Hegauvulkanismus und Alpenfaltung*

Von Franz Hofmann, Neuhausen am Rheinfall

Der Hegauvulkanismus ist kein isoliertes, selbständiges Phänomen. Er kann nur in einem größeren Zusammenhang gedeutet werden. Er fällt zeitlich zusammen mit den letzten Phasen der Alpenfaltung und damit ins jüngere Tertiär (Miozän-Pliozän). Die Alpenfaltung ist die Ursache des Hegauvulkanismus als Erscheinung des alpinen Vorlandes.

Vielleicht ist es deshalb nützlich, einmal die Geschichte der Alpenfaltung etwas genauer zu betrachten (vergl. geologische Zeit-Tabelle).

Die Hauptphasen der Alpenfaltung fallen ins Tertiär. Die Alpen sind ein junges Faltengebirge, im Gegensatz zu den alten, herzynischen Gebirgsrümpfen, die an der Wende vom Karbon zum Perm entstanden und zu denen der Schwarzwald, die Vogesen, das französische Zentralmassiv, die böhmische Masse, die Bretagne, die Appalachen, der Ural und eine Reihe weiterer Gebirge gehören. Sie wurden bis zum Beginn des Mesozoikums teilweise weitgehend wieder abgetragen.

Zeit-Tabelle	Pleistozän	Beginn vor: 1 Mill. Jahre
	Pliozän	10
	Miozän	25
Tertiär	Oligozän	40
	Eozän	60
	Paleozän	70
Mesozoikum	Kreide	135
	Jura	180
	Trias	225
Jung- Paläozoikum	Perm	270
	Karbon	350

Auch die Alpen enthalten Elemente dieser alten herzynischen Faltung, in Form autochthoner, nichtüberschobener kristalliner Massive, aber nur in den Westalpen. Dazu gehören das Aarmassiv, das Gotthardmassiv, die Massive des Montblanc, der Aiguilles Rouges, der Belledonne, des Pelvoux und des Mercantour, aber auch die kristallinen Südalpen (Sottoceneri, zwischen Tessintal/Bellinzona und Lugano). Diese kristallinen Massive entsprechen in jeder Hinsicht dem Schwarzwald und den Vogesen und den andern genannten herzynischen Gebirgsresten.

In Form abgescherter Decken findet man alte kristalline Gebirgsteile auch in den alpinen Überschiebungsmassen. Wie die übrigen herzynischen Gebirgsrelikte enthalten sie teilweise noch ältere paläozoische und präkambrische Elemente, die durch Metamorphose völlig oder teilweise umgewandelt wurden.

^{*}Vortrag, gehalten am 9. März 1966 in Singen (Hohentwiel).

Die Ablagerungen des Karbons sind in diesen herzynisch gefalteten Komplexen noch in die Faltung einbezogen worden, die permischen Ablagerungen lagern diskordant darüber. Solche Karbonmulden findet man in den Vogesen, im Schwarzwald (Lenzkirch) ebensogut wie in den Alpen (Tödi, Uri, Wallis, Südtessin).

Das Perm erscheint über den herzynisch gefalteten Gebieten bereits als deren kontinental abgelagerter, meist roter Verwitterungsschutt (Südwest-Schwarzwald, Verrukano-Ablagerungen in den Alpen, vor allem etwa in den Überschiebungsmassen des Kantons Glarus und im St. Galler Oberland). Die Ablagerungen des Karbons müssen unter tropisch-feuchtem Klima entstanden sein, jene des Perm unter weit trockeneren, heisseren, teilweise wüstenhaften Bedingungen.

Zur Zeit des Perm herrschte ein weitverbreiteter Vulkanismus, so im Schwarzwald, besonders aber auch in den heutigen alpinen Gebieten. Es sind basaltische bis saure Ergußgesteine und vulkanische Tuffe. Im Gebiet der Schweiz findet man sie besonders im Kärpfgebiet (Kanton Glarus) und im Südtessin (Porphyrite, Quarzporphyre, Granophyre und vulkanische Tuffmassen der Gegend von Lugano). Dieser intensive Vulkanismus hängt wohl mit den letzten Phasen der herzynischen Gebirgsfaltungen zusammen, ähnlich wie dies beim Hegauvulkanismus in Bezug auf die Alpenfaltung der Fall ist.

Über das kontinentale Perm lagert sich in unserer weiteren Gegend der Buntsandstein der unteren Trias. Zu dieser Zeit brach auch das Meer ein: in den analogen Bildungen im Südtessin finden sich in diesen noch weitgehend kontinental beeinflußten sandigen Sedimenten bereits marine Fossilien. In den südlichen Ostalpen ist aber schon das Perm marin.

Erst die mittlere Trias (Muschelkalk) ist durch typisch marine Flachmeerablagerungen (Kalke und Dolomite, Salz- und Gipsablagerungen) charakterisiert, und zwar in unserer Gegend und im Südtessin. Es herrschte trockenes, warmes Klima. Zwischen dem germanischen Muschelkalkmeer, das bis in die Nordalpen (helvetische Zone) reichte, und dem südalpinen Meer muß damals eine Schwelle vorhanden gewesen sein, die ihrerseits eine marine Depression enthielt. Das südalpine Meer hing unmittelbar mit dem ostalpinen zusammen und zeigt die gleichen Faziesverhältnisse.

In der südalpinen mittleren Trias, am Monte San Giorgio, S Lugano, findet man in einer bituminösen Schieferzone die berühmte Saurier-Fundstelle, die vom Paläontologischen Institut und Museum der Universität Zürich (Prof. E. Kuhn-Schnyder) bearbeitet wird. Es ist die reichste Saurier-Fundstätte der Welt in der Mittleren Trias. Sie enthält besonders Ichthyosaurier.

Diese Saurier-Fundstätte hängt wahrscheinlich mit einem lokalen Vulkanismus zusammen: die Vulkantätigkeit setzte sich vom Perm (Luganeser Porphyrite und Porphyre) in die Trias weiter fort und lieferte zahlreiche Lagen vulkanischer Tuffe, die auch in den marinen Ablagerungen des Monte San Giorgio auftreten.

Gleichaltriger Vulkanismus ist auch aus den Ostalpen bekannt.

Im Keuper, also in der Oberen Trias, trat eine Regression des Meeres besonders im Norden ein. Es wurden die stark kontinental beeinflußten Keuperbildungen der germanischen und der nordalpinen Trias sedimentiert.

Das Triasmeer als Flachmeer über den eingeebneten herzynischen Gebirgsrümpfen kennzeichnet den Beginn der alpinen Geosynklinalzeit, der Ausbildung eines die halbe Welt umspannenden Urmittelmeeres, der Thetis, in dem die Sedimente der heutigen Alpen und ihrer Aequivalente bis zum Himalaya abgelagert wurden (Alpen, Dinariden, Karpathen, Anatolien, Iran, Himalaya).

Dieses Gebiet begann sich in der Folge immer weiter abzusenken und in einzelne marine Tröge zu differenzieren, besonders mit dem Beginn der Jurazeit.

Das alpine nördliche Vorland und die nordalpine Zone (helvetischer Faziesbereich) zeigen im Jura, wie schon in der Trias, eine weitgehende Übereinstimmung der Ablagerungen: dieses Gebiet, das weit nach Süddeutschland hinein reicht, ist die nördliche Flachmeerzone (Schelf) des alpinen Geosynklinalmeeres. Während ausgesprochen ruhigen Flachmeerzeiten wurden vorwiegend Kalke abgelagert, zu Zeiten stärkerer Senkungen mergelige bis tonige Sedimente. Der ganze völlig eingeebnete Schwarzwald muß zu dieser Zeit vom Meer überflutet gewesen sein.

Südlich an diese Flachmeerzone schließt sich eine Hochseezone an, der penninische Faziesraum. Er enthält praktisch keine Kalksteinbildungen, sondern, dem tiefen Meer entsprechend, tonige Sedimente, die uns besonders in Form der riesigen Bündnerschiefergebiete erhalten geblieben sind. Das Meer muß mehrere tausend Meter tief gewesen sein.

Noch weiter im Süden, jenseits der Hochseezone, lag das südliche Schelfgebiet, der Südrand der alpinen Geosynklinale. Dort treten zur Jurazeit, besonders im Lias, wieder mächtige Kalkbildungen auf (Monte Generoso). Im mittleren und oberen Jura sind dort die Sedimente in ihrer Mächtigkeit stark reduziert oder fehlen überhaupt.

Aus der Jurazeit sind im alpinen Ablagerungsraum vertikale Verstellungen, aber noch keine Faltungen bekannt.

In der Kreidezeit wich die nördliche Küste der alpinen Geosynklinale nach Süden zurück. In unserer Gegend finden wir keine marinen Ablagerungen. Im Gebiet des Faltenjura treffen wir erst in der Gegend von Biel auf marine Ablagerungen, deren Ausbildung jener der mächtigen Kreide in der nordalpinen Zone, d. h. in den helvetischen Decken und in der autochthonen Kreide der alpinen Massive entspricht. Die Kreide ist im Helvetikum durch zyklische Kalk-Mergel-Serien gekennzeichnet, die in einem tropischen Meer abgelagert wurden und deren Kalke ausgesprochen zoogen sind (Foraminiferenkalke).

In der penninischen Hochseezone wurden weiterhin Bündnerschiefer abgelagert, in Form kalkig-mergeliger Sedimente. Die geringste Mächtigkeit hat die Kreide in den Süd- und Ostalpen. Auf den horstartigen Schwellengebieten der inneralpinen Zone wurden ebenfalls Kalke abgelagert, die südalpine bis mediterrane Zone scheint zu jener Zeit Hochseecharakter gehabt zu haben (Tiefseebildungen).

Die starken Senkungen im Süden bewirkten eine seitliche Verdrängung der obersten sauren Magmenpartien unter der festen Erdkruste und deren Ersatz durch basaltische und noch basischere Massen.

Mit dem Einsetzen der ersten eigentlichen Faltungen und Überschiebungen innerhalb des alpinen Geosynklinalmeeres konnten diese basischen Magmen an Bruchspalten empordringen und submarin in die Sedimente, besonders die Bündnerschieferserien, eindringen. Diese basischen Laven sind uns in Form vulkanischer Grüngesteine, teilweise in umgewandelter Form, innerhalb des penninischen Faziesraumes erhalten geblieben (Grünschiefer, Gabbros, Serpentine). Man findet sie (Graubünden, Wallis, italienische Westalpen) nur in ehemaligen Hochseegebieten, nicht aber auf den Schwellenzonen des Meeres.

Die mit der Mittleren Kreide einsetzenden Faltungsbewegungen waren von Süden nach Norden gerichtet. Sie führten zur Heraushebung von Inselketten im Meer. Dieser Vorgang bewirkte Erosionsvorgänge auf den aus dem Meer aufsteigenden Kordilleren und Schuttsedimentation ins Meer. Gewaltige, durch diese beginnende

innergeosynklinale Faltung gelieferte Schuttmengen wurden zwischen Kreide und Alttertiär in Form von Flysch sedimentiert. Diese mächtigen Flyschbildungen (Brekzien, Konglomerate, Sandsteine, schiefrige Gesteine) zeigen das Ende der alpinen Geosynklinalzeit und den Beginn der eigentlichen Alpenfaltung an.

Im Alttertiär begannen sich die inneren Alpenteile aus dem Meer herauszuheben. Die Flyschtröge verlagerten sich in die nördliche, die helvetische Ablagerungszone.

Aus jener Zeit sind Zeugen eines mächtigen inneralpinen Vulkanismus bekannt, die sogenannten Tavayannaz-Sandsteine, die an der Wende vom Eozän zum Oligozän innerhalb der helvetischen Flyschbildungen abgelagert wurden, vor allem in der Westschweiz, aber nachweisbar bis in die Ostschweiz. Es handelt sich um verschwemmte Tuffe und Erosionsprodukte andesitischer Vulkane, deren genaue Lage nicht bekannt ist.

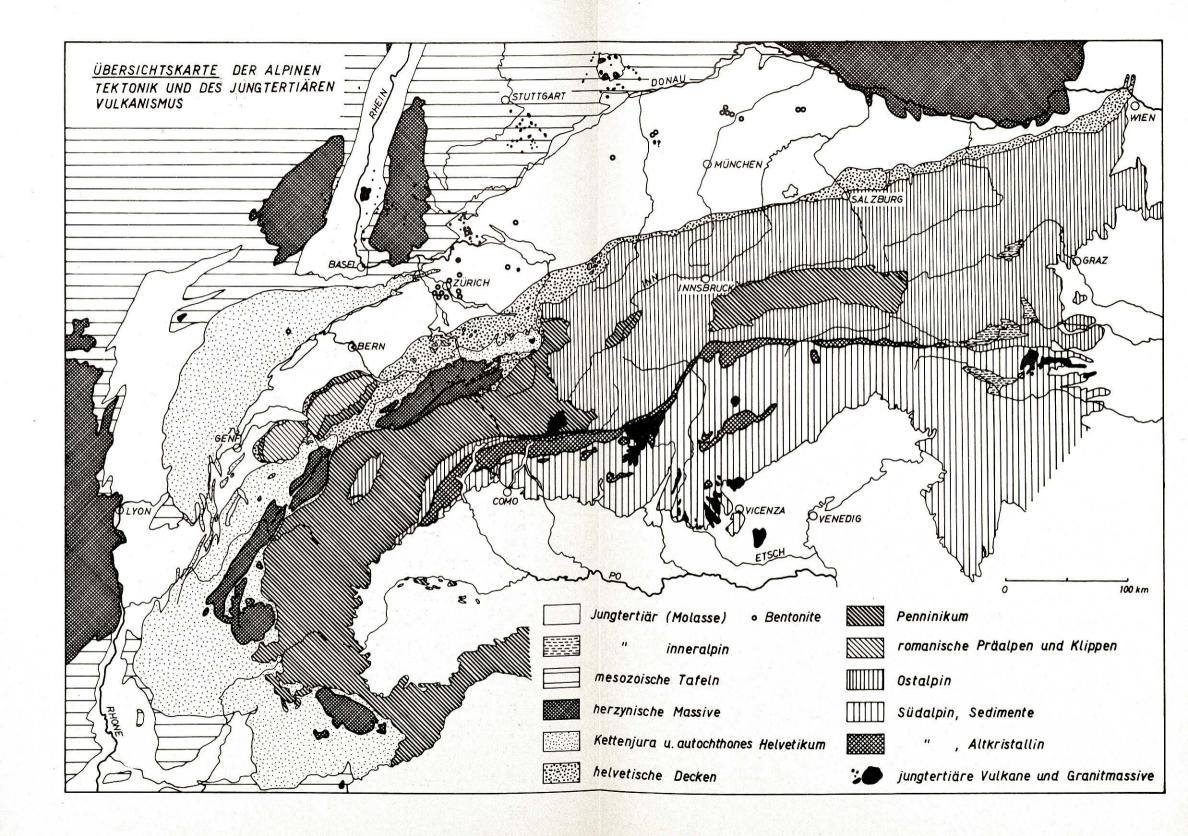
Zur Zeit der alpinen Flyschbildungen, besonders im Alttertiär, wurden auf dem festländischen Jura-Randen-Baar-Alb-Gebiet die Bohnerze als Zeugen tropisch-feuchten Klimas abgelagert, im Oberrheingraben etwas später die Kalisalze, als Anzeichen für eine Änderung des Klimas nach der trocken-warmen Seite hin, wofür auch in unserer Gegend kontinentale Bildungen einer Trockenperiode zeugen, die älter als Molasse, aber jünger als Bohnerz sind. Zu eben dieser Zeit wurde das im Süden gelegene alpine Flyschmeer durch weitere Faltungen auf einen schmalen, eher brackischen Meeresschlauch vor der alpinen Gebirgsfront zusammengedrängt, worin die Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse des mittleren Oligozän (Rupélien) entstanden. Dieses alpine Restmeer reichte im Gebiet der Schweiz nur bis unter die alpinen Randketten nach Norden, östlich des Bodensees aber erheblich weiter in Richtung auf die Donau.

Mit dieser Unteren Meeresmolasse wird die eigentliche Molassezeit eingeleitet, die der Periode der großen Faltungen und Überschiebungen in den Alpen entspricht. Die Molasse des Vorlandes ist der Schutt des werdenden Gebirges. Die Zusammensetzung dieses Schuttes spiegelt in eindrucksvoller Weise Auffaltung und Abtrag der Alpen wider.

Die Hauptphasen des alpinen Zusammenschubes fallen ins obere Oligozän, in die Zeit der Unteren Süßwassermolasse. Die stärkste Faltung spielte sich in den schweizerischen Zentralalpen ab.

Diese alpine Hauptfaltung verlief von Süden nach Norden. Es war nicht nur eine Faltung: die Sedimente des alpinen Geosynklinalmeeres wurden zusammen mit Teilen der sie unterlagernden kristallinen Grundgebirgskruste zu Decken abgeschert und nach Norden geschoben. Am weitesten wurden die ehemals südlichsten Teile nach Norden transportiert, teilweise wohl gegen hundert Kilometer weit. Ihre Deckenfront erreichte den Alpennordrand und überlagerte die helvetische Region. Die Hauptmasse der penninischen Region wurde zu zahlreichen Decken aufgeteilt und in sich überschoben, blieb aber im Allgemeinen etwas weiter zurück. In der helvetischen Region selbst wurden die mesozoischen Sedimentdecken und der permische Verrukano im Süden abgeschert und — überlagert von den ostalpinen und westlichen präalpinen, hohen und südlichen Elementen — in zwei Hauptdecken übereinander gestapelt, während die nördlichste helvetische Region über der gleichfalls an Ort verbleibenden kristallinen Sockelzone des Aar- und des Aiguille-Rouges-Massivs von dieser ganzen Masse abgescherter helvetischer und hochalpiner Decken überfahren wurde.

Im Prinzip bilden deshalb heute die nördlichsten Zonen des alpinen Ablagerungsraumes die tiefsten Elemente in der alpinen Tektonik der Nordalpen, die südlichsten geosynklinalen Zonen die höchsten (siehe tektonische Karte).



Im zentralalpinen Gebiet der höchsten Kulmination der alpinen Längsachse sind diese höchsten alpinen Decken (Klippendecke) weitgehend schon während der Molassezeit erodiert worden. Nur noch die Klippen, als eindrucksvollstes Beispiel die Mythen bei Schwyz, sind heute noch Zeugen einer einstmals zusammenhängenden, das helvetische Kalkalpengebiet überlagernden Schubmasse.

Deckenparallelisationen über weite Distanzen innerhalb des Alpensystems sind selbstverständlich sehr problematisch und hypothetisch, und noch schwieriger ist es, aus den heutigen Verhältnissen die Paläogeographie des alpinen Geosynklinalmeeres und deren Entwicklung zu reproduzieren.

Die höchste Heraushebung des alpinen Gebirgskörpers im zentralalpinen, d. h. vor allem im schweizerischen Teil, hatte auch die größte Produktion an alpinem Molasseschutt zur Folge. Die entstehenden gewaltigen alpinen Schuttfächer der ersten Faltungs- und Erosionsphase (Chattien) deckten das alpine Restmeer der Unteren Meeresmolasse völlig ein. Die ältesten Schuttfächer (Speer, Rigi, Thunersee, Mont Pélerin) lieferten vorwiegend Sedimentgerölle der höchsten alpinen Decken, die ehedem am weitesten im Süden gelegen waren (Ostalpine Decken, Klippendecke und romanische Voralpen).

Später (im höheren Chattien und im Aquitanien) griff die Erosion in den mit diesen Decken abgescherten ehemaligen kristallinen Untergrund dieser mittleren bis südlichen Krustenteile des ehemaligen Meeresbodens der Thetis, die über die penninischen und helvetischen Ablagerungsgebiete bis an den Nordrand der Alpen überschoben worden waren. Diese kristallinen "Deckenkerne" lieferten im oberen Teil der Unteren Süßwassermolasse vorherrschend granitische Gerölle und Sande (Hohe Rone, Napf).

Während im Chattien kurzfristig eine Materiallieferung aus dem Gebiet des Thunersees über den Jura hinweg in die Oberrheinische Tiefebene nachweisbar ist, verlief die Entwässerung in den höheren Teilen der Unteren Süßwassermolasse aus den aus den Alpen austretenden Schuttdeltas durch große Flußsysteme nach Osten. Im Gebiet der Schweiz herrschte Festland, und erst in der Gegend von München mündeten die alpinen Flüsse in ein Meer, das das östliche alpine Vorland einnahm. Gesteine granitischen Charakters, die jenen der genannten Schuttfächer entsprechen, findet man in den heutigen Alpen vor allem noch — von der damaligen Erosion verschont — im Bernina-Gebiet (Oberengadin). Sie mußten damals viel weitere Verbreitung gehabt haben.

Während der mächtigen Überschiebungsphasen zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse wurde auch der Schwarzwald wieder emporgehoben und damit reaktiviert. Er lieferte — analog den alpinen Schuttdeltas, aber wesentlich bescheidener und von Norden nach Süden — Schutt des mesozoischen Deckgebirges in Form der ältesten Juranagelfluh, die von \mathcal{A} . Schreiner nachgewiesen wurde und besonders im nördlichen Hegau auftritt.

In die gleiche Zeit fällt der Vulkanismus des Kaiserstuhls, aber auch eine weit mächtigere vulkanische Erscheinung innerhalb der Alpen, nämlich die Intrusion der Granitmassen (Tonalite) des Bergells und der Adamello-Gruppe. Eine mächtige granitische Magmamasse durchschmolz die fertig zusammengefaltete, am stärksten gepreßte und steilgestellte alpine Wurzelzone zwischen dem alpinen Überschiebungsgebiet und dem autochthonen kristallinen Rücklandsockel (z. B. Südtessin). Diese gewaltige Intrusion von Vulkanherden ist somit etwas jünger als die Hauptphase des alpinen Zusammenschubes. Die Tonalite des Bergells konnten inzwischen mit ab-

soluten Altersbestimmungen zu 25-30 Millionen Jahren datiert werden (M. Grünenfelder, Zürich). Dies entspricht der jüngeren Phase der Unteren Süßwassermolasse, einer Zeit also, da die alpinen Decken im wesentlichen bereits zusammengeschoben waren und erodiert wurden.

Während der Unteren Süßwassermolasse senkte sich der alpine Vorlandtrog, also das Molassebecken, kontinuierlich mit der Sedimentation, im Süden stark, gegen Norden ausklingend.

An der Wende Oligozän-Miozän, d. h. zu Beginn des Burdigals, bewirkte eine verstärkte Senkung des alpinen Vorlandes einen Meereseinbruch von Westen, d. h. vom Mittelmeer her, durch das ganze Molassebecken nach Osten. Das Entwässerungssystem der Alpen hatte sich schon zu Ende der Unteren Süßwassermolasse zu ändern begonnen. Es entstanden die Schuttfächer des Kantons Freiburg, des eigentlichen Napf, des Hörnli und des Pfänder, die ihren Schutt in großen Deltas ins eingedrungene Meer ergossen. Dieser Zustand (Obere Meeresmolasse) dauerte bis zum Ende des Helvétien an, als neue bedeutende alpine Bewegungsvorgänge vor 17 Millionen Jahren das Meer zum Verschwinden brachten.

Hatte während der Unteren Süßwassermolasse und während der Oberen Meeresmolasse allgemeine Transportrichtung (Flüsse bzw. marine Strömung) nach Osten geherrscht, so änderte sich nun das Bild. Kippbewegungen in der Längsachse des Molassebeckens hatten eine Entwässerung nach Westen zur Folge. Zwischen den radialen alpinen Schuttfächern im Süden und jenen der Juranagelfluh im Norden lag das Glimmersand-Stromsystem, das aus den östlichen Ostalpen austrat und axial im nördlichen Molassebecken über den heutigen Kettenjura hinweg zum Mittelmeer verlief. Es herrschten rein fluviatile und terrestrische Verhältnisse, und die genannten Sedimentations- und Entwässerungsverhältnisse hielten bis zum Ende der Molassezeit an.

Erste Spuren eines Vulkanismus in den Ablagerungen des Molassebeckens finden sich im Helvétien des Randengebietes und nach Westen bis in den Basler Tafeljura, andeutungsweise bis in den Neuenburger Jura. Es sind Tuffe mit teilweise Sanidin, mit Apatit, Titanit, Melanit und Magnetit, deren Herkunft unsicher ist. Es ist nicht nachweisbar, daß sie ersten Hegaueruptionen entsprechen. Das Gleiche gilt für ähnliche Tufflagen in der Basiszone der Oberen Süßwassermolasse im Randen-Reiat-Hegau-Gebiet.

Sichere vulkanische Eruptionen innerhalb des Molassebeckens sind erst seit der Wende Torton/Sarmat, innerhalb der Oberen Süßwassermolasse bekannt.

Der älteste dieser nachweisbaren Ausbrüche ist der pisolithische Pyroxentuff von Ober-Salen am südlichen Schienerberg, dem der Ausbruch aus dem Tuffschlot von Wangen/Ohningen in der gleichen Gegend folgte.

Im eigentlichen Hegau begannen die vulkanischen Eruptionen wenig später mit der massiven Förderung der Deckentuffe (Rosenegg-Hohentwiel-Mägdeberg-Gebiet), die in kurzer Zeit große Mengen von hornblende- und biotitreichen Aschen mit Auswürflingen des Grund- und Deckgebirges förderten. Das absolute Alter dieser Eruptionen liegt bei ca. 14 Millionen Jahren.

Nur unwesentlich älter als die Deckentuffe sind Zeugen eines sauren Beckenvulkanismus in der Ostschweiz und in Bayern, der feine, reine Glastuffe und Bentonittone zerstäubte, welche feinen, leichten Aschen durch den Wind weithin verblasen wurden und als erstklassige Leithorizonte gleichen Alters sedimentierten. Eingeleitet wurden diese von den Hegauvulkaniten völlig abweichenden Förderungen durch heftige Explosionen, die Blöcke von Kalksteinen des Oberen Jura auswarfen (vulkanische Blockhorizonte an der Sitter N St. Gallen und in der Gegend von Augsburg).

Diese sauren Eruptionen und die Hegau-Deckentuffe fallen zeitlich mit der Konglomeratstufe der Oberen Süßwassermolasse zusammen, einer massiven Förderung von Geröllen bis zum Schienerberg hinaus aus dem Hörnlischuttfächer, ein Zeichen für verstärkte Bewegungen, in erster Linie Hebungen, im alpinen Rückland. Die großen Deckenüberschiebungen waren damals bereits abgeschlossen, aber der Druck auf das Vorland wurde stärker.

Dieser Druck auf das Vorland führte zu Spannungen und Rissen im Grundgebirge und öffnete das Ventil für die Eruptionen im Hegau. Sie liegen auf einer besonders ausgeprägten tektonischen Linie, der Grenzlinie zwischen Ost- und Westalpen. Sie verläuft längs des Ostrandes der alten alpinen Massive (Aar- und Gotthardmassiv) zum alten Horst des Schwarzwaldes. Auf dieser neuralgischen Grenzlinie liegen Bodensee und Randenverwerfung und deren Fortsetzung über den Bonndorfer Graben quer durch den Schwarzwald hindurch. Sie ist aber vor allem auch gekennzeichnet durch zahlreiche vulkanische Phänomene, die vom Kaiserstuhl über den Hegau und die Ostschweiz zum Granitpluton des Bergell und zu den Euganeen reichen.

In der jüngeren Oberen Süßwassermolasse verlagerten sich die Eruptionen im Hegau eher gegen Norden. Nach den Deckentuffen wurden weitere, apatit- und magnetitreiche Tuffe gefördert, und die Phonolithintrusionen vor rund 9 Millionen Jahren waren der erste, relativ saure, natriumreiche Lavaaufstieg. Weitere Tufferuptionen folgten (Magnetit, Apatit, oft viel Titanit, teilweise Sanidin). Synchron mit dem Vulkanismus verlief die Molassesedimentation, die die vulkanischen Auswirkungen laufend eindeckte.

Am Ende der Molassesedimentation, als die Landoberfläche das heutige Niveau von gut 800 m erreicht hatte (damals einige Hundert Meter tiefer gelegen), brachen die Melilithite (Hegau-Basalte) durch, zunächst in Form von Tuffen, dann als Laven. Dies geschah im Pontien, d. h. im älteren Pliozän und war offenbar eine Folge des pliozänen alpinen Schubes, wiederum von Süden nach Norden gerichtet.

Diese pliozäne Bewegung faltete die helvetischen Randketten (z. B. Säntisgebirge) endgültig zur heutigen Struktur zusammen und erfaßte auch die südlichen, mächtigsten Molassekomplexe: es entstand die subalpine Molasse mit ihrer Bruchschollen-Tektonik.

Das alpine Vorland wurde allgemein um einige hundert Meter gehoben und mit Verwerfungen durchsetzt (Bodenseetektonik). Anstelle der Molasse-Sedimentation trat ausgesprochene Erosion, besonders im jüngeren Pliozän. Die pliozäne Durchtalung des Alpenvorlandes wurde im Pleistozän nachgearbeitet, und die jetzige Landoberfläche modellierte sich mit der Zeit heraus. Im Hegau im besonderen legte die Erosion die als Härtlinge wirkenden Phonolithpfropfen und die Basaltberge frei.

Die pliozänen Hebungen beendigen die Entwässerungsverhältnisse der Oberen Süßwassermolasse, die nach Westen gerichtet waren. Es stellt sich wieder eine Tendenz zur Entwässerung nach Osten ein, weil die Hebungen in den Westalpen, insbesondere im Gebiet der Schweiz, offenbar ausgeprägter waren als im Osten. Kurzfristig, erst während der ersten pliozänen Bewegungsphasen und noch vor dem pliozänen Zusammenschub in der subalpinen Zone und im Kettenjura, existierte ein Ur-Aare-Donau-System. Erst die weitere Entwicklung der pliozänen Schubphase und in der Folge die Jurafaltung und die Verwerfungstektonik im Bodenseegebiet lenkten die Aare um das

Ostende des Kettenjura ins Hochrheinsystem und schnitten das ehedem westalpine Einzugsgebiet der Donau ab, und erst in diese pliozäne tektonische Phase fällt die Entstehung des Bodensees. Er ist eine Folge dieser Krustenbewegungen und wurde durch die Gletscher nachgearbeitet.

Literaturhinweise

Die alpine Geologie und ihre Erforschungsgeschichte sind derart vielschichtig, daß auf ein Literaturverzeichnis verzichtet werden muß. Die Literaturhinweise seien auf nachstehende Veröffentlichungen konzentriert, in denen knappe Übersichtsdarstellungen und weitere Literaturangaben zu finden sind.

Alpen:

Cadisch, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl. Basel (Wepf). Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 52. Trümpy, R. (1965): Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. Umschau in Wiss. u. Techn. 65/18.

Hegau:

Hofmann, F. (1960): Das moderne geologische Bild des Hegauvulkanismus. Hegau 10/2.
– (1965): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Hegau. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 45/1.
– (1965): Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molassebecken. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 47.
Schreiner, A. (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. Jh. geol. Landesamt Baden-Württem-

berg 7.