

Oberösterreichische Heimatblätter

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

28. Jahrgang (1974)

Heft 1/2



37

INHALT

Max B a u b ö c k (†) und Albrecht E t z : Ein Lebensbild Franz Stelzhamers	3
Vinzenz J a n i k : Die Landschaftsentwicklung Oberösterreichs	36
Hans R ö d h a m m e r : Das Generalvikariat Hohenfurth 1940—1946	57
Josef O f n e r (†): Von der „Kreuzerspielhütte“ zum „Klosterkirchentheater“ — Ein Beitrag zur Theatergeschichte der Stadt Steyr	75
Georg W a c h a : Stammbücher aus Oberösterreich	78
Harry S l a p n i c k a : Vor 55 Jahren: Zweimal Standrecht in Oberösterreich	84
Lichtschalenstein im Stift Kremsmünster (P. Gottfried Engelhardt)	88
Die Abrahmgefäße (Fritz Thoma)	89
Univ.-Prof. Dr. Alfred Hoffmann 70 Jahre (Harry Slapnicka)	90
Wiss. Konsulent Professor Dr. Franz Vogl † (Ernst Burgstaller)	91
OSR Wiss. Konsulent Dr. Josef Ofner † (Dietmar Assmann)	92
Schrifttum	94

Die Landschaftsentwicklung Oberösterreichs

Von Vinzenz Janik

Mit 4 Kartenskizzen, 3 Diagrammen und 3 Abb.

Einleitung — Landschaftsgestaltende Faktoren (Der geologische Bau, Die landschaftsgestaltenden Kräfte, Die landschaftsgeschichtliche Zeit) — Der zeitliche Ablauf der Landschaftsentwicklung (Geologisch-paläontologische Beweise, Landschaftsmorphologische Folgerungen, Die Landschaftsgenerationen Oberösterreichs) — Literaturverzeichnis.

Die Entwicklung der Landschaft ist ein gestalten- des Modellieren der Erdoberfläche im zeitlichen Ablauf; Gesteine, Wasser und Luft schaffen zusammen ein neues Gebilde, indem sie sich an einer dünnen Grenzzone, an der Berührungsfläche der festen Erdkruste mit ihrer atmosphärischen Hülle, gegenseitig durchdringen und beeinflussen. In der Landschaft ist die Stetigkeit der Zeit mit den mannigfaltigen Kräften des Raumes verknüpft, woraus sich ein Rhythmus ihrer Entwicklung ergibt. Dieser äußert sich im periodischen Wechsel von Epochen starker und schwacher Tektonik; lebhafte Gebirgsbildung und langsame Erstarrung der Kontinente folgen in den Millionen Jahren der Erdgeschichte aufeinander.

Die klimatischen (exogene) Einflüsse ergänzen dieses innerbürtige (endogene) Wirken und können die Landschaftsformung sowohl verstärken als auch aufheben. Einerseits gibt es erdgeschichtliche Perioden mit extremen tektonischen und klimatischen Bedingungen, wenn starke Gebirgshebungen mit Eiszeiten und bedeutenden Abtragungsvorgängen verbunden sind, andererseits können innerhalb langer Zeiträume nur geringfügige Veränderungen eintreten, wenn die Gebirgsbildung ruht oder mit der Abtragung im Gleichgewicht ist.

Die Erdoberfläche wurde im Laufe der Erdzeitalter bis zum heutigen Tag geformt und aus ihrer Gestalt wird die Entwicklung erkannt. Aus der Gebirgshöhe kann auf das Maß der vollzogenen Hebung, aus den Tiefen und Breiten der Talauen auf die Erosionsleistung der Flüsse geschlossen werden. Aus Gipfeln und Verebnungen, aus Terrassen und ehemaligen Flußläufen ist das Schicksal der Landschaft als Interferenzbild alles Geschehens ablesbar; die morphologischen Formen sind die überlieferten Zeugnisse ihrer Geschichte.

Den Schlüssel zur Landschaftsentwicklung gibt uns die Kenntnis des Baumaterials und das Ver-

ständnis der wirkenden Energien in ihren zeitlichen und räumlichen Dimensionen. Da die Landschaft nur von mechanischen Kräften geformt wird, gelten für alle ihre Veränderungen eindeutige Kausalgesetze; aber dennoch ist es ungemein schwierig, diesen kaum wahrnehmbaren dynamischen Ablauf zu erfassen bzw. die vielfältigen Vorgänge auf Karten darzustellen.

Landschaftliche Entwicklung vollzieht sich auf der mehr oder weniger starren, stärker oder schwächer beeinflussbaren Erdkruste unter nur teilweise erforschten Wirkbedingungen in unvorstellbar langen Zeiträumen, denn sie ist abhängig

1. vom geologischen Bau
2. von gestaltenden Kräften und
3. von der Zeitdauer.

Dabei wird die Landschaftsformung umso ausgeprägter, je stärker die gestaltenden Energien sind und je länger die Zeit wirken kann; der geologische Unterbau hingegen verhält sich passiv, doch hat jedes Gestein gegenüber den einwirkenden Kräften eine arteigene Wertigkeit.

In dieser Übersicht ist es unmöglich, auf alle Einzelheiten dieser Grundlagen einzugehen, darauf wird im Zuge der Beschreibung der verschiedenen Landschaften*, die deren Schönheit aufzeigen soll, noch hingewiesen. Denn fast jedes Gebiet ist anders geformt und tritt uns als besonderer Landschaftstyp gegenüber, daher kann nur ganz kurz der Einfluß der einzelnen landschaftsgestaltenden Faktoren aufgezeigt werden.

A) Landschaftsgestaltende Faktoren

1. Der geologische Bau

Zwischen Oberflächenform und Beschaffenheit des Baumaterials bestehen gesetzmäßige Beziehungen, somit ist der geologische Bau und insbesondere die Härte und Zerstörbarkeit der Gesteine und Sedimente für die Landschaftsentwicklung von maßgebender Bedeutung. In unserem Raum können folgende drei große geologische Einheiten unterschieden werden:

* Vom selben Verfasser erscheinen in den nächsten beiden Nummern der OÖ. Heimatblätter Beispiele aus der Landschaftsentwicklung Oberösterreichs.

a) Das kristalline Grundgebirge

Der älteste Landschaftsteil Oberösterreichs ist das kristalline Grundgebirge der Böhmisches Masse, das im Erdaltertum zur Steinkohlenzeit, vor etwa 250 Mill. Jahren, aufgefaltet wurde. Dieses alte starre Massiv wird aus Graniten und Gneisen aufgebaut, bei denen Quarz, Feldspat und Glimmer einen lückenlosen Verband bilden. Dadurch ist das Gestein sehr widerstandsfähig und kann nur langsam verwittern, so daß dieses Gebiet sich gewissermaßen als „Härtezone“ im oberösterreichischen Bereich auszeichnet.

Infolge der ständigen, langandauernden Abtragung ist nur noch ein Rumpfbirge vorhanden mit abgerundeten Kuppen und undeutlichen Höhenzügen, deren Streichrichtung als Gipfelfurche teilweise hervortritt. Dazwischen liegen breite Verebnungen, die durch das Einspielen des ehemaligen Entwässerungsnetzes auf das Meeresniveau entstanden sind.

In diesen alten Landschaftsformen hat sich das jetzige Flußsystem infolge neuerlicher Heraushebung der Böhmisches Masse oft steil eingeschnitten, da einerseits die Gesteine sehr hart und fest sind und breite Talbildungen nur schwer zulassen, und andererseits die seit der Landhebung vergangene Zeit relativ kurz ist, bzw. weil die tektonischen Vorgänge noch andauern. Erwähnenswert sind die zahlreichen „Blockmeere“ als Ansammlung von großen festen unverwitterten Gesteinsblöcken, die in der Eiszeit von den Gipsfelsen hangabwärts wanderten.

b) Nördliche Kalkalpen und Flyschzone

Ein ganz anderes Bild wie das alte kristalline Grundgebirge bieten die im Süden des Landes aufragenden Kalkalpen. Sie sind ein junges Faltengebirge, das im Erdmittelalter entstand. Ihre schroffen, hohen Felsgipfel mit den steilen, hellgrauen Wänden umranden das Blickfeld und sind die natürlichsten Grenzen unseres Bundeslandes. Nach Auffaltung der Böhmisches Masse bildete sich südlich davon in der Unteren Triaszeit ein Senkungsraum (Geosynklinale), der vom Meer überflutet wurde und in dem sich verschiedene Sedimente abgelagerten. Im ausgehenden Erdmittelalter, zur Kreidezeit vor ungefähr 120 Mill. Jahren, begann sich aus den Meerestiefen ein

Festland inselförmig herauszuheben. Millionen Jahre hindurch war dieser orogenetische Raum Schauplatz des Ringens der Elemente; Hebungen und Senkungen wechselten ab, Faltungen und deckenartige Überschiebungen von Meeresablagerungen vollzogen sich, so daß oftmals ältere Schichten über jüngere liegen. Gewaltiges erdgeschichtliches Geschehen, dessen Ursachen und Kräfte noch wenig erforscht sind, und unvorstellbare Zeiträume der Gebirgsbildung wurden beansprucht, bis sich die Landhebung endgültig durchsetzte*.

Infolge des gewaltigen Gebirgsdruckes und der erhöhten Temperaturen sind die ehemals losen Ablagerungen zu festen Gesteinen umgewandelt, die nunmehr ein dichtes, zusammenhängendes Gefüge in einem geschichteten Verband aufweisen.

In diesen seinerzeitigen Meeressedimenten sind oft zahlreiche Reste von Pflanzen und Tieren als Fossilien erhalten, mittels denen man das relative Alter der Schichten erkennen kann. Diese Versteinerungen erzählen uns die Geschichte längst vergangener Landschaften, in denen sie lebten; sie geben Auskunft über die Verteilung von Land und Meer, sowie über Klima und Lebensbedingungen der damaligen Zeit.

Die oberösterreichische Alpenregion besteht aus Kalken und Dolomiten, die infolge ihres hohen Karbonatgehaltes leicht verwitterbar und für Niederschlagswasser stark durchlässig sind. Durch das Versickern und Auslaugen treten in ihrem Bereich Verkarstungen, d. h. unterirdische Entwässerungssysteme und Höhlen, auf. Infolge ihrer Durchlässigkeit und der Karstentwässerung bilden die Kalkalpen oft großflächige, wenig gegliederte und von Wasserläufen nicht zerschnittene Hochplateaus, z. B. Plateau „Am Stein“, an deren Basis, an der Grenze zu undurchlässigen Schichten, zahlreiche Quellen zutage treten.

Das rasche Hochwölben dieses Gebirges bedingte ein sehr tiefes, oft klammartiges Einschnitten

* Vermutlich wandert der afrikanische Kontinent (Gondwanaland) nach Norden gegen Eurasien, wodurch die dazwischenliegenden Schichten aufgewölbt und auf ältere Massive aufgeschoben werden, wie dies in der erdgeschichtlichen Entwicklung Mitteleuropas bzw. auch in Oberösterreich zum Ausdruck kommt (siehe Diagramm 3).

der Gewässer. Sogar die Überschiebungen der verschiedenen Meeresablagerungen, wie dies bei der Tektonik des Deckenbaues vorkommt, sind oft noch als Stirnfronten der Kalkalpen sichtbar. In der jüngeren Kreidezeit und im älteren Tertiär (Erdneuzeit), vor ungefähr 70 Mill. Jahren, wurde der geosynklinale Senkungsraum weiter gegen Norden verlegt und in ihm das abgetragene Material des damals bestehenden Alpengebirges eingebracht. Auch in diesem Meeresstrog, der mit unterschiedlichen Ablagerungen (Gerölle, Sand, Kalke und Tone) erfüllt war, vollzogen sich gewaltige Auffaltungen und Deckenüberschiebungen bis endlich auch die „Flyschzone“ als Festland aufstieg.

So entstand ein schmaler, den Kalkalpen vorgelegter und mit diesem tektonisch verbundener Saum aus Sand- und Tongestein, deren Schichten oft steil aufgestellt gegen Süden einfallen (siehe Steinbruch „Hatschek“ bei Gmunden). Da die Flyschgesteine bei der Verwitterung wenig widerstandsfähig und leicht abtragbar sind, ist diese Zone ein stark gegliedertes, sanftes Mittelgebirge, so daß ein großer landschaftlicher Gegensatz zum kalkalpinen Hochgebirge besteht. Letzteres hebt sich mit hohen senkrechten Felswänden (z. B. Kremsmauer) über das Flyschgebiet heraus, wodurch die geologische Grenze zwischen beiden Gebirgsteilen zumeist sehr gut sichtbar wird.

c) Das Alpenvorland

Zwischen dem kristallinen Grundgebirge der Böhmisches Masse im Norden und dem alpinen Hochgebirge bzw. der Flyschzone im Süden erstreckt sich in der Erdneuzeit Festland wurde. Denn die ehemalige Geosynklinale wandert im jüngeren Tertiär, Oligozän-Miozän, weiter gegen Norden, wobei der Südrand der Böhmisches Masse abgesenkt und stellenweise abgebrochen wurde.

In diesem Meeresstrog lagerten sich die Sedimente sowohl der Alpen als auch des kristallinen Grundgebirges ab; demnach ist im Norden, am Rande des alten Massivs, zumeist grobkörniger Sand (Linzer Sand) und im Inneren des Tertiärbeckens feinkörniges Material (Schlier) vor-

handen. Diese Sedimente wurden bisher noch von keiner Gebirgsbildung erfaßt, so daß sie nicht gefaltet und noch in ursprünglicher paralleler Schichtung vorliegen.

Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte vollzog sich infolge Landhebung der Rückzug des Weltmeeres, wodurch das oö. Meeresbecken zuerst ein Süßwassersee und später Festland wurde. Aus dieser Meeresregression entwickelte sich das Entwässerungsnetz der Donau und ihrer Nebenflüsse, das sich nach und nach infolge weiterer Landhebung in die Formationen eintiefte.

Dieser erdgeschichtlich erst zuletzt entstandene Landschaftsraum, der von weichen, unverfestigten und rasch verwitternden Ablagerungen (Molasse) erfüllt ist, hat sich zu einem flachen Hügelland entwickelt, da das Lockermaterial leicht abzutragen und umzulagern war.

Somit wurde die Entstehung von Steilwänden verhindert und es wurden breite Talauen angelegt, in denen sich die Gewässer dahinschlängeln und in unzähligen Armen verzweigen. Entlang der größeren Flüsse sind weite Verebnungen aufgeschüttet, die das Zusammenwirken tektonischer und klimatischer Zyklen aufzeigen. Denn die jüngste Landschaftsformung Oberösterreichs verursachte das Eiszeitalter, als infolge Hochwölbens der Gebirge sich die Klimabedingungen stark veränderten und in Verbindung mit anderen Faktoren eine Vergletscherung bedingten.

Große Eismassen bedeckten die Alpen, und deren Gletscherzungen rückten bis in das Vorland. Sie schürften die Täler, sowie zahlreiche Gletscherseen aus und ließen das Geschiebe als Moränen zurück. Die alljährlichen Schmelzwässer verfrachteten teilweise die von den Gletschern abgetragenen Steine und die vom Eis zerriebenen Feinstteilchen, wodurch breite Schotterfluren abgelagert wurden und zahlreiche Flußverlegungen stattfanden.

So zeigt die Landschaft das Schicksal unserer Erde, sie ist das geschaffene Abbild aller Geschehnisse. Auf dieser dünnen Kruste widerspiegelt sich eine lange, jahrmillionenwährende Vergangenheit, sie wird geprägt von einer ewigen Gegenwart und sie verändert sich in ferner und fernster Zukunft.

Das gegenwärtige Landschaftsbild der drei Großregionen (Kristallines Grundgebirge, Alpengebirge und Alpenvorland) ist morphologisch mit folgenden Seehöhen charakterisiert:

1. Für das kristalline Grundgebirge wurde der Sternstein, derzeit 1125 m Seehöhe, als Beziehungspunkt für die Landschaftsentwicklung ausgewählt.
2. Für die Nördlichen Kalkalpen bieten sich der Hohe Dachstein, mit rund 3000 m, sowie das Plateau „Am Stein“ mit rund 2100 m jetziger Seehöhe an.
3. Für das Alpenvorland ist der Göblberg im Hausruck mit 800 m derzeitiger Seehöhe ein gegebener Fixpunkt.
4. Als Erosionsbasis fast aller oberösterreichischer Flüsse (nur im äußersten Norden des Mühlviertels fließen etliche kleine Gerinne zur Moldau) muß die Donau gelten, die von Passau (287 m) bis Grein (217 m) auf einer Strecke von rund 150 km ein Gefälle von 70 m hat. Ein ähnlicher Niveauunterschied ist auch zwischen Linz und Wien, indem die Donau bei einer Weglänge von 200 km von 250 m Seehöhe auf 150 m abfällt; aber von Wien bis zu ihrer Mündung in das Schwarze Meer hat sie für ihre Stromlänge von rund 1900 km nur 150 m Gefälle, da dieser Raum noch im Oberpliozän und in der Alteiszeit vom Meere überflutet war.

2. Die landschaftsgestaltenden Kräfte*

Auf die dünne Erdkruste, aufgebaut aus verschiedenen Gesteinen, wirken die Kräfte der Gebirgsbildung (Tektonik) als Folge von Druck und Spannung, verursacht durch die Abkühlung und Rotation unseres Gestirnes, ein.

Diese ständigen Gleichgewichtsstörungen in der Erdrinde führen zu Auffaltungen und Bruchbildungen einzelner Landschollen oder sie bewirken Hebungen und Senkungen, ja sogar Wanderungen ganzer Kontinente, sowie Überflutung und Rückzug der Weltmeere.

Die Tektonik, als innerbürtige, gewaltige Energie, wirkt großräumig mit dem jeweilig vorhandenen Baumaterial, andererseits wird die Erdoberfläche auch von außerbürtigen Faktoren

beeinflusst, die sich aus der Stellung unseres Planeten zur Sonne ergeben. Von ihr empfangen Lufthülle, Wasserflächen und Festländer enorme Strahlungsenergien und, da jede Zone auf diese zugeführten Hitzemengen anders reagiert, entstehen bedeutende Gegensätze bei der Erwärmung, die sich in der Atmosphäre auszugleichen versuchen und als „Klima“ zur Landschaftsentwicklung beitragen. Bestrahlung und Temperatur, Niederschlag und Wind, kurz die klimatischen Bedingungen, sind unablässig als Verwitterungskräfte tätig, wodurch Steine zertrümmert, zersetzt oder gelöst werden, wobei deren verschiedensten Eigenschaften, wie Festigkeit, Gefüge, Korngröße, mineralische Zusammensetzung, Schichtung und Schieferung, die Art und den Grad der Zersetzung bzw. die Löslichkeit durch Wasser und organischen Säuren bestimmen. Bei allen Verwitterungsvorgängen ist festes Gestein widerstandsfähiger als lockeres Feinmaterial, daher wird dieses leichter abgetragen und verfrachtet.

Außerdem vollzieht sich ständig schon bei kleinster Hangneigung ein flächenhafter Abtrag (Denudation), indem die Feinstteilchen abgeschwemmt und am Hangfuß abgelagert werden (Kolluvium).

Da die klimatische Landschaftsentwicklung von der geographischen Breite, aber auch von der Meeresnähe, sowie von der Seehöhe und Himmelsrichtung (Exposition) abhängig ist, wird die Vielfalt dieser exogenen Kräfte noch unermesslich variiert. Damit ist die Zuordnung zu einer jeweiligen Klimazone mit dem Einwirken bestimmter Energien und mit deren örtlich gegebenem Ausmaß verknüpft und dieser gesetzmäßige Ablauf des Klimageschehens und der dadurch bedingten Landschaftsentwicklung kann nur durch einen Wandel der herrschenden Kräfteverhältnisse verändert werden, so daß die Tektonik letzthin auch dafür maßgebend ist. Denn (exogene) Verwitterungsprozesse würden gleichblei-

* Der Begriff „Kraft“ wird nicht physikalisch als Ursache der Beschleunigung, sondern allgemein als Einwirkung auf die Erdoberfläche bzw. als gestaltender Faktor der Landschaftsform angewandt, ohne den sich keine Entwicklung vollziehen würde.

bend und ungestört verlaufen, wenn keine tektonischen (endogenen) Vorgänge tätig wären.

Doch das Klima bewirkt nur eine Feinmodellierung des geologischen Baues und ist somit der modifizierende und differenzierende Faktor in der Formung der Landschaft, die dadurch ihre eigenartige Schönheit und besonderen Zauber erhält. Hitze und Frost zersprengen die Felsen (physikalische Verwitterung), Regen und Wind bringen die Teilchen in Bewegung. Die Schwerkraft verursacht Bergstürze und Rutschungen, sie zwingt das Wasser zum Fließen, das als bedeutender Energiefaktor ununterbrochen wirksam ist. Die Niederschläge fördern die chemische Verwitterung des Feinmaterials, so daß in feuchtwarmen Klimaten eine tiefgründige Zersetzung der Böden eintritt. Außerdem können die Pflanzenwurzeln und sogar verschiedene Mikroorganismen Gesteine zersetzen (biologische Verwitterung). Doch von all diesen Erscheinungen tritt das Wasser als Lösungs- und Transportmittel überaus wirkungsvoll hervor, insbesondere wenn es mit Säuren (Kohlensäure, Huminsäuren) oder sonstigen Lösungsmitteln gesättigt ist. Es kann dann Karbonate, Eisen- und andere Verbindungen zersetzen, wobei höhere Temperaturen diese chemischen Prozesse beschleunigen.

Aber noch größere Wirksamkeit erhält es durch die Schwerkraft beim dynamischen Fließen, wenn es als Gerinne oder in fester Form als Gletschereis schürfend auf die Erdoberfläche einwirkt und gleichzeitig das abgetragene Material verfrachtet. Da es sich im ständigen Kreislauf befindet, hat der Wasserhaushalt, die Bilanz von Niederschlag, Ablauf und Verdunstung, für jede Klimazone, ja sogar für jeden Ort, einen charakteristischen Wert, der neben den Temperaturverhältnissen sowohl für die Vegetation als auch für die Landschaftsformung eines Gebietes eine entscheidende Bedeutung erhält; dabei ist die abtragende Wirkung der fließenden Gewässer von der Widerstandsfähigkeit der Gesteine und vom Relief abhängig. Im humiden Klimabereich summieren sich die exogenen Kräfte und sind als Flußenergie besonders wirksam. Von dieser wird die Landschaft maßgebend geformt, indem sie als wichtigster Transport- und Auslesefaktor nicht nur feinste Schwebstoffe sondern auch große

Blöcke wegführen und ablagern kann, wobei sie gleichzeitig eine Sortierung nach Korngröße vollzieht.

Da die Bäche und Flüsse ihr Gefälle immer auszugleichen versuchen, schneiden sie sich bei Landhebung in das Gebirge ein (Tiefenerosion), aber in Ebenen lagern sie an strömungsschwachen Stellen das abgetragene Material wieder an (Akkumulation). Ihre Energie ist abhängig von der Strömungsgeschwindigkeit und Wassermenge, daher wirken Hochwässer besonders verheerend und laufverändernd, indem sie infolge Seitenerosion die Uferwände zerstören. Ihre Gefälle wird angepaßt der jeweiligen Erosionsbasis, die im allgemeinen ein Mündungsniveau darstellt; örtlich jedoch kann auch ein harter Gesteinsfelsen die weitere Einschneidung verzögern und somit Flußlauf und Flußarbeit wesentlich beeinflussen.

Im Hochgebirge und in Polnähe bedecken Schnee und Eis große Gebiete, wodurch das Land zwar verhüllt aber der Erosion trotzdem preisgegeben wird. Die Gletscher schaffen neue Formen, durch sie werden Kare, Trogtäler und Zungenbecken ausgeschürft, sowie Moränen abgelagert.

Alle diese Kräfte bewirken ein andauerndes Zerstören der ursprünglichen Landschaftsgestalt und bezwecken die Einebnung der Flächen durch Abtragung der Höhen und durch Ablagerung in den Tiefen. Die tektonischen Vorgänge verstärken die Landschaftsentwicklung, denn durch Landhebung müssen sich die Flüsse in ihren Untergrund eintiefen, womit ihr Gefälle der absinkenden Erosionsbasis angeglichen wird. Dabei schneiden sich große Gewässer stärker ein als kleine, da diese infolge geringerer Energie in der Erosion zurückbleiben, so daß eine Versteilung der Gefällsverhältnisse zum Oberlauf und eine Verstärkung der Reliefsenergie eintritt (siehe Diagramm 1). Bei tektonischer Absenkung jedoch wird das Gefälle sowie die Tiefenerosion und damit die Reliefsenergie verringert; die Flüsse müssen sodann ihre Geschiebe und Schwebstofffracht ablagern, wodurch vielfältige Verzweigungen des Gewässernetzes und Mäanderbildungen eintreten. Das Mündungsgebiet und der Unterlauf der Flüsse werden vom vordringenden Meer überflutet, wo-

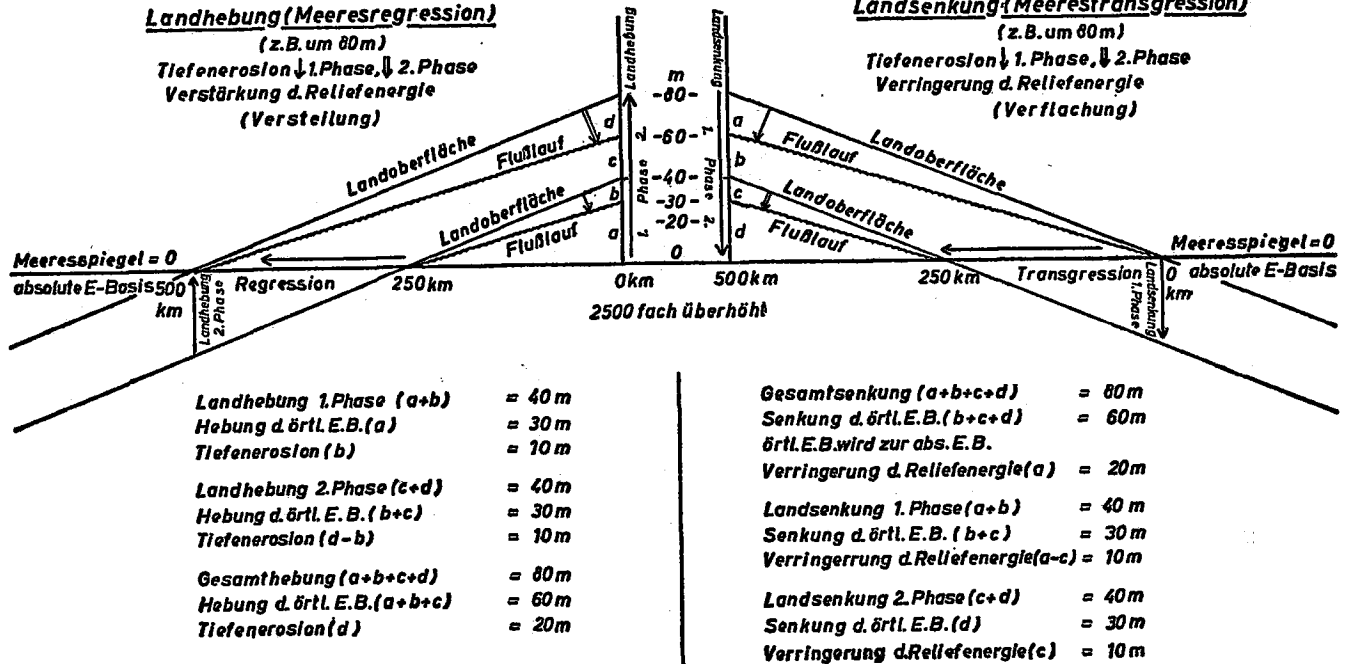
Schematische Darstellung der

Landhebung (Meeresregression)

(z.B. um 80m)
Tiefenerosion ↓ 1. Phase, ↓ 2. Phase
Verstärkung d. Reliefenergie
(Versteilung)

Landsenkung (Meerestransgression)

(z.B. um 80m)
Tiefenerosion ↓ 1. Phase, ↓ 2. Phase
Verringerung d. Reliefenergie
(Verflachung)



Entwurf: Dipl.-Ing. DDR. V. Janik
Zeichnung: Herbert Kovatsch

Diagramm 1

durch die Erosionsbasis gehoben und der Flußlauf verkürzt wird.

Landschaftsformen sind somit das Spiegelbild aller einwirkenden, geotektonischen und klimatischen Energien; dabei können die Einebnungen als Entropievorgang im Sinne der Herstellung des Gleichgewichtes zwischen Oberflächenform und den exogenen Kräften bezeichnet werden, während die Tektonik diesen Ausgleich verhindert und stets neues Ungleichgewicht schafft.

Da aber alle Schwankungen des Meeresspiegels nur am Festland, gleichsam wie an einem Pegel abgelesen werden können, muß man dieses Mündungsniveau als absolute Erosionsbasis, unterhalb der keine Eintiefung der Flüsse stattfinden kann, stets konstant mit 0 m Seehöhe annehmen. Denn nur so ist es möglich, frühere Landschaften zu rekonstruieren, und dies wird auch deshalb notwendig, weil wir die gegenwärtigen

Höhenkoten ebenfalls auf den Meeresspiegel mit 0 m beziehen.

3. Die landschaftsgeschichtliche Zeit

Obwohl Oberösterreich im Norden Anteil am paläozoischen Grundgebirge hat, und im Süden von mächtigen mesozoischen Schichten aufgebaut wird und außerdem in der Flyschzone oberkretazische und alttertiäre Sedimente vorliegen, kann seine Landschaftsentwicklung nur bis zu dem im Obermiozän beginnenden Meeresrückzug, bis etwa 17 Mill. Jahren, zurückverfolgt werden. Somit sind von den rund 2 Milliarden Jahren der geologischen Datierung, seit der Urzeit der Erde, da der feurig-flüssige Planet sich abgekühlt und eine feste Kruste gebildet hat, aus dem Landschaftsbild nur die Ereignisse der letzten Phasen des jüngsten Erdzeitalters ablesbar, und es kann kaum 1 Prozent der gesamten

Erdformationen landschaftsmorphologisch rekonstruiert werden (siehe Zeittafel). Denn wie jede Geschichtsschreibung verlieren sich auch in der Landschaftsgeschichte mit zunehmender Vergangenheit die sicheren Anhaltspunkte, da die überlieferten Belege und Beweise nicht mehr eindeutig zusammenfügbar sind, so daß zwar eine relative Zeitbestimmung, aber keine absolute Datierung ermöglicht wird. Landschaftsentwicklung ist Veränderung in der Zeit, wobei letztere am Ergebnis der einwirkenden Kräfte faßbar wird.

Die landschaftsgeschichtliche Zeit ist gleichsam die Gegenwart der Erdgeschichte, denn im allgemeinen sind nur die Landformen der jüngeren Erdneuzeit, des Jungtertiärs und Quartärs, datierbar. Landschaften des Alttertiärs und des Erdmittelalters oder gar des Erdaltertums wurden bereits so stark abgetragen bzw. tektonisch verstellt, daß keine zusammenhängenden Flächensysteme erkennbar sind. Für diese Gebiete vermag die Paläogeographie auf Grund der vorgefundenen Sedimente und Fossilien zwar eine großräumige Verteilung der Kontinente und Meere nachzuweisen, aber Einzelheiten der Landschaftsgestaltung nicht mehr zu ergründen. Die erfaßbare Zeit der Landschaftsentwicklung kann zumeist ab Landwerdung der jüngsten Geosynklinale nach Rückzug des Meeres veranschaulicht werden, wobei die Geologie und Paläontologie die Entstehung und Art der Sedimente erforscht. Im allgemeinen wird das Aufsteigen einer Landschaft infolge tektonischer Hebungen leichter darstellbar als deren Absenkung, insbesondere wenn diese mit einer Meeresüberflutung verbunden ist, da die Hebungsbeträge an den Flächen wie an einem Pegel abgelesen werden können. Die jetzige Landschaftsfläche ist das erdgeschichtliche Augenblicksbild der Hebungs- und Abtragungsvorgänge, das in Oberösterreich nicht nur auf exogene Einflüsse, sondern auch auf das Wirken starker tektonischer Kräfte hinweist. Im Höhenunterschied zwischen den gegenwärtigen Talauen und den hochgelegenen Verebnungsflächen, die bei Hebungsvorgängen stets älter als jene sind, ist die seit ihrer Anlage vergangene Zeit präsent, deren Dauer nur überschlägig eingeschätzt werden kann.

Überhaupt ist derzeit noch die Genauigkeit der Altersbestimmung das größte Problem der Land-

schaftsforschung, denn einerseits kann man das stetige, langsame und in geologischen Dimensionen sich vollziehende Entwickeln der Landschaftsgestaltung nicht mit einem fixen Zeitpunkt, sondern nur mit einem gewissen Zeitraum verknüpfen, und andererseits fehlen für diesen Abschnitt der Erdgeschichte bis jetzt noch absolute Datierungen. (Vielleicht eröffnen sich aus den Untersuchungen über den Paläomagnetismus der Erde hiefür neue Möglichkeiten). Denn mit der C^{14} -Methode vermag man nur etwa 30.000 Jahre zurückzublicken und die Altersbestimmungen mit anderen Elementen bzw. Isotopen (Kalium-Argon, Rubidium-Strontium, Uran-Blei) geben annähernd bloß die verflossene Zeit seit der Abkühlung verschiedener Minerale an und sind somit für die morphologische Forschung ungeeignet.

Somit kann die zeitliche Entstehung alter Landoberflächen nur mit vorhandenen Fossilien und Ablagerungen oder mit dem geologisch-tektonischen bzw. klimatischen Geschehen in Verbindung gebracht werden.

Weiters können auch Bodenuntersuchungen vorzügliche Hinweise für die Altersstellung von Ebenheiten geben, da die Bodenbildung von den gleichen Faktoren wie die Landschaftsentwicklung, d.h. vom Ausgangssubstrat, von der Verwitterung und von der Zeit abhängig ist. Bodenkundliche Studien, insbesondere Untersuchungen über die Mikromorphologie ermöglichen aus der Tonbildung und Tonwanderung Rückschlüsse auf das Alter der Böden zu ziehen und dadurch eine relative Einstufung der Flächensysteme herzustellen. Daher wird es öfters notwendig, bei den Beschreibungen der Landschaftsräume auf die vorhandenen Bodenbildungen hinzuweisen, um die morphologische Altersstellung aufzuzeigen. Ältere Verebnungen weisen intensivere Bodenbildungen, stärkere Entkalkung und Verlehmung als jüngere auf, und dies kann auch analytisch festgestellt werden. Am besten und sehr eindrucksvoll enthüllen mikromorphologische Untersuchungen durch die Anzahl, Farbe und Doppelbrechung der kolloidalen Toneisenhydroxyde das Alter der Böden, wodurch eine altersmäßige Einordnung von nicht erodierten Flächen ermöglicht wird.

B) Der zeitliche Ablauf der Landschaftsentwicklung

Zwecks Darstellung vergangener Landschaften müssen einerseits die von der Geologie und Paläontologie erforschten Ablagerungen und Fossilien als gesicherte Beweise gelten, andererseits aber auch die morphologischen Belege herangezogen werden.

1. Geologisch-paläontologische Beweise

In Bezug zur Landschaftsentwicklung liegen vor allem im Alpenvorland geologisch-paläontologische Beweise vor, indem in der ehemaligen Geosynklinale bis 3000 m mächtige, feinkörnige (tonige) Ablagerungen, in Oberösterreich Schlier genannt, vorhanden sind. In diesen Schichten wurden zahlreiche fossile Arten der marinen, salzliebenden Mikro- und Makrofauna z. B. Foraminiferen, Muscheln, Gastropoden u. a. gefunden, wodurch die miozäne Transgression eines Weltmeeres, der Tethys, bewiesen ist (43). Außerdem liegen stellenweise am Südrand der Böhmisches Masse grobkörnige Sande (Linzer Sande), die eine ehemalige Küstenlinie markieren.

Die große Mächtigkeit dieser Ablagerungen weist auf ein langsames, ständiges Absinken ihres kristallinen Untergrundes in jener Zeit hin, und der damalige Meeresspiegel war das Mündungsniveau aller Flüsse, d.h. die absolute Erosionsbasis mit der Seehöhe Null Meter, unterhalb der sich keine Einschneidung vollziehen konnte. Andererseits bedingte die langandauernde Meeresüberflutung vom Unter- bis Obermiozän, d.h. durch etwa 8 Mill. Jahre, das Einspielen der Küstenebenen auf das Meeresniveau, so daß diese Flächen etwas über Null Meter lagen. Dadurch ist ein ursächlicher Zusammenhang zwischen dem Höchststand des Miozänmeeres und den weiten Verebnungsflächen des Mühlviertels bei 600 bis 640 m jetzige Seehöhe als ehemalige Küstenebene gegeben, so daß die Rekonstruktion einer Urlandschaft ermöglicht wird, aus der sich jüngere Landschaftsformen entwickelten. Somit ist in Oberösterreich nur die Landschaftsprägung ab Obermiozän (Jüngere Erdneuzeit) erklärbar, und ältere Landschaftsformen können nicht mehr ein-

deutig einer bestimmten Periode zugeordnet werden.

Einen weiteren paläontologischen Beweis liefern die bei etwa 600 m Seehöhe vorkommenden, kohlenführenden Süßwasserschichten des Hausrucks, die ein unterpliozänes Alter der Braunkohlen aufzeigen, wodurch die darüber liegenden bis 800 m Seehöhe befindlichen (hangenden) Schotter des Hausrucks und Kobernaußeraldes gegen das Ende des Unterpliozäns zum Beginn des Mittelpliozäns gestellt werden müssen (41). Die unter den Kohlenflötzen, d.i. unterhalb von 600 m Seehöhe, vorhandenen Liegend-Schotter, die teilweise mit kieseligen Bindemitteln verkitet wurden, sind jedoch älter als die Braunkohle und müssen dem Unterstpliozän zugeordnet werden. Solche fossile, quarzitisches Schotter (Quarzitkonglomerate) findet man auch im Sauwald bei Münzkirchen in 570 m Seehöhe; diese können daher als gleich alt und ebenfalls als unterstpliozäne Ablagerung gelten.

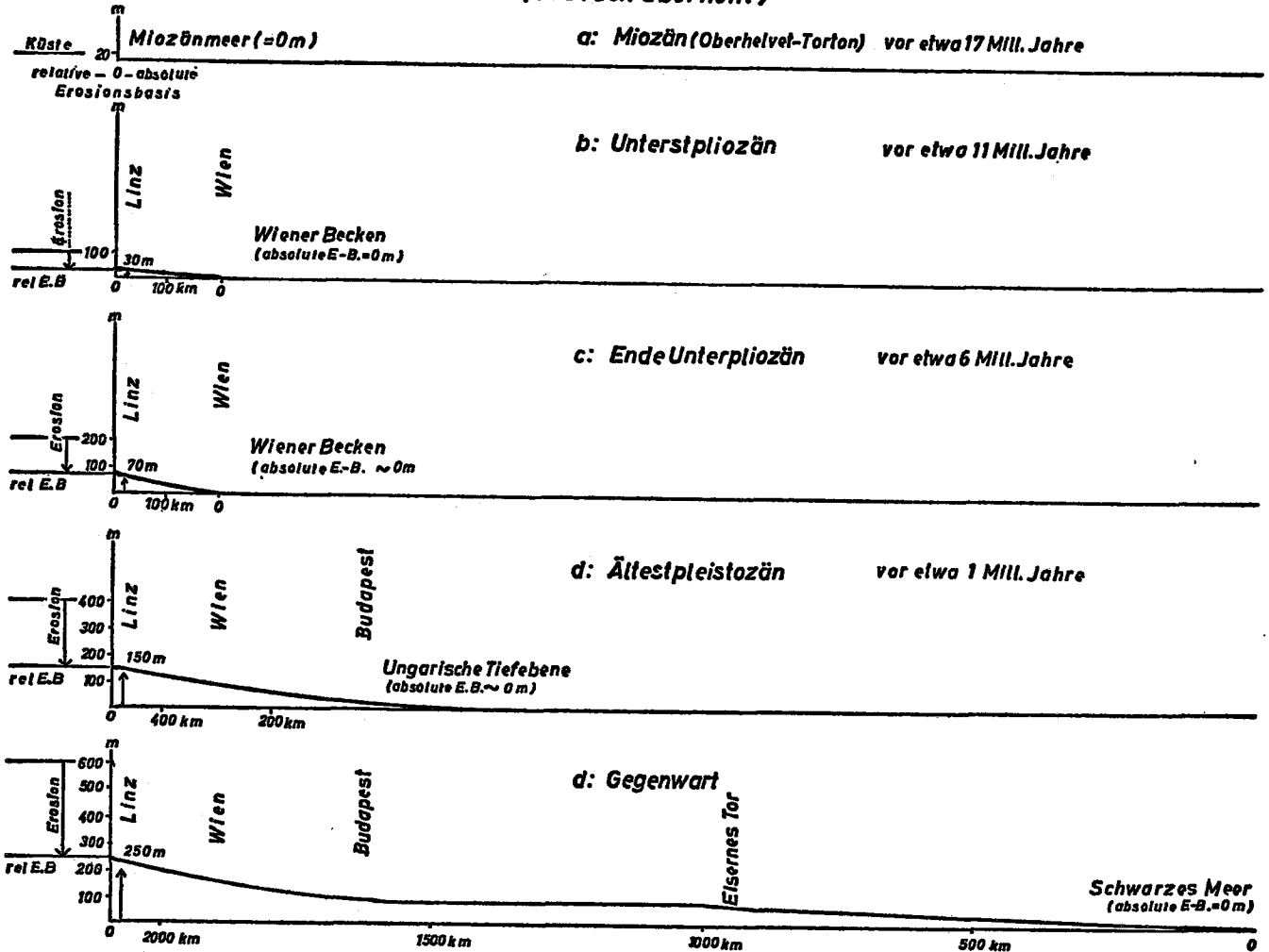
Zu obigen Belegen kommen noch verschiedene Schotter-, Sand- und Lößvorkommen, die z.gr.T. bereits der Eiszeit, der jüngsten Landschaftsgeschichte zugehören und in den jeweiligen Landschaftsräumen beschrieben werden. Außerdem zeigen die Sedimente des Wiener Raumes und der Ungarischen Tiefebene, daß diese Gebiete noch im Pannon (Unterpliozän), bzw. das Alföld bis in das Altpleistozän (46) vom Meere überflutet waren. Somit vollzog sich in der jüngeren Erdneuzeit ein Meeresrückzug von Oberösterreich (Helvetmeer) zum Wiener Becken (Pannonmeer = Unterpliozän) ständig weiter gegen Osten bis zum Schwarzen Meer, woraus sich der jetzige Donaulauf entwickelte (siehe Diagramm 2).

2. Landschaftsmorphologische Folgerungen

Aus diesem eindeutigen Meeresrückzug und der Entwicklung des Entwässerungsnetzes müssen entsprechende Folgerungen für die Landschaftsformung gezogen werden. Denn das Mündungsniveau der Donau, das zu allen Zeiten als allgemeine Erosionsbasis mit Seehöhe Null gelten muß, wurde seit dem Miozän schrittweise gegen Osten bis in das Schwarze Meer verlegt. Dadurch erst entstand ein Gefälle für den Donau-

Schematische Darstellung der Entwicklung des Donaulaufes als Folge der Meeresregression vom Linzer Raum bis zum Schwarzen Meer.

(500fach überhöht)



Entwurf: Dipl.-Ing. DDR. V. Janik

Zeichnung: Herbert Kovatsch

Diagramm 2.

lauf, dessen Länge während dieser Zeit, von Linz aus gesehen, auf 2100 km anwuchs. Bei dieser Entwicklung hat sich die Donau stets auf das Meeresniveau Null des jeweiligen Mündungsraumes mit einem der Weglänge entsprechenden, ziemlich gleichmäßigen Gefälle eingestellt, denn so ein mächtiger Strom kann seine Gefälle Strecke mühelos ausgleichen; gleichzeitig wurde sie zur örtlichen (relativen) Erosionsbasis, d.h. zum Mündungsniveau ihrer Nebenflüsse.

Da die Donau jetzt östlich von Grein, beim Verlassen Oberösterreichs, 217 m über dem Meeresspiegel bzw. in Linz bei 250 m Seehöhe fließt, ist diese mit dem kristallinen Grundgebirge fest verankerte Höhe der Hebungsbetrag der Erosionsbasis seit dem vor etwa 17 Millionen Jahren beginnenden Meeresrückzug. Entsprechend dem Donaugefälle wird dieses Niveau gegen Westen (bei Passau 287 m) höher und ihm müssen alle Nebenflüsse ihre Gefälle anpassen, so daß die

Donau für fast alle oberösterreichischen Gerinne den tiefsten Punkt der möglichen Einschneidung festlegt. Nur im nördlichen Mühlviertel, wo die Bäche gegen Norden fließen, wird die Höhe der allgemeinen Erosionsbasis von der Moldau bestimmt.

Doch aus den vorangegangenen Darlegungen ergibt sich, daß die Hebung der Erosionsbasis bei Linz von 0 auf 250 m nur ein Teil der tektonischen Aufwärtsbewegung ist, da diese seit dem Meeresrückzug mit rund 620 m angenommen werden muß. Die jetzige Höhenlage der ehemaligen, küstennahen Verebnungsflächen sind somit Zeugnisse der vollzogenen Landhebung, und aus der Landschaftsentwicklung kann deren Ablauf rekonstruiert werden. Denn außer dem Meeresrückzug und der Hebung der Erosionsbasis der Donau fand eine Eintiefung der Flüsse auf die jeweilige Donauhöhe statt und diese Erosionsvorgänge sind am Landschaftsbild deutlich sichtbar. Denn die Landschaft ist das Spiegelbild dieser Geschehnisse, zeigt jedoch nur die Differenz zwischen der gesamten Landhebung und der Hebung des Entwässerungsniveaus als Tiefenerosion an.

Für eine solche „aufsteigende“ Landschaft wurde von W. Penck (40) die Gesetzmäßigkeit ihrer Formung erkannt. Diese wird bedingt durch das Absinken der örtlichen Erosionsbasis, jenes Niveaus, auf das sich die Gerinne einspielen müssen und oberhalb dem sie eine einschneidende und ausfurchende Wirksamkeit haben. Dadurch erfährt die Landschaft eine Versteilung der Gefällsverhältnisse und somit eine Zunahme der Reliefenergie als Folge des stärkeren Eintiefens der Flüsse, die sich an die zurückweichende Erosionsbasis anpassen müssen. Andererseits tritt aber auch infolge Rückzug des Meeres, wenn die Landhebung rasch vor sich geht, ein Anstieg dieser örtlichen Erosionsbasis ein, wobei dieser Betrag als Hebung des Donaulaufes erkennbar wird. Der Gesamtbetrag des tektonischen Wirkens ergibt sich somit aus der Summe der beiden Vorgänge, wobei der Meeresrückzug nur indirekt, großräumlich und geologisch faßbar am Festland wahrnehmbar wird, indem sich die Verebnungsflächen auf die jeweilige Erosionsbasis einspielen; das Eintiefen der Flüsse jedoch kann

an der Landschaftsgestaltung direkt abgelesen werden (Diagramm 1).

Ein gegensätzliches Bild hiezu bietet uns die „absinkende Landschaft“, bei der eine Verflachung der Gefällsverhältnisse und eine Verringerung der Reliefenergie eintritt. Bei der „Gleichgewichtslandschaft“ hingegen wird die Landhebung durch den flächenhaften Abtrag aufgewogen, so daß sich keine bedeutenden Veränderungen im Relief ergeben.

Da hochgelegene Flächensysteme und Terrassen sowie aufgelassene Flußarme und abgelagerte Schotter über dem Talniveau eine Landhebung anzeigen, dient ihre Datierung und ihr Höhenunterschied zur Bestimmung der Hebungsbeträge seit ihrer Anlage, und mit ihnen kann auch eine unterschiedliche Tektonik in den einzelnen Regionen aufgezeigt werden. Aus den vorhandenen Belegen und morphologischen Formen ergeben sich nachstehende Schlüsse und Bilder für die Landschaftsentwicklung Oberösterreichs, wobei sowohl die zeitlichen als auch die höhenmäßigen Zuordnungen nur als allgemeine Richtlinien gelten können. Indem sich die Landschaftsentwicklung äußerst langsam und in geologischen Zeiträumen vollzieht, ist die Rekonstruktion der ehemaligen Seehöhe, z.B. eines Berggipfels, nicht mit einem gewissen Jahr, sondern nur mit einer bestimmten Stufe des Erdzeitalters verknüpfbar; auch können die seither stattgefundenen Abtragungen nicht angegeben und berücksichtigt werden, wodurch auf Meter genaue Angaben unmöglich sind.

3. Die Landschaftsgenerationen Oberösterreichs

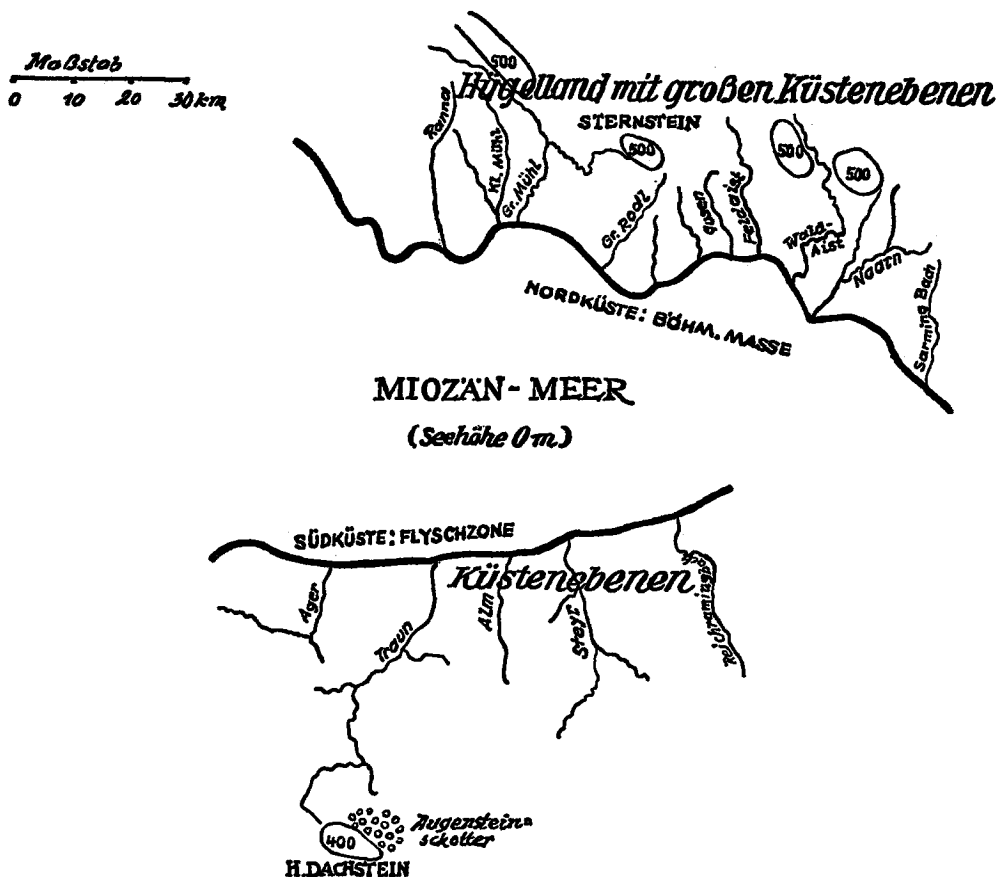
Da jedes Landschaftsbild aus einer früheren Phase der Gestaltung hervorgeht, ist eine Aufeinanderfolge von Formungen vorhanden, die man als Landschaftsgenerationen bezeichnen und nach ihrem jeweiligen Alter unterscheiden kann. Von den unzähligen Hinweisen, die uns die Jetztlandschaft zur Erklärung ihrer Entwicklung liefert, greifen wir nur die besonders ausgeprägten und geologisch-paläontologisch gesicherten Marken heraus, um die Gestaltung in den Jahrmillionen aufzuzeigen. Da in Oberösterreich nur die Landschaftsprägung seit dem Obermiozän deutbar ist, können ältere Landschaftsformen

nicht mehr sicher datiert und müssen einer „prä-miozänen Ausgangslandschaft“, die unbedingt älter als das Miozänmeer, d.h. älter als rund 25 Mill. Jahre ist, zugeordnet werden. Zu ihr gehören vor allem die Gipfelfluren des Böhmerwaldes und alle hohen Einzelkuppen sowie die über 800 m gelegenen Hochflächen des Mühlviertels. Vermutlich haben sich die Verebnungen des Breitluserwaldes südöstlich Hellmonsödt bei 860 m auf ein Niveau im südböhmischen Raum der (mittleren Erdneuzeit) eingespielt, wobei sich die ehemalige Entwässerung nach Norden, erkenntlich an den Abdachungsflächen, vollzog.

Doch alle diese Gipfeln und Hochebenen lagen damals bedeutend tiefer und von diesem, uns noch unbekannten Niveau, erfolgte ein Absinken der Böhmisches Masse infolge Nordwärtswanderung der Geosynklinale, wodurch der Südrand des Grundgebirges vom Tethysmeer überflutet wurde (siehe Tabelle 1).

Daher sind große Teile des alten Massivs von Meeresablagerungen überdeckt und deren große Mächtigkeit (bis 3000 m!) läßt auf ein langsames Absinken des einstigen Festlandes während des Unter- und Mittelmiozäns (rückbezogen zwischen 25 und 17 Millionen Jahren) schließen. In

Die Urlandschaft des Obermiozäns in O.Ö (vor ca. 17. Mill. Jahren)



Entwurf: Dipl. Ing. DDr. V. Janik

6

Bezug der morphologischen Formung muß diese Zeitperiode als „absteigende Landschaft des Miozäns“ bezeichnet werden. In diesem geologischen Erdzeitalter verlieren sich die Spuren der Landschaftsentwicklung, denn man kann nur am Südrand der Böhmisches Masse den jetzt vorhandenen Abfall von etwa 860 auf 640 m derzeitiger Seehöhe hineinverlegen.

Da sich mit Beginn des Meeresrückzuges im Obermiozän (Oberhelvet-Torton), der vor etwa 17 Millionen Jahren eingeleitet wurde, ein tektonischer Wandel von der früheren Landsenkung zur Landhebung (steirisch-attische Hebungsphase) vollzogen hat, ist die Zuordnung der großen Verebnungsflächen des Mühlviertels um 620–640 m derzeitiger Seehöhe, die beim Höchststand des ehemaligen Miozänmeeres angelegt wurden, für diese Zeitepoche als „Urlandschaft“ gegeben. Der Sternstein lag somit damals etwa 500 m über der Küstenebene, wobei diese Höhenangabe nur ein annähernder Anhaltspunkt, bezogen auf das Oberhelvet, darstellt und die seither stattgefundene Abtragung unbestimmt bleibt (Skizze 1).

Zu dieser Urlandschaft kann in den Nördlichen Kalkalpen die ursprünglichste Lagerstätte der Augensteinschotter am Gjaidstein, bei rund 2700 m zugerechnet werden (50), die entsprechend dem Gefälle zum Miozänmeer in rund 100 m Seehöhe abgelagert wurden. Daher war der Dachsteingipfel, der als Inselberg aus der damaligen subtropischen Landschaft herausragte, zu jener Zeit etwa 400 m hoch (dabei bleibt der Abtrag gleichfalls unberücksichtigt). Aus dieser Gegenüberstellung ergibt sich, daß der Sternstein vor ungefähr 17 Millionen Jahren um rund 100 m höher war als der Hohe Dachstein, so daß man auf eine sehr unterschiedliche Heraushebung der beiden Großregionen, d. h. des kristallinen Grundgebirges und der Nördlichen Kalkalpen, schließen kann.

Mit dem weiteren Meeresrückzug gegen Osten entwickelte sich das Entwässerungssystem der Donau, wobei diese vorerst nur ein sehr geringes Gefälle aufwies, und als nächster wirksamer Gestaltungsfaktor der Landschaftsformung muß das Absinken des Wiener Beckens und das Eindringen des Weltmeeres in diesem Raume betrachtet werden. In dieser „Uraltlandschaft“ des Un-

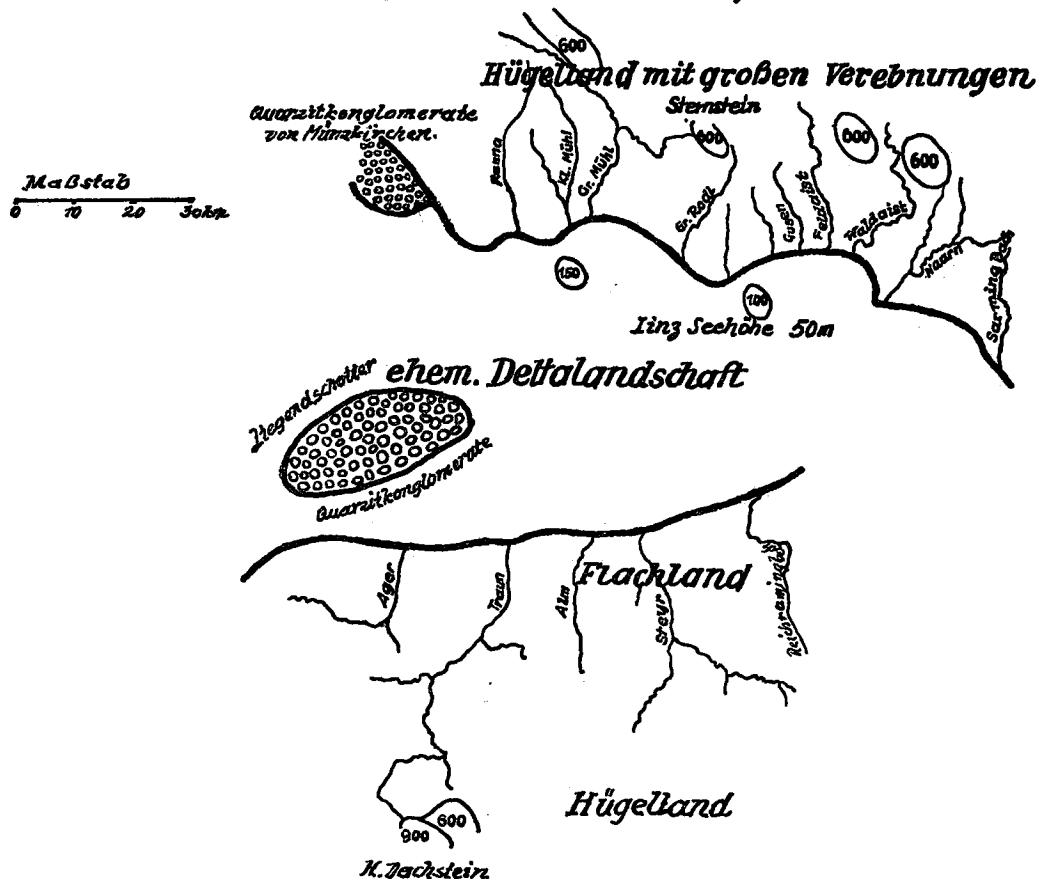
terstpliozäns, vor ungefähr 11 Millionen Jahren, wurden sowohl die Schotter von Münzkirchen als auch die im Liegenden der Hausruckkohle abgelagert. Beide sind durch kieselige Bindesubstanz stark verkittet (Quarzitkonglomerate), da infolge des subtropischen Klimas eine Lösung und Wanderung der Kieselsäure bzw. ihre Ausfällung im geeigneten Milieu stattfand, wodurch die abgelagerten Schotter örtlich konglomeriert wurden (Skizze 2).

Da die Münzkirchner Schotter am Pitzenberg jetzt in 560–570 m Seehöhe (10) liegen, aber die Donau damals zum meeresbedeckten Wiener Raum nur ein geringes Gefälle hatte, kann angenommen werden, daß sie bei ungefähr 50 m Seehöhe abgelagert wurden. Dasselbe gilt für die Quarzitkonglomerate unterhalb der Hausruckkohle, die sich ebenfalls bei etwa 570 m Seehöhe befinden, so daß Linz damals bei rund 30 m lag, und sich die Donau im Alpenvorland in vielfach verzweigten Armen dahinschlängelte. (Ein ähnliches Landschaftsbild bietet heute Südrumänien). Aus dieser Zeit stammt somit das Flächensystem des Mühlviertels und des Sauwaldes bei 560 m heutiger Seehöhe, wodurch der Sternstein damals eine Erhebung von rund 600 m war. Das feuchtwarme Klima bedingte aber auch die Ausbildung weiter klimamorphologischer Verebnungsflächen, die sich auf den unterschiedlichen geologischen Bauelementen gleichermaßen ausbreiteten. Da sich die Landhebung mit dem Flächenabtrag im Gleichgewicht befand, entwickelte sich die Gleichgewichtslandschaft des Unterstpliozäns. Am Dachsteinmassiv wurde das Plateau „Am Stein“ angelegt, wodurch dieses rund 100 m Seehöhe aufwies, entsprechend dem Gefälle zur Donau bzw. zum Pannonmeer; der Hohe Dachstein hatte ungefähr 900 m Seehöhe und war ein Inselberg der damaligen Landschaft.

Gegen das Ende des Unterpliozäns, vor ungefähr 6 Millionen Jahren, war das Wiener Becken noch ein brackischer Süßwassersee mit geringer Seehöhe über Null, da die Ungarische Tiefebene noch Meer war. Somit floß die Donau im Linzer Raum, entsprechend ihrem geringen Gefälle, bei ungefähr 70 m Seehöhe.

Aus dieser Zeit stammt der Hausruck- und Kobernaußerswaldschotter, der damals bei ungefähr

Die Ur-Altlandschaft des Unterstpliozän in O.Ö. (vor ca. 11 Mill. Jahre)



Entwurf: Dipl. Ing. DDr. V. Janik

Skizze 2

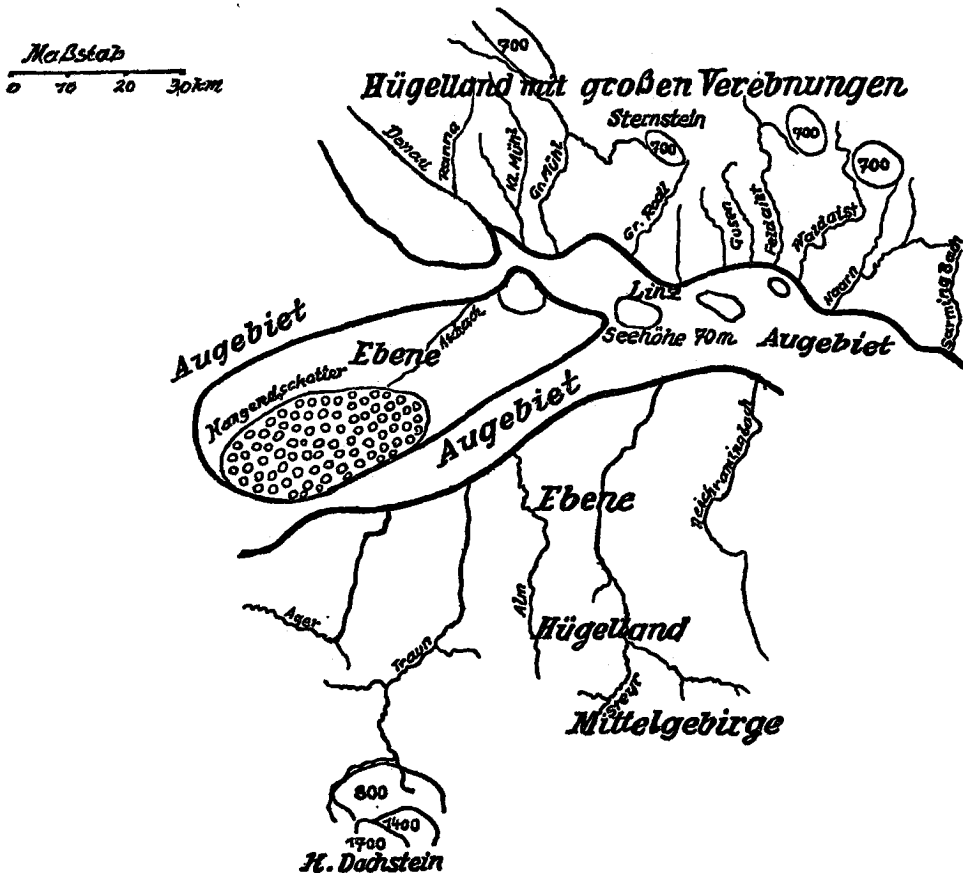
100–150 m Seehöhe, den Gefällsverhältnissen entsprechend, abgelagert wurde (Skizze 3).

Mit dem Ende des Unterpliozäns können auch die Verebnungsflächen des kristallinen Grundgebirges bei rund 500 m heutiger Seehöhe verbunden werden, die damals bei ungefähr 100 m Seehöhe lagen, daher kann für den Sternstein die Gipfelhöhe dieser Zeit mit maximal 700 m berechnet werden. Im Unterpliozän waren Landhebung und Denudation nicht mehr ganz im Gleichgewicht, da erstere bereits etwas verstärkt

auftrat, wodurch der Beginn der „aufsteigenden Landschaft“ eingeleitet wurde.

Für den Hohen Dachstein liegen aus dieser Zeit-epoche keine eindeutigen Belege vor, doch wurde nach A. Winkler-Hermaden (50) das Entwässerungssystem des Dachsteinplateaus im Unterpliozän infolge Verkarstung unterirdisch abgesenkt, so daß die Niveaus der Mammuthöhlen, die jetzt bei rund 1500 m liegen, als Flußsohle der damaligen Urtraun angesehen werden können. Diese Dachsteinhöhlen befanden sich daher

Die Altlandschaft Ende Unterpliozän in O.Ö. (vor ca. 6 Mill. Jahren)



Entwurf: Dipl.-Ing. DDr. V. Jänik

Skizze 3

am Ende des Oberpliozän, entsprechend dem Gefälle zur Donau, bei ungefähr 200 m Seehöhe, wodurch das Plateau Am Stein etwa 800 m und der Hohe Dachstein rund 1700 m aufwies.

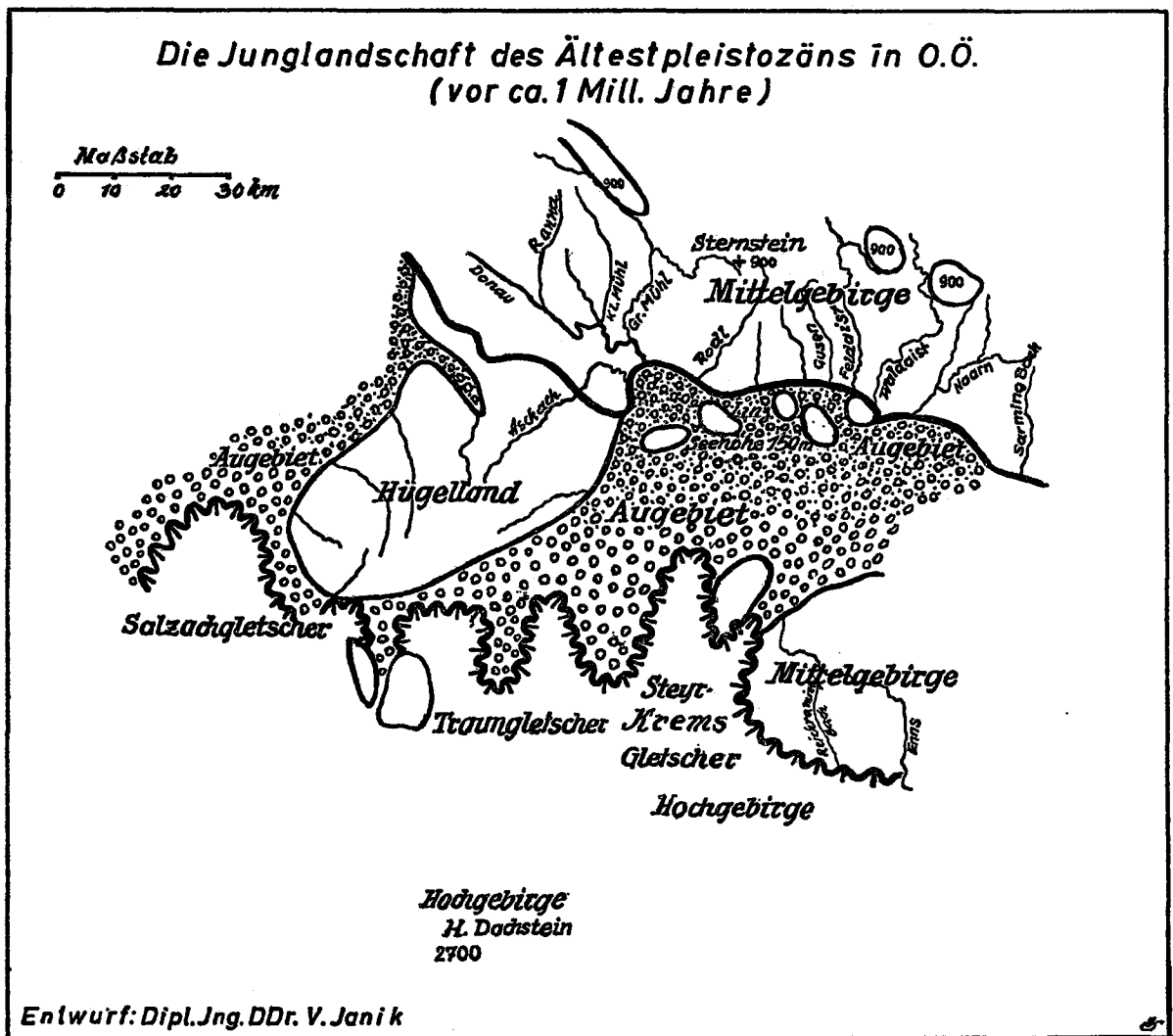
Zwecks Kennzeichnung der Junglandschaft wäre das Ältestpleistozän, das ist ihr Bild vor rund einer Million Jahren, zu rekonstruieren. Für das Verständnis der Landschaftsentwicklung seit dieser Zeit ist wesentlich, daß damals die große Ungarische Tiefebene noch ein durch das Eiserne Tor abgeschnürter Teil des Schwarzen bzw. des Mittelländischen Meeres war, wie dies aus den

Erdölbohrungen des Alföldes, wo ca. 400 m mächtige, eiszeitliche Sedimente abgeteuft wurden, eindeutig hervorgeht (46).

Daher floß die Donau im Ältestpleistozän bei Linz in rund 150 m Seehöhe, entsprechend ihrem Gefälle zur Großen Ungarischen Tiefebene, und auf diese damalige Erosionsbasis waren alle Flüsse mit ihren Talniveaus und Aufschüttungsebenen eingespielt. Solche ältestpleistozäne Donaushotter befinden sich im Raume Linz südlich des Altaistberges in einer jetzigen Seehöhe von 395 m, so daß zu jener Zeit ein Arm der stark verwilder-

ten Donau noch nördlich des Pfenningberges über den Trefflinger Sattel (derzeit 400 m Seehöhe) sich dahinzog (Skizze 4). Die Gegenüberstellung der ältesteiszeitlichen Seehöhe von Linz zur jetzigen ergibt einen He-

bungsbetrag von rund 250 m innerhalb der letzten Millionen Jahre, der sich einerseits aus der Tiefenerosion von 150 m und andererseits aus der Hebung der Erosionsbasis der Donau um 100 m zusammensetzt.



Skizze 4

Zu dieser Zeit übertrifft bereits die Landhebung den allgemeinen Flächenabtrag (Denudation), wodurch sich eindeutig das Bild einer „aufsteigenden Landschaft“ ergibt. Aus der Gesamthebung der Böhmisches Masse von 250 m innerhalb einer Million Jahre läßt sich ein jährlicher Betrag von 0,25 mm bzw. von einem Meter je 4000 Jahre berechnen, der mit den Angaben von

A. Winkler-Hermaden (50, 51) an der Südostabdachung der Alpen gut übereinstimmt. Da der Trefflinger Sattel im kristallinen Grundgebirge eingebettet ist, kann für den Sternstein im Ältestpleistozän eine Seehöhe von rund 900 m angenommen werden, wobei die seitherige Abtragung des Gipfels nicht berücksichtigt ist.

Die weichen Sedimente des Schlierhügellandes wurden in der vorangegangenen langen Zeit des Pliozäns stark ausgeräumt, und die Verebnungsflächen des Alpenvorlandes lagen zu Beginn der Eiszeit bei ungefähr 250 m Seehöhe. Aus diesem Schlierhügelland erhoben sich schon die Schotter des Hausrucks mit rund 500 m Seehöhe heraus, doch hatten sich infolge Abtragung auch bereits tiefere Schotterniveaus, wie z.B. am Geiersberg, herausgebildet.

Bezüglich des Hohen Dachsteins liegen aus der Eiszeit keine direkten Höhenbeziehungen vor, seine ältestpleistozäne Seehöhe kann mit ungefähr 2700 m und die des Plateaus „Am Stein“ mit etwa 1800 m angenommen werden. Das ganze Dachsteinmassiv war jedoch von mächtigen Gletschermassen bedeckt, die sich weit in das Vorland hinauszo-gen.

Die Jetztlandschaft wurde in der Eiszeit, in der letzten Jahr-million, entwickelt. Einerseits bewirkte die epirogenetische Landhebung eine zunehmende Höher-schaltung des Alpenkörpers und der Böh-mischen Masse und andererseits bedingten klimatischen Faktoren ein Vorrücken und Halten, bzw. Abschmelzen der gewaltigen Gletscher, die im Vorland die Salzkammergutseen ausschürften und altersmäßig unterscheidbare Moränenwälle aufschütteten.

Die Verknüpfung dieser quartärgeologischen Vorgänge verursachte ein zeitweises Einschneiden der Flüsse beim Rückzug der Gletscher und zeitweise eine Akkumulation von Schottern und Feinsedimenten, wenn die Gletscher länger hielten oder neuerlich vorrückten. Diese jüngste Landschaftsentwicklung zeigt somit eine stufenförmige Absenkung des Entwässerungssystems und die Anlage breiter quartärer Terrassen entlang der großen Flüsse. Die Landoberfläche, die

Bergespitzen und die ehemaligen Verebnungsflächen wurden auf ihre heutige Seehöhe gehoben, die Flüsse haben sich immer tiefer eingeschnitten und ihre Talböden verschmälert.

Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß die Landschaftsentwicklung Oberösterreichs von der Tektonik, die in den vorhandenen Großregionen sich jedoch sehr unterschiedlich auswirkte, und seit dem Oberpliozän bedeutend verstärkte, maßgebend beeinflußt wurde. Das von der Geologie bewiesene Aufgleiten der Nördlichen Kalkalpen auf die Böh-mische Masse wirkt sich auch in der Landschaftsentwicklung aus, indem seit dem Obermiozän eine ständige Heraushebung des öö. Raumes stattfindet. Infolge der Aufschiebung der mesozoischen Schichten auf die „schiefe Ebene“ des paläozoischen Grundgebirges tritt bei diesem eine Kippung ein, wodurch das Hebungs-ausmaß der Landschaftsgebiete verschiedene Beträge aufweist (siehe Diagramm 3).

Aus den aufgezeigten Belegen ergibt sich nachfolgende tabellarische Übersicht der stattgefundenen Landhebungen (siehe Tabelle 2), die sowohl die zeitliche Rekonstruktion der Hebungsbeträge als auch die schematische Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung im Landschaftsquerschnitt ermöglichen. Das verwirrende Bild der Flächensysteme wird dadurch klargelegt und, wenn die Interferenzen zwischen tektonischen (endogenen) und klimatischen (exogenen) Vorgängen erkannt wird, lösen sich auch die Probleme des Eiszeitalters, über das andermalig berichtet wird. In der Landschaft ist vielfältiges, stetiges und Millionen von Jahren umfassendes Geschehen verwoben. Wir sollten ihre Entstehung und ihre Schönheit bewußt erleben und ehrfürchtig werden vor dieser wunderbaren Schöpfung.

Schematische Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung v. Ob. Österreich (Schnitt Hoher Dachstein - Sternstein)

Entwurf: Dipl. Ing. DDr. V. Janik
Zeichnung: H. Kovatsch

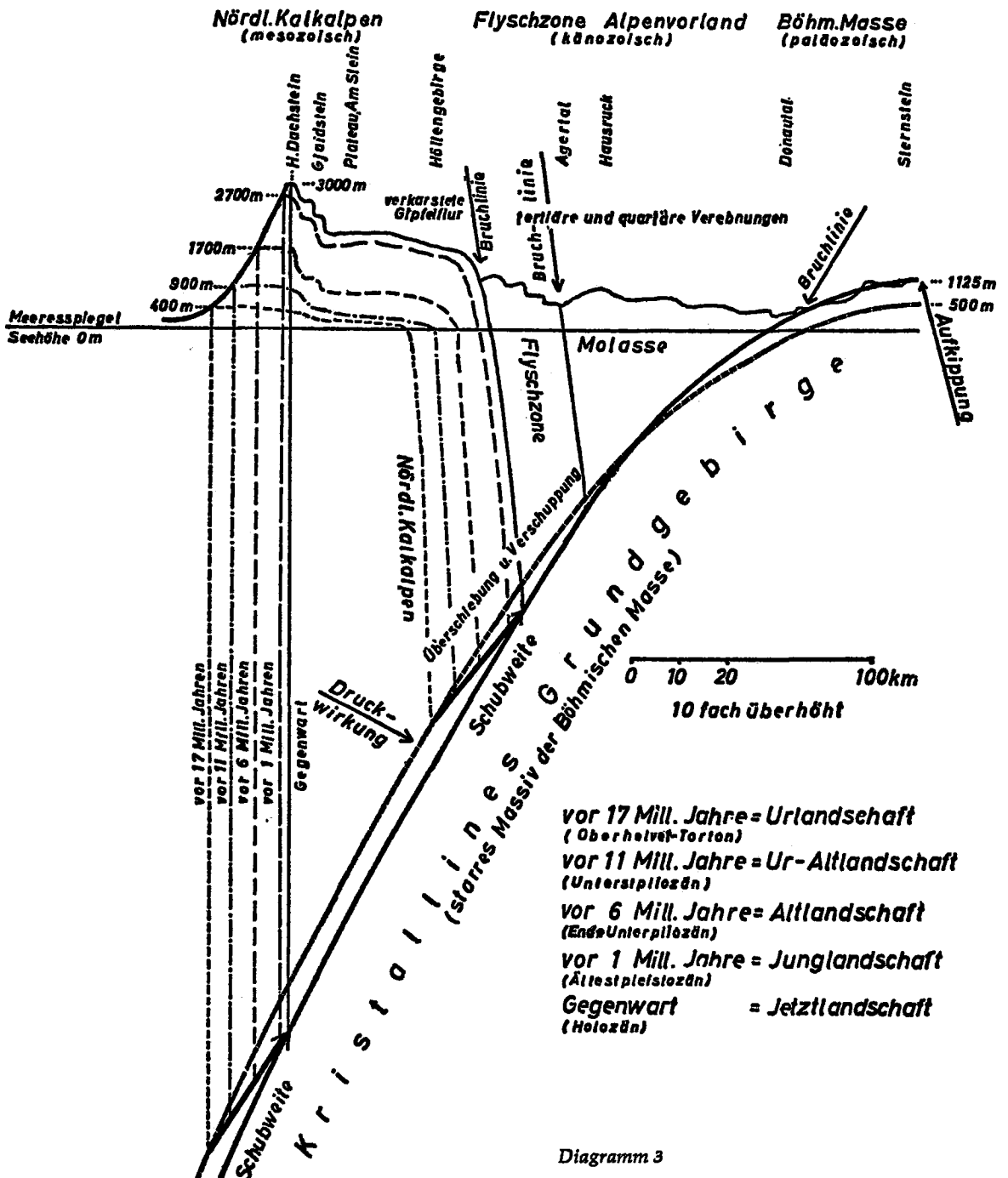


Diagramm 3

Tabelle 1: Übersicht der erdgeschichtlichen Formationen, unter Berücksichtigung der alpinen Geologie Oberösterreichs

Zeit- alter	Mill. Jahre	Formationen	Abteilungen	Stufen	Tektonik	orogenetische Phasen
Känozoikum (Erdneuzeit)	1	QUARTÄR	Holozän (Nacheiszeit, Postglazial, Alluvium)	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal	alpine Epirogenese (Aufwölbung und Landhebung) Landschaftsentwicklung: infolge zunehmender Landhebung aus gleichförmiger in aufsteigende Entwik- lung übergehend.	pasadenisch
			Pleistozän (Eiszeit, Diluvium)	Jungpleistozän (Würm-Weichsel) (Riß-Saale) Großes Inter- glazial Mittelpleistozän (Mindel, Elster) Altpleistozän (Günz) Altepleistozän		walachisch
	60	TERTIÄR	Pliozän	Levanti Daz Oberpannon-Pont Mittelpannon-Miöl Unterpannon-Cherson		rhodanisch atlisch
			Miozän	Sarmat Torton Helvet Burdigal		steirisch savisch
			Oligozän	Aquitän Chatt Rupel Lattdorf		pyrenäisch
			Eozän	Lud Barton Auvers Lutet Ypres		
			Paläozän	Sparnac Thanet Mont		laramisch
	130	KREIDE	Oberkreide	Dan Senon Emscher (Goëau) Turon Cenoman	alpine Orogenese (Faltungen und Deckenüberschiebungen, Geosynklinalen wandert nach N Gebirgsbildungsphasen: vorgosauisch nachgosauisch	austriisch
			Unterkreide	Gault Neokom		alpine Orogenese
	155	JURA	Malm Dogger Lias	weißer Jura brauner Jura schwarzer Jura		
	185	TRIÄS	Keuper	Rät Nor Karn Ladin Anis Skyth		variszische Orogenese
	210	PERM	Buntsandstein			kaledonische Orogenese
Paläozoikum (Erdaltertum)	265	KARBON				
	320	DEVON				
	440	SILUR				
	550	KAMBRIUM				
EOZOIKUM (Frühzeit, präkambrisch)						
ARCHAÏKUM (Urzeit)						

Tabelle 2: Die Landschaftsentwicklung Oberösterreichs

Landschaftsgeschichtliche Zeit	Meeresspiegel = absolute Erosionsbasis der Donau	Böhmische Masse Sternstein	Nördl. Kalkalpen, Dachsteinmassiv	Gesamthebung	Flyschzone Hochpletzpitze	Gesamthebung	Alpenvorland	Gesamthebung	vergleichbare Jetztlandschaften
Jetztlandschaft Nachzeit, Holozän (Gegenwart)	Schwarzes Meer, ca. 2150 km Stromlänge (Seehöhe = 0 m)	1125 m Seehöhe (eisz. Abtrag. wirksam)	Gipfel ca. 3000 m (starker eisz. Abtrag wirksam)	1134 m (sehr starker eisz. Abtrag wirksam)	Göbelsberg 800 m Pitzenberg 570 m				
Junglandschaft Ältest- pleistozän (vor ca. 1 Mill. Jahre)	ca. 500 km Stromlänge, Ungarische Tiefenebene (Seehöhe ca. 0 m)	Donauarm über Trefflinger Sattel, dzt. Seehöhe 400 m, ehem. Seehöhe ca. 150 m	Gipfel ca. 2700 m	ca. 250 m	Göbelsberg ca. 400 m Pitzenberg ca. 320 m	ca. 180 m			gletscher-nahe Gebiete, etwa in Skandinavien
Altlandschaft Ende Unter- pleistozän (vor ca. 6 Mill. Jahre)	Beginn des Meeresrück- zuges aus dem Wiener Becken ca. 200 km Stromlänge (Seehöhe = 0 m)	Donauarme am Pöstlingberg, dzt. Seehöhe 500 m, ehem. Seehöhe ca. 70 m	Gipfel ca. 1700 m, Entstehung der Dachstein- höhlen (Verkarstung)	430 m	Göbelsberg ca. 100 m (Ablagerung d. Hausrück- schotter) Pitzenberg ca. 140 m	800 m 1300 m			etwa Ungarische Tiefenebene mit Umrahmung
Ur-Altland- schaft Unter- pleistozän (vor ca. 11 Mill. Jahre)	Absenkung des Wiener Beckens, ca. 200 km Stromlänge (Seehöhe = 0 m)	Vererbnungen nördl. Koglerau dzt. Seehöhe 560 m, ehem. Seehöhe ca. 30 m	Gipfel ca. 900 m, Entstehung des Plateaus „Am Stein“	530 m	Pitzenberg ca. 50 m, Ablagerung der Münzkirchner Schotter	2100 m			etwa Donau- landschaft in Südru mänien
Urlandschaft Oberhelvet — Torton (vor ca. 17 Mill. Jahre)	Beginn des Meeresrück- zuges im öö. Alpenvorland (Seehöhe = 0 m)	Küstenebene bei derzeitiger Seehöhe 680–640 m ehem. Seehöhe ca. 10 m	Gipfel ca. 400 m, (Inselberg) Ablagerung der Augestein- schotter	620 m	Küstenebene bei ehem. Seehöhe ca. 10 m	1120 m			etwa Küsten- gebiete am Schwarzen Meer
absteigende Landschaft des Miozäns	Meeres- gression im Alpenvorland (Seehöhe = 0 m)	Abfall am Südrand der Böhm. Masse von ca. 860 auf 640 m	Küstenebene der Nördl. Kalkalpen, Küstenebene der Flyschzone						
prämiozäne Ausgangs- landschaft	abs. Erosions- basis Oligozän- meer bzw. noch ältere Meeres- stände	Vererbnungen über 850 m hochgelegene Kuppen und Gipfelfluren							

Tabelle 3: Ausmaß der Landhebungen in Oberösterreich

geologische Zeiträume:	Erosionsbasis der Donau bei Linz	Nördliche Kalkalpen (Überschiebung) Hoher Dachstein (3000 m Seehöhe)	Böhmische Masse (Aufklippung) Sternstein (1125 m Seehöhe)	Meeresrückzug infolge junger Gebirgsbildungen
Obermiozän bis Gegenwart (ab beginnendem Meeres- rückzug = MR) Dauer ca. 17 Mill. Jahre	Gesamthebung* ca. 250 m	Hebungsbetrag je Mill. Jahre ca. 15 m	Gesamtbetrag* ca. 620 m	Hebungsbetrag je Mill. Jahre ca. 37 m
a) Obermiozän bis Unterspliozän (M. R. v. Alpenvor- land z. Wiener Becken) Dauer ca. 6 Mill. Jahre	ca. 30 m	ca. 5 m	ca. 80 m	ca. 16 m
b) Unterspliozän bis Mittelspliozän (Pannonmeer in Wiener Becken) Dauer ca. 5 Mill. Jahre	ca. 40 m	ca. 8 m	ca. 160 m	ca. 16 m
c) Mittelspliozän bis Ältestpleistozän (M. R. v. W. B. zur Ung. Tiefebene) Dauer ca. 5 Mill. Jahre	ca. 80 m	ca. 16 m	ca. 1000 m	ca. 200 m
d) Ältestpleistozän bis Gegenwart (M. R. v. Ung. Tiefeb. z. Schwarzen Meer) Dauer ca. 1 Mill. Jahre	ca. 100 m	ca. 100 m	ca. 300 m stärkerer Abtrag als am Sternstein	ca. 240 m schwächerer Abtrag als am H. Dachstein

* Hebungsbeträge ohne Berücksichtigung des stattgefundenen Abtrages.

LITERATURVERZEICHNIS

1. *Aberer F.*: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 50, 1957.
2. *Ahnert F.*: Zur Frage der rückschreitenden Degudation und des dynamischen Gleichgewichtes bei morphologischen Vorgängen. Erdkunde, Bd. VIII 1, Bonn 1954.
3. *Ampferer O.*: Über morphologische Arbeitsmethoden. Jb. d. Geol. Wien, 1922.
4. *Beck-Mannagetta P., Grill R., Holzer H. u. Frey S.*: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1 : 1.000.000 von Österreich. Geol. B. A., Wien, 1966.
5. *Bederke E.*: Das Alter des Moldanubischen Grundgebirges. Geol. Rundschau, Bd. 45, 1956.
6. *Beringer-Murawski*: Geologisches Wörterbuch, Stuttgart 1957.
7. *Brinkmann R.*: Abriß der Geologie, Bd. I und II. Stuttgart 1956.
8. *Bobek H.*: Geographischer Formenwandel. Erdkunde, Bd. VII/4, Bonn 1953.
9. *Braunmüller E.*: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in OÖ. und Salzburg. Erdöl-Zeitung Nr. 11 / 1961.
10. *Cornelius P.*: Zum Beitrag der jugendlichen Hebung der Alpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Jg. 92, 7/9, 1950.
11. *Diwald K.*: Neue Grundlagen zur praktischen Analyse der Landschaft. „Die Eiszeit“, Bd. I/1, 1924.
12. *Diwald K.*: Richtlinien bei der Landschaftsanalyse. „Die Eiszeit“, Bd. II/2, 1925.
13. *Engelmann R.*: Talnetzstudien. Jahrb. Geol. D. a. Wien, Bd. LXXXIII, 1933.
14. *Fink J.*: Die Paläogeographie der Donau, Stuttgart 1966.
15. *Fuchs F., Thiele O.*: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs. Geol. B. A. Wien, 1968.
16. *Ganss O., Kümel F. u. Spengler E.*: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Innsbruck, 1954.
17. *Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes.* Herausgegeben vom Stadtmuseum Linz und Oberösterreichischen Landesmuseum, 1969.
18. *Graber V. H.*: Das kristalline Grundgebirge im Donautal von Passau bis Linz und seiner weiteren Umgebung. Mittl. D. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, 1956.
19. *Hampel L.*: Flächenformen und Flächenbildung in der Stufenlandschaft. Pet. Geogr. Mitt., Jg. 101/3, 1957.
20. *Hoffmann E.*: Paläobotanische Untersuchungen über das Kohlenvorkommen im Hausruck. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XX/1927.
21. *Janik V.*: Die erdgeschichtliche Vergangenheit Oberösterreichs. OÖ. Heimatblätter, Jg. 15, 1961.
22. *Janik V.*: Landschaft und Böden des Zaubertales bei Linz. Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, 1962.
23. *Janik V.*: Geologie und Landschaftsentwicklung des Innviertels. Oberösterreich, 16. Jg. 1/2, 1966.
24. *Janik V.*: Die Landschaftsgeschichte Oberösterreichs. Oberösterreich, 17. Jg., 1/2, 1967.
25. *Janik V.*: Geologie Oberösterreichs. Atlas von OÖ., Blatt 55; Erläuterungsband zur 4. Liefg., S. 7–38, Linz 1971.
26. *Janik V.*: Die Genetik der Sedimente auf der Traunhochterrasse bei Linz. Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, 1967.
27. *Kerner-Marilaun F.*: Paläogeographie. Geol. B. A. Wien, Jg. 1934, 10/12.
28. *Klüpfel W.*: Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgenerationen. Geol. Rundschau, Bd. 17, 1926.
29. *Kohl M.*: Geomorphologie des mittleren Mühlviertels und des Donautales von Ottensheim bis Mautausen. Unveröffentl. Dissertation d. Univ. Graz, 1952.
30. *Kohl H. u. Schiller H.*: Quartärgeologische Beobachtungen in den tertiären Schottern des Pitznerberges bei Münzkirchen im Sauwald (OÖ.). Jb. d. OÖ. Musealvereines, Bd. 108, Linz 1963.
31. *Kraus*: Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. Geol. Rundschau, Bd. 43/1, 1955.
32. *Leser H.*: Geomorphologie, Braunschweig 1968.
33. *Louis H.*: Allgemeine Geomorphologie, Berlin 1968.
34. *Machatschek F.*: Geomorphologie, Stuttgart 1964.
35. *Mortensen H.*: Rumpffläche-Stufenlandschaft alternde Abtragung. Pet. Geogr. Mitt., Jg. 93/1, 1949.
36. *Nowack E.*: Studien am Südrand der Böhmisches Masse. Verh. Geol. B. A. Wien, 1921.
37. *Panser W.*: Geomorphologie, Braunschweig 1965.
38. *Paschinger K.*: Die Bedeutung der Gefällsverhältnisse der Flüsse für den Nachweis junger Krustenbewegungen. Pet. Geogr. Mitt., Jg. 83/10, Gotha 1937.
39. *Pendk A. u. Brückner E.*: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1909.
40. *Pendk W.*: Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924.
41. *Pohl W.*: Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausrucks (OÖ.). Verlag Notring, Wien 1968, Bd. 17.
42. *Schadler J.*: Geologische Karte von Linz und Umgebung. Linzer Atlas 1966.
43. *Schaffer F. X.*: Geologie von Österreich, Wien 1951.
44. *Spreitzer H.*: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. Erdkunde, Bd. V, 4, Bonn 1951.
45. *Steininger F.*: Über eine Fossilienammlung aus dem Stadtbereich von Linz. Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, 1966.
46. *Sümeghy J.*: Zusammenfassende Beschreibung des Pleistozäns in Ungarn, Prag 1955.
47. *Tollmann A.*: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westalpen. Mitt. d. Ges. d. Geol. u. Berg, Bd. 14/15, 1963/64.
48. *Verschiedene Autoren*: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft D 1955.
49. *Vetters H.*: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seiner Nachbargebiete. Geol. B. A. Wien, 1937.
50. *Winkler-Hermaden A.*: Geologisches Kräftespiel und Landformung, Wien 1957.
51. *Winkler-Hermaden A.*: Über jüngste Bewegungen am östlichen Alpensaum. Geol. Rundschau, Bd. 43/1, 1955.
52. *Wunderlich H. G.*: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. Bibliogr. Inst. Mannheim, 1966.



Abb. 1: Blick auf das Stampfental bei Gutau im Mühlviertel gegen Norden.

Im Vordergrund befindet sich im Waldaisttal der Gasthof Riedlhammer (bei ca. 460 m Seehöhe), und etwas nördlich fließt der Stampfenbach in die Waldaist, die von Osten (rechts im Bild) kommt. Beide Flüsse sind tief in das kristalline Grundgebirge eingeschnitten, bei dem ein Abfallen bzw. eine Treppung von Norden nach Süden ersichtlich ist. Im Hintergrund sind die waldbedeckten Berge des Ahornwaldes, die auf etwa 1000 m ansteigen (Schwarzbirg, 996 m) und der „prämiozänen Landschaft“ angehören. Von dieser Gipfelflur vollzieht sich ein langsamer Abstieg auf die miozänen Verebnungsflächen, die hier, entsprechend dem Gefälle zum meeresbedeckten Südrand im Linzer Raum, bei ca. 700 m Seehöhe liegen. In dieses Ausgangsniveau der „Urlandschaft“ haben sich der Stampfenbach und die Waldaist sowie alle anderen Gerinne seither eingeschnitten und die etwas tiefer gelegenen Ebenheiten und Riedelflächen angelegt. Diese sind am Bilde westlich (links) und östlich (rechts) des Stampfenbaches gut sichtbar, wobei die „Unterpliozäne Altlandschaft“ bei rund 600 m als große landwirtschaftlich genutzte Fläche gut erkennbar ist. Im weiteren Verlauf der Landschaftsgeschichte entwickelte sich eine Riedelfläche zwischen den beiden Flüssen, die zuerst flach bis etwa 520 m Seehöhe, dann aber sehr steil zu den Talsohlen der beiden Bäche abfällt. Dieselbe Landschaftsentwicklung ist auch westlich des Stampfenbaches sichtbar, und der kleine waldbedeckte Rücken an der Flußbiegung beim Riedlhammer, ebenfalls bei 520 m, markiert das ältestpleistozäne Niveau in diesem Gebiet, wobei aus den steilen Unterhängen der Talflanken auf stärkere und raschere Hebungsvorgänge als im Pliozän geschlossen werden kann. Als Folge dieser tektonisch-epirogenetischen Landhebung hat sich die Waldaist seit dem Meeresrückzug aus dem Linzer Raum (vor etwa 17 Mill. Jahren) rund 240 m (von 700 auf 460 m) in das Urgestein eingetieft, während sich die örtliche Erosionsbasis Donau innerhalb dieser Zeit um ca. 350 m (von 600 auf 250 m) absenkte. Die Waldaist blieb mit ihrer Tiefenerosion besonders seit Ende Unterpliozän (Verebnungsfläche bei 600 m = 500 m im Linzer Raum) wegen der seither geologisch kurzen Zeitdauer stark zurück bzw. war der Verwitterungsabtrag und die Denudation zu gering, um die „aufsteigende Landschaft“ einzuebnen. Dadurch entstanden enge Durchbruchstellen mit fast senkrechten Hängen, wie z. B. die Waldaistklamm im Vordergrund rechts.



Abb. 2: Blick über das Alpenvorland (Traunviertel) gegen Südost. Im Vordergrund fließt die Alm, die mit einem waldbedeckten Steilhang in die weiten altpleistozänen Verebnungsflächen der Traun-Enns-Platte eingeschnitten ist. Im Hintergrund befinden sich die flachen walddreichen Flyschrücken und noch weiter rückwärts gegen Südosten die Steilhänge und Gipfel der Nördlichen Kalkalpen, die beim Toten Gebirge im Großen Priel auf 2514 m (ganz hinten in der Bildmitte) ansteigen. In der Eiszeit war das Gebirge von Gletschern bedeckt, deren altpleistozäne Schmelzwässer die Ablagerungen der Traun-Enns-Platte aufschütteten. Durch die tektonisch-epirogenetische Höhershaltung wurden die Nördlichen Kalkalpen stärker herausgehoben als das Alpenvorland und die Aufschüttungen der Traun-Enns-Platte erfolgte in diesem Gebiet, entsprechend dem Gefälle zur Donau im Linzer Raum, bei etwa 250 m Seehöhe. Infolge der seither erfolgten Landhebung hat sich die Donau bei Linz um etwa 110 m eingetieft, während die gleichzeitige Erosionsleistung der Alm bei Vorchdorf wegen späterer Akkumulationen nur ca. 50 m beträgt.



Abb. 3: Blick über die Nördlichen Kalkalpen vom nebelbedeckten Trauntal bei Ebensee gegen Süden zum Dachsteinplateau.

Das Bild vermittelt annähernd das Aussehen der oberpliozänen-ältestpleistozänen Landschaft, indem das Traun-Tal im Vordergrund bis etwa 600 m Seehöhe vom Nebel (Nebelmächtigkeit rund 200 m) erfüllt ist, wobei die Nebelmassen den vorrückenden Gletscher in der ehemaligen Talsohle zu Beginn der Eiszeit markieren. Damals waren die jetzigen 1000-m-Gipfel der Kalkvorpalpen beiderseits der Traun südlich Ebensee nur rund 700 m hoch und ragten etwa 450 m über die Traun, die bei ca. 250 m Seehöhe, entsprechend ihres Gefälles zur Donau im Linzer Raum, durch die tektonische Linie westlich des Traunsteins floß (der Traunsee wurde erst in der darauffolgenden Eiszeit vom Gletscher ausgeschürft). Das „Plateau am Stein“ (große Verebnungen im Hintergrund der Bildmitte) hatte zu dieser Zeit rund 1700 bis 1800 m Seehöhe (dzt. ca. 2100 m), der Hohe Dachstein etwa 2600 bis 2700 m (dzt. 3000 m). Infolge tektonisch-epirogenetischer Landhebung wurden die Nördlichen Kalkalpen seither höher geschaltet, wodurch sich die Traun besonders in der Eiszeit stark eintiefte, indem die Gletschermassen das Traun-Tal ausschürften. Diese pleistozäne Erosion verursachte außer den senkrechten Steilwänden auch die Abtragung der ehemaligen Verwitterungsdecken, wodurch die Verkarstung verstärkt wurde.

Zu: Janik, *Landschaftsentwicklung*.

Aufn.: Hans Wöhr, Linz.

Gemäß § 130 des Luftfahrtgesetzes, BGBl. Nr. 253/57, mit Zahl 2721 zur Verbreitung freigegeben.