

Unter dem Einfluss der wachsenden Alpen : Paläogen und Neogen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen**

Band (Jahr): **72 (2020)**

PDF erstellt am: **23.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

7. Unter dem Einfluss der wachsenden Alpen: Paläogen und Neogen

Statt kreidezeitlicher und paläozäner Ablagerungen finden wir Zeugen einer tiefgreifenden Abtragung und Verwitterung in den Gesteinen des Oberen Juras: Verkarstung sowie Verfüllung der Karsthohlräume mit eozänen oder älteren sogenannten «Residualsedimenten», also dem Rückstand, der nach intensiver Lösung und Auswaschung von Kalksteinen, Tonsteinen etc. zurückblieb: Bohnerz und Boluston. Verwitterungsrückstände aus dem Jura (und allfälligen Kreideschichten) sowie von zugeschwemmtem Material (belegt durch geringe Mengen von eingelagertem Quarzsand) waren lange der Einwirkung langanhaltender warmer und saurer Niederschläge ausgesetzt. Mineralien wurden gelöst und «leichtlösliche» Elemente wie Kalium, Calcium, Magnesium oder Silizium wurden ausgewaschen und wegtransportiert. Zurück bleiben «schwerer lösliche» Elemente wie Eisen oder Aluminium. Je nach Ausgangsmaterial und klimatischen Bedingungen kann das eine oder andere stärker angereichert werden. Das ursprünglich an Kieselsäure reiche Tonmineral (Illit) wurde in das SiO_2 -arme Tonmineral Kaolinit umgewandelt. Kaolinit ist der Hauptbestandteil des Bolustons (Abb. 62). Das durch die Minerallösung freigesetzte Eisen wurde wieder ausgeschieden und sedimentierte in Form von lateritischen Krusten und Bohnerzkügelchen (Abb. 63; Berger et al., 2009). Typisch ist die stark rote, dem Eisen geschuldete Farbe solcher Böden. Vermutlich bildeten sich bereits während Kreide und Eozän auf den tiefverwitterten Kalkfelsen des Juras entsprechende Böden mit Eisenkrusten und erbsenförmigen Konkretionen. Dort, wo diese Produkte in Karsthohlräume eingeschwemmt werden konnten, blieben sie unter Umständen bis heute erhalten. Da heutige Analoga weitgehend fehlen, sind die Details der Entstehung noch nicht restlos geklärt.

Eine Karte der Ebene der Verkarstung (Abb. 65 und 66) zeigt, dass die siderolithischen Rückstandssedimente von S nach N immer tieferen jurassischen Schichten aufliegen. Das deutet darauf hin, dass die Schichten vermutlich bereits in der Kreidezeit leicht schräg gestellt wurden (Hofmann, 1981). Aus der Gegend sind aus diesen Schichten keine Fossilien bekannt; in Spaltenfüllungen der Lägern aber konnten kleine Landwirbeltiere (Säuger) aus dem Eozän anhand ihrer Zähne nachgewiesen werden.

Über dem Boluston mit den Bohnerzeinlagerungen folgt eine bis 4 m mächtige Formation von kalkigen Kaolinitmergeln (Hofmann und Peters, 1962), Quarzsanden und Krustenkalken (Hofmann, 1981). Sie werden als festländi-



Abb. 62: Bohnerz, eingebettet in Boluston, Sammlung Hofmann, Museum zu Allerheiligen.



Abb. 63: Gewisse Bohnerzvorkommen zeichnen sich durch komplex zusammengesetzte Aggregate aus. Man nimmt an, dass das mit einer mehrphasigen Vererzung zu erklären ist: In einer ersten Phase bildeten sich die einzelnen «Bohnen», die in einer zweiten Phase zu den Aggregaten zusammengefügt wurden.

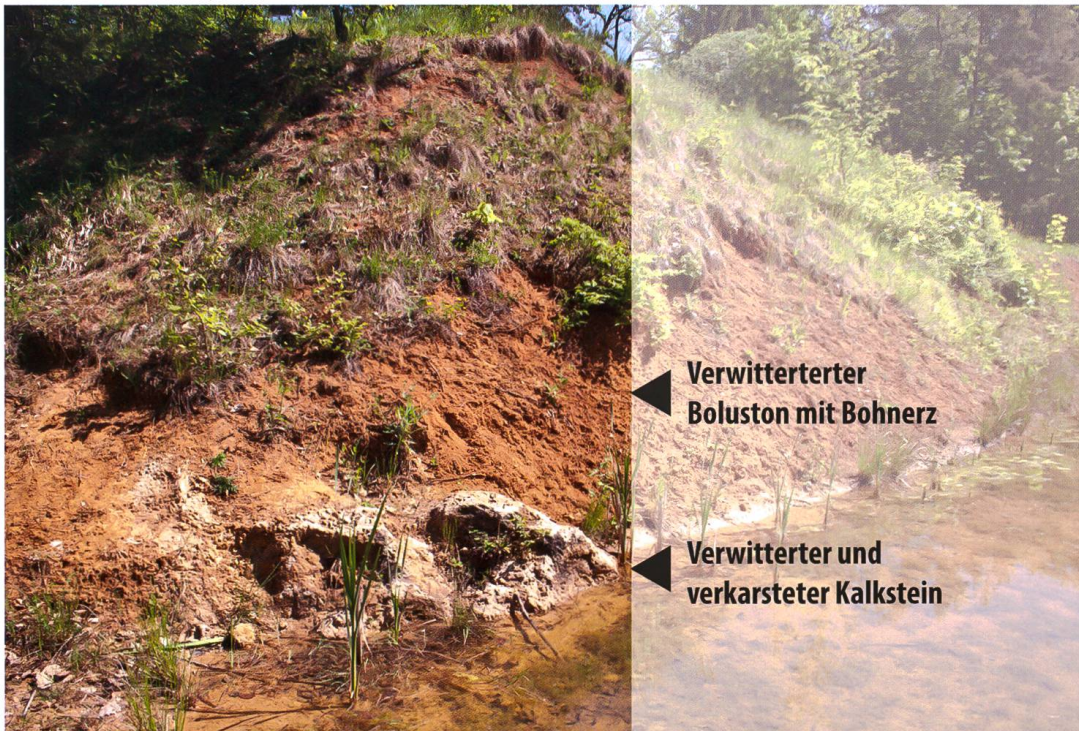


Abb. 64: Verwitterter Boluston mit Bohnerz auf verkarsteten Kalkfelsen, Färberwisli bei Beringen.

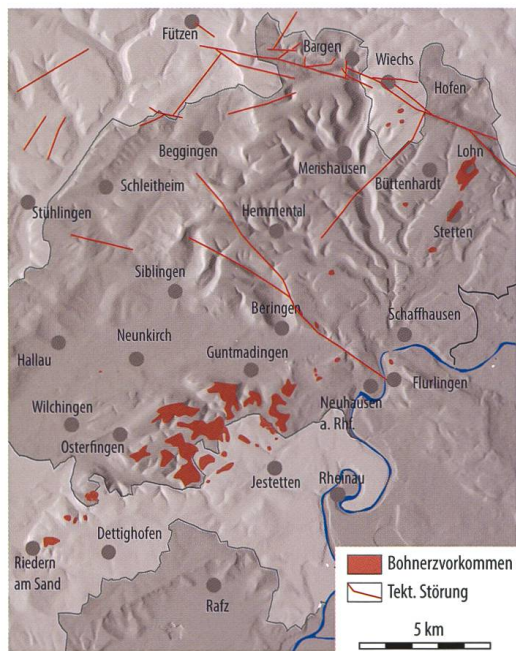


Abb. 65: Verteilung der Vorkommen von Bohnerz auf dem Rand (nach Hofmann, 1991).

molasse aufgeschlossen. Es handelt sich um schlecht verkittete Sande und Sandsteine sowie grünliche und rötliche Mergel, letztlich einer der Gründe für die zahlreichen Hangrutschungen an der Buechhaalde. Es sind dies die ersten Zeugen der **Molasse**, also der Sedimente und Sedimentgesteine, die sich im Vorfeld eines aufsteigenden Gebirgsgürtels aufgrund der gleichzeitig erfolgenden Abtragung anhäufen. Diese Gesteine bilden heute die geologische Grundlage des Mittellandes und formen parallel zum Alpenrand, da später selber noch in die Gebirgsbildung einbezogen, einige markante Gebirgs- und Hügelzüge wie Rigi, Speer oder Hörnli. Nahe der Alpenfront wurden grobkörnige und mächtige Serien von Sedimenten abgelagert, gegen Norden hin und damit in der Region Schaffhausen werden die Ablagerungen feinkörniger und weniger mächtig. Von den insgesamt vier Grosseinheiten (**Untere Meeressmolasse UMM**, **Untere Süßwassermolasse USM**, **Obere Meeressmolasse OMM**, **Obere Süßwassermolasse OSM**) sind in der Region nur die drei höheren Einheiten vertreten. Die entsprechenden Ablagerungen zeichnen sich insbesondere durch kleinräumige Ablagerungsmuster und starke Variationen aus. Es ist daher nicht immer einfach, sich in der Vielfalt der Ablagerungen geographisch und zeitlich zu orientieren.

Die erwähnten Ablagerungen an der Buechhaalde zeugen von einer flachen, von Flusskanälen durchzogenen Überschwemmungslandschaft. Mergelige

sche Ablagerungen gedeutet. Dabei müssen viel trockenere Bedingungen (semiarid) angenommen werden als zur Zeit der Ablagerung der Bohnerze und Bolustone.

7.1 Molasse: Zwischen Land und Meer

Mit der weiter gehenden Bildung der Alpen und deren Fortschreiten gegen Norden wird auch der Einfluss auf die Region Schaffhausen deutlicher. Beispielsweise an der Buechhaalde auf der linken Seite des Rheins zwischen Flurlingen und Rheinfall, aber auch in der Deponie Schwanental in Eglisau-Buchberg sind die Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse

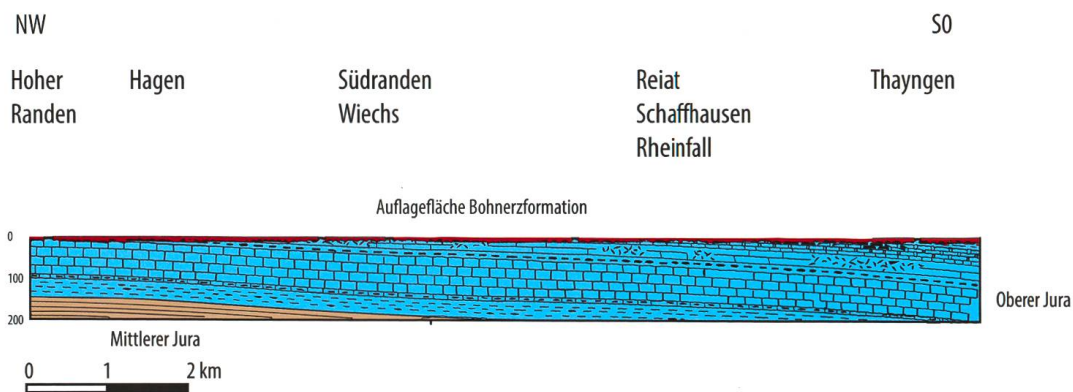


Abb. 66: Die Bohnerzformation (Siderolithikum) liegt gegen Südosten zunehmend jüngeren Gesteinen auf. Das bedeutet, dass vermutlich zur Zeit der Entstehung die tieferen Schichten bereits leicht schiefgestellt waren (Hofmann, 1991).

Hintergrundsedimentation wird von sandigen Rinnenfüllungen mit feldspatreichen (= granitischen) Sanden untergliedert. Die Entwässerung des gesamten Systems erfolgte nach Osten. Die Flüsse mündeten östlich von München ins Meer.

Von Basel an nordwärts verursachten Dehnungsbewegungen die Öffnung des Rheingrabens und als Folge davon die Hebung des Schwarzwaldes. Mit der Hebung verstärkte sich die Erosion in diesem Gebiet. Entsprechende Sedimente wurden während der Ablagerung der Unteren Süßwassermolasse erstmals von Norden bzw. Nordwesten her in unsere Gegend geschüttet. Diese sogenannte «Juranagelfluh» spielte vor allem in der folgenden Zeit der Oberen Meeresmolasse eine wichtige Rolle.



Abb. 67: Ansicht der Unteren Süßwassermolasse in der Deponie Schwanental in Buchberg bzw. Eglisau. Deutlich sichtbar ist die unterschiedliche Wasserführung der Schichten, die auf deren unterschiedliche Wasserdurchlässigkeit zurückzuführen ist.

Nach der Ablagerung der Unteren Süsswassermolasse versank die Gegend zum ersten Mal nach langer Zeit wieder im Meer, so dass über den der Buechhaalde entsprechenden Sedimenten Meeresablagerungen folgen. Diese setzen mit einem durch das Mineral Glaukonit grün gefärbten Sandstein ein, der zum Beispiel in der Region Rüdlingen-Flaach beobachtet werden kann. Aus dieser Zeit stammen auch die als Baustein berühmten Berner Sandsteine, oder die auch in Schaffhausen eingesetzten Sandsteine aus der Region Überlingen (Epitaphien im Kreuzgang des Museums zu Allerheiligen).

Es war kein tiefes Meer, die Strandlinie war nahe. Dies wird beispielsweise durch den «**Randen-Grobkalk**» verdeutlicht, ein gelbes, schräggeschichtetes und grobsandiges Sediment aus Muschel- und Schneckenschalenfragmenten sowie mit grobem Quarzsand bis -feinkies (= Sandkalk, Citharellenkalk; Abb. 68; Hofmann, 1967). Ähnliche Sedimente finden sich entlang einer alten Strandlinie, die vom Kanton Aargau bis zum Bodensee reicht; sie begrenzte das damalige Molassemeer gegen Norden. In der Region Tengen-Engen sind sie besonders deutlich ausgebildet und wurden früher als Baustein abgebaut. Ein kleineres Vorkommen findet sich am nördlichen Buechbärg in Merishausen. Dieses leicht sägbare Material wurde vor allem im 11. bis 15. Jahrhundert in Schaffhausen verwendet und kann noch heute an historischen Bauwerken bewundert werden.

In dem damaligen Meer lässt sich anhand der Sedimentstrukturen eine Strömung von Südwesten nach Nordosten rekonstruieren. Im Bereich des Napfs und des Hörnlis wurden grosse Deltas bzw. Schuttfächer aufgebaut, über die der alpine Schutt ins Meer geschüttet wurde. Während weiter südlich 600 bis 800 m Sediment in dem Meeresarm angehäuft wurden, liegt beispielsweise in Barga die Mächtigkeit bei etwa 10 m (Hofmann, 1967).

Im nördlichen Randen (Barga-Wiechs-Tengen) finden sich über dem Niveau der Randengrobkalkte Hinweise, dass das Gebiet wieder verlandete: Der Albstein, ein rötlicher, oft massig dichter Krustenkalk, wurde in dieser Zeit gebildet.

An der Wende von der Oberen Meeresmolasse zur Oberen Süsswassermolasse bildete sich eine markante Struktur: Die **Graupensandrinne** (Abb. 69). Es handelt sich um eine rund 10 km breite und 260 km lange, stellenweise tief einerodierte Rinnenstruktur, die von Donauwörth her dem Nordrand des Molassebeckens folgt und bis in die Nordschweiz führt (Bühl, 2017). Die Rinne ist in ihrem tiefsten Teil verfüllt mit den fossilführenden sogenannten Graupensanden (Grimmelfinger Schichten), groben, kalkarmen Quarzsanden. Aufgrund der darin enthaltenen Schwerminerale wurde argumentiert,

dass das Liefergebiet nicht in den Alpen, sondern in Gebieten im Nordosten gesucht werden müsse. Nach einigen Autoren stellen die in Benken und in Riedern am Sand abgebauten Quarzsande die Fortsetzung der Grimmelfinger Schichten dar, wobei es sich hier um einen Übergang einer fluviatilen Rinne in das Meer der Oberen Meeresmolasse handle. Andere Autoren interpretieren die Graupensande als marine Ablagerung. Gestützt auf die Funde von Haizähnen und fossilen Austern wurde auch in Benken die Abfolge samt den überlagernden Sedimenten (die demnach den Kirchberger Schichten Süddeutschlands entsprechen würden) als marine Ablagerungen bzw. als Abschluss der Meeresmolasse gedeutet (Hofmann, 1967; Hofmann, 1976; Hofmann und Hantke, 1964). Diese Interpretation wurde in Frage gestellt (Bühl, 2017; Zöbelein, 1995); die Fossilien könnten auch aufgearbeitet sein und ursprünglich aus älteren Sedimenten stammen. Zudem wird seit einigen Jahren eine intensive Kontroverse um das Alter der Grimmelfinger Schichten geführt (siehe Bühl, 2017, und die darin aufgeführten Referenzen), die die Interpretation zusätzlich erschweren.

Die Quarzsande wurden bei Benken-Wildensbuch seit der Entdeckung 1836 bis in die 1980er Jahre abgebaut und für verschiedene industrielle Prozesse eingesetzt. Die Ausbeutung betrug durchschnittlich 11 000 Tonnen Quarzsand pro Jahr. Das Material wurde u.a. in Glashütten, Giessereien, Sportanlagen, Kläranlagen und als Streusand eingesetzt.

Die Sande sind bei Fossilien sammelern insbesondere aufgrund der häufig gefundenen Haizähne bekannt.

Es wurden aber auch Reste von diversen anderen Tieren (Wirbellose wie Muscheln, Schnecken, Krebse, Korallen, Moostierchen und Wirbeltiere wie Meerbrassen, Schildkröten, Krokodile, Rüsseltiere, Nashörner, Tapire, div. Paarhufer, Nagetiere, Uraubtiere, Raubtiere, Zahnwale und Seekühe) nachgewiesen. Konglomeratbänke innerhalb der Abfolge gingen aufgrund der darin enthaltenen Austern als «Austernnagelfluh» in die Literatur ein (Bühl, 2017).



Abb. 68: Randengrobkalk — in gewissen Phasen ein beliebter Baustein in Schaffhausen und Umgebung. Bildbreite ca. 10 cm.

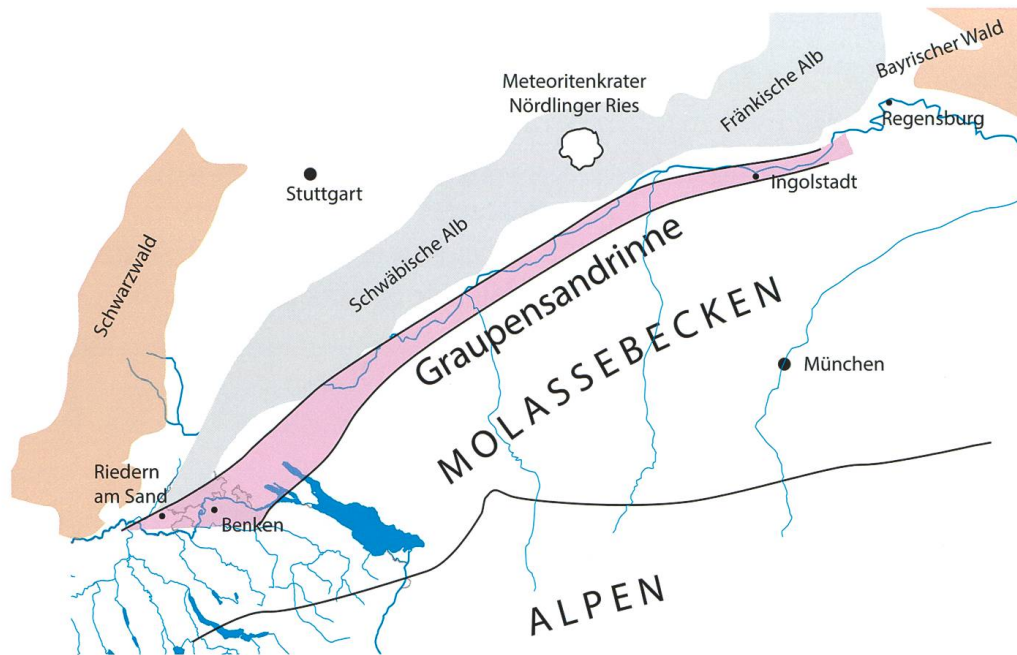


Abb. 69: Der Verlauf der Graupensandrinne. Das Alter der Rinne wird kontrovers diskutiert; während die einen Wissenschaftler den Fossilinhalt der Rinnenfüllung auf 17 bis 18 Millionen Jahre datieren, wollen die anderen anhand von «geschockten Quarzen» eine Verbindung zum Einschlagkrater des Nördlinger Ries herstellen. Dann wäre die Füllung der Rinne lediglich 14,5 Millionen Jahre alt.



Abb. 70: Unterkiefer eines hirschartigen Tieres aus Benken, ZH. Museum zu Allerheiligen.



Abb. 71: Oberer Teil der Ablagerungen in der Quarzsandgrube Benken. Die abgebauten Sande liegen im unteren Teil der Wand und sind heute durch den nachrieselnden Hangschutt vollständig zugedeckt.

Spätestens nach der Ablagerung der Kirchbergerschichten zog sich das Molassemeer endgültig aus der Region Schaffhausen und schliesslich aus der Nordschweiz zurück. Es kehrte ein Sedimentationsmilieu ein, das jenem aus der Unteren Süsswassermolasse vergleichbar ist: Überschwemmungssedimente und Flussablagerungen wechseln sich ab. Wiederum nimmt die Mächtigkeit der Schichten von Norden gegen den Alpenrand hin zu (300 m im Hegau, bis 1500 m im Hörnligebiet). Wiederum wurde Sediment über grössere Deltasysteme (Napf, Hörnli, Bodensee) vor allem von Süden und in geringerem Ausmass von Norden her (Juranagelfluh) in die Vorlandsenke des Mittellandes geschüttet. Juranagelfluh ist beispielsweise im Hügelzug zwischen Rafzerfeld und dem badischen Klettgau erhalten.

In der Vorlandsenke bildete sich ein Entwässerungssystem mit Nordost-Südwest-Schüttung aus, die sogenannte Glimmersandrinne. Es handelt sich um ein rein von Flüssen (fluviatil) dominiertes Ablagerungssystem, das sich von den österreichischen Ostalpen als Sammelrinne dem Alpenvorland entlang bis ins Rhonetal und Mittelmeer erstreckte. Diese Glimmersande sind in unserer Gegend zum Beispiel am Schienerberg oder am Rodenberg bei Diessenhofen sehr markant erhalten, wo sie gemäss Hofmann und Hantke (1964) mächtige Abfolgen von 50, 100 und mehr Metern ohne Mergelzwischenlagen bilden können. Einzelne Linsen sind fossilreich (Flussmuschel

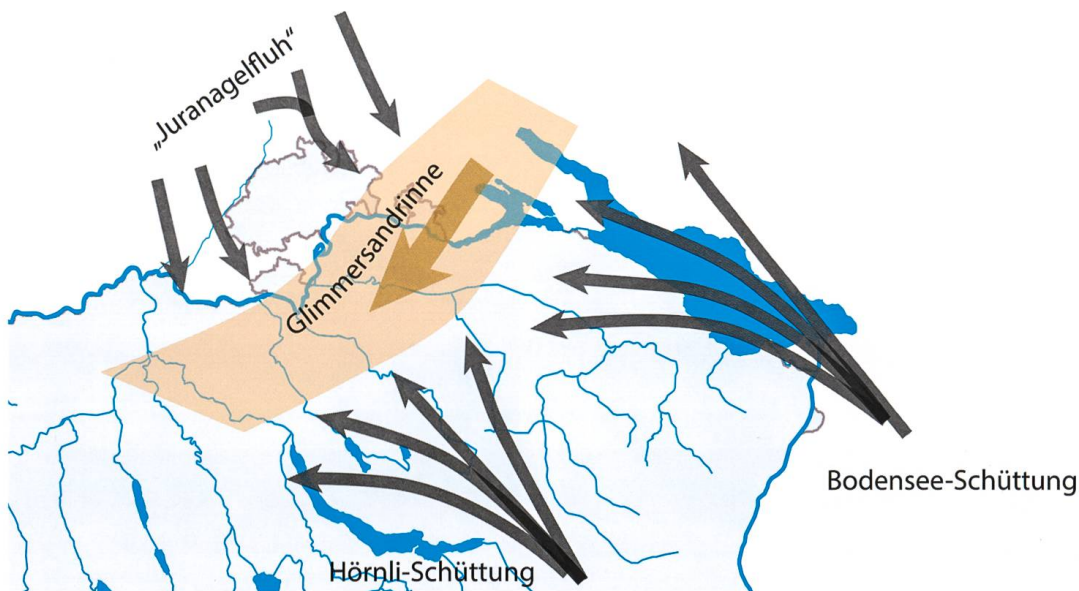


Abb. 72: Die Glimmersandrinne zeigt einen Transport von Nordosten nach Südwesten an. Von Süden wurde der Erosionsschutt der Alpen, von Norden jener des Schwarzwaldes und des Juras in die Rinne geschüttet.

Unio oder Pflanzenfossilien); insbesondere die Vorkommen an der Schrotzburg am nördlichen Schienerberg sind berühmt geworden (Hantke, 1954) und müssen natürlich auch in Kombination mit den Fossilien aus Öhningen (siehe Seite 64) betrachtet werden. Eine neuere Analyse der Flora erlaubt eine Rekonstruktion der klimatischen Verhältnisse: Die mittlere Jahrestemperatur wird auf 15-16°C geschätzt, der kälteste Monat auf 7°C und der wärmste Monat auf 25 bis 26°. Der Jahresniederschlag lag gemäss dieser Rekonstruktion bei 1300 mm/Jahr (Uhl et al. 2006). Zum Vergleich: in Schaffhausen beträgt die Jahresmitteltemperatur heute 9,4° und der Niederschlag 907 mm (Quelle: Klimadaten MeteoSchweiz).

Das Gefälle gegen Westen hielt bis zum Ende der Molassesedimentation an. Neben den vulkanischen Schichten bilden die Glimmersande die geologische Unterlage des Hegaus.

7.2 Tektonische Bewegungen: Von der Neuhauser Störung zum Hegauvulkanismus

Im Zusammenhang mit der Öffnung des Oberrheingrabens setzten auch in unserer Gegend Dehnungsbewegungen und Vulkanismus ein. Dabei scheinen auch alte, sogenannte herzynische, Brüche wieder reaktiviert worden zu sein. In der Region Schaffhausen sind sowohl Brüche mit einer NNO-SSW-Ausrichtung (parallel zum Oberrheingraben) als auch Brüche mit einer WNW-OSO- Ausrichtung zu beobachten. Letztere Ausrichtung folgt dem Bodensee-Hegau-Graben bzw. dem Bonndorf-Graben, an dem deutliche Dehnungsbewegungen stattfanden. Einen markanten Einblick in dieses System bietet die bei Thayngen/Almenbühl aufgeschlossene Abschiebung, bei

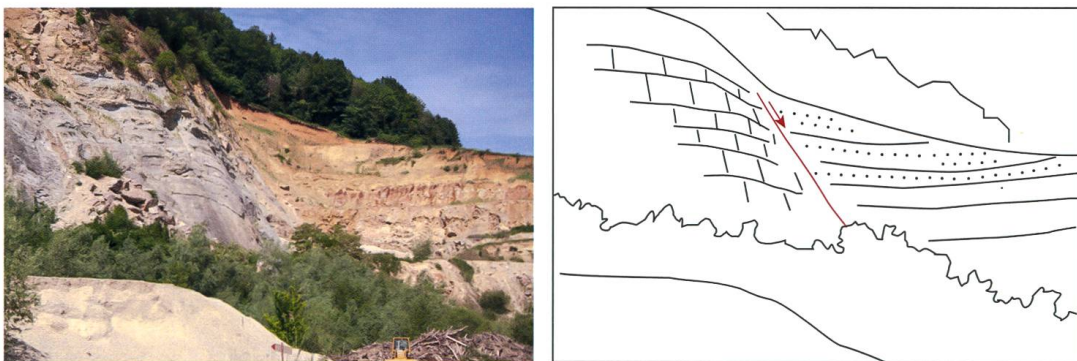


Abb. 72: In der ehemaligen Tongrube Almenbühl ist das Bruchsystem der Randenstörung sehr deutlich zu sehen: Das System von Abschiebungen zwischen den Kalken und Tonen des Oberen Jura (grau) und der Molasse (braun) versetzt die Gesteinsschichten um insgesamt 225 m gegeneinander.

der an einer 70–80° geneigten Scherfläche Molassesedimente (Nordost) in direkten Kontakt mit Sedimenten des Oberen Jura (Südwest) gesetzt wurden (Abb. 72). Der vertikale Versatz an dieser Störung beträgt rund 225 m. Diese sogenannte Randenstörung ist auch im Bild der geologischen Karte deutlich zu sehen. Zwischen Thayngen und Barga spaltet sich die Bruchfläche in mehrere Äste auf.

Ein anderer jedoch wesentlicher «Seitenast» dieses Störungssystems ist die Neuhauser Störung, ebenfalls eine Abschiebung, aber mit deutlich geringerem Versatzbetrag als die Randenverwerfung. Sie ist einerseits in der Teufelsküche bei Beringen indirekt sichtbar (der «Wohlgeschichtete Kalk» der Villigen-Formation liegt auf gleicher Höhe und in unmittelbarer Nachbarschaft zum «Quaderkalk» der Oberen Felsenkalk-Formation). Andererseits ist eine kleine damit in Zusammenhang stehende Verwerfung in der Sandgrube Benken-Wildensbuch sichtbar (siehe z. B. Bühl, 2017; Abb. 75). Analysen von modernen Erdbeben deuten darauf hin, dass auch heute Bewegungen an dem System Neuhauser Störung/Randenstörung stattfinden.

An der Schnittstelle zwischen dem Oberrheingraben und einer solchen herzynischen Störung setzte im Oberrheingraben selbst vor rund 20 Millionen Jahren der Vulkanismus des Kaiserstuhls ein. Vor rund 14 Millionen Jahren, als der Kaiserstuhl-Vulkanismus am Ausklingen war, folgte während der Hauptabsenkung des Bonndorfer Grabens der Vulkanismus im Hegau (Abb. 76, 77 und 78). Diese Phase dauerte ungefähr bis vor 7 Millionen Jahren. Aufgrund der Zusammensetzung der gefördert Schmelzen kann man unterscheiden zwischen «basaltischen» (Hohenstoffeln, Hohenhewen, Höwenegg, Blauer Stein) und phonolithischen (Hohentwiel, Hohenkrähen, Stau-

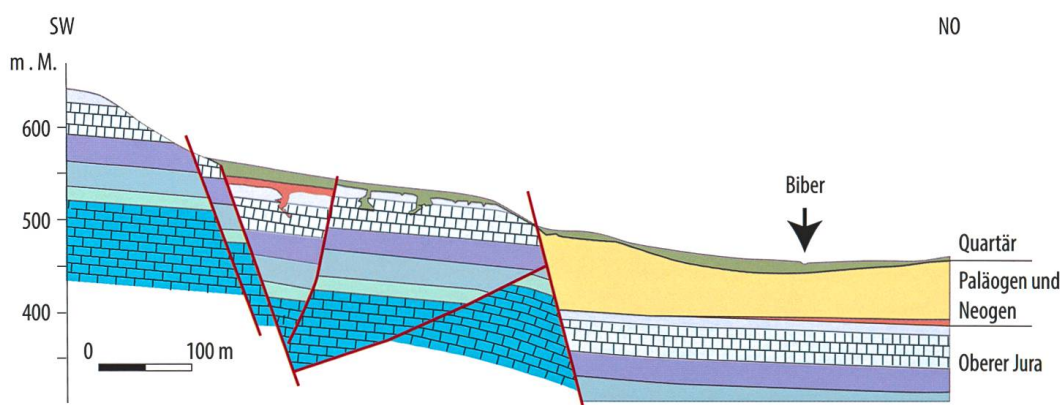


Abb. 73: Schematische Darstellung der Randenstörung bei Thayngen, gestützt auf Bohrungen (nach Hofmann et al. 2000).

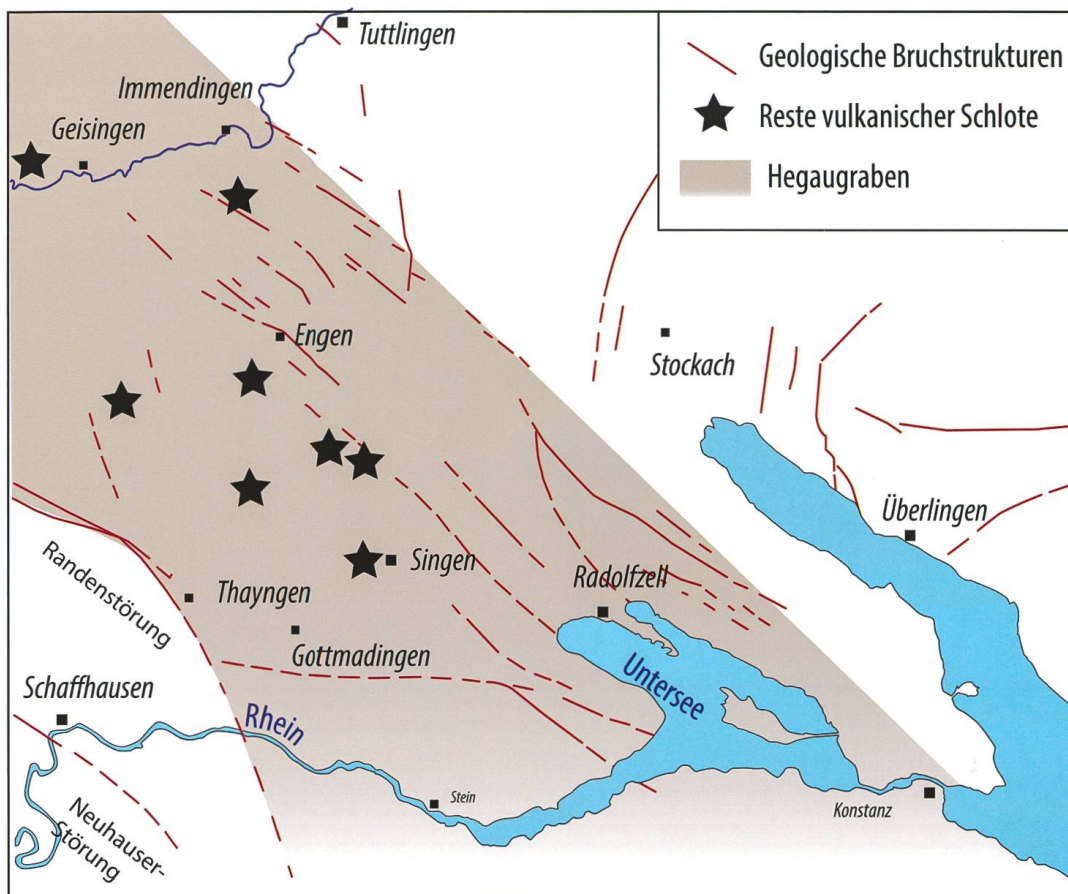


Abb. 74: Der Hegaugraben mit seinen tektonischen Störungen und den vulkanischen Zentren (nach Schreiner, 1968).

fen) Magmen, wobei letztere bereits im Förderschlot erstarrten. Das Alter der basaltischen Magmen liegt im Bereich von 11,8 Millionen Jahren, dasjenige der Phonolithe zwischen 7 und 9,5 Millionen Jahren (Weiskirchner, 1972). Die ältesten vulkanischen Aktivitäten reichen jedoch noch weiter zurück: Zu den ältesten Zeugen zählt der Pyroxentuff von Ober Salen und von Wangen. Die Deckentuffe sind nach Schreiner (1992) 12–15 Millionen Jahre alt. Es handelt sich dabei um vulkanische Sedimente (Pyroklastite), die sowohl als Schlotfüllungen als auch eingeschaltet in den umliegenden Molassesedimenten dokumentiert sind. Tuffhorizonte wurden auch auf der schweizerischen Seite dokumentiert (Hofmann, 1958; Hofmann and Jäger, 1959); kleinere vulkanische Körper wurden in der Region Ramsen und Hofen nachgewiesen (Hofmann, 1956).

Die Vulkane selbst sind eigentlich heute nicht mehr erhalten, nur noch ihre Schlotfüllungen (Abb. 76). Diese haben sich gegenüber der Erosion wider-



Abb. 75: Am Rand der ehemaligen Abbauwand der Quarzsandgrube Benken ist eine Abschiebung zu erkennen. Es handelt sich um einen Seitenast der Neuhauser Störung.

standsfähiger als die Molassegesteine erwiesen, die sie durchschlagen haben; sie blieben daher als «Härtlinge» erhalten. Der eigentlich Vulkankegel, soweit die Schmelzen überhaupt bis zur Oberfläche durchbrachen, wurde längst abgetragen.

Der Wannenberg bei Blumenfeld bzw. Tengen bietet einen anderen, wenig bekannten Aspekt des Hegau-Vulkanismus. Auf seiner Kuppe finden sich sinterartige, teilweise verkieselte Ablagerungen, die vermutlich im Zusammenhang mit dem Austritt von heißen vulkanischen Thermalwässern stehen. Einen sehr guten Überblick über den Vulkanismus im Hegau vermitteln die von Geyer (2003) zusammengestellten Ausflüge.

Eine aus paläontologischer Sicht besonders bemerkenswerte Bildung aus der frühen Phase des Hegau-Vulkanismus ist der Öhninger Süßwasserkalk, eine lokale und örtlich sehr beschränkte Ablagerung in einem ehemaligen Maarsee, also einem See in einer schüsselförmigen Geländemulde vulkanischen Ursprungs. Die ungewöhnlich häufigen und gut erhaltenen Fossilien von diversen Pflanzen, Insekten, Fischen, Amphibien und Reptilien führten zu einer recht detaillierten Abschätzung der klimatischen Bedingungen. Es wird in der Fachliteratur eine geschätzte mittlere Jahrestemperatur von 15,5 bis 16,5°C angegeben (kältester Monat: 8–11°, wärmster Monat 24°) und einer Niederschlagsmenge von 1300 bis 1500 mm pro Jahr (Fikáček und Schmied, 2013). Es sollen rund 900 Tier- und 450 Pflanzenarten nachgewiesen worden sein (Abb. 80). Eine Besonderheit ist der Riesensalamander *Andrias scheuchzeri*, der 1726 vom Zürcher Stadtarzt Johann Jakob Scheuchzer als Skelettrest eines in der Sintflut umgekommenen «armen Sünders» gedeutet wurde. Es handelt sich damit um eines der ersten «wissenschaftlich» beschriebenen, wenn auch falsch interpretierten Fossilien (Leu, 2013). Verwandte dieses Riesensalamanders leben noch heute in China und Japan. Aufgrund von Scheuchzer und anderen frühen Sammlern hat die Fundstelle Öhningen für

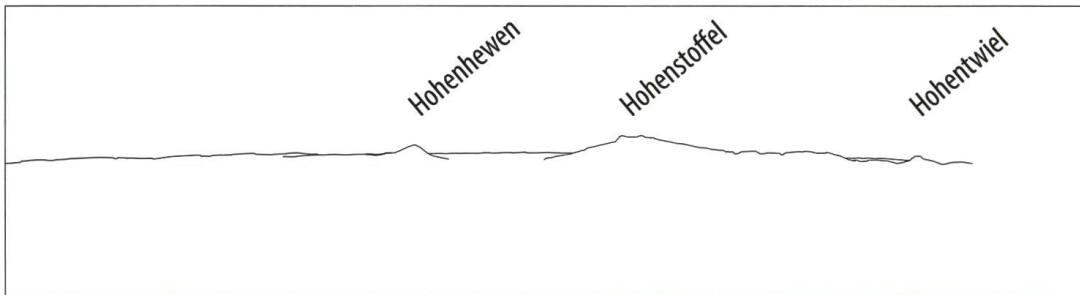
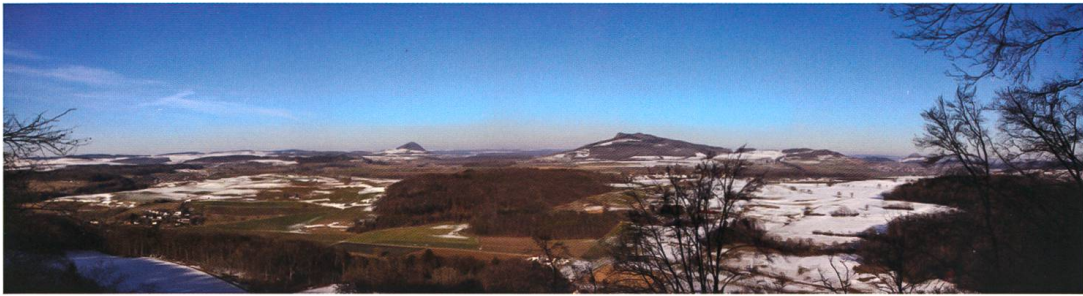


Abb. 76: Aussicht vom Cherzenstübli bei Thayngen auf einige der «Vulkankegel» des Hegaus.



Abb. 77: «Basalt» mit Einschluss vom Hohenstoffel. Genau genommen handelt es sich mineralogisch nicht um Basalt, sondern um Olivin-Melilithit. Dabei handelt es sich um ein Gestein, das aus einer an Kieselsäure armen Schmelze entstand.



Abb. 78: «Basaltsäulen» am Hohenstoffel. Die im Querschnitt sechseckigen Säulen entstehen aufgrund der gleichmässigen Abkühlung und damit Volumenabnahme des vulkanischen Gesteins. Die Säulen sind senkrecht zur damaligen Oberfläche orientiert.



Abb. 79: Vulkanischer Tuff, Sammlung Hofmann, Fundort Hirschenbrünneli, S Chrobachhütte, Museum zu Allerheiligen.



Abb. 80: Fossiles Ahornblatt aus Öhningen, Museum zu Allerheiligen.

die Geschichte der Paläontologie eine herausragende Bedeutung (das wird auch deutlich durch eine Anfang des 19. Jahrhunderts ans British Museum in London verkaufte Sammlung des Schaffhauser Arztes Conrad Ammann; Brignon, 2016). Etwas jünger (11 Millionen Jahre) sind die Fossilien, die in der Umgebung des nördlichsten Hegauvulkans Höwenegg geborgen wurden: Säbelzahniger, Riesenfaultier sowie das mit den Elefanten verwandte *Deinotherium* sind einige Beispiele; besonders bekannt jedoch sind die Funde mehrerer Exemplare des dreizehigen Urpferdes *Hipparion*.

Irgendwann zwischen 5 und 10 Millionen Jahren vor heute ging die Ablagerungsphase der Molasse zu Ende; es folgte eine Phase der Erosion. Der jüngste Teil der Molasseablagerung scheint dabei erodiert worden zu sein. Die Entwässerung der Glimmersandrinne nach Südwesten wurde vermutlich wegen tektonischer Verkippung des Mittellandes umgedreht, und das Mittelland entwässerte in der Folge gegen Nordosten (Abb. 82). Ablauf und genauer Zeitpunkt dieses Prozesses ist bisher kaum bekannt. Die nächstjüngeren Sedimente stammen vom «Aare-Donau-System», das aber nur sehr lückenhaft überliefert ist. Einzelne, meist lokale Reste des sogenannten «**Aare-Donau-Höhenschotters**» finden sich entlang eines Bandes vom Schweizer Mittelland über Blumberg, Tuttlingen bis nach Ulm. Durch rückschreitende Erosion eines Vorläufers des Rhone-Zuflusses Doubs scheint das Aare-Donau-System jedoch später seines Oberlaufs beraubt worden zu sein und die «Ur-Aare» wurde nach Westen umgeleitet (Abb. 82).

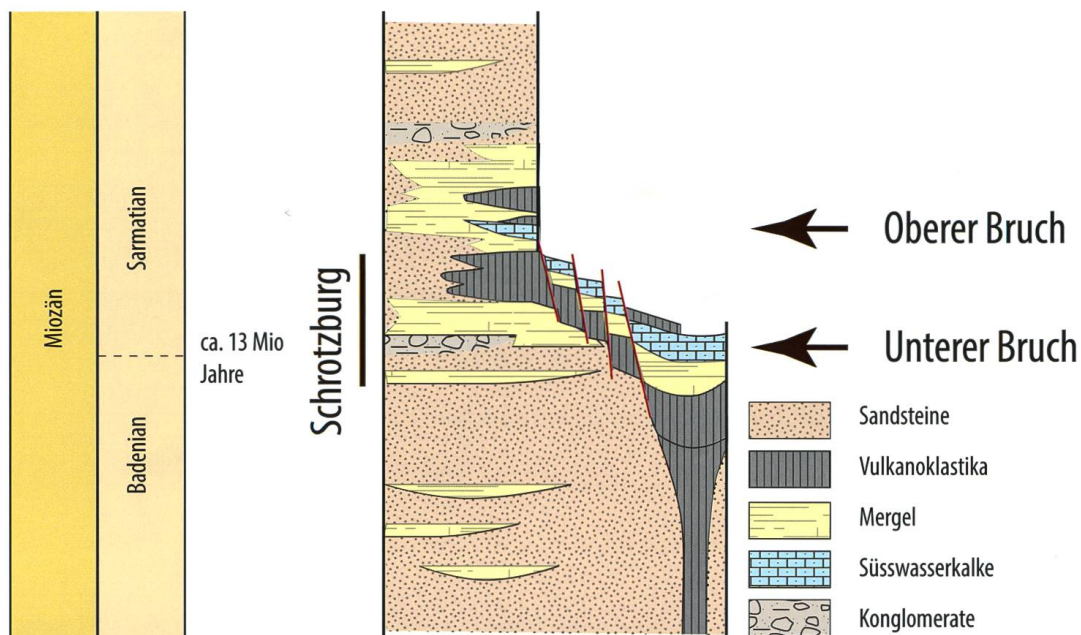


Abb. 81: Geologische Situation der beiden Steinbrüche in Öhningen und deren altersmässiger Vergleich mit den Pflanzenfossilien von Schrotzburg. Die Fossilien in Öhningen stecken in den als «Süswasserkalke» bezeichneten Einheiten.

8. Das Zeitalter der Gletscher: Quartär

Heute hat die Region Schaffhausen wenig Ähnlichkeiten mit den glazialen Landschaften des Hochgebirges. Entsprechend schwierig ist es, sich die Zeit vorzustellen, als Gletscher bis ins Tiefland und bis gegen unsere Gegend vorrückten. Diese Vorstellung war auch für die Wissenschaft in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts ungeheuerlich (siehe Kasten). Heute ist jedoch unbestritten, dass beide Pole der Erde seit rund 2,6 Millionen Jahren vereist sind (die Antarktis ist schon viel länger vereist: bereits seit rund 34 Millionen Jahren), und dass sich diese Eiskappen in regelmässigen Abständen stark ausdehnen. Die entsprechenden Phasen nennt man Eis- oder eigentlich korrekter Kaltzeiten. Diese (länger dauernden) Kaltzeiten (Glaziale) werden von kürzeren Warmzeiten (Interglaziale) unterbrochen. Ausgelöst werden diese natürlichen Klimavariationen durch regelmässige Schwankungen der Parameter der Erdumlaufbahn (siehe Milanković-Zyklen, Abb. 24): Die Neigung und Richtung der Erdachse gegenüber der Ebene der Erdumlaufbahn und die