchen südlich Sattledt bei Maidorf oder westlich Großendorf noch gut einzusehen und war vor allem im Autobahneinschnitt bei Großendorf, etwa 1 km lang und 4–5 m mächtig, gut aufgeschlossen. Die Sedimentabfolge am Aiterbach, auch im Autobahneinschnitt Großendorf, wie auch in einzelnen Bohrungen, läßt darauf schließen, daß diese Schotter ziemlich durchlaufend von älteren Schotterresten unterlagert werden und je nach Erosionstiefe lokal kaum wesentlich mächtiger als 10 m sein dürften.

Kies des Jüngerer Deckenschotter in Mischfazies zwischen Kiesen des Alm-, Laudach- und Trauntales (glazifluvial; Mindel), 31

Vom Almtal her muß zur Mindeleiszeit ein Schotterstrang durch das untere Kößlwanger Tal in NW-Richtung zum Trauntal westlich Bad Wimbach-Neyd harting geführt haben, von dem die drei Schotterreste am Almtal südlich Kößlwang, bei Wim und nördlich davon bei Neyd harting zeugen. Zwischen den beiden ersteren liegt im gleichen Niveau die entsprechende Erosionster rasse (33). Die Schüttung besteht aus einem Mischspektrum der Almtal- und der Trauntalfazies sowie des flyschbetonten Spektrums aus dem Laudach tal.

Kies des Jüngerer Deckenschotter in Almtalfazies (glazifluvial; Min del), 30

Die Jüngerer Deckenschotter in Almtalfazies treten in zwei getrennten Strängen auf. Der eine setzt etwa 2 km nördlich Pettenbach (Blatt 67 Grünau) als höheres Niveau östlich der Pettenbach-Schotterflur ein und beherrscht die gesamte Fläche östlich des Hallwanger Tales bis zum Aiterbach. Am südlichen Blattrand überschreitet er diesen und unterlagert noch etwas die Mindelmoräne des Steyr/Krems-Gletschers. Zahlreiche Aufschlüsse, z.B. 1 km südwestlich vom Bhf. Voitsdorf, ferner jeweils an den steilen Ostflanken der von Westen her einmündenden Seitentäler nördlich Rührendorf vermitteln einen guten Einblick in diesen Schotterstrang. Die Flur verengt sich von der

Straße Eberstalzell – Großendorf an trichterförmig, führt zunächst auf beiden Seiten des Aiterbachtals bis etwa Oberaustall nach N, von wo an die Schotter nur mehr auf der Westseite des Tales als schmales Gesimse bis zur Mündung ins Trauntal bei Schauersberg heranführen. Der zweite Strang ist deutlich an das heutige Almtal gebunden und setzt bei Pfaffing (Blatt 67 Grünau) als höheres Niveau westlich der Pettenbach-Schotterflur ein, erreicht eine Breite bis zu 2 km und bricht dann östlich Vorchdorf bei Adlhaming steil zum heutigen Almtal ab.

Eine Beziehung dieser beiden Schotterstränge zum Relief des tertiären Untergrundes besteht nicht. Wenn auch die alte Rinne aus dem Almtal Richtung Voitsdorf nordöstlich Pettenbach berührt wird, so zieht doch der Großteil dieser Jüngerer Deckenschotter über eine Kuppe im Tertiärrelief hinweg zum Aiterbach hin, während die Rinne über das Verbreitungsgebiet der Jüngerer Deckenschotter hinaus in Richtung Voitsdorf führt. Es müssen also die tieferen Partien des Tertiärreliefs noch mit älteren Sedimenten erfüllt sein, und zwar mit Resten Älterer Deckenschotter bzw. deren Vorstoßschotter und z.T. auch mit Lagen der Weißen Nagelfluh. Erst im unteren Aiterbachtal zeichnet sich unter den Jüngerer Deckenschottern eine flache Mulde im tertiären Untergrund ab. Somit dürfte die Mächtigkeit dieser Schotter im Süden kaum über 30 m und im Norden nicht über 20–25 m betragen.

Noch deutlicher unabhängig vom Tertiärrelief verläuft jene Almtalschüttung, die über eine Molassekuppe nordöstlich Egenstein zwischen dem günzeitlichen Moränenrest bei Albenedt und einem Rest der Weißen Nagelfluh bei Egenstein (Blatt 67 Grünau) hinwegzieht. Auch hier muß z.T. mit Unterlagerungen älterer Quartärsedimente gerechnet werden, so daß sich wiederum kaum über 30 m hinausgehende Mächtigkeiten ergeben dürften. In Aufschlüssen sind diese Schotter bis etwa 15 m einzusehen, so z.B. bei Felling und Fischböckau östlich Vorchdorf (Bl. 67 Grünau).

Diese beiden aus dem Almtal kommenden Schüttungen übertreffen quantitativ bei weitem die Jüngerer Deckenschotter in Kremstalfazies. Das hängt wohl auch damit zusammen, daß mindelzeitliche Endmoränen, die in der Enge des Almtales am Alpenrand zu erwarten wären, fehlen und daher das gesamte zugeführte Material in den beiden mächtigen Schotterablagerungen vorliegt, während vom Steyr/Krems-Gletscher her der hohe Moränenkomplex einen großen Teil der angelieferten Sedimente zurückgehalten hat. Dieser Unterschied mag seinen Grund auch in der zum Teil wohl schon vor der Mindelzeit entstandenen Wasserscheide von Schön, zwischen Steyrfluß und Kremsfluß haben.

In der lithologischen Zusammensetzung weisen beide Stränge eindeutig auf eine Herkunft aus dem Almtal hin. Der Flyschanteil tritt hier gegen die Karbonatgesteine zurück, die neben einem hohen Anteil an Dolomiten wieder durch das häufige Auftreten dunkler, z.T. geadarter Kalke (Gutensteiner und Reiflinger Kalke) gekennzeichnet sind. Quarz- und Kristallingerölle sind Ausnahmen und meist auf die Aufnahme aus älteren Sedimenten zurückzuführen. Der Verwitterungsgrad ist unterschiedlich, je nachdem ob Decklehm vorliegt und dann nur ein fossiler Boden auf der Schotteroberfläche ausgebildet ist, oder ob es sich um Reliktböden mehrerer Warmzeiten handelt. Immerhin liegt ein sehr kräftiger lehmiger Entkalkungshorizont und darunter eine entsprechende Tiefenverwitterung vor, die zwar schwächer ist als beim Älteren Deckenschotter, aber auch deutlich kräftiger als bei den rißzeitlichen Schüttungen.

Die verschiedenen Richtungen folgenden Schüttungen könnten auf eine größere Gletscherschwankung während der Mindelzeit hindeuten, wobei

der unmittelbar nach Norden zum Aiterbach führende Strang der ältere sein dürfte, da er nördlich Pettenbach z.T. noch von älteren Teilen der Mindelmoräne des Kremstales überdeckt wird.

Kies des Jüngeren Deckenschotter in Trauntalfazies (glazifluvial; Mindel), 29

Zwischen dem höheren Älteren Deckenschotter-Komplex von Roitham (Bl. 48 Vöcklabruck) – Bergham und dem ebenfalls höheren Gelände der Günzmoränen mit dem anschließenden Übergangskegel in die Älteren Deckenschotter nordöstlich Lindach ist Jüngerer Deckenschotter eingelagert, der trichterförmig zum Wimbachtal führt. Dieser Jüngere Deckenschotter von Lindach-Wangham wurzelt südlich des Kartenrandes in der Endmoräne des mindelzeitlichen Traungletschers von Laakirchen. Die zuerst nach N, dann nach Nordosten gerichtete Schüttung ist durch die die Fläche gliedernden Täler gekennzeichnet. Da diese Schüttung bereits bei Innerroh im oberen Wimbachtal auskeilt, kann sie wohl nicht auf den Hauptschmelzwasserabfluß zurückgeführt werden, sie stellt vielmehr einen lokalen Übergangskegel aus der Endmoräne dar. Der Hauptabfluß ist westlich des Trauntales und auch über Kirchham zum Almtal hin anzunehmen.

Einen guten Einblick in diesen Faziesbereich bot ein großflächiger Aufschluß auf dem Riedel westlich Lindach. Eine unterschiedlich tief eingreifende lehmige Verwitterungsdecke mit einer angeschnittenen lehmefüllten geologischen Orgel enthielt noch in größerer Zahl stark angegriffene Flyschreste und sehr selten Quarze, eher Radiolarite. Unter der Entkalkungsgrenze wird der meist verfestigte, von Tiefenverwitterung geprägte, für das Einzugsgebiet des Salzkammergutes typische Kalk-Flyschschotter sichtbar, der in einzelnen verfestigten Pfeilern höher aufragt. Die in den oberen Partien blockreichen und gröberen, z.T. nicht sehr gut gerundeten und kaum sortierten Schotter sprechen für Moränennähe. Erst im Grenzbereich zum Älteren Deckenschotter treten Quarze und Kristallinstücke häufiger auf; das gilt auch gegen das Liegende hin, was für eine Unterlagerung aus Günzsedimenten spricht.

Ein weiterer Abfluß, der sich mit Schmelzwässern aus dem Laudachtal vereinigt haben muß, ist am Ostrand des damaligen Traungletschers von oberhalb Kirchham (Blatt 67 Grünau) bis westlich Vorchdorf nachzuweisen. Diese südlich des Blattrandes an der rechten Talflanke des oberen Kößlwanger Tales wiederholt an alten Konglomeratbrüchen aufgeschlossenen Schotter lassen in ihrem Aufbau mit blockreichen Lagen an der Oberfläche ihren glazifluvialen und moränennahen Charakter erkennen. Auch heben sie sich vom Relief der benachbarten Günzmoräne als mit der Mindelmoräne bei Eisengattern verknüpfter Schotterstrang ab. Die Bohrungen Kirchham 1 und 2 (Blatt 67 Grünau) weisen im Liegenden 7–8 m groben, quarzreichen Günz-Vorstößschotter nach, erst darüber etwa 40 m Jüngeren Deckenschotter mit 2–3 m Lehmdecke. Ein Block aus „Traunseemarmor“ (Hierlatzkalk aus Traunkirchen) spricht für das Trauneinzugsgebiet; da er sich im Oberflächenbereich befindet, ist eine Umlagerung aus der Günzmoräne wenig wahrscheinlich. Der fluvioglaziale Charakter dieser Schotter wird auch durch die rasche Abnahme ihrer Mächtigkeit nach Norden zum Almtal hin unterstrichen.

Kies des Jüngeren Deckenschotter i. allg. (glazifluvial; Mindel), 28

Unter dieser Signatur sind jene Vorkommen von Jüngerem Deckenschotter zusammengefaßt die im Mischungsbereich der unterschiedlichen talgebun-

denen Kiesfazies liegen. Dabei handelt es sich um die Vorkommen entlang der Nordseite des unteren Trauntales, in denen Agertal-, Trauntal- und Almtalfazies vermischt vorliegen. Hier schließt der Jüngere Deckenschotter bei Innharting westlich Gunskirchen an den Älteren Deckenschotter an und bildet eine entsprechend tiefere Terrasse mit einer Oberfläche, abzüglich Lehmdecke, um 370 m. Die ca. 1 km breite Terrasse keilt dann gegen Niederthan aus. An der Innkreis-Autobahn bei Oberthan wurden die Schotter in 346 m unter Lehm erbohrt. Auch die anfangs gegen 15 m erreichende Mächtigkeit nimmt bis dorthin auf ca. 5 m ab und keilt östlich davon aus. Die Zusammensetzung kann nur noch in wenigen Aufschlüssen eingesehen werden, so z.B. westlich Fallsbach, wo Karbonate und Flysch etwa 80–90 % erreichen, der Rest entfällt auf Quarze und Kristallingesteine. Der verhältnismäßig hohe Kalkgehalt bedingt lokal auch eine entsprechende Verfestigung. Bis zu 4 m eingreifende, lehmgefüllte geologische Orgeln können hier beobachtet werden. Im Verlehmungsbereich, wo außer Geschiebeleichen aus Flysch nur noch Quarze und andere widerstandsfähige Gesteine erhalten sind, so vor allem auf den Feldern, ist das wahre lithologische Spektrum nicht erkennbar. Somit besteht zumindest im nicht verlehmten Bereich des Schotters ein deutlicher Unterschied zum Älteren Deckenschotter.

Nach einer etwa 3 km langen Unterbrechung sind diese Schotter wieder unter der Lehmdecke in der Ziegelei Pichler in einer Oberflächenhöhe von ca. 340–345 m (Bohrung Geol. B.-A.) nachgewiesen. Sie treten dann wegen der mächtigen Lehmdecke nur sporadisch zutage, so bei Niederlaab zwischen 340 und 330 m und am östlichen Kartenrand bei Oberpriesching in 330 m. Dieser östliche Teil der Jüngeren Deckenschotter-Terrasse erreicht erst gegen den östlichen Kartenrand hin eine Breite von knapp 1 km. Während auf den Feldern bei Niederlaab nur die widerstandsfähigen Restgesteine erhalten sind, erlaubt der Prallhang bei Oberpriesching auch einen Einblick in untere Schotterpartien, wo wieder die Karbonat-Flyschdominanz zur Geltung kommt.

Endmoräne (Mindel) des Steyr/Krems-Gletschers, 27

Von den älteren aus dem Traun-, Alm- und Steyr-Kremstal geschütteten Altmoränen der Mindelzeit reichen nur jene aus dem Steyr-Kremstal im Südosten in den Kartenbereich herein. Beherrschend stößt der >500 m hohe Sporn von Voitsdorf am Außensaum des Moränenwalles vor, der auf der Westseite des Kremstales seine Umgebung bis >50 m überragt. Dieser Sporn wird als linke Seitenmoräne eines in Richtung des obersten Riedbachtals vorstoßenden Gletschers verständlich. Diesem Vorstoß entsprechen auch die Vorstoßschotter der Jüngeren Deckenschotter von Ried i.Tr. Erst später ist der zum Kremstal bei Kremsmünster gerichtete Moränenrücken entstanden. Das setzt ein Abschmelzen des Gletschers bis mindestens zum Alpenrand, wahrscheinlich aber noch weiter, voraus. Eine ähnliche Situation zeigt sich auch südlich davon (bereits Blatt 67 Grünau) am obersten Aiterbach, wo der Verlauf der Moränenrücken östlich Pettenbach und die Vorstoßschotter ebenfalls einen N bis NNW gerichteten Abfluß anzeigen. Es muß also am obersten Aiterbach, bereits vor dem Voitsdorfer Vorstoß, einen weniger weit reichenden gegeben haben (H. KOHL, 1962).

Den besten Einblick in die Moränenschüttung boten im Bereich des Kartenblattes die Aufschlüsse längs der Pyhrn-Autobahn, die am Innensaum des Voitsdorfer Moränenspornes verläuft. Am Autobahneinschnitt bei der Überführung der Straße Voitsdorf-Ried i.Tr. ist in etwa 485 m eine Diskordanz durch eine geschichtete Zone mit einer Reihe verbogener (gestauchter) und

z.T. verfestigter schluffiger Tonlagen, von jeweils 5–10 cm Stärke, zwischen Moränenschutt zu erkennen, die möglicherweise eine Gletscheroszillation andeutet.

Die Verwitterungsverhältnisse waren ebenfalls an den zahlreichen Ein- und Anschnitten der Phyrn-Autobahn gut einzusehen, wobei zu beachten ist, daß infolge des Moränenreliefs mit lokal starker, solifluidaler Abtragung während der späteren Kaltzeiten zu rechnen ist. Auch abgesehen von den dadurch bedingten unterschiedlichen Verwitterungstiefen variieren diese beträchtlich. So greift der völlig entkalkte Verlehmungshorizont (Entkalkungshorizont), der nur noch Geschiebeleichen aus der Flyschzone enthält, sehr unregelmäßig tief, meist 2–3 m ein. Es folgt nach meist scharfer Entkalkungsgrenze ein 5–8 m mächtiger Bereich mit gelbbrauner Verfärbung, also die Zone der Tiefenverwitterung (zugleich Oxidationszone), mit angeätzten Kalken und größtenteils zersetzten Dolomiten, sehr selten auch Kristallinstücken und mit von oben nach unten abnehmender lehmiger Matrix aber zunehmendem Schluff-Sandgehalt. Erst dann wird, meist wieder mit scharfer Grenze, blaugraues, frisches, typisches Moränenmaterial mit 80–90 % Flyschanteil erreicht, der Rest entfällt auf Karbonatgesteine, seltener auf zentralalpine Gesteine. Der eckige bis kantengerundete, völlig unsortierte Schutt enthält zahlreiche Blöcke in allen Größen, bis 50 cm Durchmesser, vereinzelt bis zu 1 m, und eine überwiegend schluffige Matrix. Die Gesteinsstücke verraten den Gletschertransport meist schon in der gelbbraun verfärbten Zone durch die typischen Kritzer auf den geglätteten Flächen.

Der sehr mächtige, im Gelände weithin auffallende, breite Moränenkomplex hebt sich deutlich durch sein Relief und dessen Kleingliederung von den angrenzenden Schotterplatten ab. Die Grenze wird östlich des Riedbaches durch ziemlich mächtige Solifluktuionsdecken etwas verwischt, die sich vom Fuß der Moräne über die hier bereits an die Oberfläche tretenden Jüngeren Deckenschotter erstrecken. Südwestlich Großendorf greift der Decklehm im Hagenden der Jüngeren Deckenschotter gelegentlich auch etwas über den Moränenfuß hinweg. Sonst trägt die Mindelmoräne keine nennenswerte Staublehmdecke.

Die Zugehörigkeit des gesamten Moränenkomplexes zur Mindelzeit ist seit den Aufnahmen von F. LOTZE (1945), E. BRAUMÜLLER (1959) und H. KOHL (1958 und 1962) geklärt. Sie ist durch das Gesamtsystem der eiszeitlichen Sedimente und deren räumlicher Verteilung gegeben. Für die weitere Gliederung des gesamten Moränenkomplexes könnten spezielle Untersuchungen erfolgreich sein.

Erosionsniveau (Riß) im Kies des Älteren Deckenschotter bzw. der zugehörigen Moräne mit geringer Überdeckung, 26

Im Raum Vorchdorf sind rißzeitliche Erosionsformen mit geringfügigen rißzeitlichen Um- und Überlagerungen über Älterem Deckenschotter bzw. dessen Übergänge in Moräne verbreitet, die almaufwärts bei Egenstein (Bl. 67 Grünau) auch über Weißer Nagelfluh auftreten.

Diese im Niveau der Hochterrasse gelegenen Formen entsprechen jedoch nicht den üblichen Hochterrassen-Schüttungen. Schon die unruhigere Oberfläche, noch mehr aber ihr Aufbau sprechen dafür, daß hier primär Erosionsformen vorliegen. Das zeigt besonders deutlich der östlich Vorchdorf endende Terrassensporn zwischen Alm und Laudach, an dessen Nordabfall beim Bau des Sportplatzes teilweise karbonatisch verfestigte, kristallin- und quarzreiche Schotter aufgeschlossen waren. Sie entsprechen den Basislagern der Älteren Deckenschotter. Bauaufschlüsse auf der Terrasse zeigen eine

Lehm-Schuttauflage über tiefgründig verwittertem blockreichem Schotter, der in dieser Position den günzeitlichen Vorstoßschottern am Übergang in die Moräne entspricht. Die Lehm-Schutt-Auflage muß demnach umgelagertes Material aus der Rißeiszeit sein. Einen ähnlichen Aufbau zeigen die Terrassensporne westlich Vorchdorf, die schon nach 200 bis 300 m zum Niveau der Jüngerer Deckenschotter von Preinthal ansteigen.

Schluffig-sandiger Kies der Hochterrasse (periglazial; Riß), 25

Bei den als mächtige glazifluviale Schüttungen aus dem Ager-Trauntal (Leg.-Nr. 22 bzw. 23) und dem Almtal (24) erhaltenen Hochterrassen-Schottern ist, neben ihrem von den heutigen Tälern bereits z. T. abweichenden Verlauf, ihre unterschiedliche lithologische Zusammensetzung wesentlich, die die Unterscheidung einer Almtalfazies (24) in der Pettenbachrinne und einer Trauntalfazies (23) oberhalb der Agertalmündung ermöglicht.

Im Aiterbach-, Riedbach- und Innbachtal, die keine Verbindung zu rißzeitlichen Moränen haben, treten Terrassenreste auf, die zwar dem Niveau nach den glazifluvialen Hochterrassen entsprechen, durch unruhigere Formen und uneinheitlicheren Aufbau sich aber deutlich davon unterscheiden; sie sind als periglaziale Bildungen zu erklären.

Am ausgeprägtesten treten diese Formen und Sedimente längs des Aiterbaches auf. Soweit einzusehen, setzt sich das sehr uneinheitliche Sediment aus Komponenten des unmittelbaren Einzugsbereiches zusammen, ist meist lehmreich und läßt sich keiner der benachbarten Schüttungen zuordnen. Am Aiterbach finden sich diese Bildungen vorwiegend auf der Westseite, wo sie südwestlich des Bahnhofes Voitsdorf einsetzen, wenig unterhalb bereits über einem Schliersockel liegen und nach einer Unterbrechung bei und nördlich Littring wieder südlich Wollsbach einsetzen und dann nördlich davon, weniger deutlich ausgeprägt, durch das ganze untere Aiterbachtal verfolgt werden können. Entsprechende Aufschlüsse fehlen. Rechtsseitig liegt nur unmittelbar südlich der Autobahnbrücke bei Littring ein kurzer, aber deutlicher Terrassenrest; ein isolierter Sporn ist ferner bei Steinhof nordöstlich Wollsbach zu erkennen.

Dagegen gibt es nur bescheidene Ansätze solcher Bildungen längs des aus der Mindelmoräne kommenden Riedbaches, und zwar rechtsseitig an den Spornen zwischen den Seitentälern aus der Moräne, wobei eher die Form als ein selbständiges Sediment auffällt. Wohl aber sind aus der Moräne stammende Soliflukationsdecken zu erkennen, die zumindest teilweise aus der Rißeiszeit stammen dürften. Ein bescheidener Rest ist auch linksseitig an der Straße Sattledt-Kremsmünster erhalten.

Ansätze für eine rißzeitliche, periglazifluviale Schüttung gibt es auch im Bereich des Tertiärhügellandes im Innbachtal. So wurden bei Finkelham am nördlichen Kartenrand fluviale Schotter aus Quarz, Kristallin, tertiärem Sandstein und Schlierstücken in größerer Mächtigkeit >10 m über der Talsohle angetroffen, die nur einem rißzeitlichen Niveau angehören können.

Kies der Hochterrasse in Almtalfazies (glazifluvial; Riß), 24

Schon vor Ablagerung der rißzeitlichen Schotter muß der Almfluß östlich seines heutigen Tales durch die 18–19 km lange Pettenbachrinne abgeflossen sein. Unmittelbar am Alpenrand zweigt ein in den Molasseuntergrund eingetieftes Tal vom heutigen Almtal ab, das sich gleich nördlich Pettenbach in die nach Nordosten führende Voitsdorfer Rinne, die mit älteren pleistozänen Sedimenten erfüllt ist, und in die ungefähr die Nordrichtung einschlagende Pettenbachrinne mit den rißzeitlichen Schottern verzweigt. Die Petten-

bachrinne quert dabei ein sehr bewegtes, von älteren Quartärsedimenten bedecktes Molasserelief, in das sie zwischen Pettenbach und Spieldorf 40 m, knapp südlich der Autobahn 15 m, im Bereich der Schwelle mit den Schottern von Reuharting-Schnelling 60 m und nördlich davon 30–40 m eingetieft ist. Die nördlich Fischlham in das Trauntal ausmündende Rinne quert alle älteren Quartärsedimente dieses Raumes wie die Schotter von Reuharting, die Älteren Deckenschotter mit den zugehörigen Endmoränen des günzzeitlichen Steyr- und des Almgletschers, in deren Berührungsbereich das Tal angelegt wurde, und die mindelzeitlichen glazifluvialen Schüttungen.

Die Molasserinne ist, wie das lithologische Spektrum zeigt, mit glazifluvialen, sandigen Karbonat- und Flyschschottern aus dem Almtal erfüllt, für das die dunklen geaderten und z.T. auch verkieselten Kalke aus dem Kasberggebiet typisch sind. Im südlichen Abschnitt greift diese Schotterfüllung auch über die Molasserinne hinaus, so daß bei Pettenbach an der Oberfläche bis 2,5 km Breite (Bl. 67), im Abschnitt Spieldorf bis zur Autobahn 750 m und nach der Ausweitung nach Osten nördlich der Autobahn 1,5 km bis nahezu 2 km Breite erreicht werden. Die maximale Schottermächtigkeit beträgt durchgehend >50 m, wobei im Nordteil südöstlich Steinerkirchen, im Bereich der Wasserentnahme für die Stadt Wels, 10–15 m Grundwasser nachgewiesen sind (vgl. Kap. 7). Da die Alm nach Auffüllung der Rinne sich dem heutigen Tal zuwandte, blieb die nachfolgende Zertalung auf kleine Gewässer wie den Pettenbach, Eberstallzeller-, Katzen-, Heisch und Fischlhamer Bach beschränkt und damit bescheiden. Zahlreiche alte Abbaustellen zwischen Steinerkirchen und Eberstallzell geben Einblick in die obere Hälfte der gut geschichteten Schüttung, die besonders oben, unterhalb des Verwitterungsbereiches, stärkere Karbonatverfestigung zeigt. Die Bohrungen im Bereich des Wasserwerkes Wels haben Konglomerate auch in tieferen Niveaus nachgewiesen. Die Schotter tragen eine 1,5–3,0 m mächtige Lößlehmdecke, die in Mulden auch mächtiger sein kann und im Norden noch einen schwachen Kalkgehalt aufweist. Unter dieser Deckschicht sind die Schotter intensiv lehmig verwittert und gehen nach einer geringmächtigen Tiefenverwitterung in das frische Sediment über. Unter Mulden ist eine mehrere Meter tief reichende, lehmige Infiltration festzustellen. Die Querung der älteren Sedimente bis zum Mindel spricht zusammen mit der fossilen Bodenbildung für das rißzeitliche Alter dieser Schotter.

Kies der Hochterrasse in Trauntalfazies (glazifluvial; Riß), 23

Hochterrassen-Schotter in Trauntalfazies (mit bunten Karbonaten der Hallstätter Fazies und des Jura) treten zunächst oberhalb Lambach in zwei Terrassen auf, die sich von den Endmoränen der rißzeitlichen Vergletscherung ableiten lassen. Die westliche Terrasse bildet auf Blatt 48 im Mitterberg eine schmale, heute das Ager- vom Trauntal trennende Zunge, deren äußerste Spitze 4 km südwestlich Lambach gerade noch auf Blatt 49 hereinreicht und schließlich östlich der Traun noch einmal inselartig auftritt, was in keiner topographischen Karte erkennbar ist. Die östliche, nach Unterbrechungen bei Roitham (Bl. 48 Vöcklabruck) einsetzende und gleich unterhalb des Ortes das Kartenblatt erreichend Terrasse führt nordostwärts bis zum Abbruch am Almtal bei Bad Wimsbach-Neydharting. Das ergibt für die Rißeiszeit eine von Lambach bis Desselbrunn reichende, 6–7 km breite, gemeinsame Talsohle von Ager und Traun. Da die Schüttung in ein Relief der tertiären Molasse erfolgt ist, wechselt die Schottermächtigkeit stark. Die heute zwischen den beiden Hochterrassen in einen mächtigen Strang von Niederterrassenschottern

canyonartig eingetieft Traun schneidet kurz oberhalb der Agermündung bei Stadl-Paura, dann mehrmals nördlich Kemating und weiter flußaufwärts (bereits auf Blatt 48 Vöcklabruck) zwischen Roitham und Viecht beim Traunfall wiederholt den tertiären Schliersockel an, über dem an diesen Stellen unter den wärmzeitlichen, meist lockeren oder nur am Talrand verfestigten, völlig unverwitterten Niederterrassen-Schottern sehr feste, gelblich verfärbte Konglomeratbänke auftreten, die einen deutlichen Gehalt an Restschottern und gelegentlich auch Spuren der Verwitterung aufweisen. An diesen Stellen häufen sich große, in den Fluß abgestürzte Blöcke dieses Konglomerates.

Dazu sei auf eine Beobachtung von A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909, S. 84) am Traunknie oberhalb von Stadl-Paura verwiesen, wo diese unter 15 m grobem, weißem und stellenweise verfestigtem Schotter 0,5 m gelben Lehm mit Schalenresten von *Succinea oblonga* und darunter 15–20 m graugelbe, ziemlich feste Nagelfluh beschreiben, die an der Grenze gegen das Hangende etwas verwittert ist. A. PENCK nahm an, daß hier Hochterrassen-Schotter unter Niederterrassen-Schottern durchstreichen. Dieser Auffassung ist auch aus heutiger Sicht beizupflichten. Bei aller Unsicherheit über das Alter der tiefsten Erosionsrinnen im Schlier wird man mit Mächtigkeiten der Rißschotter von 30–60 m rechnen müssen.

Zuletzt finden sich Hochterrassen-Schotter in Trauntalfazies an der Mündung des Almtales in einem kleinen Terrassenrest nördlich des Schlosses Almegg.

Kies der Hochterrasse i. allg. (glazifluvial; Riß), 22

Unter dieser Ausscheidung wurden jene Vorkommen von Hochterrassen-Schottern zusammengefaßt, die nicht einer der talgebundenen Kiesfazies (Almtal-, Trauntalfazies) zugeordnet werden können. Dazu gehören wegen der starken Vermischung aus verschiedenen Einzugsgebieten das Trauntal unterhalb von Lambach und auch die eine gewisse Sonderstellung einnehmenden Talabschnitte der untersten Ager und des untersten Kößlwanger Baches.

Von der Almmündung flußabwärts ist die Traun-Hochterrasse nur auf der linken Talseite erhalten. Sie setzt gleich nördlich des Bahnhofes Lambach ein und führt, zunächst an die Älteren Deckenschotter, ab Fallsbach an die Jüngeren Deckenschotter angelagert, bei einer maximalen Breite von 1,25 km bis westlich Grünbach, wo sie auskeilt. Nach einer Unterbrechung von fast 6 km setzt sie bei Puchberg wieder keilförmig ein und erreicht am östlichen Kartenrand bei Perwend wieder >1 km Breite. Diese Terrasse führt dann geschlossen bis Linz weiter. Die Löß-Lehmdecke, die östlich Lambach noch bescheiden ist, nimmt talabwärts laufend zu, wobei auch der Kalkgehalt zunimmt. Die Schotter werden mit wenigen Ausnahmen nur am Terrassenrand sichtbar. Soweit einsehbar dominieren unterhalb des Verwitterungshorizontes flyschreiche Karbonatschotter.

Die Kößlwanger Hochterrassen-Schotterflur führt, vom Kößlwanger Bach zerschnitten, aus dem Almtal zum Wimbachtal bei Bad Neydharting. Die annähernd 20 m mächtigen Schotter sind in einem erst in jüngster Zeit verfallenden Aufschluß am Steilabfall zur Laudach einzusehen. Sie bestehen vorwiegend aus groben Flyschgeröllen und enthalten auch einzelne größere Blöcke; Karbonatgesteine treten stark zurück; Quarze und Kristallingerölle sind selten und zweifellos aus den benachbarten älteren Schottern aufgenommen worden. Da dieses Gesteinsspektrum nicht mit dem Almtal in Verbindung gebracht werden kann, müssen die Schotter wohl aus dem vorwie-

gend in der Flyschzone liegenden Einzugsgebiet der Laudach kommen, deren Quellgebiet auch in der Rißeiszeit vergletschert war.

Terrasse (spätes Riß) mit Überdeckung von schluffig-toniger Abschwemmasse, 21

Sind im Endmoränengebiet um Gmunden zwar spätrißezeitliche Gletscherstände vorhanden, so ist es bisher dennoch nicht gelungen, entsprechende Schmelzwasserschüttungen noch in größerer Entfernung nachzuweisen. Im Bereich zwischen Oberlaab und Oberperwend nördlich Wels fällt auf, daß offenbar durch die Hochterrassen-Schüttung der Traun die kleinen Seitengerinne an der Ausmündung ins Haupttal gehindert und vom abgedrängten, nordostwärts fließenden Laaber Bach aufgenommen wurden, wobei erst nach dessen Mündung in den Mühlbach der Durchbruch zum Haupttal möglich wurde. Dabei ist ein etwas tieferes, mit schluffigen Sedimenten bedecktes Niveau entstanden, das in z.T. inselartigen Resten die sie umschließenden, breiten und sumpfigen, rezenten Talsohlen nur geringfügig überragt. Die Anlage dieses Niveaus dürfte somit in der späteren Rißeiszeit erfolgt sein.

Autochthone Verwitterungsdecke (Reliktböden) über Sedimenten des Ottangium, 20

In der Zeit zwischen der Ablagerung der in Erosionsresten erhaltenen höheren, älteren Schotterdecken zwischen 470 bis etwa 430 m im Westen des Kartenblattes und den bereits talgebundenen Altschottern zwischen 410 und 390 m über dem Trattnach- und dem Innbachtal (siehe 42) sind auf den Ottangium-Sedimenten schotterfreie Verebnungen entstanden, die im Bereich südlich Offenhausen bereits in 460–450 m einsetzen, ihr Hauptverbreitungsgebiet zwischen Trattnach und Trauntal in 430–420 m haben und nördlich Wallern und auf der Schwelle von Scharten auf 440 m ansteigen. Auf diesen Verebnungsresten liegen tiefgründige, oft stark marmorierte Pseudogleye, die als Reste von immer wieder unter den verschiedenen klimatischen Bedingungen des Eiszeitalters überprägten Reliktböden anzusprechen sind. Ihre Unterscheidung von stark verwitterten Staublehmdecken ist oft schwierig, wenn das Ausgangsmaterial frei von sandigen Anteilen ist und dann keine Quarzkörner im Boden erhalten sein können, die auf das Ausgangsmaterial schließen ließen (siehe Kap. 3).

Lößlehm-Decke (Würm) auf Kies der Hochterrasse, 19

Diese Ausscheidung erwies sich als notwendig, weil sonst auf der Karte die rißezeitlichen Hochterrassenfelder wegen der ohne Unterbrechung auf höheres Gelände übergreifenden äolischen Deckschichten (siehe Leg.-Nr.18) in ihren Umrissen nicht durchgehend erkennbar gewesen wären. Außerdem handelt es sich bei Lößlehm über Hochterrasse ausschließlich um würmzeitliche Bildungen. Die im Blattbereich maximal <5m mächtige Decke liegt über dem an der Schotteroberfläche ausgebildeten riß/würm-interglazialen Boden, der durch deutliche Verlehmung und Ansätze einer Tiefenverwitterung gekennzeichnet ist. Bei entsprechender Mächtigkeit der Deckschicht ist die für den Würmlöß typische Abfolge erkennbar, wie sie in besserer Ausbildung aus dem Linzer Raum oder bei Altheim/Inn bekannt ist. Sie beginnt im Liegenden mit einem kalkfreien bis kalkarmen, häufig geschichteten, dichten Basispaket, über dem Schluffe mit mehr oder weniger typischem Lößgefüge und fallweise ausgebildeten Naßböden (Tundren-Gleyböden) folgen.

Lößlehm-Decke (aus verschiedenen Eiszeiten, an der Oberfläche vorwiegend Würm), 18

Die grobklastischen pleistozänen Sedimente sind mit Ausnahme jener der Würmeiszeit zum überwiegenden Teil von schluffigen (Korngrößen 2μ - 63μ) Deckschichten überlagert, die primär auf äolische Sedimentation während der Kaltzeiten zurückzuführen sind, aber sekundär ver- und umgelagert sein können. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr stark von <1 m bis wenig >10 m. Dazu zählen die Lössе und ihre vielfältigen Derivate mit allen Übergängen vom typischen ockergelben bis olivgrauen, schichtungslosen Löß mit seinem lockeren, porösen und dennoch standfesten Gefüge bei hohem Kalk- (bis 40 % in Aschet) und Schluffgehalt (bis 80 %) bis zu farbintensiveren, dichter gelagerten, kalkarmen bis kalkfreien Lößlehm, die ton- oder sandreicher, oft mehr oder weniger vergleyst auftreten. Die Entkalkung kann unter humiden Bedingungen bereits während der Sedimentation oder auch postsedimentär, durch Verwitterungseinflüsse erfolgt sein. Als Bodenbildung sind Parabraunerden typisch.

Außerdem bestehen die Deckschichten auch aus meist ungeschichteten Staublehmen, die bereits primär aus kalkfreiem Substrat, vor allem aus lehmigen Verwitterungsdecken hervorgegangen sind. Abgesehen von ihrer völligen Kalkfreiheit erreichen sie auch sehr hohe Schluffgehalte (>77 %, Ziegelgrube Pichler, nördlich Wels), neigen aber infolge ihrer dichteren Lagerung und damit geringeren Durchlässigkeit zu Staunässe und Vergleyung, ganz besonders über tonreichen Paläoböden. Die entsprechenden Bodentypen sind Varianten von Pseudogley.

Die horizontale Verteilung der beiden Sedimentgruppen ergibt in der Traun-Enns-Platte die Beschränkung der Lössе auf den Randbereich über dem Trauntal (z.B. Aschet bei Wels), während das Innere von Staublehmdecken beherrscht wird (z.B. ehemalige Lehmgrube Sattledt). Abgesehen von den Hochterrassen treten Lössе oder lößähnliche Sedimente vereinzelt, z.T. mit typischen Lößschnecken auch in den unteren Höhenlagen des Tertiärhügellandes auf, z.B. in der Grube der Ziegelei Haiding. Der Kalkgehalt könnte hier aus dem Schlier kommen. Über höheren Terrassen und auf alten Hochflächen sind dagegen Staublehme zu finden, die, abhängig vom Ausgangsprodukt, fallweise auch einen höheren Sandgehalt haben.

In der vertikalen Abfolge ist in größeren Aufschlüssen eine Gliederung durch warmzeitliche Paläoböden möglich. Einige Beispiele sollen die Zusammenhänge zwischen den durch Paläoböden gegliederten Deckschichten und dem Alter der liegenden glazifluvialen Schotterkörper aufzeigen.

Über Niederterrassen fehlen äolische Deckschichten. Auf Hochterrassenschottern treten im Blattbereich bis maximal 5 m mächtige Lössе und Lößlehme auf (siehe Leg.Nr.19).

Einen guten Einblick in die Deckschichten über Jüngerem Deckenschottern bietet derzeit die Lehmgrube Pichler, 2 km nördlich des Bahnhofes Wels (Abb. 4). Es handelt sich hier um ein etwa 8,5 m mächtiges, völlig kalkfreies Staublehmprofil mit starker Vergleyung über einem bis 10 m mächtigen, oben sehr kräftig lehmig verwitterten Schotter. Das Profil fällt insofern aus der Rolle, als es nicht, wie über Jüngerem Deckenschotter zu erwarten, einen, sondern zwei, jedenfalls warmzeitliche, fossile Böden (Pseudogleye) enthält. Infolge der Stauwirkung dieser Böden sind auch die jeweils hangenden Schluffe (Staublehme) nach unten zunehmend vergleyst. Mit der Ausweitung des Lehmabbaues nach Osten hin wurde nicht nur der verlehmt Liegendschotter gut sichtbar, es bestätigte sich auch diese Gliederung für den gesamten heutigen Abbaubereich. Ein ähnliches, heute verschüttetes Profil in

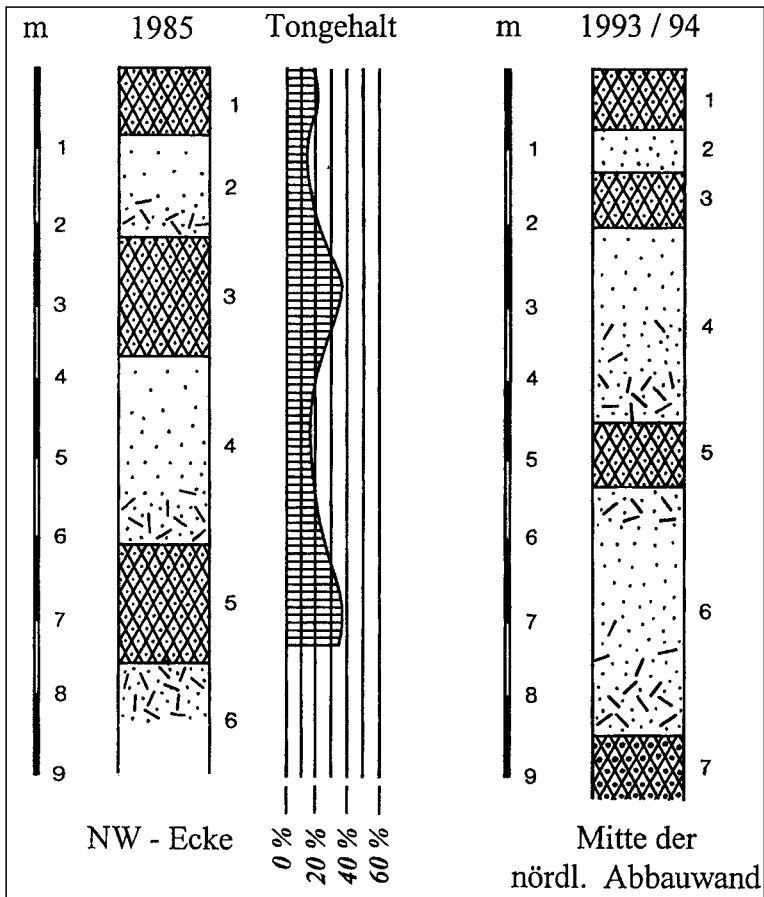


Abb. 4: Profil durch die Deckschichten der Ziegelgrube Pichler, N Wels. Profilaufnahme 1985 (NW-Ecke der Grube) und Profilaufnahme 1993/94 (Mitte der N Abbauwand).

1 = Lehmiger Schluff, postglazialer Pseudogley; 2 = Lichtolivbrauner, gleyfleckiger Schluff; 3 = Lehm, fossiler Pseudogley; 4 = Oben: Lichtolivbrauner, gleyfleckiger Schluff; unten: Stärker gleyfleckiger, schluffiger Lehm; 5 = Lehm, extremer fossiler Pseudogley mit größeren Fe- und Mn-Hydroxidkonkretionen; 6 = Lichtolivbrauner, z.T. stark gleyfleckiger, schluffiger Lehm; 7 = Stark verlehmer, verwitterter Schotter, 7–10 m mächtig (Quarz, Quarzit, roter Sandstein, viel Flysch), Jüngerer Deckenschotter.

den Deckschichten über Jüngerem Deckenschotter im oberen Aiterbachtal, 1 km südwestlich des Bahnhofes Voitsdorf, enthält dagegen außer dem Boden an der Schotteroberfläche nur einen fossilen Boden, eine leicht vergleyte Parabraunerde.

Den besten Einblick in die Deckschichten über den Älteren Deckenschottern bot bis vor wenigen Jahren die oft auf internationalen Exkursionen gezeigte Grube der Ziegelei Würzburger, in Aschet bei Wels (H. KOHL in J. FINK, 1976; Abb. 5). Es handelt sich um ein >10 m mächtiges Lößprofil über fast 30 m, oben intensiv verwittertem Schotter. Außer diesem Bodenrest auf dem Schotter sind drei weitere, wohl interglaziale, fossile Böden vom Typ mehr

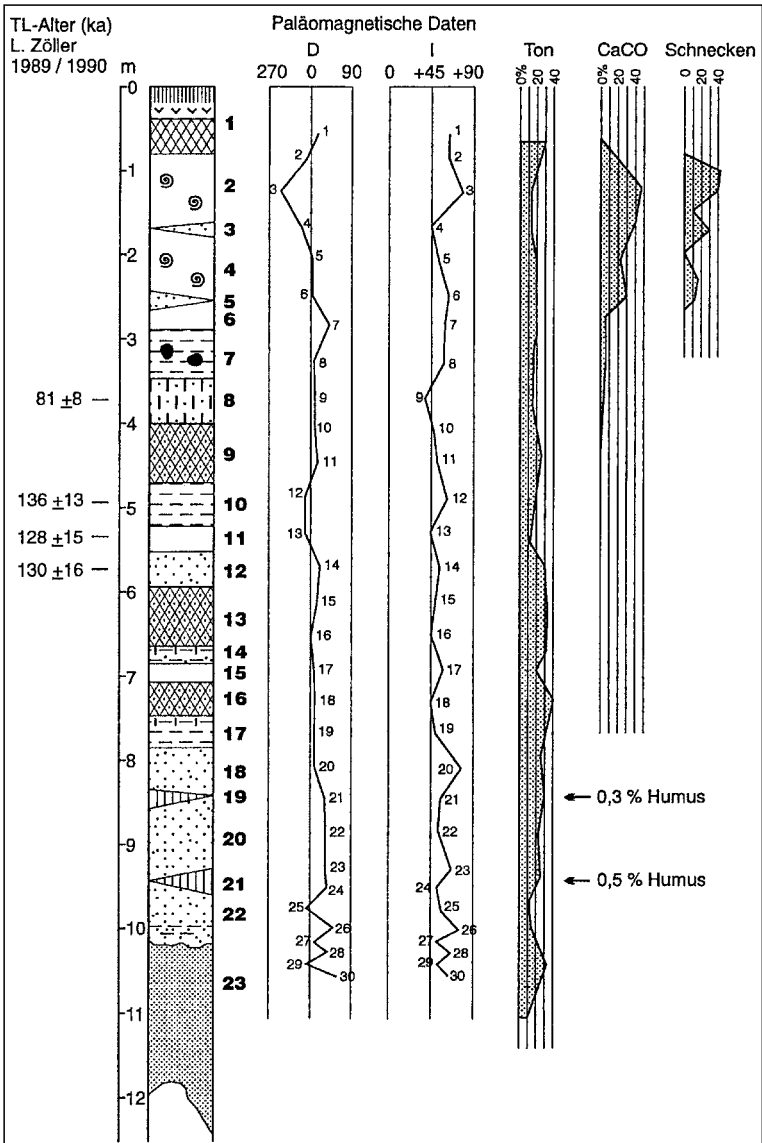


Abb. 5: Profil durch die Deckschichten der Ziegelgrube Würzburger in Aschet bei Wels.

1 = Parabraunerde, kalkfreier schluffiger Lehm; 2 = Löß, kalkreicher Schluff mit *Succinea oblonga*; 3 = Oberer Naßboden, kalkreicher Schluff, leicht vergleht und kryoturbar gestört, mit *Succinea oblonga*; 4 = Löß, kalkreicher Schluff mit vereinzelt *Succinea oblonga*; 5 = Unterer Naßboden, kalkreicher Schluff, leicht vergleht und kryoturbar gestört mit vereinzelt *Succinea oblonga*; 6 = Braunlöß, schwächst kalkhaltiger Schluff, kleine Mn-Konkretionen; 7 = Braunlöß, schwächst kalkhaltiger, plattiger Schluff, Fe-Hydroxidfilme auf Schicht- und Klufflächen, einzelne Krotowinen; 8 = „Wurmrohrlöß“, schwächst kalk-

oder weniger vergleyter Parabraunerden enthalten. Der oberste bis 40 % CaCO₃ erreichende, schneckenführende (nur *Succinea oblonga* DRAP., 1801 und *Succinea oblonga elongata* SNDB.), typische Löß weist zwei Naßböden (Tundren-Gleyböden, Lößstraten 3 und 5 in Abb. 5) auf und geht an der Basis, oberhalb des 1. fossilen Bodens (Lößstrate 9), in verdichteten lehmigen Schluff (Lößstraten 7 und 8) über, in dem sich Hinweise auf längere Sedimentationsunterbrechungen und biologische Tätigkeit (Krotowinen, Wurmröhren) finden. Diese für Würmlöß sprechende Abfolge wird durch Thermolumineszenz-Daten (H. STREMMER et al., 1991) aus Lößstrate 8 mit 818 ka unmittelbar über und aus den Lößstraten 10 bis 12 (unter dem fossilen Boden) mit 13613, 12815 und 13016 ka untermauert, wonach der 1. fossile Boden (Lößstrate 9) ins Riß/Würm-Interglazial einzustufen ist. Der darunter liegende, nur 1,20 m mächtige Löß ist sehr kalkarm bis kalkfrei. Die folgenden stark vergleyten (mit Fe- und Mn-Konkretionen) Parabraunerden (Lößstraten 13 und 16), wobei Lößstrate 16 der tonreichere Lehmboden ist, sind an der Entnahmestelle nur durch einen schwach kalkhaltigen lehmigen Schluff (Braunlöß) voneinander getrennt; sie vereinen sich im nördlichen Teil der Grube zu einem mächtigen Bodenkomplex (Thermolumineszenz-Daten sind für diesen Bereich jenseits der 200 ka-Grenze nicht mehr brauchbar). Die liegenden Lößstraten 17 bis 22 sind lagenweise schwach kalkhaltig, weisen wieder größtenteils typisches Lößgefüge auf und enthalten zwei humose Stadialböden mit Wurzelröhren und Wurzelresten (Lößstraten 19 und 21). Erst unmittelbar über dem rötlich-braun verlehnten Schotter tritt auch zunehmend die Verfärbung und Verdichtung ein.

Paläomagnetische Datierungen (A. KOCI, 1974, 1976 und 1978, in J. FINK et al., 1976 und 1978) ergaben nur positive Werte, so daß für sämtliche Deckschichten über dem Älteren Deckenschotter mit einem Alter jünger als die Brunhes-Matuyama-Grenze zu rechnen ist.

Auch innerhalb des Tertiärhügellandes können quartäre Deckschichten gegliedert sein, wie die Grube der Ziegelei Haiding zeigt (Abb. 6). Über dem Robulusschlier s. str. streicht hier eine verfüllte Mulde durch den Westteil des

haltiger, schwach lehmiger Schluff, zahlreiche Regenwurmröhren, einzelne Holzkohlenflitter, größere Mn-Konkretionen; 9 = Fossiler Bt-Horizont, kalkfreier, vergleyter, schluffiger Lehm, kleinblockig, Oberfläche leicht kryoturbat verbogen; 10 = Plattiger Braunlöß, kalkfreier, lehmiger Schluff, vergleyt, Mn-Konkretionen, Fe-Hydroxid-Ausscheidungen an Platten und Klüften; 11 = Löß, dünnschichtiger, kalkfreier Schluff; 12 = Braunlöß, kalkfreier, lehmiger Schluff, gleyfleckig, zahlreiche Mn-Konkretionen bis 2 cm Durchmesser; 13 = Fossiler Bt-Horizont, stark vergleyter, kalkfreier, schluffiger Lehm, an Oberfläche vereinzelt Wurmröhren; 14 = Plattiger Braunlöß, schwächst kalkhaltiger, schluffiger Lehm, Mn- und Fe-Konkretionen bis 1 cm Durchmesser, Coatings in Rissen; 15 = Braunlöß, schwach kalkhaltiger, lehmiger Schluff; 16 = Fossiler Bt-Horizont, kalkfreier Lehm, vergleyt, weniger Konkretionen als in 13; 17 = Plattiger Braunlöß, kalkhaltiger, schluffiger Lehm, Fe-Hydroxidabscheidungen an Schichtflächen und Klüften, Coatings in Rissen; 18 = Braunlöß, schwach vergleyter, kalkfreier, lehmiger Schluff; 19 = Oberer humoser Naßboden, schwächst kalkhaltiger, schluffiger Lehm mit Pflanzenresten, etwas gleyfleckig; 20 = Braunlöß, schwächst kalkhaltiger, schwach vergleyter, lehmiger Schluff, oben rostfleckig; 21 = Unterer humoser Naßboden, schwächst kalkhaltiger, vergleyter, lehmiger Schluff mit Pflanzenspuren; 22 = Braunlöß, schwach kalkhaltiger Schluff, kleine Mn-Konkretionen, unten lamellig, mit Fe-Hydroxid-Abscheidungen an Schicht- und Kluffflächen; 23 = Fossiler Boden (Ferretto) in tiefgründig verwittertem Schotter (Pechschotter), oben brauner, in größerer Tiefe rötlichbrauner, kalkfreier Lehm mit Restgeröllen, nach unten in stark angestätzte bzw. zersetzte, kristallin- und quarzföhrnde Kalk-Flyschschotter übergehend.

Aufschlusses, in dessen Bereich die quartäre Abfolge fast 15 m Mächtigkeit erreicht. Die untere Hälfte davon entfällt auf eine fluviale bis limnische Muldenfüllung. Sie besteht aus einem 3 m mächtigen basalen Sedimentpaket in dem sich Schutthorizonte mit Feinsedimenten verzahnen. Die Groblagen setzen sich aus kantengerundeten, allochthonen tertiären Sandsteinplatten bis >30 cm Durchmesser, wie sie erst 3 km weiter im SSW, bzw. 4 km weiter im Westen und Norden in höheren Lagen der tertiären Schichtfolge anstehen, sowie autochthonen Schlierbrocken und einzelnen Quarzgeröllen zusammen. Darüber folgt ein etwa 4 m Mächtigkeit erreichender olivgrauer, gut geschichteter, sehr dicht gelagerter, kalkhaltiger (10,7 %), vergleyter, lehmiger, schwach sandiger Schluff und hangend wieder ein etwa 0,5 m mächtiges Schuttpaket aus plattigen Sandsteinen und Quarzgeröllen. Das Feinsediment ist jedenfalls als aquatisches Sediment zu deuten, worauf auch Schneckenreste der Gattung *Anisus* aus der Familie der Planorbidae (*Anisus leukostoma* (MILLET, 1813)) schließen lassen.

Diskordant darüber und auf den benachbarten Schlier übergreifend liegt dann eine z.T. in Staublehm übergehende, gelbbraune Löß- bis Löß/Lehmabfolge, die durch einen fossilen Bodenrest (nach der Bodenart ein lehmiger Ton) in zwei verschiedenmächtige (oben 2,40 m, unten 5,00 m) Komplexe gegliedert ist. Wird an der Westwand unmittelbar unter dem Oberflächenboden (hier einer Parabraunerde) der höchste Kalkgehalt mit 17,6 % erreicht, so ist das gleichalte Substrat an der Nordwand großteils völlig kalkfrei, wodurch sich dort an der Oberfläche ein Pseudogley entwickelt hat. Der sehr tonreiche fossile Boden staut das eindringende Wasser so stark, daß es im darüberliegenden Lößlehm zu starker Vergleyung mit dunklen Konkretionen kommt. Aus diesem oberen Lößlehmepaket konnten *Columella columella* (MARTENS), *Succinea oblonga* (DRAPARNAUD) – sehr häufig, *Pupilla muscorum* (L.) und *Trichia hispida* (L.) bestimmt werden. Alle diese Arten haben ihren Verbreitungsschwerpunkt in den Kaltzeiten, wobei besonders *Columella columella* (MARTENS) als hochkaltzeitlich gilt.

Das Lößpaket im Liegenden des fossilen Bodens ist oben zunächst sehr kalkarm. Ab der Mitte nimmt gegen die Nordseite hin der CaCO_3 -Gehalt auf >6 % zu, wobei auch Lößschnecken einsetzen, und zwar von oben nach unten beginnend mit *Pupilla muscorum muscorum* (L.), *Pupilla muscorum densegrata* LOZEK und *Pupilla loessica* LOZEK, gefolgt mit nach unten stark zunehmender Individuenzahl von *Trichia hispida* (L.) und schließlich einem ca. 30 cm mächtigen Horizont mit massenhaft *Arianta arbustorum* (L.), z.T. auch *Arianta arbustorum alpicola* (FER.), häufig eingedrückt und in Bruchstücken, vermengt mit wenigen Exemplaren von *Cochlicopa lubrica* (O.F. MÜLLER) und *Trichia hispida* (L.). Von der westlichen Grubenwand stammt ein Nachweis von *Vallonia tenuilabris* (A. BRAUN)¹⁾. Vereinzelt kommen Quarzgerölle sowie Lagen kleiner Karbonatkonkretionen vor. Fallweise deuten scharfe Grenzen auf Sedimentationsunterbrechungen oder eine undeutliche Schichtung auf Sedimentverlagerungen hin. Im Liegenden überwiegt bei anhaltendem CaCO_3 -Gehalt und allmählichem Aussetzen der Schnecken glyefleckiger, undeutlich schichtiger feinsandiger Schluff bis schluffiger Feinsand.

Aus der *Pupilla*-Fauna im obersten schneckenführenden Horizont kann auf hochglaziale, aus dem *Arianta*-Horizont auf eher interstadiale Verhältnisse geschlossen werden.

¹⁾ Für die Bestimmung und Überprüfung der Lößschnecken sei Fr. Dr. Ch. FRANK und Hr. Dr. F. STOJASPAL, beide Wien, herzlich gedankt!

Der Tonanteil ist in diesem Aufschluß im Durchschnitt größer als im Löß von Aschet, daher überwiegt schluffiger Lehm. Auch der Anteil der Sandfraktion ist im allgemeinen etwas höher, was zusammen mit einem deutlichen Glimmergehalt den Schluß zuläßt, daß zumindest der höhere Teil dieser Deckschichten größtenteils aus dem tertiären Schlier stammen dürfte.

Der Versuch mit Hilfe des Schwermineralgehaltes (R. ROETZEL, unveröffentlicht 1986) Anhaltspunkte über die Herkunft des Materials der äolischen Deckschichten zu gewinnen, ergab keine überzeugenden Argumente. Offenbar ist auch der Schluffgehalt der glazifluvialen Schotter im Trauntal stark von der Erosion des Flusses in die tertiäre Molasse bei Lambach, vielleicht auch bei Wels beeinflusst.

Die Muldenfüllung im Liegenden läßt nicht nur auf kaltzeitliche Solifluktionvorgänge im Bereich der Schuttlagen schließen, auch Kryoturbationen, sowohl im obersten Bereich des Schliers wie auch syngenetisch im Feinsediment, sprechen für ein kaltzeitliches Klima. Ebenso muß auch für die beiden, durch eine warmzeitliche Bodenbildung getrennten, vorwiegend äolischen Löß-Lehmdecken je eine Kaltzeit angenommen werden. Die vermutlich vorhandene Schichtlücke zwischen Muldenfüllung und Deckschichten spricht für einen entsprechenden Altersunterschied zwischen den beiden Sedimentpaketen. In dieser Schichtlücke verbirgt sich sehr wahrscheinlich auch eine Warmzeit, was sich auch aus der Höhenlage in etwa 340 m ableiten läßt. Sie spricht für das Niveau der Deckenschotter, eher für das der Jüngeren als das der Älteren. Eine offene Frage bleibt der weitere Verlauf der Mulde. Zum Trauntal hin liegt die Wasserscheide zu hoch, eher dürfte ein Zusammenhang mit dem Innbachsystem bestehen, aber auch in diesem Fall ist der Verlauf wegen der mächtigen Deckschichten kaum rekonstruierbar.

Schluffig, sandiger Kies der Niederterrasse (periglazial; Würm), 17

Im Gegensatz zu den glazifluvialen Sedimenten handelt es sich in diesem Fall um jene Sedimente, die in Tälern ohne vergletschertes Einzugsgebiet (autochthone Täler) durch die periglaziale Abtragung angereichert und fluviatil verschwemmt wurden; ein Vorgang der als periglazifluvial bezeichnet werden kann. Da diese Sedimente autochthone Täler nach ihrer Ablagerung in den Talsohlen grundsätzlich von holozänen Alluvionen überdeckt wurden, treten sie nur an den Mündungen der größeren, aus der Traun-Enns-Platte kommenden Täler terrassen- bzw. talsohlenbildend zutage, wo sie von den glazifluvialen Sedimenten der Traun angestaut und später von den Nebengerinnen zerschnitten wurden. Talaufwärts nehmen diese periglazifluvialen Niederterrassen-Schüttungen an Mächtigkeit ab und tauchen bei Fischlham nach >1,5 km, an der Aiterbachmündung nach >1 km, am Thalbach und Schleißheimer Bach schon früher unter die holozänen Talfüllungen ab.

Im Tertiärhügelland und auch im Bereich der höheren pleistozänen Traunterrassen nördlich des rezenten Trauntales, sind diese wärmeiszeitlichen periglazifluvialen Sedimente durchgehend von holozänen Ablagerungen überdeckt. Dies trifft auch auf die Bereiche ihrer Ausmündung auf die hier nicht zertalte Niederterrasse des Trauntales zu.

Kies der Niederterrasse mit Überdeckung von schluffig-toniger, pseudovergleyter Abschwemme (Spät- und Postwürm), 16

Die Niederterrassenfläche der Welser Heide wird am Rande zum höheren Gelände hin teilweise von einem breiten Streifen kolluvialer Feinsedimente begleitet. Sind hier schon während der Schüttung der glazifluvialen Traunschotter von den aus den höheren Terrassen und dem Tertiärhügelland kom-

menden Gerinnen periglazifluvial schluffig-tonige Sedimente eingelagert worden, so haben diese Gewässer vor allem im Spätwürm und im frühen Postglazial über den Niederterrassenschottern vor ihrer Versickerung das mitgeführte Kolluvialmaterial sedimentiert. Beschränken sich diese Sedimente beim Zeilinger Bach auf einen über den Niederterrassenschottern der Traun auskeilenden Schwemmfächer, so sammelte der Grünbach am bergseitigen Rand der Niederterrasse alle kleinen dort austretenden Gerinne in einer beim Ort Grünbach bis 1,5 km breiten Randmulde, in der er eine geschlossene Feinsedimentdecke von Gunskirchen bis östlich Puchberg bei Wels hinterließ. Infolge der nur schwachen Eintiefung dieser Randgerinne während des Holozäns sind diese älteren Feinsedimente trocken gefallen, was im Gegensatz zu den Gley- und Anmoorböden aufweisenden jungen Mulden (Leg.Nr. 5) zur Ausbildung von Pseudogleyen und pseudovergleyten Braunerden geführt hat.

Kies der Niederterrasse des Ager-, Traun- und Almtales (glazifluvial; Würm), 15

Diese von den Endmoränen des Traunseezweiges und z.T. auch der westlichen Zweige des Traungletschers sowie des Almgletschers ausgehenden Schotterstränge folgen bereits den heutigen Tälern von Traun, Ager und Alm, wobei sie bis in die tertiäre Molasse hinein erodierte Rinnen auffüllten, die vielfach auch abseits der heutigen Flüsse verlaufen. So zieht die Traunrinne von Roitham (Bl. 48 Vöcklabruck) abwärts westlich des heutigen Flußlaufes unter dem Mitterholz nach N, quert ca. 3 km oberhalb der Agermündung südlich Stadl-Paura den Fluß, zieht dann in NE-Richtung, abermals den Fluß querend, nahe dem Niederterrassen-Steilrand von Saag, auch unter diesem ausgreifend, weiter nach Wels, wo sie unter der untersten Niederterrassen-Stufe durchzieht und schließlich weiterhin nördlich des Traunflusses unter der heutigen Talsohle verläuft.

Diese Rinne führt reichlich Grundwasser, das jedoch im Bereich der Welser Heide und auch der heutigen Talsohle unterhalb Lambach immer mehr an Bedeutung verliert (s. Kapitel 7).

Die Traun hat bis Stadl-Paura ein 30–35 m tiefes, sohlenloses Canyon tal in diese Schotter eingeschnitten, ab der Almmündung aber ein breites Sohlental ausgebildet, wobei in den Mündungsbereichen von Ager und Alm sowie bei Wels eine Anzahl von Erosionsstufen entwickelt ist. Wo die heutige Traun nicht der alten Rinne folgt, schneidet sie stellenweise im Liegenden der Niederterrassen-Schotter, so bei Kemating, Stadl-Paura, Lambach und vom Welser Wehr abwärts mit Unterbrechungen die tertiäre Molasse an. Südlich Stadl-Paura treten gerade an diesen Stellen noch Reste älterer, wahrscheinlich rißzeltlicher, stark verfestigter Schotter auf. Die Niederterrassen-Schotter sind nur nahe den steilen Talflanken teilweise verfestigt (Talrandverkitung), kaum jedoch abseits davon.

Infolge der postglazialen Ausräumung sind diese Schotter im unteren Trauntal von Lambach abwärts nur mehr auf der linken Talseite als 1 bis >2 km breite, geschlossene Niederterrasse erhalten, die nur bei Wels, unter Einbeziehung der untersten Stufe, bis 4 km Breite erreicht. Die Erosionsstufe vom höchsten Niveau bis zur Talsohle nimmt von etwa 23 m bei Saag auf ca. 18 m bei Berg und <10 m östlich Wels ab. Auf der rechten Talseite sind nur kleine, unzusammenhängende Reste an den Talmündungen von Alm, Fischlhamer Bach, Aiterbach, Thalbach und Schleißheimer Bach erhalten.

Die maximale Mächtigkeit dieser Schotter nimmt, bezogen auf das oberste Aufschüttungsniveau, von 60 m oberhalb Stadl-Paura auf 45–50 m südlich

Lambach, auf 40 m unterhalb Lambach, auf 35 m westlich Wels und auf 23 m bei Marchtrenk, am östlichen Kartenrand, ab. Die Mächtigkeit der Agerschotter beträgt westlich Stadl-Paura 40 m, die der Schotter der unteren Alm ca. 45 m.

Die Schotterzusammensetzung wird von Traun- und Ager bestimmt und nur unwesentlich von der Alm her beeinflusst. Der Anteil nichtkarbonatischer Gesteine ist unwesentlich und ist auf die Aufnahme von Geröllen aus benachbarten kiesigen Sedimenten zurückzuführen. Gegen die Aufschüttungsfläche hin ist eine Zunahme des Flyschanteils festzustellen, was auch die Bodenbildung beeinflusst und sich in der Neigung zur Bildung von deutlich lehmigen Kalkbraunerden äußert, während sonst, besonders im Bereich der Welser Heide, Pararendsinen (braune Rendsinen) dominieren. Abweichungen von diesen 60–70 cm Tiefe nicht überschreitenden Bodentypen gibt es nur dort, wo jüngere Aufschwemmungen (Kolluvien) vorliegen oder oberflächennahes Grundwasser auftritt (siehe Leg.Nrn. 5 und 16). Löß und Staublehne fehlen über Niederterrassen-Schottern durchwegs.

Periglaziale Dellenfüllung oder Hangfußablagerung (vorwiegend Würm), häufig infolge anthropogener Eingriffe umgelagert, 14

Die Ausbildung verschiedener Dellen hängt vom Relief und damit vom Gefälle, wie auch vom Substrat ab, in dem sie vorkommen. So gibt es im Bereich der Traun-Enns-Platte viele, oft kilometerlange, flache wasserlose Mulden in den schluffig-lehmigen Deckschichten. Sie gehen mit zunehmender Eintiefung in die liegenden Schotter allmählich in Kastentäler über. Bei Zunahme des Gefälles, wie in der Umgebung größerer, tiefer eingeschnittener Täler, verkürzt sich dieser Dellentyp; das trifft besonders im Moränenbereich von Voitsdorf-Ried i.Tr. zu, wo frühe Quellaustritte die Ausräumung der älteren Sedimente begünstigen. Im stärker reliefierten Tertiärhügelland treten meist nur ganz kurze Ursprungsmulden oder -nischen auf. Diese Dellenfüllungen erweisen sich primär als Ansammlung periglazialen Abtragungsmaterials, das bei größerer Längserstreckung auch periglazifluvial, d.h. bei kaltzeitlich bedingter periodischer Wasserführung, entsprechend verlagert und weitertransportiert wurde. Diese Sedimentation hat noch im Spätwürm bis zur Wiederbewaldung angehalten. Sie wurde dann allmählich von der rückschreitenden fluviatilen Erosion abgelöst. Am intensivsten ist diese Erosion im Tertiärhügelland, wo sie durch scharfrandig eingeschnittene, oft tiefe Gräben angezeigt wird, die bis in die Ursprungsmulden zurückreichen.

In den langen, grundsätzlich wasserlosen Mulden (Dellen) der Traun-Enns-Platte ist mit episodischer Wasserführung bei Starkregen zu rechnen, die in Waldbereichen eher bescheidene Ansätze einer erosiven Wirkung zur Folge hat. In den agrarisch genutzten Bereichen kommt es seit den letzten Jahrzehnten durch quer über die Mulden hinweg gezogene Äcker infolge verstärkter Bodenerosion zu anthropogen bedingter Sedimentation. Für eine Trennung dieser vorläufig nur geringe Mächtigkeit erlangenden Sedimente von den älteren fehlen jedoch die Voraussetzungen; auch wäre der Kartenmaßstab kaum dafür geeignet.

Auch die Hangfußablagerungen sind auf die z.T. flächenhafte periglaziale Solifluktion wie auch auf die durch Schmelzwässer verstärkte Abtragung zurückzuführen. Auch in diesen Fällen kommt rezente Bodenerosion und Sedimentation hinzu. Während die steileren und oberen Hangpartien dem Abtragungsbereich angehören, häuft sich das abgetragene Material am Hangfuß an. Die Zusammensetzung dieser Sedimente kann stark wechseln, sie sind jedoch grundsätzlich stark lehmig, reich an Schluff und Ton und enthalten

Komponenten der am Hang anstehenden Gesteine, die im Molassebereich oft stark sandig, im Schotterbereich entsprechend kiesreich sein können. Oft werden sie auch äolischen Sedimenten ähnlich, vor allem wenn sie auch kalkreich sind und dann auch Lößschnecken enthalten. Die Kornverteilung läßt aber in den meisten Fällen eine Unterscheidung zu. Gute Beobachtungen dazu konnten in Pichl bei Wels, beiderseits des Innbaches, gemacht werden, wo in kalkreichen, schluffigen Feinsedimenten mit vereinzelt groben Komponenten reichlich *Succinea oblonga* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (L.) und eher vereinzelt *Trichia hispida* (L.) und auch *Pupilla sterrii* (VOITH) gefunden wurden. Z.T. sind auch Schalenbruchstücke angereichert. Auf der rechten Seite des Innbaches zieht ein bis maximal 500 m breiter, geschlossener Streifen solcher, flußwärts wohl z.T. umgelagerter, Hangfußablagerungen von Kematen bis Geisenheim. Lößschnecken wurden auch bei Geisenheim beiderseits des Tales, wie auch bei Katzbach am Haidinger Bach (hier vor allem *Trichia hispida*) und schließlich auch in den Rutschmassen bei Wallern (bzw. an deren Basis) etwa 500 m nordwestlich des Ortes gefunden, die diese Sedimente als bis in die letzte Kaltzeit zurückreichend ausweisen. Ähnliche Ergebnisse brachten im Rahmen der Kartierung durchgeführte Aufschlußbohrungen der Geologischen Bundesanstalt in den Rutschmassen von Schönau bei Bad Schallerbach (siehe Leg.Nr. 13).

Rutschmasse, 13

Abrißkante von Rutschmasse, 12

Die stärksten Massenverlagerungen treten im Grenzbereich zwischen dem Älteren Schlier des Egerium und den sandigen Mergeln des Ottnangium auf, nahe dem nördlichen Blattrand längs des Innbaches und in den buchtartig nach Süden ausgreifenden Talkesseln von Roitham und Unterscharten. Nördlich Wallern können stark durchfeuchtete, z.T. gestaffelte Rutschmassen vor den mit steilen Rückwänden versehenen Abrißnischen beobachtet werden, die auf Grund ihrer Frische bis in die Gegenwart aktiv sein müssen. Dafür sprechen ganz junge Absetzspuren, sowie frische Risse an Gebäuden, z.B. am Haus Grub Nr. 19. Unmittelbar westlich Wallern wurden anlässlich der im Rahmen der Kartierung durchgeführten Sondierungsbohrungen in 2–2,5 m Tiefe ein Anmoor und zahlreiche Pflanzenreste geortet. In tieferen Einschnitten des Seitenbaches bei Wallern sprechen pleistozäne Schnecken (*Trichia hispida* (L.) – zahlreich, *Arianta arbustorum* cf. *alpicola* (FER.) – vereinzelt) dafür, daß die Bewegungen nicht auf das Holozän beschränkt sind, sondern auch im Pleistozän aktiv waren.

Im Fenster von Schönau liegt auch Material des hangenden Ottnangium auf flachen Hängen über dem Älteren Schlier des Egerium. Zahlreiche zerbrochene Schalen pleistozäner Schnecken und vereinzelt Ganzstücke von *Succinea oblonga* sprechen auch hier für schon im Pleistozän erfolgte Massenverlagerungen, die, wie z.B. Steilstufen mit Quellaustritten nördlich der Kirche andeuten, z.T. Rutschmassen sind, z.T. aber auch auf Solifluktion zurückgeführt werden können. Diese Beobachtungen lassen zusammen mit der zwischen Schönau und Wallern geradlinig verlaufenden Geländestufe und dem Vorsprung der Scholle von Bad Schallerbach ins Trattnachtal auf einen während des Quartärs erfolgten Talzusub schließen, der auch die eigenartige Talkkrümmung an dieser Stelle verursacht haben dürfte.

Zwei größere, stark durchfeuchtete Rutschmassen mit unruhiger, wulstiger Oberfläche und steilen gestuften Rückhängen finden sich auch im Kessel von Roitham. Bei Unterscharten ist auch Hangendmaterial des Ottnangium über Tonschiefern des Egerium bis weit über die Straße hinweg abgerutscht.

In den übrigen Bereichen sind Hangbewegungen auf kleinere Absackungen oder Abbrüche von Konglomeratblöcken an erosiv unterschrittenen Steilhängen beschränkt, so z.B. im Canyonal der Traun von Stadl-Paura aufwärts, im Almtal oder am Steilabfall der Traun-Enns-Platte zum Trauntal im Schliersockel bei Schleißheim usw. Diese Sedimente können aus Maßstabsgründen nur in wenigen Fällen ausgeschieden werden.

Erosionsgraben mit steilen Flanken, 11

(siehe Kapitel 3).

Erosionskante (Spät- bis Postwürm), 10

(vgl. Leg.Nrn. 3 und 4)

Konglomerat-Block (Riß), aus dem nahen Anstehenden losgelöst; Quarzkonglomeratblock, 9

Im unteren Trauntal finden sich im Flußbett des Trauncanyons große, auf-fallende Blöcke aus rißzeitlichem Konglomerat, das in der Nähe auch an der Basis der Niederterrassenschotter in Form sehr fester, gelblich verfärbter Konglomeratbänke ansteht (siehe Leg.Nr. 23).

Streublöcke von Quarzkonglomerat finden sich in verschiedenen Größen und unterschiedlicher Höhenlage häufig am Südrand des Sauwaldes und weit verbreitet im Innviertel, wo sie entweder über Kristallin, über Molassesedimenten oder auch, eingebettet in quartären Sedimenten auftreten. Weiter östlich werden sie seltener, sind aber im Bereich des Donautales noch bis in den Strudengau beobachtet worden. Infolge wiederholter Umlagerung oder Absinkens an Ort und Stelle im Laufe der fortschreitenden Geländeabtragung sind sie in immer tiefere Positionen gelangt. Diese Blöcke werden in der einschlägigen Lokalliteratur als „Quarzit-Konglomerate“ bezeichnet, wobei es sich um durch Kieselsäure verfestigte Restschotter handelt (H. KOHL, 1967). Diese Schotter kommen anstehend in verkieselter Form, abgesehen vom bayerischen Rottal bei Griesbach, in Oberösterreich im westlichen Sauwald auf dem 560 m hohen Pitzenberg bei Münzkirchen und bei den Pramquellen im Hausruck vor. Bei neuen Geländeaufnahmen durch R. ROETZEL (1988) und H.G. KRENMAYR (1995) in der Umgebung von Frankenburg am Hausruck konnten gleichartige Quarzkonglomerate in verschiedenen Niveaus der pannonen Kohleführenden Süßwasserschichten nachgewiesen werden. Die bisherige Einstufung der „Quarzit-Konglomerate“ in den Zeitraum Baden/Sarmat ist daher obsolet. „Unverfestigt“ gibt es noch mehrere Vorkommen in der Umgebung von Münzkirchen (S. SALVERMOSER, 1989).

Im Bereich des Kartenblattes konnten ein größerer Block in etwa 410 m Höhe über Vöckla-Schichten des Ottnangium im Wald südlich Mernbach bei Lambach und insgesamt 6 Blöcke nahe dem westlichen Blattrand am Ufer der Ager und über deren Holozänsedimenten in etwa 350 m gefunden werden. Mit weiteren Vorkommen im Kartenbereich ist zu rechnen. Die Blöcke sind oft schon tief in den Boden eingesunken und dann schwer aufzufinden. Häufig zeigen sie an der Oberfläche eine gelbliche Verfärbung, sind mehr oder weniger abgerundet, bei einer meist sehr unregelmäßigen, löchri-gen Oberfläche und bestehen fast ausschließlich aus verkieselten Quarzschottern oder auch entsprechenden Sandsteinen.

Quelltuff; Alm, 8

Diese im Kartenbereich nur lokal in kleinen Mengen vorkommenden Kalkausscheidungen treten entweder als kompakter, löcheriger Quelltuff oder

als feinkörniger lockerer „Alm“ auf, der zusammen mit Torf- oder Anmoorbildungen der im Grundwasserbereich liegenden Talbodenabschnitte zu finden ist.

Wie an den zahlreichen gotischen Kirchen festzustellen ist, war Kalktuff neben den im Schotterbereich reichlich vorhandenen Konglomeraten ein beliebter Baustein. Man muß also damit rechnen, daß alle brauchbaren Vorkommen abgebaut sind und nur mehr bescheidene Reste dieser einst sicher weiter verbreiteten Kalkausscheidungen übrig geblieben sind; So vor allem längs des Quellhorizontes über dem Schliersockel des Trauntales von Fischham bis Schleißheim, wie auch nahe der Ausmündung der größeren Seitentäler aus der Traun-Enns-Platte, aber auch auf der linken Trauntalseite unterhalb der Agermündung bei Stadl-Paura und wieder bei Niederthan.

Die Almbildungen in feuchten Talsohlen sind meist von Torf und humusreichen Feinsedimenten bedeckt und daher selten einzusehen. Sie sind sowohl im Tertiärhügelland, z.B. in einem Graben am Steilabfall der Schwelle von Scharn nordöstlich Mistelbach bei Wels, oder im unteren Dimbachtal südlich Schlüsselberg bei Grieskirchen vertreten, wie auch im Schotterterrassengebiet nordöstlich Wels in der versumpften Talsohle an der Mündung des Mühlbaches in den Laaber Bach und am Fuße des Steilabfalls der Traun-Enns-Platte zur Fischhamer Au. Außerdem wurde Alm am östlichen, sumpfigen Hangfuß des Almtales, etwa 2 km südöstlich Bad Wimsbach-Neydharting und im ebenfalls stark versumpften Aiterbachtal rechtsseitig, nördlich der Straße Sattledt-Wollberg, angetroffen. Ähnlich wie in Bayern (K. BRUNNACKER, 1959) dürften auch in Oberösterreich die Alm-Bildungen vorwiegend aus der Zeit des Atlantikums stammen.

Niedermoor, Vernässung, 7

Stärkere, zur Niedermoorbildung führende Versumpfungen sind im Norden des Kartenblattes an das Auftreten der sehr dichten, wasserstauenden Tonmergel des Egerium gebunden, über dem hier sandreichere Mergel des Ott nangium liegen. Es sind dies gleichzeitig die am stärksten durch Rutschungen gestörten Bereiche im Egerium-Fenster von Schönau, dann im Innbachtal von Wallern abwärts sowie in den Talkesseln von Roitham und Unterscharten. Die Versumpfungen treten hier sowohl in den Rutschmassen selbst wie auch an deren Sohle auf. Im übrigen Tertiärhügelland sind, soweit nicht entwässert, Versumpfungen über Schlier des Ott nangium an Grundwasserstau der Talsohlen gebunden. So gibt es noch bescheidene Reste im Innbachtal, etwa bei Kematen oder östlich Pichl, abschnittsweise auch in den kleineren Tälern, so entlang des Grünbaches, des Fallsbaches, des Mühlbaches, in der weiteren Umgebung von Buchkirchen und auch im Terrassenbereich des Trauntales, wenn die Talsohlen unmittelbar über dem Schlier liegen, wie am unteren Laaber Bach und bei Grünbach am Rande der Niederterrasse des Trauntales.

Im Bereich der Traun-Enns-Platte und im Trauntal tritt Versumpfung nur dort auf, wo die Täler die Lockersedimente, vor allem die Älteren Deckenschotter durchschneiden und bis zum Schliersockel des Ott nangium eingetieft sind. Eine Zurückdrängung durch Entwässerung oder Nutzung durch Fischeiche ist auch hier fast überall zu erkennen. Im Trauntal bildet der von der Almmündung bis Schleißheim immer wieder zutage tretende Schliersockel einen Quellhorizont, der teilweise zu starker Versumpfung des Hangfußes und der anschließenden Talau des Trauntales führt, ganz besonders zwischen den Mündungen von Alm und Aiterbach wie am Hafeld und bei der Fischhamer Au. Ähnliche Situationen finden sich auf der linken Trauntalseite

am Fuße des Jüngerer Deckenschotter zwischen Ober- und Niederthan und auf beiden Seiten des Almtales; ferner, vom Mündungsbereich abgesehen, fast im gesamten Aiterbachtal, in dem der Quellhorizont zum Teil schon mit den hohen Grundwasserständen der Talsohle zusammenfällt, wobei die Versumpfung sich über die ganze Talbreite erstrecken kann. In den kleineren Tälern treten stärkere Versumpfungen fast überall mit dem Erreichen des Grundwasserhorizontes, in Verbindung mit Grundwasseraustritten auf. Gute Beispiele dafür bieten die Täler des Schleißheimer Baches (Wasserwerk Wels), des Heischbaches östlich Fischlham, des Steiner- und des Katzenbaches, des Eberstälzeller und des Kößlwanger Baches südlich Kößlwang und vor allem des Wimbaches, wo auch das Moor von Bad Neydharting liegt. Das Grundwasser der Pettenbachrinne tritt bei Hochständen nördlich Fischlham z.T. an die Oberfläche, so daß hier die Versumpfung weit in die Talauflage der Traun hineinreicht.

Davon abweichend treten im Bereich der Mindelmoräne von Ried i. Tr. -Voitsdorf am Riedbach und an dessen größeren Seitentälern kleine versumpfte Talsohlenabschnitte in verschiedenen Höhenstufen auf. Sie entsprechen den im Moränengelände stockwerkartig auftretenden Quellhorizonten.

Schwemmkegel, 6

Größere Schwemmkegel sind wegen des relativ geringen Reliefs und der stufenlosen Mündung der meisten Seitentäler selten. So finden sie sich am ehesten im höheren Hügelland beiderseits des Trattnachteles, wobei, wenn überhaupt, die Sohlentäler an ihren Mündungen nur sehr flache Schwemmkegel bilden, steilere Formen finden sich nur im Anschluß an die kurzen Gräben der Steilabfälle wie vom Mitterberg herab östlich Schlüßlberg und südöstlich Grieskirchen und, eher untergeordnet, an den längeren Gräben zum Innbachtal. Sie fehlen im Trauntal, wo sich nur an der Mündung des Fischlhamer Baches in der buchtartigen Ausweitung der Trauntalsole eine entsprechende Schüttung halten konnte.

In der Traun-Enns-Platte finden sich ziemlich regelmäßig in den asymmetrischen Tälern kleine Kegel im Anschluß an die kurzen Gräben der Steilhänge wie auch beiderseits des breiten Sohlentales der unteren Alm. Unter den längeren Seitentälern weist der unterhalb Steinhaus von links ins Aiterbachtal mündende Schalbach eine größere Schüttung auf.

Abschwemmasse auf Kies der Niederterrasse, pseudovergleyt bis vergleyt, z.T. anmoorig (Holozän), 5

Auf der großen zusammenhängenden Niederterrassenfläche zwischen Lambach und dem Blattrand nordöstlich Wels treten über den würmeiszeitlichen Schottern, vergleyte bis anmoorige Kolluvien auf, die an sehr flache, geomorphologisch oft kaum auffallende Mulden gebunden sind (vgl. B.-M. für Land- und Forstwirtschaft, Bodenkarte, 1980). Sie begleiten vor allem den Steilrand zum höheren Gelände und schließen jeweils an die Ausmündungen der größeren Täler an, so an den Zeilinger Bach nordöstlich Lambach, besonders aber an den Grünbach, der mit dem Austritt auf die Niederterrassenebene bei Hochwässern seinen Lauf mehrmals verlegt hat, bis er allmählich in den liegenden Schottern versiegte. Die mitgeführten Schwebstoffe wurden dabei sedimentiert und haben die flachen Mulden allmählich abgedichtet, wodurch der Lauf des Baches immer wieder verlängert wurde und heute bis in den Bereich des Flugfeldes von Wels reicht. Da diese Muldenfüllungen vor allem im Raum Grünbach in die dort verbreiteten spät- bis frühpostglazialen

schluffigen Deckschichten (Leg.Nr. 16) eingelagert sind, dürften sie vorwiegend postallantischen Alters sein. Ihre periodische, z.T. episodische Sedimentation hielt bis zu den jüngsten Entwässerungsmaßnahmen an.

Unterstes Erosionsniveau im Kies der Niederterrasse des Ager-, Traun- und Almtales, z.T. mit holozäner Auenablagerung (Kies, Sand, Ton) bedeckt, 4

Die im wesentlichen als Erosionsform in den Niederterrassenschottern ausgebildete Einheit unterscheidet sich von den höheren Erosionsstufen nicht nur durch die geringere Höhe über der holozänen Talsohle (5–8 m in Kopfung-Graben bei Lambach, 5–7 m im Stadtzentrum Wels, ca. 5 m im unteren Almtal), sie weist auch andere Bodenbildungen auf (H. KOHL, 1955b). Auf der Terrasse von Kopfung-Graben bei Lambach findet sich ohne holozäne Überdeckung eine nur 30–40 cm eingreifende Euredensina auf Schotter ohne jede Verlehmung.

Bei Wels und im Almtal sind auf holozänen Überdeckungen dieser Terrassenstufe Aubodentypen vertreten. Auf der Stufe in Wels konnte zwischen zwei römischerzeitlichen Kulturschichten aus dem 2. und dem 3. Jh. eine 1–1,5 m mächtige, somit römerzeitliche Aufschotterung festgestellt werden und außerdem noch über der Kulturschicht aus dem 3. Jh. eine ungestörte Sedimentdecke, die auch an anderen Stellen beobachtet werden konnte und 1–3 m erreichen dürfte (K. HOLTER, 1970/71). Es ist anzunehmen, daß Katastrophenhochwässer noch bis nach Abschluß der Traunregulierung gegen Ende des 19. Jh. diese Terrassenstufe, zumindest teilweise, überflutet haben.

Ablagerung (Kies, Sand, Ton) des Oberen Hochflutfeldes (höhere Tal- aue), 3

Ausgehend vom Donautal bei Linz (H. KOHL, 1968) läßt sich das Trauntal aufwärts die holozäne Talfüllung in eine höhere, ältere (Oberes Hochflutfeld) und eine untere, jüngere Austufe (Unteres Hochflutfeld) gliedern. Die beiden Niveaus sind durch einen 1–2 m hohen Erosionsrand voneinander getrennt, der sich linksseitig ziemlich geschlossen bis Wels verfolgen läßt. Oberhalb Wels erscheint das Obere Hochflutfeld stärker aufgelöst, ist aber noch fast zusammenhängend bis gegenüber der Almmündung vertreten. Rechtsseitig tritt es isoliert an den Talmündungen des Schleißheimer Baches, des Thalbaches und unterhalb der Mündung des Fischlhamer Tales auf. Isoliert ist es auch noch in den breiteren Talsohlen oberhalb der Almmündung erkennbar, vor allem in der Weitung von Stadl-Paura und selbst an der Ager kurz vor der Mündung in die Traun. Auch im Almtal können höhere Talbodenreste, so nördlich Almegg, östlich der Laudachmündung sowie nordöstlich und südöstlich Vorchdorf, diesem Niveau zugeordnet werden.

Nähere Alterseinstufungen sind im Kartenbereich nicht möglich, an der Donau bei Linz erlauben Baumstammfunde und archäologische Befunde eine Zuordnung zu größeren Sedimentationsphasen im Subboreal und im älteren Subatlantikum (H. KOHL, 1968). Da dieses höhere Niveau an der Donau noch von den größeren Hochwässern überflutet wird, was auch an der unteren Traun bis zur Regulierung des Flusses der Fall war, wird es auch hier als Oberes Hochflutfeld bezeichnet.

Auenablagerung (Kies, Sand, Ton; Holozän), 2

Diese Ausscheidung umfaßt außerhalb des Ager-, Alm- und Trauntales alle holozänen Talfüllungen, soweit sie als solche erkennbar sind. An Ager, Alm

und Traun bezeichnet sie nur die untere Austaufe, was dem jüngeren Holozän entspricht. Diese Stufe wurde bis nach Abschluß der Regulierungen Ende des 19. Jh. regelmäßig von Hochwässern überschwemmt. Seither hat sich die untere Traun von Wels abwärts kräftig eingetieft (bei der Straßenbrücke Wels etwa 7 m), wodurch es nur noch oberhalb des Welser Wehres fallweise zu Überflutungen kommt.

Anthropogene Geländeform oder Ablagerung, 1

Damit werden alle größeren künstlichen Geländeänderungen bezeichnet. Aus Maßstabgründen mußte auf die Einzeichnung von kleineren auf Verkehrswege (Bahnen, Straßen, Autobahn) beschränkte Dämme und Geländeeinschnitte sowie die bei einzelnen kleineren Bauten verursachten Veränderungen verzichtet werden. Auch geschlossene Siedlungsbereiche wurden davon ausgenommen, weil sonst die Darstellung der geologischen Verhältnisse zu sehr gelitten hätte.

5. Geologischer Bau

5.1. Molassezone

(H.G. KRENMAYR)

5.1.1. Regionale Gliederung und Tektonik

Die Molassezone im Norden des alpinen Gebirgskörpers ist das klassische Beispiel eines asymmetrischen und einseitig überschobenen Vorlandbeckens (Tafel 1), das in der Hauptsache mit den Abtragungsprodukten des jungen Gebirges im Süden, zum geringeren Teil auch mit Sedimentmaterial vom alten (variszischen) Kristallinmassiv der Böhmisches Masse im Norden während des Tertiärs verfüllt worden ist.

Der Untergrund der tertiären Molasse wird durch den Südrand der europäischen Kontinentalplatte gebildet, die im Zuge der fortschreitenden nordvergenten Überschiebung des alpinen Deckenstapels flexurartig gegen Süden abgesenkt wurde. Im bayerisch-österreichischen Raum handelt es sich dabei um das Kristallin der Böhmisches Masse (v.a. Granite, Gneise, Granulite) samt seiner paläozoisch-mesozoischen Sediment-Auflage. Diese Absenkung, bei gleichzeitiger Überschiebung sowie einer Transgression des Meeres nach Norden, führte ab der Wende Eozän/Oligozän einerseits zur Ausschaltung des nördlichsten Teilbeckens der Tethys, des helvetischen Troges, und durch die beginnende Heraushebung des Orogens über den Meeresspiegel zur Abtrennung der Paratethys als eigenständigem Sedimentationsraum andererseits. Dies gilt als der eigentliche Beginn der Molassesedimentation. Aus dem südlichen Teil des Molassebeckens sind, wahrscheinlich infolge der anhaltenden Überschiebungsbewegungen, auch in Bohrungen keinerlei Belege vorhanden. Auch der zentrale Beckenteil („Äußere Zentrale Molasse“ nach W. FUCHS, 1980) wurde noch vollständig überschoben und die Sedimentfüllung z.T. – in tektonische Schuppen zerlegt – nach Norden mittransportiert. Diese Schuppen bilden heute die sogenannte verschuppte Molasse („Innere Zentrale Molasse“ nach FUCHS, 1980), die aber nur in Bayern und dann erst wieder vom Almtal gegen Osten an der Oberfläche erschlossen ist. Westlich der Alm sind die Schuppenkörper unter der Haller Serie und der Innviertler Serie begraben. Die Vorlandmolasse („Unge störte Äußere Molasse“ nach W. FUCHS, 1980) blieb von Verschuppung und

Überschiebung verschont; nur der äußerste Südrand wurde durch einen späten Nordschub des alpinen Deckenstapels in einer schmalen Zone noch deutlich versteilt („Gestörte Äußere Molasse“ nach W. FUCHS, 1980). Das Kartenblatt Wels hat aber an dieser Zone keinen Anteil mehr. Die nördliche Begrenzungslinie der Schuppenkörper im Untergrund liegt auf Höhe der Bohrung Hermannsdorf 1 (Nr. 41), etwa zwei Kilometer von der südlichen Blattgrenze entfernt (Tafel 1).

Die Vorlandmolasse im Bereich des Kartenblattes ist zumindest bis in die Obere Puchkirchener Serie hinein von bruchtektonischen Versetzungen betroffen, die auch für die Bildung von Öl- und Gaslagerstätten von Bedeutung sind. Die jungen (posteozenen) Bruchlinien sind großteils W–E-orientiert und durch die Zerrungstektonik während des Abtauchens der Vorlandplatte bedingt. Ein älteres (präeozenes) konjugiertes System aus NE- bzw. NW-verlaufenden Brüchen mit z.T. über 1000 m Sprunghöhe zerschneidet die Vorlandplatte und ihre mesozoische Sedimentauflage in keilförmige Blöcke, die einheitlich nach Osten verkippt wurden. Dieses System wurde im Tertiär und Quartär in Form von Seitenverschiebungen mit teilweise transpressivem Charakter reaktiviert (L. WAGNER, 1996a). Das Ausmaß dieser Tektonik in den postoligozänen Anteilen der Vorlandmolasse ist nicht näher bekannt. Die in Aufschlüssen vereinzelt beobachtbaren, recht flachen Fallwerte (siehe Eintragungen in der geologischen Karte) sind vermutlich durch oberflächennahe Bewegungen bedingt; sie zeigen fast immer ein hangeinwärtiges Einfallen und können daher für die Deutung der beckenweiten Lagerungsverhältnisse nicht verwendet werden.

Literatur: E. BRAUMÜLLER, 1959, 1961; W. FUCHS, 1980; O. MALZER et al., 1993; F. STEININGER et al., 1986; L. WAGNER, 1996a.

5.1.2. Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum

Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum tritt im Blattbereich an der Oberfläche nicht auf, wurde aber in Bohrungen angetroffen. Die ältesten, an Gabelstrukturen gebundenen, Sedimentgesteine über dem Kristallin der Böhmisches Masse sind kontinentale Ablagerungen, die mittels Pollen und Sporen ins Jungpaläozoikum eingestuft wurden (siehe z.B. Kap. 10, Bohrung 20 und 36). Doch ist auch ein jüngerer Alter nicht auszuschließen, weil diese Fossilien auch umgelagert vorliegen könnten.

Das autochthone Mesozoikum beginnt im mittleren Dogger mit Flußsanden, die von tonigen Sumpfablagerungen mit Kohlelagen und schließlich flachmarinen Sandsteinen überlagert werden (z.B. Kap. 10, Bohrung 37). Im oberen Dogger und Malm ist das Gebiet Teil der süddeutschen Karbonatplattform. Im oberen Dogger sind diverse fossilreiche, oft knollige und hornsteinführende Kalke, z.T. auch Sandsteine des inneren Schelfs entwickelt. Im Malm gelangten Algen- und Schwammkalke, Korallenriffkalke und lagunäre Dolomite, Kieselkalke, Stromatolithen-Kalke und Breccien zur Ablagerung.

In der Unterkreide wurde die jurassische Schichtfolge großräumig subaerisch erodiert und stark verkarstet.

Nach der Diskordanz folgt, im Bereich des Kartenblattes ab dem Cenoman, der zweite mesozoische Sedimentationszyklus. Im Cenoman kamen glaukonitische, sturmbeeinflusste Sandsteine und Kalke zur Ablagerung, die mit der Regensburg-Formation in Bayern korrelierbar sind. Im Unterturon folgen schwarze, glaukonitische Tonmergel des äußeren Schelfs, die wiederum in sturmgeprägte Glaukonitsandsteine übergehen. Vom Oberturon bis ins Ober-Campan wurden im Norden Sandsteine, im Süden Globotruncanen-

Mergel des äußeren Schelfs abgelagert. Jüngere Sedimente fehlen, denn am Ende der Oberkreide erfolgte eine Hebung über den Meeresspiegel mit einer nachfolgenden, kräftigen Erosion des Sedimentstapels.

Literatur: W. FUCHS, 1980; O. MALZER et al., 1993; L. WAGNER, 1996a,b.

5.1.3. Biostratigraphie des marinen Tertiärs

(Ch. RUPP)

Die Stratigraphie im allgemeinen liefert ein zeitliches (und auch räumliches) Gerüst, in welches einzelne Gesteinskörper eingeordnet werden können. Die Biostratigraphie bietet dabei die Möglichkeit, auf Grund des beobachteten Auftretens von einzelnen Fossilien oder Fossilgruppen, sowie mit Hilfe der wechselnden Faunen- und Florenvergesellschaftungen fossilführende Gesteinskörper in dieses Schema einzuordnen und damit zu „datieren“.

Im marinen Anteil der oberösterreichischen Molassezone sind neben den Mollusken (Gastropoden und Bivalven) vor allem Mikrofossilien wie Foraminiferen, Ostracoden und das Nannoplankton (Coccolithen etc.) von stratigraphischem Wert. Speziell im Welser Raum, wo seit Beginn dieses Jahrhunderts auf Erdöl und Erdgas prospektierte Tiefbohrungen abgeteuft wurden (B.J. SCHUBERT, 1904), zeigte sich schon sehr früh der stratigraphische Wert von planktonischen, vor allem aber der benthonischen Foraminiferen. Die von den Erdölfirmen (Eurogasco, RAG) vorangetriebenen stratigraphischen Studien (V. PETTERS, 1936; K. GOHRBANDT, 1960) führten bereits in den 60iger Jahren zu einem allgemein anerkannten stratigraphischen Konzept, das mit Ausnahme kleiner Änderungen bis heute Gültigkeit hat (F. RÖGL & Ch. RUPP, 1996).

Im Bereich des Kartenblattes Wels sind an der Oberfläche ausschließlich marine Sedimente der Stufen Egerium und Ottnangium verbreitet (Tab. 1).

Egerium

Die Paratethys-Stufe Egerium stellt eine das obere Oligozän und untere Miozän umfassende Stufe dar. Durch das vollständige Fehlen der *Paraglobobolalia kugleri* (BOLLI) (wichtig für die Grenzziehung Chatt–Aquitain bzw. Oligozän–Miozän) in der gesamten Paratethys, wurde eine solche grenzübergreifende Stufe notwendig. Im oberösterreichischen Molassebecken sind unter den Foraminiferen neben Großforaminiferen (*Miogypsinoides*) sandschalige Foraminiferen (*Psammosiphonella cylindrica* (GLAESSNER), *Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN), *R. rotundidorsatum* (HANTKEN), *R. aff. amplectens* (GRZYBOWSKI), *Budashevaella multicamerata* (VOLOSHINOVA)), Uvigerinen (*U. steyri* PAPP, *U. rudlingensis* PAPP) und Bolivinen stratigraphisch von großer Bedeutung.

Im Raum von Wels treten im Raum Schönau, Wallern, Finklham und Scharfen dunkelbraune, siltige Tone des Älteren Schliers (Leg.Nr. 49) zu Tage. Die sehr unterschiedlich ausgeprägten Mikrofaunen dieser Sedimente können durch das Auftreten von *Uvigerina rudlingensis* PAPP und *Uvigerina mantaensis* CUSHMAN & EDWARDS in das untere Egerium eingestuft werden.

Eggenburgium

Das Eggenburgium ist stratigraphisch durch das Auftreten einer sehr diversen Molluskenfauna mit großen Pectiniden der Gattungen *Chlamys*, *Pecten* u. a. definiert.

Tabelle 1

▷▷▷

Korrelation der oligozänen und miozänen Paratethysstufen mit der internationalen Stufengliederung, sowie Plankton- und Nannoplankton-Zonen (nach RÖGL, 1996).

M. A.	EPOCHE	INTERNAT STUFEN	ZENTRALE PARATETHYS STUFEN	BIOZONEN Berggren & al. 1995			
				planktonische Foraminiferen	kalkiges Nannoplankton		
5	PLIO- ZÁN	ZANCLIUM	DACIUM	PL1	NN13		
					NN12		
10	Ober MIOZÁN 5.3 11.0	MESSINIUM	PONTIUM	M14			
		TORTONIUM	PANNONIUM	M13	b	NN11	
					a	NN10	
							NN9b
							NN9a/8
						M12	NN7
				M11- M8	NN6		
15	Mittel MIOZÁN	SERRAVALLIUM	SARMATIUM	M7			
			BADENIUM	M6	NN5		
		LANGHIUM		M5			
20	Unter MIOZÁN	BURDIGALIUM	KARPATIUM	M4	NN4		
			OTTNANGIUM	M3	NN3		
		EGGENBURGIUM		M2			
			AQUITANIUM	EGERIUM	M1	b	NN2
						a	NN1
CHATTIUM		P22	NP25				
30	OLIGOZÁN	RUPELIUM	KISCELLIUM	P21	b	NP24	
					a		
						P20	
				P19	NP23		
				P18	NP22		
35	Ober EOZÁN	PRIABONIUM	PRIABONIUM	P17	NP21		
				P16	NP 19-20		
				P15	NP18		

Foraminiferen von stratigraphischer Bedeutung sind *Lenticulina buergli* (WENGER), *Uvigerina posthantkeni* PAPP und Elphidien (*E. felsense* PAPP, *E. subtypicum* PAPP und *E. ortenburgense* (EGGER)). *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) und *Paragloborotalia? acrostoma* WEZEL setzen im unteren Eggenburgium ein.

An der Basis des Miozänschliers bei Holz (O Wallern) und am Gronall wurden stark siltige Feinsande angetroffen, die sehr diverse Mikrofaunen enthalten. Gut erhaltene ältere Elemente (aus dem Eggenburgium und älter) wie *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Elphidium ortenburgense* (EGGER), *E. cryptostomum cryptostomum* (EGGER), *Globigerina* cf. *anguliofficialis* BLOW würden für eine Einstufung in das Eggenburgium sprechen, selten enthaltene Exemplare von *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) sowie *Bolivina matejkai* CÍCHA & ZAPLETALOVA jedoch treten erst ab dem Ottnangium auf. Die älteren Elemente dieser Faunen werden somit trotz ihrer durchwegs guten Erhaltung als umgelagert interpretiert und die Proben in das untere Ottnangium eingestuft.

Ottnangium

Der Beginn des Ottnangiums, ursprünglich faunistisch durch das Auftreten kleinwüchsiger Mollusken aus dem atlantisch/borealen Bereich charakterisiert, wird mikrofaunistisch durch das Erstauftreten von *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) definiert, ferner ist das gehäufte Auftreten von *Lenticulina inornata* (D'ORBIGNY) charakteristisch für einzelne, nicht für alle Bereiche des Robulusschliers („*Robulus*“ = *Lenticulina*), dem tiefsten Schichtglied der Sedimente des Ottnangiums im östlichen oberösterreichischen Molassebeckens. Weiters setzen mit dem Ottnangium Arten wie *Bolivina matejkai* CÍCHA & ZAPLETALOVA oder *Bolivina scitula* HOFMANN ein und sind somit ebenfalls hilfreich bei der Unterteilung des Miozänschliers.

Weite Bereiche im Nordteil des Kartenblattes werden von Sedimenten des unteren Ottnangiums aufgebaut; doch auch im südlichen Teil des Kartenblattes treten sie im Alm- und Laudachtal zu Tage. Die Grenze zwischen Haller Schlier (Eggenburgium) und Robulusschlier (Otnangium) ist erst südlich des Kartenblattes im Almtal, zwischen Pappelleiten und Seyrkam, zu finden (H. EGGER et al., 1996, Stop 9).

Ostracoden des Ottnangium

(I. ZORN)

Im Robulusschlier s. str. (Leg. Nr. 47) wurden im Bereich des Kartenblattes in der Regel nur wenige und häufig nur Bruchstücke von Ostracoden angetroffen. Die Vertreter der Cytheruridae, wie *Kangarina* cf. *abyssicola* (MÜLLER, 1894), *Hemicytherura* aff. *videns* (MÜLLER, 1894) und *Eucytherura* sp., sind kleinwüchsig und am besten erhalten. Weiters kommen selten *Olimfalunia minor* WITT, 1967, *Loxoconcha* aff. *eggeriana* LIENENKLAUS, 1897, *Cytheridea lacunosa* KOLLMANN, 1960?, sowie *Cnestococythere*, *Costa* und *Buntonia* vor. *Cytheridea lacunosa* KOLLMANN, 1960 und *Olimfalunia minor* WITT, 1967 sind bisher als typische Vertreter des Eggenburgium angesehen worden. Sie sind wahrscheinlich umgelagert.

Im Grenzbereich Robulusschlier s.str. zu Haller Schlier (Proben vom Gronall, östlich Wallern und von einer Flachbohrung bei der Innbachbrücke südöstlich Bad Schallerbach) wurde eine reichhaltigere Ostracodenfauna gefunden. Zusammenfassend kommen folgende Arten vor: *Loxoconcha* aff. *delemontensis* OERTLI, 1956, *Aurila ventrisulcata* WITT, 1967, *Kangarina* cf. *abyssicola* (MÜLLER, 1894), *Cytherella vulgata* RUGGIERI, 1962, *Henryhowella asperrima* (REUSS, 1850), *Pterygocythereis ceratoptera* (BOSQUET, 1852), *Eucythere* cf. *triangularis* LIENENKLAUS,

1894, *Costa* aff. *polytrema* (BRADY, 1878), *Eucytherura* sp., *Paradoxostoma* sp., *Cytheridea* sp., *Cytheropteron* sp., *Semicytherura* sp. und *Leguminocythereis* sp.

Die Fauna des Robulusschliers s. str. beinhaltet Ostracodenarten, wie sie in dieser Zusammensetzung generell im unteren Ott nangium und dabei vor allem im Ott nanger Schlier vorkommen. *Aurila ventrisulcata* WITT, 1967, *Loxoconcha* aff. *delemontensis* OERTLI, 1956 und *Costa* aff. *polytrema* (BRADY, 1878) sind bisher auf das Unter- und Mittel-Ott nangium beschränkt. *Henryhowella asperri-ma* (REUSS, 1850) wurde im Ott nangium im Ott nanger Schlier und im Robulusschlier s. str. gefunden und deutet auf infraneritische Bedingungen hin. Nach MÖRKHOVEN (1963) bevorzugten Vertreter dieser Gattung Wassertiefen von mehr als 100 m.

In der Kletzenmarkt-Glaukonitsand Formation (Leg.Nr. 46) kommen nur wenige Ostracoden vor. Es handelt sich um Bruchstücke oder Einzelklappen der Gattungen *Cyamocytheridea*, *Loxoconcha*, *Hemicytherura*, *Kangarina*, *Cushmanidea*, *Eucytherura*, *Callistocythere*, *Olimfalunia*, *Costa*, *Grinioneis*, *Propontocypris*, *Pterygocythereis* und *Cytheropteron*. *Loxoconcha* aff. *delemontensis* OERTLI, 1956, *Propontocypris solida* RUGGIERI, 1952 und *Kangarina* cf. *abyssicola* (MÜLLER, 1894) ließen sich artlich bestimmen. Sie kommen auch im Ott nanger Schlier auf Blatt 48 Vöcklabruck vor. Im Ott nanger Schlier von Blatt 49 wurden nur Bruchstücke von *Cytheridea* gefunden.

Die Vöckla-Schichten (Leg.-Nr. 48) in Lambach, nördlich der Stiftskirche, lieferten *Cytheridea* cf. *Jacunosa* KOLLMANN, 1960, *C.* cf. *ottnangensis* (TOULA, 1914), *Costa* aff. *polytrema* (BRADY, 1878) und *Eucytherura*. In den Atzbacher Sanden (Leg.Nr. 45) kommen *Cnestocythere*, *Cytheridea* und *Cushmanidea* vor.

Die im Ott nangium stratigraphisch wichtigen Arten konnten in den untersuchten Proben zum Teil nicht gefunden werden, so z. B. *Carinivalva neuhofenensis* (WITT, 1967), *Olimfalunia* sp. A (siehe I. ZORN, 1995) und eindeutige Exemplare von *Cytheridea ottnangensis* (TOULA, 1914). Das Vorkommen dieser Arten ist auf das Unter- und Mittel-Ott nangium beschränkt (I. ZORN, 1995). Letztere ist sogar Zonenleitfossil der *Neomonoceratina helvetica*-*Cytheridea ottnangensis* Zone (R. JIRICEK, 1975, 1983). Nur *Aurila ventrisulcata* WITT, 1967, *Loxoconcha* aff. *delemontensis* OERTLI, 1956 und *Costa* aff. *polytrema* (BRADY, 1878), die ebenfalls typische Arten des Ott nangium sind, konnten nachgewiesen werden.

5.1.4. Tektonische und fazielle Entwicklung des marinen Tertiärs

Einen Überblick über die Stratigraphie der marinen Molassesedimente und deren ungefähre maximale Mächtigkeiten im Bereich des Kartenblattes gibt Tab. 2.

Im Ober-Eozän wird der zu einer Hügellandschaft erodierte Bereich von der Tethys her neuerlich überflutet. Die Sedimente des Ober-Eozäns sind faziell reich differenziert, wobei im Bereich des Kartenblattes vor allem Sandsteine und Lithothamnien-Schuttkalke zur Ablagerung gelangen.

Die kräftige Vertiefung des Beckens und die Abschnürung der Paratethys von den Weltmeeren führt im unteren Oligozän (Kiscellium; ehemals Latdorf und Rupel) zur einheitlichen Fazies des Fischeschiefers („Latdorf-Fischeschiefer“), das sind dunkle Ton- bis Kalkmergel mit hohem organischem Anteil, die nachweislich das Muttergestein für die Ölvorkommen darstellen. Darüber folgt der Helle Mergelkalk, der aus einem pelagischen Coccolithen-Schlamm hervorgegangen ist und somit ebenfalls tiefes Wasser anzeigt. Ein noch geringerer klastischer Eintrag führt dann zur Sedimentation des Bändermergels, in dem dunkle Tonmergellagen mit hellen Kalkmergellagen aus Coccolithen

		AUTOCHTHONE VORLANDMOLASSE	
		NORDEN	SÜDEN
PLEIS. — PLIOZ.	HOLOZÄN - O. PLIOZÄN	Schotter	Moränen Terassenschotter Schotter
	M I O Z Ä N	OTTNANGIUM	Ottnanger Schlier (~60m) Norden: Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Fm. (~80m) Osten: Robulusschlier s. str. (>300m)
EGGENBURG.			Haller Serie (~750m) Grobklastische Haller-Basisschichten
O L I G O Z Ä N		EGERIUM	Älterer Schlier (~370m) Linzer Sande (?)
	KISCELLIUM		Tonmergelstufe (~160m)
			Bändermergel (~50m)
		Heller Mergelkalk (~20m)	
		Fischschiefer (~13m)	
EOZÄN	O. EOZÄN	Sandsteine (~30m)	Lithothamnien - Schuttkalke (~30m)

Tabelle 2: Lithostratigraphische Tabelle der tertiären marinen Molasse für den Bereich von Kartenblatt Wels, mit Angabe von ungefähren maximalen Mächtigkeiten. Wellenlinie = Diskordanz.

abwechseln. Danach steigt der Materialeintrag in das weiterhin tiefe Becken rasant an und noch im Kiscellium wird die sogenannte Rupel-Tonmergelstufe abgelagert, die als erstes Schichtglied auch eine bedeutende Mächtigkeit entwickelt (siehe Tab. 2). Es handelt sich um siltige Tonmergel und dunkle

Kalkmergel und Kalke, denen im Süden bereits gröberklastisches Material aus den Alpen eingelagert ist. Die nördlichen Verbreitungsgrenzen der diversen Schichtglieder des Kiscelliums liegen in jeweils etwas abweichender Lage in der nördlichen Hälfte des Kartenblattes.

Im Egerium findet eine bedeutende Verschiebung der Trogachse gegen Norden statt (STEININGER et al., 1986). Es herrschen weiterhin Tiefwasserbedingungen und es beginnt die Sedimentation der für die Molassezone so typischen, grauen, siltreichen und sandigen Mergel: dem Schlier. Im Egerium unterscheidet man die Obere und Untere Puchkirchener Serie, jeweils ca. bis 1000 m mächtig, in denen im südlichen Blattbereich die Tiefseefächer aus dem Alpenkörper mit der Beckenfazies des Schliers verzahnen. Die grobklastischen Einschaltungen sind wichtige Öl- und Gasspeicher. Die Schlierfazies ist im Norden des Kartenblattes in Form des Älteren Schliers erstmals auch an der Oberfläche erschlossen. Das dunkle, tonige Sediment mit zahlreichen Fischschuppen und anderen Fossilien (vgl. Erläuterungen zur Legende, Nr. 49), die vor allem in den häufig eingeschalteten Diatomitlagen und Menilithpaketen zu finden sind, ist in tieferem Wasser unter eingeschränkten Strömungsverhältnissen (reduzierendes Milieu) entstanden. Dies ist möglicherweise auf die Unterbrechung der Meeresverbindung nach Westen zurückzuführen, wo zu dieser Zeit die Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse stattfindet. WAGNER (1996a) erklärt diese Fazies allerdings im Zusammenhang mit einem up-welling-Modell aufgrund weltweit aktiver, kalter Tiefenströmungen und rekonstruiert daher im Bereich südlich von Salzburg eine tiefmarine Verbindung zum Mediterran über den Ostalpinen Deckenstapel hinweg.

Im äußersten Norden des Kartenblattes wurden in der Bohrung Scharfen (Kap. 10, Nr. 1) in 345 m Tiefe noch die Linzer Sande angetroffen. Diese stellen die nördliche Beckenrandfazies des Egeriums dar. Die Obere Puchkirchener Serie unterlag in der Folge einer kräftigen submarinen Erosion, die auch den Älteren Schlier betraf, weshalb in diesem im Blattbereich vorwiegend das untere Eger biostratigraphisch dokumentiert ist.

Über der Diskordanz setzt im Zuge der Transgression des Eggenburgiums mit den grobklastischen Haller Basisschichten die Haller Serie ein. Diese Schlierfazies ist noch immer turbiditisch beeinflusst. Die nördliche Verbreitungsgrenze der Haller Serie bleibt aufgrund späterer, wiederum submariner Erosionsvorgänge hinter jener des jüngeren Robuluschliers s. str. zurück (Abb. 7). Das Sediment ist daher an der Oberfläche nicht erschlossen, wurde im Blattbereich aber zum Beispiel in der Bohrung Nr. 4 (knapp nördlich Wels) schon 200 m mächtig erbohrt.

Da die im Folgenden beschriebenen Sedimente der basalen Innviertler Gruppe des unteren Ottnangium im Blattbereich an der Oberfläche auftreten, werden deren Lagerungsverhältnisse (Abb. 7), Fazies und Environment nun eingehender behandelt. Die detaillierten lithologischen Beschreibungen sind jedoch den Erläuterungen zur Legende (Nr. 44 bis 48) zu entnehmen.

Die Innviertler Gruppe zeigt im Großen einen muldenartigen Bau mit den größten Mächtigkeiten im Großraum um Mattighofen, westliches Oberösterreich (F. ABERER, 1958). Gegen Westen und Osten nehmen die Mächtigkeiten ab, ebenso nach Norden, wo die Sedimente weiter als alle älteren Schichtglieder auf das Kristallin transgredieren; gegen den Alpenrand zu streichen sie, bedingt durch einen späten Nordschub, nach oben aus. Die Lage der ehemaligen Südküste ist unbekannt, kann aber durchaus noch über den nördlichen alpinen Einheiten gelegen haben (L. WAGNER, 1996a), da die südlichsten Anteile des Robuluschliers s. str., der als einziges Schichtglied

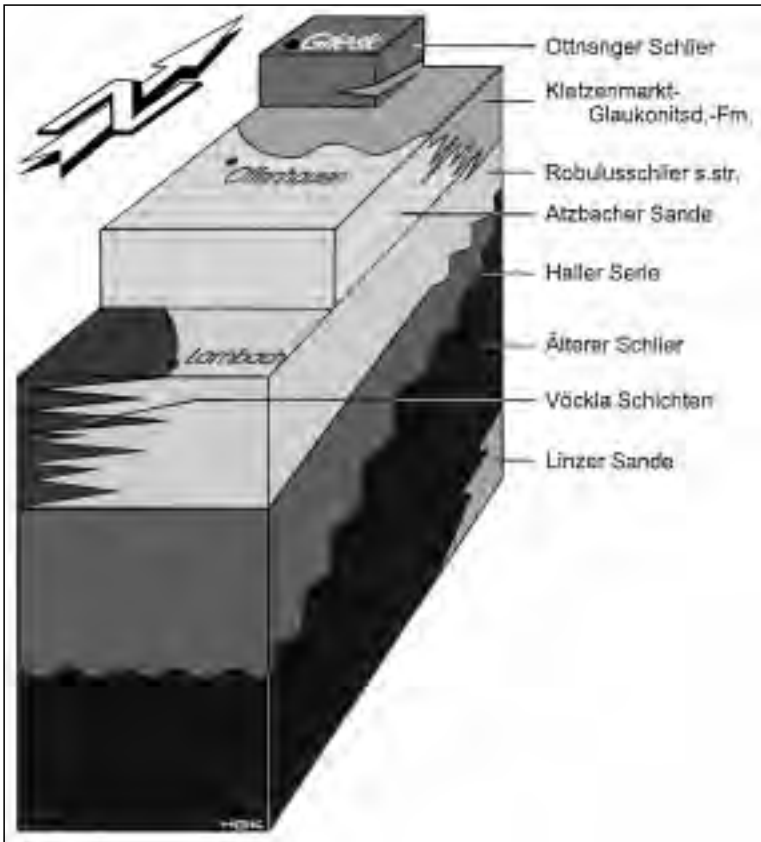


Abb. 7: Die Lagerungsverhältnisse der oberflächennahen marinen Molassesedimente im NW-Bereich von Kartenblatt Wels, mit stark schematisierter Geländeoberfläche. Die relativen Mächtigkeitsverhältnisse in der Graphik entsprechen nur im Abschnitt des Otttangiums (Robulusschlier s.str. aufwärts) den natürlichen Gegebenheiten. Wellenlinie = Diskordanz; strichlierte Linie = sedimentärer Übergang.

der Innviertler Serie im Süden vertreten ist, nach wie vor in Beckenfazies vorliegen.

Der Bereich des Kartenblattes Wels befindet sich also bereits weit östlich des Muldenzentrums, gerade hier wird aber z.B. anhand der nach Osten abfallenden Formationsgrenze zwischen Robulusschlier s. str. bzw. Vöckla-Schichten und den Atzbacher Sanden deutlich, daß die Sedimente zwar insgesamt eine Muldenform auffüllen, die interne Struktur dieser Füllung aber nicht einfach zwiebelschalenartig vorzustellen ist (H.G. KRENMAYR, 1994). Hingegen sind, bezüglich der Lagerungsverhältnisse, neben dem Einfluß späterer großräumiger Verkippungen oder Verbiegungen und möglicherweise junger Bruchtektonik vor allem die sicher vorhandene Heterochronie der Faziesgrenzen, sowie synsedimentär-erosive Vorgänge zu beachten, die am Meeresboden ein entsprechendes Relief verursacht haben. Allerdings ist die chronostratigraphische Auflösung in der Zeit des unteren Otttangium noch

bei weitem zu ungenau um diese Faktoren voneinander trennen zu können. Hier könnte nur eine sequenzstratigraphische Analyse anhand moderner Seismikdaten eine Aufklärung bringen.

Der altersmäßig bereits ins Ottnangium und zur Innviertler Gruppe gehörende Robulusschlier s. str. geht im Süden konkordant aus dem Schlier der Haller Serie hervor (F. ABERER, 1958), während er im nördlichen Blattbereich diskordant über dem Relief des Älteren Schliers liegt. Mit der nicht mehr turbiditischen Fazies des Robulusschliers s.str. beginnt die zunehmende Verflachung des Meeresraumes.

Fossilinhalt, Korngröße, sedimentäre Strukturen und Bioturbation sprechen für eine Entstehung dieses typischen Schliers in einem gut durchlüfteten, von Bodenströmungen beeinflussten Meeresraum, in einer Wassertiefe bis etwa 200 m. Die Hauptquelle für das klastische Material der Innviertler Gruppe dürfte das Fandelta der Sand-Schotter-Gruppe im Raum Salzburg sein (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987). Diese Ableitung wird auch durch das Schwermineralspektrum dieser Sedimente unterstützt (P. FAUPL et al., 1988). Die entsprechende Vergrößerung der Korngrößen und die geringere Wassertiefe des Environments gegen Westen kommt durch den lateralen Fazieswechsel des Robulusschlier s. str. in die Vöckla-Schichten im Raum Lambach zum Ausdruck. Diese stellen bereits ein von Gezeitenströmungen geprägtes flachmarines Sediment dar (H.G. KRENMAYR, 1991). Die Gezeitenwelle erreichte das österreichische Molassebecken wahrscheinlich durch die wieder existierende Meeresverbindung (es ist dies die Zeit der Oberen Meeresmolasse in Bayern) über das bayerische und schweizerische Molassebecken und das Rhonetal zum Mittelmeer (O. SZTANÓ, 1994). Eine weitere Zunahme des Sandanteils und der Intensität der Gezeitenströmungen ist in den im Hangenden folgenden Atzbacher Sanden festzustellen, die mit den Vöckla-Schichten, bzw. dem Robulusschlier s. str., den sie gegen Nordosten weit hin übergreifen, durch einen sedimentären Übergang verbunden sind. Ob dies auch eine weitere Verflachung des Meeresraumes bedeutet ist ungeklärt. In den Atzbacher Sanden ist eine Reihe unterschiedlicher flachmariner Environments dokumentiert (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987; H.G. KRENMAYR, 1993, 1994; A. UCHMAN & H.G. KRENMAYR, 1995), die von Rippel- und Sandwellenfeldern, intensiv oder kaum verwühlten Schlammflächen bis hin zu breiten sandgefüllten Rinnen reichen. Diese Rinnenfazies ist als rund zwei Kilometer breite SW-NE-verlaufende Zone über das gesamte Verbreitungsgebiet der Atzbacher Sande verfolgbar und ist im Blattbereich auf der Anhöhe zwischen Offenhausen und Kematen am Innbach entwickelt (aufgeschlossen in den Sandgruben bei See und Untereggen). Neben eben laminierten und massigen Sanden treten auch Pelitklasten-reiche Sande sowie großdimensionale Schrägschichtungskörper auf (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987). Im Bereich der Blätter 47 Ried und 48 Vöcklabruck treten innerhalb der Rinnenfazies auch mächtige, meist pelitreiche Rutschmassen (Slumpingpakete) auf (H.G. KRENMAYR & R. ROETZEL, 1996). Dieser Sedimenttyp konnte zwar auf Blatt Wels in den wenigen Aufschlüssen bislang nicht beobachtet werden, sein Vorhandensein ist aber zu erwarten. Die Rinnenfazies beginnt vermutlich in der Spätphase der Ablagerung der Atzbacher Sande erosiv in die Sedimente der Sandwellenfelder, Rippelfelder und Schlammflächen einzuschneiden, deren Bildung sich aber außerhalb der Rinnenfazies auch fortgesetzt haben mag. Entsprechende Sedimente finden sich jedenfalls auf der Anhöhe südlich von Offenhausen in der gleichen Höhenposition und sogar noch darüber wie die Rinnensande bei See und Untereggen. Die östliche bzw. nordöstliche Fortsetzung der Atzbacher Sande ist erodiert.

Nach Norden gehen die Atzbacher Sande in die lithologisch eigenständige Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation über; die Korngröße ist häufig deutlich gröber und es treten kiesige Rinnenfüllungen mit großdimensionalen Schrägschichtungskörpern auf. Auch hier ist der Einfluß von Gezeitenströmungen (aber mit etwas geänderten Strömungsrichtungen) nachweisbar (H.G. KRENMAYR, 1994). Das gröbere Sedimentmaterial stammt vermutlich aus der Aufarbeitung der heute nicht mehr vorhandenen randmarinen Fazies des Eggenburgium sowie der Linzer Sande, wie dies für die gleichalten „Fossilreichen Grobsande“ am Massivrand gut belegt ist. Die Schwerminerale zeigen ein Mischspektrum typisch alpiner Minerale mit jenen der Böhmisches Masse. Die Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation verzahnt auch mit dem liegenden Robulusschlier s. str. sowie dem hangenden Ottnanger Schlier; betreffend den Robulusschlier s. str. kommt dies im Bereich des Scharterner Rückens, östlich vom Innbach, besonders deutlich zum Ausdruck, wo vermutlich zungen- oder linsenförmige Sedimentkörper in der Lithologie der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation mehrfach in den Schlier eingeschaltet sind. Wenig nördlich der Blattgrenze gehen dann aus der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation die pelitarmen und sehr grobkörnigen Phosphorit-sande hervor.

Der Ottnanger Schlier stellt im Blattbereich das höchste Schichtglied der marinen Molasse dar und bildet auch den Abschluß des unteren Ottnangium. Er entspricht lithologisch und faunistisch allerdings nicht dem Ottnanger Schlier in seinem Typusgebiet um Otttang (ÖK 48), der dort wesentlich sandärmer, nur undeutlich geschichtet und kräftig bioturbat ist. Der linsengeschichtete und kaum verwühlte Schliertypus im Bereich des nordwestlichen Kartenblattes (Raum Grieskirchen) ist aber klar gegen Westen zu verfolgen und als Fortsetzung des Ottnanger Schliers des Typusgebietes kartierbar. Das Sediment ist im Vergleich zu den Atzbacher Sanden und der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation unter deutlich ruhigeren Strömungsbedingungen und wohl auch in etwas tieferem Wasser entstanden, was auch mit dem weiten, transgressiven Vorstoß des Ottnanger Schliers über das Kristallin im Norden zusammenpaßt. Die mögliche östliche Fortsetzung des Ottnanger Schliers ist ebenso wie im Falle der Atzbacher Sande erodiert.

Eine vom bisher Gesagten teilweise abweichende Darstellung, die sich auf Bohrerergebnisse und seismische Daten stützt, gibt L. WAGNER (1996b). Dieser zufolge enden der Robulusschlier und die im höheren Teil stattdessen entwickelten Vöckla-Schichten, sowie die Atzbacher Sande gegen Südwesten primär-sedimentär an verschiedenen Brüchen, weshalb auch eine Anlieferung des Sedimentmaterials vom weiter westlich gelegenen Fan-Delta der Sand-Schotter-Gruppe auszuschließen wäre. Außerdem sind laut dieser Darstellung alle Formationen des Ottnangium durch größere, submarine Erosionsflächen voneinander getrennt; laterale als auch vertikale sedimentär-fazielle Übergänge wären dadurch ebenfalls ausgeschlossen.

Weitere Literatur: ABERER, 1958, 1960, 1962; BRAUMÜLLER, 1961; FUCHS, 1980; MALZER, 1981; MALZER et al., 1993; RÖGL & STEININGER, 1983; STEININGER et al., 1986; TOLLMANN, 1985; WAGNER, 1980, 1996a,b.

5.2. Glazigene und glazifluviale Sedimente des Quartärs

(H. KOHL)

Sedimente von drei eiszeitlichen Vergletscherungsbereichen bauen über einem Relief der tertiären Molasse den Großteil der quartären Ablagerungen im Kartenbereich auf (Abb. 2). Im Westen ist das der Bereich der Traun-

gletscher, deren Schüttungen aus dem Traunseezweig dem gegenwärtigen Trauntal folgen und jene seiner westlichen Zweige, die über das untere Ager-tal bei Lambach zum Trauntal führen. Nur der Traungletscher der Günzeiszeit, der ältesten der vier im oberösterreichischen Alpenvorland nachweisbaren Vergletscherungen, erreichte den Raum des Kartenblattes und hinterließ zwischen Lindach und Vorchdorf Endmoränen. Schmelzwasserschüttungen ergossen sich zunächst Richtung Almtal (bei Vorchdorf) und schließlich westlich der Endmoräne beiderseits des Wimbachtales zum unteren Trauntal bei Lambach. Alle jüngeren Traungletscher endeten weiter im Süden, von ihnen sind im Blattbereich nur die glazifluvialen Schmelzwasserschüttungen (Jüngere Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassen-Schotter) vertreten.

Auch aus dem Almtal reichten günzeitliche Gletscher bis nördlich Vorchdorf, wo sie im Blattbereich östlich des Tales eine entsprechende End- bzw. Seitenmoräne hinterließen, von der eine Schüttung von Älteren Dekenschottern nach Norden bis Nordosten ausging. Alle jüngeren Gletscher des Almtales endeten am Alpenrand oder südlich davon; ihre Schmelzwasserschüttungen hatten in den verschiedenen Eiszeiten jeweils andere Täler eingenommen (vgl. Kap. 3). Eine höhere Schwelle mit den prägünzeitlichen Schottern von Reuharting-Schnelling trennt die Schüttungen aus dem Almtal von jenem aus dem Trauntal.

Eine Besonderheit des Almtales ist die Weiße Nagelfluh, die sich als kaltzeitliche, stratigraphisch zwischen Günz- und Mindelsedimenten liegende und von beiden durch je eine sehr ausgeprägte Warmzeit getrennte Schüttung erweist. Es drängt sich der noch unsichere Vergleich mit der „Haslach-eiszeit“ im Rheingletschergebiet auf (A. SCHREINER & R. EBEL, 1981).

Die dritte bis Sattledt und damit am weitesten in den Blattbereich hereinreichende Vergletscherung ist jene des günzeitlichen Steyr/Krems-Gletschers, von der ein mächtiger von der Pettenbachrinne bis über den östlichen Blattrand hinaus zum Trauntal führender Schwemmfächer von Älteren Dekenschottern ausgeht.

Nur aus diesem östlichen Vergletscherungsbereich hat auch noch ein mindelzeitlicher Gletscher die SE-Ecke des Blattes erreicht und hohe Moränenwälle hinterlassen, von denen glazifluviale Schüttungen (Jüngere Deckenschotter) vor allem das günzeitliche Gletscherbecken von Sattledt auffüllen.

Die im Quartär anhaltende Hebung der Molassezone hat zur fortlaufenden Zertalung der jeweils in den Kaltzeiten geschütteten Schmelzwassersedimente geführt und so die Bildung der typischen Terrassentäler bedingt. So sind vor allem die jüngeren glazifluvialen Schüttungen jeweils in die Haupttäler stufenförmig eingelagert geworden, im Westen auch schon die älteren. Im Ostteil, so am Aiterbach, können diese auch übereinander liegen.

Ein Vergleich der Flächen glazifluvialer Schüttungen aus den vier großen alpinen Eiszeiten in der Traun-Enns-Platte ergibt im Durchschnitt von der Würmeiszeit bis zur Günzeiszeit eine laufende Zunahme bis um das 3-fache, was bei der fortschreitenden Eintiefung verständlich ist. Aber ebenso ist eine Zunahme der Massen bis auf das 2,8-fache festzustellen, die wohl auf Unterschiede der Einzugsgebiete, der Vergletscherungsdauer, der Gletschererstreckung usw. zurückgeführt werden mag. Für beide Phänomene spielt aber vor allem die Tatsache eine Rolle, daß an der Basis der glazifluvialen Schotter mit zunehmendem Alter auch immer mehr Schottermaterial der jeweils vorausgehenden Interglaziale vorliegt. Die beträchtlichen holozänen Füllungen der größeren Täler lassen darauf schließen. Besonders groß ist der Anteil

solcher älteren Schotter an der Basis der Älteren Deckenschotter, die sich auf Grund ihrer lithologischen Zusammensetzung als wiederholt umgelagerte Produkte bis zu den Hausruckschottern zurückführen lassen (H. KOHL, 1994).

Als Folge der periglazialen Landformung sind bis 10 m mächtige, durch Paläoböden gegliederte Löß- und Staublehmdecken weit verbreitet, deren Anzahl vom Alter der unterlagernden Sedimente abhängt. Frost-, besonders Dauerfrostböden haben in den Kaltzeiten die deluviale Hangabtragung gefördert und so gegen den Hangfuß zunehmend mächtigere Frostschuttdecken hinterlassen. Diese bildeten in den autochthonen Tälern das Ausgangsmaterial für die Bildung von periglazifluvialen Terrassen.

6. Rohstoffe

(H. KOHL und H.G. KRENMAYR)

Sand, Kies

Der größte Teil der in Betrieb befindlichen sowie aufgelassenen Kiessandgruben befindet sich im Bereich der Niederterrasse der Traun westlich Stadl Paura, entlang des unteren Trauntales, sowie der Alm nördlich Bad Wimsbach und nördlich Vorchdorf, z. T. auch in den Auenablagerungen entlang der Traun. Kiessandgruben in Hochterrassen-Schottern gibt es entlang der Pettenbachrinne bei Fischlham und südöstlich Steinerkirchen. Sand für Bauzwecke wird weiters aus den Atzbacher Sanden in den Gruben bei See und Untereggen (NE bzw. östlich Offenhausen) gewonnen.

Auf Blatt Wels werden nach den im Rohstoffarchiv der Geologischen Bundesanstalt vorliegenden Daten hochgerechnet etwa 2–3 Mio Tonnen Kiese pro Jahr gefördert.

Ziegelrohstoffe

Als Rohstoffe für die Ziegelherstellung werden sowohl die quartären Deckschichten (Löß/Lehmdecken) als auch der Robulusschlier s. str. und der Ältere Schlier eingesetzt. Zur Zeit in Betrieb befinden sich die Abbaue bei Haiding (Robulusschlier s. str. und Deckschichten), Hartberg NW Buchkirchen (Robulusschlier s. str.), Graben südöstlich Finklham (Älterer Schlier), Hörling südwestlich Buchkirchen (Deckschichten über Robulusschlier s. str.) und bei Mitterlaab (Deckschichten über Jüngerem Deckenschotter). Bereits aufgelassen sind die Abbaue Aschet/Wels und Sattledt (Deckschichten über Älterem Deckenschotter) sowie bei Grieskirchen (Ottnanger Schlier) und südöstlich Oberlaab (Deckschichten auf Hochterrasse; jetzt Standort des Ziegelwerks Pichler).

Die marinen Sedimente des Unteren Ottngiums wurden bis in die Zwischenkriegszeit auch in beachtlichem Ausmaß in zahlreichen kleineren und größeren Gruben abgebaut und zur Bodenverbesserung (Karbonatdünger aufgrund des Mergelgehalts und Bodenlockerung durch den Sandgehalt) auf die Felder ausgebracht. Dieser Abbautätigkeit sind die relativ zahlreichen Aufschlüsse im tertiären Hügelland zu verdanken, auch wenn die meisten dieser Gruben längst verwachsen sind, bzw. verfüllt oder eingeebnet wurden.

Bau- und Werksteine

Die Gewinnung von Festgesteinen für Bauzwecke ist nur mehr von historischer Bedeutung. Dabei sind vor allem die Konglomerate der Weißen Na-

gelfluh hervorzuheben. Eine Reihe von aufgelassenen Steinbrüchen sind in der Karte eingetragen (Stadlhueb in der Pettenbachtalung am Südrand des Blattes und im Hallwanger Tal).

Auch andere Konglomerate quartärer Kieskörper wurden entlang des Almtales und des Trauntales abgebaut und sind als Bausteine alter Kirchenbauten in der Umgebung zu finden. Gleiches gilt für die Kalksinter(= Kalktuff oder Quelltuff-)Vorkommen von denen aufgrund der völligen Ausbeutung nurmehr spärliche Reste existieren (siehe Erläuterungen zur Leg.Nr. 8). Sandsteinplatten aus der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation finden sich mitunter im Mauerwerk (besonders den Fundamenten) von alten Bauernhöfen.

Moorschlamm

Sowohl für den Kurbetrieb, aber auch für den Versand wird im Wimbachtal südwestlich des Ortes Bad Wimsbach-Neydharting Moorschlamm gewonnen.

Kohlenwasserstoffe

(G. LETOUZÉ)

Das Kartenblatt Wels ist mit mehr als 120 der Exploration und Produktion von Kohlenwasserstoff-Vorkommen dienenden Tiefbohrungen ausgezeichnet erforscht. Hinzu kommt noch eine große Anzahl von flacheren Schußbohrungen für die Sprengseismik. Blatt Wels wird nahezu vollständig vom Aufsuchungsgebiet RAG-Oberösterreich der Rohöl-Aufsuchungs AG abgedeckt. Nur im Nordosten reicht ein Zipfel des Aufsuchungsgebietes OMV-Oberösterreich der OMV-Aktiengesellschaft in das Gebiet des Blattes Wels herein.

Aus den in Betrieb befindlichen Feldern²⁾ wurden im Jahr 1995 67,4 Millionen m³n Naturgas (Erdgas und Erdölbegleitgas) sowie 45.750 Tonnen Erdöl ausgebracht. Kumulativ wurden bis zum 31.12.1996 aus den in Betrieb befindlichen und bereits stillgelegten Feldern 4,98 Mio t Erdöl und 3,98 Mrd m³n Naturgas gefördert.

Von historischem Interesse ist der Umstand, daß bereits 1892 erstmals Gas im Bereich der Stadt Wels gefördert wurde. Dieses wurde 1891 bei einer Brunnengrabung angetroffen. In der Folge wurde in und um Wels in mehr als 150 Brunnen und Bohrungen bis 350 Meter Tiefe Erdgas aufgeschlossen, das von den Grundeigentümern zu Beheizungs- und Beleuchtungszwecken eingesetzt wurde³⁾.

Die Gase treten in kleineren und größeren Sandlinsen innerhalb des Schliers auf, Ergiebigkeit und Lebensdauer der bisher bekannt gewordenen Vorkommen waren beschränkt. Die größte dieser Lagerstätten diente – ab der Jahrhundertwende bis 1927 vollständig und danach bis 1990 in abnehmendem Maße – dem Allgemeinen Krankenhaus Wels der Kongregation der Barmherzigen Schwestern vom Heiligen Kreuz in Linz als Energiequelle⁴⁾. Aus sechs Bohrungen im Bereich des Krankenhauses wurden, zusammen mit teilweise stark jodhaltigem Wasser, kumulativ 62,4 Millionen m³n Erdgas gefördert.

²⁾ Diese erstrecken sich teilweise über das Blatt Wels hinaus in benachbarte Kartenblätter

³⁾ Erdgas war damals kein berggesetzlich vorbehaltenes Mineral

⁴⁾ Erdgasbergbau Wels II

	Gasfelder	Ölfelder z.T.mit Lösungsgas	Gas-/Ölfelder
Rohöl-Aufsuchungs AG	Offenhausen ¹⁾ (tw)		
	Kraiberg ¹⁾ (tw)		
	Mitterberg ²⁾ (tw)		
			Lindach ^{1) 2) 3)} (tw)
	Vorchdorf ²⁾		
		Voitsdorf ^{3) 4)} (tw)	
			Eberstalzell ^{1) 3)}
	Heitzing ^{1) 2) 3)}		
		Steinhaus ³⁾	
			Rappersdorf ³⁾
		Sattledt ³⁾ (tw)	
		Oberaustall ^{3) 4)}	
OMV-Aktiengesellschaft		Wels-Nord ³⁾	
Erdgasbergbau Wels II	Wels ¹⁾		

Zuordnung der Kohlenwasserstoffvorkommen zu Formationen bzw stratigraphischen Einheiten: ¹⁾ Haller Serie, ²⁾ Puchkirchener Serien, ³⁾ Obereozän, ⁴⁾ Kreide. - Bereits stillgelegt sind die Erdgasfelder Seebach, Wimsbach und Lichtenegg, alle von der Rohöl-Aufsuchungs AG.

Tabelle 3: In Ausbeutung befindliche Kohlenwasserstoff-Felder, die ganz oder teilweise (tw) auf Blatt Wels zu liegen kommen (die Felder sind im Gegenuhrzeigersinn genannt).

Zuordnung der Kohlenwasserstoffvorkommen zu Formationen bzw stratigraphischen Einheiten: ¹⁾ Haller Serie, ²⁾ Puchkirchener Serien, ³⁾ Obereozän, ⁴⁾ Kreide.

Bereits stillgelegt sind die Erdgasfelder Seebach, Wimsbach und Lichtenegg, alle von der Rohöl-Aufsuchungs AG.

Am 4. Oktober 1894 kam es beim Niederbringen der Bohrung Wels der Wolfsegg-Traunthaler-Kohlenwerks AG bei einer Teufe von 349 Meter zu einer gewaltigen Gas-Eruption, bei der etwa 30 Millionen m³n Erdgas in die Atmosphäre gelangten.

Literatur: H. VETTERS, 1936; D. SOMMER, 1993; OMV-AKTIENGESELLSCHAFT, 1997; Geol. B.-A, KW-Archiv.

7. Hydrogeologische Verhältnisse

(H. KOHL)

Im Zuge des wachsenden Wasserbedarfs im öö. Zentralraum nach dem 2. Weltkrieg sind viele, oft unveröffentlichte Unterlagen für die Wasserversorgung der Städte Linz und Wels sowie kleinerer Gemeinden, aber auch Grund-

satzgutachten über die Grundwasserverhältnisse im allgemeinen entstanden (B. ATZWANGER, 1980; G. BEURLE, 1965; H. FLÖGL, 1970; Ch. GIGLEITNER, 1987; E. HEHENWARTER, 1955; K. INGERLE, 1981; H. KOHL, 1967/68/69, 1970b, 1971, 1972; LANDES-WASSERVERSORGUNGSUNTERNEHMEN, 1995; S. RADLER, 1977; J. SCHADLER, 1965; H. SORDIAN, 1989–1994, 1994; K. VOHRZYKA, 1973; F. WIESER, 1976). Dabei ging es zuerst um die Auffindung und Erschließbarkeit von größeren Vorkommen, später dann verstärkt um die Wasserqualität und deren Erhaltung. In diesem Zusammenhang sind auch die beim Amt der öö. Landesregierung im Rahmen des OÖ. Wassergüteatlases 1978 erschienenen Karten Bl. 49 Wels von Interesse, denen die gemessenen Chlorid-, Sulfat-, Nitrat- sowie Karbonat- und Gesamthärtewerte entnommen werden können.

Im Bereich des Kartenblattes sind zwei hydrogeologisch grundsätzlich verschiedene Gebiete zu unterscheiden: das Tertiärhügelland im Norden, in dem im allgemeinen die marinen Molassesedimente die Oberfläche bilden und im übrigen Bereich die quartären Schotterplatten und Terrassen der Traun-Enns-Platte sowie des Trauntales.

Das Tertiärhügelland

Hier ist die Sedimentabfolge der marinen Molasse von den Linzer Sanden über die Tonschiefer des Älteren Schliers (beide Egerium) bis zu den Mergeln und Sanden des Otnangiums von Bedeutung, aber auch die Klüftung, Störungszonen und gelegentlich das Auftreten von Schotterkappen und kleinen Schotterdecken sowie von Abtragungsdecken auf den Hängen spielen hydrogeologisch eine Rolle. Der im Großen gesehen leicht nach S einfallende Schichtbau der Molassesedimente bedingt das Vorkommen artesischer Wässer, die aus verschiedenen Tiefen kommend, beachtliche Unterschiede in Schüttung, Temperatur und Chemismus aufweisen. Im Norden reicht die Zone mit den aus dem tiefsten hydrogeologisch relevanten Stockwerk, den Linzer Sanden, kommenden Artesern aus der südlichen und westlichen Umgebung des Eferdinger Beckens in das Kartenblatt herein; diese Sande sind hier beiderseits des Innbachtals und bei Scharten von den stauenden Tonschiefern des Älteren Schliers überdeckt.

Der bedeutendste Arteser ist die Schwefeltherme von Bad Schallerbach, die 1918 anlässlich einer Versuchsbohrung nach Erdöl in einer Tiefe von 476 m erschlossen wurde. Sie schüttet etwa 50 l/sek und hat eine Temperatur von 37,5°C. Da die Temperatur für diese Tiefenstufe zu hoch erscheint, wird eine Wasserzufuhr aus noch größerer Tiefe (aus dem Kristallin) für möglich gehalten. Ein bei Wallern in 292 m erbohrter Arteser mit 22°C Wassertemperatur wurde zum Schutz der Therme von Bad Schallerbach wieder verschlossen. Schließlich soll noch der knapp außerhalb des Blattes liegende Arteser der „Heilquelle Leppersdorf-Scharten“ erwähnt werden, der 1924/25 in einer Tiefe von 185 m erbohrt wurde. Er ermöglichte bei einer Temperatur von 21°C, einem schwachen H₂S-Gehalt und einer Schüttung von >21 l/sek bis 1944 einen Badebetrieb und war bis 1978 auch die Grundlage für das Getränk „Schartner Bombe“.

Arteser sind auch noch südlich der genannten Zone bekannt, etwa um Grieskirchen, Pichl bei Wels, Kematen am Innbach und Buchkirchen. Diese kommen aus Sandhorizonten in geringerer Tiefe, die in die mehr oder weniger sandigen Mergel des Otnangiums eingeschaltet sind, sie sind aber meist weniger ergiebig und weisen entsprechend niedrigere Temperaturen auf. In den Talsohlen kann auch schwächer gespanntes Grundwasser auftreten

(H. SORDIAN, 1989–1994, 1994). Bei der Erschließung des Welser Erdgases um die Jahrhundertwende wurden dort auch Jodquellen gefunden.

Über den StauhORIZONTEN der marinen Molassesedimente treten häufig Schichtquellen aus, besonders über den Tonschiefern des Egeriums bei Schönau nördlich Bad Schallerbach und von Wallern des Innbachtal abwärts sowie bei Scharten. Diese Quellen lösen in den genannten Gebieten auch die zahlreichen Rutschungen aus. In den jüngeren Sedimenten des Otnagiens dienen gelegentlich auch die pelitischen Intervalle der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation als Stauer, so z.B. in der Umgebung von Grieskirchen (F. WIESER, 1976). Auch die uneinheitliche Basis der Atzbacher Sande (= Top Robulusschlier s. str.) wirkt als Quellhorizont.

Die Schotterreste auf manchen Kuppen und Höhen im Westen des Blattes sind zwar wasserdurchlässig, speichern es aber nicht, wie die erst tiefer aus Schlierklüften austretenden Quellen beweisen. Die relativ starke Zertalung hat zu einer Entspannung der sonst dichten Schlierklüfte geführt und damit das Eindringen des Wassers ermöglicht. F. WIESER (1976) weist um Grieskirchen auch auf die Möglichkeit ergiebiger Quellen aus Störungsklüften im Schlier hin. Hangschuttquellen spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Die quartären Schotterplatten und -terrassen

In diesem Bereich dominiert flächenhaft oder in Rinnen auftretendes Grundwasser, wobei die großen Schotterfelder der vorwiegend glazifluvialen Schüttungen als Aquifer, die liegenden pelitischen Tertiärsedimente (im allgemeinen Schlier) als Wasserstauer dienen. Überall dort, wo die Täler den Schlier anschneiden treten Schichtquellen aus. Dies trifft entlang des Traun-Steilhanges vom Almtal bis zum östlichen Blattrand bei Schleißheim zu, z.T. aber auch in den untersten Abschnitten der dort ausmündenden kleineren Seitentäler. Bei Lambach und Stadl-Paura schneidet die Traun beidseitig den Schlier an, ebenso die Ager von ihrer Mündung flußaufwärts. Auf der orographisch linken Seite des Traun-Terrassentales wird der Schliersockel erst ab etwa Grünbach und dann bis Puchberg bei Wels angeschnitten, wo die ansonsten vorgelagerte Hochterrasse fehlt. Die zur Niederterrasse hin anschließende Feuchtzone läßt auf Grundwasseraustritte und deren Stauung schließen. Die großen südlichen Seitentäler des Traunales schneiden, wie das Almtal bis südlich Vorchdorf, den Schliersockel an oder verlaufen annähernd in dessen Niveau bzw. im Grundwasserbereich, wie z.B. der Aiterbach oder der Wimbach. Auch kleinere Täler erreichen stellenweise des Grundwasserniveau, so die Täler des Kößlwanger Baches oberhalb Kößlwang, des Steinerkirchener Baches, des Katzenbaches und nach einer Versickerungsstrecke unterhalb Großendorf auch das Tal des Riedbaches.

Quantität und Qualität des Grundwassers hängen vom Relief des Wasserstauers (des Schliers), von der Ausdehnung des Aquifers, dessen Einzugsgebiet und altersbedingtem Verwitterungszustand, sowie entsprechenden Deckschichten ab, zunehmend aber auch vom Verhalten des Menschen.

Der kleine Rest der ältesten glazifluvialen Schotter von Reuharting – Schnellling läßt aufgrund seines hohen Schliersockels keine großen Wassermengen erwarten. Dennoch zeigen die versumpften Talsohlen des Steinerkirchener und besonders des Katzenbaches, daß auf beiden Seiten Grundwasseraustritte stattfinden.

Die in der Traun-Enns-Platte vorherrschenden, 20–30 m mächtigen Älteren Deckenschotter sind in ein Molasserelief eingelagert, das, durch Schwellen, Kuppen, Wannen und Rinnen gegliedert, nach Norden und Nordosten abfällt.

Grundwassermächtigkeiten und Strömungsrichtungen hängen weitgehend davon ab. So zieht eine Schwelle aus dem Raum östlich Lindach, unterbrochen durch die jungen Täler der Alm, der Pettenbachrinne und des Aiterbaches bis westlich Sattledt, eine zweite weiter südlich, in gleicher Richtung, von Egenstein östlich der Alm, unterbrochen durch die Pettenbachrinne, bis südwestlich Ried i.Tr. Dazwischen liegt eine ebenfalls von den jüngeren Tälern unterbrochene, von Vorchdorf bis Sattledt annähernd der Autobahn folgende breite Mulde, die von Sattledt an breiter werdend, zum Schleißheimer Tal und damit zum Trauntal führt. Südlich der südlichen Schwelle zieht am Alpenrand, vom Almtal abzweigend, eine schmalere alte Rinne Richtung Voitsdorf („Voitsdorfer Rinne“ oder „Voitsdorfer Wanne“).

Grundsätzlich liegen über dem Älteren Deckenschotter mehrfach durch Paläoböden gegliederte Deckschichten aus Staublehm, Lößlehm und selten auch Löß (z.B. Aschet bei Wels). Die darunterliegenden Schotter sind tiefgründig, etwa 6–7 m tief verwittert: der obere Teil ist vollkommen entkalkt und verlehmt, darunter sind die Gerölle zersetzt oder angeätzt und von einer Matrix aus infiltriertem Lehm umgeben; geologische Orgeln können 6–10 m tief eingreifen. Der durch Verwitterung entstandene Volumsverlust hatte Sackungen und lokale Verdichtungen zur Folge. Nicht selten sind aber auch größere Bereiche zu Konglomeraten verfestigt und dann auch geklüftet. Bieten Verwitterungsverhältnisse und Deckschichten für das Grundwasser einen hervorragenden Schutz gegen Verunreinigungen, so erschweren Verfestigung und Klüftung die Erfassung der Grundwasserbewegungen (kf-Werte sind in konglomerierten Bereichen illusorisch). Salzungs-, Farbe- und Pumpversuche bestätigen diese Beobachtungen und sprechen für ein kompliziertes Gefäßsystem. Auch für die Einspeisung und Regeneration des Grundwassers im Älteren Deckenschotter durch Niederschläge sind diese Eigenschaften wesentlich. Diese erfolgen kaum flächenhaft (im Winter eher als im Sommer), sondern an den lehmfreien Talkanten und Steilhängen sowie in den oft kilometerlangen, nur episodisch oder periodisch durchflossenen Mulden und asymmetrischen Kastentälchen sobald diese die Schotteroberfläche erreichen, wo dann das Wasser in Konglomeratklüften und Staucklüftchern versiegt. Mit Erreichen der Schlieroberfläche und damit des Stauhizontes treten dann kräftige Quellen auf, die zunächst eine Versumpfung der Talsohle und anschließend einen permanent abfließenden und zusätzlich von Schichtquellen gespeisten Bach zur Folge haben.

Als Beispiel für ein Grundwasservorkommen im Älteren Deckenschotter können die Ottsdorfer Quellen im Schleißheimer Tal gelten, die für die Wasserversorgung der Stadt Wels gefaßt wurden und 80 l/sek, in Trockenzeiten 60 l/sek Wasser schütten (H. FLÖGL, 1975, S. 2). Sie kommen aus Schlierspalten im Niveau der Talsohle, die hier 3–4 m tiefer liegt als die Schlieroberfläche. Das Wasser mit etwa 9°C stammt aber eindeutig aus dem Älteren Deckenschotter als Aquifer. Das Einzugsgebiet ist relativ groß (Schleißheimer und Sattledter Schliermulde). Die Anlage im Schleißheimer Tal mußte 1993 wegen Verunreinigung durch Nitrate und Pestizide aufgegeben werden.

Das Phänomen von Quellaustritten aus Schlierspalten ist dadurch zu erklären, daß der geklüftete Schlier zwar generell unter Spannung steht, diese aber mit dem Einschneiden des Tales wegfällt (bei den typischen asymmetrischen Tälern des Alpenvorlandes mit steilen westschauenden und flachen ostschauenden Hängen gilt dies vor allem auf der Seite der steilen Flanken), wodurch sich annähernd hangparallele Klüfte öffnen, die durch das eindringende Wasser allmählich erweitert werden. In dieser Situation erfolgt der vorher stark gehemmte Abfluß sehr rasch.

Knapp außerhalb des Blattes liegen östlich Sattledt die ursprünglich für Linz gedachten Sibbachquellen mit Schüttungen von 50–100 l/sek und einer Grundwassermächtigkeit von >3–4 m.

Die kräftige, für Bad Wimbach-Neydharting gefaßte Quelle (>40 l/sek) tritt zwar am Nordende eines kurzen Hochterrassen-Spornes aus, wird aber vom Grundwasser von zwei unter dem Älteren Deckenschotter zusammen-treffen Mulden gespeist, und zwar von dem 10–>15 m mächtigen Grundwasserstrom im Bereich des Wimbaches und von einer Rinne westlich Köblwang. Das Wimbachtal verläuft ab Innerroh annähernd im Niveau des hohen Grundwasserspiegels. Im Moor von Neydharting tritt das Grundwasser an der Talsohle flächenhaft aus. Auch beim Ursprung des Köblwanger Baches (12 l/sek) am Südrand des Blattes, der etwa 15 m über dem Schliersockel liegt, handelt es sich um einen Grundwasseranstritt.

Gegenüber diesen großen Grundwasseranreicherungen treten die vielen kleineren stark zurück bzw. kommen weite Bereiche für eine größere Wasserversorgung kaum in Frage.

Die z.T. flächenhaft, z.T. in Schottersträngen auftretenden Jüngeren Deckenschotter liegen in Moränennähe teilweise über Älteren Deckenschottern, sind mit zunehmender Entfernung davon in diese eingebettet und nur am unteren Aiterbach noch geringfügig in den Schlier eingetieft, was hier den Quellhorizont gegenüber den Älteren Deckenschottern etwas absenkt. In der Grundwasserführung ist abgesehen von der bescheideneren Verbreitung gegenüber den Älteren Deckenschottern kein wesentlicher Unterschied festzustellen.

Der größtenteils Jüngeren Deckenschottern folgende Aiterbach durchfließt zunächst, nach Austritt aus der Mindelmoräne, eine Versickerungsstrecke im Jüngeren Deckenschotter, bis er 1,5 km nördlich vom Bhf. Voitsdorf im Rühendorfer Quellbezirk das Grundwasserniveau anschneidet. In der hier stark versumpften Talsohle treten vor allem linksseitig zahlreiche eher schwächere Quellen aus. Erst die Littringer Quellen unter der Autobahnbrücke weisen mit den Brunnmühlquellen (1968 zusammen 65–100 l/sek) und weiteren Quellen zwischen 12 und 38 l/sek (1968) beachtliche Schüttungen auf. Sie werden aus der von Südwesten unter Älteren Deckenschottern heranführenden Schliermulde gespeist. 1,5 km nördlich Littring schließt rechtsseitig die Quellgruppe von Oberaustall mit einem sehr schwankenden Abfluß (29–100 l/sek 1965/66 und 7,7–43 l/sek 1968) an. Nach einer quellarmen Strecke am Durchbruch durch die Günzmoräne von Sattledt treten am Unterlauf vor allem aus den im Älteren Deckenschotter liegenden linksseitigen Nebentälern, sowie aus dem Strang der im Mündungsbereich abgesenkten Jüngeren Deckenschotter Grundwasser-Quellen mit Schüttungen von kaum 5 l/sek auf. Ähnlich bescheiden sind auch die Quellaustritte unter den Älteren Deckenschottern der rechten Talseite. Immerhin verursachen die Wasser-austritte aber eine weithin versumpfte Talsohle.

Alle jüngeren Schotter sind bereits in Rinnen und Täler eingelagert, die mehr oder weniger in den Schlier eingetieft sind. So folgen die aus dem Almtal kommenden rißzeitlichen Hochterrassen-Schotter der „Pettenbachrinne“ östlich des heutigen Almtales, die in ältere eiszeitliche Sedimente und auch noch 20–30 m in den Schlier eingesenkt ist. Die im Süden >60 m, im Norden >50 m mächtigen Schotter führen einen gegen Norden auf etwa 15 m zunehmenden Grundwasserstrom. Mit einer Deckschicht von 2–3 m sowie der letzt-interglazialen lehmigen Verwitterung ist das in 35–40 m Tiefe liegende Grundwasser von oben her entsprechend geschützt. Die Einspeisung erfolgt durch die bei Pettenbach versiegenden Flysch-bzw. Moränenbäche und das

seitlich von höheren Niveaus zugeführte Grundwasser. Verunreinigungs-möglichkeiten bestehen in der nach Norden zunehmend eingetieften Talung von Pettenbach bis Eberstalzell, die grundsätzlich auf >5 km bis nördlich Eberstalzell trocken liegt. In diesem Abschnitt nimmt im Talsohlenbereich bei geringer Grundwasserüberdeckung die Schottermächtigkeit bis 20 m ab. Ein durchgehendes Gerinne gibt es hier immer nur kurzzeitig nach starker Schneeschmelze oder anhaltendem Starkregen. Erst dann folgt dieser Talung der aus zahlreichen Quellen gespeiste Eberstalzeller Bach, der sich mit dem Katzenbach vereint, womit auch hier durch seitliche Einspeisung eine Verunreinigungsgefahr für das Grundwasser der Pettenbachrinne besteht. Untergeordnet wird auch aus dem Einzugsgebiet des Heischbaches Wasser eingespeist. Bis >50 m tiefe Brunnen folgen der Rinne. Schließlich wurde südöstlich Steinerkirchen auch für die Stadt Wels ein Tiefbrunnen errichtet. Die Untersuchungen haben starke Schwankungen der Wasserführung ergeben, und zwar bis zu 7 m im Oberlauf, wo die Grundwasserstände bei einer großen Abhängigkeit vom Niederschlag und der Schneeschmelze niedrig sind (ein Zufluß von Almwasser ist auszuschließen). Die Neumühlquelle am Ausgang der Pettenbachrinne erweist sich bei Schüttungen zwischen 145 l/sek (28.8.1967) und dem völligen Versiegen nach längerer Trockenheit als Grundwasser-Überlaufquelle. Der Gesamtabfluß wird bei Steinerkirchen von NEMECEK (1971/72, in H. FLÖGL, 1975, S. 11) mit 135–358 l/sek, von H. FLÖGL (1975, S. 15) im Mittel um 230 l/sek berechnet. Die Temperaturen liegen um 9,5–9,6°C. Auch hier mußte die Wasserentnahme für Wels 1995 wegen hoher Nitratgehalte und des Vorkommens von Pestiziden eingestellt werden.

Bedeutende Grundwassermengen werden auch in den Niederterrassen-Schottern und Ausedimenten des heutigen Almtales abgeführt, die nördlich Vorchdorf und dann bis zur Mündung in die Alm auch von der Laudach durchflossen werden. Diese jungen Talfüllungen unterscheiden sich als Aquifer von allen älteren Schottern; sie tragen kaum eine nennenswerte Deckschicht, weisen außer einer jungen bescheidenen Bodenbildung auch kaum eine Verwitterungsdecke auf und der Grundwasserspiegel in ihnen liegt, vor allem im Bereich der Austufe, in nur geringer Tiefe. Auch wenn das Almwasser noch größtenteils die Gütestufe I aufweist, ist bei Berücksichtigung der Industrieanlagen, Schottergruben und der Autobahn im Raum Vorchdorf eine relativ rasche Verunreinigung nicht auszuschließen. Es wurde dort 1992 in Niederterrassen-Schottern südlich der Autobahn trotz der großen Überdeckung des Grundwassers mit bis zu 15 m in zahlreichen Hausbrunnen eine starke Verunreinigung durch Perchloräthylen und Trichloräthan nachgewiesen. Eher günstig erscheinen die Verhältnisse im nur randlich besiedelten unteren Almtalabschnitt südöstlich Bad Wimsbach, wo in Au 1995 durch das Landes-Wasserversorgungsunternehmen eine größere Anlage für Wels und weitere Gemeinden mit einer zulässigen Entnahmemenge von 200 l/sek errichtet wurde. Es sind hier bis zu 14 m Grundwasser in oft <2 m unter der Schotteroberfläche nachgewiesen. Die tiefste Stelle der Rinne liegt annähernd in der Talmitte westlich des Flusses (siehe Bohrungen 31, 32, 33). Mit einer Einspeisung von Flußwasser ist daher zu rechnen.

Eine von >45 m würmzeitlichen Niederterrassen-Schottern erfüllte, grundwasserführende Rinne zieht südlich Stadl-Paura vom heutigen Trauntal abweichend unter dem Hartholz östlich Lambach wieder an die Traun heran. In ihr wurde ebenfalls 1995 vom Landes-Wasserversorgungsunternehmen 2 km südöstlich vom Stift Lambach eine Brunnenanlage mit einer zulässigen Entnahmemenge von 200 l/sek ausgebaut, die Lambach und weitere Ge-

meinden versorgen soll. Die Wasserwerke Hartholz und Au an der Alm sind auch mit den Hochbehältern Heitzing (südlich der Almmündung in die Traun) und Hochdorf (2,5 km östlich Fischlham) verbunden, von wo aus die Stadt Wels und Gemeinden im Bereich der unteren Pettenbachrinne versorgt werden.

Auch im Trauntal unterhalb Lambach folgt das Grundwasser einer asymmetrischen Schlierrinne, deren tiefster Bereich meist etwas nördlich des heutigen Flusses unabhängig vom Steilrand der Niederterrasse verläuft und sich damit als prä-, teilweise vielleicht auch früh-würmzeitliche Anlage erweist. Östlich Wels ist dann der Schliersockel stärker gegliedert. Somit ergeben sich Schottermächtigkeiten von <5 m (N-Rand) bis etwa 40 m (östlich Lambach), in denen <2 bis >10 m (Stand Dez. 1986) Grundwasser liegen. Infolge der starken Eintiefung der Traun seit der Regulierung (bei der Brücke nach Thalheim >7 m) und starker Wasserentnahme wurde der Grundwasserspiegel laufend abgesenkt. Wenn auch die Niederterrasse der Welser Heide an der Oberfläche insofern eine gewisse Differenzierung aufweist als seitliche Auflandungen und junge Schwemmsedimente der aus höheren Bereichen austretenden und in den Niederterrassen-Schottern allmählich versickernden „Heidbäche“ (vor allem Zeilinger Bach und Grünbach) lokal eine bescheidene schützende Decke bilden, so fehlt diese ebenso wie eine entsprechend reife Bodenbildung in weiten Bereichen der Welser Heide.

Ähnliches gilt für die Austufen, wo das Grundwasser in sehr geringer Tiefe liegt und z.T. Wasser aus dem Fluß eingespeist wird. Dazu kommen die überaus dichte Besiedlung, die Industrialisierung sowie die intensive landwirtschaftliche Nutzung. Daher ist heute nicht mehr an eine größere Trinkwasserversorgung aus der Welser Heide zu denken.

War ursprünglich die Versorgung aus eigenen Hausbrunnen überall – auch im Stadtgebiet von Wels – bequem und billig möglich, so sah sich die Stadtverwaltung in der Nachkriegszeit infolge der zunehmenden Verunreinigung des Grundwassers bei 50.000 Einwohnern genötigt, so rasch wie möglich eine zentrale Wasserversorgung und eine entsprechende Kanalisation zu errichten.

Ganz anders als die Schotterdecken verhält sich der Mindel-Moränenkomplex im Westen des öö. Kremstales. Bei einer Mächtigkeit bis gegen 80 m stellt er kein homogenes Sediment dar. Durchlässige und stauende Sedimentkörper folgen mehrfach übereinander oder verzahnen lateral, so daß es mehrere Grundwasserstockwerke gibt, was durch Brunnen mit sehr unterschiedlichen Tiefen und die zahlreichen Quellen der am Außensaum dieses Höhenzuges entspringenden Bäche zum Ausdruck kommt. Diese Quellen sind zwar wenig ergiebig, dafür aber beständig. Die beiden größeren Bäche, der Riedbach und der Aiterbach, schneiden auch noch in die liegenden Vorstoßschotter, die Jüngeren Deckenschotter ein, wo sie einen Teil ihres Wassers wieder verlieren. Es ist daher anzunehmen, daß in diesen Liegendschottern jenes Grundwasser angereichert wird, das dann die weiter nördlich austretenden Quellen speist.

8. Baugeologische Erfahrungen

Während die marinen Sedimente des Ottnangiums einen stabilen Baugrund bieten, ist der Ältere Schlier des Egeriums bekanntermaßen äußerst rutschungsanfällig, was sich in den betroffenen Gebieten auch anhand zahlreicher Gebäudeschäden bemerkbar macht. Die Bautätigkeit in diesen Ge-

bieten hält aber an, wobei die tiefe Gründung von Fundamenten nur teilweise Schutz bietet. Die Bewegungsvorgänge sind zwar oberflächennahe konzentriert (Hangkriechen; engständige Gleitflächen führen zu einer intensiven Verfaltung, z.T. sogar Auflösung der sedimentären Schichtung), greifen aber teilweise durchaus tief in den Untergrund ein, wie dies durch abgeglittene Großschollen der überlagernden Sedimente des Ottangiums (z.B. bei Bad Schallerbach) erkennbar ist.

Die quartären Sedimente bieten im allgemeinen einen sicheren Baugrund. Probleme kann es in den tiefgründig verwitterten älteren Kieskörpern geben, wo sogenannte geologische Orgeln auftreten. Dabei handelt es sich um schlauchförmige, allg. vertikale Verwitterungsbereiche, z.T. sogar Hohlräume, die durch die karstartige Auslaugung der karbonatreichen Kiese unterhalb der jungen Deckschichten entstanden sind. Dieses Phänomen ist vor allem in den Älteren und Jüngeren Deckenschottern anzutreffen, kann aber auch schon in Hochterrassen-Schottern auftreten. Beispielsweise beim Bau der A-1-Westautobahn kam es nach der Entfernung der Deckschichten im Bereich geologischer Orgeln wiederholt zu Einbrüchen in den Älteren Deckenschottern.

Erfahrungen beim Bau des Tunnels Lambach

(DIRK VAN HUSEN)

Im Zuge der Streckenbegradigung und Verkehrsentflechtung im Bereich der Westbahn wurde in den Jahren 1991–1993 zwischen den Bahnhöfen Lambach und Lambach Markt nördlich der bestehenden Strecke ein 1400 m langer Tunnel errichtet. Er verläuft unter der Hochfläche bei Ziegelstadl, die von Deckenschottern mit einer mächtigen Lößlehmkappe aufgebaut wird. Den Sockel der Deckenschotter bilden Vöckla-Schichten, die im Südwesten im Niveau des Bahnkörpers ausstreichen und nach Osten rasch abfallend auch noch von den Kiesen der Niederterrasse bedeckt werden. Die Bohrungen zeigten eine leicht wellige, generell nach Südosten abfallende Oberfläche, die von einer flachen SW-NE ziehenden Rinne durchzogen wird. Die Schlieroberfläche stellt den Grundwasserstauer dar. Der Tunnel wurde von Osten nach Westen im Kalotten-Strossen-Vortrieb aufgefahren.

Anfänglich lag der Tunnel gänzlich in den Deckenschottern und über dem Grundwasserspiegel. Die Kiese erwiesen sich als kompakt gelagerte Sedimente eines braided river mit kleinräumig wechselnden, matrixreichen und matrixarmen bis matrixfreien Kiesen, wie es bei einer kaltzeitlichen Ablagerung auch zu erwarten war. Beim Tunnelvortrieb erwiesen sich die matrixreichen Anteile als gut standfest und problemlos, wogegen die sandarmen bis sandlosen Lagen sehr rollig waren und im Bereich der Ortsbrust zum Ausfließen und Nachbrechen der hangenden Lagen führten und zu verstärktem Sicherungsaufwand zwangen. Diese rolligen, matrixfreien Kiese traten unregelmäßig in Linsen und Lagen mit bis zu 1 m Mächtigkeit auf.

Die petrographische Zusammensetzung der Kiese entspricht dem Einzugsgebiet von Ager und Traun. Sie werden hauptsächlich von verschiedenen Kalken und Dolomiten der Kalkalpen und Sandsteinen aus der Flyschzone gebildet. Zu dieser Hauptmasse kommt noch ein örtlich stark schwankender Gehalt (10–30 %) an Kristallin- und Quarzgeröllen, die umgelagerte Materialien der groben Schotter des Hausrucks und Kobernauber Waldes darstellen. Wie die Erkundungsbohrungen übereinstimmend zeigten, sind die Kiese unter der Lößlehmhaube noch von einer mehrere Meter mächtigen, verlehnten Verwitterungsschicht bedeckt, in der alle Karbonate gelöst und

die kristallinen Gerölle kaolinisiert sind. Unter einer 1–2 m mächtigen Übergangsschicht in die kaum verwitterten Kiese im Liegenden zeigten diese stellenweise eine fortgeschrittene Konglomerierung durch das wieder ausgefallene Karbonat.

Der übrige Kieskörper wies trotz des hohen Alters keinerlei Verkitzung auf. Die gut verkitzten Konglomerate, die an der Kante der Terrasse auftreten und hier früher auch in Steinbrüchen abgebaut wurden, sind demnach das Produkt einer weit fortgeschrittenen Talrandverkitzung. Aus der deckenden Verwitterungsschicht greifen immer wieder eng begrenzte Schläuche von ebenfalls stark verwittertem Material in den Kieskörper ein. In diesen geologischen Orgeln, die 20–30 m tief in den Terrassenkörper und somit bis in das Tunnelniveau eingreifen, ist durch die Lösung der Karbonate und den Festigkeitsverlust der kaolinisierten Kristallingschiebe ein deutlicher Festigkeitsverlust und eine starke Auflockerung des Sand-Kiesgemisches eingetreten. In diesen Zonen ist die Möglichkeit, um einen Hohlraum ein Gewölbe auszubilden, je nach Fortschritt der Verwitterung eingeschränkt, da sich in den Kiesen kaum mehr ein Stützgerüst ausbilden kann. Im Bereich der geologischen Orgeln kann es bei Belastung oder Erschütterung zu starken Setzungen oder zum Ausfließen der verbliebenen Gerölle kommen.

Die geologischen Orgeln führten während des Auffahrens des Tunnels öfter zu einseitigen starken Setzungen der Spritzbetonschale, was aufwendige Injektionsmaßnahmen und den verstärkten Einbau von Stützmitteln erforderte. An einer Stelle führte eine knapp außerhalb der Tunnelaibung liegende, nicht erkennbare, geologische Orgel zu einem Nachbruch, der bis zur Terrassenoberfläche reichte.

Im Bereich des flachen Tales bei Ziegelstadt war offensichtlich durch die vermehrte Versickerung der Niederschlagswässer eine allgemeine Verwitterung bis zur Unterkante der Terrasse eingetreten, sodaß hier der gesamte Kieskörper die entsprechende Auflockerung zeigte.

In den Deckenschottern ist über dem Schlier als Stauer ein gering mächtiger Grundwasserkörper (2–3 m) entwickelt. Das Grundwasser fließt einerseits dem Gefälle der Schlieroberfläche folgend nach Osten ab und tritt in den Grundwasserkörper der Niederterrasse über, andererseits auch nach Süden. Hier treten aus Klüften im Schlier und an dessen Oberkante, ungefähr im Niveau der Bahnlinie östlich und westlich der Straße Lambach – Ziegelstadt, mehrere kleine, genutzte Quellen auf, die von diesem Grundwasserstrom gespeist werden. Da der Tunnel quer zu dieser Grundwasserfließrichtung verläuft, wäre dieser in dem Bereich, wo die Tunnelsohle unmittelbar über dem Schlier liegt und dann in diesen einbindet unterbrochen worden, wodurch eine nachhaltige Verminderung der Schüttung oder das Trockenfallen einiger Quellen hätte eintreten können. Um diese Auswirkungen zu verhindern, wurden in kurzen Abständen unter der Tunnelsohle, quer zum Verlauf des Tunnels, Körper aus Filterkies verlegt, die als Düker wirken. Diese ermöglichten nach Abschluß der Arbeiten und nachdem sich das alte Grundwasserniveau wieder eingestellt hatte, eine Kommunikation der Grundwasserkörper nördlich und südlich der Tunneltrasse, wodurch sich nach der baubedingten Störung auch in den Quellschüttungen wieder die alten Verhältnisse einstellen.

Ungefähr in den westlichen 400 m schnitt der Tunnel in die Vöckla-Schichten ein, die nach Westen langsam ansteigend, letztlich bis zur halben Höhe der Tunnelaibung reichten.

Der Schlier der Vöckla-Schichten zeigte sich im Tunnelbereich als tonreicher, sandiger Schluff, der Schlieren und Lagen von Feinsand führt und eine

gute Kompaktion durch die geologische Vorbelastung aufweist. Er trat als unverwittertes, dunkelgraubraunes Material zutage, das in den obersten 1–2 m unter den Kiesen deutliche Oxydationserscheinungen aufwies. Diese setzten sich bis in den Bereich der Tunnelsohle entlang vertikaler Klüfte fort, die teilweise einige Zentimeter weit offen waren.

Diese erwartete Klüftung, weitgehend parallel zur jungen Erosionsböschung des Schwaiger Baches entwickelt, ist durch die Auflockerung zur freien Oberfläche entstanden. Sie bewirkt auch, daß in diesem Bereich der Grundwasserspiegel deutlich unter der Schlieroberkante liegt.

In den hangenden Kiesen traten gleich orientierte Klüfte auf, die sich meist in Dezimeter-breiten Auflockerungszonen dokumentierten, die im schleifenden Schnitt den Tunnel querten und beim Kalottenvortrieb zu sehen waren. Neben diesen eng begrenzten Auflockerungszonen zeigten die sandigen Kiese die normale kompakte Lagerung.

Zusätzlich waren an einigen Stellen in den Kiesen auch bis zu 10 cm weit offene Klüfte zu sehen, die über die gesamte Höhe (ca. 4 m) des Kalottenvortriebes zu beobachten waren.

Da an den beiden Rändern der Klüfte keinerlei Anzeichen einer Verkittung oder einer Zementierung auftraten, liegt es nahe, daß es sich bei diesen Spalten offensichtlich um Relikte des eiszeitlichen Dauerfrostbodens handelt. Dabei haben sich die parallel zur Böschung entstandene Klüfte mit durch kapillares Nachsaugen gebildetem Eis gefüllt, wobei sie auch noch erweitert wurden. Dabei mußten dann die Ränder der Klüfte derart kompaktiert worden sein, daß manche bis heute offen sind und keine Auflockerung eingetreten ist.

9. Empfehlenswerte Exkursionspunkte

Da der gesamte Kartenblattbereich intensiv genutztes Kulturland darstellt, ist die Aufschlußsituation einem starken Wandel unterzogen. Die meisten wichtigen Aufschlüsse sind künstlicher Art und haben daher aufgrund der vielfachen Bestrebungen zugunsten einer raschen Rekultivierung nur eine sehr begrenzte Lebensdauer. So sind leider wichtige Aufschlüsse wie die Ziegelgrube Aschet/Wels mit dem für das IGCP-Projekt 73/1/24 bedeutenden Lößprofil nichtmehr einsehbar. Die meisten der im Folgenden in stratigraphischer Reihung genannten Aufschlüsse sind künstlicher Art und sind in der Karte als Kies-, Sand-, Mergel- oder Lehmgruben eingetragen. Weiterführende Beschreibungen sind den entsprechenden Stellen dieser Erläuterungen zu entnehmen.

Robulusschlier s. str. (47): Ziegelgrube Pichler bei Hartberg, Ziegelgrube Wienerberger bei Haiding, Großaufschluß am Steilhang nördlich Kematen am Innbach, alte Schliergrube im Sulzbachtal S Silbersberg, Basisanteil des Aufschlusses (alte Grube) SSW Offenhausen.

Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation (46): W–E-verlaufender Graben NE Schönau bzw. E Kletzenmarkt (Typuslokalität); bewaldeter Graben unterhalb der Straßenkehre an der Straße von Schönau nach Wackersbuch (großdimensionale feinkiesige Schrägschichtungskörper); bewaldete Kerbtälchen bei Unternberg SE Grieskirchen.

Atzbacher Sande (45): Holzang W Günskirchen (alte Sandgrube), Sandgrube bei See NE Offenhausen, Sandgrube Untereggen, Hangendanteil der alten Grube SW Offenhausen.

Ottnanger Schlier (44): Hohlweg W Gymnasium Grieskirchen; alte Grube bei der Brücke SW Wackersbuch.

Hochterrasse (24 bis 22): aufgelassene Gruben in der Pettenbachtalung zwischen Fischlham und Stockham.

Niederterrasse (16, 15): zahlreiche, z.T. aufgelassene Schottergruben entlang des unteren Trauntales.

Deckschichten (18) über Jüngerem Deckenschotter: derzeit zugänglich in der Ziegelgrube Pichler W Mitterlaab.

Deckschichten (18) über marinem Tertiär: Ziegelgrube Wienerberger bei Haiding.

Hydrogeologie: Quellbezirk im Aiterbachtal bei Littring (Autobahnparkplatz); Neumühlquelle N Fischlham als Grundwasserüberlaufquelle; Moor von Bad Wimsbach-Neydharting (Grundwasser im Talsohlenbereich); Wasserversorgungsanlage im untersten Almtal S Bad Wimsbach-Neydharting.

Aussichtspunkte: Marienwarte in Thalheim bei Wels (Unteres Trauntal und Älterer Deckenschotter der Traun-Enns-Platte); Wimberg NW Gunskirchen (Autochthone Verwitterungsdecke auf Verebnungsflächen (20)); Kemating, Stadl-Paura gegen S (Traun-Canyontal); Traunbrücke bei Stadl-Paura (Mündungsbereich Ager-Traun); Rundblick von der Straße S Voitsdorf (Mindelmoränenwall); Roithen gegen Norden (Rutschgebiete im Bereich des Älteren Schliers); Hochscharten (Rutschgebiet am N-Abfall des Schartener Rückens, Eferdinger Becken, Kristallinmassiv im Norden).

10. Bohrprofile

Die im folgenden angeführten Bohrungen im Bereich des Kartenblattes Wels stellen nur eine Auswahl der zahlreichen, vor allem im Zuge der Kohlenwasserstoff-Prospektion niedergebrachten Bohrungen dar. Die Nummern beziehen sich auf die durchlaufende Numerierung der in der Karte eingetragenen Bohrpunkte. Die Angaben zu den Bohrprofilen sind möglichst kurz gefaßt und verzichten daher weitgehend auf lithologische Beschreibungen. Stratigraphische Einstufungen und Formationsnamen wurden aus den Archivunterlagen unverändert übernommen, auch wenn diese nicht mit der Geologischen Karte übereinstimmen bzw. nicht der Ansicht des Autors entsprechen. Die Angabe der Teufe erfolgt in Metern.

Bohrung 1: Scharten

Großdeutsche Schachtbau und Tiefbohrergesellschaft, Bohrverwaltung Salzgitter a. Harz (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 1,2 Quartär (Lehm)
- 345,5 Oligozänschlier (Älterer Schlier)
- 362,4 Linzer Sande (Endteufe)

Bohrung 2: Bad Schallerbach 2

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 4,0 Quartär (Talalluvionen)
- ca.70 Robulusschlier
- 328,3 Obere Puchkirchener Serie
- 565,0 Untere Puchkirchener Serie
- 570,6 Tonmergelstufe
- 703,0 Basissand
- 715,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 3: Haiding 7

Brunnenbohrung (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 4,3 Quartär (Alluvium)
- vermutlich bis ≥ 76 m Robulusschlier s. str., dann Älterer Schlier

Bohrung 4: Linet 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 3,0 Quartär (Alluvium)
- 175,0 Robulusschlier i.w.S.
- 373,5 Haller Schlier
- 566,1 Obere Puchkirchener Serie
- 801,5 Untere Puchkirchener Serie
- 881,6 Tonmergelstufe
- 923,4 Rupel, Basissande
- 940,2 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 5: Wels U 6

ÖMV (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 70,0 Robulusschlier
- 180,0 Haller Serie
- 275,0 Obere Puchkirchener Serie
- 420,0 Untere Puchkirchener Serie
- 476,0 Tonmergelstufe
- 489,0 Bändermergel
- 490,0 Heller Mergelkalk
- 530,0 Oberkreide
- 558,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 6: Wels U 4

ÖMV (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 4,5 Quartär
- 123,0 Robulusschlier
- 254,0 Haller Serie
- 503,0 Obere Puchkirchener Serie
- 653,0 Untere Puchkirchener Serie
- 693,0 Tonmergelstufe
- 716,0 Bändermergel
- 727,0 Heller Mergelkalk
- 734,0 Fischeschiefer
- 742,0 Eozän, Sandstein
- 758,0 Kristallinschutt
- 764,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 7: Wels U 3

ÖMV (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 14,0 Quartär
(Niederterrassen-Schotter)
- 97,0 Robulusschlier
- 370,0 Haller Serie
- 599,0 Obere Puchkirchener Serie
- 732,0 Untere Puchkirchener Serie
- 892,0 Tonmergelstufe
- 914,0 Bändermergel
- 934,0 Heller Mergelkalk
- 940,0 Fischeschiefer
- 965,0 Eozän, Sandstein
- 987,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 8: Wels U 2

ÖMV (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 14,0 Quartär (Talalluvionen)
- 112,0 Robulus Schlier
- 336,0 Haller Schlier
- 710,0 Älterer Schlier
- 882,0 Rupel
- 893,0 Lattdorf (Fischeschiefer)
- 903,0 Eozän
- 1108 Oberkreide
- 1163 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 9: Offenhausen 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 1,0 Quartär
- 54,0 Atzbacher Sande
- 288,0 Vöckla-Schichten
- 884,5 Haller Schlier
- 1020,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1283,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1446,0 Tonmergelstufe
- 1494,0 Bändermergel
- 1503,0 Heller Mergelkalk
- 1512,2 Fischeschiefer
- 1522,4 Obereozän
- 1540,9 Malm
- 1556,5 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 10: Irnharting 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 20,0 Quartär
(Hochterrassen-Schotter)
- 250,0 Robulusschlier i.w.S.
- 834,0 Haller Schlier
- 999,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1240,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1399,8 Tonmergelstufe
- 1448,6 Bändermergel
- 1459,6 Heller Mergelkalk
- 1472,6 Fischeschiefer
- 1495,0 Oberkreide
(Cenoman-Turon)
- 1542,8 Malm-Sandstein
- 1544,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 11: Gunskirchen 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 17,0 Quartär
(Hochterrassen-Schotter)
- 255,0 Robulus Schlier i.w.S.
- 817,0 Haller Schlier
- 992,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1229,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1387,0 Tonmergelstufe
- 1438,0 Bändermergel
- 1447,6 Heller Mergelkalk
- 1559,5 Fischeschiefer
- 1474,6 Obereozän-Sandsteinstufe
- 1502,5 Oberkreide
(Cenoman-Oberturon)
- 1514,0 Malm-Sandstein
- 1521,5 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 12: Lichtenegg 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 16,0 Quartär (Alluvium)
- 156,0 Robulusschlier i.w.S.
- 602,1 Haller Schlier
- 725,0 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 13: Krailberg 3

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 10,0 Atzbacher Sande
- 293,3 Vöckla-Schichten
- 953,9 Haller Serie
- 1193,0 Obere Puchkirchener Serie

Bohrung 14: Winkling 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 25,0 Quartär
(Niederterrassen-Schotter)
- 227,6 Robulusschlier i.w.S.
- 956,0 Haller Serie
- 1197,5 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 15: Saag 1

RAG (Erdölarchiv der Geol. B.-A.)

- 15,0 Talalluvionen

- 288,0 Robulusschlier i.w.S.
- 838,3 Haller Serie
- 1182,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1296,3 Untere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 16: Wasserbohrung

Magistrat der Stadt Wels, Quellgebiet Schleißheimer Bach (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A., in den Archivunterlagen Bohrpunkt Nr. 10)

- 9,4 Deckschichten (wahrscheinlich inkl. verlehmteter Anteil der Älteren Deckenschotter)
- 21,1 Älterer Deckenschotter
- 26,5 Älterer Deckenschotter, konglomeriert. Schlier.

Bohrung 17: Wasserbohrung

Magistrat der Stadt Wels, Quellgebiet Schleißheimer Bach (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A., in den Archivunterlagen Bohrpunkt Nr. 6)

- 15,7 Deckschichten (wahrscheinlich inkl. verlehmteter Anteil der Älteren Deckenschotter)
- 24,6 Älterer Deckenschotter
- 30,1 Älterer Deckenschotter, konglomeriert. Schlier.

Bohrung 18: Steinhaus N 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 13,5 Ältere Deckenschotter
- 214,7 Robulusschlier
- 854,0 Haller Schlier
- 1121,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1333,4 Untere Puchkirchener Serie
- 1478,3 Tonmergelstufe
- 1519,6 Bändermergel
- 1529,2 Heller Mergelkalk
- 1540,4 Fischschiefer
- 1544,0 Obereozän – Sandsteinstufe
- 1661,6 Oberkreide (Cenoman-Conjac)
- 1665,0 Malm-Sandstein
- 1678,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 19: Steinhaus N 4

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

Diese Bohrung wurde projektiert, aber bislang nicht niedergebracht

Bohrung 20: Seebach 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 28,0 Quartär (Älterer Deckenschotter)
- 340,0 Robulusschlier i.w.S.
- 1007,5 Haller Schlier
- 1340,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1589,0 Untere Puchkirchener Serie

- 1718,0 Tonmergelstufe
- 1763,4 Bändermergel
- 1773,0 Heller Mergelkalk
- 1782,6 Fischschiefer
- 1785,5 Lithothamnienkalk
- 1811,6 Sandsteinstufe
- 1892,9 Oberkreide (Cenoman-Conjac)
- 1904,0 Oberjura-Sandstein
- 1912,0 ?Oberkarbon
- 1927,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 21: KB B9

HL-AG.

- 0,1 Grasnarbe
- 12,0 Deckschichten
- 33,5 Älterer Deckenschotter
- 42,0 Schlier

Bohrung 22: KB 10

HL-AG

- 0,2 Grasnarbe
- 11,0 Deckschichten
- 39,7 Älterer Deckenschotter, teilweise verfestigt
- 50,0 Schlier

Bohrung 23: Heitzing G 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- ?
- 985,1 Haller Serie
- 1259,0 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 24: Sattledt 13

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 6,0 Quartär
- 230,0 Vöckla-Schichten
- 975,0 Haller Schlier
- 1412,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1556,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1696,0 Tonmergelstufe
- 1735,8 Bändermergel
- 1743,1 Heller Mergelkalk
- 1750,8 Fischschiefer
- 1752,6 Lithothamnienkalk
- 1770,2 Sandsteinstufe
- 1816,1 Oberkreide-Oberturon (Endteufe)

Bohrung 25: Sattledt 5

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 30,0 Quartär (Günzmoräne)
- 260,0 Robulusschlier
- 973,0 Haller Schlier
- 1274,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1525,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1652,5 Tonmergelstufe
- 1693,0 Bändermergel
- 1702,9 Heller Mergelkalk
- 1709,1 Fischschiefer
- 1722,4 Obereozän, Sandsteinstufe
- 1770,5 Oberkreide-Conjac (Endteufe)

Bohrung 26: Oberaustall 5

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 1,0 Quartär
- 225,0 Innviertler Serie (Robulusschlier)
- 873,4 Haller Schlier
- 1387,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1617,6 Untere Puchkirchener Serie
- 1748,8 Tonmergelstufe
- 1790,0 Bändermergel
- 1797,6 Heller Mergelkalk
- 1803,3 Fischeschiefer
- 1804,5 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 1814,3 Obereozän, Sandstein
- 1965,7 Oberkreide (Cenoman-Conjac)
- 1971,0 Malm-Sandstein
- 1988,2 Kristallin der Böhmischen Masse (Endteufe)

Bohrung 27: Wasserbohrung

Magistrat der Stadt Wels, Pettenbachrinne, SE Steinerkirchen (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A., in den Archivunterlagen Aufschlußpunkt B 7)

- 0,3 Bodenbildung
- 0,9 Faulschlamm
- 1,3 Kies, schluffig-tonig (Basis der holozänen Talfüllung)
- 6,1 Hochterrassen-Schotter (erodierter Rest der Rib-Schotter)
- 8,7 grauer Schlier.

Bohrung 28: Wasserbohrung

Magistrat der Stadt Wels, Pettenbachrinne, SE Steinerkirchen (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A., in den Archivunterlagen: Aufschlußpunkt B 2)

- 0,4 Braunerde
- 2,6 Staublehmdecke des Würmglaziäls mit basaler Verlehmungszone des Rib/Würm-Interglaziäls
- 3,8 Tiefenverwitterungszone im Hochterrassen-Schotter
- 53,8 Hochterrassenschotter, teilweise konglomeratisch
- 54,8 grauer Schlier.

Bohrung 29: Steinerkirchen 2

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 19,0 Quartär (Schotter von Reuharting-Schnelling)
- 319,3 Haller Serie
- 1245,5 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 30: Wimsbach 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 16,0 Quartär (Talalluvionen)
- 237,0 Robulusschlier i.w.S.
- 922,0 Haller Schlier
- 1308,5 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Die Bohrungen 31 bis 33 dokumentieren den von den heutigen Verhältnissen abweichenden Verlauf der Almrinne im Schlierrelief (s. Kap. 7) Es handelt sich um Bohrungen im Zuge der Errichtung einer Wasserversorgungsanlage (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A.)

Bohrung 31

(in den Archivunterlagen Nr. 10)

Schlieroberkante in 340,5 m Seehöhe, unter 15,7 m Schotterbedeckung (Holozänüberdeckung und liegende Würm-Schotter nicht abgegrenzt)

Bohrung 32

(in den Archivunterlagen Nr. 1)

Schlieroberkante in 344 m Seehöhe unter 20,5 m Schotterbedeckung (Niederterrasse)

Bohrung 33

(in den Archivunterlagen Nr. 6)

Schlieroberkante in 354 m Seehöhe unter 5,7 m Schotterbedeckung (Holozänüberdeckung und liegende Würm-Schotter nicht abgegrenzt)

Bohrung 34: Eberstanzell 3

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 31,0 Quartär
- 320,0 Vöckla-Schichten
- 935,5 Haller Schlier
- 1678,5 Obere Puchkirchener Serie
- 1907,0 Untere Puchkirchener Serie
- 2056,0 Tonmergelstufe
- 2099,7 Bändermergel
- 2106,4 Heller Mergelkalk
- 2114,7 Fischeschiefer
- 2128,8 Obereozän (Lithothamnienkalk)
- 2142,8 Obereozän (Sandsteinstufe)
- 2151,7 Oberkreide (Oberturon-Conjac) Endteufe.

Bohrung 35: Eberstanzell Gas 4

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 56,0 Quartär (Hochterrasse)
- 269,0 Robulusschlier i.w.S.
- 976,0 Haller Schlier
- 1032,0 Obere Puchkirchener Serie (Endteufe)

Bohrung 36: Haidermoos 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 24,0 Quartär (Hochterrassen-Schotter)
- 255,0 Vöckla-Schichten
- 906,0 Haller Schlier
- 1804,6 Obere Puchkirchener Serie
- 1986,0 Untere Puchkirchener Serie
- 2120,0 Tonmergelstufe
- 2159,7 Bändermergel
- 2164,5 Heller Mergelkalk
- 2172,0 Fischeschiefer

- 2203,0 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 2337,4 Oberkreide (Cenoman-Conjac)
- 2375,7 Malm, Oolithkalk
- 2439,3 Malm, Dolomit, Kalk
- 2467,4 Oberkarbon-Westfal
- 2496,3 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 37: Lindach N 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 44,0 Quartär
(Jüngerer Deckenschotter)
- 283,5 Vöckla-Schichten
- 1026,7 Haller Serie
- 1846,8 Obere Puchkirchener Serie
- 2070,3 Untere Puchkirchener Serie
- 2207,1 Tonmergelstufe
- 2243,0 Bändermergel
- 2249,0 Heller Mergelkalk
- 2257,4 Fischeschiefer
- 2273,0 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 2296,8 Obereozän, Sandsteinstufe
- 2410,2 Oberkreide (Cenoman-Conjac)
- 2456,6 Karbonatfolge (Dogger-Malm)
- 2477,0 Basissandstein (Dogger)
- 2522,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 38: Lindach 18

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 50,0 Quartär
(Älterer Deckenschotter)
- 230,0 Vöckla-Schichten
- 877,6 Haller Schlier
- 980,0 Obere Puchkirchener Serie
(Endteufe)

Bohrung 39: Vorchdorf 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 18,0 Quartär
- 204,0 Robulusschlier
- 821,0 Haller Serie
- 1839,0 Obere Puchkirchener Serie
- 2307,2 Untere Puchkirchener Serie
- 2441,0 Tonmergelstufe
- 2485,0 Bändermergel
- 2489,7 Heller Mergelkalk
- 2498,6 Fischeschiefer
- 2530,4 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 2561,6 Obereozän, Sandsteinstufe
- 2610,4 Oberkreide
(Cenoman-Unterturon)
- 2702,2 Malm, Kalkstein und Dolomit
- 2717,2 Malm-Sandstein
- 2730,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 40: Mayersdorf 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 38,0 Quartär (Günzmoräne)
- 258,0 Robulusschlier i.w.S.
- 961,6 Haller Schlier
- 1745,0 Obere Tonmergel
- 1952,0 Untere Puchkirchener Serie

- 2089,7 Tonmergelstufe
- 2132,7 Bändermergel
- 2136,9 Heller Mergelkalk
- 2144,5 Fischeschiefer
- 2154,1 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 2174,2 Obereozän, Sandsteinstufe
- 2237,0 Oberkreide
(Cenoman-Oberturon)
- 2257,9 Malm, Kalkstein und Dolomit
- 2277,0 Malm, Basis-Sandstein
- 2305,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 41: Hermannsdorf 1

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 43,0 Quartär
(Jüngerer Deckenschotter)
- 120,0 Robulusschlier
- 832,0 Haller Serie
- 1658,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1960,0 Untere Puchkirchener Serie
- 2102,2 Tonmergelstufe
- 2139,6 Bändermergel
- 2145,5 Heller Mergelkalk
- 2152,8 Fischeschiefer
- 2162,1 Obereozän,
- 2177,5 Obereozän, Limnische Serie
- 2208,1 Oberkreide
(Cenoman-Unterturon)
- 2231,0 Malmkalk und -dolomit
- 2246,7 Malm-Basissandstein
- 2259,5 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 42: Voitsdorf 12

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 10,0 Mindelmoräne
- 20,0 Weiße Nagelfluh
- 25,0 Älterer Deckenschotter
- 766,0 Haller Schlier
- 1607,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1812,0 Untere Puchkirchener Serie
- 1954,4 Tonmergelstufe
- 1993,9 Bändermergel
- 2000,7 Heller Mergelkalk
- 2008,5 Fischeschiefer
- 2011,6 Obereozän, Lithothamnienkalk
- 2044,0 Obereozän, Sandsteinstufe
- 2084,3 Oberkreide
(Cenoman-Unterturon)
- 2104,15 Malm, Kalk und Sandstein
- 2116,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)

Bohrung 43: Voitsdorf 22

RAG (Erdölarchiv Geol. B.-A.)

- 45,0 Mindelmoräne
- 62,0 Weiße Nagelfluh
- 72,0 Älterer Deckenschotter
- 826,0 Haller Schlier
- 1650,0 Obere Puchkirchener Serie
- 1903,0 Untere Puchkirchener Serie
- 2058,0 Tonmergelstufe
- 2098,6 Bändermergel

- 2104,4 Heller Mergelkalk
 - 2110,2 Fischeschiefer
 - 2111,9 Obereozän, Lithothamnienkalk
 - 2129,7 Obereozän, Sandsteinstufe
 - 2176,4 Oberkreide
 - (Cenoman–Unterturon)
 - 2183,9 Malm, Kalkstein
 - 2198,7 Sandstein
 - 2218,0 Kristallin der Böhmisches Masse (Endteufe)
- Bohrung 44: **Wasserbohrung SE Spieldorf**
- (Hydrogeol. Archiv der Geol. B.-A., in den Archivunterlagen: Bohrung Nr. 3)
- 0,8 Lehm mit einzelnen kleinen Geröllen
 - 12,2 Weiße Nagelfluh in typischer Abfolge: ab 6,5 m gelbliche Ver-
- färbung und etwas lehmig, ab 7,3 m starke Zunahme des Lehmgehaltes (= aufgearbeiteter Paläoboden eines Interglazials)
 - 13,3 Älterer Deckenschotter: Schotter und Sand des rückschmelzenden Steyr/Krems-Gletschers
 - 13,5 5Günzmoräne: typische Grundmoräne mit Quarz- und Kristallinkomponenten
 - 17,8 Vorstoßschotter der Älteren Deckenschotter: quarz- und kristallinreiche Schotter mit umgelagertem älterem Schottermaterial (= Basislagen der älteren Deckenschotter)
 - 19,1 glimmerreicher Sand
 - 21,0 grauer Schlier

11. Literatur

- ABEL, O., 1913: Geologische Spezialkarte der k.k. Geologischen Reichsanstalt 1:75000, Wels und Kremsmünster. – Wien.
- ABERER, F., 1958: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, 1 geol. Kt., Wien.
- ABERER, F., 1960: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, 1 Abb., 1 Beil., Wien.
- ABERER, F., 1962: Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. dt. Geol. Ges., **113** (1961)/2.-3. Tl., 266–279, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- AMT DER OÖ. LANDESREGIERUNG, 1978: Hydrochemische Untersuchung des oberösterreichischen Grundwassers. Untersuchungsgebiet Bl. Wels der ÖK 1:50.000. Wassergüteatlas F.7. – Amt der oö. Landesregierung, Abt. Wasser- u. Energiewirtschaft, Linz.
- ANGERER, L., 1909: Die Kremsmünsterer Weiße Nagelfluh und der ältere Deckenschotter. – Jb. Geol. R.-A., **59/1**, 23–28, Wien.
- ATZWANGER, B., 1980: Sicherung der Wasserversorgung in Oberösterreich. – Österr. Wasserwirtsch., Jg. **32**, H. 11/12, Wien.
- BRAUMÜLLER, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – Erdöl-Z., **75/5**, 122–130, Wien – Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E., 1961: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z. **77/11**, 122–130, Wien – Hamburg.
- BRUNNACKER, K., 1959: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geol. Bav., **43**, 74–150, München.
- BUNDESMINISTERIUM F. LAND- U. FORSTWIRTSCHAFT, 1980: Bodenkarte 1:25.000, Kartierungsbereich Wels mit Erläuterungen. – Von J. BACK, Landwirtschaft. chem. Bundesversuchsanstalt, Österr. Bodenkartierung, Wien.
- BEURLE, G., 1965: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan „Welser Heide“. – Amtsgutachten, Amt der oö. Landesreg., Bd. 1 und 2.
- DEL NEGRO, W., 1969: Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Atter- u. Traunseebereich). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 12–15, Wien.
- EGGER, H. HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Hrsg.), 1996: Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, Exkursionsunterlagen für die Wandertagung 1996, 7. Oktober bis 11. Oktober 1996 in Wels. – Exkursionsführer Nr. 16, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

- FAUPL, P. & ROETZEL, R., 1987: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **130/4**, 415–447, 30 Abb., 3 Tab., Wien.
- FAUPL, P., ROHRlich, V. & ROETZEL, R., 1988: Provenance of the Ottangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 11–20, 5 Figs., 5 Tabs., Wien.
- FINK, J., KOHL, H., u.a., 1976 und 1978: Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. f. Quartärforsch. d. österr. Akad. d. Wiss. Bd. **1** und Erg.-Bd., Wien.
- FLOGL, H., 1970, Neuauflage 1983: Wasserwirtsch. Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun-Alm. – Hauptgutachten pp. 1–174, Band Einzelgutachten pp. 1–64, Tabellenband, 12 Karten 1:50.000, Amt d. oö. Landesreg., Abt. Wasserbau – Hydrogr. Dienst, Linz.
- FLOGL, H., 1975: Hydrogeologisches Gutachten und Technischer Bericht über die geplante Wasserentnahme aus der Pettenbachrinne. – Unveröff. Manuskript für das Magistrat der Stadt Wels, 46 S.
- FUCHS, W., 1980: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 1. Aufl., 144–176, (Springer) Wien – New York.
- GIGLEITNER, Ch., 1987: Die Grundwassersituation in der Stadt Wels. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Inst. f. Geogr. Univ. Wien, 191 S., Wien.
- GOHRBANDT, K., 1960: Bericht über die mikropaläontologische Bearbeitung verschiedener firmenfremder Bohrungen in der Molassezone Oberösterreichs. – Interner Bericht Nr. 438 Rohöl-Aufsuchungs AG, 22 S., 17 Beilag., Wien.
- GRILL, R., 1955: Aufnahmen auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 34–36, Wien.
- HEHENWARTER, E., 1955: Grundwasser und Taluntergrund der Welser Heide. – Österr. Wasserwirtsch., Jg. **7**, H. 11, Wien.
- HOLTER, K., 1970/71: Beobachtungen über römische Funde auf dem Gelände des ehemaligen Friedhofes in Wels. – Jb. Mus. Ver. Wels, **17**, 22–42, Wels.
- INGERLE, K., 1981: Schlierrelief und Grundwasserschichtenplan. Möglichkeiten des Einsatzes von Wärmepumpen in der Welser Heide. – Beilage zu einem unveröff. Gutachten für das Magistrat der Stadt Wels.
- JIRICEK, R. (1975): Ostracod's zones in the Neogene of the Central Paratethys. – In: CICHÁ, I. (ed.): Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians, Proc. VIth Congr. Reg. Comm. Medit. Neogene Strat., 57–69, 8 Taf., Praha.
- JIRICEK, R. (1983): Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. – Knihovnicka Zemniho plynu a nafty, **4**, 195–236, 36 Tab., 9 Taf., Hodonin.
- KOČI, A, 1974, 1976 und 1978. – In: FINK, J., KOHL, H., u.a., 1976 und 1978: Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte, Mitt. Komm. f. Quartärforsch. d. österr. Akad. d. Wiss. Bd. **1** und Erg.-Bd.
- KOHL, H., 1955 a: Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. – Jb. OÖ. Mus. Ver., **100**, 321–344, Linz.
- KOHL, H., 1955 b: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns – Beiträge zur Pleistozänforschung in Österr. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft D, 40–62, Wien.
- KOHL, H., 1958: Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns Platte. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **100**, 131–143, Wien.
- KOHL, H., 1962: Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte. Neue Aufnahmen im Raume des Kremstales. – OÖ. Heimatbl., **16**, 1–12, Linz.
- KOHL, H., 1967: Zur Altersfrage der Pitzenbergschotter bei Münzkirchen im Sawwald (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., H. **1/2**, 126–128, Wien.

- KOHL, H., 1967/68/69: Teilberichte 1–6 über hydrogeologische Aufnahmen in der Traun-Enns-Platte. – Manuskripte für die Stadtwerke Linz.
- KOHL, H., 1968: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. – Naturkd. Jb. Stadt Linz, **1968**, 7–60, Linz.
- KOHL, H., 1970a: Das Quartärprofil von Kremsmünster in Oberösterreich. – Geogr. Jber. aus Österr., **33** (1969–70), 82–88, Wien.
- KOHL, H., 1970b: Hydrogeologisches Gutachten, "Pettenbachrinne". – Manuskript f. das Wasserwerk Wels.
- KOHL, H., 1971: Ergebnisse der hydrogeologischen Geländekartierung. – Manuskript f. das Wasserwerk Wels.
- KOHL, H., 1972: Hydrogeologisches Gutachten "Unteres Almtal". – Manuskript für das Wasserwerk Wels.
- KOHL, 1978: Zur Jungpleistozän- und Holozänstratigraphie in den oberösterreichischen Donauebene. – Beitr. z. Quartär- und Landschaftsforschung, Festschrift J. FINK, 269–290, (Hirt) Wien.
- KOHL, H., 1982–1992: Berichte 1981 bis 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels. – Verh. Geol. B.-A. **1982/1**, A-35–37; Berichte 1982 bis 1991: Jb. Geol. B.-A., **126/2**, 300–301; **127/2**, 210; **128/2**, 251; **129/2**, 395–396; **130/3**, 260–261; **131/3**, 406–407; **132/3**, 543; **133/3**, 421–423; **134/3**, 466–467; **135/3**, 681–683, Wien.
- KOHL, H., 1986: Die Weiße Nagelfluh der Traun-Enns-Platte und ihre Bedeutung als Bau- und Dekorationsstein. – OÖ. Heimatbl. **40/3/4**, Festschr. Benno Ulm, 245–265, Linz.
- KOHL, H., 1994: Die glazifluvialen Schottermassen im Bereich der Traun-Enns-Platte – Eine vergleichende Studie der eiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen aus den vier großen alpinen Eiszeiten. – Jb. OÖ. Mus. Ver., **139/1**, 83–109, Linz.
- KRENMAYR, H.G., 1991: Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innvierthler Gruppe, Ottnganien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager. – Jb. Geol. B.-A., **134/1**, 83–100, 14. Abb., Wien.
- KRENMAYR, H.G., 1993: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 48 Vöcklabruck und Blatt 49 Wels. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 564–565, Wien.
- KRENMAYR, H.G., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 446–447, Wien.
- KRENMAYR, H.G., 1995: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, Wien.
- KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R., mit Beiträgen von PERVESLER, P., RUPP, Ch., SCHULTZ, O., STEININGER, F.F., STOJASPAL, F. & ZORN, I., 1996: Exkursionsführer, 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B2, Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitsedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – Berichte der Geol. B.-A., **33**, 43 S., 17 Abb., Wien.
- KURZWEIL, H., 1973: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **20**, 169–215, 11 Abb., Wien.
- LANDES-WASSERVERSORGUNGSUNTERNEHMEN, 1995: Projekt zur Wasserversorgung für den Großraum Wels.
- LOTZE, F., 1945: Geologische Kartenaufnahme von Kremsmünster und Umgebung 1:25.000. – Unveröff. Manuskript-Karte, Geol. B.-A., Wien.
- MALZER, O., 1981: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – Erdöl Erdgas-Z., **97/1**, 20–28, 11 Abb., Hamburg – Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F., 1993: Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.), 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl., 281–358 (Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn) Wien.
- MORKHOVEN, F.P.C.M. VAN (1963): Post-Palaeozoic Ostracoda, their morphology, taxonomy, and economic use. – Bd. 2 (Generic descriptions), 478 S., 763 Abb., 4 Taf. (Elsevier Publ. Comp.) Amsterdam.

- OMV-AKTIENGESELLSCHAFT, 1997: Erdöl-, Kondensat- und Naturgasproduktion in Österreich nach Firmen, Erdölprovinzen und Jahren, Stand: 1. Januar 1997. – Unveröffentl. Bericht, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde., 1199 S., (Tauchnitz) Leipzig.
- PETERS, V., 1936: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – *Petroleum* **32/5**, 10–12, Berlin – Wien.
- RADLER, S., 1977: Gutachten über den Einfluß des KW Marchtrenk auf die Grundwasserhältnisse der Welser Heide. – Wien.
- ROETZEL, R., 1988: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär nördlich und östlich von Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/3**, Wien.
- RÖGL, F., 1996: Stratigraphic Correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 1–9, Wien.
- RÖGL, F. & RUPP, Ch., 1996: Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Hrsg.), 1996: Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, Exkursionsunterlagen für die Wandertagung 1996, 7. Oktober bis 11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer Nr. 16, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **85/A**, 135–163, 2 Abb., 14 Taf., Wien.
- ROHRHOFER, J., 1948: Naturkundliche Wanderziele in Oberösterreich. Der Wanderblock von Waitzendorf. – (Leitner & Co.) Wels.
- ROHRHOFER, J., 1956: Eine geologische Orgel in Aschet. – *Jb. Mus. Ver. Wels*, 30ff., Wels.
- SALVERMOSER, S., 1989: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der tertiären und quartären Sedimente im westlichen Sauwald/OÖ. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Allgem. u. Angew. Geologie, Univ. München, 138 S., München.
- SCHADLER, J., 1965: Unteres Almtal. Geologisches Gutachten zum Projekt Almtal der Wasserversorgung der Stadt Linz. – Manuskript, Linz.
- SCHREINER, A. & EBEL, R., 1981: Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet. – *Geol. Jb., Reihe A*, **H. 59**, 3–64, Hannover.
- SCHUBERT, R. J., 1904: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ararischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. – *Jb. k. k. geol. R.-A.*, **53** (1903), 385–422, Taf. 19, Wien.
- SOMMER, D., 1993: Zur Geschichte des Kohlenwasserstoffbergbaus in Österreich. – In: F. BRIX & O. SCHULTZ (Hrsg.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 2. Auflage, Wien.
- SORDIAN, H., 1989 bis 1994: Hydrogeologische Untersuchung des artesischen Grundwasservorkommens von Scharten-Leppersdorf (Gemeinde Scharten). – Amt d. oö. Landesreg. und BMWuF, Linz – Wien.
- SORDIAN, H., 1994: Artesische Wässer im oberösterreichischen Molassebecken. – Seminar: Artesische Wässer in OÖ. 26. Gmunden. Öst. Wasser- u. Abfallwirtschafts-Verb.
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L., 1986: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *Giorn. Geol., ser.3*, **48/1–2**, 285–297, 10 figs., Bologna.
- STREMME, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W., 1991: Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. – *Sonderveröffentl. Geol. Inst. Univ. Köln 82* (Festschr. K. Brunnacker), 301–315, Köln.
- SZTANÓ, O., 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, early Miocene, northern Hungary: sedimentology, paleogeography and basin development. – *Geologica ultraiectina*, No. **120**, 155 p., Utrecht.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2 (Außerzentralalpiner Anteil). – 1. Aufl., XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab., (Deuticke), Wien.

- UCHMAN, A. & KRENMAYR, H.G., 1995: Trace fossils from Lower Miocene (Ottangian) molasse deposits of Upper Austria. – *Paläont. Z.*, **69**-3/4, 503–524, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- VOHRZYKA, K., 1973: Hydrogeologie von Oberösterreich. – Amt der öö. Landesreg., Abt. Wasser- u. Energierecht, 80 S., Linz.
- VETTERS, H., 1936: Österreichs Erdöl- und Erdgasvorkommen und höffigen Gebiete. – In: BUNDESMINISTERIUM FÜR HANDEL UND VERKEHR (Hrsg.): Das Österreichische Erdöl, Wien.
- WAGNER, L., 1980: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän. – *Erdöl Erdgas-Z.*, **96**/9, 338–346, 13 Abb., Hamburg – Wien.
- WAGNER, L., 1996 a: Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**, 217–235, published by the Geol. Soc. of London Publishing House, Bath.
- WAGNER, L., 1996 b: Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Red.): Wandertagung 1996, Exkursionsführer, Querschnitt durch die Geologie von Oberösterreich, Exkursionsführer Nr. **16**, Österr. Geol. Ges., 36–65, Wien.
- WEINBERGER, L., 1950: Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. – *Z. f. Gletscherkde u. Glazialgeol.*, **1**, 176–186, Innsbruck.
- WIESER, F., 1976: Hydrogeologie Grieskirchen und Umgebung. Grundsatzgutachten. – Amt der öö. Landesreg., Linz.
- ZORN, I. (1995): Preliminary report on the ostracodes from the Ottangian (Early Miocene) of Upper Austria. – In: RIHA, J. (Hrsg.): Ostracoda and Biostratigraphy, Proc. 12th Intern. Symp. Ostracoda, Prague 1994: 237–243, 4 Fig., (A.A. Balkema) Rotterdam.

Errata

Kartenfeld der Geologischen Karte

- Südlich Außerroh (BMN 90200/320100): Unrichtig: Legendenummer 19. Richtig: **18**.
- Nordöstlich des Ortsrandes von Vorchdorf (BMN 94250/18900): Auf die Niederterrasse ausmündendes, in den Älteren Deckenschotter eingesenktes **Muldentälchen**: Kontur fehlt am Nordausgang, Legendenummer **14** (Periglaziale Dellenfüllung) einsetzen.
- SW Vorchdorf (BMN 93900/318200): Die Terrasse am Blattrand ist eine **Niederterrasse des Laudachtales**, daher Legendenummer **15** einsetzen.
- Kreisbichl (BMN 93150/328400): Unrichtige Lage für **Kiesgrubenzeichen**. Richtige Lage 500 m SSW davon am Niederterrassen-Steilhang gegen Graben (BMN 93400/328500).
- Südlich von Weißbach (BMN 87400/331240): Fortlaufende Nummer bei Bohrungszeichen (für „Kraillberg 3“) fehlt. Nr. 13 anfügen.
- ESE Wels zwischen Thalheim und Schleißheim: Die **schwarze Trennlinie** zwischen dem Tertiärsockel (Robulusschlier s.str., 47) und der quartären Auflagerung (Kies des Älteren Deckenschotter, 38) fehlt.

Legendentext der Hauptkarte

- Nr. 4: Unrichtig: ... mit holozänen Auenablagerung Richtig: ... mit **holozäner Auenablagerung** ...
- Nr. 31: Textteil „, im unteren Trauntal auch mit Kies des Agertales“ streichen.

Legende der Nebenkarte „Verteilung der Aufnahmegebiete“

- Unrichtig: H. KOHL, 1970, 1972, 1984–1991. Richtig: H. KOHL, **1970, 1972 und 1981–1992**.

Geologischer Profilschnitt im Bereich von Blatt 49 Wels

und der nördlich und südlich angrenzenden Gebiete.

Entwurf: L. Wagner

