

Oberösterreichische Heimatblätter

Herausgegeben vom Landesinstitut für Volksbildung und Heimatpflege in Oberösterreich;
Leiter: W. Hofrat Dr. Aldemar Schiffkorn.

32. Jahrgang (1978)

Heft 3/4

INHALT

Hermann Kohl: Gesteine und Landformen als Marksteine aus der Erdgeschichte des Innviertels	129
Eduard Kriechbaum (†): Bauernhof und Bauernhaus. Landschaftsbilder des Kreises Braunau—Zwei unveröffentlichte Beiträge zur Kunsttopographie des Bezirkes Braunau. Mit einem Vorwort von Aldemar W. M. Schiffkorn	146
Peter Weichhart: Naturraumbewertung und Siedlungsentwicklung. Das räumliche Wachstum ausgewählter Siedlungen des politischen Bezirkes Braunau am Inn im Vergleich mit dem Naturraumpotential ihrer Standorte . .	171
Wolfgang Kern: Munderfing am Kobernaußerald. Ein fremdenverkehrsgeographischer Beitrag	209
Harry Slapnicka: Wie nach 114 Jahren die „Innviertler Schulden“ beglichen wurden	216
Hans Röddhammer: Die Pröpste des ehemaligen Augustiner-Chorherrenstiftes Suben	224
Hans Hollerweger: Die Widerstände gegen die gottesdienstlichen Verordnungen Josephs II. in Schärding im Jahre 1790	249
Manfred Brandl: Anton Link (1773—1833) — Stadtpfarrer von Braunau am Inn	262
Rudolf Walter Litschel: Johann Philipp Palm — Märtyrer, Nationalheld oder Opfer seiner selbst?	273
Helmut Zöpfel: Theater im Innviertel	280
Dietmar Assmann: Das Innviertel als Krippenlandschaft .	295
Eugenie Hanreich: Bemalte Bauernhäuser im Innviertel .	305
Anton Bauer: Der Innviertler Landler	311
Franz Dickinger: Georg Wieninger und seine Vorfahren. Eine Innviertler Familie als Pioniere der Erwachsenenbildung	329
Die Bildungszentren des Innviertels (Katharina Dobler) . . .	336
Alois Beham — Maler „zwischen den Zeiten“ (Aldemar Schiffkorn)	338
Kursdokumentationen: Arbeit in Holz	339
Das „Hohenzeller Muster“ in der Bauernmöbelmalerei. 2. Nachtrag (Cölestin Hehenwarter)	340
Univ.-Prof. Dr. Hans Kinzl — 80 Jahre	341
Prof. Dr. Katharina Dobler — 60 Jahre	342

Gesteine und Landformen als Marksteine aus der Erdgeschichte des Innviertels

Von Hermann Kohl

Mit 6 Abbildungen, 2 Textbildern und 1 Tabelle.

Das Innviertel, Einheit und Vielfalt

Das österreichische Innviertel, Inbegriff eines alten, angesehenen Bauernlandes, hat im Laufe der Geschichte als Grenzraum zwischen dem österreichischen und dem bayerischen Machtbereich diesen Charakter bis heute noch recht gut bewahren können. Das soll nicht heißen, daß sich nicht auch in diesem Landesteil die lokalen Zentren, die gleichzeitig die Schwerpunkte der drei das Innviertel ausmachenden politischen Bezirke Braunau a. Inn, Ried i. Innkreis und Schärding darstellen, zum Teil sogar recht stürmisch in Richtung anderer Wirtschaftszweige entwickelt hätten. Damit wird vor allem im Zusammenhang mit dem beschleunigten Ausbau der Verkehrswege, dem das natürliche Relief dieses Raumes sehr entgegenkommt, das Innviertel enger und stärker mit seinen Nachbarn verbunden; es wird damit auch mit all seiner landschaftlichen Mannigfaltigkeit dem Nichtinnviertler bekannter und liebenswerter.

Diese zunehmende Einbindung in den annähernd West-Ost durchziehenden Fernverkehr ist durch den allgemeinen Verlauf des Alpenvorlandes zwischen dem verkehrsabweisenden Granithochland im Norden und den Alpen im Süden vorgezeichnet. In der früheren Landesgeschichte, als noch die geistlichen Städte Salzburg und Passau zugleich machtpolitische und wirtschaftliche Zentren waren, spielte sich ein reger Verkehr und Handel auf den Flüssen Salzach und Inn ab, wofür die prächtigen Ortsbilder an der Salzach und am Inn Zeugnis geben. Damit ist auch die zweite Verkehrsachse, die zwar heute gegenüber der anderen zurücktritt, in der Natur vorgezeichnet; wenn auch heute diese Flüsse nicht mehr schiffbar sind, so bietet das breite Inntal mit seinen ebenen Terrassen geradezu ideale Voraussetzungen für den Landverkehr.

Der Name Innviertel bringt die geographische Bezogenheit dieses Landstreifens zum Inn und die historisch bedingte Einheit bestens zum Ausdruck. Es dacht sich zum Inn und seinem Zufluß Salzach ab und wird, mit der kleinen Ausnahme des nördlichen Sauwaldes, auch dorthin entwässert. Die politische Grenzziehung im einzelnen folgt gegen das Aschachgebiet und das Einzugsgebiet der Traun zum Bezirk Vöcklabruck nicht

immer genau der Wasserscheide. Ein gewisser Widerspruch in der Gesamtabdachung ergibt sich insofern, als der donau nächste Teil, der Sauwald, im Haugstein bei Engelhartzell mit 895 m die höchste Erhebung des Innviertels darstellt, und das, obwohl es mit dem Tannberg (785 m) unweit Mattsee, der geologisch den Alpenrand markiert, gewissermaßen noch an den sonst überall höheren Alpen Anteil hat. Kehrt es mit dem Anstieg vom Inn bis zur höchsten Erhebung des Alpenvorlandes, dem auf Innviertler Seite nicht ganz 800 m erreichenden Bergland des Hausruck und Kobernauserwaldes zwar dem übrigen Oberösterreich den Rücken, so öffnet es sich in der breiten Pforte zwischen diesem und dem Sauwald dem oberösterreichischen Zentralraum. Der bekannte Innviertler Heimatforscher *Eduard Kriechbaum* hat diesen breiten Durchgang sehr treffend als „Innviertler Tor“ bezeichnet (1944). Die natürlichen Verbindungen aus dem oberen Innviertel weisen mit dem Mattigtal noch zum Teil zur Vöckla-Ager-Pforte, im übrigen aber schon eher zum salzburgischen Beckenraum, was ja in mancher Hinsicht in den engen Beziehungen des Bezirkes Braunau zu Salzburg zum Ausdruck kommt.

Weitaus der Großteil des Innviertels liegt im Großraum des hier noch breiten Alpenvorlandes, das aber weder in seiner Entstehung noch in seinen landschaftlichen Erscheinungen eine Einheit darstellt. An die engere Flußlandschaft am Inn mit seinen zur Schäringer Enge heranführenden eiszeitlichen Schotterterrassen schließt das unregelmäßige, von tertiären Meeresablagerungen aufgebaute Schlierhügelland an, das von den jungtertiären Schotterhöhen und -rücken des Kobernauserwaldes und des Hausruck gekrönt wird. Im oberen Innviertel beherrschen westlich der Mattig die von den gewaltigen eiszeitlichen Gletschern geprägten Landformen das Bild.

Sich mehrfach mit dem Vorland verzahnend, steigt mit einer ausgeprägten Geländestufe im äußersten Norden der Sauwald empor, der einen über die Donau vorspringenden Ausläufer des Granit- und Gneishochlandes, des viel größeren Böhmisches Massivs, darstellt. Er läßt sich in einen mehr plateauförmigen, 500 m nur wenig überschreitenden Bereich mit Schotterdecken und

in das kuppige, über 700 m hohe Waldbergland zwischen Münzkirchen und Engelhartszell gliedern. Der östlich daran anschließende Plateauteil zählt größtenteils nicht mehr zum Innviertel. Eine Erscheinung für sich stellt der fast ungegliederte, mehr als 300 m hohe Steilabfall zur Donau dar.

So ergibt sich trotz des vorherrschenden Flachlandcharakters des Innviertels, dessen hügeliges Relief gelegentlich durch tief eingeschnittene Täler verstärkt wird, ein recht mannigfaltiges Bild, das im hohen Sauwald und im Hausruck bereits Mittelgebirgscharakter annimmt. Es setzt sich aus sehr verschiedenen natürlichen Landschaftstypen zusammen, deren Entstehung von vielerlei Faktoren abhängt und weit in die Erdgeschichte zurückreicht. Versuchen wir den komplizierten Werdegang des Innviertels zu verfolgen, so müssen wir feststellen, daß das je nach den erhaltenen Zeugen nur lückenhaft möglich ist, und trotzdem läßt sich ein recht gutes Bild über die Hauptetappen seiner Entstehung entwerfen. Wir müssen dabei grundsätzlich zwischen dem Baumaterial, das sind die *Gesteine*, die unser Innviertel aufbauen, und den *Landformen* unterscheiden, die das natürliche Relief des Landschaftsbildes bestimmen und die in den meisten Fällen jünger sind als die sie aufbauenden Gesteine oder bestenfalls mit diesen gleich alt sein können. Eingehende Untersuchungen im Zuge der amtlichen geologischen Kartierung, aber auch der Erdölprospektion erlauben im Vorlandbereich verhältnismäßig präzise Aussagen bis in mehrere tausend Meter Tiefe hinab.

Die Gesteine als Baumaterial des Innviertels

Wenn wir die sehr verschiedenen Gesteine des Innviertels nach Alter und Entstehung analysieren, so erhalten wir bereits wertvolle Anhaltspunkte über die für den heutigen Gesteinsbestand, aber auch für die wichtigsten Landformen maßgebenden Abschnitte der Erdgeschichte (siehe Tabelle und Textbild 1).

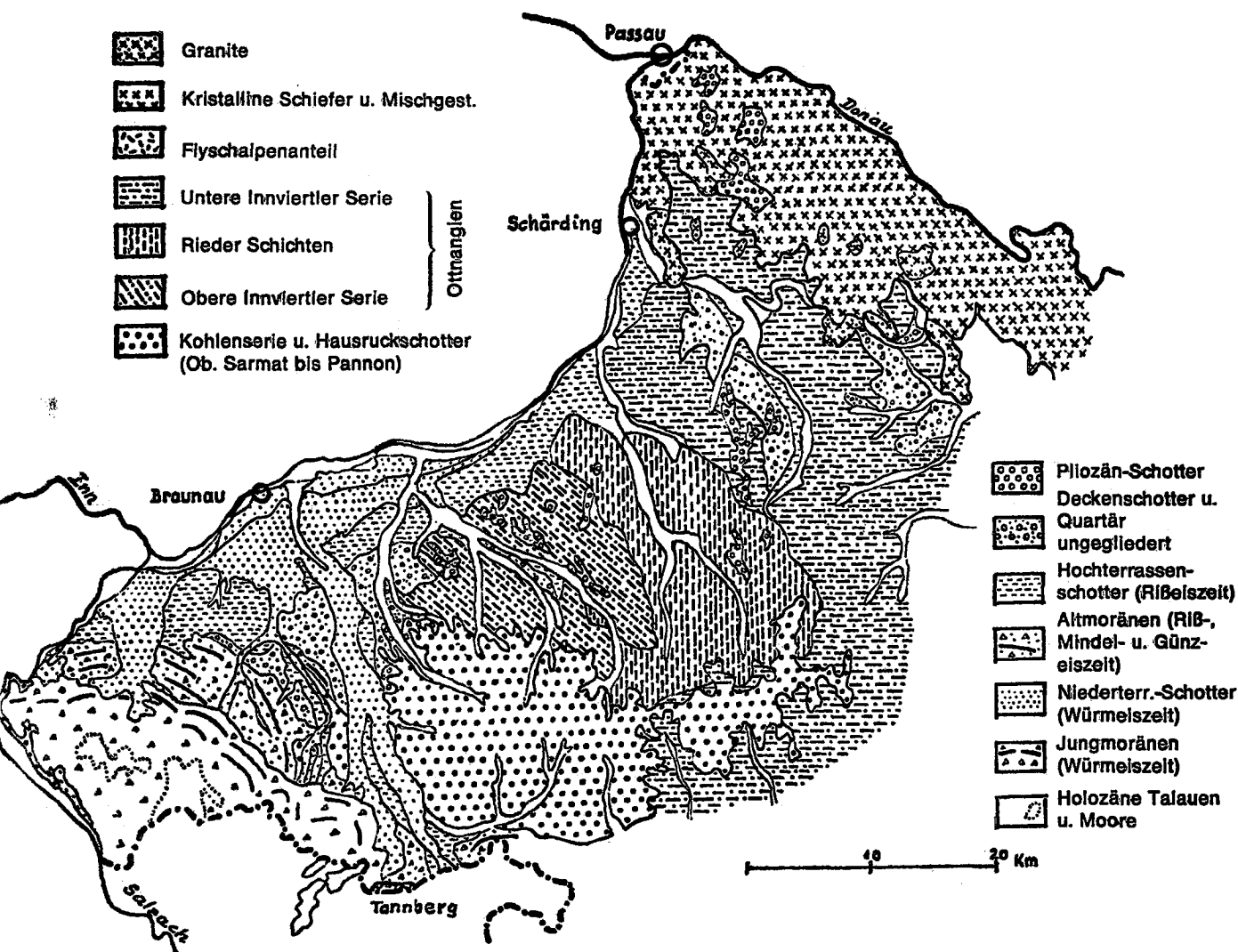
Die Sauwaldgesteine

Die kristallinen Gesteine des Sauwaldes (vgl. G. Fuchs und O. Thiele, 1965 und 1968) stellen einen von allen anderen Gesteinen des Innviertels völlig verschiedenen Komplex dar. Bestehen

sie doch durchwegs aus Gemengen kristallisierter Minerale, denen jede Spur eines Lebens fehlt, was natürlich nicht heißt, daß es zur Zeit ihrer Entstehung noch kein Leben gegeben hätte. Es ist vielmehr die Art ihrer Bildung, entweder aus einer von der Tiefe aufsteigenden flüssigen Gesteinsschmelze (Magma) oder aus älteren, in größere Tiefe unter die Erdoberfläche versenkten Gesteinen, die eine völlige Umwandlung vor allem durch Umkristallisation bei erhöhter Temperatur und höherem Druck erfahren haben. Eine Mittelstellung zwischen beiden nehmen die Granite des Sauwaldes ein, z. B. der „*Schärdinger Granit*“, für den mit Hilfe von den in seinen Mineralbestandteilen enthaltenen radioaktiven Isotopen (Kalium-Argon- und Rubidium-Strontium-Methode) ein ungefähres Alter um oder knapp über 300 Mill. Jahren ermittelt werden konnte (O. Thiele, 1969). Das ist eine Entstehungszeit, die zwischen den wesentlich älteren grobkörnigen „*Weinsberger Graniten*“ (um 400 Millionen Jahre) des unteren Mühlviertels und den jüngeren mittel- bis feinkörnigen „*Mauthausener Graniten*“ (280–290 Mill. Jahre) liegt. Die Granitbildung fällt in die Zeit der sogenannten *variszischen Gebirgsbildung* des Erdaltertums. Mit dieser für Europa und damit auch unseren Raum so wesentlichen Gebirgsbildungsperiode hängt außer den Granitintrusionen des Mühlviertels und Sauwaldes auch die Umwandlung älterer Hüllgesteine zusammen, die z. T. wieder aufgeschmolzen oder zumindest durch die während der Gebirgsbildung gegebenen Temperatur- und Druckverhältnisse umgewandelt worden waren. Hierher gehören z. B. die cordieritreichen (Cordierit ist ein blauvioletttes Silikatmineral) *Mischgesteine von Wernstein* und die über weite Strecken recht einförmigen *Perlgneise* (aus angewitterten Gesteinen leuchten die Feldspate perlenartig weiß heraus), die einen Großteil des Sauwaldes aufbauen, sowie auch die *Grobkorn-gneise*.

Wenn auch der Schärdinger Granit mit seinen zahlreichen Einschlüssen von Fremdgesteinen und dem Cordieritgehalt darauf hindeutet, daß beim Eindringen seiner Schmelze größere Mengen von Nebengestein aufgeschmolzen worden waren, so herrscht doch im wesentlichen die für Erstarrungsgesteine der Tiefe typische richtungslose

Zeit- alter	Mill. Jahre	Forma- tion	Abtei- lung	Stufe	Ablagerungen bzw. Gesteine an der Oberfläche	Gefälle	Überdeckte Gesteine in der Tiefe	Erhaltene Landformen		
Erdneuzeit (Känozoikum)	0,01	Quaternär	Holozän		Auablagerungen	0,9‰		Austufen, Moore, junge Talkerben		
	Pleistozän		Würm	Blockmoräne, Geschiebemergel u. Niederterrassenschotter (NT)	2,1-2,2‰		Jungmoränenwälle u. NT d. Salzach-u. Inntrales			
			Riß	Blockmoräne, Geschiebemergel u. Hochterrassenschotter (HT)	2,2-2,3‰		Altmoränen Hochburg-Gilgenberg u. 188bed. HT d. Salzach-Inntrales			
			Mindel	Blockmoräne, Geschiebemergel u. Jüng. Deckenschotter (JDS)	2,3-2,4‰		Ardenberg-Sperlekt-Moräne u. zertalte Terrassenreste d. JDS			
			Günz	Blockmoräne und Älterer Deckenschotter (ADS)	2,2-2,3‰		Siedelberg-Moräne u. zertalte Schotterplatten u. Terr. d. ADS			
	2,0	Eozän	Pliozän	Prägünz	Eichwald-Geinberg-Schotter	2,4-2,9‰		Schotterriedel entlang des Inntrales		
	5,0				Federnberg-Trittfeld-Schotter	2,8-2,9‰		Reste alter Aufschotterungs- flächen im Vorland u. Schotter- verebnungen im Sauwald		
					Geiersberg-Schotter	um 3,3‰				
	13,0		Miocän	Pannonien (Unt. Plioz.)	Hausrukschotter i. e. S. d. W.	7,4‰		Fitzenbergkuppe		
					Kohlef. Süßwasserschichten	3,7-5,5‰				
				Sarmatien	Quarzitkonglomerat (Restschotter)	1,0-2,0‰				
				Badenien						
	17,5				Ott- nangien	Oncophoraschichten Schotter und Sande des oberen Innviert- els	Imnviertler Serie Treibacher Sande Braunauer Schlier Mehrbacher Sande Nieder Schichten Ottmanger Schlier Atzbacher Sande		freigelegte Strandformen	
	18,0						Vöcklaschichten		Restformen	
	22,5				Eggen- burgien	Haller Serie	Sande - Sandsteine	Haller Schlier	im höheren	
	24,0								Sauwald	
	28,5		Oligo- zän	Egerien	Puchkirchener Serie		Tonmergel Konglomerate Linzer Sande Tonmergel Konglomerate			
	34,0			Rupelien		Tonmergel Mergelkalk				
	37,5			Lattorfien		Fischschiefer				
	70			Eozän		Quarzsande u. Mammulitensand- steine des Helvetikums		Sandsteine u. Algenkalke		
70		Paläozän								
Erdmittelalter (Mesozoikum)	98	Kreide	obere		Mergel des Helvetikums		800-1000 m marine Tonmergel u. Sandsteine			
	untere			Flysch des Tannberges						
	180	Jura	Malm Dogger Lias				Schelfmeerkalke, Dolomite und Sandsteine			
	230	Trias					Festland-Tone u.-Sandsteine			
Erdaltertum (Paläozoikum)	400	Perm Karbon Devon Silur Ordo- vizium Kambrium			Granite u. Mischgneise des Sauwaldes (Variszische Ge- birgsbildung)		Festland-Sand- steine u. Konglo- merate; Granite u. Gneise d. Böh- Massivs			
	600				Alte Schiefer- gneise ?					
Erdurzeit										



Textbild 1: Geologischer Überblick über das Innviertel

körnige Ausbildung vor. Ähnlich die Granite von Enzenkirchen-Matzing, Peuerbach und die etwas feinkörnigeren Zweiglimmergranite von St. Sixt und Koppfing. Wie bunt, abwechslungsreich und ohne einheitliche Schieferungsrichtung ist dagegen das Bild der nur z. T. aufgeschmolzenen, aber stark umkristallisierten und von Schmelze durchaderten Mischgesteine etwa im Steinbruch Wernstein. Einförmig wirken im Vergleich dazu die viel einheitlicheren, im größeren Verband auch stets deutlich schiefriigen Perlgneise. Älter noch als diese variszischen Gesteine ist eine Gruppe von intensiv verfallenen, eher dunklen

Schiefergneisen mit bescheidenen Marmoreinschlüssen, wie sie im Innthal südlich Passau und an einigen anderen Stellen des Sauwaldes auftreten. Sie unterscheiden sich von den variszischen, WNW-OSO streichenden Gesteinen im Mineralbestand (tonreichere Ausgangsgesteine) und in einem SSW-NNO orientierten Bauplan. Somit sind diese älteren Schiefergneise schon in altpaläozoischer Zeit entstanden, was bedeutet, daß sie älter als 400 Mill. Jahre sein müssen, möglicherweise sogar älter als 500 Mill. Jahre sind. Wenn wir heute alle diese einst in der Tiefe durch langsame Erstarrung oder Umwandlung

entstandenen Gesteine an der Oberfläche finden, so setzt das eine Landabtragung von mehreren Kilometern überlagernden Gesteins voraus, wofür mehr als 250 Mill. Jahre zur Verfügung standen.

Die Gesteine des Tannberges — Anteil an den Alpen

Vom ausgehenden Erdaltertum an fehlt dann im Innviertel durch viele Jahrmillionen bis in den letzten Abschnitt des Erdmittelalters, der Kreidezeit, zumindest an der Oberfläche jede Spur. Erst aus der unteren Kreidezeit, vor etwa 100–130 Millionen Jahren, liegen in den Gesteinen der hier von Salzburg her vorspringenden *Flyschalpen*, denen der Tannberg angehört, wieder Nachweise vor. Es handelt sich um *Tonschiefer*, *Mergel*, *Sandsteine* und *Breccien*, Gesteine, die in einem verhältnismäßig tiefen Meeresarm abgelagert worden waren und im Zuge der Alpenfaltung weit von ihrem ehemaligen Entstehungsraum nach Norden über jüngere Ablagerungen hinweg verfrachtet worden sind. Dabei sind auch die Ablagerungen eines jüngeren Meerestages, des sogenannten *Helvetikums*, mit erfaßt, z. T. mit den Flyschgesteinen verfaltet oder auch vor diesen hergeschoben worden. Diese Gesteine des Helvetikums stammen z. T. mit einem Alter von mehr als 70 Mill. Jahren aus der *Oberkreide* (graue und bunte Mergel), z. T. mit 45–50 Mill. Jahren aus dem älteren Tertiär, dem *Eozän* (fossilführende Quarzsande und Nummulitensandsteine). Sie treten auf Innviertler Boden, weil größtenteils von eiszeitlichen Ablagerungen bedeckt, nur bei Reitsham östlich Mattsee und am Nordfuß des Tannberges an die Oberfläche. Das Helvetikum bildet hier vom salzburgischen Vorland her über den Nordrand des Haunsberges und die Trumer Seen einen etwa zwei bis drei Kilometer breiten Streifen, der nach Osten zu im Bereich des Tannberges nur mehr 400–500 m breit ist und gegen Straßwalchen hin allmählich auskeilt (F. Aberer und E. Braumüller, 1958).

Die Gesteine fallen, ähnlich wie die der Flyschzone, steil nach Süden ein und sind zusammen mit dieser über die jüngeren Vorlandablagerungen geschoben worden. Eine Bohrung bei Fraham, westlich Mattsee, hat in 182 m unter dem Helvetikum die Vorlandmolasse erreicht. Inzwi-

schen weiß man aus dem östlichen Oberösterreich und aus Niederösterreich, daß die Kalkalpen viele Kilometer weit nach Norden über die Flyschalpen und die Flyschalpen zusammen mit den Gesteinen des Helvetikums noch weit über die Vorlandmolasse geschoben wurden. Der durch diese äußerste *Überschiebung* gegebene geologische *Alpenrand* ist allerdings im Gelände kaum zu erkennen. Er zieht durch den Niedertrumer See und knapp nördlich des Tannberges nach Osten und liegt noch im Flachlandbereich. Selbst der Flyschalpenrand ist hier nur durch die z. T. auf Salzburger Boden isoliert aufragenden Kuppen des Haunsberges, Buchberges und des Tannberges gekennzeichnet. Mit diesem kleinen Anteil des Innviertels an den Alpen wird auch ein jüngerer, aber wesentlicher Abschnitt der *alpinen Gebirgsbildung* aufgezeigt, die hier erst nach dem mittleren Eozän wirksam werden konnte.

Die Gesteine des Alpenvorlandes, der Molassezone

Weitaus der größte Teil des Innviertels liegt im Alpenvorland. Seine Bausteine können in drei verschieden alte Gruppen eingeteilt werden, deren älteste die *Ablagerungen des Tertiärmeeres* darstellen, auf die dann nach dessen Verlandung *jungtertiäre Süßwasserablagerungen* folgen und schließlich, beschränkt auf das obere Innviertel und das Inntal, die *Eis- und Schmelzwasserablagerungen des Eiszeitalters*.

Die aus den Ablagerungen des *Tertiärmeeres* hervorgegangenen Gesteine liegen auf einem vom Rand des kristallinen Hochlandes im Sauwald bis zur Salzburger Landesgrenze auf 3500 m abfallenden *Sockel*, dessen Zusammensetzung durch zahlreiche Tiefbohrungen und refraktionsseismische Untersuchungen im Zuge der Erdölsuche verhältnismäßig gut bekannt ist. Es bieten sich somit in der Tiefe auch einige Anhaltspunkte über das Schicksal des Innviertler Raumes in der langen Zeitspanne vom jüngeren Erdaltertum bis ins jüngere Erdmittelalter, für die von der Oberfläche her nichts ausgesagt werden kann.

Die Gesteine des Beckenuntergrundes

Dieser vortertiäre Sockel wird im Norden vom kristallinen Grundgebirge der Böhmisches Masse eingenommen. Weiter im Süden erreicht dieses

Grundgebirge nur noch teilweise in einer von Bayern aus dem Gebiet von Alt- und Neu-Ötting über Geretsberg, am Alpenrand nach Osten in den Raum Frankenmarkt-Vöcklabruck ziehenden Schwelle die Sockeloberfläche (K. Kollmann, 1977). In diesem südlichen Bereich wird es z. T. von Ablagerungen der oberen *Karbonzeit* (Steinkohlenzeit) bedeckt. Der gesamte Sockel wird von einer unvollständigen Schichtfolge aus dem Erdmittelalter eingenommen, eine Schichtfolge, die aber nicht den alpinen Ablagerungen gleicht, sondern den weiter im Westen jenseits der oberen Donau in Süd- und Mitteleuropa auftretenden Gesteinskomplexen. So sind nur bescheidene Reste von Landablagerungen aus der *Triaszeit*, kalkige, bis 700 m erreichende Schelfmeeraablagerungen vorwiegend aus dem oberen *Jura* und vor allem 800 bis 1000 m erreichende, mehr sandig-mergelige Meeresabsätze aus der Zeit der oberen *Kreide* nachgewiesen worden. Die Meere des oberen Jura und der oberen Kreide sind also über Bayern auch in unseren Raum vorgedrungen.

Juragesteine bedecken vor allem die genannte Schwelle von Ötting-Frankenmarkt und einen bis westlich Ried nach Norden vorspringenden Sporn, sowie den kristallinen Untergrund südlich und östlich Schärding, wo sie schon 1918 bzw. 1928 bei den Bohrungen Winetsham 1 und 2 nachgewiesen werden konnten (E. Braumüller, 1961).

Die *Kreidegesteine* verteilen sich auf die Bereiche beiderseits der Sockelschwelle und den Raum östlich des in die Schäringer Gegend weisenden Juraspornes. Sie erfüllen somit die während der Ablagerung tief abgesunkenen Becken. Da in ihnen oft poröse Gesteine wie Sande und Sandsteine vorkommen und bedeutende vortertiäre Brüche nachgewiesen sind, bieten diese kreidezeitlichen Schichten neben den sie überlagernden Sanden des Eozäns die Voraussetzungen für Öl- und Erdgaslagerstätten (z. B. im Ried-Schwanenstädter Becken).

Erdöl und *Erdgas* entstehen in sauerstoffarmen Bodenschichten des Meeres, wo abgestorbene Organismen, vorwiegend Plankton, ohne vorher zu verwesen in Faulschlamm eingebettet werden. Dieser Faulschlamm verfestigt sich im Laufe

der Zeit zu tonig-mergeligen Gesteinen und die Überreste der Organismen wandeln sich in Kohlenwasserstoffe um. Durch den Druck der überlagernden Schichten oder durch Bewegungen in der Erdkruste werden diese organischen Verbindungen in benachbarte poröse Gesteinsschichten (Sande, Schotter, Sandsteine, Konglomerate oder auch geklüfteten Dolomit) eingepreßt, an deren Oberfläche sie sich an sogenannten Ölfallen anreichern. Darunter werden Brüche oder Schichtaufwölbungen verstanden, wo das Öl bzw. Gas infolge einer Abdeckung der porösen Gesteinsschicht mit undurchlässigem Gestein an einer Abwanderung gehindert wird. Nur an solchen Stellen sind die für uns so wichtigen Stoffe auch gewinnbar.

Die Ablagerungen des Tertiärmeeres

Das nach einer Phase stärkerer Landabtragung dann im oberen Eozän, d. i. vor etwa 50 Mill. Jahren, vordringende Tertiärmeer hatte in einem Zeitraum von rund 30 Millionen Jahren Sedimente bis zu 3500 m Mächtigkeit abgelagert, wobei das Meer mit Schwankungen etappenweise weiter nach Norden vordrang. Der ältere Teil dieser Sedimente liegt, ebenfalls von jüngeren überdeckt, in der Tiefe und streicht mit seinen obersten Straten erst weiter östlich im Hausruckviertel an der Oberfläche aus.

Die geschlossene Schichtfolge beginnt im oberen Eozän (F. Aberer, 1958) mit Flachseeablagerungen wie Sandsteinen und von Kalkalgen gebildeten Lithothamnienkalken, die fallweise Öl führen (Maria Schmolln, Kohleck und Steindlberg im Kobernauserwald sowie Ried i. I.). Sie setzt sich im Oligozän bei zunehmender Absenkung des Meeresbodens gegen den Alpenrand hin mit der Ablagerung von Tonschiefern, Mergelkalk und schließlich mit den unter dem Sammelbegriff „*Schlier*“ zusammengefaßten sandigen Tonmergeln fort. Sowohl die Gesteine wie die in ihnen enthaltenen Mikrofossilien, vorwiegend Schalen abgestorbenen Planktons, weisen auf Meerestiefen von mehr als 200 m hin. Die Mächtigkeiten nehmen vor allem in den als *Puchkirchener Serie* zusammengefaßten Gesteinsschichten des oberen Oligozäns und untersten Miozäns gewaltig zu, ganz besonders am Südrand, wo sich infolge der starken, unter die Alpen einfallenden Absen-

kung auch ein Verschieben der randlichen alpinen Faltenpakete über diese Tertiärablagerungen vollzogen hatte. Dieser Zeitabschnitt wird neuerdings nach der Stadt Eger (Erlau) in Ungarn als *Egerien* bezeichnet (J. Seneš, 1975). Es sprechen hier alle Erscheinungen dafür, daß wir es am Alpenrand mit einer Verschluckungszone im Sinne der modernen Plattentektonik zu tun haben. Dabei sind Schuppenpakete vom Meeresgrund gelöst worden und in die Vorlandmolasse eingeglitten, z. B. die zwischen 1605 und 2661 m Tiefe erbohrte *Schuppe von Perwang* (K. Kollmann, 1977). Vom Alpenrand bis gegen den Nordrand des Kobernauserwaldes sind mehrere Lagen von Schottern und Sanden alpiner Herkunft eingelagert, die teilweise Erdgas führen (auf Innviertler Boden bei Munderfing, Pfaffstätt bei Mattighofen, Friedburg und Hocheck im Kobernauserwald). Auch die den Linzer Sanden entsprechenden Basissande mit dem kleinen, bereits ausgebeuteten Ölvorkommen von Taufkirchen a. d. Pram sind hierher zu zählen (R. Grill, 1951, und E. Braumüller, 1961).

Die über der Puchkirchener Serie folgende *Haller Serie* gehört dem der Burdigalstufe entsprechenden „*Eggenburgien*“ (nach Eggenburg in NÖ.) an. Sie besteht basal aus Sanden, die noch vereinzelt Erdgas enthalten (Treubach, Munderfing und Oberminathal), und darüber aus dem Haller Schlier (benannt nach Bad Hall in OÖ.). Nach einem vorübergehenden Rückzug des Meeres von der nördlichen Küstenlinie, die schon nahe dem heutigen Kristallinrand verlief, setzte ein neuer Vorstoß ein, wobei sich die Absenkungsachse aus dem Raum des Alpenrandes weiter nach Norden verlagert hatte. Die Zerstückelung des Untergrundes durch Brüche hat aufgehört. Noch immer liegen aber diese Sedimente unter der Geländeoberfläche, nur am Obertrumer See sind sie an der Alpenrandstörung an wenigen Stellen auch auf Innviertler Boden freigelegt, von wo sie sich ins Salzbürgische fortsetzen.

Bei der über den Haller Schichten folgenden, maximal 650–700 m mächtigen *Innviertler Serie* wechseln stärker sandige mit mehr tonig-mergeligen, als Schlier bezeichnete Ablagerungen ab. Sie gehört bereits der Zeit des mittleren Miozäns an und bildet den Abschluß der marinen tertiären

Schichtfolgen. Ihre tieferen Schichtglieder, die Vöcklaschichten (mergelige Sande) und die Atzbacher Sande (graue bis gelbliche Quarzsande), erreichen erst außerhalb des Innviertels zwischen dem Vöckla-Ager-Talzug und dem Hausruck die heutige Landoberfläche, ihre höheren aber treffen wir im Innviertel an. Sämtliche Schichtglieder dieser Serie sind infolge der nach Westen absinkenden Vorlandmulde hufeisenförmig so angeordnet, daß die älteren den östlichen Außensaum aufbauen und die Schichten von dort gegen den Muldenkern im Raume Treubach bis südlich Braunau immer jünger werden. Wie das Schlier-vorkommen bei Salling nahe Münzkirchen beweist, hat das Tertiärmeer vor etwa 17–18 Mill. Jahren den Höchststand von mindestens 500 m heutiger Seehöhe erreicht. Der Schlier von Salling gehört dem weit verbreiteten Ottnanger Schlier an, der nach dem Mikrofossilinhalt auch als Robulus-Schlier bezeichnet wird (benannt nach Ottnang bei Wolfsegg). Die charakteristischen Fossilien von Ottnang gaben den Anlaß, daß bei der Neugliederung des Jungtertiärs der gesamte, die Innviertler Serie umfassende Zeitabschnitt als „*Ottanagen*“ bezeichnet wurde (J. Seneš, 1973). Ähnlich wie die Atzbacher Sande im Südosten unterlagern den Ottnanger Schlier entlang des Sauwaldes, vor allem in der Taufkirchener Bucht und zwischen Andorf und Enzenkirchen Strandsande, die „*Enzenkirchener Sande*“ Aberers (1958), die mit den weiter östlich (Prambachkirchen und Plesching bei Linz) diskordant über den älteren Linzer Sanden liegenden Phosphoritsanden vergleichbar sind.

Nach Westen hin wird der Ottnanger Schlier der Reihe nach von den Rieder Schichten (Tonmergel mit glimmerigen Feinsanden), nach dem Mikrofossilinhalt auch als Rotalienschlier bezeichnet, den Mehrnbacher Sanden (grünlichgraue glaukonitische Quarzsande mit Tonmergeln), dem Braunauer Schlier (feinsandige Tonmergel), den Treubacher Sanden (glimmerige glaukonitische Feinsande mit Tonmergellagen) und schließlich von den nach einer typischen Muschel benannten, den Meeresrückzug anzeigenden und daher bereits brakischen *Oncophoraschichten* (Tonmergel mit Feinsandlagen) überlagert.

Die gegen Westen zu absinkenden Schichten der Innviertler Serie gehen im oberen Innviertel und

im Salzburger Vorland in gleichalte Sande und Schotter über, die auf einen größeren Alpenfluß, wohl einen Salzachvorläufer, aus dieser Zeit hindeuten. Sie sind dort allerdings mit Ausnahme des bereits in Salzburg liegenden Oichtentales von jüngeren Ablagerungen überdeckt.

Die (obere) Süßwassermolasse

Vor etwa 17 Mill. Jahren ist das Meer endgültig vom Vorland zurückgewichen. Alle nachfolgenden Ablagerungen sind somit Süßwasserbildungen auf dem Festland, die auf Flüsse oder Seen zurückzuführen sind; sie werden allgemein unter dem Begriff (obere) *Süßwassermolasse* zusammengefaßt und weisen daher keine so geschlossenen Schichtfolgen auf, wie sie aus der Zeit der Meeresbedeckung vorliegen. Wir müssen also im Jungtertiär des Innviertels mit größeren Schichtlücken rechnen, mit Zeiträumen, in denen an Stelle der Ablagerung Landabtragung stattgefunden hatte. So liefern uns nach einer Zeit der Abtragung die fast über das gesamte Innviertel und auch noch östlich davon weit verstreuten sogenannten „*Quarzitkonglomerate*“ (H. Kinzl, 1927) den ersten Nachweis. Dabei handelt es sich um Quarz- und Quarzit-Schotter alpiner Herkunft und teilweise auch um Quarzsande, die nicht durch ein kalkiges Bindemittel verfestigt sind, sondern durch Kieselsäure, worauf ihre Widerstandskraft gegen Verwitterungseinflüsse zurückzuführen ist. Meist sind sie in Form der losen Blöcke bekannt, die stellenweise gehäuft auftreten, wie um Mehrnbach, wo sie als Mehrnbacher „Zwanz’ger“ oder „Vierz’ger“ bezeichnet werden, am Fuße des Hausrucks und am Rande des Sauwaldes bei Neukirchen a. W. und besonders bei Münzkirchen (siehe Abb. 5). Sie kommen daher umgelagert in allen jüngeren Schottern von Geiersberg bis herab zu den jungeszeitlichen Schottern entlang des Inns vor, wo sie oft wunderschöne Auskolkungen zeigen. Ein gewaltiger, plattenförmiger, etwa 5 mal 5 mal 2 m großer Block, wohl der größte bekannte außerhalb des Sauwaldes, ist erst in den letzten Jahren beim Straßenbau zwischen Ried i. I. und Mehrnbach (siehe Abb. 6) freigelegt worden (vgl. Beschreibung A. Adlmannseder, 1977). Von den landwirtschaftlichen Nutzflächen sind die störenden Blöcke im Laufe der Zeit beseitigt worden, z. T.

fanden sie früher auch als Bausteine Verwendung; neuerdings sind sie auch als Ziersteine in Gärten geschätzt. Fast alle diese Blöcke lassen eine gelbbraune, wüstenlackartige Verwitterungsrinde erkennen, die nicht auf gegenwärtige, auch nicht auf eiszeitliche Klimaeinflüsse zurückgeführt werden kann, sondern älter sein muß.

Die Entstehung dieser Quarzitkonglomeratblöcke kann am besten in den Schottergruben des Pitzberges bei Münzkirchen studiert werden. Dort treten in den oberen Partien des hier 40–50 m mächtigen, etwas kaolinhaltigen, weißen Schotterbankartig kieselige Verfestigungen auf. Infolge des großen Anteils stark zersetzter Quarzitgerölle ist auch ein hoher Quarzsandanteil festzustellen. Kaolin entsteht durch Verwitterung von Feldspat unter entsprechenden subtropischen wechselfeuchten bzw. -trockenen Klimabedingungen, wobei die Kieselsäure gelöst und wieder ausgeschieden wird. Die Bildung von Sümpfen kann diesen Vorgang fördern. Aber nicht nur am Pitzberg des Sauwaldes, sondern auch am Nordabfall des Hausrucks bei den Pramquellen (am Waldlehrpfad Simbrunn) stehen diese kaolinisierten und verkieselten Schotter an. Sie sind ferner am Grimberg bei Frankenmarkt und in größeren geschlossenen Decken jenseits des Inns in Ostbayern, besonders in der Umgebung von Griesbach im Rottal bis in die Umgebung von Simbach zu finden, wo sie infolge der durchgreifenden Verwitterung als „*Quarzrestschotter*“ bezeichnet werden (F. Neumaier und Mitarbeiter, 1957).

Wir dürfen also annehmen, daß diese Schotter auch in unserem Innviertel ursprünglich eine zusammenhängende Decke gebildet hatten, die bei der späteren Landhebung, Zertalung und der damit verbundenen Abtragung des Landes zerstört worden war. Da geeignetes Fossilmaterial fehlt, können diese Schotter nur auf Grund ihrer Lagerung altersmäßig eingestuft werden, wobei der Zeitraum von *Badenien* (ehem. Torton) bis *Sarmatien*, also des oberen Miozäns, etwa zwischen 16 und 12 Mill. Jahren in Frage kommt (H. Kohl, 1967).

Nach einer weiteren Schichtlücke folgen dann die unter der Bezeichnung „*kohleführende Süßwasserschichten*“ (F. Aberer, 1955) zusammengefaß-

ten Ablagerungen. Im Hausruck sind dies die Kohlenflöze mit den sie begleitenden Tonen und Sanden. Nach Westen zu gehen diese Schichten in die nur mehr sehr bescheiden Tone und Kohle führenden Kobernaußewald-Schotter über, die dann im oberen Innviertel, größtenteils von eiszeitlichen Ablagerungen bedeckt, nur mehr im Enknachtal, am Nordfuß des Ardenberges und entlang der Salzach, wo sie das im Abbau befindliche Salzach-Kohlenrevier von Trimmelkambergen, angeschnitten werden.

Die kohleführenden Süßwasserschichten sind in ein Abtragungsrelief des Untergrundes eingelagert, das von 640–560 m am nördlichen Hausruck und Kobernaußewald einerseits nach Süden (im Gebiet von Ampfawang auf 550–580 m) und ganz besonders nach Westen hin (im Mattigtal auf 400–420 m) bis an die Salzach auf 290–350 m abfällt. Vereinzelt, wie bei Gundertshausen, reichen diese Schichten auch noch tiefer hinab. Ton und Kohle weisen auf lokale, verlandete Seen, Zypressen- und Sequoiensümpfe hin (E. Hofmann, 1927); die Sande und Schotter stellen Flußablagerungen dar. Auf Grund von Fossilfunden (Pollen, andere Pflanzenreste, Schnecken im Salzachtal und die zu den Rüsseltieren zählenden Mastodonten, Pferdevorläufer u. a. im Kobernaußewald und Hausruck — E. Thenius, 1952) konnte vom Hausruck nach Westen ein zunehmendes Alter vom Pannon (Unt. Pliozän, neuerdings noch dem oberen Miozän zugerechnet) im Hausruck, über Pannon bis Ober-Sarmat im Kobernaußewald und Sarmat bis Badenien im Salzachgebiet festgestellt werden. Damit stand für die Ablagerung dieser Schichten die Zeit von etwa 13 Mill. bis 7 Mill. Jahren zur Verfügung.

Die kohleführenden Schichten werden im Hausruck und Kobernaußewald ab einer Höhe von 660–680 m vom eigentlichen *Hausruckschotter* im engeren Sinne überlagert, der nur mehr die Kämme, die sogenannten Firste, des Hausruck und die höchsten Teile des Kobernaußewaldes aufbaut. Auch diese größeren Schotter enthalten noch typische Fossilreste aus dem Pannonien und müssen demnach einem jüngeren Abschnitt dieser Zeit etwa zwischen 7 und 5 Mill. Jahren zugerechnet werden. Sowohl die Schotter der Kohlenserie wie auch die eigentlichen Hausruckschotter

sind Vollschofter, das heißt, daß sie, von ihren obersten Lagen abgesehen, weder durch Verwitterung noch durch Umlagerung eine entsprechende Auslese und damit Beschränkung auf die widerstandsfähigsten Bestandteile erfahren haben, wobei der Anteil an Kalkgesteinen beim Hausruckschotter größer ist als beim älteren der Kohlenserie. Eine Verfestigung durch Verkieselung kann nicht festgestellt werden, wohl aber treten in der älteren Serie noch mehr oder weniger stark verkieselte Holzreste, ja ganze Wurzelstöcke auf.

Die große Mächtigkeit beider Ablagerungskomplexe, die vom östlichen Hausruck von mehr als 100 m gegen den Kobernaußewald auf 250 m und mehr zunimmt, läßt auf eine neuerliche größere Absenkung des Vorlandes nach Westen hin schließen. Vom Ende des Pannons an, das vor etwa 5 Mill. Jahren anzusetzen ist, beginnt dann aber eine kräftige, großräumige, weit über das Innviertel hinausgreifende Landhebung und mit ihr die Eintiefung der Flüsse und Bäche, die eine entsprechende Landabtragung zur Folge hatten.

Westlich und nördlich vom Kobernaußewald und Hausruck sind im jüngsten Tertiär, im Pliozän, die Schotter ausgeräumt und zum Teil in tiefere Niveaus umgelagert worden. H. Graul (1937) hat hier drei Stockwerke von selbständigen Schotterpaketen unterschieden, die *Schotter von Geiersberg* in 560 m, die *Federnberg-Trittfeldschotter* in 540 bzw. 520–470 m, und die *Aichberg-Geinberg-Schotter* in 480–460 m. Letztere zählt L. Weinberger mit den unmittelbar an den nördlichen Kobernaußewald anschließenden Eichbergschottern bereits zum ältesten Quartär und damit zu den früheiszeitlichen Schmelzwasserablagerungen (1955).

Alle diese Schotter bestehen aus widerstandsfähigsten Gesteinen wie Quarz, Quarzit, Radiolarit und einigen wenigen anderen harten Bestandteilen. Dabei fällt auf, daß am ehesten in den ältesten, den Schottern von Geiersberg, vereinzelt noch, oft bereits zersetzte Gerölle aus Granit, Gneis, Amphibolit oder anderen kristallinen Zentralalpengesteinen vorkommen; Karbonate fehlen vollkommen. Das zeigt, daß sie sowohl durch Verwitterung wie auch durch wiederholte Umlagerung eine Auslese in Richtung der widerstands-

fähigsten Bestandteile erfahren haben, weshalb sie als Restschotter zu bezeichnen sind. Die fortschreitende Zertalung hat von diesen einst mächtigen Flußablagerungen nur mehr unzusammenhängende, die Meeresablagerungen krönende Kuppen, Rücken oder kleine Plateaus übriggelassen.

Die Ablagerungen des Eiszeitalters

Dem vor etwa 2 Mill. Jahren beginnenden Eiszeitalter können die schon erwähnten, an den Kobernaußerwald anschließenden *Eichwaldschotter* zugerechnet werden. Im Salzach-, Mattig- und Inntal folgen die *Schmelzwasserschotter* der vier klassischen Eiszeiten, die A. Penck und E. Brückner (1909) in Ältere und Jüngere Deckenschotter und weiter in Hoch- und Niederterrassenschotter gegliedert haben. Am jeweiligen Gletscherende sind im oberen Innviertel die unmittelbaren Eisablagerungen liegen geblieben, die *Endmoränen*, die aus blockführendem Schutt und, soweit vom Transport am Grunde des Eises stammend, auch aus Geschiebemergel und gut geglätteten und gekritzten Geschieben bestehen. Im Gletscherbett selbst wurde die dicht gepackte geschiebemergelreiche *Grundmoräne* hinterlassen. Zu den typischen eiszeitlichen Ablagerungen gehört auch der als Staub abgesetzte kalkreiche, hellgelbe *Löß* entlang der Salzach und des Inns, der, soweit aus älteren Eiszeiten stammend, bereits entkalkt und infolge entsprechender Tonanreicherung zu braunem *Lehm* verwittert sein kann.

Erst vor etwa 10.000 Jahren ist die letzte Eiszeit zu Ende gegangen und der erst kurze, als *Holozän* bezeichnete Zeitabschnitt der geologischen Gegenwart hat bei uns verhältnismäßig wenig Ablagerungen hinterlassen. Es handelt sich dabei vorwiegend um umgelagerte Schotter entlang der Flüsse Salzach und Inn, um Feinsande und Aulehne, wie sie im Hochwasserbereich sämtlicher Gewässer in den Talsohlen zurückbleiben, vereinzelt, besonders im oberen Innviertel, auch um Seekreide und an organischer Substanz reiche Flachwasser- oder Sumpfablagerungen verlandeter Seen bis zu Hochmooren.

Die heutigen Landformen als Ergebnis erdgeschichtlicher Entwicklung

Wie schon eingangs erwähnt, sind die heutigen Oberflächenformen des Landes grundsätzlich jün-

ger als die Gesteine, aus denen sie herausmodelliert worden sind. Bestenfalls können sie gleichalt sein, wie z. B. die letzteiszeitlichen Endmoränen, die uns noch sehr eindrucksvoll in der typischen Wallform, der ursprünglichen, vom Gletscher gestalteten Ablagerungsform, entgegentreten.

Versuchen wir die vielfältigen Geländeformen des Innviertels nach der Art ihrer Entstehung und nach ihrem Alter zu untersuchen, so finden wir bei Beschränkung auf die heutige Landoberfläche ähnlich wie bei den Gesteinen die ältesten Überreste wieder im Sauwald. In der Tiefe des heutigen Vorlandes sind zweifellos überdeckte Reste noch älterer Landoberflächen vorhanden. Als solche können wir z. B. die weit abgesenkte Auflagerungsfläche der tertiären Meeresablagerungen ansehen. Auf sie wollen wir aber bei unserer Betrachtung nicht weiter eingehen, obwohl die Möglichkeit besteht, daß auch im höheren Sauwald wieder freigelegte Reste sehr alter Formen enthalten sein können.

Das Bergland des Sauwaldes

Der Sauwald läßt sich in den kuppigen höheren Sauwald mit Haugstein (895 m), Scheffberg (791 m) usw., in das nur zum Teil zum Innviertel gehörende östlich anschließende Plateau zwischen 550 und 600 m und in das teilweise zum Inn und zur Donau hin getreppte westliche Plateau gliedern. Der *höhere Sauwald* ist ein *Bergkuppenland*, dem jede Spur einer ehemaligen Schotterbedeckung fehlt. Er hat also in der Zeit der großen Flußaufschotterungen des Jungtertiärs bereits aus den Schotterebenen herausgeragt und muß auch schon vorher während des Meereshöchststandes als küstennahes Bergland bestanden haben. Somit stellt der höhere Sauwald den ältesten Teil der freiliegenden Landformen im Bereich des Sauwaldes und auch im gesamten Innviertel dar.

Die Strandzone des Tertiärmeeres

Sicher hat das Tertiärmeer zur Zeit der Ablagerung der Enzenkirchener Sande und des Ottnanger Schliers, also während des Ottnangien vor etwa 17–18 Mill. Jahren, an der Formung des Sauwaldes mitgewirkt. Es sind damals Brandungskerb- und -plattformen angelegt worden, die bei ansteigendem Meer mit Sand und Schlier überdeckt, damit konserviert und bei Abtragung

der Deckschichten wieder freigelegt wurden. Auf diese Vorgänge weist z. B. das mehrere Meter mächtige Brandungsblockwerk über dem Granitsteinbruch Gopperding bei Schärding hin, in dem Haifischzähne gefunden wurden (O. Schultz, 1972). Im Anschluß an die höchste Uferzone, die das Meer hier in über 500 m heutiger Seehöhe erreicht hatte, konnten, gefördert durch das tropische bis subtropische Klima, jene großen Ebenen gebildet werden, die Voraussetzung für das westliche Sauwaldplateau sind, das dann später die wiederholt darüber hinwegfließenden Gewässer mehrmals überformt hatten.

Die Schotterebene der „Quarzitkonglomerate“

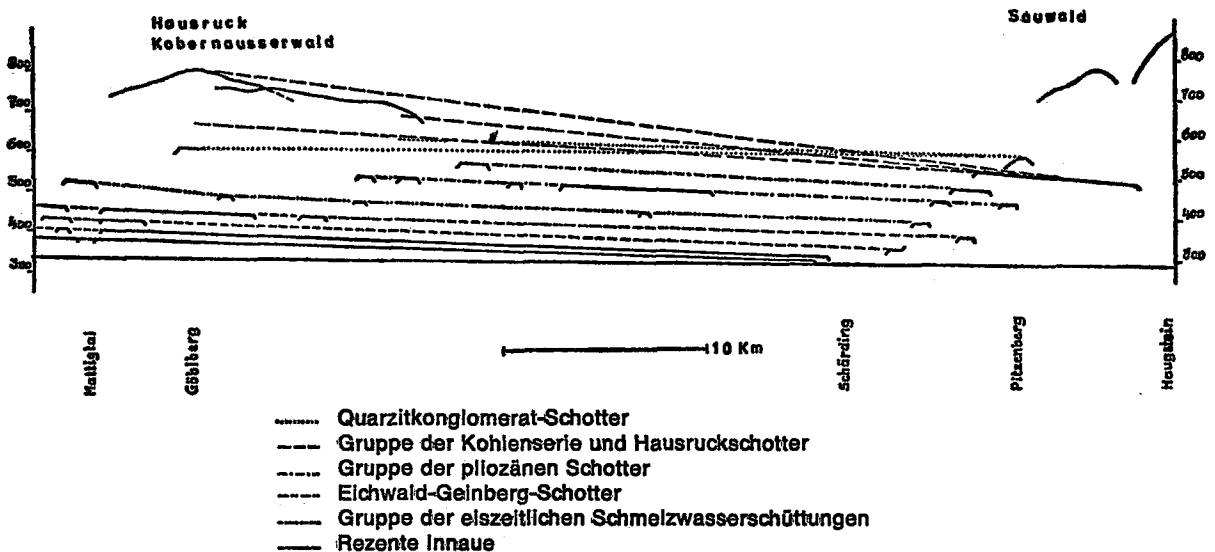
Die ältesten Schotterreste erkennen wir in den „Quarzitkonglomeraten“, deren Oberfläche auf der Kuppe des Pitzenberges heute noch 560 m erreicht. Ihnen können die Schotter des Grimberges bei Frankenmarkt in 590–600 m und bei den Pramquellen am Hausruck in 620 m gleichgestellt werden. Die über das ganze Innviertel und weit darüber hinaus verstreuten Quarzitkonglomeratblöcke und das noch geschlossene Auftreten dieser Schotter westlich des Inns verraten, daß es im Innviertel zu dieser Zeit (etwa zwischen 16–12 Mill. Jahren vor unserer Gegenwart) eine den Raum beherrschende, nach NW, also Richtung Bayern, abfallende *Schotterebene* gegeben haben muß. Zu dieser Zeit existierte noch keine nach Osten entwässernde Donau. Von dieser alten Landoberfläche ist also außer der Pitzenbergkuppe und den verstreuten Trümmern der Blöcke nicht viel übriggeblieben. Die Tatsache, daß am Nordfuß des Pitzenberges der Sockel dieser Schotter höher liegt als an seinem Südfuß, läßt darauf schließen, daß sie in ein Relief eingelagert worden waren, ein Relief, das sich da oder dort auch noch in den heutigen Formen abzeichnen kann; so in der weiteren Umgebung des Pitzenberges und wahrscheinlich auch im östlichen Sauwald bei Neukirchen a. W., wo massenhaft Quarzitkonglomeratblöcke auftreten. Das an manchen Stellen gehäufte Auftreten von verkieselten Blöcken läßt vermuten, daß die unter subtropischen Klimabedingungen vor sich gegangene Verkieselung nicht gleichmäßig den gesamten Schotterkörper betroffen hat, sondern bevorzugt wohl in vermoorten Bereichen wirksam war.

Sumpf-, Moor- und Schotterebenen aus der Zeit des Pannons

30 bis 40 m tiefer als die Kuppe des Pitzenberges liegen südlich, westlich und nordwestlich Münzkirchen, aber auch südlich Esternberg ausgedehnte Schotterfelder, die von etwa 530 m gegen das Donautal hin bis unter 490 m abfallen. Dieses Niveau stellt den Rest einer alten Landoberfläche dar, von der wir allerdings nicht wissen, ob sie der Aufschüttungsoberfläche eines Schotterkörpers entspricht oder bereits einer Abtragungsform im Schotter, die durch einebnende Kräfte entstanden sein kann. Diese Schotter unterscheiden sich wesentlich von den Quarzitkonglomeraten. Sie zeigen weder eine Verkieselung noch eine Kaolinisierung. Es sind aber bereits einzelne lose Quarzitkonglomeratblöcke eingelagert und auch Bänder von eingeschwemmtem kaolinischem Ton. Sie sind also als eine gesonderte und jüngere Ablagerung zu betrachten.

Dieser im Sauwald rekonstruierbaren Landoberfläche dürften jedoch im Hausruck bzw. Kobernauserwald mehrere Niveaus entsprechen. Es kommen dafür in Frage: Das Ende der Ablagerung der Kohlenserie und das der eigentlichen Hausruckschotter sowie, falls zutreffend, auch die von E. Seefeldner unterschiedenen Abtragungsflächen im Kobernauserwald (1935). Ein sicherer Nachweis der Zusammenhänge ist infolge des Fehlens von Resten dieser zum Hausruck-Kobernauserwald hin wohl divergierenden Schotterebenen über dem Schlierhügelland schwierig. Jedenfalls muß es zwischen ihrer Ablagerung und der der verkieselten Schotter eine Zeit kräftiger Abtragung gegeben haben, denn die Kohlenserie des Hausrucks ist in ein Relief eingelagert, in dem es nur bescheidene Reste der Quarzitkonglomeratdecke gibt, und auch die bei Münzkirchen 20–30 m mächtigen jüngeren Schotter füllen eine flache Nord-Südmulde. Die große Mächtigkeit der Kohlenserie und der Hausruckschotter im Süden wird durch eine Landsenkung zur Zeit ihrer Ablagerung verständlich, worauf auch die Sumpf- und lokalen Tonbildungen der Kohlenserie hindeuten. Die große heutige Seehöhe der Hausruckschotter (bis 800 m) und die von E. Seefeldner angenommene stockwerkartige Überformung (1935) lassen aber auf eine bedeutende

Textbild 2: Gefällsverhältnisse der Innviertler Schotterdecken



nachträgliche lokal verstärkte Hebung schließen, die größer gewesen sein muß als im Sauwald, denn ihre heutigen Verhältnisse ergäben ein für so große Schotterebenen unwahrscheinliches Gefälle von 3,7 bis 7,4 ‰ (siehe Textbild 2). Diese Verteilung könnte auch nicht bei Annahme einer entsprechenden Kappung der Schotter bei Münzkirchen erreicht worden sein.

Für die Ausbildung dieser nach Süden divergierenden Landoberflächen kommt die Zeit des jüngeren Pannons zwischen 7–5 Mill. Jahren in Frage. In dieser Zeit muß im Hausruckgebiet die seit Beginn der Ablagerung der Kohlenserie andauernde Senkung in eine verstärkte Landhebung übergegangen sein. Das Ende der Vorland-senkung, das gleichzeitig den Abschluß der Haus-ruckaufschotterung bedeutet, dürfte die Ausbildung eines Ostgefälles eingeleitet und damit zur Anlage der Donau geführt haben.

Die Ausbildung der Wasserscheide zwischen Inn, Traun und Donau

Hatte der Sauwald schon von den ältesten rekon-struierbaren Landformen an eine Trennung zwischen dem Einzugsgebiet des Mühlviertels und dem des Innviertels dargestellt, so hat die in Alpennähe besonders starke Landhebung am Ende des Pannons und zu Beginn des Pliozäns im

Bereich von Hausruck und Kobernaußerwald zur Ausbildung der Wasserscheide zwischen den Nebenflüssen der Donau geführt. Die Hebung kann aber nicht gleichmäßig gewesen sein, bzw. wird auch die Schotterzufuhr aus den Alpen geschwankt haben, denn es wurden während des Pliozäns (vor 5–2 Mill. Jahren) weitere Schotterdecken aufgebaut und auch wieder ausgeräumt. Dabei ist eine stockwerkartige Anlage entstanden und jeweils ein Teil der älteren Schotter wieder umgelagert worden.

Die höchste dieser *pliozänen Schotterdecken* ist uns in der Verebnung bei *Geiersberg* in 560 bis 550 m erhalten; sehr wahrscheinlich gehören auch die Schotterreste in 500–490 m auf der Höhe zwischen der Pram und den Quellflüssen der Aschach zu diesem Niveau. Es muß also zu dieser Zeit im sogenannten „Innviertler Tor“ noch eine das Innviertel und das Hausruckviertel verbindende Schotterebene gegeben haben.

Da die Geiersberg-Schotter höhenmäßig sehr bedeutend von den Hausruckschottern abgesetzt sind, wird ihnen auch im Sauwald ein tieferes Niveau zuzuordnen sein, wofür die Schotterebene im Bereich des Schacherholzes in 470 bis 480 m an der Straße Schärding–Münzkirchen in Frage kommt, woraus sich ein Gefälle um 3,3 ‰ ergibt.

Während der weiteren Landhebung ist die von Schotterresten dieses Niveaus gekrönte *Wasserscheide* zwischen dem Einzugsgebiet des Inns und dem der Aschach herausmodelliert worden.

Die Entstehung des Tertiär-(Schlier-)Hügellandes zwischen Hausruck und Sauwald

Mit der Ausräumung der Geiersberg-Schotterdecke bis auf wenige Reste in der Nähe der im Osten entstandenen Wasserscheide wurden bereits größtenteils die tertiären Meeresablagerungen freigelegt und zu einem flachen Hügelland zertalt. Eine neuerliche Unterbrechung der Hebung bzw. eine verstärkte Schotterzufuhr aus den immer höher emporsteigenden Alpen hat abermals zur Ablagerung einer ausgedehnten Schotterdecke, den „*Federnberg-Schottern*“ geführt, deren Reste uns auf den Kuppen und Rücken der höheren Schliererhebungen erhalten sind, wie am Federnberg entlang der Waldzeller Ache in 540 bis 530 m, im Rothenberg östlich Gurten in 520 bis 510 m, im nördlich anschließenden Hörndlholz in 495 m und im Trittfeld bei Taiskirchen in 520–470 m.

Diese Schotterdecke füllt abermals ein Relief auf, wie am Trittfeld zu erkennen ist, wo die Sohle der Schotter tiefer liegt als die westlich anschließenden Schlierhöhen. Im Sauwald müssen dem Federnbergniveau die Schotterreste in 445 bis 450 m entsprechen, die bei Göpping und ebenfalls an der Straße Schärding–Münzkirchen erhalten sind. Für sie ergibt sich ein Gefälle von 2,8 bis 2,9 ‰.

Die bei Fortsetzung der Hebung wieder belebte Eintiefung des Gewässernetzes führte nicht nur neuerdings zur weitgehenden Ausräumung der Schotter, sie verursachte auch eine weitere und tiefergreifende Zertalung des marinen Untergrundes und damit die Umgestaltung des Plattenlandes zum *Schlierhügelland*.

Die folgende Aufschotterung der *Eichberg-* (nach L. Weinberger) oder *Geinberg-* (nach H. Graul) *-Schotter* ist bereits auf den Raum des heutigen Inntales beschränkt und durch Schotterreste des Eichwaldes nordöstlich Mattighofen in 530 bis 520 m, des Aichberges bzw. Gaugshamer Waldes nordöstlich Unter-Traubach in 480–470 m, des Geinberges östlich Altheim in 470–460 m und

schließlich östlich Antiesenhofen in 442 m nachgewiesen. Verlängern wir das sich daraus ergebende Gefälle von etwa 2,4–2,9 ‰ bis in den Schäringer Raum, so ergibt sich, daß dort die Schotter bei Brunnenthal in etwa 400 m entsprechen können; das ist 80–100 m über dem heutigen Inn. Ob nun diese Geinberg- bzw. Eichwaldschotter bereits ins älteste Eiszeitalter (Pleistozän) zu stellen sind oder als letzte pliozäne Aufschotterung aufgefaßt werden sollen, läßt sich zur Zeit kaum sicher nachweisen, weil entsprechende Fossilien und auch andere überzeugende Nachweise noch fehlen. L. Weinberger glaubte auf Grund von Erscheinungen bei Mettmach, die als Froststörungen gedeutet werden könnten, an eine Ablagerung unter kaltzeitlichen Bedingungen (1955).

Formen der eiszeitlichen Gletscher- und Schmelzwasserablagerungen und der Vorgänge im nicht vergletscherten Gebiet

Das vor etwa 2 Mill. Jahren einsetzende Eiszeitalter mit seinem wiederholten Wechsel von polaren bis subpolaren mit gemäßigten Klimaverhältnissen, ähnlich jenen der Gegenwart, brachte völlig veränderte Voraussetzungen für die weitere Entwicklung der Landformen. Man kann wohl ohne Übertreibung sagen, daß es der letzte große Abschnitt bedeutender Landformung war, dem vor allem das obere Innviertel und das engere Innthal seine heutige Gestaltung verdanken. Die Gletscher sind damals aus dem alpinen Salzachtal mindestens viermal bis weit ins Vorland, bis in das obere Innviertel vorgestoßen und haben dort ihre *Endmoränenwälle* hinterlassen, aus denen wir ihre jeweiligen maximalen Eisstände rekonstruieren können. Die sommerlichen Schmelzwässer dieser Gletscher haben mächtige Schotterfluren aufgebaut, die infolge des Klimawechsels und der sich fortsetzenden Hebung wieder zerschnitten und deren verbleibende Reste je nach Alter in mehr oder weniger gut erhaltene *Terrassenformen* umgewandelt worden sind.

Das kaltzeitliche Klima hatte aber auch vor allem infolge der Frostzerstörung und des tundraartigen Dauerfrostbodens, der im Sommer nur an der Oberfläche aufgetaut war, zu einer verstärkten *Landabtragung* im nichtvergletscherten

ten, sogenannten *Periglazialgebiet* geführt, wo infolge der vermehrten Schuttfuhr ebenfalls die Talsohlen mehrmals aufgefüllt und wieder zerschnitten wurden.

Im Siedelberg westlich des Mattigtales konnte L. Weinberger (1955) die älteste Endmoräne eines Salzachgletschers aus der *Günzeiszeit* erkennen, von der als Schmelzwasserablagerungen die *Älteren Deckenschotter* von Uttendorf-Mauerkirchen und die riedelartig zerschnittenen Terrassenreste im Schach-Wald und nördlichen Gaugshamer Wald abzuleiten sind. Sie ergeben bis zum InnDurchbruch bei Schärding ein Gefälle von 2,2–2,3 ‰.

Von der Endmoräne des Ardenberg-Sperledt-Höhenzuges beiderseits Handenberg gehen die *Jüngeren Deckenschotter* der Mindeleiszeit aus, die ein etwas tieferes Stockwerk bilden und meist nur mehr als Terrassenleisten den Älteren Deckenschottern vorgelagert sind. Ihr Gefälle liegt zwischen 2,3 und 2,4 ‰.

Viel geschlossener sind noch die Formen der vorletzten Kaltzeit, der *Rißeiszeit*, erhalten. Sie sind durch den doppelten (vom jüngeren Schotterfeld des Unteren Weilharts unterbrochenen) Moränenwall von Hochburg und Gilgenberg und die daran anschließende, noch gut erhaltene *Hochterrasse* vertreten. Diese Terrasse rückt, aus dem Raum Schwend-Neukirchen kommend, nur von größeren Tälern unterbrochen und flachen Dellen gegliedert, auf der Innviertler Seite des Inns immer näher an den Fluß heran, bis sie ihn bei Obernberg erreicht und von dort an unmittelbar das hohe rechte Steilufer bis Schärding bildet. Ihr Gefälle liegt zwischen 2,2 und 2,3 ‰.

Am eindrucksvollsten treten uns natürlich noch Moränen und Schotterterrassen der letzten Kaltzeit, der *Würmeiszeit*, entgegen. Ihre mehrgliedrigen, noch sehr frisch wirkenden kuppigen Moränenwälle bilden einen fast geschlossenen Kranz, der vom oberen Weilhart über Geretsberg-Eggelsberg bis Perwang zieht und von dort beiderseits des Tannberges abermals zwei nach Nordosten und Osten ausgestülpte Bogen markiert, dessen östlicher sich an den Flyschrücken Irrsberg-Kolomannsberg anlehnt. Diese Eisstände der Würmeiszeit wurden vor 18.000 bis 20.000 Jahren erreicht.

Die girlandenförmig angeordneten, im Gelände vielfach als bewaldete Erhebungen hervortretenden *Jungmoränenwälle* umschließen gegen das salzburgische Vorland hin die einst vom Gletschereis erfüllten *Teilungenbecken*, wo sich nach Abschmelzen des Eises flache *Seen* gebildet hatten, die bis auf kleine Reste schon verlandet sind. Ausgedehnte *Moore* wie das Filz- und Ibmer Moor mit den kleinen Seen, dem Holzöster-, Heratinger- und Seeleithen-See, geben Zeugnis davon. Die mit der Seengruppe bei Mattsee und mit dem Wallersee in Verbindung stehenden Moore erreichen das Innviertel kaum. Die zwischen diesen vom Eis vertieften Sumpfmulden und -becken liegenden plattenartigen Erhebungen zeigen deutlich ebenfalls eine Überarbeitung durch den Gletscher an, wodurch in der Bewegungsrichtung angeordnete, langgestreckte schildförmige Geländewellen, sogenannte *Drumlins*, entstanden sind.

An der Außenseite dieser Jugendmoränen haben sich mehrere Schmelzwasserrinnen gebildet, die die älteren Moränen durchbrechen und längs der die Schottermassen Salzach- und Inntal abwärts transportiert wurden, die uns heute, nachträglich in mehrere Teilstufen zerschnitten, als *Niederterrasse* erhalten sind. Die breiteste Pforte und wohl auch der Hauptausfluß war am Unteren Weilhart. Ferner sammelten sich auch im Tal der Enknach und vor allem der Mattig die an mehreren Stellen austretenden und durch die älteren Formen hindurchbrechenden Schmelzwässer mit ihren umfangreichen Schotterablagerungen, die uns als große geschlossene ebene Felder im Lachforst und Hart, nächst Braunau, entgegentreten. Das, wie erwähnt, in mehrere Teilstufen gegliederte Niederterrassenfeld keilt am rechten Innufer gegen Obernberg hin aus, findet aber auf der bayerischen Seite in der Pockinger Heide eine Fortsetzung bis zur Mündung der Rott gegenüber Schärding. Ihr Gefälle beträgt 2,1–2,2 ‰.

Während die höheren Terrassen, vor allem die Hochterrasse, eine *Lößdecke* tragen, die die besten Voraussetzungen für ein fruchtbares Ackerland bietet, sind die Niederterrassen lößfrei und daher wasserdurchlässige Schotterfelder geblieben, die rasch austrocknen und daher vielfach als Waldareal genutzt werden. Löß wird als Staub

gedeutet, der während der Kaltzeiten bei trockenen Wetterlagen vom Wind aus dem Überschwemmungsbereich der großen Schotterfelder in die Umgebung verfrachtet worden war. Die Ablagerungen aus der letzten Eiszeit tragen daher keine Lößdecke.

Schon mit dem Abschmelzen des Eises hat die etappenweise *Zertalung* der Formen eingesetzt und damit ist das heutige Gewässernetz weitgehend fixiert worden, wie etwa der Salzachdurchbruch durch den Jungmorängengürtel zwischen Tittmoning und Burghausen. Mit Ende dieser Eiszeit vor 10.000 Jahren hörten auch die durch das Frostklima bedingten Aufbereitungs- und Ablagerungsprozesse auf. Die weitere Landformung beschränkt sich seither, von wenigen Katastrophenfällen abgesehen, die größere Abspülungen oder Erdrutsche zur Folge haben können, im wesentlichen auf die Fluß- und Bachläufe. Diese tiefen sich weiter ein, lagern Schotter um und bei Hochwässern Aulehm und -sande ab. Am Inn sind nun auch diese Vorgänge durch den Kraftwerksbau weitgehend eingeschränkt worden. Das Gefälle des Inns hatte vor dem Ausbau der Kraftwerkskette etwa 0,9 ‰ betragen.

Folgerungen aus den Gefällsverhältnissen der Innviertler Schotterdecken

Die in der Tabelle angegebenen Gefällswerte (siehe auch Textbild 2) können infolge der nicht mehr zusammenhängenden und oft nicht mehr in voller Mächtigkeit erhaltenen Reste der einstigen Schotterdecken nur als Annäherungswerte betrachtet werden. Sie ergeben aber immerhin eine interessante Gruppierung und Abfolge, die einige Aussagen zur Landschaftsgestaltung zulassen. So fällt das geringe Gefälle der Quarzitkonglomerat-Schotter gegenüber den hohen Werten der Kohlenserie und des Hausruckschotters auf, was sogar zur Niveaukreuzung führt.

Berücksichtigt man die große Mächtigkeit der Kohlenserie und der Hausruckschotter von zusammen 200 m und mehr, so wäre diese unverstänlich, wenn wir nicht zur Zeit ihrer Ablagerung eine entsprechende Senkung dieses Raumes annehmen. Die aus der heutigen Lage dieser Schotter rekonstruierbaren Gefällswerte liegen aber höher als die einer normalen Aufschüt-

tungsoberfläche, was wieder die Annahme einer Hebung des Hausrucksbereiches rechtfertigt. Nachdem die Schotter der Kohlenserie in ein Relief eingelagert sind, blieben nur Abtragungsreste der sicher ebenfalls in einer Zeit der Senkung abgelagerten und nachträglich gehobenen und abgetragenen Quarzitkonglomerat-Schotter übrig. Nur die Annahme eines ungleichen Ausmaßes dieser Bewegungsvorgänge und eine unterschiedliche Bewegungstendenz zwischen Vorland und Sauwald gibt eine Erklärung für die Terrassenkreuzung.

Der bedeutende Höhenunterschied am Hausruck zwischen dem Abschluß der eigentlichen Hausrucksaufschotterung (800 m) und jener des Geiersberg-niveaus (560 m) von etwa 240 m, dem im Sauwald etwa 50 m entsprechen, deutet auf sehr unterschiedliche Hebung ab Ende des Miozäns (Pannons), also im folgenden Pliozän, hin. Wenn auch möglicherweise das Sauwald-Schotterniveau in 530–490 m bereits ein Abtragungsniveau sein sollte, so gibt es keinerlei Anhaltspunkte dafür, daß dort die Einschotterung noch wesentlich höher gereicht haben könnte. Im fortschreitenden Pliozän scheint dieser Unterschied in der Hebungsintensität mit der Schüttung der Geiersberg-Schotter allmählich abgeklungen zu sein, wie die stetige geringfügige Abnahme der Gefällswerte von 3,3 bis auf 2,1 ‰ bei den würmeiszeitlichen Niederterrassenschottern andeutet.

Dabei lassen die eiszeitlichen Niveaus außerhalb der Übergangskegel an den Moränen keinen Rückfall zu größerem Gefälle erkennen. Vielleicht haben die eiszeitlichen Klimaverhältnisse trotz vermehrter Schuttlieferung und periodischer Schüttung die allgemeine Gefällsabnahme nur geringfügig verzögert. Eine gewisse Zwischenstellung nimmt das Eichwald-Geinberg-Niveau ein, wobei ein Unterschied von 0,5 ‰ entsteht, wenn man den Eichwald bei der Berechnung wegläßt. Was die Ursache dafür sein könnte, ist wohl schwer zu beweisen, ob etwa die Eichwald-Schotter gar nicht zum übrigen Niveau gehören, die Hebung im Süden größer war oder ob eine frühe eiszeitliche Schüttung vielleicht verstärkt mit Alpenhebung dazu beigetragen haben könnte, muß vorläufig der Phantasie überlassen werden. Das rezente Gefälle des Inns vor Ausbau der

Kraftwerkskette mit 0,9 ‰ ist ein Erosionsgefälle und kann deshalb nicht unmittelbar mit den Aufschüttungsniveaus verglichen werden, deren ungestörte Werte in unserem Bereich wohl um 2 ‰ oder wenig darüber zu suchen sein werden.

AUSWAHL AUS DEM SCHRIFTTUM:

- Aberer F., 1958: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 50, S. 23–93, Wien.
- Aberer F. u. Braumüller E., 1958: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, S. 1–39, Wien.
- Adlmannsecker A., 1968: Das naturkundliche Schrifttum über das Innviertel. — 96. Jber. B. Gymn. Ried i. I. 1967/68, S. 23–36, Ried i. I.
- Adlmannsecker A., 1977: Der „Mehrbacher Stein“, das Quarzitkonglomerat, seine Naturgeschichte und einstige Bedeutung. — Jber. B. Gymn. Ried i. I. 1976/77, S. 5–12, Ried i. I.
- Becker H., 1950, 1951: Bericht über die geologischen Untersuchungen im westlichen Hausruck und im östlichen Kobernauserwald. — Verh. Geol. B. A. Jg. 1947, S. 42–45, Jg. 1948, S. 29–32, Jg. 1949, S. 29–32 u. Jg. 1950/51, S. 44–48, Wien.
- Braumüller E., 1961: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdöl-Zeitschr., H. 11, 14 S., Wien-Hamburg.
- Del Negro W., Ebers E. u. Weinberger L., 1966: Der pleistozäne Salzach-Vorlandgletscher. — Veröffentl. Ges. bayer. Landeskunde, H. 19/20, 217 S. mit Karte, München.
- Del Negro W., 1967: Moderne Forschungen über den Salzach-Vorlandgletscher. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. (Lendl-Festschrift), Bd. 109, S. 19–30, Wien.
- Ebers E., 1932: Über erloschene Seen im Salzachgletschergebiet. — Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 25, S. 77–82, München.
- Fuchs G. u. Thiele O., 1965: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. — Geol. Bundesanstalt, Wien.
- Fuchs G. u. Thiele O., 1968: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A. 96 S., Wien.
- Fuchs W., 1977: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhône und March. — Jb. Geol. B. A., Bd. 119, H. 2, S. 207–249, Wien.
- Gams H.: Das Ibmer Moos. — Jb. ÖÖ. Mus. Ver., Bd. 92, S. 289–338, Linz.
- Götzinger G., 1925: Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. — Braunauer Heimatkunde, 10 S.
- Götzinger G., 1936: Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis. — Führer f. d. Quartär-exk. in Österr., I. Teil, III. Int. Quartärkonf. in Wien, S. 120–134, Wien.
- Götzinger G., 1936: Exkursion in den Hausruck. — Führer f. d. Quartär-exk. in Österr., I. Teil, III. Int. Quartärkonf. in Wien, S. 105–110, Wien.
- Götzinger G., 1952: Der Kohlenbergbau an der Salzach. — Montanztg., 68, S. 144–150, Wien.
- Graul H., 1937: Untersuchungen über Ablagerung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 30, S. 179–259, München.
- Grill R., 1950/51: Bericht (1949) der Arbeitsgemeinschaft Ölfeld Leoprechting und Taufkirchen. — Verh. Geol. B. A. 1950/51, H. 1, S. 41–42, Wien.
- Hofmann E., 1927: Paläobotanische Untersuchungen über das Kohlenvorkommen im Hausruck. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 20, S. 1–28, Wien.
- Jenisch V. u. Tichý G., 1977: Neue Funde von Mastodonten-Molaren aus den Schottern des südlichen Kobernauser Waldes (Oberösterreich). — Jb. ÖÖ. Mus. Ver., Bd. 122/I, S. 193–200, Linz.
- Kinzl H., 1927: Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. — Jb. Geol. B. A., Bd. 77, H. 3, S. 233–263, Wien.
- Klaus W., 1977: Neue fossile Pinaceen-Reste aus dem oberösterreichischen Jungtertiär. — Beitr. z. Paläont. v. Österr., Nr. 3, S. 105–127, Wien.
- Kohl H., 1966: Das Donautal zwischen Passau und Hainburg. — Geogr. Rundschau (1966), H. 5, S. 186–196, Braunschweig.
- Kohl H., 1967: Zur Altersfrage der Pitzbergsschotter bei Münzkirchen im Sauwald. — Verh. Geol. B. A. (1967), H. 1/2, S. 126–128, Wien.
- Kollmann K., 1977: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regionalgeologischer Sicht. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., Jg. 93, Sonderausgabe, S. 36–49, Wien-Hamburg.
- Kriechbaum E., 1921: Landeskunde des oberen Innviertels. — Braunauer Heimatkunde.
- Kriechbaum E., 1944: Vom Dachstein bis zum Böhmerwald. — Verl. Leitner u. Co., 96 S., Wels.
- Neumaier F. u. Mitarbeiter, 1957: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. — Beih. z. Geol. Jb., H. 26, 384 S., Hannover.
- Penck A. u. Brückner E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. — I. Teil, Die Inn-Salzach-Platte, S. 75–80, u. Der Salzachgletscher, S. 150–166, Verl. Tauchnitz, Leipzig.
- Petraschek W., 1924: Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innviertel und das dortige Erdöl-vorkommen. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb., Montan. Hochsch. Leoben, 72, H. 3, S. 49–54, Wien.
- Pippan Th., 1955: Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. — Sitzber. Öst. Ak.-Wiss., math.-nat. Kl., 164, Abt. I, H. 6/7, S. 335–365, Wien.
- Pohl W., 1968: Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausruck (ÖÖ.). — Verl. Notring, 70 S., Wien.

- Schultz O., 1972: Eine Fischzahn-Brekzie aus dem Ott-nangien (Miozän) Oberösterreichs. — Ann. Nathist. Mus. Wien, Bd. 76, S. 485–490, Wien.
- Seneš J. u. Mitarbeiter, 1971–75: Chronostratigraphie und Neostratotypen. OM Egerien, M₁ Eggenburgien, M₂ Ott-nangien. — Slowak. Ak. Wiss., Bratislava.
- Seefeldner E., 1939: Der Hausruck und sein Vorland. — Zschr. Ges. f. Erdkde., Nr. 5/6, S. 202–209, Berlin.
- Stadler J., 1925: Geologie der Umgebung von Passau. — Geognost. Jahresh., Jg. 38, S. 39–118, München.
- Steininger F., 1965: Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* Kaup 1832 aus dem Unterpliozän (Pannon) des Hausruck-Kober-naußeraldgebietes in Oberösterreich. — Jb. Geol. B. A., Bd. 108, S. 195–212, Wien.
- Thenius E., 1952: Die Säugetierreste aus dem Jung-tertiär des Hausruck und Kobernaußeraldes. — Jb. Geol. B. A., Bd. 95, S. 119–144, Wien.
- Thiele O., 1962: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (mit Karte). Verh. Geol. B. A. (1962), S. 117 bis 129, Wien.
- Thiele O., 1969: Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels. — Geol. u. Paläont. d. Linzer Raumes, S. 23–33, Linz.
- Wallisch R., 1938/39: Der Südrand der Böhmisches Masse. — Der Heimatgau, 1. Jg., S. 65–68, Linz.
- Weinberger L., 1953: Über glazifluviale Schotter bei Mauerkirchen und deren Löss. — Geol. Bavarica, 19, S. 231–257, München.
- Weinberger L., 1955: Exkursion durch das österr. Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irr-see- u. Attersee-Zweige des Traungletschers. — Beitr. z. Pleistozänforsch. in Österr., Verh. Geol. B. A., Sd. H. D., S. 8–34, Wien.
- Weinberger L., 1957: Bau und Bildung des Ibmer-Moor-Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 99 (Hans-Spreitzer-Festschrift), H. II/III, S. 222–244, Wien.
- Zapfe H., 1956: Die geologische Altersstellung österrei-chischer Kohlenlagerstätten. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 101, S. 71–75, Wien.



Abb. 1:

Blick auf die Niederterrasse mit Lachforst bei Braunau, die Inn-Austufe östlich der Stadt, die Alt- und Jungmoränen-
landschaft des oberen Innviertels, sowie die Alpen im Hintergrund.

Aufn.: E. Scheurecker, Schärding

Zu: Kohl, Gesteine und Landformen des Innviertels



Abb. 2:

Schärding mit Blick auf den Inn-Durchbruch zwischen Neuburger Wald und Sauwald.

Aufn.: Landesbildstelle, Linz

Abb. 3:

Inn bei Suben. Vorne die zertalte Hochterrasse, auf der bayerischen Seite die Pockinger Heide (Niederterrasse) mit dem bayerischen Tertiärhügelland im Hintergrund.

Aufn.: Landesbildstelle, Linz



Abb. 4:

Blick von der Schotterkuppe des Hochkuchl bei Pattigham nach WSW über das Schlierhügelland gegen das Schotterbergland des Kobernaußerwaldes. Die Gesteinsunterschiede kommen in den Oberflächenformen deutlich zum Ausdruck.

Aufn.: Franz Gangl, OÖ. Landesmuseum



Abb. 5:

Der „Ofenstein“, ein von der anstehenden „Quarzitkonglomerat“-Bank des Pitzenberges bei Münzkirchen nur wenig abgewandelter Block.

Aufn.: H. Kohl (1974)



Abb. 6:

„Quarzitkonglomerat“-Streublock auf der Höhe zwischen Mehrnbach und Ried i. L., erst jüngst beim Straßenbau freigelegt.

Aufn.: H. Kohl (1976)

