

Gesteinsbildung, Gesteinsverformung und Gesteinszerstörung in der Erdgeschichte

Gesteinsbildung, Gesteinsverformung und Gesteinszerstörung sind Vorgänge an der Erdoberfläche und in der Erdkruste, die man eigentlich nicht getrennt betrachten darf. Bei einer Sturmflut wird das Gestein der Steilküste zerstört. Es rutscht in die Brandung, wird dort zerkleinert und je nach Korngröße an der Küste oder draußen im Meer in Schichten abgelagert, die – wenn sie vorher nicht wieder zerstört werden – in Tausenden und Millionen Jahren als Gesteine vorliegen. Wie diese beschaffen sind, hängt mit von der Art des Gesteins ab, das das Material dazu geliefert hat.

Oft werden die auf dem Meeresboden waagerecht abgelagerten Schichten gefaltet. Später steigen Bereiche des Gesteins über den Meeresspiegel empor. Sobald aber diese Bereiche als Inseln auf der Landkarte erscheinen, setzt die Abtragung ein. Gestein wird zerstört, und ehe die Faltung vollendet ist, sind die oberen Falteanteile bereits abgetragen. Zum besseren Verständnis müssen die Vorgänge jedoch isoliert und abstrakt betrachtet werden.

Die Schichtfolge

An vielen Felswänden, z. B. im Elbsandsteingebirge, im Buntsandstein des Unstruttales bei Nebra und im Muschelkalk von Jena – Dornburg – Rudelsburg, beobachten wir das Gestein in Form übereinanderliegender waagerechter Schichten. Von diesen sind die unteren die älteren, die oberen die jüngeren. Von unten nach oben ergibt sich daraus die Altersfolge der Schichten.

Jede Schichtfuge war einst Erdoberfläche (Landoberfläche oder Meeresboden), und zwar nachdem die Schicht darunter abgelagert worden war und bis die nächsthöhere Schicht sedimentiert wurde. In Form der Schichtfugen sind uns also unzählige viele Erdoberflächen erhalten, die alle einst Leben trugen und auf denen uns die Überreste des Lebens konserviert heute zur Verfügung stehen, um daraus die Entwicklung der Lebewelt abzuleiten. Die Art der Einbettung der Versteinerungen läßt oft die Entscheidung der Frage zu, ob die Schichtfläche einst Landoberfläche oder Meeresboden war.

Aus der Beschaffenheit des Gesteins und aus den darin enthaltenen Versteinerungen kann man schließen, in welchem Landschaftstyp das Gestein in geologischer Vergangenheit gebildet worden ist. In flachen Meeren oder in festländischen Wasserbecken haben sich Kalksteine, Tone und Schiefertone, viele Sandsteine und eine Reihe von Konglomeraten (verfestigter Kies) gebildet. Muscheln, Ammonshörner, Korallen und Reste anderer Meeresbewohner bezeugen das Meer als Bildungsraum. Holzreste und Blattabdrücke sind vom Festland eingeschwemmt, weisen also meist auf die Nähe der Uferregion.

Kalkstein hat sich in Form des Travertins auch auf dem Festland gebildet, und zwar als Niederschlag aus kalkhaltigen Quellen. Kies, Sand und Ton kennen wir alle als Ablagerungen unserer Flüsse. Auch in geologischer Vergangenheit haben die Flüsse die gleichen Gesteine sedimentiert. Stammen diese Ablagerungen aus den älteren Perioden der Erdgeschichte, dann sind sie oft zu festen Gesteinen verkittet. Aus Kies wurde Konglomerat, aus Sand der Sandstein und aus Ton der Schiefer-ton. Sand und Sandstein kann bei entsprechenden Anzeichen aber auch als Dünenbildung oder Wüstensediment betrachtet werden. Die bisher genannten Gesteine können also in verschiedenem Landschaftsmilieu entstanden sein.

Eindeutig im Meer entstanden sind dagegen mächtige Schichten von Gips und Anhydrit, Steinsalz und Kalisalz; die Kohlengesteine (Torf, Braunkohle, Steinkohle) bildeten sich in Mooren und Sümpfen, Geschiebelehm und Geschiebemergel sind Ablagerungen des eiszeitlichen Eises, und der Löß ist eiszeitlicher Steppenstaub.

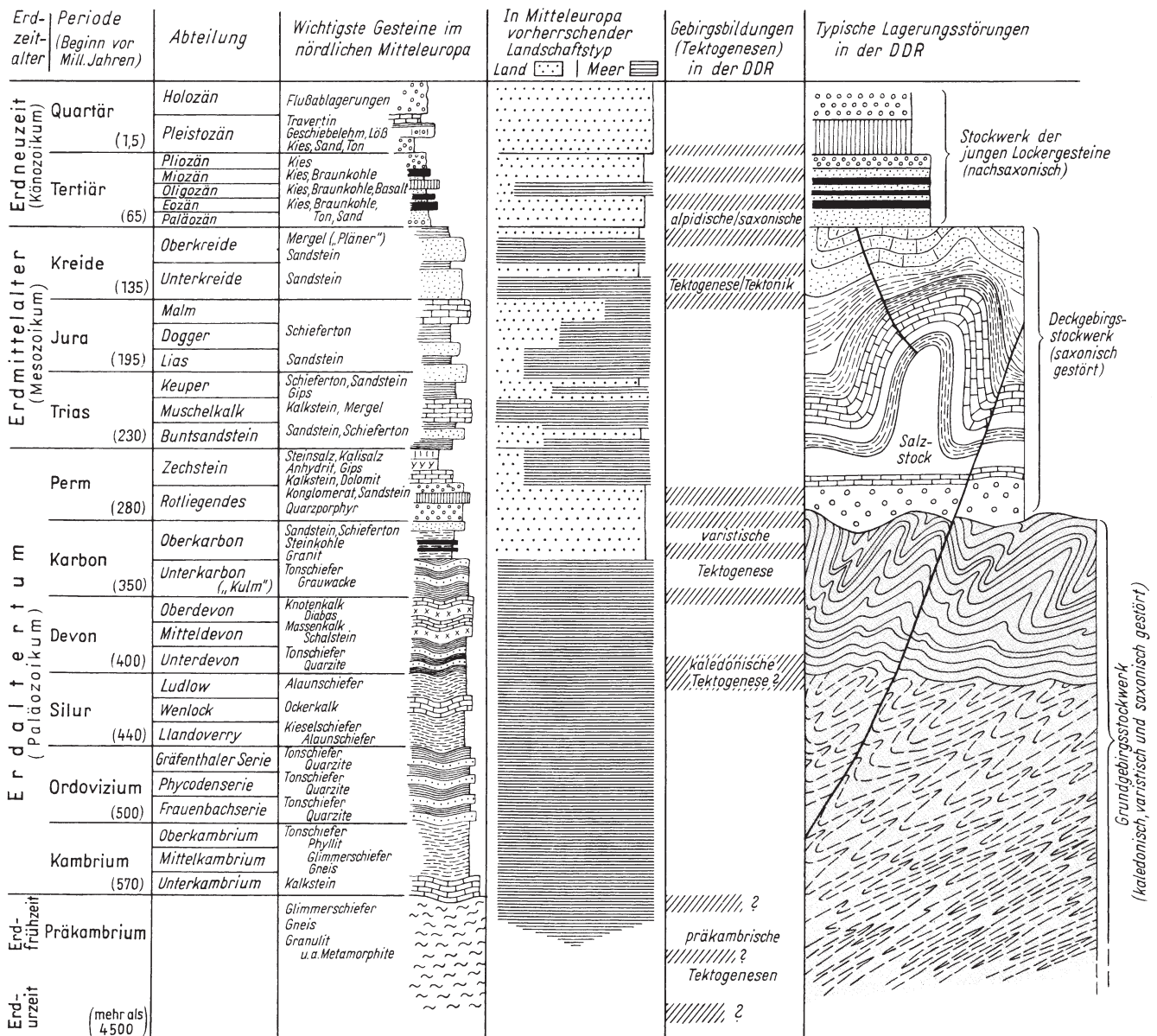
Um die von den Schichten repräsentierte zeitliche Abfolge der Gesteine in eine zeitliche Abfolge der Landschaftsbilder umzudeuten, muß man die Ausdeutung der Gesteine in der von diesen bestimmten Altersfolge aneinanderreihen.

Um nun die gesamte Erdgeschichte auf diese Weise skizzieren zu können, muß man die an verschiedenen Orten beobachtbaren Teilschichtenfolgen zu einer altersmäßig geordneten Gesamtschichtenfolge ordnen. Das haben die Geologen getan und dabei jeweils zusammengehörende Schichtgruppen mit Namen bezeichnet, die nun die betreffende Periode der Erdgeschichte kennzeichnen. Diese

Namen sind ziemlich willkürlich nach typischen Gesteinen oder nach besonderen Vorkommen der Schichten gewählt oder spiegeln frühere Vorstellungen wider (z.B. Kreide = Zeit des Gesteins Kreide, Devon nach der englischen Landschaft Devonshire). In diese Perioden werden alle gleich alten Gesteine eingeordnet, auch wenn sie in verschiedenem Landschaftsmilieu entstanden sind. Die Perioden der Erdgeschichte und ihre wichtigsten Abteilungen dienen in den folgenden Abschnitten der erdgeschichtlichen Kennzeichnung der landschaftsformenden Gesteine. Für diese Fragen sind die aus dem radioaktiven Zerfall von Elementen ableitbaren absoluten Altersangaben nur von untergeordneter Bedeutung.

Gesteinsverformung und Gebirgsbildung

Schon das Übereinander von einigen tausend Metern Sedimentgestein zwingt zu dem Schluß, daß sich die Erdkruste bewegt. Wenn wir – wie es tatsächlich der Fall ist – etliche hundert bis tausend Meter mächtige Gesteine übereinander finden, die als Sedimente in einem Flachmeer zu deuten sind, dann müssen wir annehmen, daß die Erdkruste langsam und stetig eingesunken ist und Sedimente in einer Mächtigkeit abgelagert wurden, die der Senkung entsprach. So konnte trotz der Senkung der Erdkruste das Flachmeer als solches lange Zeit bestehenbleiben.



Die Perioden der Erdgeschichte und die wichtigsten Gesteine (zum Teil stark vereinfacht dargestellt)



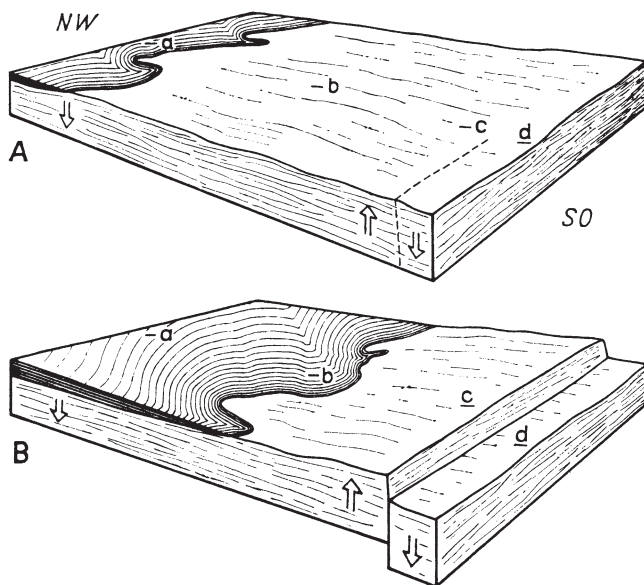
Horizontale Schichtflächen bestimmen die Bankung im Buntsandstein des Unstruttales oberhalb Nebra

Wo Senkung und Sedimentation nicht einander entsprachen, mußte sich das Landschaftsbild ändern. Senkte sich das küstennahe Flachland (um zehntel Millimeter je Jahr), dann drang das Meer vor. Hob sich die Erdkruste im Bereich eines Flachmeeres, dann wich das Meer zurück, und neues Festland stieg aus ihm empor. Für beides gibt es in der Erdgeschichte der DDR deutliche Beispiele. In den ersten Millionen Jahren des Tertiärs kippten Bereiche Mitteleuropas so nach Nordwesten ein, daß die Nordsee bis in den Raum Böhlen – Borna vordrang. Der Bereich des Erzgebirges hob sich dagegen zu dem jetzigen Mittelgebirge heraus.

Vor der Meeresküste entwickelten sich Sümpfe und Moore, denen unsere Braunkohlenflöze entstammen. Hebungen der Erdkruste ließen schließlich das Meer wieder bis in den Bereich der heutigen Nordsee zurückweichen.

Hebungen der Erdkruste sind überhaupt die Ursache dafür, daß wir heute auf dem Festland Meeressedimente finden, wie z. B. den Muschelkalk aus dem Meer der Mittleren Trias in Thüringen.

Bei den bisher genannten Hebungen und Senkungen der Erdkruste wird deren innere Struktur nicht unbedingt verändert, d. h., die gehobenen Meeresschichten liegen auf dem Festland ebenso ebenflächig (wenn auch schwach geneigt) wie einst unter dem Meeresspiegel. Es gibt aber auch Verformungen der Erdkruste, bei denen die Gesteine in völlig andere Lagerungsverhältnisse umgeformt werden. Das ist z. B. bei der Bildung von Faltengebirgen der Fall. Hierzu sammeln sich über Dutzende von Millionen Jahren in einem großen Senkungsgebiet, einer Geosynklinale, einige tausend Meter Sediment an, meist Flachmeerablagerungen, die dann in mehreren Faltungsakten durch seitlichen Druck

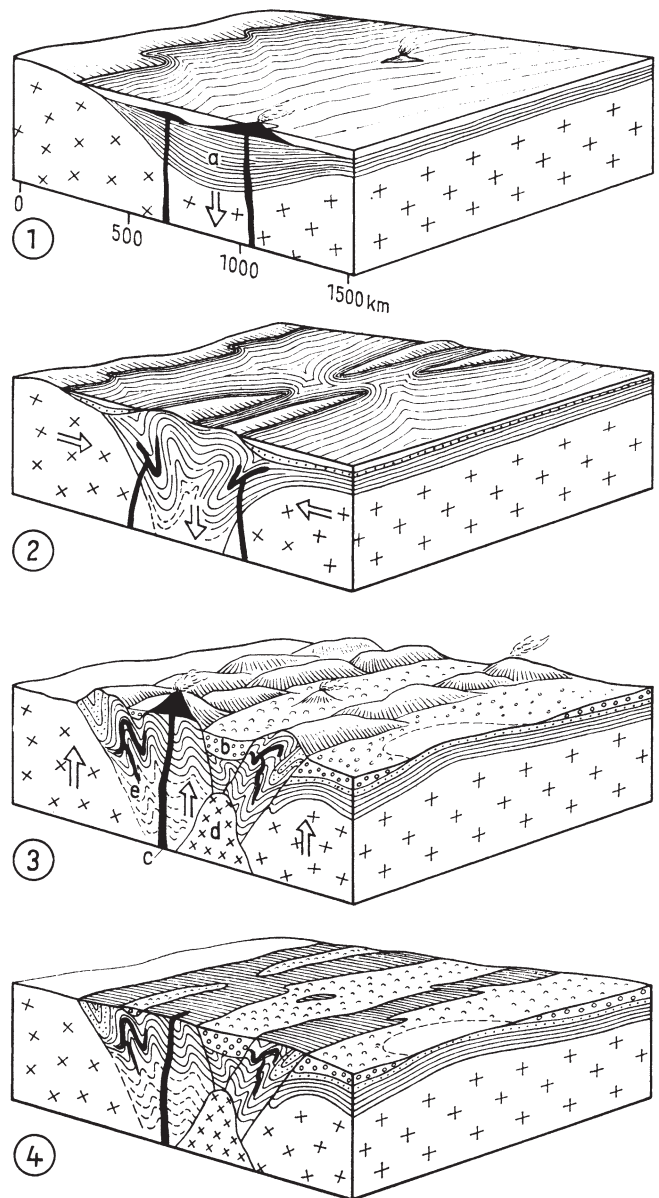


Schollenkippen und der tertiäre Meeresvorstoß im Raum Leipzig
 A das Gebiet Mitteleuropas zu Beginn des Tertiärs; a Hamburg, b Leipzig, c Annaberg/Erzgebirge, d Most/ČSSR; B dasselbe Gebiet im Oligozän; Meer nach SO vorgedrungen, Erzgebirge gehoben, Ohrethalgraben gesenkt

in mehr oder weniger enge Falten zusammengepreßt werden. Dabei können ganze Schichtpakete älteren Gesteins auch über jüngere Schichten geschoben werden. Solche Falten treten in ganz verschiedenen Größenordnungen auf. Es gibt welche von zehn und mehr Kilometern Breite, die man nur anhand der Gesteinsverteilung feststellen kann, und andere, die man in einem Steinbruch oder an Felsen im ganzen überschaut, und noch kleinere, die nur wenige Zentimeter bis Dezimeter groß sind.

Die Faltungsvorgänge verliefen für menschliche Maßstäbe langsam und stetig, so daß der Zusammenhang der Schichten im wesentlichen gewahrt blieb. Da die Faltung meist unter der Erdoberfläche in Meeresgebieten stattfand, entstand dabei nicht sogleich ein Gebirge. Dazu mußte sich das Gebiet als Ganzes heben. Das geschah, indem der durch die Faltung versteifte Erdkrustenteil zerbrach und sich die Schollen gegenseitig verschoben. An solchen Verwerfungen stiegen manche Schollen stärker empor, andere sanken später wieder ein.

Sobald die Falten bzw. die Schollen aus dem Meer auftauchten, setzte die Abtragung ein. Der Verwitterungsschutt wurde unmittelbar in der Nachbarschaft in den tiefer gebliebenen Bereichen zu neuen Gesteinsschichten sedimentiert. Wie hoch das Gebirge schließlich den Meeresspiegel überragte, war weniger von der Intensität der Faltung als vielmehr von dem Verhältnis zwischen Aufstieg und Abtragung abhängig. Hob sich die Erdkruste so schnell, daß die Abtragung nicht folgen konnte, dann erreichte das Gebirge beachtliche Höhen. (Beim Himalaja hat



Werden und Vergehen eines Faltengebirges

- ① Geosynklinale a, mit untermeerischem Vulkanismus
- ② die Faltung der Geosynklinalsedimente durch seitlichen Druck
- ③ der Aufstieg des Gebirges, die Zerteilung in einzelne Schollen zwischen Verwerfungen, die Sedimentation von Abtragungsschutt b, Vulkanismus c und Tiefengesteine d sowie Bereiche der Metamorphose e
- ④ die Gesteinsverteilung auf der fast ebenen Erdoberfläche nach Abtragung des Gebirges

man gegenwärtig Hebungsbeträge von einigen Dezimetern pro Jahr festgestellt!)

Im Laufe der Erdgeschichte klingt aber jede Hebung einmal aus, und nach Jahrtausenden, nachdem die Abtragung weitergewirkt hat, ist das Gebirge wieder restlos eingeebnet, also in der Landschaft wieder zur Ebene geworden.

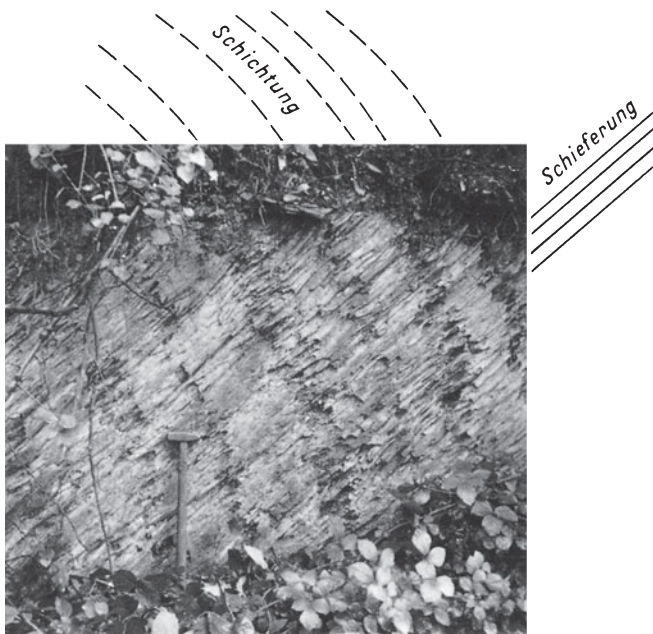


Gefaltete altpaläozoische Schichtfolgen bauen das Thüringische Schiefergebirge auf. Sattel in unterkarbonischen Kulmtonschiefern und -grauwacken bei Ziegenrück

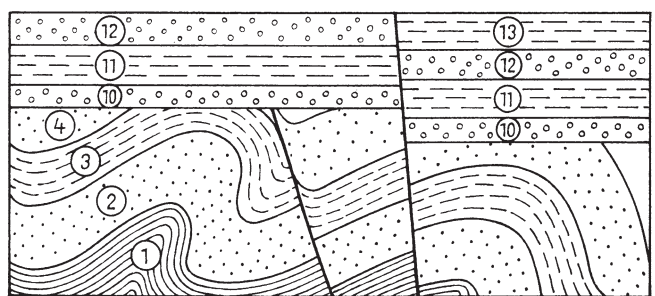
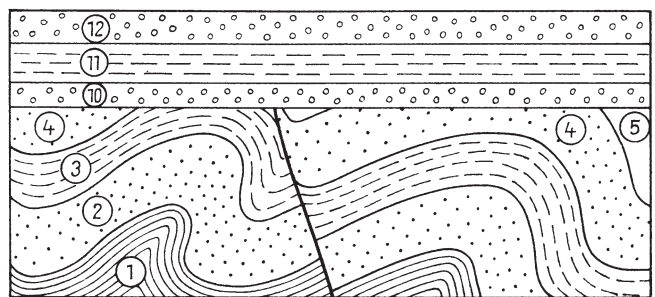
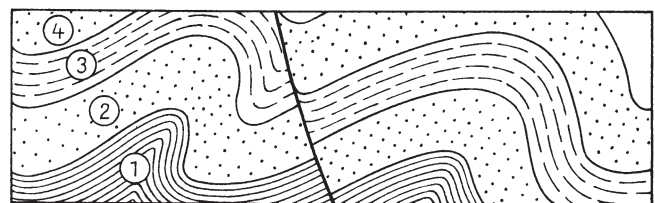
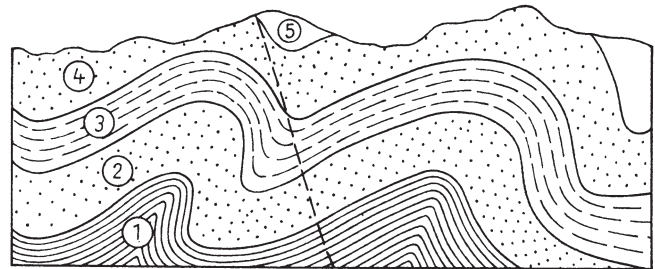
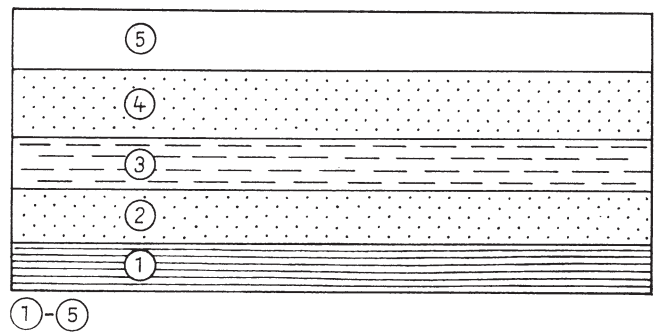
Nur der Geologe kann aus der im Untergrund verborgenen Gebirgswurzel das einstige Gebirge gedanklich rekonstruieren, ebenso wie der Zahnarzt aus einer Zahnwurzel auf Art, Aussehen und Struktur eines abgebrochenen Zahnes schließen kann.

Für die Rekonstruktion eines Gebirges sind einige Begleiterscheinungen der Gebirgsbildung wichtig. So ist der Vulkanismus mit den Stadien des geotektonischen Zyklus ursächlich verbunden. Im Geosynklijalstadium finden untermeerische Vulkanausbrüche statt, deren Produkte – flachgestreckte, bis mehrere Dekameter mächtige Lager

von dunklem, eisenreichem Diabas – den im Meer abgelagerten Gesteinsschichten zwischengeschaltet sind. Im Faltungsstadium und im Stadium des Aufstiegs im ganzen drang ebenfalls schmelzflüssiges Magma teils intrusiv, teils durch Aufnahme von Nebengesteinsmassen empor. Teils blieb es in der Erdkruste stecken und bildete dann kleinere und größere Granitkörper, teils brach es – Vulkane bildend – bis zur Erdoberfläche durch und erstarrte in Form von Lavagesteinen (Quarzporphyr, Porphyrit) oder als vulkanische Asche (z. B. Porphyrtuff). Nach Abtragung des Gebirges förderten neue Vulkane wieder dunkle, rela-



Schichtung, durch Faltung steilgestellt, und Schieferung, die Schichtung schräg durchsetzend. Das Gestein ist quer zur Schieferung gepreßt, in Richtung der Schieferung gestreckt worden. Das Bild zeigt deformierten Kalkknottenschiefer unterhalb von Reichenbach bei Unterloquitz, Kreis Saalfeld



Das Altersgesetz von tektonischen Lagerungsstörungen anhand von diskordanter Lagerung; die Zahlen geben die Altersfolge der Schichten und der geologischen Prozesse an

- ①–⑤ Ablagerung horizontaler Schichten
- ⑥–⑦ Faltung ⑥ und teilweise Abtragung ⑦ dieser Schichten
- ⑧–⑨ Verwerfung der Schichten ⑧ und völlige Einebnung des Reliefs ⑨
- ⑩–⑫ Diskordanz: neue Schichten waagrecht (ungestört) über den gestörten und eingeebneten Schichten; die Falten und die Verwerfung sind jünger als Schicht ⑤ und älter als Schicht ⑩
- ⑬ dieselben Schichten mit neuer Verwerfung, diese ist jünger als Schicht ⑬

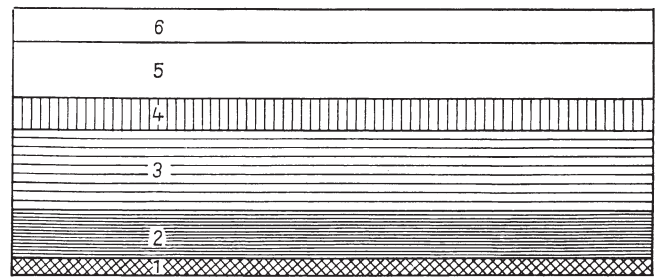
tiv eisenreiche Lava, die uns heute als Basaltgestein vorliegt.

Andere Begleiterscheinungen der Gebirgsbildung betreffen die gefalteten Gesteine selbst. Der ungeheure seitliche Druck, der die Gesteine zu Falten zusammengepreßt hat, prägte ihnen auch die Schieferung auf, eine dünnplattige Spaltbarkeit senkrecht zur Druckrichtung. Wo Tonschiefer oder andere geschieferte Gesteine zu beobachten sind, erkennt man die Schieferung oft deutlicher als die ursprüngliche Schichtung des gefalteten Sedimentgesteins. Besonders stark und ebenflächig ausgebildete Schieferung kann Tonschiefer als Dachschiefer geeignet machen. Unterliegen in größerer Tiefe die Gesteine nicht nur dem gebirgsbildenden Druck, sondern auch dem Druck der auflagernden Massen und entsprechend höheren Temperaturen, dann werden sie metamorph, d. h., sie kristallisieren zu völlig andersartigen Gesteinen, den Kristallinen Schiefen, um. So entstehen aus Tonschiefen je nach dem Metamorphosegrad Phyllit, Glimmerschiefer oder Gneis. Aber auch Granit kann zu Gneis umkristallisieren. Unter bestimmten Bedingungen entsteht aus Quarzporphyr oder aus sandig-tonigen Sedimentgesteinen Granulit, aus Sandstein Quarzit, aus Kalkstein Marmor, aus Basalt – aber auch aus tonigen Kalken! – Amphibolit. So können sich je nach den Bedingungen der Metamorphose aus gleichen Ausgangsgesteinen verschiedene Metamorphite oder aus verschiedenen Gesteinen gleiche Metamorphite bilden. Das macht die erdgeschichtliche Analyse von Gegenden mit Kristallinen Schiefen im Untergrund besonders schwierig.

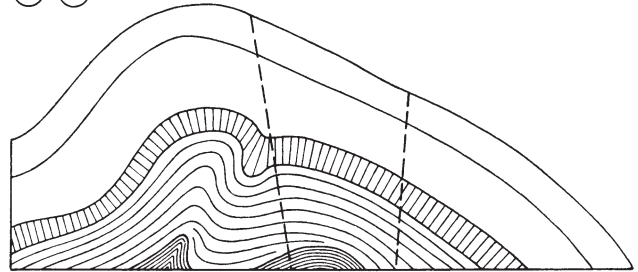
Metamorphe Gesteine entstehen aber auch durch Berührung mit heißem, schmelzflüssigem Magma. Dringt dieses in der Erdkruste empor, dann verändert es das in seiner Umgebung anstehende Gestein im sog. Kontakthof. Typische Gesteine für diesen Bereich sind Hornfels, Fruchtschiefer und Knotenschiefer.

Alle hier genannten Vorgänge der Gesteinsverformung und Gebirgsbildung, des Vulkanismus und der Metamorphose müssen vom Geologen in die Zeitskala der erdgeschichtlichen Perioden eingeordnet werden. Das ist mit Hilfe einfacher Altersbeziehungen leicht möglich.

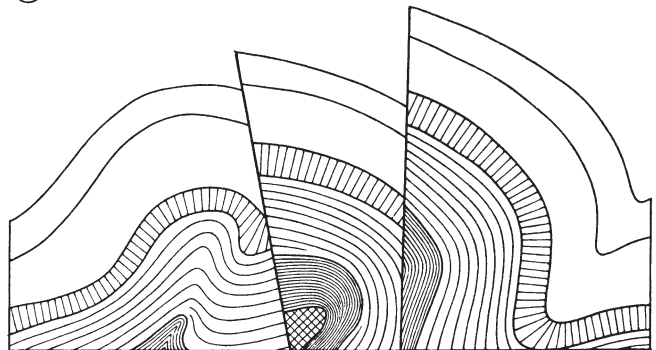
Für vulkanische Gesteine gilt: Jedes an der Erdoberfläche erstarrte vulkanische Gestein ist jünger als seine



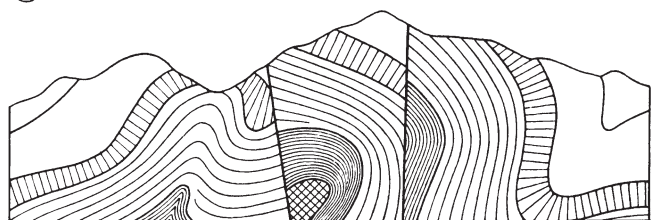
①-⑥



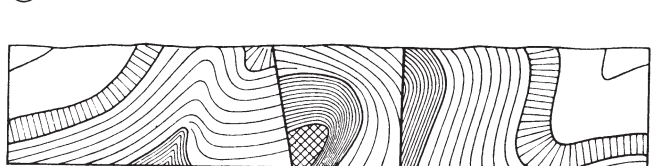
⑦



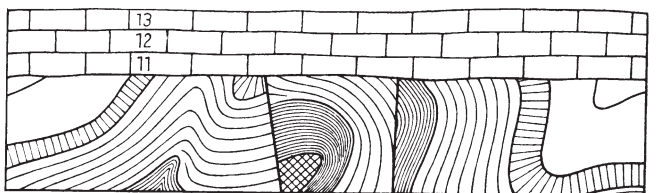
⑧



⑨



⑩



⑪-⑬

Die Entwicklungsgeschichte des Obernitzer Bohlens

- ①-⑥ Ablagerung der oberdevonischen Schichten
- ⑦ ihre Faltung
- ⑧ drei Schollen gegeneinander verworfen,
- ⑦ und ⑧ ohne Berücksichtigung der Abtragung
- ⑨ die Abtragung der gefalteten und verworfenen Schichten zu einem Gebirge
- ⑩ dessen Abtragung und Einebnung;
- ⑪-⑬ diskordante Auflagerung der Schichten des Zechsteinmeeres

Unterlage und älter als die bedeckenden Schichten. Jedes Tiefengestein und jeder Gang (mit Gestein oder Mineralen ausgefüllte Spalte) ist jünger als das Nebengestein.

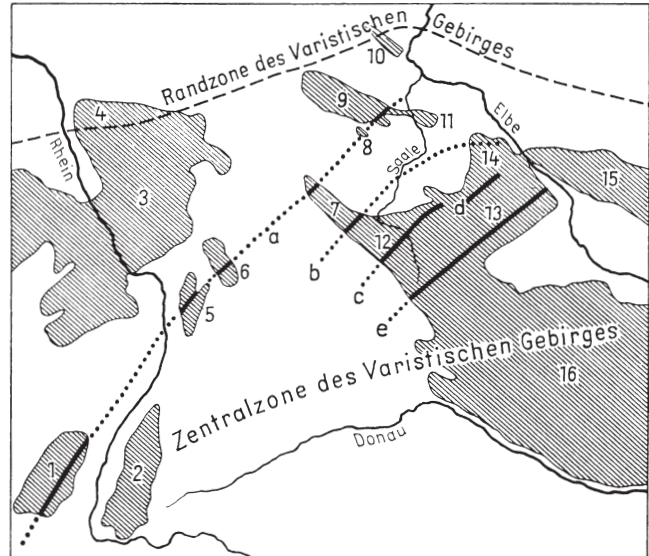
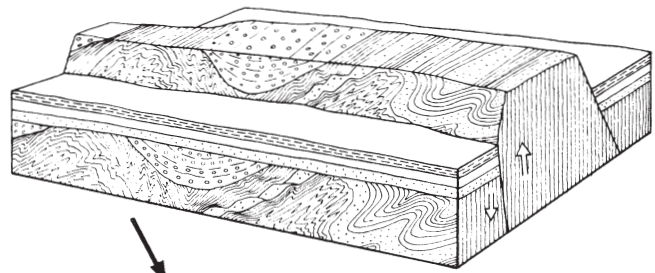
Für die Schieferung und Metamorphose gilt selbstverständlich: Jede Gesteinsumwandlung setzt ein (zeitlich mehr oder weniger weit) vorher gebildetes Gestein voraus.

Das Alter von Lagerungsstörungen der Gesteine dagegen ist nicht in jedem Fall eindeutig und genau genug zu bestimmen. Man benutzt dazu – wenn vorhanden! – die Diskordanzen und formuliert das Altersgesetz: Der Vorgang einer Lagerungsstörung ist jünger als das jüngste noch gestörte Gestein und älter als das älteste, nicht mehr betroffene Gestein.

Daraus folgt eine ziemlich genaue Altersangabe, wenn zwischen dem jüngsten gestörten und dem ältesten ungestörten Gestein nur eine kleine Schichtlücke besteht. In der Zeit dieser Schichtlücke muß die untere Schichtserie tektonisch verformt worden sein. Rückschlüsse auf den Wandel des Landschaftsbildes kann man jedoch auch dann ziehen, wenn die Schichtlücke größere Zeiträume umfaßt. Ein Beispiel dafür bildet der berühmte Osnitzer Bohlen bei Saalfeld. Dort liegen Meeressedimente aus der Zechsteinzeit flach auf gefalteten Tonschiefern und Kalkknotenschiefern des Oberen Devons. Die Schichtlücke umfaßt also die Zeit des gesamten Karbons und Unteren Perms, also etwa 100 Millionen Jahre. In dieser Zeit sind die altpaläozoischen Meeressedimente gefaltet, verworfen und zu Höhenrücken des Varistischen Gebirges erhoben, aber auch von den Kräften der Verwitterung und Abtragung wieder erniedrigt und fast völlig eingeebnet worden. Nachdem Millionen Jahre lang das Gebiet ein flaches Festland war, auf dem nur lokale Hügelläufe und Felsrippen als kümmerliche Überbleibsel an das ehemalige Gebirge erinnerten, senkte sich das ganze Gebiet so, daß das Meer von Norden vorrückte, die Küste zurückwich und diskordant über dem Oberdevon von Saalfeld die neuen Meeresschichten der Zechsteinzeit abgelagert wurden.

Denselben erdgeschichtlichen Wandel im Landschaftsbild bezeugen uns Diskordanzen auch an anderer Stelle, z. B. bei Gera. Wenn man dort vergleicht, auf welchem Untergrund die Zechsteinschichten aufliegen und von welchen Schichten des detaillierten Zechsteinprofils die tieferen Gesteine bedeckt werden, dann kann man sogar ableiten, wann welche Tonschieferklippe noch als lokale Insel aus dem Meer herausragt hat. Durch genauere Untersuchung dieses Sachverhalts ist heute noch nachzuweisen, wie die Inseln und Untiefen im Meer der Zechsteinzeit mit ihrer Verteilung die Lage der Höhenzüge des Millionen Jahre zuvor entstandenen und vergangenen Varistischen Gebirges nachgezeichnet haben.

Ordnet man die so mit Hilfe von Diskordanzen nachgewiesenen Verformungen der Erdkruste in die Zeitskala ein, dann findet man Perioden mit häufigen Störungsakten. Zahlreiche einzelne tektonische Phasen vereinigen sich zu großen, mehrere Dutzend Millionen Jahre andauernden



Grundgebirgsauftragung, dargestellt am Beispiel des Thüringer Waldes oben: In der gehobenen Scholle ist das varistisch gefaltete Grundgebirge von der Abtragung freigelegt und bildet jetzt die Erdoberfläche. Im beiderseitigen Vorland wird das Grundgebirge von jüngeren Deckschichten verhüllt

unten: Auftragungen des varistisch gefalteten Grundgebirges (schraffiert) in Mitteleuropa

1 Vogesen, 2 Schwarzwald, 3 Rheinisches Schiefergebirge, 4 Ruhrgebiet, 5 Odenwald, 6 Spessart, 7 Thüringer Wald, 8 Kyffhäuser, 9 Harz, 10 Flechtinger Höhenzug, 11 Hallescher Porphyrykomplex, 12 Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge, 13 Erzgebirge, 14 Granulitgebirge und nordsächsischer Eruptivkomplex, 15 Lausitzer Granitmassiv, 16 Böhmisches Massiv. Die wichtigsten Sattelzonen des Varistischen Gebirges: a Spessart-Ruhla-Unterharz-Sattel, b Schwarzbürg – nordsächsischer Sattel, c Bergaer Sattel, d Granulitgebirgs-sattel, e Fichtelgebirgs-Erzgebirgssattel

Tektogenesen, die jeweils an der betreffenden Region der Erdkruste Gebirge entstehen ließen. Die ältesten Tekto-genesen sind heute so überprägt, daß sie für das Land-schaftsbild der DDR praktisch keine Bedeutung haben. Die varistische Tektogenese hat zwar in Mitteleuropa ein aus-gedehntes Gebirge gebildet; dieses war aber (wie erläutert) schon zur Zeit des Zechsteinmeeres völlig eingeebnet. Wir finden heute nur noch die Wurzeln des Varistischen Gebir-ges im Untergrund, und zwar an der Erdoberfläche auch nur dort, wo das damals gefaltete Grundgebirge später erneut gehoben und von jüngeren Schichten entblößt wor-

den ist. An den anderen Stellen liegen dieselben Wurzeln des Varistischen Gebirges heute bis zu mehreren tausend Metern tief im Untergrund verborgen.

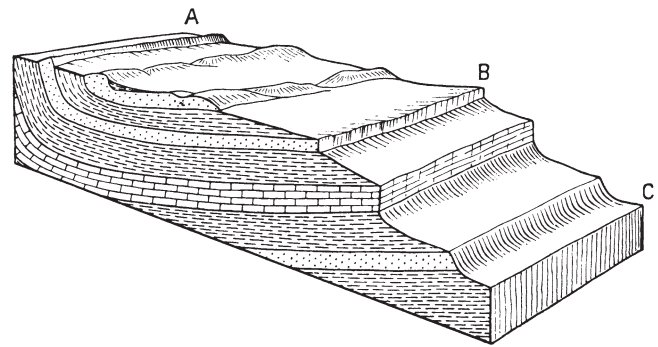
Eine Häufung tektonischer Prozesse in der Kreidezeit und im Tertiär ließ die Alpen und die anderen jungen südeuropäischen Kettengebirge entstehen, die heute dort noch (nach etwa 20 bis 120 Millionen Jahren) das Landschaftsbild bestimmen. Zur gleichen Zeit, aber mit geringerer Intensität und mit anderem »Bauplan«, entstand in Niedersachsen und in den umgebenden Gebieten, auch in der DDR, die saxonische Tektonik. Wo die varistische Tektonogenese die Erdkruste versteift hatte, konnten in der saxonischen Tektonik nur Verwerfungen entstehen, unter anderen allerdings auch so große, die unsere heutigen Mittelgebirge begrenzen! In jüngeren, plastischeren Gesteinen, vor allem in Salzschichtenfolgen, verursachte aber auch die saxonische Tektonik intensive Gesteinsfaltungen, allerdings ohne dabei Faltengebirge zu bilden. In jedem Fall – sowohl mit den Verwerfungen wie auch mit der Salztektunik – hat die saxonische Tektonik größten Einfluß auf das gegenwärtige Landschaftsbild der DDR.

Untergrund und Landschaftsform

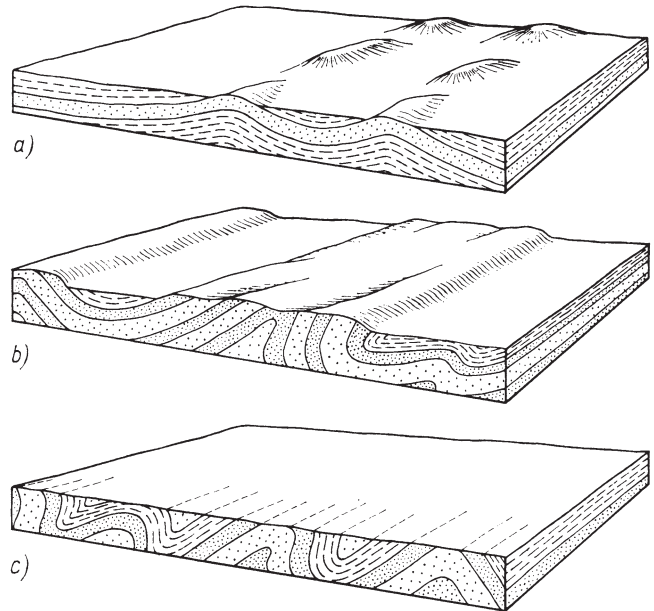
Von den Gesteinen und ihrer nachträglichen Verformung wird die gegenwärtige Form der Landschaft bestimmt, allerdings nur mehr oder weniger indirekt. Die Verwitterung und Abtragung der Gesteine wirken an der Erdoberfläche generell erniedrigend und einebnend. Die abgetragenen Massen füllen Vertiefungen der Erdoberfläche aus, so daß das Endziel dieser Vorgänge eine tiefliegende Ebene ist. Dieses Ziel wird aber in der Erdgeschichte kaum je erreicht, da die Gesteine der Abtragung unterschiedlichen Widerstand entgegensetzen, die festeren also Hügel und Felsen, sog. Härtinge bilden, und neue Hebungen und Senkungen erneut Reliefunterschiede und damit Abtragung hervorrufen.

Die Abtragung eines gehobenen Gebietes beginnt mit der Bildung von Tälern, die eine Hochscholle schließlich so zerteilen, daß von den einstigen Hochflächen nur Grate und Höhenrücken übrigbleiben. Indem diese allmählich auch erniedrigt werden, schafft die Abtragung eine tiefliegende Ebene (oder besser Fastebene, da einige Härtinge stets die Ausbildung einer völligen Ebene verhindern). Die Anordnung der Härtinge auf einer Fastebene oder Rumpffläche ist stets vom geologischen Bau des Untergrundes bestimmt.

Sowohl im Stadium der Talbildung wie auch bei der Modellierung der Rumpfflächen kann der Gesteinsuntergrund in verschiedener Weise bestimmend werden. Feste Gesteinsbänke bilden am Talhang Schichtstufen, auf der Rumpffläche Schichtrippen. Die lokale Form der Rumpf-



Schichtrippenlandschaft (A-B) und Schichtstufen am Talhang (B-C); (die Schichten mit Punkt- und Mauerwerksignatur setzen der Abtragung den größeren Widerstand entgegen)



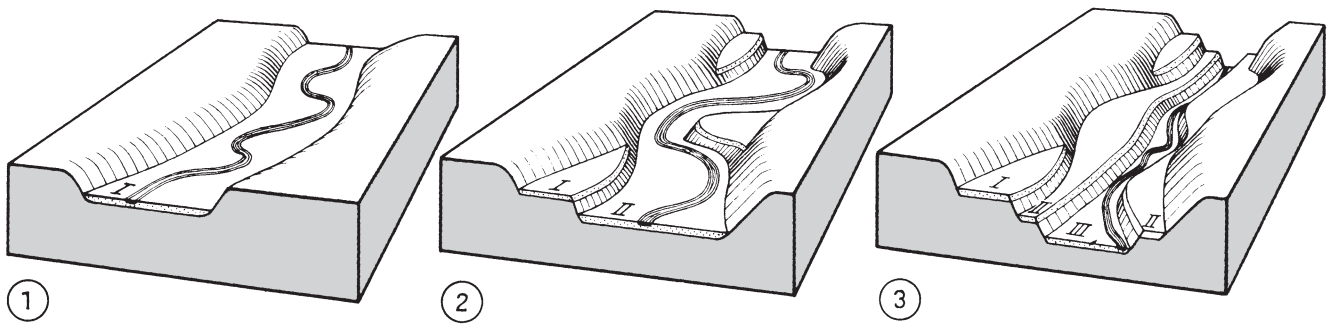
Einebnung und Gesteinsfestigkeit in der Landschaft

a Härtinge nur eines Gesteins in der Ebene; b eine Gesteinsserie (eng- und weitpunktig) überragt die Einebnung; c die Ebene schneidet alle Gesteine gleichmäßig ab

fläche wird entweder durch das einzelne Gestein oder durch Gesteinsserien bestimmt, oder aber die Landoberfläche schneidet die verschiedenen Gesteine undifferenziert ab.

Bei völliger Einebnung läßt die Landschaft keine Strukturen des Untergrundes erkennen. Sind einzelne Gesteine als Härtinge von der Abtragung herausmodelliert worden oder überragt in der Landschaft eine ganze Gesteinsserie ihre Umgebung, dann kann man in der Richtung und Gliederung dieser Landschaftselemente die geologischen Strukturen des Untergrundes erkennen. Beispiele dafür werden in diesem Buch aus fast allen Landschaften der Deutschen Demokratischen Republik vorgestellt.

Bei mehrfachem Wechsel von Abtragung (Talerosion) und Hebung des Gebietes bilden sich in den Tälern Ter-



Die Bildung von Flußterrassen I, II als Reste alter Talauen oberhalb der jüngsten Talaue III durch periodischen Wechsel von Tiefenerosion und Seitenerosion in den Zeitabschnitten ①, ②, ③

rassen, und zwar auf folgende Weise: Wenn ein Fluß sein Tal bis zu bestimmter Tiefe eingeschnitten hat, bewirkt er Seitenerosion und schafft sich eine breite Talaue, auf der er Kies, Sand und Ton sedimentiert. Wird das Gebiet gehoben, dann muß der Fluß erneut Tiefenerosion leisten, bis die Hebung kompensiert ist und er wieder Seitenerosion ausüben kann. Dieser Wechsel zwischen Tiefenerosion und Seitenerosion kann sich mehrfach wiederholen, und dementsprechend zahlreiche Terrassenreste findet man an den Hängen unserer Täler. Dabei sind die obersten Terrassen die ältesten.

Klimatische Einflüsse können diesen Prozeß modifizieren. Dies ist insbesondere während des quartären Eiszeitalters geschehen. Der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten führte zu einer unterschiedlichen Wasserführung in den Flüssen, die auf die Prozesse der Erosion und Sedimentation großen Einfluß hatten.

Besonders deutliche Flußterrassen aus dem Tertiär und

dem Quartär findet man in den Tälern der Saale, der Ilm, der Weißen Elster und der Mulde. Das Flußnetz der Deutschen Demokratischen Republik hat sich in den Grundzügen am Ende des Tertiärs, also vor etwa 10 Millionen Jahren herausgebildet und ist in den Einzelheiten im Laufe des Pleistozäns und Holozäns geformt worden. Dabei haben manche Flüsse Teile ihres Laufes überhaupt verlegt, z. B. die Elbe nördlich von Dresden, die Freiburger Mulde bei Döbeln, die Zwickauer Mulde bei Grimma – Naunhof, die Weiße Elster und die Saale bei Leipzig – Halle und die Unstrut in ihrem Unterlauf.

Im Tiefland findet Abtragung nur lokal und in begrenztem Ausmaß statt. Dort wird die Landschaft in der Hauptsache durch die Aufschüttung von Sedimenten bestimmt, wie bei den einzelnen Landschaftstypen behandelt werden wird. Die Flußsedimente sind im Tiefland so gelagert, wie es der Altersfolge entspricht: die älteren Kiese und Sande unten, die jüngeren darüber.



Zu den großen Geschieben der quartären Eiszeit gehört der Kleine Markgrafenstein aus einem schwedischen, grobkristallinen, gneisartigen Granit in den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde, Bezirk Frankfurt/Oder. Vier Meter ragt er empor, weitere zwei Meter steckt er in der Erde. Der etwa 100 Kubikmeter große Riesenfindling hat einen Umfang von 22 Metern. Vor etwa 15 000 Jahren taute hier das weichselkaltzeitliche Inlandeis ab. Es entstanden die Endmoränen des Frankfurter Stadiums

Geologische Streifzüge

Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona
und Fichtelberg

Wagenbreth, O.; Steiner, W. (Hrsg.)

1990, VIII, 196 S. 199 Abb., 70 Abb. in Farbe., Softcover

ISBN: 978-3-662-44727-7