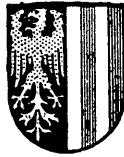


Jahrbuch

des

Oberösterreichischen Musealvereines

94. Band



Linz 1949

Verleger Oberösterreichischer Musealverein, Linz, Museumstraße 14

Druck: Oberösterreichischer Landesverlag, Ges. m. b. H., Linz, Landstraße 41

Druckstöcke: Klischeeanstalt Franz Kramer Linz, Klammstraße 3

Inhalt.

	Seite
1. Vereinsbericht	5
2. Wissenschaftliche Tätigkeit und Heimatpflege in Oberösterreich	11
3. Beiträge zur Landeskunde:	
Josef Kneidinger, Die jüngere Urnenfelderstufe in Oberösterreich	103
Franz Brosch, Romanische Quadrafluren in Ufernoricum	125
Kurt Holter, Zur Siedlungsgeschichte des oberen Kremstales	179
Konrad Wiche, Die Formenentwicklung des Höllengebirges	213
Helmut Zapfe, Eine rhätische Fauna aus dem Gebiet des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich	235
Helmut Gams, Das Ibmer Moos. Ergänzungen und Berichtigungen	259

Die Formenentwicklung des Höllengebirges.

Von

Konrad Wiche (Wien).

Seit der Erbauung der Seilbahn auf den Feuerkogel ist das Höllengebirge zu einem wichtigen Sammelpunkt für den Fremdenverkehr Oberösterreichs geworden; namentlich in den Kreisen der Wintersportler erfreut es sich großer Beliebtheit. Weniger bekannt ist es in wissenschaftlicher, insbesondere in morphologischer Hinsicht. Seit der geologischen Aufnahme des Höllengebirges und seiner näheren Umgebung durch J. Pia¹⁾ und G. Geyer²⁾ war es nicht mehr Gegenstand einer zusammenhängenden naturkundlichen Untersuchung. Eine sehr klare, zusammenfassende Darstellung der Geologie stammt von G. Lahner¹⁶⁾. Die neueste Veröffentlichung von J. Pia¹⁷⁾ über das Höllengebirge bringt stratigraphisch-tektonische Ergänzungen zur Arbeit von 1912 sowie eine eingehende Beschreibung der Kalkalgen und ihrer Verbreitung im Wettersteinkalk. Einzelne Hinweise auf seine Formenwelt finden sich bei F. Machatschek³⁾, E. Seefeldner⁸⁾ und J. Pia¹⁷⁾.

Nach Überwindung der bis zu 1200 m hohen Flanken, mit denen das Höllengebirge in die benachbarten Täler steil abfällt, steht man unvermittelt in einer Landschaft von eigenartigem Gepräge. In ihr reihen sich wie zu Stein gewordene Wellen Kuppen an Kuppen, getrennt durch breite Muldentäler und flache Sättel. Die relativen Höhen gehen im allgemeinen nicht viel über diejenigen eines Hügellandes hinaus (50—300 m). Aus stellenweise schluchtartigen Tälern kommend, ist man überrascht, auf der Höhe des Gebirges eine Flachlandschaft anzutreffen. Von den Flüssen, welche diese einst geformt haben müssen, ist keine Spur mehr vorhanden; an Stelle der oberflächlichen Entwässerung ist längst die unterirdische getreten. Alles Wasser, das auf die Hochfläche fällt oder durch die Schneeschmelze frei wird, versiegt in den zahllosen erweiterungsfähigen Klüften des Kalkgesteins; die Hochfläche wurde dadurch

gleichsam fossilisiert. Ähnliche Altlandschaften krönen im Bereiche flach lagernder Kalke auch alle anderen Stöcke der nördlichen Kalkalpen östl. der Saalach (Tennengebirge, Totes Gebirge, Dachstein usw.). Die Frage nach dem Werdegang dieser alten Oberfläche der Alpen ist ein Kernproblem alpiner Morphologie.

Unter den von zahlreichen Autoren hierzu geäußerten Meinungen lassen sich im wesentlichen zwei gegensätzliche Richtungen unterscheiden. Nach der einen, besonders von E. Seefeldner vertretenen Auffassung glaubt man, daß die innerhalb einer Gebirgsgruppe oder auf benachbarten Gebirgsgruppen in ungleicher Höhe gelegenen Reste der Altlandschaft zu verschiedenen Zeiten entstanden sind, ohne daß es in jedem einzelnen Fall möglich ist, den morphologischen Nachweis, die Verzahnung des jüngeren mit dem älteren Flächensystem, erbringen zu können. Nach der anderen Richtung werden die genannten Höhenunterschiede unter Zuhilfenahme der Tektonik durch ein örtlich verschiedenes Ausmaß an Hebung, die eine ursprünglich einheitliche, zur selben Zeit entstandene Landoberfläche betroffen hat, erklärt. Diesen Weg hat als einer der ersten N. Lichtenegger beschritten. Er nennt die älteste, in Resten noch erhaltene Landoberfläche der Alpen nach dem bekannten Beispiele der Rax Raxlandschaft und versteht darunter eine Kuppenlandschaft von höchstens Mittelgebirgscharakter, die noch im Miozän an Brüchen verstellt oder durch Aufwölbungen verbogen wurde. Die Beantwortung der Frage, in welchen der beiden Rahmen sich die Altlandschaft auf dem Höllengebirge einfügen läßt und ihr Verhältnis zu jüngeren Flächensystemen der alpinen Stockwerklandschaft ist das Ziel der folgenden Untersuchung*).

Das Höllengebirge umfaßt einen Teil einer nach Norden überschlagenen Deckfalte (Staufen-Höllengebirgsdecke), deren Kern aus Wettersteinkalk, deren Schenkel aus Hauptdolomit und Plattenkalk bestehen (Vgl. Abb. 1). Zwischen Kern und Hülle schiebt sich ein schmales, vielfach ausgepreßtes Band von Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalken ein. Über dem Höllengebirge selbst wurde der Hangendschenkel bereits vollkommen abgetragen, so daß der immer noch 700 m mächtige Wettersteinkalk oberflächenbildend wurde. Dieser fällt gegen Süden flach unter den Hauptdolomit des Leonsberges ein, in dem die obere Hüllmasse des Falteninnersten noch in

*) Die Arbeit war in den Grundzügen schon 1938 fertiggestellt.

einer Mächtigkeit bis zu 1000 m vorhanden ist. In den Nordabbrüchen des Hölleengebirges ist über den stark reduzierten inversen Liegendschenkel noch ein Teil der Deckenstirn im Wettersteinkalk erhalten geblieben. Ausgenommen in deren Bereich, wo saiger stehende Schichten bei der Rückwitterung der Wände die Ursache für die Entstehung abenteuerlicher Türme und Nadeln wurden, liegen im Hölleengebirge die stellenweise bis zu mehreren Metern dicken Bänke von Wettersteinkalk ziemlich flach. Südlich des Hinteren Langbathsees durchsetzt ein mächtiger Bruch die Masse des Wettersteinkalkes, längst welchem während des Deckenschubes der westliche Teil des Gebirges gegenüber dem östlichen um einige Kilometer weiter gegen das Vorland bewegt wurde. In den Formen der Gebirgsoberfläche kommt dies allerdings nicht zum Ausdruck.

J. Pia, dem wir die erste genaue geologische Beschreibung des Gebietes verdanken (1912), faßt in seiner neueren Arbeit (1940) das Hölleengebirge nicht als eine einfache, nach Norden überkippte Falte auf, sondern als eine Schubmasse mit einer nachweisbaren Mindestschubweite von 7 bis 8 km. Die Stirnregion und der kurze Liegendschenkel lassen sich leicht durch Einrollung beim Vorschub des Schichtpaketes erklären. Den Neigungswinkel der Schubfläche berechnet Pia nach deren Ausstrich im Gelände mit 24 Grad südfallend, also bedeutend flacher, als dieser aus der Darstellung von G. Geyer in seinem Profil (Abb. 1) zu entnehmen ist. Die Schubmasse des Hölleengebirges ist bei ihrer Nordbewegung an ihrer Unterseite abgeschrägt worden, wodurch sich das Abstoßen der Wettersteinkalkschichten an der Schubbahn erklärt. Auch diese Tatsache steht im Widerspruch zur Auffassung Geyers, dessen Profil abzuändern wir uns aber nicht für zuständig erachten.

Dem einfachen Bau des Hölleengebirges steht die sehr komplizierte Tektonik der Berge beiderseits des Langbathbaches gegenüber (Langbathscholle). In dieser erfuhren Sedimente der Trias, des Jura und der Unterkreide eine weitgehende Verknetung zu schmalen und sehr unregelmäßigen Synklinalen und Antiklinalen, so daß morphologisch sehr verschiedenwertige Gesteine (Mergel, Sandstein, Kalke und Dolomite) in enge Nachbarschaft zueinander gerieten.

Die Dolomitenregion zwischen den starren Kalkmassen des Hölleengebirges und Toten Gebirges wurde im Gebiet der Hohen Schrott zu einem Sattel und im Anschluß daran zu einer Mulde zusammen-

geschoben, deren Kern das Trauntal etwa von Langwies bis Ebensee folgt. Den weitaus bedeutsamsten Zug in der Tektonik des Gebietes um den Traunsee stellt aber die Blattverschiebung dar, durch welche der Wettersteinkalk des Traunsteins, in dem die Stirn der Staufenhöllengebirgsdecke ihre Fortsetzung findet, gegenüber dem Höllengebirge um ungefähr 5 km weiter nach Norden transportiert wurde. Ein ähnliches, tektonisch bedingtes, stufenförmiges Vortreten des Kalkalpenrandes wiederholt sich — hier ohne Brüche — unmittelbar östlich vom Attersee. In beiden Fällen wurden diese Zonen erhöhter Schichtbeanspruchung und -zerreißung — die Blattverschiebung am Traunsee ging an einer Unzahl von Gleitflächen vor sich — als Schwächezonen für die spätere morphologische Entwicklung von Bedeutung.

Die Formen der Altlandschaft auf dem Höllengebirge, die Kuppen und Muldentäler, sind vom Schichtbau völlig unabhängig und deshalb fluviatiler Entstehung. Vom Kranabethsattel (1544 m) ausgehend, kann man diese bei einer Überquerung des Plateaus in wenigen Tagen studieren.

Vom Sattel zwischen dem Großen Steinkogel und dem Heumahdgupf nimmt gegen Osten ein seichtes Muldentälchen seinen Ausgang. Wir nennen es Kranabethtal. Es beschreibt einen gegen Südwesten geöffneten Bogen und findet über dem Abfall des Gebirges zum Mühlleitenbach ein jähes Ende. Den obersten Abschnitt dieses Tales, an den Südosthang des Heumahdgupfes gelehnt, hielt am Ende der letzten Eiszeit ein Stadialgletscher besetzt. Dies wird erwiesen durch eine hufeisenförmige Stirn moräne, die man am unteren Wege von der Alpenvereinshütte am Kranabethsattel zur Riederhütte quert. Unterhalb des Stirnwalles wird der Muldenbogen von kleinkuppiger Grundmoräne bedeckt, welche die Klüfte im Kalk verstopft, weshalb hier postglaziale Dolinen fehlen. Erst ungefähr bei der Jagdhütte setzt eine intensive Verkarstung ein. Die ehemalige Muldensohle ist dort zur Gänze zerstört worden und nur die gleichmäßige Höhe der schmalen Riedelflächen zwischen den Trichtern und Schloten erinnert noch an sie. Zu beiden Seiten dieses Tales erheben sich niedrige Kuppen, mit stellenweise sehr regelmäßigen, unten konkaven, oben konvexen Hängen. Ihre relative Höhe beträgt im Westen (Großer und Kleiner Steinkogel und Helmesgupf) 100 bis 150 m, im Osten (zwei unbenannte Kuppen) 50 bis 100 m. Am Nordrande des öst-

lichsten Höllengebirgsplateaus sind in den Aufragungen des Feuerkogels (1594 m), Bledi- (1622 m) und Heumahdgupfes (1581 m) nur mehr Restformen erhalten. Sie sind zum größeren Teil bei der Entwicklung des Gebirgsabfalles vernichtet worden.

Westlich der Kuppenreihe Heumahd—Helmesgupf erstreckt sich vom Sattel zwischen Gams- (1644 m) und Alberfeldkogel (1708 m) zunächst in südöstlicher, dann südlicher Richtung das Edltal. Diesem strebt von Osten ein kurzes Seitentälchen zu, das, im oberen Teil durch zwei riesige Dolinen zerstört, mit einer Stufe von zirka 40 m über dem Haupttal hängt. Ein zweites mündet gegenüber, zwischen Gamskogel (1668 m) und Hochschneid (1750 m), ungefähr in derselben Höhe über dem Edltal aus. Die Mündungsstufen, für welche es auf dem Plateau eine ganze Reihe von Beispielen gibt, kamen zur Entwicklung, als sich bei der Hebung des Gebirges immer mehr Klüfte öffneten, in denen zunächst die kleinen Seitenbäche versiegten, während in den Haupttälern die Tiefenerosion noch weiter ging. Als später auch diese verkarsteten, mag in gewissen Fällen die Höhe des Stufenabfalles noch etwas gewachsen sein, wenn sich unterhalb auf der Haupttalsohle besonders tiefe Karsthohlformen ansiedelten. Über dem Südostabfall des Gebirges wird das Edltal durch einen Riegel abgeschlossen, der sich nach Art einer Karschwelle um zirka 60 m über dem Talgrund erhebt. Eine Rückläufigkeit des untersten Muldenbodens läßt sich nahezu bei allen Tälern der Altlandschaft feststellen; sie ist begründet in der Fähigkeit der eiszeitlichen Gletscher, welche an diesen Stellen auf die Flanken des Gebirges übertraten, einmal vorhandene Gefällsungleichheiten, etwa in Form großer Dolinen, zu verstärken.

Der Alberfeldkogel trägt als einzige Erhebung auf dem Plateau eine auffällig breite, zirka 1700 m hohe Gipfelfläche, welche im Norden die saiger stehenden Schichten der Faltenstirn glatt durchschneidet. Sein Hang zum Edltal ist für das ausgeglichene Profil wohlhaltener Kuppen der Altlandschaft, wie wir sie z. B. von der Rax kennen, viel zu steil. Die Untergrabung erfolgte entweder durch eine Neubelebung der Erosion, welcher eine Zeit relativer Ruhe vorgegangen sein müßte, oder durch Verkarstung, bzw. eiszeitliche Gletscherwirkung. Eine Entscheidung, welcher von diesen Vorgängen wirksam war, bzw. in welchem Ausmaß, kann auf dem Höllengebirge in den meisten Fällen nicht getroffen werden. Doch haben

häufig große Dolinen, einzeln, in Reihen oder zu Gräben zusammengewachsen, die Hänge, deren Fuß sie aufsitzen, zurückgetrieben. Zum gleichen Ergebnis führte auch die gesteigerte Verwitterung an der Schwarz-Weiß-Grenze eiszeitlicher Gletscher. Diese entstanden zunächst in den Tälern, wohin der Schnee von den umliegenden Höhen geweht wurde. Dort konnten sie sich, vielfach im Schutze nordsüdlich verlaufender Talflanken, auch am längsten erhalten. Deshalb gehören die meist niedrigen Unterschneidungswände im Inneren des Plateaus den früh- und späteiszeitlichen Gletschern an. Während des Höchststandes der Vergletscherung war die Hochfläche von einer ziemlich ungegliederten Eismasse bedeckt, die sich erst an ihren Rändern in einzelne Eisströme teilte, im Innern aber mehr schützend als angreifend auf die Altformen wirkte.

Ganz an den Südrand des Plateaus gerückt, erhebt sich mit einer relativen Höhe von zirka 150 m die massige, isoklinal gebaute Kuppe des Großen Höllkogels (1860 m). An diese reißen sich gegen Norden der Hintere (1787 m), Mittlere (1817 m) und Vordere Kesselgupf (1823 m) an, etwa 60 bis 100 m über den Sätteln und den unmittelbar benachbarten Flächen gelegen. Über den Nordabstürzen liegen Verebnungen am Eiblgupf etwas über 1800 m Höhe.

Vom Sattel zwischen Vorderem und Mittlerem Kesselgupf, vom Sattel westlich des Totengrabengupfes (1783 m), vielleicht auch von diesem selbst und vom Sattel zwischen den beiden Gamskogeln gehen, infolge der intensiven Verkarstung schon schwer erkennbar, mehrere Quellgräben aus, deren Vereinigungspunkt im Norden schon außerhalb des Plateaurandes zu liegen kommt. Südlich des Totengrabengupfes endigt die Höllkogelgrube, deren ursprüngliche Talform durch zahlreiche Dolinen weitgehend zerstört ist, wieder mit einer niedrigen Stufe über dem nach Südosten geöffneten Ofental. Gerade entgegengesetzt war einst die Entwässerung in der Großen Eiblgrube gerichtet. Heute gleicht ihr oberster Teil einem riesigen Kessel, mit steilen, stellenweise von glazialen Wandstufen unterbrochenen Hängen. Aus diesem Kessel gelangt man erst nach Überwindung einer Rückläufigkeit von zirka 60 m auf einen gut erhaltenen Rest des ehemaligen Muldenbodens am Plateaurande. Von der Großen Eiblgrube kommt man über einen niedrigen Sattel in die Kleine Eiblgrube, in welcher zur Zeit der oberflächlichen Entwässerung ein Bach gegen Südwesten floß. Kennzeichnend für diesen

Teil der Hochfläche ist also ein radiales Auseinanderstrahlen der Täler der Altlandschaft aus dem Gebiete der Kesselgupfe und des Totengrabengupfes, welche Kuppen eine heute bedeutungslose Wasserscheide tragen.

Zwischen dem Rücken, bzw. (im Südwesten) der Schneide des Grünalmkogels (1822 m) und der Karwand der Pfaffengrabenhöhe (1690 m) einerseits sowie dem Brunnkogel (1779 m) und Hochhirn (1817 m) andererseits dehnen sich in 1700 m Höhe weite Verebnungen aus. In diese sind mit 100, bzw. 200 m tiefer gelegenen Sohlen zwei gegenständige Täler eingesenkt: Das Franzental, welches über dem Gimbachursprung und ein unbenanntes Tal, welches über dem Hirschbachtal in die Luft ausstreicht.

Die bereits erwähnte „fossile“ Wasserscheide des Höllengebirges läßt sich von der Pfaffengrabenhöhe gegen Osten, ungefähr in der Mitte zwischen dem Nord- und Südabfall, über die Kuppe des Hochhirn, die Kesselgupfe bis zum Totengrabengupf verfolgen. Hier gabelt sich die Wasserscheide, ein Ast zieht über den Gamskogel (1648 m) zum Alberfeldkogel, der andere über die Hochschneid gegen Südosten an den Rand der Hochfläche.

Schon dem bisher Gesagten kann entnommen werden, daß man es auf dem Höllengebirge mit einer einheitlichen Landoberfläche zu tun hat. Die Gliederung in drei „Niveaus“ nach E. Seefeldner (8) besteht nicht zurecht. Er sieht in den Kuppen des Feuerkogels, Kleinen Steinkogels und Kleinen Helmesgupfes Vertreter seines Gotzenniveaus (zirka 1600 m), in den Flächen von 1700 bis 1750 m Höhe Reste seines Tennenniveaus und in den darüber aufragenden Kuppen (z. B. Gr. Höllkogel) Reste des Hochkönigniveaus. Diese Unterscheidung entbehrt jeder morphologischen Begründung und beruht lediglich auf der verschiedenen Höhenlage einzelner Plateauteile.

An Tiefe, Breite und Länge (etwa 3 km) übertrifft der von Süden nach Osten gekrümmte (Ebenseer-) Pfaffengraben alle anderen Täler der Kuppenlandschaft. Der in eine Reihe großer, selbständiger Karstwannen aufgelöste Muldenboden liegt über dem Gimbachursprung bei zirka 1360 m und über dem Hinteren Langbathtal, auffälligerweise ohne Rückläufigkeit, bei zirka 1270 m. In der genauen Fortsetzung des Pfaffengrabens liegt das obere Langbathtal, das sich somit auf Grund seiner Richtung als bereits zur Zeit der Altland-

schaft angelegt erweist. Von der Muldensohle bis zum Brunn- (1708 m) und Grünalmkogel (1822 m) ergibt sich ein für die Altlandschaft ungewöhnlicher relativer Höhenunterschied von etwa 350, bzw. 500 m. Die Tiefe des Ebenseer Pfaffengrabens und die Steilheit seiner Hänge ist das Ergebnis fluviatiler Erosion, die noch andauert hat, als das übrige Plateau bereits längst unterirdisch entwässert wurde. Das enge, V-förmige Profil der unteren Grabenhänge zwischen Grünalm- und Brunnkogel deutet darauf hin, daß die Talvertiefung durch Einschneidung einer jüngeren Kerbe in ein älteres Muldental, also auf Grund einer plötzlichen Tieferlegung der Erosionsbasis erfolgte.

Demgegenüber blieben zwei schwache Seitengerinne in ihrer Tiefenarbeit weit zurück, wie die 80 bis 100 m hohen Mündungsstufen der Tälchen beiderseits des Jagerköpfls erweisen. Die Eismassen, welche den Pfaffengraben erfüllten, strömten, dem Gefälle folgend, zum größeren Teil ins Langbathtal ab. Die zeitweilige Lage der Gletscheroberfläche läßt sich an Hand von Schliffkehlen und Unterschneidungswänden ermitteln. Am auffälligsten ist eine 100 bis 120 m hohe Wand von geringer Ausdehnung am Nordwestsporn des Grünalmkogels, an welche sich nach unten eine Schrägfläche schließt (Höhe der Schliffkehle zirka 1480 m). Gegen Osten nimmt die Schrägfläche bedeutend an Breite zu, während die Wand auf einen Bruchteil ihrer ursprünglichen Höhe absinkt. Ein höherer Eisstand wird am Westhang des Grünalmkogels wieder durch eine langgestreckte 20 bis 40 m hohe Wand angezeigt. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist auch das schmale Sims (zirka 1528 m) und die dahinter gegen Osten schräg absteigende Kerbe am steilen Hang des Brunnkogels von Gletschern und deren randlichen Schmelzwassergerinnen angelegt worden. Schließlich ist in den Nordosthang des Grünalmkogels mit steilem Boden und niedriger Umrahmung eines der wenigen Ursprungskare auf dem Höllengebirge eingesenkt. Ein aus grobem Blockwerk bestehender Wall („Grünalmkogelschütt“), vermutlich die Stirnmoräne eines Stadialgletschers, schließt das Kar nach unten ab.

Das Hochleckenhaus und die Griesalm stehen auf breiten flachen Kuppen, welche sich im Westen zirka 100 m (Plegar), im Osten nur zirka 40 m über die obersten Enden zweier Muldentäler erheben. Auf die geringe absolute Höhenlage dieser Flächen (1520 bis 1570 m)

hat schon F. Machatschek (3, S. 205) hingewiesen. Das westlichste, quer über die ganze Breite des Plateaus sich erstreckende Tal, ist der Steinbacher Pfaffengraben. Das ursprüngliche Sohlengefälle ist nicht mehr eindeutig zu erkennen. Jedoch gestattet der Winkel, unter dem die Seitentäler auf das Haupttal treffen, den Schluß auf eine nordwestliche Entwässerungsrichtung. Auch kann diese bei der engen Nachbarschaft des Steinbacher zum Ebenseer Pfaffengraben kaum entgegengesetzt zu jener des letzteren gewesen sein. Die Seitentäler sind von Osten die „Eisenau“ (zirka 40 m hohe Mündungsstufe) und das Tal westl. des Salzberges, das zum Teil schon über den Nordwestabstürzen endigt. In diese und in den Steinbacher Pfaffengraben selbst greifen ein kurzes Stück steile Gräben ein, die sich gleichzeitig mit dem Gebirgsabfall, auf dem sie ihre Fortsetzung finden, entwickelt haben und nichts mit einer regionalen Senkung der Erosionsbasis zu tun haben. Die Kuppenlandschaft beiderseits des Steinbacher Pfaffengrabens liegt im Osten etwas höher (Griesalm etwas über 1500 m, Sulzkogel 1654 m) als im Westen (Salzberg 1603 m, bei der Brennerin 1470 m). Sie trägt wieder ein Stück funktionslos gewordener Wasserscheide, die von der Griesalm über das Jagerköpfl zum Sulzkogel zieht. Westlich der Brennerin läuft die Hochfläche in den Kamm der Madlschneid aus, einen zumindest einseitig immer felsigen Grat. Seine tiefen Scharten knüpfen an steil stehende Klüfte an, welche die unter 15 Grad südfallenden Wettersteinkalke durchsetzen.

Die weitgehende Ähnlichkeit der Formen auf dem Höllengebirge mit jenen auf anderen Kalkstöcken ist aus dem Gesagten ohne weiteres ersichtlich. Gewisse Unterschiede, speziell zu den Plateaus am Alpenostrand, ergeben sich aus der Lage des Gebirges zu den regenbringenden West- und Nordwestwinden des Alpenvorlandes. Als erste höhere Kulisse, in geringer Entfernung vom Alpenrand, empfängt das Höllengebirge sowohl im Sommer als auch im Winter bedeutende Niederschläge (40jähriges Jahresmittel auf dem Feuerkogel 2640 mm). Aus diesem Grunde ist die Verkarstung weit intensiver als beispielsweise auf der Rax und dem Schneeberg, die unter dem Einfluß des pannonischen Klimas stehen. Aus demselben Grund war das Höllengebirge auch während des Eiszeitalters sehr stark vergletschert, wenn dabei auch nur die Ränder der Hochfläche größere Veränderungen erfuhren.

Das konvex-konkave Profil nachträglich unveränderter Hänge der Altlandschaft zwingt auch auf dem Hölleugebirge zur Annahme einer über den höchsten Kuppen gelegenen Flachlandschaft (Augensteinlandschaft N. Lichtenackers⁴). Wie die an zahlreichen Stellen der nördlichen Kalkalpen — allerdings noch nicht auf dem Hölleugebirge — aufgefundenen Gerölle zentralalpiner Herkunft (Augensteine) beweisen, überspannte diese Landschaft einst den Raum der gesamten Alpen. Sie besaß einheitliche Abdachungen aus der Gegend des heutigen Alpenhauptkammes gegen die Gebirgsränder. Auf jenen flossen, über die späteren Längstalfurchen hinweg, konsequente Flüsse, deren Geschiebmassen die angeführten, oft mehrfach umgelagerten Restschotter entstammen. War die Augensteinlandschaft nach der alttertiären Gebirgsbildung der einzige Vorgänger der heutigen Altlandschaft, dann kam ihr der Charakter eines Endrumpfes zu, da eben infolge der regelmäßigen, knicklosen Kuppenhänge die Unebenheiten der tektonischen Uroberfläche der Alpen bereits als weitgehend eingeebnet angenommen werden müssen. Im übrigen erfordert die Tatsache, daß auf dem Hölleugebirge der Hangendschenkel der Deckfalte bereits zur Gänze beseitigt worden ist, eine bedeutende Landabtragung, welche bereits nach der ersten für den Bau der nördlichen Kalkalpen maßgebenden Gebirgsbildung (vorgosauische Gebirgsbildung) wirksam war. Die damals in den Kalkalpen geschaffenen Reliefunterschiede wurden bei der folgenden großen Transgression des Gosaumeeres durch Sedimente weitgehend ausgeglichen. Die alttertiäre (mitteloligozäne) Gebirgsbildung vollzog sich unter diesem Mantel aus Gosauschichten, welche sowohl auf der tektonischen Uroberfläche des Gebirges als auch auf der Augensteinlandschaft große Verbreitung hatten. Auf die Rolle der einst viel weiter verbreiteten Gosasedimente in den nördlichen Kalkalpen hat jüngst H. Klimpt¹⁵) nachdrücklich hingewiesen.

Wie die Anordnung des Talnetzes auf der Kuppenlandschaft des Hölleugebirges zeigt, wurde die Augensteinlandschaft von einer domförmigen Aufwölbung, deren Scheitel im Gebiet der Kesselpfanne, des Großen Höllekogels und des Totengrabengupfes lag, betroffen. Von hier strahlen die Muldentäler nach allen Richtungen auseinander. Eine Hebungsachse ist gekennzeichnet durch den Verlauf der alten Wasserscheide auf dem Plateau östlich des Ebenseer Pfaffengrabens. Sie kreuzt sich mit einer Nord-Süd stehenden Achse

im Gebiet der Kesselgupfe. Ein sekundäres Hebungszenrum deutet die Wasserscheide auf dem westlichen Teil der Hochfläche an. Das geringe Ausmaß der Hebung an den östlichen und westlichen Flanken der Aufwölbung erhellt auch aus der geringen Reliefenergie der Kuppen im Umkreis des Kranabethsattels sowie beim Hochleckenhaus und der Griesalm (40—100 m gegenüber 150—200 m um den Großen Höllkogel). In der Tatsache, daß gegen das heutige Trauntal und den Attersee die Hebungsachsen absteigen, äußert sich die uralte Anlage dieser Tiefenlinien. So floß ein Vorläufer der Traun vermutlich schon zur Zeit der Augensteinlandschaft ungefähr in der Gegend des heutigen alpinen Trauntales, ein anderer Fluß, der inzwischen wieder zerfallen ist, in der Gegend der Talung zwischen Leonsberg und Schafberg über den Attersee ins Vorland.

Wie weiters die Verteilung der absoluten Höhen auf dem Hölleugebirge erweist, wurde auch die Kuppenlandschaft durch eine weiträumige Verbiegung verstellt, die sich insofern genau an die ältere Aufwölbung hält, als wieder das Gebiet der Kesselgupfe am stärksten emporstieg. In ihrem Umkreis liegt das Plateau um 220—240 m höher als die Flächen im Bereiche des Hochleckenhauses und zirka 150 m höher als jene am Kranabethsattel. Das Gesamtausmaß der Verbiegungen, welche das Hölleugebirge betroffen haben, war immerhin so bedeutend, daß sie sich auch am Austrich der Überschiebungsfläche zwischen Hölleugebirgsdecke und Langbathscholle feststellen lassen. Der Wettersteinkalk hat sich gegenüber den tektonischen Kräften ziemlich widerstandsfähig erwiesen. Nirgends treten auf der Hochfläche Bruchstufen auf. Nur an den Stellen stärkster Beanspruchung, wo die Aufwölbung im Westen und Osten ansetzt, kam es zu einer Zerreißung des Schichtverbandes. Darauf gehen die Klüfte und Harnische in den Wänden der Madlschneid und sicherlich auch zum Teil am Traunsee (Kleiner Sonnstein) zurück. Eine Ausnahmestellung nimmt nur der Brunnkogel (1511 m), südlich des Großen Höllkogels, ein. Jener trägt eine kleine Gipfelverebnung, welche rund 350 m unter der Gipfelhöhe des Großen Höllkogels liegt. Zwischen beiden streicht eine Verwerfung durch, welcher der geradlinige Graben des Spitzalpenbaches folgt (vgl. Abb. 1).

Trotz der in neuerer Zeit besonders von A. Winkler-Hermaden (14, S. 388 ff.) geäußerten Bedenken wollen wir für das Hölleuge-

gebirge an der älteren Auffassung festhalten, wonach die Formung der Kuppenlandschaft während des mittleren Miozäns vor sich ging. Damals gab es in Mitteleuropa ein subtropisches Klima, mit Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen, die von den gegenwärtig hier herrschenden ziemlich stark abwichen. Nur unter Verhältnissen, wie sie z. B. heute im südlichen Indien anzutreffen sind⁶⁾, erscheint es verständlich, daß relativ kleine Gerinne im harten Kalk geräumige Muldentäler schaffen konnten, die bereits an den Wasserscheiden mit ziemlicher Breite ansetzen, wie dies auf dem Hölleengebirge der Fall ist.

Mit Ausnahme des Befundes im Ebenseer Pfaffengraben, waren auf der Hochfläche keine sicheren Belege, etwa in Form von Talwegstufen oder Terrassen, dafür zu erbringen, in welchem Rhythmus die Bewegungen stattgefunden haben, die zur Ausbildung der Kuppenlandschaft auf dem Hölleengebirge führten. Auch der naheliegende Gedanke, aus dem Übergang der konvexen Kuppen in konkave Muldenhänge auf eine allmähliche Verzögerung in der Höherschaltung des Gebirges zu schließen, muß im Kalk nicht unbedingt den Tatsachen entsprechen. Möglicherweise konnten sich die Muldenböden auch bei gleichmäßig andauernder Hebung, nachdem die Gerinne in den Klüften versiegt waren, infolge nachträglicher Verbreiterung durch Karsthohlformen aus ursprünglich engen Talquerschnitten entwickeln (10, S. 74). Dafür würde jedenfalls der Umstand sprechen, daß alle Täler der Altlandschaft, sowohl die frühzeitig verkarsteten Seitentäler als auch die Haupttäler, einen verhältnismäßig breiten Talgrund besitzen. Den Stufenmündungen muß deshalb auf dem Plateau keine talgeschichtliche Bedeutung zukommen. Gesteht man aber der zweifellos gerade in den Tälern außerordentlich intensiven Verkarstung solch größere formverändernde Wirkungen zu, dann braucht man sich auch über den Mangel an Gefällsteilen und jüngeren Kerben in den Muldentälern nicht zu wundern. Ihre Spuren können längst wieder ausgelöscht worden sein. Tatsächlich sind aus verschiedenen Teilen der Alpen Beispiele für das Eingreifen einer jüngeren Eintiefungsfolge in eine höchste Flachlandschaft bekannt¹⁸⁾¹⁹⁾. Ebenso konnte der Verfasser bei jüngsten Begehungen in den Hallermauern, Gesäusebergen und Eisenerzer Alpen (hier in karstfreiem Gestein) an Hand von hoch über den

Gebirgsflanken gelegenen Talwegstufen und Kartreppen jüngere Talwurzeln innerhalb der Altlandschaft feststellen.

Wie dem auch sei, ob sich die Entwicklung der Kuppenlandschaft bei einer etappenweisen Hebung oder in einem Zuge vollzog, so steht doch fest, daß, abgesehen von den Eiszeit- und Karstformen, nicht alle Teile des Plateaus zur selben Zeit entstanden sind. Die jüngsten Elemente liegen in der Sohle und den Hängen des Ebenseer Pfaffengrabens vor, der alle anderen Täler der Altlandschaft um zirka 200 m an Tiefe übertrifft. Die ältesten Talformen stellen die Hängetälchen dar. Somit ergeben sich zu den Verhältnissen, wie sie N. Lichtenegger von der Rax geschildert hat, nicht unwesentliche Unterschiede. Dort wurde der fluviatilen Ausgestaltung der Kuppenlandschaft mit dem Einsetzen der ziemlich rasch vor sich gehenden Bruchtektonik, durch welche das Raxplateau in eine Reihe von Schollen zerlegt wurde, ein jähes Ende bereitet. Diese „Zerstückelung der Raxlandschaft“ verlegt Lichtenegger an die Wende des Helvet zum Torton. Im Hölleugebirge gibt es mit Ausnahme des Gebietes des Brunnkogels keine differenzierten Schollenbewegungen. Die langsam während eines größeren Zeitraumes, vermutlich in Phasen vor sich gehende breite Aufwölbung des Gebirges hatte eine allmähliche Verkarstung zur Folge. Es ist daher nicht möglich, allen Teilen der Kuppenlandschaft etwa helvetisches Alter zuzuschreiben, wie dies für die Rax zutreffen mag.

Besonderes Interesse verdient auch das Verhältnis der Altlandschaft auf dem Hölleugebirge zu den Verebnungen auf den Kämmen der vorgelagerten Flyschzone. Dort herrscht eine sehr eindrucksvolle Konstanz der Gipfelhöhen. Diese betragen am Alpenrand zirka 900 m und steigen gegen Süden auf eine Entfernung von zirka 15 km auf etwa 1100 m an. Von der Sandsteinzone greift die Gipfelstufe ohne Höhengsprung auf die Dolomit- und Kalkberge beiderseits des Langbathtales über. Wie im Wienerwald überwiegen auch im Flysch zwischen Atter- und Traunsee, Rücken- und schmale Plateauformen; Schneiden sind hingegen selten. So erinnert der langgezogene Rücken Gahberg, Alpenberg, Hongar, Grünberg stark an den Hochsträßzug bei Rekawinkel. Den abgeflachten Kämmen sind niedrige Kuppen mit einer relativen Höhe von 50—80 m aufgesetzt.

In allen diesen Fällen handelt es sich um wirkliche Verebnungen, welche unabhängig von den Härteverhältnissen die steil nach Süden

fallenden Schichten durchschneiden. Man kann also wieder von Resten einer Altlandschaft sprechen, die sich einst zusammenhängend nördlich des Höllengebirges bis zum Alpenrand erstreckte; aus ihr wurden später die Flyschberge herausmodelliert. Sie hatte in den weichen Sandsteinen und Mergeln den Charakter eines niedrigen Hügellandes. Im Bereiche der verschiedenartigen Gesteine der Langbathscholle war die Reliefenergie etwas größer. So trägt der Fahrnaugupf eine kleine Gipfelfläche in Plattenkalken in 1244 m Höhe, hingegen erreichen die Kuppen rund um die Wiesenflächen der Hochsteinalm 1000, bzw. 1070 m. Die etwas über 900 m hohen Weidenflächen gehören dort einer später entstandenen Subsequenzzone in Neokommern an. Einer fluviatilen Verebnung desselben Erosionszyklus entstammt auch die auffällige, annähernd horizontale Schneide vom Brentenkogel (1122 m) zum Jägereck (1057 m), welche die senkrecht stehenden Schichten der gegen Osten absteigenden Höllengebirgsdecke glatt durchtrennt. Gegen Süden setzt sich die Flachlandschaft in das Trauntal hinein fort, wo ihr westlich des Flusses die Gipfelfläche des Wimmersberges (1244 m) in Plattenkalk, östlich die Flächen und Kuppen (Seeberggupf 1140 m, Aschergupf 1141 m, Haslergupf 1272 m) beiderseits der Ascherbachmulde in Hauptdolomit angehören.

A Penck⁹⁾ versuchte, eine ähnliche randnahe Flachlandschaft, wie sie einst die Flyschzone des Salzkammergutes überspannte, in der oligozänen und miozänen Süßwassermolasse Bayerns als Gebirgsfußfläche zu erklären. Er deutet diese als Verebnungen, erzeugt durch die Seitenerosion großer Flüsse, die mit weiten Trichtermündungen aus den Alpen traten. Aus der Fußfläche sind dann bei einer späteren Hebung die heutigen Riedelflächen herausgeschnitten worden. Gegen diese Erklärung haben W. Behrmann⁷⁾ und A. Malaschofsky¹²⁾ ausführlich Stellung genommen. Sie ist auch für das Salzkammergut abzulehnen. Wie in Bayern, so handelt es sich auch dort nicht um eine Fußfläche, sondern um ein Hügelland, das in den Gesteinen der Langbathscholle gerade in der Nähe der Traun ein bewegteres Relief besaß. Außerdem gab es wohl im Trauntal und in der Schwarzenzeetalung niemals so mächtige Ströme, denen man die Einflächung solch ausgedehnter Landstriche zumuten könnte.

Im Gebiet der nordöstlichsten Alpen sieht N. Lichtenegger in den Kämmen des Wienerwaldes „wenig durch Denudation tiefergelegte

Reste der Raxlandschaft“ (10, S. 46). Er setzt somit die Flachlandschaftsreste im Wienerwald mit jenen auf den Hochflächen der Rax und des Schneeberges altersmäßig gleich. Auch bei Anwendung dieses Gedankens auf das nördliche Salzkammergut kommt man zu keiner befriedigenden Lösung. Die Schwierigkeit liegt in der Erklärung der gewaltigen Landstufe von zirka 600 m, die in Gestalt steiler Wettersteinkalkwände die Altformen auf dem Hölleengebirge von jenen der Flyschzone trennt. Wenn die beiden Altlandschaften gleichaltrig sind, dann müssen sie infolge der Unmittelbarkeit, mit welcher sie aneinander stoßen, an Brüchen verstellt worden sein, die genau der Stirn der Deckfalte folgen und sich östlich von Attersee sogar zu einem Bogen scharen. Derart kompliziert angeordnete Verwerfungen konnten hier aber nirgends nachgewiesen werden. Sie sind auch äußerst unwahrscheinlich.

Schon aus diesen Gründen, vor allem aber wegen der Tatsache, daß sich die Flachlandschaft aus der Flyschzone über kalkalpine Gesteine in das Trauntal hinein fortsetzt, sehen wir in ihr am besten den morphologischen Ausdruck einer längeren Stillstandsphase in der allgemeinen Höhershaltung des Gebirges. Dieses jüngere Stockwerk entspricht vermutlich hinsichtlich seiner absoluten und relativen Höhenlage J. Lechners „Feichtensteiner Landschaft“ in der Osterhorngruppe (13, S. 173)¹⁾. Für die Altersbestimmung dieser

¹⁾ Ob die Verflachungen auf den Hangspornen des Hinterseegebietes in 1200—1250 m (Feichtensteiner Landschaft) tatsächlich zu den „am sichersten feststellbaren“ Formenresten des Osterhorngebietes gehören, wie J. Lechner schreibt (a. a. O. S. 173), kann ohne genaue Geländekenntnis nicht beurteilt werden. Jedenfalls ist es auffällig, daß die Zeugen dieser Landschaft immer an dieselben harten Triasschichtglieder der Hinterseeantiklinale gebunden scheinen, darüber hinaus aber in größerer Ausdehnung nicht überzeugend nachgewiesen werden konnten; denn es ist unseres Erachtens nicht möglich, auch die gesamte Hochfläche des Königsbergwaldes nach „Höhenlage und Stellung“ der Feichtensteiner Landschaft zuzurechnen (a. a. O. S. 184). Folgt man diesbezüglich J. Lechners Auffassung, dann müßten der Schöberlboden (1134 m, nicht 1240 m) westlich des Schafbaches, mit den Erhebungen des Illinger Berges (1479 m) und des Spitzzecks (1351 m) östlich des Baches, welche als Kuppen der Feichtensteiner Landschaft bezeichnet werden (a. a. O. S. 184), zusammengehören, der Loibersbacher Kogel (1456 m) und der Faistenauer Schafberg (1560 m) unmittelbar nördlich vom Schöberlboden aber einer höheren, älteren Landschaft angehören. Schon die Karte zeigt, daß eine solche Zuordnung der Formenreste nicht durchführbar ist. In den höheren Teilen der Hochfläche des Königsbergwaldes haben sich in ähnlicher Weise wie im Postalmgebiet zweifellos noch einzelne, mehr oder weniger veränderte Formen der Raxlandschaft erhalten.

Landschaft lassen sich aus den Vorlandsedimenten des Hausruck Anhaltspunkte gewinnen. Nach H. Graul¹¹⁾ war die Aufschüttung des Hauptschotter und damit die Bildung der Endfläche des großen Inn-Salzachschwemmkegels (Hausruck) im unteren Pliozän beendet. Gleichzeitig damit mußte auch in der Hebung der Alpen eine Unterbrechung eingetreten sein. Dies war vermutlich die Zeit der Ausbildung der Flachlandschaft, der somit unterpliozänes Alter zu-

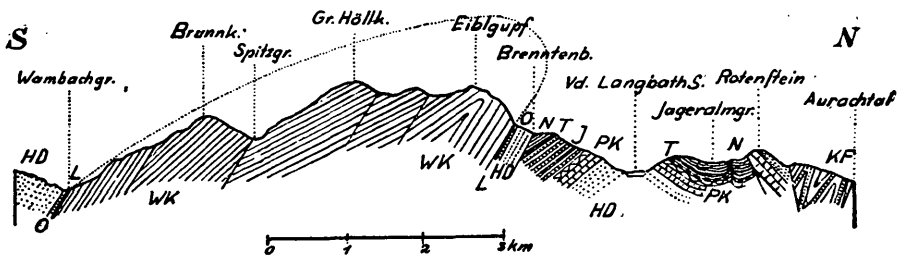


Abbildung 1.

Profil durch die Staufen-Höllengebirgsdecke und Langbathscholle nach G. Geyer.

KF = Kreideflysch.	KD = Kössener Schichten.
N = Neokommargel.	PK = Plattenkalk.
T = Roter Tithonkalk.	HD = Hauptdolomit.
J = Bunte jurassische Kieselkalke.	O = Opponitzer Kalk.
H = Hirlatzkalk.	L = Lunzer Sandstein.
WK = Wettersteinkalk.	

kommt¹³⁾. Die Entwicklung der Altlandschaft auf dem Höllengebirge fällt dann in das Miozän, ohne daß sich mit Hilfe von Ablagerungen am Nordrande der Alpen eine genauere Datierung ermöglichen ließe.

Es ist auffällig, daß die Täler der Flyschzone zum Atter- und Traunsee, aber nicht zum Vorland gerichtet sind. Die höchsten Punkte der Wasserscheide sind gekennzeichnet durch den Alpenberg (967 m), Richtberg (1037 m), Hoher Krahberg (1082 m). Sie zeigen eine ungefähr meridionale Anordnung. Aus dieser Tatsache kann man den Schluß ziehen, daß die Aufwölbung mit Nord-Süd streichender Hebungsachse, nicht allein auf die Altlandschaft des Höllengebirges beschränkt blieb, sondern auch die Flyschzone umfaßte und auch dort für die erste Anlage des Talnetzes maßgebend wurde. Dies beweist aber auch, daß sich die strukturellen

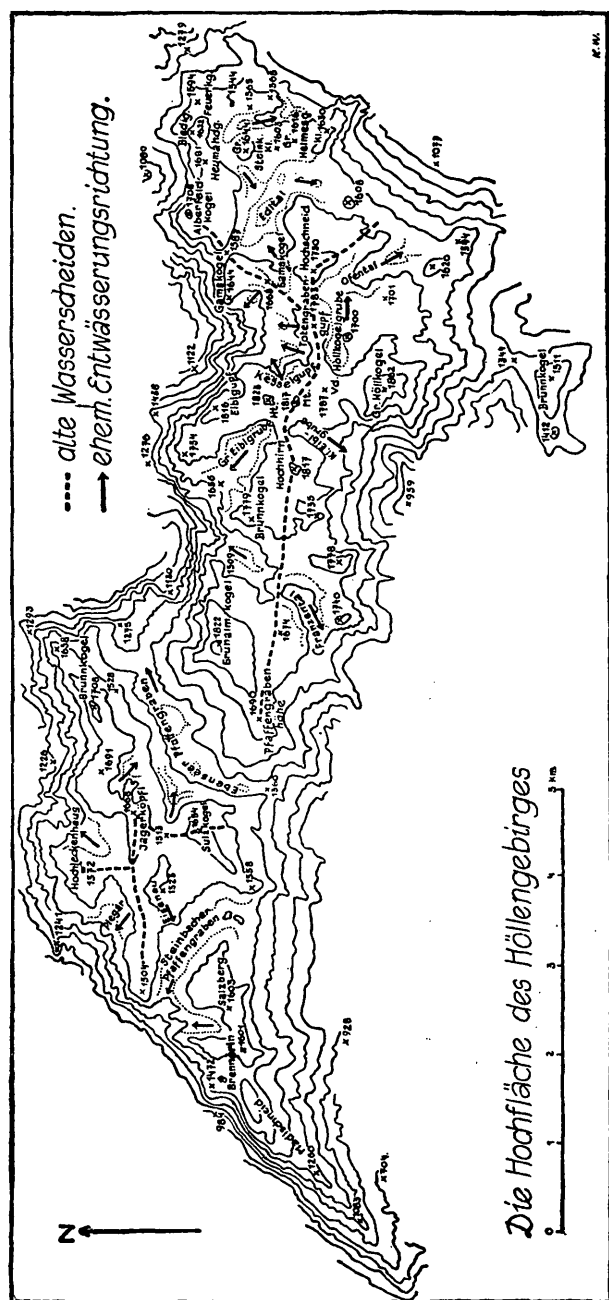


Abbildung 2.

Schwächezonen am Atter- und Traunsee, als Zonen verminderter Hebung bei der Gebirgsbildung bis zum Alpenrande bemerkbar machten. Die Wasserscheide liegt allerdings nicht in der Fortsetzung der Linie Großer Höllkogel—Eiblgupf, sondern gegenüber dieser beträchtlich gegen Westen verlagert (maximal 2,5 km). Offenbar lag die Erosionsbasis im Osten immer schon tiefer als im Westen, wie dies auch für die Gegenwart gilt (Spiegel des Traunsees 422 m, des Attersees 467 m).

Da sich der Nordabbruch des Höllengebirges weder als Bruchstufe noch etwa als Erosionsrand über eine Fußfläche⁹⁾ erklären läßt, bleibt nur die Auffassung als einfache Schichtstufe des harten Wettersteinkalkes über weniger widerständige Gesteine. Dies waren sehr wahrscheinlich nicht Gesteine der Flysch- oder Kalkzone (Langbathscholle), sondern die Sedimente der Gosau, von denen heute allerdings nichts mehr erhalten ist. Denn der Steilabfall des Höllengebirges bestand, wenn auch mit geringerer relativer Höhe, sicher schon vor der Gosautransgression. Seine nachher erfolgte Wiederdeckung und Weiterentwicklung erfordert über der Flachlandschaft der Flyschzone die Abtragung eines Schichtpaketes von einigen 100 Metern Mächtigkeit. In der zeitlichen Unterbringung einer solch enormen Landabtragung liegt diesmal die Schwierigkeit der Vorstellung. Nun darf man sich allerdings die Altlandschaft des Höllengebirges nicht in gleicher Form nach Norden fortgesetzt denken. Vielmehr begann sich die Schichtstufe in der steilstehenden Stirn des Wettersteinkalkes bereits mit dem Einsetzen der Verbiegung der Augensteinlandschaft und der Entwicklung der Altlandschaft auszubilden. Neben Kuppen und Schneiden gab es in dieser auch schon steile Wände. Demnach lag im Miozän die Altlandschaft über den Flysch- und Langbathbergen vermutlich in Gosaugesteinen von Anfang an unter jener des Höllengebirges. Bei fortschreitender allgemeiner Hebung und Verkarstung des letzteren ging nördlich der Stirn die Abtragung bis zum ersten längeren Stillstand im Unterpliozän weiter. Für die Abtragung der Schichten stand also der ganze Zeitraum vom unteren Miozän (Augensteinlandschaft) bis zum Pliozän zur Verfügung.

Eine zweite sehr scharf in Erscheinung tretende Landstufe liegt an der Grenze der Flyschzone zum Vorland. Der annähernd geradlinig verlaufende West-Ost-Fuß der Alpen liegt hier bei rund 500 m,

die erste Flyschkette bei 900—950 m. Abgesehen von Überschiebungen unbekannten Ausmaßes beginnt hier am (morphologischen) Alpenrand der (tektonische) Vorlandtrog, in dem, wie die Mächtigkeit der Sedimente erweist, immer Senkungstendenzen vorherrschten. Über diesem steigen die Alpen mit einer steilen Flexur auf, welcher der Abfall der äußersten Randkette entspricht.

Die Betrachtung des nördlichen Salzkammergutes bliebe unvollständig, würde man nicht der reizvollen Landschaft am Traunsee gedenken. An dessen Ostufer erhebt sich, als Wahrzeichen weit ins Vorland weisend, der Traunstein (1691 m). Der über 1200 m hohe, schwindelerregende Westabsturz zum Seespiegel, wenige Kilometer vom Alpenrand entfernt, ist eine einmalige Erscheinung. Über den Wandabstürzen breitet sich in geringer Ausdehnung ein Rest jener Altlandschaft aus, die wir vom Höllengebirge kennen. Weitere Reste haben sich am Ostufer des Sees in den kleinen Flächen des Erlakogels (1575 m) und im abgeflachten Kamm der Eibenbergschneid (1525—1595 m) erhalten. Die schmalen Gipfflächen auf dem Grünberg (987 m), Schönberg (zirka 900 m) und Hochlindach (zirka 910 m) gehören der unterpliozänen Flachlandschaft an. Bei der Entstehung des jüngsten Gliedes der Landschaft, des Traunsees, sind zweifellos außer den Gletschern auch Brüche beteiligt gewesen; darauf weist nicht nur die Steilheit der mit zahllosen Harnischen durchsetzten Uferwände hin, sondern auch die auffällige Geradlinigkeit des Seegestades vom Traunstein bis zum Erlakogel.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

1. Die Formen der Altlandschaft auf dem Höllengebirge machen die Annahme einer Flachlandschaft — Augensteinlandschaft — in geringer Höhe über den höchsten Kuppen nötig.

2. Die Hebung, in deren Gefolge sich die Kuppenlandschaft entwickelte, hatte den Charakter einer Aufwölbung der Kalk- und Flyschzone zwischen Atter- und Traunsee, welche die allgemeine Aufwärtsbewegung des Gebirges überlagerte. Die Aufwölbung — man kann sie auch als Großfaltung bezeichnen — dauerte während des Miozäns an, da von ihr die Kuppenlandschaft selbst in erheblicherem Ausmaße betroffen wurde. Gebiete verminderter Hebung — Großmulden — sind an die strukturellen Schwächezonen des Atter- und Traunsees geknüpft. Letzterer behielt als tektonischer

Graben bis in die jüngste geologische Vergangenheit seine tiefe Lage bei.

3. Die Aufwölbung ging langsam und im wesentlichen ohne Beteiligung von Brüchen vor sich. Es war deshalb möglich, daß bei einer plötzlichen Absenkung der regionalen Erosionsbasis, jüngere Kerbenseitel in die Muldentäler zurückgriffen.

4. Die Altlandschaft des Höllengebirges entspricht N. Lichteneckers Raxlandschaft, wenn man darunter allgemein die älteste einheitliche Oberfläche des Gebirges versteht. Deren Formen sind im einzelnen abhängig von der Zusammensetzung und Lagerung der Gesteine, das Alter der Formen von den tektonischen Kräften, welche auf die Altlandschaft eingewirkt haben. Im Höllengebirge ist es eine Kuppen- und Schichtstufenlandschaft, deren Tälern das Merkmal der Gleichaltrigkeit fehlt. Der Raxlandschaft kommt also eine größere Mannigfaltigkeit zu, als vielfach angenommen wird; Rax und Höllengebirge sind Vertreter verschiedener Typen der Raxlandschaft.

5. Etwa 600 m unter der Raxlandschaft lassen sich im Flysch noch die Reste einer jüngeren Flachlandschaft in das Gebirge hinein verfolgen. In diese eingeschachtelt sind noch jüngere Flächensysteme nur mehr als Terrassen zu erwarten.

¹⁾ J. Pia, Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Jahrbuch d. Geolog. Reichsanstalt LXII, 1912.

²⁾ G. Geyer, Über die Querverschiebung am Traunsee. Verhandlungen d. Geolog. Reichsanstalt, 1917.

³⁾ F. Machatschek, Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, 1922.

⁴⁾ N. Lichtenegger, Die Rax. Geograph. Jahresbericht aus Österreich XIII, 1925.

⁵⁾ J. Sölch, Das Formenbild der Ostalpen. Geograph. Zeitschrift 1925.

⁶⁾ N. Krebs, Morphologische Beobachtungen in Südindien. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl. 23, 1933.

⁷⁾ W. Behrmann, Die ältesten Züge im Antlitz der Alpen. Geograph. Anzeiger 1933.

⁸⁾ E. Seefeldner, Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie 1934.

⁹⁾ A. Penck, Die Flußfläche der Alpen in Oberbayern. Hyllnigkrift Sven Hedin, 1933.

¹⁰⁾ N. Lichtenegger, Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil die nordöstlichsten Alpen. Geograph. Jahresbericht aus Österreich 1938.

¹¹⁾ H. Graul, Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des

unteren Inn- und des Hausruck. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in München XXX, 1937.

¹²⁾ A. Malaschofsky, Morphologische Untersuchungen im alpinen Isar- und Loisachgebiet. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in München, Bd. 1940/41.

¹³⁾ J. Lechner, Morphologische Untersuchungen im Osterhornggebiet der Salzburger Kalkalpen. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in München, Bd. 1942/43.

¹⁴⁾ A. Winkler-Hermaden, Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen usw. Geologie der Ostmark, Wien 1943.

¹⁵⁾ H. Klimpt, Erlauf, Ötscher und Salza. Unveröff. Manuskript, Wien 1948.

¹⁶⁾ J. Pia, Die gesteinsbildenden Algen des Höllengebirges. Jahrbuch des Vereines für Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau, Jg. 89, 1940.

¹⁷⁾ G. Lahner, Der geologische Bau des Salzkammerguts und der angrenzenden Kalkalpen, 8. Fortsetzung, Höllengebirge und Traunstein. Mitteilungen für Erdkunde, 5. Jg. 1936, Linz.

¹⁸⁾ D. Baedeker, Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen (Schneeberg und Rax). Geograph. Jahresbericht aus Österreich XII, 1922.

¹⁹⁾ E. Spengler, Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie II, 1926.