



LUDWIGSBURG

Geologie in Ludwigsburg



Ludwigsburg inspiriert!



Geologie in Ludwigsburg

mit einem Exkurs zur Geologie der Alpen

Herausgeberin
Stadt Ludwigsburg
Fachbereich Tiefbau und Grünflächen
Wilhelmstraße 11
71638 Ludwigsburg

Auskünfte zu Geologie, Grundwasser, Baugrund, Altlasten
und Erdwärmenutzung in Ludwigsburg erteilt:
Fachbereich Tiefbau und Grünflächen
Abteilung Bodenschutz
Telefon: 07141/910-2707
Telefax: 07141/910-2230
Mail: c.fliegauf@ludwigsburg.de

Bearbeitung und Beiträge
Dr. Wolfgang Goos, Diplom-Geologe

Mit Beiträgen von
Kim Bleher B.Sc.: Fossilien im Oberen Muschelkalk, Keuper und Quartär.

Alle geologischen, hydrologischen und geotechnischen Angaben sind ohne Gewähr.
Geotechnische Daten gibt es in der Broschüre "Der Baugrund in Ludwigsburg" auf der Webseite der Stadt.

Das Manuskript wird regelmäßig aktualisiert.
Stand: September 2026

Titelbild: Ludwigsburg, Schloss Monrepos. Pixabay, maxmann.

Unten von links nach rechts: Schilfsandstein am Lemberg, Lösssedimente und kaltzeitliche Neckarschotter über Oberem Muschelkalk in der Grünanlage Hungerberg. Bilder Stadt Ludwigsburg.

Inhalt

1. Einleitung	4
2. Geologischer Bau und Erdgeschichte	10
2.1 Krustenbewegung und Landschaftsbild	11
2.2 Aufbau des Untergrundes	17
2.2.1 Grundgebirge	17
2.2.2 Deckgebirge	18
2.2.3 Geologischer und tektonischer Bau von Baden-Württemberg	19
3. Geologie und Fossilien in Ludwigsburg	32
Tab. 1: Geologische Gliederung, Schichtaufbau und Grundwasser in Ludwigsburg	33
Tab. 2: Stratigraphische, lithologische, hydrogeologische und baugrundgeologische Charakterisierung der Schichtfolge in Ludwigsburg	34
3.1 Die Entstehung von Fossilien	35
3.2 Gesteine des Buntsandsteins	35
3.3 Gesteine des Muschelkalks	36
3.3.1 Fossilien im Oberen Muschelkalk	38
3.4 Gesteine des Keupers	42
3.4.1 Fossilien im Keuper	48
3.5 Sedimente der Quartär-Zeit	50
3.5.1 Löss, Lösslehm	53
3.5.2 Böden in Ludwigsburg	55
3.5.3 Fossilien in den quartären Deckschichten	58
3.6 Tektonik - Die Lagerung der Schichten	62
3.6.1 Lemberg und Hohenasperg als Zeugen der Erdgeschichte	63
3.7 Geologische Karte und Profilschnitt von Ludwigsburg	64
3.8 Fluss- und Landschaftsgeschichte	67
3.9 Radon in der Bodenluft und in Gebäuden	72
4. Das Grundwasser im Untergrund von Ludwigsburg	73
5. Anhang	81
5.1 Gesteinskunde	81
5.2 Schichtung, Klüfte, Schieferung	91
5.3 Gesteinsverwitterung und Erosion	91
5.4 Gesteinsfarben	93
5.5 Karstgesteine, Karstgebiete	95
5.6 Erdbeben	96
5.7 Vulkanausbrüche	101
6. Exkurs Geologie der Alpen	105
6.1 Ausgangslage – Rodinia, Pannotia, Protoalpen, Pangäa, Ozeane	113
6.2 Alpine Ablagerungsräume und die tektono-lithologischen Großeinheiten der Alpen	125
6.3 Erste Kompressionsphase der Alpen in der Jura- und Kreide-Zeit	154
6.4 Zweite Kompressionsphase der Alpen in der Paläogen- und Neogen-Zeit	155
6.5 Heraushebung und Abtragung der Alpen	156
6.6 Der tiefere Untergrund der Alpen	184
6.7 Nordalpine Molasse - Der Abtragungsschutt der Alpen	192
6.8 Die Alpen vom Eiszeitalter bis heute	198
6.9 Die Folgen der „Kleinen Eiszeit“ in den Alpen	206

1. Einleitung

Dieses Manuskript ist eine Zusammenfassung des geologischen Aufbaus der Erde sowie der geologischen und landschaftsgeschichtlichen Entwicklung Baden-Württembergs und der geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse im Raum Ludwigsburg. Kapitel 5 „Anhang“ enthält Informationen zu Gesteinen, Erdbeben und Vulkanismus. Kapitel 6 („Exkurs“) bietet eine Übersicht zur Geologie der Alpen, deren Entstehung und Nordwanderung die Geologie und die Landschaftsentwicklung von Süddeutschland und großen Teilen Europas maßgeblich beeinflusst haben.

Die Gemarkung von Ludwigsburg liegt in der Mitte des Landschaftsraums des 1327 km² großen **Neckarbeckens** und umfasst eine Fläche von 43,33 km² (Abb. 1). Das wenig bewaldete, sehr fruchtbare und intensiv landwirtschaftlich genutzte Neckarbecken wird von den engräumig zertalten und weniger fruchtbaren Keuperwaldbergen umrahmt. Das sind im Süden und Osten der **Glemswald**, die **Stuttgarter Bucht**, der **Schurwald** und der **Welzheimer Wald**. Im Nordosten folgen der **Mainhardter Wald** und die **Löwensteiner Berge** und im Nordwesten der **Strom- und Heuchelberg**. Nach Westen geht das Neckarbecken in die von verkarstetem Muschelkalk (Heckengäu) und vom Buntsandstein geprägte **Ostabdachung des Nordschwarzwaldes** über. Der Markungsbereich westlich des Neckars gehört zur Muschelkalk- und Lettenkeuperfläche des **"Strohgäus"**, dessen östlicher Teil bis zum Neckartal **"Langes Feld"** genannt wird. Der Bereich östlich des Neckars gehört zur Gäufläche der **"Backnanger Bucht"**. Im Strohgäu wird auf den fruchtbaren Lösslehm Böden (Parabraunerde) überwiegend Ackerbau betrieben. Das Neckartal mit seinen Nebentälern und die Gäuflächen östlich des Neckars werden auch durch Obstbau und durch Weinbau geprägt. Die Keuperberge haben Höhen von bis zu 475 mNN im Stromberg, 450 bis 530 mNN im Stuttgart-Sindelfinger Raum und 500 bis fast 600 mNN im Mainhardter Wald und im Welzheimer Wald. Nach Westen und Südwesten steigen die Muschelkalk- und Buntsandsteinflächen zum Nordschwarzwald auf über 500 bis 800 mNN an. Das Neckarbecken liegt im Süden bei über 300 mNN und fällt nach Norden auf etwa 160 mNN bei Heilbronn ab. Der Neckar fließt zwischen 250 mNN bei Plochingen und 150 mNN bei Heilbronn nach Norden. Das Neckartal und seine Nebenflüsse sind wegen der langsamen Hebung des Landes oft als tiefe Schlingentäler (Talmäander) in die harten Felsgesteine des Oberen Muschelkalks eingeschnitten. Die höchste topographische Erhebung in Ludwigsburg ist der Lemberg, ein sogenannter Zeugenberg am Ostrand der Gemarkung, mit 365,1 mNN. Der tiefste Punkt liegt im Norden im Gewann Hofwiesen und Krautwiesen bei 195,8 mNN, wo der Neckar die Gemarkung verlässt. Der Neckarwasserspiegel liegt an der Anlegestelle Hoheneck bei 196,2 mNN und über der Staustufe Poppenweiler bei 203,2 mNN. Die Höhe des Marktplatzes von Ludwigsburg liegt bei 292,0 mNN und der Salonwald ist mit 327,8 mNN die höchste Erhebung am Südrand des Stadtgebiets. Im Raum Ludwigsburg fallen im Jahresdurchschnitt 750 mm Niederschläge mit einer Schwankungsbreite von 500 mm bis 1100 mm. Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen zwischen 9,2 und 12,6 °C an einer südexponierten Messstelle außerhalb der Stadt, 220 m südlich des Salonwaldes.



Abb. 1: Naturräumliche Haupteinheiten im mittleren Neckarraum

Schwäbisch-Fränkisches Keuper-Lias-Land (grün, blau), Neckar- und Taubergäuplatten (beige).

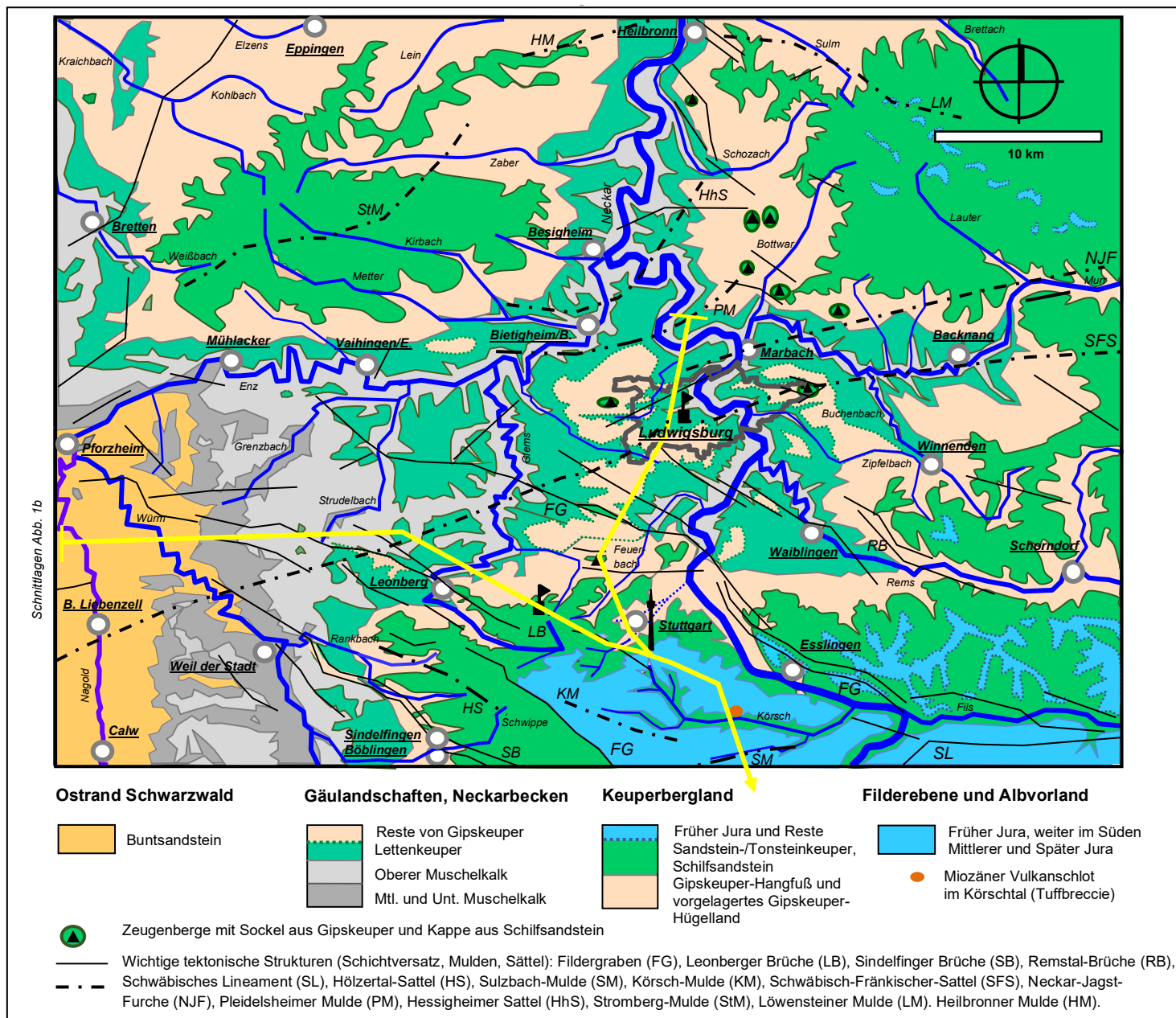


Abb. 1a: Geologische Karte der Grundschichten im mittleren Neckarraum.

Die Karte zeigt die geologischen Grundschichten von Buntsandstein bis Jura ohne die jüngeren Deckschichten aus Löss-, Schutt- und Talsedimenten. Die Grenzen der Grundschichten sind oft unter den Deckschichten verborgen. Daher sind Abweichungen möglich.

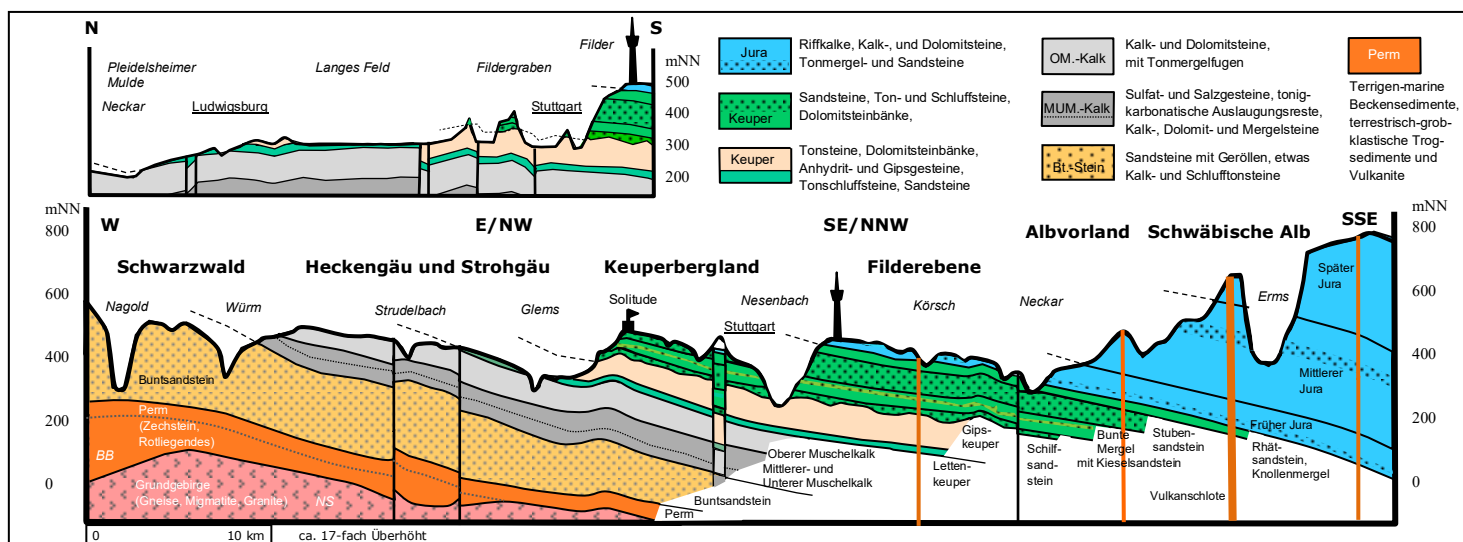


Abb. 1b: Geologischer Profilschnitt, Bau des Schichtstufenlandes vom Nordschwarzwald bis zur Schwäbischen Alb.

Der schematische und stark überhöhte Profilschnitt zeigt die Lage der sedimentären Grundschichten aus den Zeitperioden von Perm, Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura über dem älteren, kristallinen und variszisch deformierten Grundgebirge. Das Grundgebirge besteht großteils aus prävariszischen und variszischen Gneisen und darin spät- und postvariszisch in der Karbon-Zeit eingeschmolzenen Granitplutonen. Zu sehen ist die Neigung der Schichten vom Nordschwarzwald nach Südosten zur Schwäbischen Alb und die Erosion zu einem sich rückverlegenden Schichtstufenland (Kap. 3.5). Gepunktet = Sandsteine. Perm: BB = Baden-Baden-Becken; NS = Nordschwarzwald-Schwelle.

Es folgt eine kurze Definition der Begriffe „Gesteine, Minerale und Kristalle“ sowie eine Erläuterung zur Gliederung und Datierung geologischer Ablagerungen mithilfe von Zeittafeln. Mehr Details dazu finden Sie in Kapitel 5.1, Gesteinskunde.

Das Alter der Gesteine und Minerale

- **Natürliche Gesteine** bestehen aus lockeren oder festen, gleichartigen oder unterschiedlichen Mineralkörnern, Gesteinsbruchstücken und mineralisierten Organismenresten. Je nach Zusammensetzung können sich die Minerale zu Gesteinsarten zusammenfügen, z.B. Granit aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Torf und inkohlte Pflanzenreste (Braun- und Steinkohle) sind nicht mineralische Sedimente und Gesteine.
- **Natürliche Minerale** sind feste und gelöste chemische Elemente und Verbindungen, die ausschließlich in der Natur geologisch entstanden sind. Feste Minerale sind meistens kristallin. Geologisch entstandene Metalllegierungen sind Minerale. Vulkanische Gesteinsgläser sind Mineraloide aber nicht kristallin. Schnee und Eis sind kristalline Minerale und können als Gestein betrachtet werden. Künstlich hergestellte Gläser sind amorph und isotrop und sind weder Minerale noch Kristalle, können aber als synthetische **Mineraloide** betrachtet werden.
- **Natürliche Kristalle** sind einzelne Minerale. Es sind anisotrope (mit richtungsabhängig unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften) und homogene Festkörper, deren Atome, Ionen und Moleküle in einer dreidimensional regelmäßigen und geometrischen Gitterstruktur periodisch angeordnet sind (kristallin), z.B. Quarzkristalle aus SiO_2 . Im Gegensatz dazu sind vulkanische Gesteinsgläser (Obsidian, Asche, Bims) und Lechatelierit (Glas in Blitzröhren und in Tektiten aus Asteroideneinschlägen) als amorphe (ungeordnete) und isotrope (richtungsunabhängige) Feststoffe keine Kristalle, aber natürlich entstandene Mineraloide. Die Atome und Moleküle sind hier wie bei Flüssigkeiten unregelmäßig angeordnet (unterkühlte Flüssigkeit). Mehr dazu in Kap. 5.1, Gesteinskunde.

Die Erde ist 4.567 Ma alt (99 % der heutigen Masse). Die ältesten bisher gefundene Gesteine gibt es mit mindestens 4,16 Ma im Nuvvuagittuq-Grünsteingürtel an der kanadischen Hudson-Bay und mit 4,03 Ga im Acasta-Gneis in der Slave-Province in den kanadischen Northwest-Territories. Die ältesten bisher bekannten Kristalle (Kristallisationsalter) entstanden kurz nach der ersten Festgesteinsbildung und sind 4.404 Ma alte und mikroskopisch kleine Zirkonkristalle aus dem Narryer-Gneis-Terrane in den Jack Hills in West-Australien. **Zirkone** gehören zu den extrem resistenten, damit sehr langlebigen und ältesten Kristallen und eignen sich durch das in ihrem Kristallgitter eingeschlossene Uran gut zur absoluten Altersbestimmung. Das "Alter" eines Gesteins bedeutet, dass seine chemisch-kristalline Zusammensetzung und sein Gefüge (Struktur und Textur) seit seiner Entstehung bis heute nicht mehr verändert wurden. Bei Sedimenten bedeutet das: keine Temperatur über 150 - 200 °C und keine Drücke über 0,4 GPa seit der Diagenese (Verfestigung, Entwässerung, Zementation etc.). Bei Plutoniten, Vulkaniten und Metamorphiten, so auch bei den o.g. Zirkonen, gelten als Umwandlungsgrenze höhere Temperaturen und Drücke (Abb. 6.36).

Ein heute an einem Vulkan austretender und erkaltender Lavastrom ist naturgemäß das jüngste Gestein. Vor 230 Ma wurde von einem 300 Ma alten Gneis- und Granitgebirge in Skandinavien Sand abgeschwemmt. Dieser wurde über 1000 Kilometer weiter südlich in Mitteleuropa nach der Ablagerung in einem Flußdelta zu Sandstein verfestigt, und dieser "Schilfsandstein" im Keuperbecken ist damit 230 Ma alt. Ein einzelnes Sandkorn und der es bildende Quarz ist aber vor 300 Ma aus einer Schmelze tief in der Erdkruste auskristallisiert. Vor 160 Ma wurden im flachen und tropisch-warmen europäischen Jurameer mächtige Kalkschlammagen durch direkte chemisch-biogene Ausfällung und Kalksteine durch die Ablagerung von Schalenresten von Meerestieren sedimentiert und diagenetisch verfestigt, und dieser "Jurakalk" auf der Schwäbischen Alb ist damit 160 Ma alt. Vor 200 Ma wurden auch in einem flachen Randmeer der Tethys zwischen Afrika und Europa Kalkschlämme abgelagert und verfestigt. Der Kalkstein wurde vor 40 Ma bei der Bildung der Alpen in größere Tiefe versenkt und bei Druck und Hitze metamorph in Marmor umkristallisiert. Dieser "Carrara-Marmor" in der italienischen Toskana ist als nun metamorphes Gestein 40 Ma alt. Das Kalkmaterial eines "Gerölls aus der Talfüllung des Neckars" ist vor 160 Ma im Süddeutschen Jura-Meer abgelagert worden, aber der Kieskörper (Flussschotter) aus abgetragenen Gesteinsbruchstücken des Späten Juras der Schwäbischen Alb wurde erst in der Würm-Kaltzeit in das Neckartal transportiert, dort abgelagert und ist damit wenige 10.000 Jahre alt.

Gliederung und Datierung geologischer Ablagerungen: Geochronologie, Chronostratigraphie, Biostratigraphie, Lithostratigraphie.

Stratigraphie = Schichtbeschreibung; Chronologie = Zeitrechnung; Lithologie = Zusammensetzung und Textur der Gesteine.

Die Zeittafeln in Abb. 1c, 1d und 5 zeigen die in der Geologie gebräuchlichen Gliederungen der Gesteinskörper innerhalb der 4,6 Mia. Jahre alten Erdgeschichte.

- **Mit der Geochronologie**, im Folgenden in eckigen Klammern [...], erhält man eine absolute zeitliche Datierung mittels radiometrischer Verfahren, z.B. Zerfall von Radionukliden und Isotopenmessung, $\text{C}^{14}\text{-N}^{14}$ -, $\text{U}^{238}\text{-Pb}^{206}$ -, $\text{K}^{40}\text{-Ar}^{40}$ -, $\text{Rb}^{47}\text{-Sr}^{87}$ -Methode, Lumineszenz- und Expositionsdatierung (TCN) etc.. Sie beschreibt die immateriellen geologisch-physikalischen Zeiteinheiten seit der Entstehung der Erde in Jahren, ka, Ma, Ga.
- **Die Chronostratigraphie** beschreibt die zeitliche Abfolge der Schichtfolgen relativ nach ihrem Entstehungsalter ("Superpositionstheorie, Überlagerung" von Nikolaus Steno 1669 und "Prinzip der gegenseitigen Schnittverhältnisse"). Begriffe wie "Phanerozoikum" als Äonothem [Äon] und "Meso- zoikum" als Ärathem [Ära], dessen Zeit-Systeme [-Perioden] "Trias, Jura, Kreide" und die untergeordneten Zeit-Serien [-Epochen], wie z.B. "Früher, Mittlerer, Später Jura", und schließlich als kleinste global anwendbare Einheit die Zeit-Stufen [-Alter], wie z.B. das "Tithonium" im Späten Jura, sind chronostratigraphisch und geochronologisch für die ganze Erde fest definierte Abschnitte. Diese Begriffe sagen nichts über die Art und die Zusammensetzung der Gesteine, über die Ablagerungsbedingungen und über das örtliche Klima im jeweiligen Zeitabschnitt aus. Die Auszählung von eng abwechselnden Sedimentablagerungen (Warven), von Anwachsflächen in Tropfsteinen, von Eisschichtungen in Gletscher-Bohrkernen und von Baumringen werden ebenfalls zur relativen und zur absoluten Altersdatierung herangezogen.
- **Mit der Bio(Paläo)stratigraphie** erhält man eine Gliederung, relative Datierung und Korrelierung der Gesteine durch die fossilen Einschlüsse, also durch Altersvergleiche mit Hilfe der kontinuierlichen Entwicklung der Lebewelt (Evolution, Leitfossilien, Klima etc.). Sie ermöglicht auch zeitliche Beziehungen zwischen lithologisch unterschiedlichen Gesteinsabfolgen und ergänzt die Gliederung und den Vergleich geologischer Schichtfolgen.
- **Die Lithostratigraphie** ist die relative räumliche und strukturelle Gliederung der Gesteine nach ihren lithologischen Merkmalen (sedimentologisch, mineralogisch, chemisch und physikalisch), z.B. Gesteinstyp, Farbe, Korngröße, Schichtung, Mineralogie etc. -> Fazies (alle Eigenschaften eines Gesteins, die aus seiner Entstehungsgeschichte herrühren). Die Lithostratigraphie wird oft bei der Beschreibung regionaler Gesteine und Schichten angewendet und kann auch auf eine "bevorzugt" abgelagerte Gesteinsart hinweisen, z.B. bei den Gruppen "Buntsandstein" und "Muschelkalk". Man unterscheidet hier Supergruppen, z.B. den "Süddeutschen Jura" mit den Gruppen "Schwarzer (Früher), Brauner (Mittlerer) und Weißer (Später) Jura". Innerhalb dieser Gliederung können, wie z.B. innerhalb der Gruppe "Muschelkalk", auch Ton- und Salzgesteine mächtige Schichtkomplexe bilden. Die Gruppen werden in Subgruppen unterteilt, z.B. "Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk". Die nächste tiefere Einheit ist die Formation (früher Schicht genannt) als Typusprofil und Grundeinheit der Lithostratigraphie, z.B. die "Trochitenkalk-Formation" (früher Unterer Hauptmuschelkalk) im Oberen Muschelkalk. Eine Formation ist an lithologische Grenzen gebunden und kann aus einer einzelnen Lithologie, aber auch aus einer Variation von Lithologien bestehen, z.B. die "Erfurt-Formation" (Lettenkeuper) mit einer engen Wechsellagerung von Karbonat-, Ton- und Sandsteinen. Innerhalb der Formation folgt noch die Subformation und als kleinste lithologische Einheit die (Gesteins-) Bank.

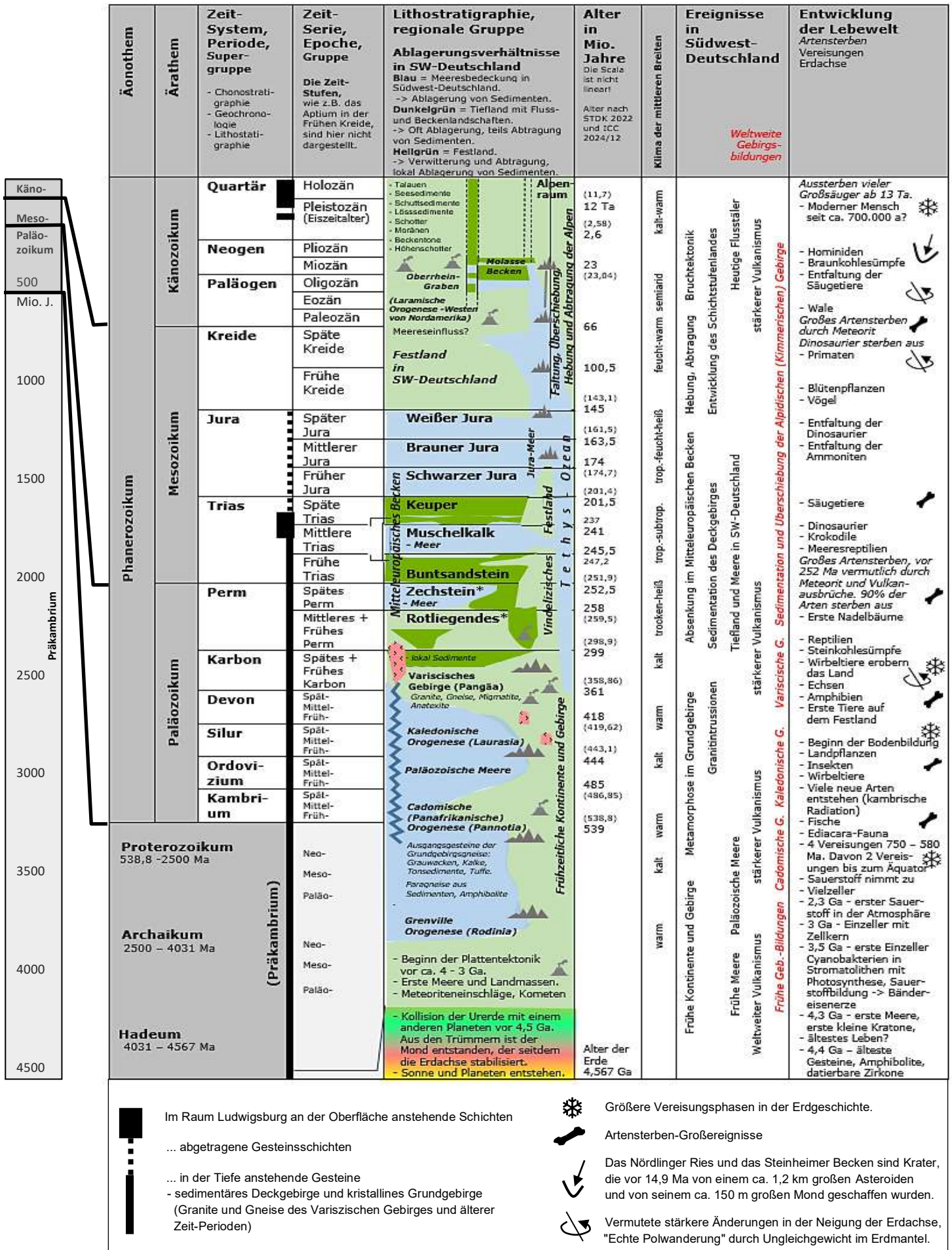


Abb. 1c: Chrono-, Lithostratigraphische und Geochronologische Zeittafel und Ereignisse in Südwestdeutschland, Lebewelt.
Die Zeitskala ist nicht linear. Die Zeitsäule links zeigt die wirklichen Verhältnisse. Die Laramische- und die Panafrkanische Orogenesen lagen außerhalb des heutigen Europas. Zeitangaben nach " Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK) (Ed.) (2022): Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2022 (STDK 2022), Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2 p." und in Klammern nach "International Chronostratigraphic Chart, ICC v2024/12".
* Perm: Die lithostratigraphischen Gruppen Zechstein und Rotliegendes sind diachron, d.h. sie reichen sowohl ins ältere Karbon, als auch in die jüngere Trias.

Serien und Stufen	Alter in Jahren vor heute	Vegetations-Zeitstufen in Europa Die Zeitskala ist nicht linear!	Ostsee-stadien	Klima in Mittel-Europa	Kulturstufen Bedeutende Vulkanausbrüche	Möglicher Stammbaum der Hominiden
Mittel-Holozän Grönländian Northgrippian Meghalayan	Heute - 2450 B.P.	Subatlantikum Kleine Eiszeit ca. 1 - 1,5 °C kälter als heute. Größte Ausdehnung der Alpengletscher im Holozän. Im Mittelalter bis 1 °C wärmer als heute. Die Römerzeit war 1 - 1,5 °C wärmer als heute, die Alpengletscher waren weit zurückgeschmolzen.	Mya-Meer	- warm - kühler - warm - kühler - warm	- Neuzeit (Kleine Eiszeit) - Mittelalter (Völkerwanderung) - Altertum (Römer) - Eisenzeit (Hallstatt) - Bronzezeit Pyramiden, Nutzung Pferd, Schrift. Neolithikum ~ 3,8 - ~7,5 Ta - Kupferzeit Ötzi, Rad, Meerespiegelanstieg durch Gletscherschmelze, Sinterflut? Mesolithikum (~ 7,5 - ~11,6 Ta)	<i>Homo sapiens sapiens</i> Entwicklung seit ca. 1 Ma mit 0 - 5 % Genanteil von <i>H. neanderthalensis</i> und <i>H. denisova</i> . Auswanderung aus Afrika vor etwa 200 Ta Besiedelung von Europa vor 54 Ta, von Australien vor ca. 60 Ta und von Amerika vor ca. 30 T Jahren.
	2450 - 5710 ~4000	Subboreal Lössen-Kaltphase vor 3300 a, Alpenvergletscherung	Limnea-Meer	- kühler		
	5710 - 9270 ~8000	Atlantikum Ca. 1 - 3 °C wärmer als heute, die Alpen waren bis in hohe Lagen fast eisfrei.	Littorina-Meer vor 4550 - 8000 a	- sehr warm Klimaoptimum		
	9270 - 10640	Boreal	Ancylus-See	- kühler		
	10640 - 11650	Präboreal	Yoldia-Meer	- wärmer		
Spätes Pleistozän Tarantium (Stufe 4)	11,65 - 114 11,65 - 23 11,65 - 14,50 11,65 - 12,73 12,73 - 13,4 13,4 - 13,59 13,59 - 13,72 13,72 - 13,85 13,85 - 14,50	Würm-Glazial (Komplex) - Spät-Würm Spätglazial - Jüngere Dryas - Alleröd Interstadial - Ältere Dryas - Bölling Interstadial - Älteste Dryas - Meindorf Interstadial Hochglazial (Jugendmoränen - JM) - <i>Tettnang-Subfm. (Innere JM)</i> - <i>Kißlegg-Subfm. (Äußere JM)</i> - Mittel-Würm (Frühglazial) - Früh-Würm - Stadiale, Interstadiale	Weichsel-Komplex - Ober-Weichsel Spät-Weichsel - Jüngere Dryas - Alleröd Interstadial - Ältere Dryas - Bölling Interstadial - Älteste Dryas - Meindorf Interstad. Hauptvereisungen Meeresspiegel 120 m unter heutigem NN - Mittel-Weichsel - Unter-Weichsel - Stadiale, Interstadiale	- kalt - wärmer - kalt - wärmer - glazial - wärmer - glazial - kalt, glazial - kalt, kühl	Agrarrevolution Ackerbau, Viehzucht, frühe Hochkulturen Jung-Paläolithikum ~11,5 - ~45 Ta - Vor 12,8 und 14,9 Ta möglicher Asteroid / Komet, Abkühlung. - Ausbruch der Phleggräsen Felder bei Neapel vor 39 Ta. - <i>Kupferzeit vor 40 Ta.</i> Höhlenmaler, Nähmadel - Ausbruch des Toba-Caldera-Vulkans in Indonesien vor 74 Ta. Nur wenige Tausend Hominiden haben weltweit überlebt.	
	14,5 - 23					
	23 - 60 60 - 114					
	114 (117)					
Mittleres Pleistozän Chibanium (Ionium)	126 (129)	Riß-Glazial (Komplex) 2 - 3 Glaziale - Spät-Riß Spät-/Hochglazial (Altmoränen) - <i>Dürmentingen-Subfm. (Innenwall)</i> - <i>Schollerhaus-Subfm. (Außenwall)</i> - Früh-Riß (Frühglazial) Holstein-Warmzeit	Saale-Komplex - Warthe - Drenthe I + II - Deltsch - Dömnitz/Wacken-Warmzeit - Fuhne/Mehlbeck Holstein-Warmzeit	- kühl, kalt - 2-3-mal glazial - warm - kalt, kühl - warm	Mittel-Paläolithikum ~45 - 200/300 Ta Alt-Paläolithikum (Alt-Altsteinzeit) 200/300 - 2,588 Ma <i>Aktives Feuermachen.</i>	
	380 (300) (DSK 2016)					
	435 (320)	Hoßkirch-Glazial - <i>Vilsingen-Subfm. (Innenwall)</i> - <i>Pflumm-Till</i> - <i>Steinhausen-Subfm. (Außenwall)</i> [Mindel]	Elster-Kaltzeit - Spät-Elster - Jüngeres Stadial - Älteres Stadial - Früh-Elster	- kalt - glazial		
	475		Cromer-Komplex - 4 (5) Interglaziale, - 3 Glaziale (A, B, C)	- kalt - Abwechselnd kühl, kalt und glazial mit kurzen und feuchteren Warmphasen. Ab Bavel und jünger zunehmend glazial. Mit zunehmendem Alter werden die Kenntnisse der Klimaverhältnisse und die Gliederung der Kaltzeiten unschärfer.	Yellowstone Caldera, Ausbruch vor 630 Ta.	
			Bavel-Komplex - Dorste-Kaltzeit - Leerdam-Warmzeit - Linge-Kaltzeit - Bavel-Warmzeit 1,12 Ma Menap-Kaltzeit - Pinnau Waal-Warmzeit - Tornesch Eburon-Kaltzeit - Leith 1,78 Ma		Vor ca. 1 Ma erste stärkere Vergletscherung, Auswanderung der Hominiden aus Afrika. Yellowstone Caldera, Ausbruch vor 1,3 Ma. Nutzung des Feuers. Zunehmende Nutzung von Werkzeugen aus Stein, Holz und Knochen, Faustkeil, Werkzeuge und Pfeile aus Feuerstein. Erste Schneidewerkzeuge. Erste Steinwerkzeuge.	
Frühes Pleistozän Calabrium	780 (774)	Mindel-Deckenschotter - <i>Schrotzburg - Lichtenegg-Till</i> Die Gletscher erreichen erstmals das Alpenvorland <i>Klimostratigraphie wie in Norddeutschland</i>	Tegelen-Komplex - 2 Warm-, 1 Kaltzeit 2,44 Ma Prätegelen Komplex - 2 Kalt-, 1 Warmzeit	- kalt - glazial - kalt - Warmzeiten mit kurzen Kaltphasen.		
	1,5 Ma					
	1,8 Ma					
Pliozän	2,6 - 5,3 Ma	Reuver Pliozäne Höhengschotter (Höhensedimente)	Reuver	warm → kühl	Ausbreitung der Savannen in Afrika vor 4 Ma -> aufrechter Gang.	<i>Australopithecäen</i> (Lucy etc.) 3,8 - 2,1 Ma

Abb. 1d: Zeittafel von Pleistozän und Holozän (Quartär) in Deutschland (Vegetationszeitstufen, Klimato- und Lithostratigraphie)

Die stratigraphische Einteilung und die Altersgliederung der Zeitabschnitte im "Pleistozän" (Eiszeitalter) sind im Fluss und Gegenstand der aktuellen Forschung. Im Gegensatz zu den klimatostratigraphischen Kaltzeit-Stufen Würm, Riß etc. entspricht die lithostratigraphische Formationsgliederung (rot) fazieskundlichen Hauptdiskontinuitäten. Kenntnisse über die Temperaturen stammen aus Auswertungen von Eisbohrkernen, Sedimenten, Muschelschalen, Tropfsteinen, Pollen und Baumringen. Im Mittleren und Späten Pleistozän gab es größere Klimaschwankungen mit stärkeren Vereisungen als im Frühen Pleistozän. Die Kenntnisse zur Entwicklung der Hominiden sind noch lückenhaft. Der menschliche Stammbaum ist wohl wesentlich komplexer, als heute bekannt ist. Als Ursprungsort der Menschheit ist Afrika belegt. Die Auswanderung auf die anderen Kontinente erfolgte in mehreren Wellen über die arabische Halbinsel. Von zahlreichen Hominidenarten ist der heutige Mensch als einzige Art übriggeblieben.

□ = vermutlich große Schichtlücken in Bad. Württ.; [Mindel, Günz etc.] = Gliederung in Bayern; ◀...▶ = genetischer Austausch nachgewiesen; ? = *H. heidelbergensis* ist eventuell *H. erectus*; 𐀀 = *Nesher-Ramla Homo*, Israel 2021, 420 - 120 Ta; *Homo longi*, China 1931/2021, 1,3 Ma - 150 Ta; * = Besiedelung Europas durch *H. erectus* vor ca. 1,4 Ma; # = Höhere und Tiefer Deckenschotter. Siehe auch Kap. 6.8.

Seit der Frühzeit ihrer Entwicklung haben die Hominiden, die direkten Vorfahren des Menschen und der Mensch, Werkzeuge und Waffen aus Stein hergestellt und konnten mit geeigneten Steinen Feuer entfachen. Gemahlene und farbige Gesteine wurden für die Felsmalerei und für die Körperbemalung benutzt. Stonehenge, die Pyramiden und andere Kult- und Kulturstätten wurden aus Stein errichtet. Gefäße und Hütten wurden aus Ton und Lehm hergestellt. Während der Jungsteinzeit wurden Kupfer und Zinn (Bronze) und später Eisen und weitere Metalle aus Gesteinen erschmolzen und zu Werkzeugen, Schmuck, Gefäßen, Waffen und in Bauwerken verarbeitet. Die ersten größeren Ansiedlungen des Menschen wurden oft dort gegründet, wo Wasser und Metalle in ausreichender Menge zur Verfügung standen und mit Kohle, Erdöl, Erdgas und mit Uran kam die Industrialisierung in Schwung. Die komplexer werdenden Bauwerke, Brücken und Tunnels erfordern detaillierte Kenntnisse von Geologie, Boden- und Felsmechanik. Die Schätze der Erde wurden für den Menschen von großer Bedeutung und die Kenntnisse über Vorkommen, Gewinnung, Eigenschaften und Anwendung wurden zwischen den Generationen weitergegeben und fortentwickelt. Mit der immer mehr zunehmenden Bedeutung von Kohle und von Erzen für die Metallverhüttung und für Dampfmaschinen und Eisenbahnen ab dem 18. Jahrhundert hat der Schotte **James Hutton (1726 – 1797)** in England die Wissenschaft der Geologie begründet und es sind die Geowissenschaften mit den Fachgebieten **Geologie und Paläontologie, Geografie, Mineralogie, Geophysik, Geodäsie, Meteorologie, Bodenkunde, Hydrologie, Ozeanografie, Glaziologie, Geotechnik und Bodenmechanik** entstanden. Die Geologie (gr. gé = Erde, logos = Lehre) ist die Wissenschaft vom Bau und der Entstehungsgeschichte der Erde. Zur Rekonstruktion der Erdgeschichte sind genaue Kenntnisse der unterschiedlichen Gesteine, ihrer Entstehung und Zusammensetzung, ihrer Entwicklung im Laufe der Jahrmillionen und ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften erforderlich. Durch Studium, Analyse und Kartierung der Art der Gesteine (Petrographie) und ihrer Lagerungsverhältnisse und Entstehungsbedingungen (Stratigraphie, Tektonik, Paläoklimatologie), durch die Erforschung und Klassifizierung der fossilen Lebewelt in den Gesteinsschichten (Paläontologie) und mit chemischen und physikalischen Methoden (Geochemie, Geophysik, Geochronologie, Radiometrie) kann eine recht genaue Klassifizierung und Altersdatierung der Gesteine der oberen Erdkruste vorgenommen werden. Mineralogische, geophysikalische, geographische, kartographische und auch paläobiologische Untersuchungen ergänzen die Geologie und führen zu unserem heutigen Bild von der Entstehung und von der Entwicklung der Erde, des Klimas und der Lebewelt. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse auf der Gemarkung Ludwigsburg sind gut untersucht und auf 4 Kartenblättern mit Erläuterungen der Geologischen Karte von Baden-Württemberg M 1 : 25 000 (GK 25) des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB-BW, Freiburg) dargestellt und beschrieben:

- | | |
|-----------------------------------|---------------------------------|
| - Blatt 7020 Bietigheim-Bissingen | - Blatt 7021 Marbach am Neckar |
| - Blatt 7120 Stuttgart Nord-West | - Blatt 7121 Stuttgart Nord-Ost |

Eine umfassende Übersicht zur Geologie von Ludwigsburg und Stuttgart zeigt die Geologische Karte 1: 50 000 (GK 50) Blatt Stuttgart und Umgebung mit Erläuterungen, H. BRUNNER, 6. Auflage, LGRB-BW, Freiburg, 1998. Weiterreichende und überregionale Details zu Schichtfolge und Schichtaufbau, Tektonik, Fossilien, Hydrogeologie, Rohstoffe, Böden und Baugrund können bei M. GEYER, E. NITSCH, T. SIMON (O.F. GEYER & M.P. GWINNER) 2024: Geologie von Baden-Württemberg, 6. Auflage und bei M.P. GWINNER & K. HINKELBEIN 1976: Stuttgart und Umgebung, Sammlung Geologische Führer, Bd. 61 nachgelesen werden. Die Baugrundkarte der Stadt Ludwigsburg mit Erläuterungen, 2026, 3. Auflage kann auf der Webseite der Stadt eingesehen werden. Einen guten Überblick zu den Landschaften und der Natur im Landkreis Ludwigsburg gibt das Buch „Naturkundliche Wanderungen im Kreis Ludwigsburg“ von H. GREB, 1993, 4. Auflage. Auf der Webseite des LGRB-Baden-Württemberg gibt es aktuelle geowissenschaftliche Karten und Daten.

Auf der Gemarkung Ludwigsburg liegen an der Erdoberfläche unter einer dünnen **Humusschicht** vielerorts die jungen und oft nur gering verfestigten **Deckschichten** aus dem jüngsten Erdzeitalter des Quartärs diskordant (im Winkel) über und verzahnt mit den dünnen Verwitterungsbildungen der wesentlich älteren und oft felsartigen **Grundschichten** aus der Zeit der Trias. Die 0,5 – über 10 m mächtigen quartären Sedimente aus Lösslehm, Löss, Schotterresten, Fließerden, Verwitterungsbildungen und Schutt- und Talsedimenten wurden während der 2 – 3 Riß-Kaltzeiten und älterer Kaltzeiten und großteils während der letzten Würm-Kaltzeit vor 114.000 – 12.000 Jahren und bis heute abgelagert (Abb. 17). Darunter liegen die hier insgesamt etwa 660 Meter mächtigen Sedimentgesteine aus der känozoischen und aus der mesozoischen Zeitära mit dem Zeitsystem der Trias (Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein) und aus der paläozoischen Zeitära mit dem Zeitsystem des Perms und mit Resten aus dem Karbon und Devon im Schwarzwald. Diese Sedimente wurden vor etwa 200 - 350 Mio. Jahren im großen **Mitteuropäischen Sedimentbecken** abgelagert, das teils vom Meer überflutet und teils als meeresnahe Tieflandebenen mit abflusslosen Senken und Gräben ausgebildet war. Darunter bilden die paläozoischen Kristallingesteine aus Gneisen und Graniten des vor 330 bis 250 Ma (Millionen Jahre) abgetragenen Variszischen Hochgebirges die Grundgebirgsbasis von Mittel- und Westeuropa (Abb. 1c, 6.5-2). Die nach ihrer Ablagerung noch weichen Sedimente wurden durch den überlagernden Druck über lange Zeiträume entwässert und durch kristalline Zementation zu Gesteinen verfestigt (Diagenese, Lithifizierung). Die harten Karbonatgesteine des **Oberen Muschelkalks** sind im Neckartal als breit aufgeschlossene und stark geklüftete Felsbänder an den Prallhängen des Flusses zu sehen. Sie bilden zusammen mit den diesen überlagernden und oft schon stark erodierten Gesteinen des **Lettenkeupers** und mit Resten des **Gipskeupers** die Unterlage der

Gäuebene. Am Ostrand der Gemarkung trägt die schmale Kuppe des Lembergs eine 25 m mächtige Bedeckung des jüngeren **Schilfsandsteins**, der hier der Rest einer ehemals breitflächigen und deltaisch-rinnenförmig abgelagerten und heute stark erodierten Sandsteinschicht ist. Dieser "Zeugenberg" ist aufgrund einer engräumigen und tektonischen Tieferlegung der Gesteinsschichten und durch anschließende Reliefumkehr bei der Erosion entstanden (Kap. 3.6.1). Direkt unter der Schilfsandsteinkappe sind der Gipskeuper und der Lettenkeuper erhalten. Die jüngeren Keuper-Schichten und die Schichten aus der Jura-Zeit wurden im Raum Ludwigsburg in den vergangenen 145 Millionen Jahre abgetragen. Diese Grundschichten haben in Baden-Württemberg großräumig eine flachwellige Neigung mit etwa 1 - 2 ° nach Südosten und zum Südschwarzwald hin steigt diese Schichtneigung auf 5 ° an. Ab der Schwäbischen Alb fallen die mesozoischen Grundschichten in Oberschwaben über 4000 mNN und unter den Alpen über 6000 mNN mit 3 - 5° Neigung in das Nordalpinen Molassebecken ab (Molasseflexur, Abb. 4b, 6.47). Im ganzen Land gibt es auch groß- und kleinräumige tektonische Schichtverbiegungen als Mulden- und Sattelstrukturen und zahlreiche unterschiedlich lange Schichtverwerfungen, die auch als Graben- und Horststrukturen mit Sprunghöhen von wenigen Metern bis über 100 m und teils bis über 1000 m auftreten, z.B. Strombergmulde, Schwäbisch-Fränkischer Sattel, Neckar-Jagst-Furche, Oberrheingraben, Fildergraben, Schwäbisches Lineament etc..

2. Geologischer Bau und Erdgeschichte

Während der 4,56 Milliarden Jahre alten Erdgeschichte kam es in und auf der Erdkruste zu großen Strukturveränderungen. Es wird angenommen, dass die Urerde kurz nach ihrer Entstehung aus Planetesimalen mit zahlreichen Asteroiden und vor 4,5 Ga mit einem oder mehreren Protoplaneten kollidiert ist (Theia, Abb. 2b). Dabei sind die Planeten geschmolzen und teilweise verdampft. Aus der Trümmerwolke haben sich dann Erde und Mond als Doppelplaneten-System gebildet. Der Mond stabilisiert die Erdachse und hat mit seiner Gezeitenwirkung maßgeblich zur Entstehung des Lebens beigetragen. Die Erdachse hat seitdem eine Neigung von etwa 23°, was die klimatischen Jahreszeiten verursacht. Der Erdkern ist durch diese Kollision und Aufprallenergie um 1000 °C heißer und das hat einen entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung und auf den Bestand des Lebens bis heute. Nach dem Abkühlen der auch durch radioaktiven Zerfall (Uran, Thorium, Kalium etc.) anfangs vollkommen glutflüssigen Erde bildeten sich auf der weiter abkühlenden Kruste erste Landmassen. Er wird vermutet, dass durch Vulkanausbrüche und zu einem geringeren Teil durch Asteroiden- und Meteoriteneinschlägen (Meteoriten = < 5 m) große Wassermengen in die Uratmosphäre gekommen sind, aus denen die Meere entstanden sind. Die ersten Kontinente sind auf der relativ mobilen Asthenosphäre des Erdmantels auseinander und wieder zusammengedrückt. Durch Kontinentalkollisionen wurden Gebirge aufgefaltet und durch Regenerosion wieder abgetragen. Vulkanausbrüche gestalteten Landschaften und hatten, wie auch Asteroideneinschläge und Eiszeiten, weitreichende Auswirkungen auf die Landschaftsbildung, auf das Klima und auf die Lebewelt. Aber auch das Leben selbst nahm und nimmt Einfluss auf die geologischen, morphologischen und klimatischen Abläufe. Neue Forschungen zeigen, dass Mikroorganismen in der Erdkruste in großer Anzahl bis in einigen 100 bis über 1000 m Tiefe, z.B. in Basalten, nachgewiesen werden können und auch in der Atmosphäre bis in einige 1000 m Höhe. Die Entstehung einiger Minerale wird mit dem Einfluss von Mikroorganismen in Verbindung gebracht. Die britischen Wissenschaftler James Lovelock und Lynn Margulis haben in ihren Arbeiten zur **Gaia-Theorie** speziell auf die Auswirkung des Lebens auf das Klima der Erde hingewiesen und vertreten die Ansicht, dass die Lebewelt in ihrer ganzen Komplexität und Vielfalt entscheidenden Einfluss auf das Klima und wahrscheinlich auch auf einige geologische Vorgänge nimmt. Lovelock und Margulis gehen so weit, die Erde als eine Art sich selbst regulierenden Superorganismus zu betrachten. Die Lebewelt reagiert nicht nur mit Anpassung, sondern viel flexibler und tiefgreifender auf äußere Gegebenheiten und kann das Klima und damit auch die Landschaftsgestaltung durch Reaktionen der biologischen Regelmechanismen beeinflussen. Sollte diese These zutreffen, hätten wir es auf der Erde mit weit komplexeren Mechanismen und Interaktionen zwischen Lebewelt, Klima, Landschaftsentwicklung und vielleicht auch mit den Vorgängen im Erdinneren zu tun, als es bisher für möglich gehalten wurde. Die dynamischen Vorgänge und Veränderungen innerhalb und auf der Erdkruste halten an und werden auch in Zukunft die Erde gestalten und verändern. Sie sind für die Entstehung der Gesteine, für die Formung der Landschaften und auch für die Entwicklung von Klima und Lebewelt auf der Erde von großer Bedeutung. Während die Strukturen und Ablagerungen des **Präkambrium-Äons**, also der ersten Jahrmilliarden der Erdgeschichte, heute nur noch an wenigen Stellen fragmentarisch zu sehen sind und nur ein gröberes Bild der damaligen Zeiten rekonstruieren lassen, sind die Zeugnisse der letzten 600 Ma zu Geologie, Klima und Lebewelt oft besser erhalten, gut zu erforschen und gut rekonstruierbar. In diesem erdgeschichtlich eher kurzen und **Phanerozoikum** genannten Äon ("Zeitalter der sichtbaren Tiere", 539 - 0 Ma) hat sich auch die Lebewelt, von primitiven Anfängen ausgehend, stark entwickelt (Abb. 1c). Dabei kam es aber immer wieder zu größeren Artensterben auf der Erde (Big Five), deren Ursachen in großen Asteroideneinschlägen, großen und länger andauernden Vulkanausbrüchen (Flutbasalte in Sibirien und in Indien etc.) und möglicherweise auch in exoterrestrischen Ereignissen, wie z.B. Gammastrahlenblitzen (Explosion eines sehr großen Sterns, eventuell mit der Bildung eines Schwarzen Loches, Verschmelzung von Neutronensternen) vermutet werden. Nach dem letzten großen Artensterben vor 66 Ma, das vermutlich von einem Asteroideneinschlag im Golf von Mexiko in Verbindung mit großflächigen Lavaausbrüchen (Traps) in Indien ausgelöst wurde, sind viele Lebewesen, u.a. die Dinosaurier und die Ammonoiten, ausgestorben. Nun konnten sich die damals noch unbedeutenden und kleinen Säugetiere ohne Konkurrenz

entwickeln und spielen seitdem auf der Erde eine große Rolle. Durch den zunehmenden Einfluss des Menschen seit etwa 8.000 Jahren (neolithische Revolution) sind aus den eher eintönigen Wald- und Sumpflandschaften Deutschlands und Mitteleuropas facettenreiche und oft reizvolle Kulturlandschaften mit neuen Habitaten und Biotoptypen entstanden. Die Vielfalt der Tier- und Pflanzengemeinschaften hat, wie z.B. auch in den landwirtschaftlich genutzten Alpenregionen, zunächst zugenommen. Seit der Mitte des 20. Jahrhunderts verschlechterten sich diese Bedingungen aber wieder wegen der wachsenden Bevölkerung, einhergehend mit dem Flächenverbrauch und mit der intensiven Landwirtschaft. Bei Renaturierungsprojekten muss die Frage einer damit eventuell zurückgehenden Biodiversität beachtet werden (Kap. 6.8.1). Die Waldflächen in Deutschland und in Europa waren seit dem Mittelalter wegen des Schiffbaus und wegen der Holzkohleherstellung für die Eisen- und Glasverhüttung im Vergleich zum heute mehr als halbiert und sind seitdem und auch aktuell im Wachsen begriffen. Leider wurden dann zu viele und nicht immer standortgeeignete, aber schnellwachsene Nadelhölzer gepflanzt.

2.1 Krustenbewegung und Landschaftsbild

Der Aufbau der Erde gliedert sich in Erdkern, Erdmantel und Erdkruste (Abb. 2b). Die Erdkruste ist an der Oberfläche in 7 Großplatten und in mehrere kleine Lithosphärenplatten unterteilt (Abb. 30). Diese liegen ("schwimmen") mit dem Lithosphärischen Mantel auf der relativ weichen und in 100 – 200 km Tiefe zu 1 - 5 % teilgeschmolzenen und mobilen Asthenosphäre im Oberen Erdmantel. Sie werden teils konvektiv und v.a. durch die eigenen Schub- und Zugbewegungen horizontal langsam gegeneinander bewegt und dieser Vorgang wird **Plattentektonik** genannt (Kap. 6.1 Abb. 6.6-2). Die Horizontalbewegungen liegen zwischen wenigen Millimetern und bis zu 17 cm pro Jahr, die Vertikalbewegungen liegen bei wenigen mm bis 1 cm pro Jahr und in Vulkangebieten je nach der Aktivität auch deutlich höher. Im Laufe vieler hundert Millionen Jahre bewegen sich diese Platten so rund um den Erdball. **Bei der Kollision der Platten (Konvergenz)** werden die dünnen aber schwereren ozeanischen Platten untereinander oder unter die dickeren aber leichteren Kontinentalplatten in den Erdmantel versenkt (Subduktion). Hier kommt es oft zur Bildung von Tiefseegräben, Inselketten und Gebirgen mit Vulkanen, wie z.B. in Japan und in den Anden. **Bei der Kollision zweier Kontinentalplatten** kommt es ebenfalls zur Gebirgsbildung, wie z.B. die Alpen und der Himalaya. **Beim Auseinanderdriften ozeanischer Platten (Divergenz)** bilden sich zahlreiche Risse und horizontale Transformstörungen am Meeresboden. Dort tritt Lava aus und mit der Neubildung von basaltisch-gabbroidem Meeresboden bewegen sich die Platten langsam auseinander. Es bilden sich weltumspannende Bruchsysteme und "ozeanischen Riftsysteme" mit langgezogenen aber relativ schmalen mittelozeanischen Gebirgsrücken. Im Bereich dieser Riftsysteme hat sich tief am Meeresgrund im Umfeld der oft heißen vulkanischen Aktivitäten eine reiche Lebewelt entwickelt, die ihre Energie unabhängig von der Sonne aus chemischen Prozessen, wie z.B. durch die Oxidation von Schwefelverbindungen, gewinnt. Es wird diskutiert, ob hier nicht der Ursprung des Lebens liegen könnte. **Beim Auseinanderdriften kontinentaler Platten** entstehen "kontinentale Riftsysteme", wie z.B. das Ostafrikanische Grabensystem und das Europäische Känozoische Riftsystem mit Rhonegraben, Bressegraben, Oberrheingraben und Niederrheingraben. Hier bricht Europa auseinander. Oft kommt es auch zu weiträumigen Hebungen oder Absenkungen der Erdkruste, wie z.B. beim Äthiopischen Hochland, im Kongo-Becken, im Amazonas-Becken und im Mississippi-Becken. In die so entstandenen Gräben und Becken dringen Flüsse und Meere ein und es bildeten sich über lange Zeiträume Hunderte bis Tausende Meter mächtige Sedimentablagerungen, die von den umgebenden und höher liegende Festlandsgebieten abgeschwemmt wurden. Diese Sedimente wurden mit der Zeit entwässert, kompaktiert und durch Zementation zu geschichteten Gesteinspaketen verfestigt. Nach der späteren tektonischen Hebung und dem Trockenfallen dieser Gebiete, verursacht durch Plattenbewegungen und Gebirgsbildungen, wurden die abgelagerten Gesteine durch die Erosion von Wasser, Eis und Wind wieder abgetragen (Kreislauf der Gesteine, Abb. 27b). Im kleinräumigen Maßstab kam es innerhalb der Kontinentalplatten zur Bildung von Schichtverbiegungen, die als Mulden- und Sattelstrukturen und als Flexuren bezeichnet werden und zu Schichtversetzungen (vertikale Abschiebungen, Aufschiebungen, horizontale bis schräge Blattverschiebungen), die als Verwerfungen bezeichnet werden. Diese sind oft als Graben- und Horststrukturen mit Sprunghöhe von wenigen Metern bis über 100 m und bis über 1000 m angelegt, z.B. im Oberrheingraben (Abb. 4). Diese dynamischen Bewegungsvorgänge innerhalb der Erdkruste werden unter dem Begriff **Tektonik** (gr. die Baukunst betreffend) zusammengefasst (Kap. 3.6). Sie haben im Zusammenwirken mit der Verwitterung und der Abtragung der Gesteine maßgeblichen Einfluss auf die Gestaltung von Flusssystemen und Landschaften. Das Zusammenspiel dieser Kräfte führte gegen Ende der erdgeschichtlichen Zeitära des Paläozoikums ("älteres Leben" -> Erdaltertum) vor etwa 255 Millionen Jahren im Raum des heutigen Mitteleuropas zur Bildung des **Mitteleuropäischen Beckens** als flache Einsenkung und Randmeer der südöstlich gelegenen Tethys-Ozeanbucht, die wiederum ein Teil des großen und fast weltumspannenden **Panthalassa-Ozeans** war. Die Landmasse der Erde waren zu dieser Zeit zum Superkontinent **Pangäa** (gr. All-Erde) vereinigt der dann im Laufe der vergangenen 240 Millionen Jahre langsam zu den heutigen Kontinenten zerfallen ist (Abb. 3). Das Mitteleuropäische Becken erstreckte sich von England und von Skandinavien bis nach Polen, nach Süddeutschland und nach Burgund (Abb. 6). Im Laufe der Zeit wurden hier die bis über 2000 m mächtigen Sedimentschichten aus der Zeitära des Mesozoikums ("mittleres Leben" -> Erdmittelalter) in den Zeitsystemen von Trias, Jura und Kreide abgelagert. Gegen Ende der Jura-Zeit ab 145 Millionen Jahren Nord- und wurden im Zuge der weiteren Hebung des **Rheinisch-Mitteleuropäischen Festlandes** Teile dieses Beckens in Süddeutschland über den Meeresspiegel gehoben und unser Land ist seitdem Festland und Abtragungsgebiet. Der viele

Jahr Millionen langsam andauernden Nordwestschub der Alpen mit dem Schweizer Jura setzte ab 65 Ma die süddeutsche Lithosphäre zunehmend unter Druck- und Zugspannung. Durch passives Rifting kam es zu einer Dehnung und Ausdünnung der Erdkruste und das führte ab 55 Millionen Jahren zum Aufstieg von heißem Mantelmaterial mit einer Aufwölbung und vor 45 Ma zum **Einbrechen des Oberrheingrabens** als zentraler Teil des vom Mittelmeer bis nach Norwegen verlaufenden Europäischen Känozoischen Riftsystems und als Reaktivierung spätvariszischer Störungssysteme. Der Einbruch erfolgte von Süden nach Norden mit einer zyklischen Hebung der Grabenschultern von Vogesen, Schwarzwald und Odenwald um 1000 m und im Süd-schwarzwald um 2000 m. Es kam zu einer Ost-West-Graben-dehnung von ca. 5 - 7 km und ab ca. 20 Ma zu einem linksseitigen Versatz der "Süddeutschen Scholle" um 30 km entlang der transtensiven (horizontalen) Kaiserstuhl-Scherzone um 30 km nach Norden (Abb. 4). Die dabei auftretende Druckentlastung führte in Verbindung mit einer Vergitterung von tektonischen Brüchen zu Vulkanismus am Kaiserstuhl, im Hegau und am Vogelsberg im Norden. Die Hauptsedimentation im Oberrheingraben von stellenweise bis 4 km Mächtigkeit begann vor 40 Millionen Jahren (Ma). Der Vertikalversatz zwischen dem eingesunkenen Graben und dem angehobenen Schwarzwald beträgt stellenweise über 5 km. Die Grabenschultern wurden um bis zu 2,5 km angehoben und die Erosion liegt dort bei ca. 1,5 km (Abb. 19b). Im Bereich der entstehenden Hochgebiete von Schwarzwald und Odenwald wurden die Sedimentschichten so weit abgetragen, dass dort heute die Gneis- und Granitbasis des vor 260 Ma abgetragenen Variszischen Gebirges wieder zutage tritt. Die starke Hebung von Schwarzwald und Odenwald führte in Südwestdeutschland zu einer flachen Einkippung der ehemals weitgehend horizontal abgelagerten mesozoischen Sedimentgesteine mit 1° – 5° Neigung nach Südosten. Wegen der noch stärkeren Hebung des Südschwarzwaldes fallen die Schichten dieses Tafeldeckgebirges dort steiler ein als in den mittleren und nördlichen Landesteilen. So kam es in Verbindung mit der unterschiedlichen Abtragungsgeschwindigkeit der unterschiedlich widerstandsfähigen und wasserdurchlässigen mesozoischen Sedimentgesteine zur Bildung von abgetreppten Schichtstufen mit einer asymmetrischen Auffächerung nach Nordosten. Durch die weitere alpine Einengung nach Norden entstand auf der Süddeutsche Scholle vor 20 Ma ein Bruchschollenmosaik. Dieses Zusammenspiel von Hebung und Schrägstellung durch Krustenbewegungen mit der Abtragung der Gesteinsschichten durch Bäche und Flüsse hat im Laufe der Jahr Millionen das **Südwestdeutsche Schichtstufenland** mit seinen Verebnungsflächen und Steilstufen geschaffen, das sich vom Klettgau bis zur Rhön erstreckt.

Aufbau und Dynamik des Erdinneren

Die Erde besteht zu über 90 % aus den 6 Elementen Eisen, Sauerstoff, Silizium, Aluminium, Magnesium und Kalzium. Die unter den Ozeanen 5 - 10 km, unter den Kontinenten im Durchschnitt 40 km und unter den Gebirgen bis über 70 km mächtige **Erdkruste** aus leichten und silikat-, aluminium- und magnesiumreichen Gesteinen wird in die spröde-brüchige Schizosphäre und unter einer Übergangszone in 13- 18 km Tiefe ab 250 - 400 °C in die duktile Plastosphäre gegliedert. Darunter liegt der feste, aber bei sehr langsamer Bewegung plastisch reagierende, spezifisch schwerere und eisen- und magnesiumreichere **Lithosphärische Erdmantel** aus dem Gestein Peridotit mit den Mineralen Olivin und Pyroxen. Dieser bildet zusammen mit der Erdkruste die 100 - 200 km mächtige **Lithosphäre** und die wandernden **Lithosphärenplatten**. Die Platten bewegen sich auf der 60 - 300 km mächtigen, 1200 - 1700 °C heißen, geringviskos-mobilen und zu 1 – 5 % teilgeschmolzenen **Asthenosphäre**. Diese geht mit einer Übergangszone bei ca. 1600 - 1800 °C und ca. 15 - 25 GPa Druck in den fest-plastischen und 2300 km mächtigen **Unteren Erdmantel** über, der überwiegend aus dem dicht gepackten Mg-Fe-Silikatmineral Bridgmanit ((Mg,Fe)SiO₃) mit Perowskit-Struktur besteht (38 Vol. % der Erde). Die Temperaturen von 1800 - 3500 °C werden dort auch durch den permanenten aber mit der Zeit auch nachlassenden Zerfall von radioaktiven Isotopen der Elemente Thorium, Uran und Kalium und mit 10 % aus der Gezeitenreibung des Systems Erde-Mond mit zusammen 24.000 Milliarden Watt einigermaßen stabil gehalten, nehmen aber im Laufe der Jahr Milliarden langsam ab. Insgesamt gibt die Erde ständig 44.000 Milliarden Watt an den Weltraum ab. Im Zentrum liegt der 3500 - 6700 °C heiße **Erdkern** aus Eisen mit etwas Nickel und mit einem Durchmesser von 6960 km, der sich in den flüssigen Äußeren Kern, eine Übergangszone und in den festen Inneren Kern gliedert. Die Materialströmungen im flüssigen Äußeren Kern erzeugen zusammen mit dem festen Inneren Kern nach dem Dynamoprinzip das Erdmagnetfeld, das die Erdoberfläche mit ihrer Lebewelt von den schädlichen ionisierenden Strahlungen von der Sonne und aus dem Weltall abschirmt (Protonen, Elektronen, ionisierte Atome, Abb. 2b). Im Laufe der Jahr Millionen haben sich auch andere schwere Elemente wie Gold, Platin, Uran, Ruthenium etc. im Erdkern mit über 90 % ihrer Gesamtmasse konzentriert und die leichteren Elemente bestimmen die Zusammensetzung der Erdkruste. Neue Forschungen zeigen, dass winzige Mengen dieser schweren Metalle ständig von der Grenzfläche des flüssigen Erdkerns in den Erdmantel und in diesem mit heißen, aber sehr langsamen Strömungen und über geologische Vorgänge (Vulkanismus) nach oben in die Erdkruste transportiert werden. Das zur Erdoberfläche in **Plumes** aufsteigende Magma besteht aus mehreren Komponenten mit unterschiedlichen Schmelzpunkten. Es entmischt sich beim Aufstieg durch magmatische Differentiation über die Schwerkraft und durch fraktionierte Kristallisation über temperaturabgestuft in der Schmelze auskristallisierte Minerale (z.B. von Basalten über Andesite bis zu Rhyolithen). Die kristallisierten Mineralbestandteile sinken ab, die Restschmelze wird mobiler und steigt weiter auf. Die ständige Bildung von neuer und basaltischer Erdkruste aus dem Erdmantel an den Riftzonen hat über die Jahr Millionen zu einer chemischen Differentiation von Kruste und Mantel geführt. Die Erdkruste besteht heute aus leichtschmelzenden und auch mit Plumes aufsteigenden Aluminium-Magnesium-Silikatgesteinen mit großen und mit kleinen Ionen, aber mit großen Ladungen, wie z.B. Natrium, Kalium, Zirkonium und Uran und aus höher differenzierten Silikaten, z.B. Quarz. Der Obere Erdmantel besteht aus dem schwerer schmelzendem Magnesium-Eisen-Aluminium-Silikatgesteine Peridotit mit unter dem hohen Druck dichter gepackter Elemente mit kleinen Ionen und es treten komplexere Silikate wie z.B. Olivin auf. Weiter höher im Mantel gibt es auch Granate und einfache Feldspäte. Der Untere Erdmantel besteht aus dem primitiven Fe- und Mg-Silikatmineral Bridgmanit. Die Erde ist also ein **"gravitativ entmischter Planet"**. Die ersten sehr instabilen Kontinental- und Lithosphärenplatten wurden seit 3,5 - 4 Ga bei einem noch 3-mal so hohem Wärmefluss durch langsame Konvektionsströmungen im 200 – 300 °C heißeren Erdmantel schneller als heute gegeneinander bewegt und von unten geschmolzen (Krustentropfen). Man nimmt an, dass sich der Erdmantel im Laufe der vergangenen 4,6 Milliarden Jahre durch diese Mantelkonvektion einmal komplett umgewälzt hat (großer Kreislauf).

Mit dem nachlassendem Wärmefluss seit 2 Ga wurde der Erdmantel fester, verhält sich über lange Zeiträume aber geringviskös-plastisch. Die Bewegung der Lithosphärenplatten auf der "relativ weichen und mobilen" Asthenosphäre erfolgt heute v.a. durch den aktiven Erdkrusten- und Lithosphären-Plattendruck und -zug (Abb. 6.6-2). In den Mineralstrukturen der Erdkruste und v.a. im Mineral Bridgmanit des Erdmantels sind **große Mengen an Wasser** chemisch gebunden. Diese spielen bei den plattentektonischen Bewegungen und bei vulkanischen Vorgängen eine entscheidende Rolle und machen das Gestein des Erdmantels um etwa den Faktor 100 weicher und beweglicher, ohne Wasser keine Plattentektonik! Das Wasser stammt aus der Bildungszeit der Erde und vermutlich zu einem kleineren Anteil von den mit der Erde kollidierenden Asteroiden. Der geringviskös-plastische Erdmantel ist eine komplexe Mischung aus umgewälztem Mantelgestein und vielen, auch mit diesem mit der Zeit verschmolzenen Fragmenten alter und subduzierter Kontinentalplatten. Leichtes und aufsteigendes Mantel- und Asthenosphärenmaterial mit ca. 1200 °C wird **Magma** genannt. Diese Mischung aus festen und mobilen Kristallen mit Fluiden und mit gelösten Gasen steigt aus der Tiefe im Bereich von plattentektonisch geschwächten Gebirgs- und Riftbildungen und als Mantelplumes an vielen Stellen zur Erdoberfläche auf. Sie tritt dort unter Druckentlastung punkt- und spaltenförmig und je nach der Zusammensetzung gasarm-dünflüssig oder gasreich-zähflüssig und dann auch explosiv und aschereich als **Lava** an Vulkanen aus. Durch die ständige Bewegung der Kontinentalplatten kommt es untermeerisch in den Ozeanen und auch auf den Kontinenten an tausende Kilometer lange Riftzonen zu und basaltischen Lavaausflüssen mit der Bildung von neuem Meeresboden (Seafloor-Spreading). Die Ozeanböden bewegen sich dabei gravitativ und durch Abkühlung auch schwerer werdend vom erhöhten Riftbereich weg (Ridge Push). Noch stärker wirkt aber der Zug der Ozeanplatten, die sich bei der Kollision mit den mächtigen und leichteren Kontinentalplatten an den **Subduktionszonen** aktiv unter diese in die Tiefe biegen und ziehen (Slab Pull). Damit werden auch Bestandteile, wie Wasser und kohlendioxidhaltige Karbonatgesteine, in große Tiefen transportiert und beeinflussen dort die Geochemie. Die Platten schmelzen dabei nicht gleich auf, sondern versinken in zerbrochenen und fest-plastischen Teilen langsam in die Tiefen des Mantels und auch bis zur Mantel-Kerngrenze. Die **Subduktion** der kalten Lithosphäre ist ein Kühlmechanismus, der die Erde zusätzlich abkühlt, während die Energieabstrahlung der Sonne mit der Zeit um 30 % zugenommen hat. Das trägt zur Stabilität des Klimas bei. Die jährlichen horizontalen Plattenbewegungen liegen zwischen wenigen Millimetern und bis zu 17 cm. Die jährlichen vertikalen Plattenbewegungen liegen im Zehntel-Millimeterbereich, in Gebirgen bei wenigen Millimetern bis 1 Zentimeter (Himalaya) und in Vulkangebieten, wie z.B. im Gebiet der Phlegräischen Felder beim Neapel, bei mehreren Zentimetern. Einige Vulkane auf der Erde sind nahezu stationär und wandern über die Jahrmillionen nicht mit der Kontinentaldrift der Lithosphärenplatten mit. Ursache ist ein sogenannter **Mantelplume** (Abb. 2ff). An der 3000 - 3500 °C heißen Kern/Mantel-Grenze (D"-Schicht) dehnt sich Mantelmaterial aus, das dort durch thermischen Energiestau 200 - 400 °C heißer als die Umgebung ist. Dadurch spezifisch leichter geworden, steigt das fließfähige, aber sich langsam differenzierende Magma auf und bewegt sich schlauch- und blasenartig durch den Unteren Erdmantel und durch die Asthenosphäre bis an die Grenze zum Lithosphärischen Mantel und zur Erdkruste. Diese Magma-Kristallmischung breitet sich dort in 100 bis über 1000 km breiten und pilzförmigen Strukturen aus und wölbt die Kruste nach oben (Manteldiapir). Diese Aufwölbungen führen zu Ausdünnungen, Schwächungen und zu Brüchen in der Erdkruste. Mit der damit einhergehenden Druckentlastung, aber bei weiterhin hoher Temperatur, entgast das Magma (v.a. Wasserdampf und Kohlendioxid), wird durch weitere Kristallisations- und Gravitations-Differentiation fließfähiger und leichter und steigt an den tektonischen Schwächezonen bis nahe an die Oberfläche auf (Dekompressionsschmelze). Es tritt dann als Lava an Hotspot-Vulkanen im Meer und an der Erdoberfläche aus. Über diese bisher 50 bekannten und fast ortsfesten **Hot-spots** wandern die Lithosphärenplatten über die Jahrmillionen und es bilden sich an ihrer Oberfläche charakteristische Vulkaninselsketten, wie z.B. die Malediven und die Hawaii-Inseln. Auch die Yellowstone-Caldera, die Vulkane in der Eifel, in der Auvergne und die Bildung des afrikanischen Grabenbruchs mit dem Kilimanjaro und mit weiteren Vulkanen (afrikanischer Superplume unter dem Tansania-Kraton), sowie vermutlich die Öffnung des Atlantiks mit der Bildung von neuem Ozeanboden (Island) wurden durch tiefe Mantelplumes verursacht (Abb. 2, Kap. 5.7). Es gibt aber auch kleinere Plumes, die an der Mantelübergangszone in 410 bis 660 km Tiefe entstehen. Die zahlreichen und miteinander verzweigten Mantelplumes sind wohl maßgeblich an der Bewegung der Kontinentalplatten mit den ozeanischen und kontinentalen Riftzonen, an der Gebirgsbildung, an der Bildung von Grabenbrüchen und auch am Austritt von weiträumigen Flutbasalten an der Erdoberfläche beteiligt. Die seismologische Erforschung befindet sich hier aber noch in einer frühen Phase. Weitere Informationen zu den Vorgängen im Erdinneren und zur Gebirgsbildung gibt es in Kap. 6.1, Abb. 6.6-2 und in Kap. 6.6.

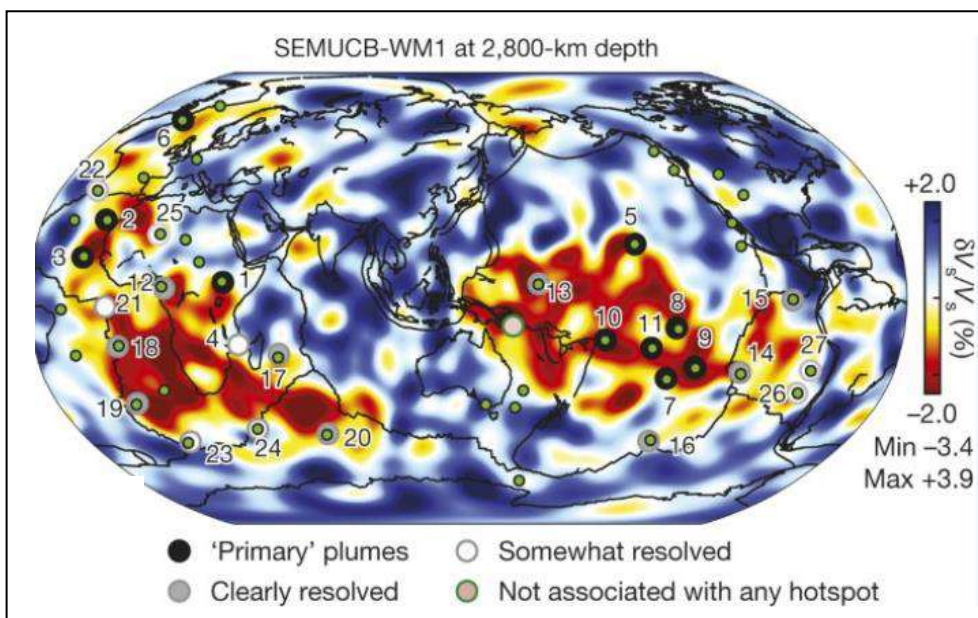
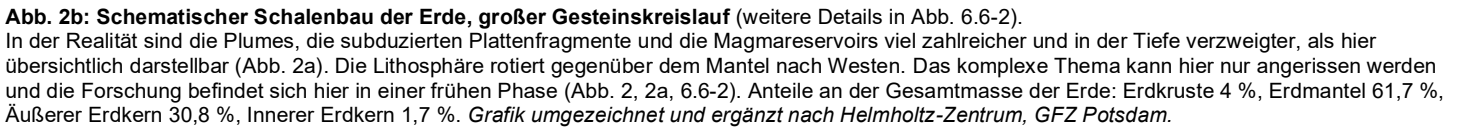
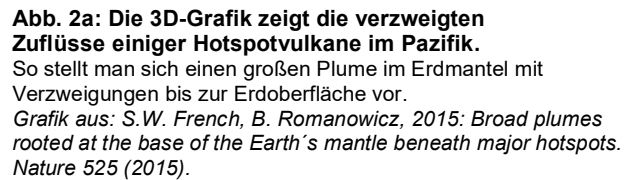


Abb. 2: Weltkarte der Mantelplumes.

Die Karte zeigt die Lage der Wurzeln von Mantelplumes nahe am Erdkern in 2800 km Tiefe. Zwei große Plumes liegen unter Afrika und unter dem Pazifik. Diese Plumes befinden sich wahrscheinlich schon seit 250 Ma an derselben Stelle. Rot = langsam aufsteigendes, ca. 400 °C heißeres und weniger dichtes Material mit einer geringeren Geschwindigkeit der Erdbebenwellen im festen, aber über lange Zeiträume plastischen Erdmantel (s -Wellen Anomalie, $\delta V_s/V_s$ = relative Änderung der Geschwindigkeit der Erdbebenwellen). Die Kreise bezeichnen die Hotspot-Vulkane an der Erdoberfläche, deren Lage oft, aber nicht immer mit den Plumes übereinstimmt. Die tiefen Plumes verzweigen sich und speisen die Hotspots (Abb. 2a).

Grafik aus: S.W. French, B. Romanowicz, 2015: Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature* 525 (2015).



Die ebenfalls geringviskose, aber partiell zu 1 – 5 % teilgeschmolzene **Asthenosphäre des Oberen Erdmantels** besteht aus dem Gestein Peridotit (v.a. Olivin- und Pyroxen-Mineralen). Der feste aber geringfügig plastische **Untere Erdmantel** besteht überwiegend aus dem dichtgepacktem Mineral Bridgmanit mit Perowskit-Struktur (Abb. 6.6-2). Bei der Gebirgsbildung gilt: die spröde Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird an duktilen Scherzonen gestapelt und die duktile Unterkruste wird frei deformiert.

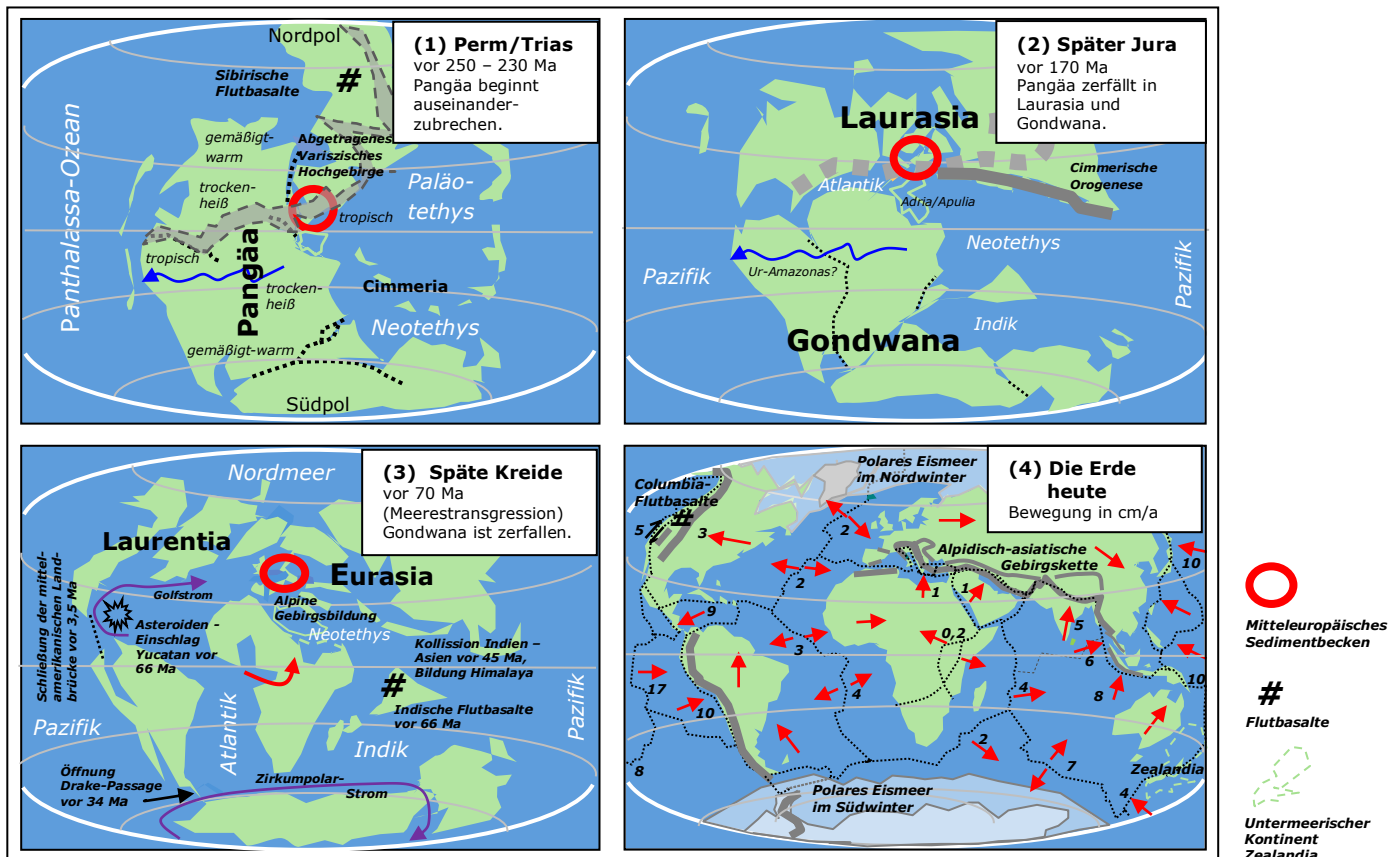


Abb. 3: Plattentektonik und Kontinentaldrift - Die Wanderung der Kontinente.

Durch die Abkühlung und Bildung der festen Erdkruste vor etwa 4,4 Milliarden Jahren sind einzelne Lithosphärenplatten entstanden, aus denen sich vor 4 – 2,6 (1,5) Ga die sogenannten "Kratone" (Schilder -> Grundgebirge tritt zutage und Tafeln -> Grundgebirge ist mit Sedimenten bedeckt) gebildet haben. Das sind alte, oben starre, unten weichere und stellenweise über 250 km tief reichende, metamorphe Lithosphärenanteile, die seit 2,5 Ga nur noch eine geringe tektonische Aktivität ohne Gebirgsbildung und nur eine randliche Erosion hatten, und aus denen die zentralen Teile und 60 % der heutigen Kontinente bestehen. Afrika und Südamerika bestehen jeweils aus 4 Kratonen. Mit der Zeit haben sich dann jüngere Krustenteile an die Kratone angegliedert und so sind die heutigen Kontinente gewachsen. Die Kratone begannen sich vor ca. 3,2 – 2,5 Ga, vermutlich angetrieben durch Konvektionsströmungen im heißen und plastischen Erdmantel, plattentektonisch gegeneinander zu bewegen. Dabei haben sich Phasen von Plattentektonik und Deckeltektonik abgewechselt. Heute dominieren bei der Plattenbewegung auf dem abgekühlten Mantel die Schub- und Zugsbewegungen der Lithosphäre, wie es in Abb. 6.6 und 6.6-2 beschrieben ist. Vor 3,1 Ga, vor 3 Ga, vor 2,7 Ga und vor 1,8 Ga haben sich diese Kratone und die sich darauf entwickelnden Landmassen zu den noch kleinen und hypothetischen Kratonen und Superkratonen "Vaalbara", "Ur-Arctica", "Kenorland (Superia)" und "Columbia (Nuna)" zusammengeschoben, die dann wieder zerfallen sind. Vor 1,1 Ga und vor 600 Ma entstanden die Superkontinente "Rodinia" und das nur kurz existierende und etwas fragmentierte "Pannotia". Vor 330 Ma schoben sich die beiden Großkontinente "Gondwana" und "Laurussia" zum bisher jüngsten Superkontinent "Pangäa" zusammen, dessen Zerfall vor 270 Ma begann. (Kap. 6, Abb. 6.7, 6.9).

(1) In der Zeit vom Devon bis zum Perm wurden vor 400 - 280 Ma die Großkontinente Gondwana und Laurussia wieder zu einem Superkontinent zusammengeschoben, der "Pangäa" genannt wird und der vom großen "Panthalassa-Ozean" umschlossen wurde (Kap. 6, Abb. 6.9). Bei diesen Kontinentalkollisionen kam es während der Devon- und Karbon-Zeit zur kontinentumspannenden "Variszischen Gebirgsbildung" (grau) und das war wohl das größte Gebirge, das es je auf der Erde gab. Die variszischen Hochgebirgsketten wurden in der Karbon- und Perm-Zeit wieder abgetragen und deren Reste sind heute nur noch als teils später gehobene und flachere Mittelgebirgsrümpfe (Teile der Appalachen, Ural, Schwarzwald etc.) erhalten, oder unter jüngeren Sedimentschichten begraben. Das kristalline Variszikum aus Gneisen und Graniten bildet heute den Sockel von Europa. Die Klimabedingungen im Zentrum des Superkontinents Pangäa waren sehr heiß und trocken, so dass sich das Leben bevorzugt an den tropisch-warmen Kontinentalrändern und im Meer entwickelt hat. Der "Tethys-Ozean" ist ein Nebenmeer von Panthalassa, von dem später das heutige Mittelmeer als Restmeer übriggeblieben ist. Im Zuge der Westausdehnung der Tethys bis zum entstehenden Atlantik haben sich das "Mitteleuropäische Sedimentbecken" (roter Kreis) und südlich davon der "Alpine Ablagerungsraum" durch Dehnungen in der Erdkruste gebildet.

= Flutbasalt-Ausbruch in Sibirien vor 252 Ma, ausgelöst durch einen Mantelplume (Sibirischer-Trapp, großes Artensterben).

(2) Am Ende des Perms vor 270 Ma wurde das Auseinanderbrechen von Pangäa durch Zerr- und Bruchvorgänge in die Großkontinente Laurasia im Norden und Gondwana im Süden mit der Bildung von Senken und durch die Förderung großer Mengen basaltischer Laven eingeleitet (Mantelplume?). Der Mittelatlantik begann sich vor ca. 180 Ma zu öffnen und in den kleinen Teilmeeren der westlichen Neotethys wurden die mehr oder weniger mächtigen Sedimentserien und die untermeerischen Magmatite an Riftzonen abgelagert, deren Gesteine heute die Alpen aufbauen (Kap.6). Ab 250 Ma und forciert zwischen 170 und 120 Ma zerfiel Pangäa in die heutigen 7 Kontinente.

(3) Mit dem weiteren Zerfall von Gondwana vor 130 Ma begann sich nach dem Südatlantik auch der Nordatlantik mit dem Zerfall von Laurasia vor 65 - 55 Ma zu öffnen und die heutigen 7 Kontinente sind entstanden. Die dünne indische Platte hat sich von Afrika gelöst, ist mit ca. 20 cm/a sehr schnell nach Norden gedriftet und ist vor 40 Ma unter der Bildung des Himalaja-Gebirges mit der tibetischen und der asiatischen Platte kollidiert. Die Afrikanische Platte wanderte ab ca. 100 Ma nach Norden und kollidierte mit der Eurasischen Platte. Die im westlichen Neotethys-Meer abgelagerten Gesteine überschoben sich unter dem Kollisionsdruck und heben sich bis heute isostatisch zum Hochgebirge der Alpen (Kap. 6).

☼ = Asteroideneinschlag in Yucatán, Mexiko vor 66 Ma; # = Flutbasalt-Ausbruch im westlichen Indien vor 66 Ma, ausgelöst durch Mantelplumes unter den heutigen Komoren und Reunion im Indischen Ozean (Dekkan-Trapps, Artensterben).

(4) zeigt die heutige Situation mit den Plattengrenzen, punktiert und mit den jungen alpinen und mit den etwa gleichalten (alpidischen) Gebirgen, grau. Die Pfeile zeigen die Plattenbewegungen. In den kommenden Millionen Jahren (Ma) werden die Kontinente weiterdriften. Durch die Nordwanderung der Afrikanischen Platte mit 2 - 9 mm/Jahr gegen die Eurasische Platte wird das Mittelmeer verschwinden und es könnte ein weiteres großes Gebirge am Südrand der Alpen entstehen. Australien wird mit Südostasien kollidieren und Südamerika vereinigt sich mit Nordamerika, wobei das Karibische Meer verschwinden wird. In etwa 200 - 300 Ma entsteht so möglicherweise wieder ein Superkontinent (Abb.6.9-2).

☼ = untermeerischer Kontinentalschelf im Westpazifik - "Zealandia", achter Kontinent? # = Columbia-Flutbasalte vor 17 - 14 Ma. Weitere Flutbasalte unterschiedlichen Alters gibt es z.B. in Alaska, in China, in Südamerika und in Afrika.

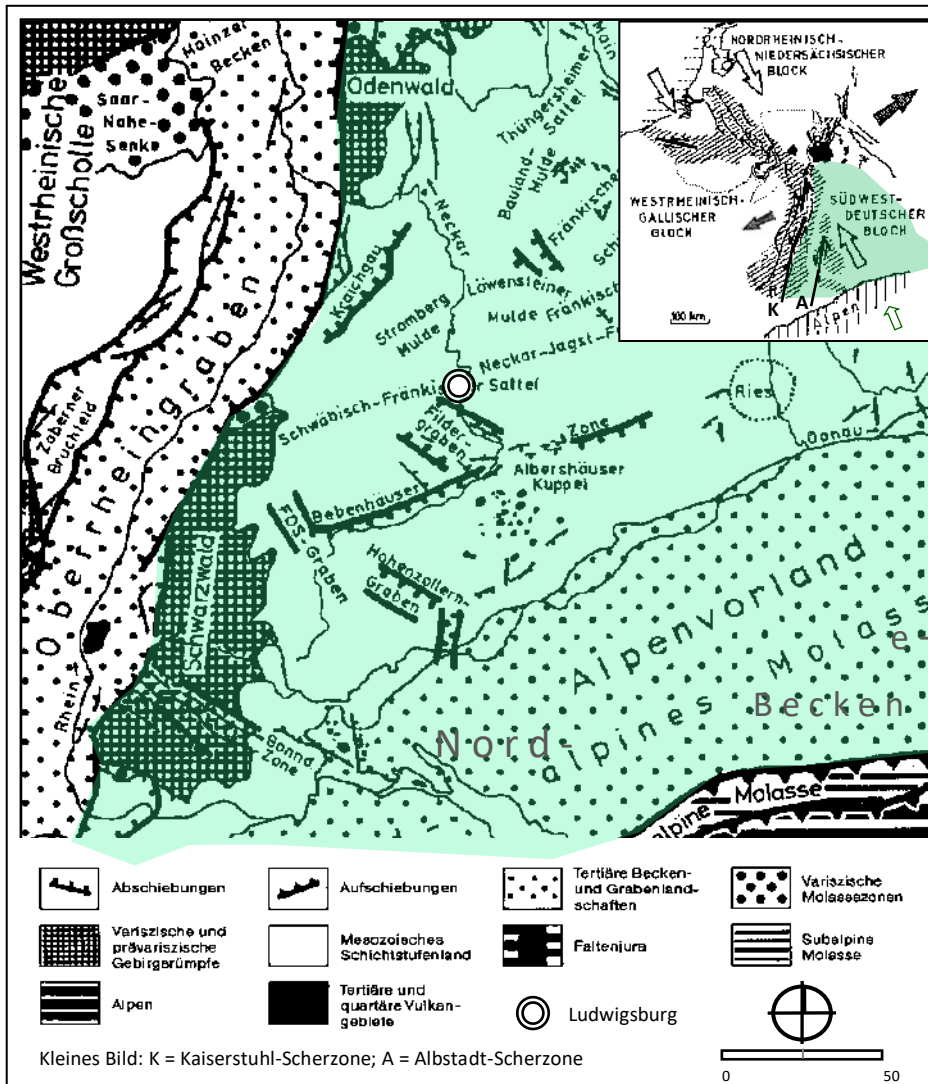


Abb. 4: Großtektonische Strukturen in Südwestdeutschland.

Fast ganz Baden-Württemberg und weite Teile von Bayern liegen im Bereich eines Erdkrustenteils, der "Süddeutschen Scholle" genannt wird (im Bild grün). Diese bildet ein Dreieck zwischen Oberrheingraben, Alpen, Böhmischer Scholle, Sächsischer Scholle, Soling Scholle und Rheinischem Schiefergebirge.

"Die Süddeutsche Scholle darf aber nicht als eigenständiger tektonischer Körper aufgefasst werden, sondern fußt auf dem Bild, das die geologische Karte vom Deckgebirge liefert. Der Untergrund ist hier, wie auch im übrigen Europa, tektonisch stark fragmentiert" (H. Seyfried et al. 2021: Die Landschaften von Baden-Württemberg, 2. Aufl. S. 174).

Der nordwärts gerichtete Druck der Afrikanischen Kontinentalplatte, der auch für die Bildung der Alpen verantwortlich ist und der südostwärts gerichtete Druck der Mittelatlantischen Schwelle zerscherte die Europäische Kontinentalplatte in ein komplexes System mit Kompression, Dehnung und Seitenverschiebung.

"Das setzte die gesamte süddeutsche Lithosphäre unter Spannung und führte zu einer Aufwölbung der Erdkruste um 1000 m und im Südschwarzwald um bis zu 2000 m. Die Süddeutsche Scholle riss am Oberrheingraben von Westeuropa ab und wurde seither wie ein Keil nordwärts in die mitteleuropäische Kruste vorgetrieben" (O.F. Geyer/M.P. Gwinner 2011: Geologie von Baden-Württemberg, 5. Auflage, Seite 294).

Die Zerrkräfte führten zu zahlreichen Brüchen, Gräben und zu Verwerfungen und es entstand das Mitteleuropäische Bruchschollengebiet. Durch die Einengungen und Kompressionen bei der Bildung der Pyrenäen und bei der Hebung und Nordverlagerung der Alpen kam es zu einer NE-SW gerichteten Erdkrustendehnung in Mitteleuropa mit dem Einbrechen des Oberrheingrabens an einer transtensiven Scherzone. Das führten vor 30 Ma zu einer SW-NE gerichteten Einengung mit der Bildung einer linksseitigen horizontalen

Scherbewegung. Es kam zu einer Ost-West-Grabendehnung von 5 - 7 km mit einem linksseitigen und transtensiven Versatz der "Süddeutschen Scholle" um 30 km an der Kaiserstuhl-Scherzone nach Norden. Das Schollenmosaik der Süddeutschen Scholle ist in fraktaler Hierarchie vom Satellitenbild bis zur mikroskopischen Probe erkennbar. Der tektonische Bau, also Brüche und Gräben, Mulden und Sättel, Gewölbe, Falten, Abschiebungen und Aufschiebungen und auch die Gesteinsklüfte haben maßgeblichen Einfluss auf die Verwitterung und Abtragung und damit auch auf die Richtungen der Flüsse und letztlich auf das Gesicht der Landschaft. Das kleine Bild rechts oben zeigt die Spannungsverhältnisse in Mitteleuropa und den linksseitigen Versatz um 20 - 30 km am Oberrheingraben. Die weißen Pfeile zeigen die Einspannung der Krustenteile (Blöcke) zwischen der Afrikanischen Platte mit den Alpen und dem nordeuropäischen Plattenteil. Die schwarzen Pfeile deuten die Dehnungsbewegung als Reaktion darauf an. Die Erdbebengebiete sind schraffiert. Die Bewegungen der Erdkruste sind auch heute noch aktiv. Der Südschwarzwald hebt sich mit 0,2 mm/a und der Oberrheingraben verbreiterte und senkte sich mit 0,1 - 0,2 mm/a zu insgesamt 5 - 7 km Dehnung, 3,5 km Einsenkung und 5 - 7 km Abstand von der Grabensohle zu den Schultern. Die Alpen heben sich mit 0,3 - 2 mm pro Jahr, die Erosion liegt bei 0,2 - 1 mm/a, die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei 0,5 mm/a. Die Adriatisch-Apulische Mikroplatte und die Afrikanische Großplatte schoben sich unter Bildung der Alpen nach Norden und Nordwesten. Afrika schiebt sich heute noch mit 5 - 9 mm/a gegen Eurasia und der adriatisch-apulische Plattensporn schiebt sich mit wenigen Millimetern/a gegen Europa (Abb. 4a und Kapitel 6). Grafik ergänzt aus: C. Stier, H. Behmel & U. Schollenberger (1989): Wüsten, Meere und Vulkane, Baden-Württemberg in Bildern aus der Erdgeschichte. Peter Grohmann, Stuttgart. Nach R. Dürr (1982) und W. Carlé (1950).

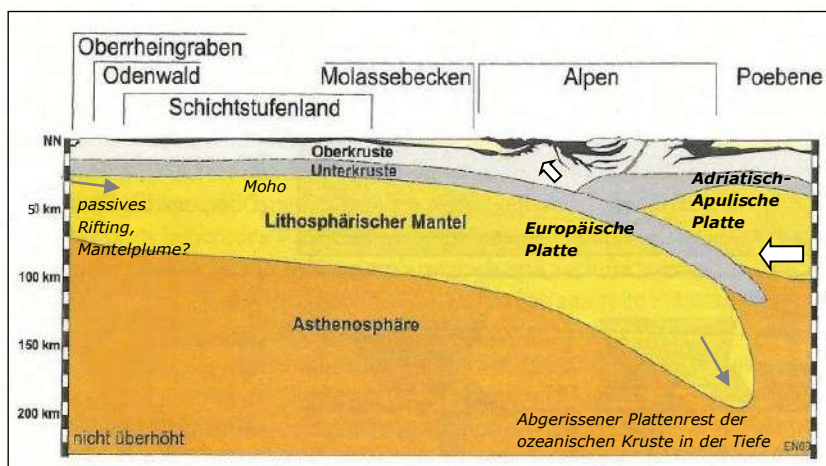


Abb.4a: Geologischer Tiefenschnitt Südwestdeutschland - Alpen - Norditalien.

Der nicht überhöhte Nord-Südschnitt zeigt das Abtauchen der Europäischen Erdkrustenplatte unter die Adriatisch-Apulische Platte im Bereich der Südalpen. Die Plattenabrissse unter den Alpen werden in Kap. 6 beschrieben (Abb. 6.6). Grafik ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, Th. Simon (2023): Geologie von Baden-Württemberg, 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart.

Unter den Sedimenten der Oberkruste:

Oberkruste: Para- und Orthogneise, Migmatite, Granite, Biotitschiefer, Hornblende-Pyroxenite, Granulite, Kinzigite.
Unterkruste: felsische Granulite, granulitfaziale Granatgneise, Pyroxengranulite, Pyroxenit, Pyriklatit, Phlogopitschiefer.
Lithosphärischer Mantel: Peridotite (Spinelle, Dunit).

2.2 Aufbau des Untergrunds

Der Geologe nennt den inneren Bau des Untergrundes "Gebirge", auch wenn kein Bergland im geographischen Sinne aufragt. Im oberen Bereich der Erdkruste sind in Baden-Württemberg zwei übereinander liegende geologische Baueinheiten zu unterscheiden: Das ältere **kristalline und variszisch deformierte Grundgebirge** (Grundgebirgssockel) aus der Zeit-Ära des Paläozoikums und das jüngere **sedimentäre Deckgebirge** (Sedimenthülle) aus der Zeitära von Mesozoikum und Känozoikum. Das Grundgebirge wurde im Schwarzwald und im Odenwald tektonisch um 1000 - 2000 m emporgehoben. Wegen der dadurch stark beschleunigten Abtragung der Sedimenthülle wurde die härteren Gneis- und Granitgesteine freigelegt und es haben sich auf diesen Rumpfflächen kuppige Waldlandschaften und durch menschliche Eingriffe auch Bergwiesen über tief eingeschnittenen Tälern entwickelt. Im Bereich des östlich anschließenden und um 1° – 5° schwach verkippten Tafeldeckgebirges mit seinen unterschiedlich harten und unterschiedlich erosionsbeständigen Sedimentgesteinen hat sich eine nach Nordosten auffächernde und sich rückverlegende Schichtstufenlandschaften entwickelt. Diese ist heute je nach der Geologie und Bodenbildung teils bewaldet (Sandsteine) und wird bei höherer Fruchtbarkeit landwirtschaftlich genutzt (Mergel- und Lössböden). Das bis über 4000 m tiefe Molassebecken in Süddeutschland und in der Schweiz wurde mit dem kiesig-sandig-lehmigen Abtragungsschutt der Alpen aufgefüllt. Es ist heute an der Oberfläche großteils mit geringmächtigen glazigenen und glazial-fluvialen Sedimenten aus Gletschermoränen mit Kiesen und Mergel, aus langgezogenen Terrassenschottern mit sandigen Kiesen und stellenweise mit tieferen Torfbecke aus den pleistozänen Kaltzeiten überprägt und ist eine Eiszerfallslandschaft (Kap. 6.8).

2.2.1 Grundgebirge

Die Gneis- und Granitgesteine und einige gefaltete paläozoische Sedimentreste unter der permomesozoischen Sedimenthülle werden als **Grundgebirge** bezeichnet (Abb. 6.5-2). Es handelt sich um sogenannte Kristallingesteine, bei denen sich die Minerale durch Umkristallisation bei der druck- und temperaturbetonten Gesteinsmetamorphose (Gneise, Migmatite) in der Tiefe gebildet haben und um Minerale, die nach dem Aufstieg und der Platznahme einer granitischen Gesteinsschmelze aus dem Erdmantel innerhalb der Erdkruste langsam kristallisiert sind (Kap. 5). Diese Minerale sind im Gestein oft gut sichtbar, im Gegensatz zu den kleineren Mineralen der Sedimentgesteine, die durch Verwitterung und Abtragung zersetzt und zerrieben wurden oder die sekundär neu entstanden sind. In Baden-Württemberg sind die Grundgebirgsgesteine die Reste eines durch die Abtragung eingeebneten, ehemaligen Falten- und Deckengebirges. Dieses **Variszische Gebirge** bildete in der Zeit von Devon und Karbon bis ins Frühe Perm vor 400 bis 280 Ma über weite Bereiche des heutigen Nordamerikas, Europa und Asien einen langen und breiten Hochgebirgsgürtel, ähnlich wie heute der Himalaya und in diesem wurden die Kristallingesteine älterer und abgetragener Gebirgsbildungen nochmals metamorph verändert und deformiert. (Abb. 3-1). Mit der Abtragung dieses Gebirges vor etwa 320 - 280 Ma wurde die in der Tiefe liegende Kristallinbasis an vielen Stellen freigelegt und dann mit Sedimenten von der Perm- bis in die Neogen-Zeit bedeckt. In Baden-Württemberg besteht dieses Grundgebirge zu 2/3 aus Gneisen mit Migmatiten und zu 1/3 aus Graniten. Die **Gneise** werden als metamorphe Gesteine (Umwandlungsgesteine) bezeichnet. Das waren jungpräkambrischen bis frühkarbonische, marine und terrestrische Sedimentgesteine (Paragneise) und Magmatite (Orthogneise), die in Süddeutschland vor und während der variszischen Gebirgsbildung bei der Kollision der Kontinente Laurussia und Gondwana zum Superkontinent Pangäa durch tektonische Vorgänge in 10 bis über 30 Kilometer Tiefe versenkt wurden. Dabei wurden sie auf über 500 °C und stellenweise auf 650 - 800 °C erhitzt (Migmatite) und waren hohen und gerichteten Drücken von bis zu 1,4 GPa ausgesetzt. Dadurch haben sich andere Mineralgefüge gebildet (Rekristallisation) und es sind vollkommen neue temperatur- und druckstabile Minerale entstanden. Alle vorhergehenden Gesteinsstrukturen und Fossilien wurden dabei zerstört. Es kam aber nicht zur vollkommenen Gesteinsaufschmelzung. Metamorphe Gesteine sind oft an ihrer Schieferstruktur zu erkennen, die durch eine nahezu parallele Einregelung der durch den einseitig gerichteten Druck und durch die hohen Temperaturen neu gebildeten plattigen und stengeligen Minerale entstanden ist. Die **Granite** werden als magmatisch-plutonische Gesteine (Tiefengesteine, Erstarrungsgesteine, Intrusionsgesteine) bezeichnet. Sie sind in Süddeutschland gegen Ende und nach der variszischen Gebirgsbildung im Karbon in Bereichen von tektonischen Schwächezonen bei Druckentlastungen als Kollisionszonen-Granite in glutflüssigem Zustand aus größerer Tiefe aufgestiegen. Dabei haben sie die etwas älteren Gneise durchschmolzen und sind aber noch einige Kilometer tief innerhalb der Erdkruste unter hohem und allseitigem Druck sehr langsam zu kristallinen Festgesteinen mit einem richtungslos grobkörnigen Mineralgefüge erstarrt (fossile Magmakammer, Abb. 7). Durch Landhebung, Gebirgsbildung, Verwitterung und Abtragung kommen die Gneise und die Granitplutone in vielen Gebieten der Erde mit der der Zeit an die Oberfläche und bilden heute charakteristische Mittelgebirge, wie z.B. das Rheinische Schiefergebirge, den Bayerischen Wald, Odenwald, Schwarzwald, Ural, Appalachen und Teile einiger Hochgebirgszüge, z.B. in den Alpen und im Himalaya (Kap.6). Im variszischen Grundgebirge des Schwarzwalds gibt es, ähnlich wie in den Alpen, auch einen Deckenbau durch Gesteinsüberschiebungen (Kap. 2.23)

2.2.2 Deckgebirge

Während der Perm-Zeit vor 300 -250 Mio. Jahren wurde das Variszische Gebirge in Baden-Württemberg durch Erosion bis auf das kristalline Grundgebirge und einige Karbonreste abgetragen und flachwellig eingeebnet. Durch Erdkrustendehnung und -schwächung im Zuge des Zerfalls von Pangäa entstanden tiefe und in SW-NE-Richtung langgezogen eingebrochene Senkungsräume, unter Ludwigsburg das Baden-Baden-Becken, die mit den Abtragungsprodukten des Grundgebirges aus Breccien, Konglomeraten und Vulkaniten aufgefüllt wurden (Rotliegendes). Durch einen Meeresvorstoß von Norden wurden darüber terrigen-marine Sedimente abgelagert (Zechstein). Mit weiteren Dehnungsvorgängen in der Erdkruste im Zuge der Westwanderung des Tethysmeeres hat sich dann das Mitteleuropäische Becken eingesenkt. Dort wurden bis zum Beginn der Kreide-Zeit vor 145 Ma und in Norddeutschland sowie im Nordalpinen Molassebecken bis in die Neogen-Zeit 2000 bis über 4000 m mächtige Sedimente abgelagert, die als **Deckgebirge** bezeichnet werden. Das Grundgebirge und die felsartig verfestigten Sedimente des Tafeldeckgebirges werden als **Grundschichten** bezeichnet. Darüber liegen die mehr oder weniger locker gelagerten Sedimente aus der Quartär-Zeit (Pleistozän und Holozän) vor 2,6 Mio. Jahren bis heute, die als **Deckschichten** bezeichnet werden.

Grundgebirge und Deckgebirge in Südwestdeutschland

• Quartär -> Holozän und Pleistozän. • Paläogen und Neogen, im Raum Ludwigsburg nicht abgelagert. • Kreide, in Baden-Württemberg bisher nur in vulkanischen Schlotfüllungen und in Karsthohlräumen gefunden. • Jura, im Raum Ludwigsburg abgetragen. • Trias -> Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper. • Perm -> Rotliegendes, Zechstein, in Baden-Württemberg in Trögen stellenweise abgelagert und erhalten. • Karbon und Älter, -> Gneise, Migmatite und darin eingeschmolzene Granitplutone, örtlich gefaltete Sedimentreste.	Deckgebirge (Sedimenthülle) feste und lockere Sedimentgesteine, schwach metamorphe Sedimentgesteine und vulkanische Gesteine, in BW 300 - 2,6 Ma alt. Grundgebirge (Sockel, Basement) gefaltete Sediment- und Kristallingesteine - Metamorphite und Plutonite. Ausgangsgesteine in BW bis zu 1 Ga alt.	Deckschichten Lockergesteine und verfestigte Schotter des Quartärs, verwitterte, umgelagerte und vermischte Grundschichten, bis 2,6 Ma alt. Grundschichten überwiegend Halbfestgesteine und Festgesteine, älter als 2,6 Ma.
---	--	---

Grundschichten

Während der langsamen und schubweisen Einsenkung des Mitteleuropäischen Beckens mit dem Beginn des Mesozoikums, verursacht durch Krustendehnungen ab der Perm-Zeit, kam es über einen Zeitraum von etwa 140 Ma zur Ablagerung von stellenweise bis über 2000 m mächtigen Sedimentschichten. Diese wurden teils in flachen Randmeeren nördlich des Tethys-Ozeans mit einer zyklisch schwankender Meeresbedeckung (marin-lagunäre und brackische bzw. überwiegend chemisch-evaporitische und chemisch-biogene Sedimente) und teils von verflochtenen Tiefland-Flusssystemen in oft abflusslose Becken, Seen und an Buchten und Küstenschwemmländern in Rinnen und Schwemmfächern abgelagert (terrestrisch-fluvioklastische, paralische, lakustrine und deltaische Sedimente - Abb. 7). Die Klimaverhältnisse waren warm und trocken und oft wüstenhaft mit episodischen Starkregenfällen und Schichtfluten (tropische bis subtropisches und arides bis semiarides Klima). Ursächlich für dieses Klima war die langsame Wanderung der europäischen Erdkrustenplatte seit dem Ende der Karbon-Zeit aus der tropisch-feuchten Äquatorregion nach Norden in die subtropische Wüstenzone (Abb. 3a). Die zyklische Einsenkung des Mitteleuropäischen Beckens wurde durch die Aufschüttung der Sedimente mal mehr und mal weniger stark kompensiert, so dass die Sedimentationsoberfläche oft knapp über dem Meeresspiegel oder flach darunter lag (Tiefland, Gezeiten- und Schelfmeer). Die weichen, feinkörnigen und locker gelagerten Sedimente wurden mit zunehmender Überdeckung mit der Zeit durch den Prozess der **Diagenese** verfestigt. Die Sedimente wurden durch den Druck der überlagernden Schichten und bei Temperaturen von < 200 °C entwässert und verdichtet (kompaktiert). In den winzigen Zwischenräumen der Sedimentkörner wurden durch Lösungsvorgänge und durch Umkristallisation, Sammelkristallisation und Kristallersatz neue Kristalle gebildet (Zementation durch Karbonate, Eisenoxide, Quarz, Tonminerale -> Lithifizierung), die das Sediment mit der Zeit zu festem Gestein verkittet haben. Die Sedimente des Mesozoikums werden in die Zeitperioden Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper), Jura und Kreide untergliedert (Abb. 1c). Im außeralpinen Deutschland werden die unter festländisch-fluviatil-limnischen und unter flachmarinen Bedingungen abgelagerten Gesteine der Trias als **Germanische Trias** bezeichnet. Im südlich anschließenden und flachen bis tieferen Meeresbecken der Tethys wurde die **Alpinen Trias** unter vollmarinen Bedingungen abgelagert (Kap. 6). Am Übergang von der Jura-Zeit zur Kreide-Zeit vor etwa 145 bis 140 Ma kam es in Süddeutschland vom nördlich gelegenen Rheinisch-Mitteleuropäischen Festland ausgehend zu einer Heraushebung der Erdkruste über den Meeresspiegel und damit zum Ende der flächenhaften Sedimentation. Ablagerungen aus der Kreide-Zeit sind in Baden-Württemberg bisher nur in Vulkansloten und in Karsthohlräumen gefunden worden oder der Abtragung zum Opfer gefallen. In der Zeitära des Känozoikums ("jüngstes Leben" -> Erdneuzeit) hat sich vor 40 - 5 Ma während der Paläogen- und

Neogen-Zeit (früher Tertiär-Zeit genannt) das Alpenvorland der Schweiz, Oberschwabens und Bayerns wieder abgesenkt. Ursache waren das hohe Gewicht der nach Norden schiebenden alpinen Gesteinspakete und Massenausgleichsvorgänge im Zuge der alpinen Gebirgsbildung. In diesem **Nordalpinen Molassebecken** wurde der Abtragungsschutt der rasch aufsteigenden Alpen als bis über 4000 m mächtige, sandig-tonige und auch karbonatische Schichten abgelagert. Das geschah teils unter flacher Meeresbedeckung, aber überwiegend in ausgedehnten Seen- Sumpf- und Flusslandschaften. Am Alpennordrand kam es an den Mündungen der großen alpinen Flusssysteme in das Molassebecken bei regelmäßigen Starkniederschlägen und Schichtflutereignissen zur radialen Ablagerung von mächtigen kiesig-sandigen Schwemmfächern, z.B. der Hochgrat-Schwemmfächer zwischen Kempten und Isny und der Hörnli-Schwemmfächer in der Schweiz (Kap. 6.7). Diese Ablagerungen sind heute karbonatisch zu harten Konglomeraten verfestigt und bilden innerhalb der alpenparallelen Vorlandshügelketten charakteristische Mittelgebirgslandschaften (Schichtrippenlandschaft). Bis zu 4000 m mächtige Kies-, Sand-, Ton- und Mergelschichten aus dem abgetragenen Schwarzwald, den Vogesen und aus den Alpen gibt es auch im ab 45 Ma eingesunkenen **Obererrheingraben**.

Deckschichten

Vor ca. 34 Ma in der Paläogen-Zeit und zunehmend vor 4 Ma in der Neogen-Zeit ist das langandauernde und warme Erdklima aus unterschiedlichen Gründen kälter geworden (Kap. 6.8). Während der Zeitperiode des **Quartärs** vor 2,6 Ma bis heute wurden im **Pleistozän** (gr. Eiszeitalter - "Das am meisten Neue") in ganz Deutschland die vielfältigen Deckschichten-Sedimente der Kaltzeiten und der dazwischen liegenden Warmzeiten auf den wesentlich älteren und schon stark erodierten Grundschichten diskordant abgelagert. Während der Kaltzeiten (Glaziale) von jeweils 100.000 bis 200.000 Jahren Dauer schoben sich bei mehreren großen Vereisungen mächtige Gletscher vom skandinavischen Schild zyklisch nach Norddeutschland vor. In der Schweiz, in Oberschwaben, in Bayern, in Frankreich und in Norditalien traten diese Gletscher aus den Alpen ins Flachland und stellenweise bis über die Donau heraus. Der Feldberg im Südschwarzwald trug dann ebenfalls eine Eiskappe und die Hochlagen im Nordschwarzwald waren mit zahlreichen kleinen Kargletschern bedeckt. Die Gletscher hinterließen nach jedem Vorstoß ihre Ablagerungen aus kuppigen und weitgeschwungenen Endmoränenzügen, aus dünnen Grundmoränendecken, aus tiefreichenden Beckentonen mit Torfablagerungen und Seen und aus langgezogen und in die Molasse flach eingeschnittenen und abgelagerten Schmelzwassersedimenten aus sandigen Flussschottern. In den nicht vom Gletschereis bedeckten Periglazialgebieten, so auch in Ludwigsburg, herrschte ein kaltes und trockenes Tundra- und Steppenklima (Mammutsteppe) mit bis zu 100 m tiefem Permafrost und mit einem spärlichen Bewuchs mit Gräsern und Sträuchern. Auf dieser Landoberfläche haben sich in aus den oberflächennahen und wesentlich älteren Grundschichten durch sommerliche Frost-Tauwechsel und durch Verwitterungs-, Umlagerungs- und Fließvorgänge schon bei geringem Gefälle Fließerden, Frostschuttdecken und Schuttmassen gebildet. Darüber wurden mehrere Meter mächtige, feinkörnige Lösssedimente durch Staubstürme herantransportiert und v.a. in den dem Wind abgewandten Leegebieten und in Beckengebieten mit nachlassender Windgeschwindigkeit abgelagert. An den steilen Talflanken lagerte sich lehmig-steiniger Hangschutt ab. Die Kaltzeiten wurden von den 10.000 bis 30.000 Jahre andauernden Warmzeiten (Interglaziale) unterbrochen. Im dann warmen und feuchteren Klima waren die älteren Grundschichten besonders intensiv der Verwitterung und der Bodenbildung ausgesetzt. In den flachen Tälchen wurden lehmig-steinige Abschwemmmassen und in den sich tiefer in den Untergrund einschneidenden größeren Flusstälern wurden sandige Schotter mit Torflinsen abgelagert. Die kaltzeitlichen Lössablagerungen haben sich auch oft mit den Verwitterungsschuttbildungen und -lehmern der unterlagernden Grundschichten vermischt und haben maßgeblich zur Bildung der fruchtbaren Böden (v.a. Parabraunerde aus Löss) in Süddeutschland beigetragen. Die Jetztzeit wird als **Holozän** (gr. "Das vollkommen Neue") bezeichnet und zählt seit dem Ende der "Würm-Kaltzeit" vor 12.000 Jahren. Durch die Waldrodung und Landwirtschaft im Mittelalter kam es zu starken Bodenabschwemmungen, die als mächtige anthropogene Auenlehme in den Tälern abgelagert wurden. Das Holozän ist eine Warmzeit, auf die in vielleicht 10.000 – 20.000 Jahren die nächste Kaltzeit folgen könnte. Wegen der starken Einwirkungen der menschlichen Tätigkeiten auf die Geo-, Bio-, Hydro- und Atmosphäre wird die Einführung der geochronologischen Zeitepoche Anthropozän-Zeit, z.B. am Beginn des 19. Jahrhunderts mit der Industrialisierung oder mit dem Beginn der Ablagerung von Plutonium-Isotopen in den Böden aus den oberirdischen Atombombentests in den 1940er Jahren diskutiert.

2.2.3 Geologischer und tektonischer Bau von Baden-Württemberg.

Der geologische und tektonische Bau von Baden-Württemberg ist in den Abbildungen 4e und 4b dargestellt. Baden-Württemberg gehört tektonisch zum größten Teil zur **Süddeutschen Scholle** und vor 145 Mio Jahren wurde Südwestdeutschland langsam aus dem Jurameer herausgehoben. Die Pyrenäenbildung und die Nordverlagerung der Alpen hat Mitteleuropa ab ca. 60 Ma nach Norden eingeklemmt und dort zu einer Ost-West-Dehnung der Erdkruste geführt (Abb. 4, Kap. 6). Es kam zu Bruch- und Zerrungsvorgängen und das führte, eventuell zusammen mit einem aufsteigender Manteldiapir, ab 52 Ma zu einer lokalen Aufwölbung und Schwächung der Erdkruste und schließlich ab 45 Ma zum Einbrechen des **Obererrheingrabens** als Gewölbescheitelbruch (Abb. 4c). Dieser 300 km lange und bis zu 40 km breite Grabenbruch wurde mit dem bis über 4000 m mächtigen Abtragungsschutt aus der Erosion der umgebenden und bis über 2000 m herausgehobenen **Grundgebirgsrumpfe** von Vogesen, Schwarzwald und Odenwald und mit dem Erosionsschutt der Alpen aufgefüllt und wurde vor 34 - 18 Ma von Süden und von Norden her auch fünfmal vom Meer überflutet.

In dem **variszische konsolidierten Grundgebirge** treten heute kristalline Gesteine in Form von harten Gneisen, Migmatiten und Graniten zutage und prägen diese bewaldeten und tief zertalten Mittelgebirgslandschaften. Ebenso, wie in vielen alpinen Gebirgen, gibt es auch im Grundgebirge des Schwarzwalds einen Deckenbau von Norden nach Süden aus der Zeit des Frühen Karbon mit Schubweiten von Kilometern bis über 100 km (Feldberg-, Wiese-Wehratal- und Münsterthal-Decke etc.). Nach Osten und Südosten taucht das Grundgebirge unter die Erdoberfläche ab und wird von den jüngeren Schichtstufen des überwiegend mesozoischen Tafeldeckgebirges überdeckt. Diese ursprünglich bis zu 2000 m mächtigen Sedimentschichten wurden im großen Mitteleuropäischen Sedimentbecken teils unter marinen und teils unter terrestrisch-fluvioklastisch-limnischen Bedingungen in der **Karbon/Perm-Zeit** und von der **Trias-Zeit** (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) bis zum Ende der **Jura-Zeit** vor 145 Ma abgelagert. Flächige Sedimente der darauffolgenden **Kreide-Zeit** sind in Baden-Württemberg nicht bekannt, es gibt aber Ablagerungen in Vulkanschloten und in Karstspalten. Nach der tektonischen Aufwölbung von Schwarzwald und Odenwald ab 50 - 45 Ma liegen diese ehemals horizontal abgelagerten Sedimentschichten heute mit 1° – 5° schwach nach Südosten geneigt. Dieses generelle Schichtfallen führte im Zusammenspiel mit der ungleichmäßigen Abtragung der unterschiedlich abtragungsresistenten Sedimentgesteine zur Bildung des sich nach Nordosten auffächernden Südwestdeutschen Schichtstufenland und westlich des Oberrheingrabens zur Bildung des Nordfranzösischen Schichtstufenlandes als Teile des großen Antiklinal Schichtstufenlandes zwischen Paris und dem Böhmerwald. Die erste Schichtstufe über dem Grundgebirge und über den in Trögen und Becken abgelagerten Sedimenten von **Karbon und Perm** bildet mit dem Beginn der Trias-Zeit der terrestrisch-fluviatile **Buntsandstein**, der auch viele Höhenzüge im Nordschwarzwald und im Odenwald aufbaut. Darüber liegen die Schichten und Stufe des **Muschelkalks**, der aus mächtigen und flachmarinen Karbonatsteinformationen mit zwischengelagerten und heute oft teilausgelaugten und ausgelaugten Sulfat- und Salinargesteinen besteht. Die Muschelkalkoberfläche bildet die flachkuppigen Gäulandschaften zwischen dem Oberem Gäu, Stroh- und Heckengäu, Hohenlohe, Bauland und dem Tauberland. Die Oberfläche der Muschelkalkplatten ist in den Gäuen entlang des Schwarzwaldrandes und des Odenwaldes oft stark verkarstet und trocken, weil dort vielerorts kein Lettenkeuper und nur eine geringe und lückenhafte Lössbedeckung über den Karbonatgesteinen liegt. Mit der zunehmenden **Lettenkeuperüberdeckung (Unterer Keuper)** aus brackisch-lagunären und auch aus terrestrischen und marinen Gesteinen wird die Landschaft ebener und ist oft mit **quartärzeitlichem Verwitterungsschutt, mit kaltzeitlichen Lösssedimenten** und mit **Fließerden und Handschutt etc.** überdeckt. Beispiel ist hier die landwirtschaftlich bedeutende Fläche des Strohgaus nordwestlich von Stuttgart. Die Muschelkalk/Lettenkeuper-Gäufläche geht dann in die zunehmend ansteigende und oft mit mächtigem Hangschutt bedeckte **Gipskeuperformation des Mittleren Keupers** aus terrestrisch-fluviatil-limnischen Gesteinen über, die aus teilausgelaugten und ausgelaugten Sulfatgesteinen und v.a. aus Tonsteinen mit einzelnen Karbonatsteinhorizonten besteht. Sie bildet den Fuß und den Anstieg der Keuperbergländer mit Streuobstwiesen und Weinbergen. Darüber folgen die oft bewaldeten Steilstufen, Verebnungsflächen und Hochflächen der Keuperbergländer (Strom- und Heuchelberg, Schwäbisch-Fränkische Waldberge, Glemswald und Schönbuch), die abwechselnd von den mächtigen Sandstein- und Tonsteinschichten des terrestrisch-fluvioklastischen **höheren Mittleren Keupers** aus **Schilfsandstein, Bunten Mergel mit Kiefelsandstein, Stubensandstein, Knollenmergel und vom Rhätsandstein des Oberen Keupers** aufgebaut werden. Südlich von Stuttgart bilden die Kalksteine, Tonmergel- und Sandsteine des flachmarinen und teils euxinischen **Frühen Juras** (sauerstoffreiches und schwefelwasserstoffhaltiges Tiefenwasser) die Filderebene, die mit einer Auflage aus **pleistozänem Lösslehm** (Filderlehm) sehr fruchtbar ist. Die mächtigen Tonmergelserien, Kalksteine und Sandsteine des flachmarinen **Mittleren Juras** mit terrestrischen Einflüssen formen die kuppige Landschaft des Albvorlandes und den Anstieg zur Schwäbischen Alb. Die stark verkarsteten Kalkstein-, Dolomitstein- und Schwammriffformationen des marin-lagunären **Späten Juras** bilden die steile und durch Erosion stark zerteilte Schichtstufe der Schwäbischen Alb mit den schroffen Felskränzen des Albtraufs und mit tief eingeschnittenen und hinterschnittenen Tälern. Diese stark erodierten mesozoischen Sedimentgesteine sind nahezu überall mit mehr oder weniger mächtigen und kaltzeitlichen Verwitterungsbildungen bedeckt. Die zunächst kuppige und nach Süden ebener werdende Albhochfläche geht dann in die Akkumulationslandschaft des Alpenvorlandes von Oberschwaben über. Dieses als Nordalpines Molassebecken bezeichnete Gebiet ist mit dem bis über 4000 m mächtigen, teils marinen aber überwiegend limnisch-terrestrischen, sandig-tonigen und teils konglomeratischen Abtragungsschutt der Alpen aus der Zeit von **Paläogen und Neogen** (Känozoikum) gefüllt. Entlang dem Alpenrand werden die Molasseschichten von den sich nach Norden vorschubenden Alpen gestaucht, abgeschert, gefaltet und überschoben. Sie bilden die Aufgerichtete Vorlandmolasse und die Faltenmolasse (Subalpine Molasse). Dort entstand an der Grenze zu Bayern im Bereich der gefalteten Molasse-Konglomerate eine den Alpen vorgelagerte Schichtstufenlandschaft mit alpenparallel langgezogenen Hügelketten (Kap. 6). Das hügelige Oberschwaben wird großteils von den in der **Quartär-Zeit** während der **pleistozänen Kaltzeiten** aus den Alpen heraustransportierten und unterschiedlich mächtig abgelagerten Glazialsedimenten der zyklisch auch weit ins Vorland heraustretenden Alpenglazialer bedeckt. Diese jungen Sedimente bestehen aus schluffig-steinigen Grundmoränen (Basal-Till) und kuppig geschwungenen Endmoränenwällen ehemaliger Gletscherstände, aus schmal-langgezogenen und in die Molasse eingeschnittenen Schotterebenen ehemaliger Schmelzwasserrinnen, örtlich aus tiefreichenden Beckentonen mit Seen und Moorflächen und bilden heute eine Eiszerfallslandschaft. In den nicht vergletscherten Periglazialgebieten wurden Verwitterungsschutt, Frostschutt, Fließerden, Hangschutt, Lösssedimente und Talkiese und -lehme abgelagert. Die jüngsten Sedimente, z.B. die sandigen Kiese, Lehme und Abschwemmungen in den heutigen Bach- und Flusstälern, stammen zu einem großen Teil auch aus der aktuellen **Holozän-Zeit** seit 12.000 Jahren.

Die Entstehung des Südwestdeutschen (Schwäbisch-Fränkischen) Schichtstufenlandes.

Nach ihrer Sedimentation lagen die Schichten des mesozoischen Deckgebirges von Trias und Jura in Süddeutschland weitgehend horizontal. Mit ihrer Heraushebung aus dem Meer am Ende Jura- und in der Kreide-Zeit wurden die festen Gesteine über breite und flache Täler nach Süden in den Tethys-Ozean abgetragen. Mit der Pyrenäen- und Alpenbildung und der langsamen Nordverlagerung kam es in Mitteleuropa zwischen Nordostfrankreich und Südwestdeutschland zu einer Nordwest-Südost-Einspannung und gleichzeitigen Nordost-Südwest-Dehnung mit einer Ausdünnung und Schwächung der Lithosphäre durch passives Rifting oder durch einen Mantelplume. Das führte ab 80 - 50 Ma zum Aufstieg von heißem Mantelmaterial mit der Aufwölbung der Erdkruste und schließlich ab 45 Ma zum Einbrechen des Oberrheingrabens als Gewölbescheitelbruch von Süden nach Norden (Abb. 4, 4c). Durch die damit verstärkte Abtragung der sich hebenden Grabenränder zu den heutigen Vogesen, Schwarzwald und Odenwald entstand dabei im Osten das **"Südwestdeutsche Schichtstufenland"** und im Westen fast spiegelbildlich das **"Nordfranzösische Schichtstufenland"**, das sich halbkreisförmig zum Pariser Becken öffnet. Beide Schichtstufenländer sind mit ihren meso- und känozoischen Sedimentgesteinen Teile des großen **"Antiklinal-Stufenlandes"** zwischen dem Pariser Becken und dem Böhmerwald (Abb. 4b, 4c). Vom Rheingraben ausgehend wurde so ein großer Teil des süddeutschen Sedimentpakets vor 30 - 5 Ma um 1° im Norden und um bis zu 5° am Südschwarzwaldrand nach Südosten geneigt und ab 35 Ma kam es südlich der heutigen Donau zum langsamen und flexurartig tieferen Absinken des Nordalpinen Molassebeckens (Abb. 6.64). Das hatte starke Auswirkungen auf die Art und auf die Geschwindigkeit der weiteren Abtragung und es bildeten sich von Nordwesten her die ersten Schichtstufen. Die mesozoischen Sedimentgesteine in Südwestdeutschland bestehen aus mehr oder weniger engen Wechsellagerungen von härteren und weicheren Gesteinsschichten. Die harten, kalkig, kieselig, teils tonig und auch ferritisch-tonig gebundenen Sandsteine und die Kalk- und Dolomitsteine sind mit ihren kleinen Porenräumen und vielen Klüften oft gut wasserdurchlässig und widerstandsfähig. Sie werden von der Verwitterung langsamer zersetzt und von der Wassererosion langsamer abgetragen als die weicheren, viel weniger wasserdurchlässigen, feinstkörnigen und oft auch dünn-schichtigen Ton-, Schluffton- und Mergelsteine (Schlammsteine). Die Tonminerale quellen bei Wasserzutritt an der Oberfläche und an Klüften rasch auf, klüftige Wasserwegsamkeiten werden verschlammte und der so dichter gewordene Schlammstein wird mit dem Verlust des Kornverbandes schnell erodiert. Salz- und Sulfatgesteine werden oft noch tief im Gesteinsverband durch zirkulierende Sicker- und Grundwasser weggelöst und die dann übriggebliebenen Auslaugungsreste aus karbonatischen Schluff- und Tonsteinen (Zellendolomite, Rauhwacken) sind ebenfalls sehr erosionsanfällig. Die Millionen Jahre andauernde rhythmische Hebung des Landes mit Schichtneigungen von 1° bis 5° in Wechselwirkung mit den hohen Festigkeitsunterschieden der Gesteine, mit unterschiedlichen Klima- und Verwitterungsbedingungen (Warm- und Kaltzeiten) und mit der lokalen Tektonik führten zu einer differenzierten fluviatil-gravitativen Ebenen- und Traufabtragung durch die Bäche und Flüsse. So entstand mit der Zeit die abgetreppte und asymmetrisch nach Nordosten aufgefächerte Schichtstufenlandschaft von Südwestdeutschland. Die Erosion und Rückverlegung ("Wanderung") der Schichtstufen erfolgte durch das Zusammenwirken des linienhaft tiefen Einschneidens der Quellen, Bäche und Flüsse vom Vorland schräg und senkrecht in die Stufenränder hinein mit der flächigen Hangabtragung (Denudation) an den übersteilten Talhängen und an den Stufenfronten durch Rutschungen, Stein-schlag, Felssturz und durch Schollengleitungen im Verband. Es bildeten sich zahlreiche und seitlich aufgefächerte Bachverästelungen, deren rasche Erosion im steilen Gelände, oft auch gegen das Schichtfallen, zu einer zangenartigen Hinterschneidung durch Rückseitenerosion der Schichttafeln und schließlich zu weiten Buchtbildungen mit isolierten und erosionsanfälligen Ausliegerkomplexen und mit Inselbergen geführt haben und weiterhin führen. (Kap. 3.6.1). Die enggeschichteten und schnell verwitternden Schluffsteine, Tonsteine und Tonmergelsteine bilden im Neckarbecken flachwellige Erosionsreste und entlang der Schichtstufen die ansteigenden und welligen Hangfußbereiche. Die deutlich widerstandsfähigeren, gut geklüfteten, gut grundwasserleitenden und oft massig geschichteten Sandsteine, Kalk- und Dolomitsteine bilden die Steilstufen mit Quellhorizonten an ihrer Basis und die traufartigen Stufenränder mit Verebnungen. Beispiele sind der Buntsandstein im Nordschwarzwald, der Obere Muschelkalk in den Gäuen, die Sandsteinhorizonte in den Keuperbergländern und die mächtigen Karbonatsteinserien mit massigen Rifffalke des Späten Jura am markanten Felstrauf der Schwäbischen Alb (Abb. 5). Ab 10° Schichtneigung entstehen Schichttrippen- und Schichtkammlandschaften mit steil gestellten Gesteinsschichten, wie z.B. die Faltenmolasse im Allgäu (Kap. 6, Abb. 6.65). Bei horizontaler Schichtlagerung entwickelt sich eine Tafelberglandschaft, wie z.B. die Mesas im Monument Valley in Utah, USA.

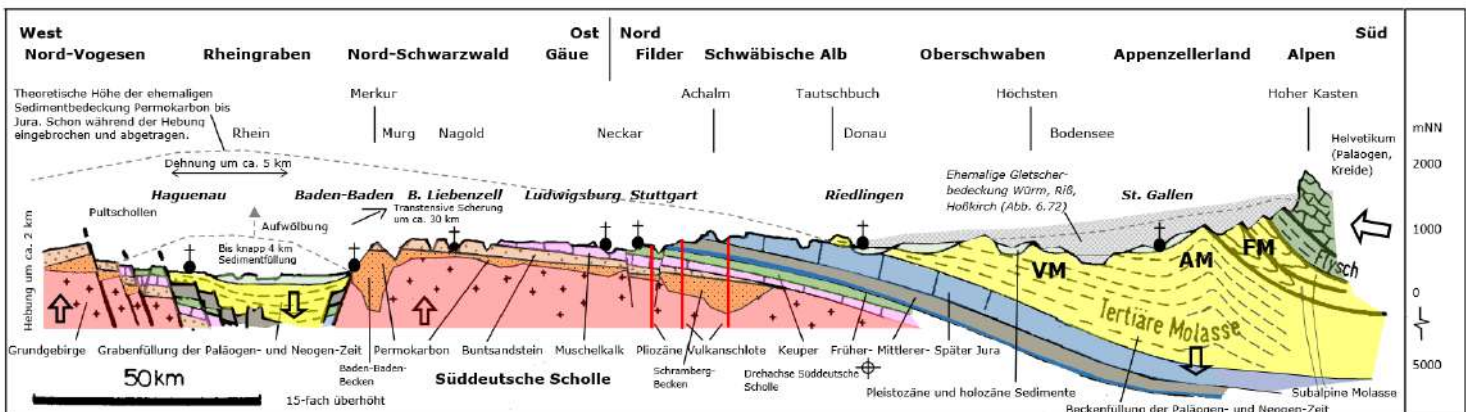


Abb.4b: Geologischer Profilschnitt Vogesen - Baden-Württemberg - Alpen.

Das ältere kristalline Grundgebirge und ehemalige Rumpfgebirge aus Gneisen, Migmatiten und Graniten, das im Schwarzwald und in den Vogesen durch plattentektonische Bewegungen und durch den Aufstieg von heißem Mantelmaterial um ca. 2 km herausgehoben wurde, ist rot dargestellt. Dazwischen liegt der tiefe und mit bis zu 4 km mächtigen Sedimenten aufgefüllte Grabenbruch des Oberrheins, der im Zuge der Dehnung um 5 - 7 km und der Hebung seiner Flanken vor 45 Ma einzubrechen begann. Das über dem Grundgebirge liegende und damit jüngere und sedimentäre Deckgebirge ist farbig dargestellt. Im Profilschnitt sind die Verkippung des Tafeldeckgebirges im Zuge der Hebung des Schwarzwaldes mit der Bildung der aufgefächerten und rückverlegten Schichtstufenlandschaft durch die Erosion zu erkennen. Weiter im Süden sieht man die flexurartige Absenkung des Molassebeckens nach Südosten mit dem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau (Abb. 6.64). Die oft mehrere Meter mächtigen Lehm-, Löss- und Schuttsedimente, die weite Landesteile an der Oberfläche bedecken, sind hier nur ansatzweise darstellbar (Details zu Ludwigsburg in den Profilschnitten der Abbildungen 17, 19b und 24a). VM = Vorlandmolasse; AM = Aufgerichtete Vorlandmolasse; FM = Faltenmolasse. In der Broschüre **"Der Baugrund in Ludwigsburg"** auf der Webseite www.ludwigsburg.de gibt es detaillierte geologisch-hydrogeologische Profilschnitte durch die Ludwigsburger Gemarkung. Abb. 17 zeigt die jungen Deckschichten aus Lösssedimenten, Hangschutt und Talsedimenten über den älteren Grundschichten des Deckgebirges.

Profilschnitt verändert und ergänzt aus O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

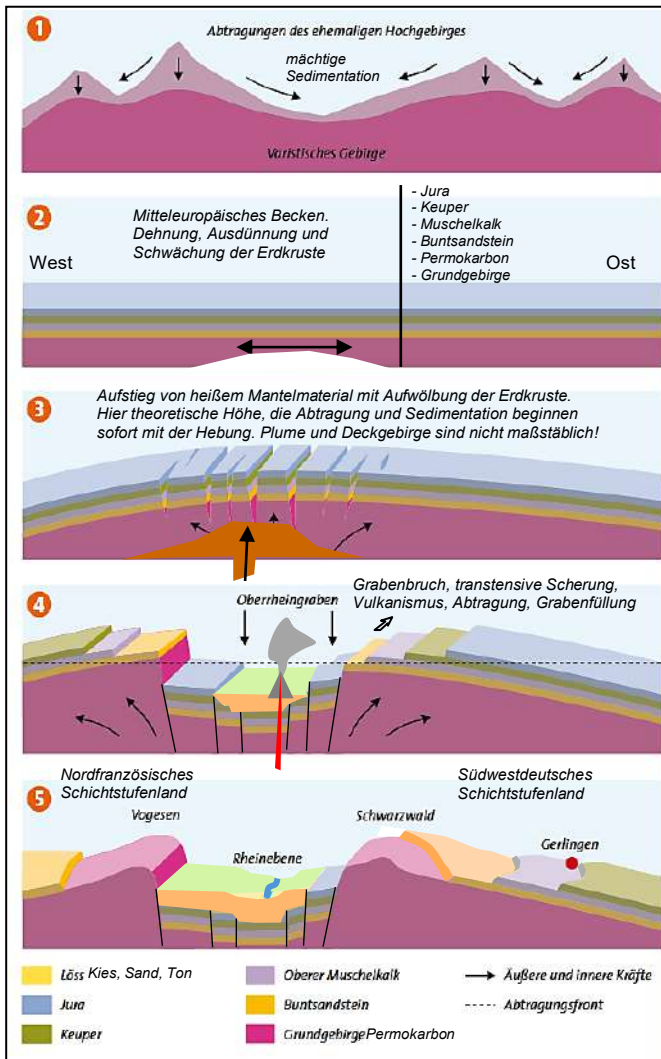


Abb. 4c: Oberrheingraben und Schichtstufenland.

- 1) Vor 300 Mio. Jahren wurden die hohen Ketten des breiten Variszisches Gebirges im heutigen Mitteleuropa durch die Erosion eingeebnet.
- 2) Zu dieser Zeit kam es im Zuge des beginnenden Zerfalls des Superkontinents Pangäa zur Loslösung und Ostwanderung der großen afrikanischen Erdkrustplatte. Das führte auch zu Dehnungen in der Erdkruste Europas und das intra-kontinentale Mitteleuropäische Becken entstand. Anfangs noch mit schmalen Trögen und mit Vulkanismus, bildete sich zwischen Polen und Burgund das große, relativ flache und zeitweilig auch abflusslose Mitteleuropäische Becken. Flüsse lieferten Sand, Kies und Vulkanite und Winde bliesen feinen Staub herbei. Kurzzeitige Meeresüberflutungen aus dem südlich gelegenen Tethys-Meer führten zur Ablagerung von Kalk-, Dolomit- und Tonmergelsedimenten, sowie von Gips- und Salzsedimenten, die durch Diagenese zu Gesteinen verfestigt wurden.
- 3) Im Zuge der Bildung und der Nordwanderung der Alpen kam es ab etwa 80 - 50 Ma zu einer tektonischen Nordwest-Südost-Einspannung von Mitteleuropa und als Reaktion darauf zu einer 5 - 7 km breiten Südwest-Nordost-Dehnung der Lithosphäre und diese wurde dünner und schwächer. Das führte zu einem passiven Grabenrifting, eventuell verbunden mit einem Mantelplume und zum Aufstieg von heißem Mantelmaterial. Es kam zu einer kuppelartigen Herauswölbung mit dem Zentrum im Gebiet des heutigen Oberrheins (Abb. 4, 4a, Abb. 6.6).
- 4) Ab etwa 45 Ma begann die erodierende Kuppel an einer transpressiven Scherzone zum 300 km langen und bis zu 40 km breiten Oberrheingraben als Gewölbescheitelbruch von Süden nach Norden einzubrechen und die Grabenränder mit den Vogesen, Schwarzwald und Odenwald haben sich mit der Bildung von Pultschollen durch isostatischen Ausgleich um ca. 2 km gehoben. Damit neigten sich die einst horizontal abgelagerten Sedimentschichten auf beiden Seiten der Kuppel um $1^\circ - 5^\circ$ nach Westen bzw. Osten und die verstärkte Abtragung der Grabenränder begann. Es kam zu einer bis zu 4 km mächtigen Verfüllung des Grabens mit dem Abtragungsschutt der umgebenden Hochgebiete und aus den aufsteigenden Alpen und vor 19 - 15 Ma zu Vulkanismus im Hauptscheitelsbereich am Kaiserstuhl mit einer tektonisch vergitterten Verbindung zum Vulkanismus im Hegau vor 15 - 6 Ma (Abb. 4). Auch der Vulkanismus im Odenwald am Steinsberg vor 68 bzw. 56 Ma und in Hessen am Vogelsberg vor 19 - 15 Ma hängt mit den alpin beeinflussten Grabenbildungen in Mitteleuropa zusammen.
- 5) Mit der Hebung von Schwarzwald, Odenwald und Vogesen kam es zu deren Erosion mit der Freilegung des kristallinen Grundgebirges und zur Verkippung des Tafeldeckgebirges. So wurden dessen unterschiedlich harte Gesteinsschichten im Osten zum "Südwestdeutsche Schichtstufenland" abgetragen und rückverlegt. Grafik verändert und ergänzt aus: Geologischer Lehrpfad.

Stadt Gerlingen, Verein für Heimatpflege Gerlingen e.V.

https://heimatpflegeverein-gerlingen.de/Geologie_Tafeln.pdf

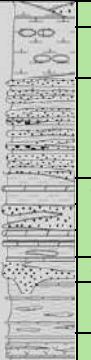
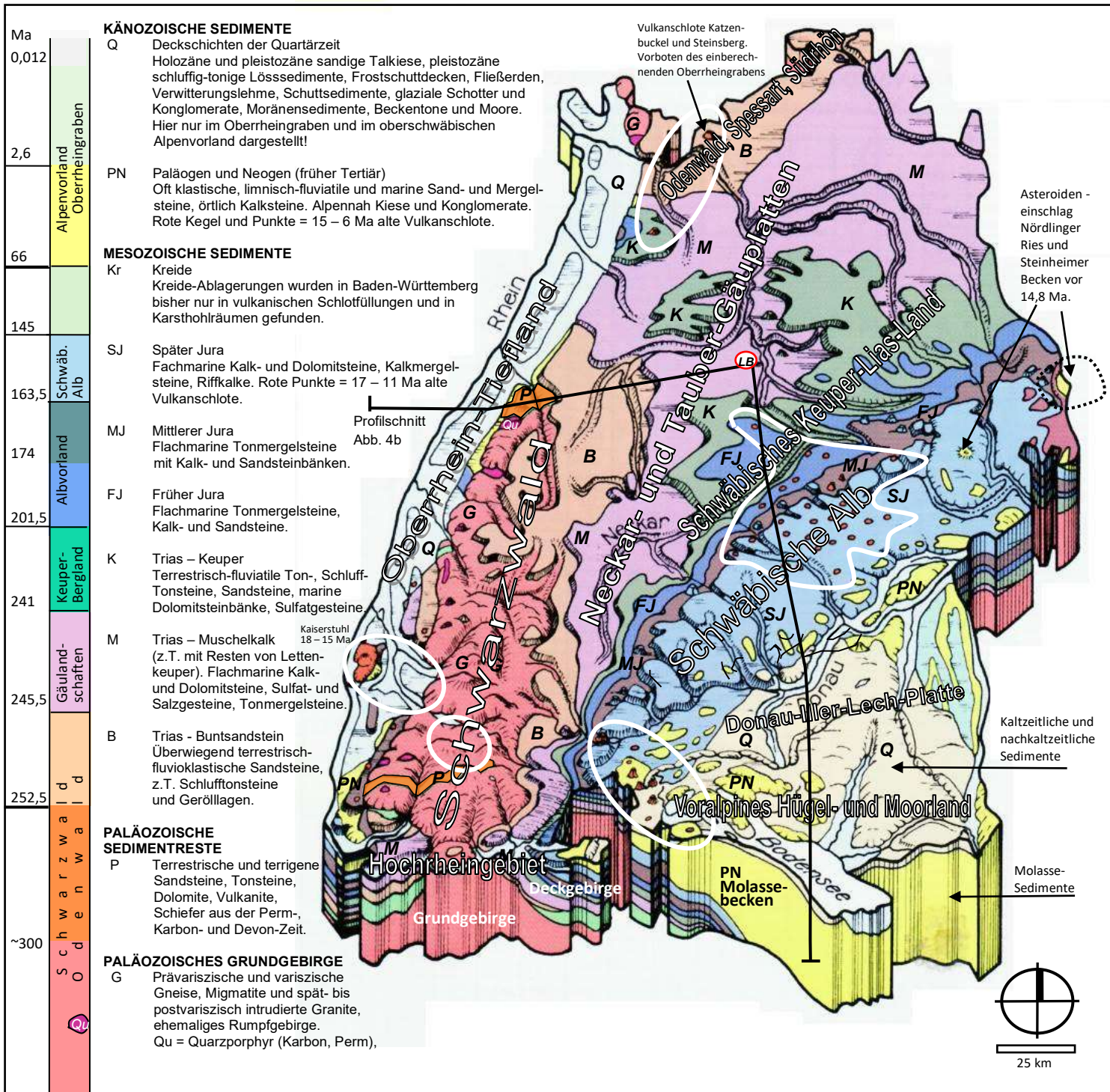
System	Serie	Internat. Stufe Alter in Ma	Gruppe	Neue Formations- Gliederung	Mächtigkeit in Bad.-Württ,	Profil	Alte Gliederung		
TRIAS 252,5 – 201,5 Ma	Späte Trias	Rhaetium 201,5	Ob. Keuper	Exeter Fm. koE	bis 25 m		Rhätsandstein		
		Norium 205,5	Mittlerer Keuper	Trossingen Fm. kmTr	10 – 50 m		Knollenmergel		
		Löwenstein Fm. kmLw		10 – 140 m	Stubensandstein- Horizonte				
		Karnium 227		Mainhardt Fm. kmMh	20 – 80 m		Ob. Bunte Mergel		
			Hassberge Fm. kmHb	Kieselsandstein					
			Steigerwald Fm. kmSw	Unt. Bunte Mergel					
			Stuttgart Fm. kmSt	4 – 40 m	Schilfsandstein				
		Grabfeld Fm. kmGr	<50 -165 m	Gipskeuper					
	Mtl. Trias	Ladinium 237	Unt. Keuper	Erfurt Fm. kuE	10 - <35 m		Lettenkeuper		
			Oberer Muschelkalk	Rottweil Fm. moR	bis 50 m		Trigonodus Dol.		
		Meissner Fm. moM		20 – 55 m	Ob. Hauptmuka.				
		Trochitenkalk Fm. moTK		25 – 40 m	Unt. Hauptmuka..				
		Mittlerer Muschelkalk	Diemel Fm. mmD	<10 – 25 m	Ob. Dolomite				
			Heilbronn Fm. mmH	20 – 90 m	Salinar Fm.				
			Karlstadt Fm. mmK	bis 15 m	Geislingen Fm.				
		Unt. Muschelk.	Jena Fm. muJ	bis 80 m	Wellenkalk Fm.				
		Frühe Trias	Olenekium 247 Indusium 251 252,5	Buntsandstein	Rötton, Plattensandstein, Vogesensandstein Eck'sches Konglomerat bis 320 m. Darunter Sediment- und Kristallingesteine des Perms und älter.			Rötton-, Platten- sandstein, Voges- ensandstein-, Eck Formation	

Abb. 4d: Stratigraphische Gliederung der Trias im Raum Stuttgart.

Siehe Tab. 1, Abb. 1c und 5. Schichtlücken siehe Abb. 5. Die Tabelle und die Profile sind nicht zeitmaßstäblich.

Altersgliederung nach: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), M. Menning & A. Hendrich, 2022: Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2022 (STDK 2022). Potsdam (GFZ). Verwitterungsprofil nach LGRB-BW, Freiburg.



Das Nördlinger Ries und das Steinheimer Becken sind Krater, die vor 14,88 Ma von einem ca. 0,8 - 1,2 km großen Asteroiden und von seinem ca. 150 m großen Mond geschaffen wurden.

Weiß Kreise: Alte und erloschene Vulkangebiete, ...

...im Norden das "Vulkangebiet Unterer Neckar", Katzenbuckel und Steinsberg vor 68 bzw. 56 Ma mit Phononphenilit bzw. Basanit.

...in der Mitte das "Uracher Vulkangebiet" vor 17 (13) - 11 Ma. 351 Schöte mit dünnflüssig-gasreichen und durch Grundwasserzutritt explosiven Tuffbreccien (phreatomagmatische Eruptionen) aus Olivin-Melilithit und Nephelinit... kein Basalt!

...im Süden das "Vulkangebiet Südschwarzwald" mit Hegau-Vulkanen vor 15 - 6 Ma mit Melilithit, Nephelinit und Phonolith (an Silizium unter-sättigte Magmen), sowie Gänge und Schöte zwischen Bonndorfer Graben und Freiburger Bucht von der Kreide bis ins Paläogen.

...im Westen die "Kaiserstuhl-Statovulkanruine" vor 19 - 15 Ma mit den Gesteinen Tephrit, Phonolith, Nephelinit, Basanit, Essexit, Leucit, Karbonatit etc. und ultrabasischen Tuffbreccien.

Die drei jüngeren Vulkangebiete Kaiserstuhl, Hegau und Urach liegen im Vergitterungsbereich (Kreuzungspunkte) tiefreichender und alter Störungszonen.

Abb. 4e: Schematisches Blockbild und geologischer Bau des Schichtstufenlandes in Baden- Württemberg. Die geologische Anatomie unseres Landes.

Darstellung im Bereich des Schichtstufenlandes ohne quartäre Sedimente - Löss, Talfüllungen etc. - abgedeckte Grundschichtenkarte (Abb. 8). Grafik ergänzt nach G. Wagner & A. Koch (1961), bearbeitet durch R. Hüttner (1984) und E. Villinger. Quelle: LGRB-BW.

Abb. 5: Schematisches Profil der Schichtfolge im baden-württembergischen Schichtstufenland.

Die Abbildungen zeigen schematisch die Lage und die Abfolge der Sedimentschichten der chronostratigraphischen Zeitsysteme von Perm, Trias und Jura über dem kristallinen Grundgebirge. Mehr zu Ton- und Mergelsteinen siehe Abb. 18. Fortsetzung nächste Seite.

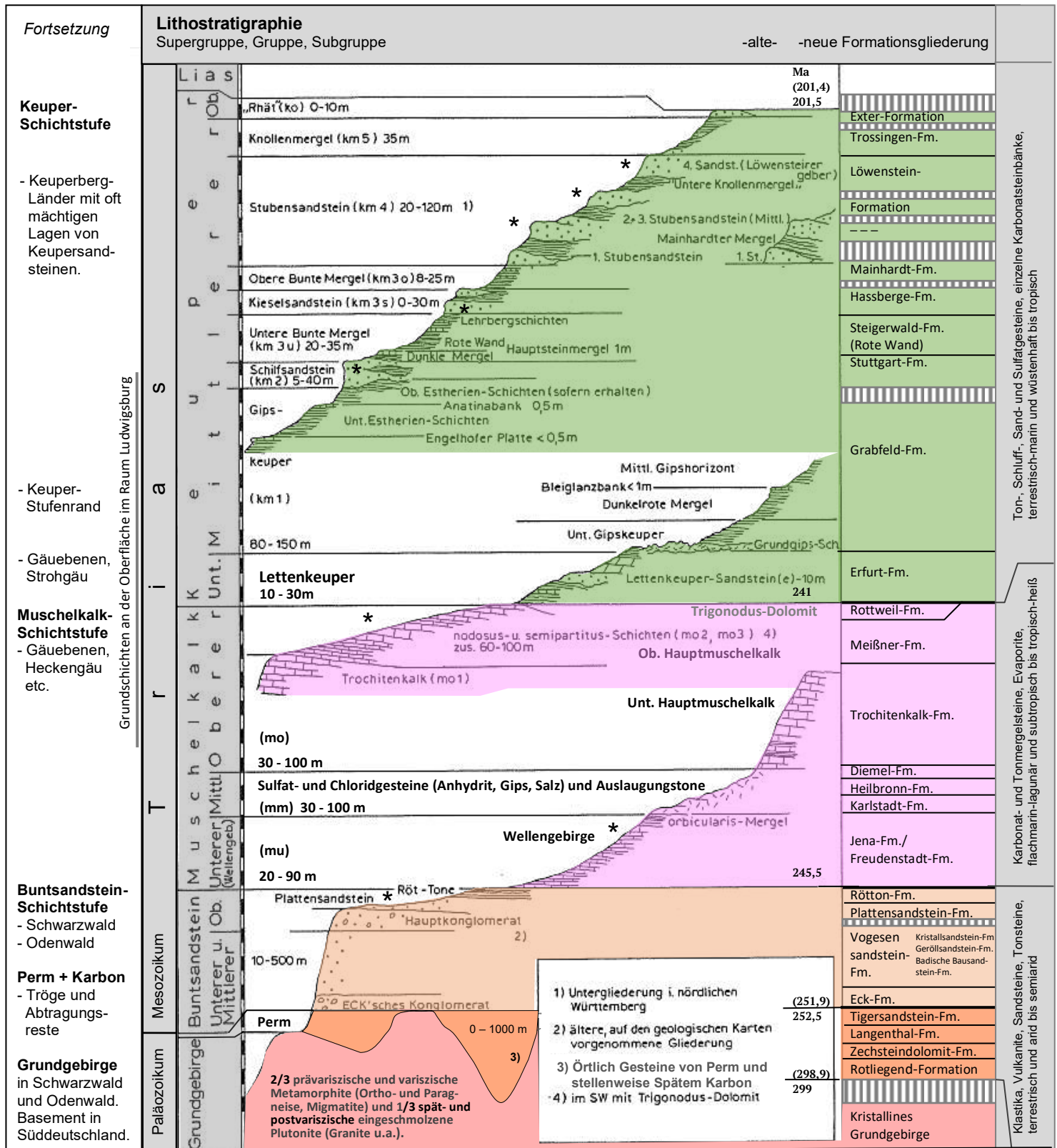


Abb. 6.7 Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens in Deutschland.
Paläogeographische Karten der Sedimentationsräume im Mitteleuropäischen Becken für die Zeiträume von Perm bis Quartär. Nach der Abtragung des Variszischen Gebirges während der Perm-Zeit wurden weite Teile von Europa und von Süddeutschland bis zum Beginn der Kreide-Zeit mit mächtigen terrestrisch-fluvioklastischen, limnischen und mit flachmarinen Sedimenten bedeckt, die bei einem subtropischen bis wüstenartigen Klima im Mitteleuropäischen Becken abgelagert wurden. Ablagerungen aus der Kreide-Zeit gibt es in Bayern, in Baden-Württemberg sind flächenhaft keine bekannt. In der Paläogen- und Neogen-Zeit wurden marine und v.a. limnisch-terrestrische Sedimente im Nordalpinen Molassebecken entlang der aufsteigenden Alpen abgelagert (Kap. 6.7). In der Quartär-Zeit wurden während der pleistozänen Kaltphasen von den zyklisch vorrückenden und rückschmelzenden Gletschern glaziale Sedimente, fluvioglaziale Schmelzwassersedimente und auf den Flächen außerhalb der Gletscher im Periglazialbereich äolische Lösssedimente, Frostschutt, Fließerden, Hangschutt und Talsedimente abgelagert (Kap. 6.8). Zeitangaben nach STDK 2022.

Grafiken ergänzt aus: E. Villinger (2005): *Geo-Poster Baden-Württemberg, Grafiken zur Geologie und Erdgeschichte*. CD-ROM. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Freiburg, nach G. Bloos (in E.P.J. Heizmann 1998, *Vom Schwarzwald zum Ries*, Pfeil, München).

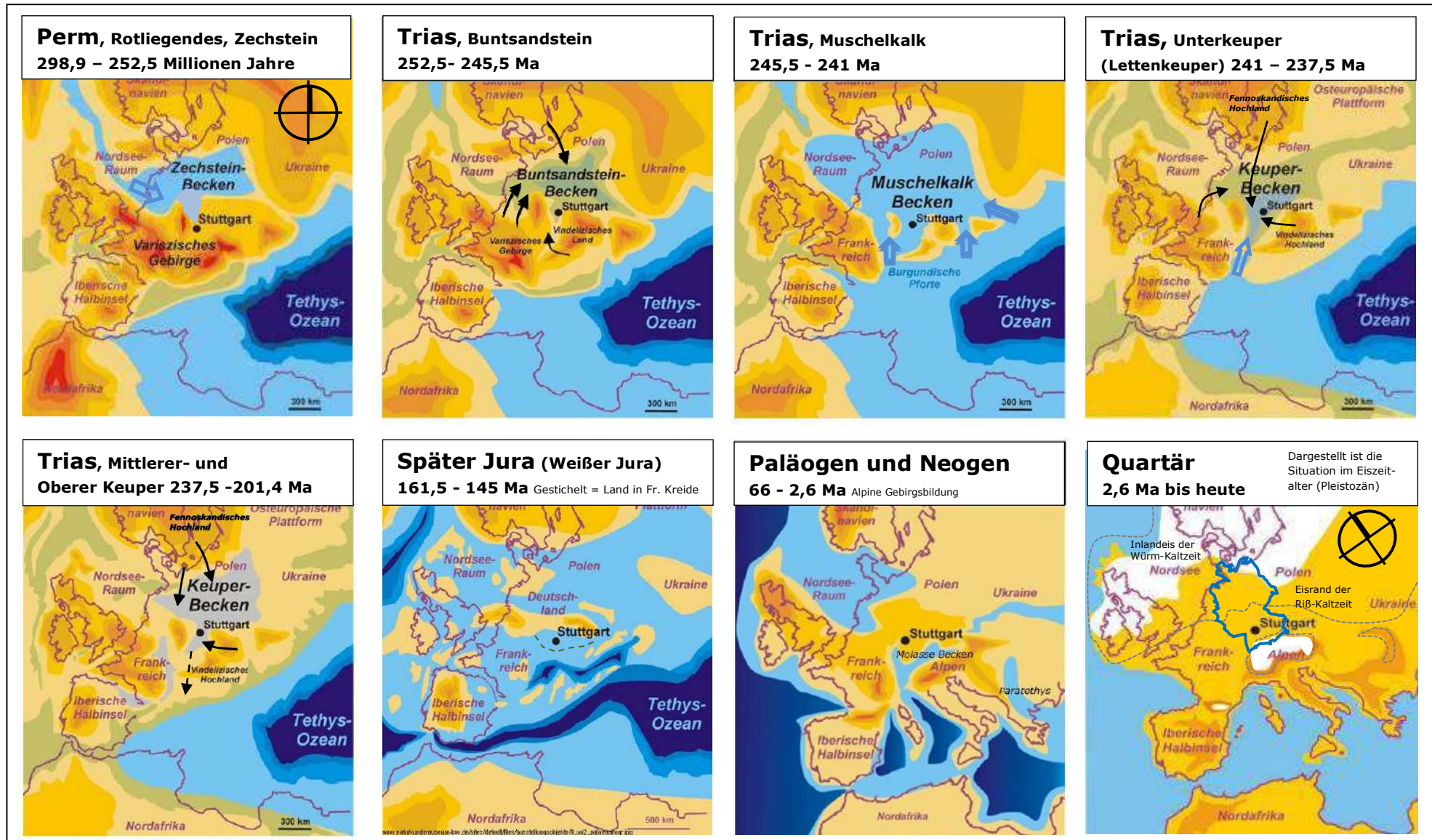


Abb. 6a: Paläogeographie von Europa.

Paläogeographische Karten der Sedimentationsräume in Deutschland und in Europa (Mitteleuropäisches Becken, früher Germanisches Becken genannt) für die Zeiträume von Perm bis Quartär ohne die Kreide-Zeit (überwiegend Festland). Im Norden sind das Fennoskandische- und das Vindelizische Hochland zu sehen, die Liefergebiete für die mächtigen fluvioklastischen Sandsedimente im Mitteleuropäischen Becken waren. Im Süden lagen die alpinen Randmeere des Tethys-Ozeans, in denen bei einem trocken-heißen Klima mächtige Karbonatsedimente mit Sulfaten und Chloriden (Gips, Salze) und untermeerische Vulkanite abgelagert wurden. Seit dem Ende der Jura-Zeit sind weite Teile von Süddeutschland, abgesehen von kurzzeitigen Kreide-Einflüssen, Festland. Die blauen Pfeile zeigen das episodisch einströmende Meerwasser in das Muschelkalk- und in das Keuper-Becken. Die schmalen Pfeile zeigen den Transport der terrestrisch-fluvioklastischen Schutt, Sand-, Schluff- und Tonsedimente (Schlamm) in die subtropischen bis wüstenartigen Kontinentalbecken der Buntsandstein- und der Keuper-Zeit. Details zum Alpenraum siehe Kap. 6. Zeitangaben nach "Stratigraphische Tabelle von Deutschland, STDK 2022". Grafiken ergänzt nach R. Schoch, Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, www.naturkundemuseum-bw.de.

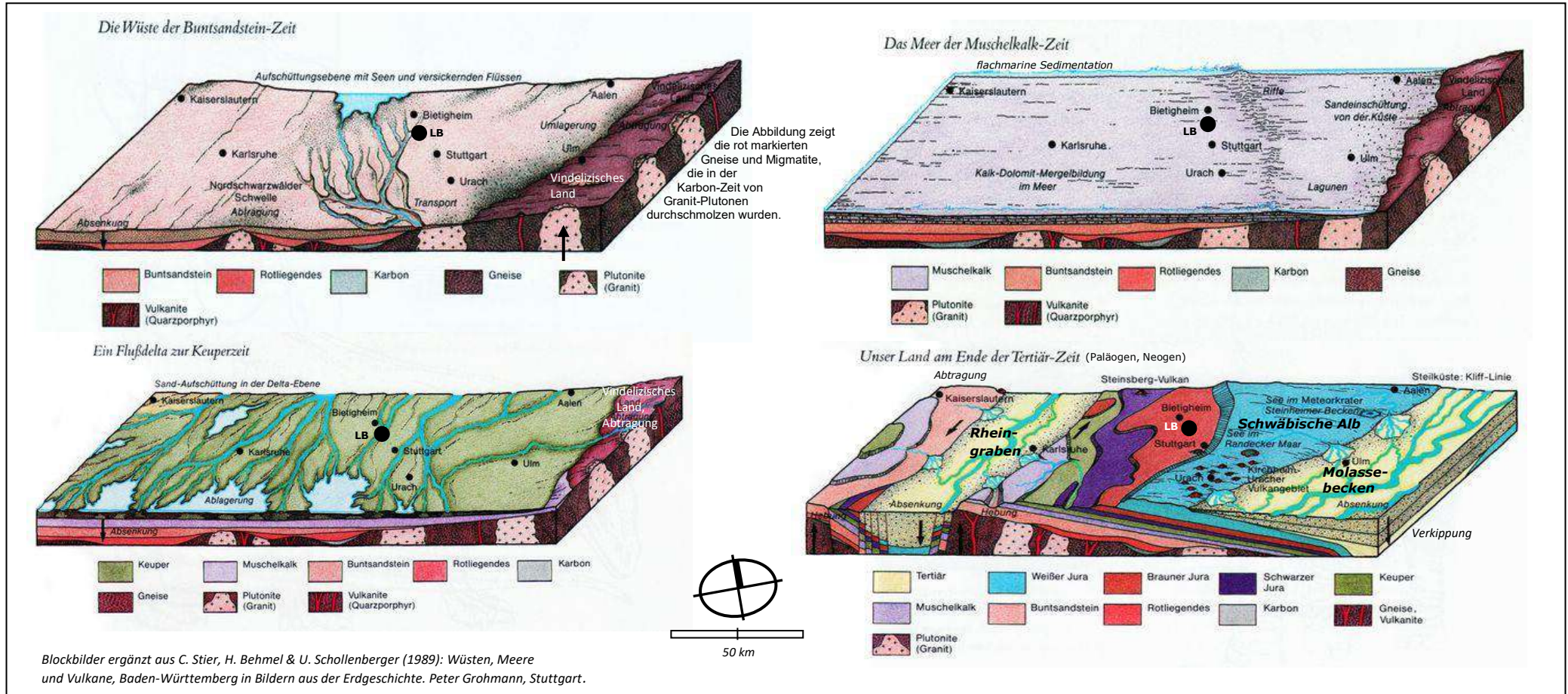


Abb. 7: Paläogeographische Blockbilder für Baden-Württemberg.

Während der **Perm-Zeit** und der **Buntsandstein-Zeit** war das Mitteleuropäische Becken eine fluviatile Aufschüttungsfläche mit einem wüstenartigen Binnenklima. Aus den randlichen Hochgebieten des ehemaligen Variszischen Gebirges haben Flüsse und Sturzfluten sandige Sedimente mit Tonen und Geröllen in die oft abflusslosen Tiefebene transportiert. Während der **Muschelkalk-Zeit** drang ein flaches Meer von Süden transgressiv in das Becken vor und lagerte Kalk- und Tonschlämme ab. Durch Hurrikane wurden Sturmschichten (Tempestite) abgelagert. Ab der Zeit des Mittleren Muschelkalks war dieses Randmeer zeitweise vom großen Tethys-Ozean abgeschnitten, so dass das Meerwasser im trocken-heißen Klima (arides Klima) verdunstete und sich Evaporitsedimente als Gips, Anhydrit und als Steinsalz abgesetzt haben. Zur **Keuper-Zeit** zog sich das Meer etwas zurück, es gab stärkere Meeresspiegelschwankungen und es herrschten wieder terrestrisch-limnische Ablagerungsverhältnisse mit gelegentlichen und kurzen marinen Einflüssen bei einem oft trocken-heißen und kontinentalen Klima. Zur Zeit des Gipskeupers kam es auch zur Ausscheidung von Gips im verdunstenden Meerwasser. Die höheren Keuperschichten werden von mächtigen Schluffton-Sedimenten in flachen Flussgebieten und von terrestrisch-fluvioklastischen Sandsteinlagen aufgebaut, die von den Gebirgen im Norden und Südosten über breit verflochtene Flusssysteme in das Becken transportiert wurden. In der **Frühen und Mittleren Jura-Zeit** wurde das Vindelizische Land abgetragen und es drang bei einem feucht-warmen

Klima wieder das Meer vom südliche gelegenen Tethysraum in das Mitteleuropäische Becken vor. Im tieferen bis flachen Schelfmeer wurden Tonmergel, Kalke und Sande und im **Späten Jura** wurden mikritische und bioklastische Kalke, teils Mergel und mächtige Schwammriffkalke abgelagert (kein Bild). Gegen Ende der Jura-Zeit und mit Beginn der **Kreide-Zeit** vor etwa 145 bis 140 Mio. Jahren wurde unser Land von Norden her tektonisch angehoben und wurde Abtragungsgebiet (kein Bild, Abb. 6). Mögliche flächige Ablagerungen aus der Kreide-Zeit wurden abgetragen. Der tektonische Stress der afrikanisch-europäischen Kontinentkollision (Pyrenäen- und Alpenbildung) während der Zeit des **Paläogens und des Neogens** führte ab etwa 52 Millionen Jahren zum Einbrechen der europäischen Grabensysteme und zur Heraushebung der Grabenschultern von Schwarzwald und Vogesen. Im Oberrheingraben wurden dann, zeitweise auch unter Meeresbedeckung, bis zu 4000 m mächtige fluvio-lakustrine und marin-brackische Mergel- und Tonsteine, Evaporit- und Sulfatgesteine, Sand-, Kalk- und Dolomitsteine und Konglomerate abgelagert. Im Alpenvorland wurden der bis über 4000 m mächtige tonig, sandig, kiesige Abtragungsschutt der Alpen im teils marinen und überwiegend limnisch-fluviatil geprägten Molassebecken abgelagert. Darüber liegen die vielfältigen pleistozänen und holozänen Sedimente (Gletschermoränen, Schotter, Moore, Löss, Talfüllungen etc.) der **Quartär-Zeit**. Auf dem sich zyklisch hebenden Festland entwickelte sich durch die Erosion der schräggestellten und unterschiedlich widerstandsfähigen Sedimentgesteine das nach Osten auffächernde Südwestdeutsche Schichtstufenland.



Perm (299– 252,5 Ma)

Abtragung und Einebnung des Variszischen Hochgebirges in einer trocken-heißen und kontinentalen Wüstenlandschaft mit der Bildung von Trögen und Schwellen. Sedimentation von fluviatil-terrestrischem und grob- bis feinklastischem Schutt mit Vulkaniten (Rotliegendes) als breite Schwemmfächer und darüber im nördlichen Bad-Württemberg auch terrigen-flachmarine Sedimente (Zechstein).



Buntsandstein (252,5 - 245,5 Ma)

Weitere Einebnung der umliegenden Hochländer und flächige, terrestrisch-fluvioklastische Ablagerung des Verwitterungsschutts als mächtige Sandsedimente mit Geröllen und z.T. mit Schluff- und Tonlagen in ein oft abflussloses und kontinentales Wüstenbecken. Trocken-heißes Klima, hocharide Tropenwüste.



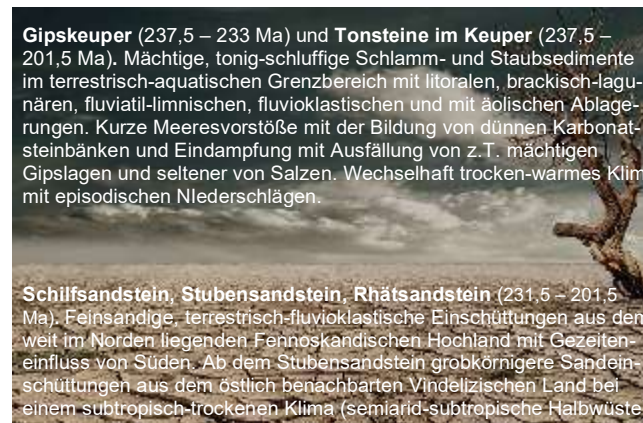
Muschelkalk (245,5 – 241 Ma)

Überflutung mit einem flachen und episodisch isolierten Randmeer des Tethys-Ozeans bei einem trocken-heißen Wüstenklima. Verdunstung des Meerwassers mit Ablagerung von Kalkschlämmen, bioklastischen Schalenrümmerkalken, Dolomiten, Tonmergel. Eindampfung mit mächtigen Gips- und Salzausfällungen.



Lettenkeuper (241 – 237,5 Ma)

Hebung und schnell wechselnde, marin-brackisch-lagunäre und litorale Ablagerungen eines Küstenschwemmlandes mit Meeresarmen, Buchten, Flussrinnen und Sümpfen (paralische Ton-, Schluff-, und Karbonatsedimente). Terrestrisch-fluvioklastische Sandeinschüttungen aus dem Norden. Feucht-subtropisches bis arides Klima.

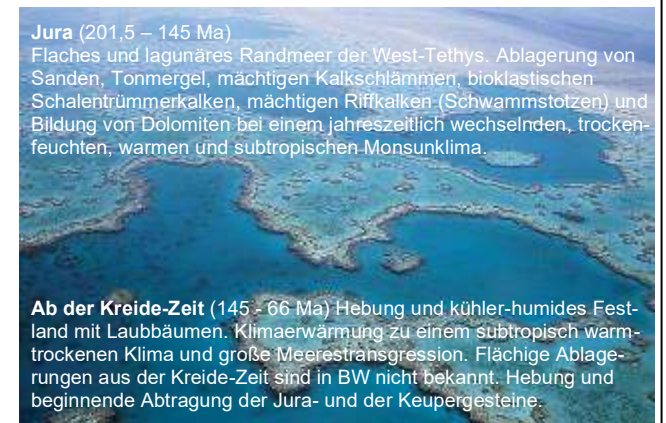


Gipskeuper (237,5 – 233 Ma) und Tonsteine im Keuper (237,5 – 201,5 Ma)

Mächtige, tonig-schluffige Schlamm- und Staubsedimente im terrestrisch-aquatischen Grenzbereich mit litoralen, brackisch-lagunären, fluviatil-limnischen, fluvioklastischen und mit äolischen Ablagerungen. Kurze Meeresvorstöße mit der Bildung von dünnen Karbonatsteinbänken und Eindampfung mit Ausfällung von z.T. mächtigen Gipslagen und seltener von Salzen. Wechselhaft trocken-warmes Klima mit episodischen Niederschlägen.

Schilfsandstein, Stubensandstein, Rhätsandstein (231,5 – 201,5 Ma)

Feinsandige, terrestrisch-fluvioklastische Einschüttungen aus dem weit im Norden liegenden Fennoskandischen Hochland mit Gezeiten einfluss von Süden. Ab dem Stubensandstein grobkörnigere Sandeinschüttungen aus dem östlich benachbarten Vindelizischen Land bei einem subtropisch-trockenen Klima (semiarid-subtropische Halbwüste).



Jura (201,5 – 145 Ma)

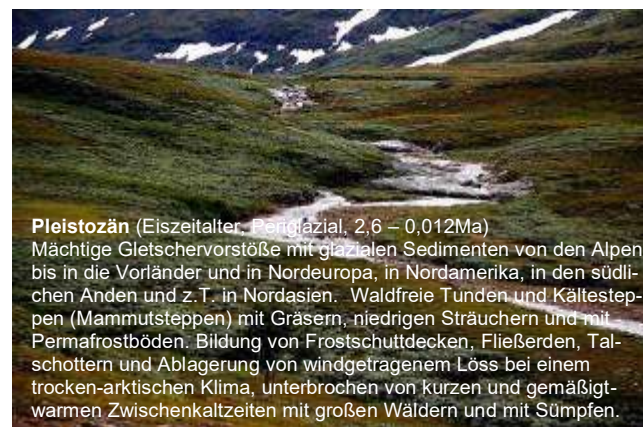
Flaches und lagunäres Randmeer der West-Tethys. Ablagerung von Sanden, Tonmergel, mächtigen Kalkschlämmen, bioklastischen Schalenrümmerkalken, mächtigen Riffkalken (Schwammstolzen) und Bildung von Dolomiten bei einem jahreszeitlich wechselnden, trocken-feuchten, warmen und subtropischen Monsunklima.

Ab der Kreide-Zeit (145 - 66 Ma) Hebung und kühler-humides Festland mit Laubbäumen. Klimaerwärmung zu einem subtropisch warm-trockenen Klima und große Meeresstransgression. Flächige Ablagerungen aus der Kreide-Zeit sind in BW nicht bekannt. Hebung und beginnende Abtragung der Jura- und der Keupergesteine.



Paläogen und Neogen (66 – 2,6 Ma)

Festland mit einer dichten und tropisch-feuchtwarmen Dschungel-Fluss- und Sumpflandschaft. Später zunehmend kühler werdend. Weitere Abtragung der mesozoischen Schichtkomplexe.



Pleistozän (Eiszeitalter, Periglazial, 2,6 – 0,012Ma)

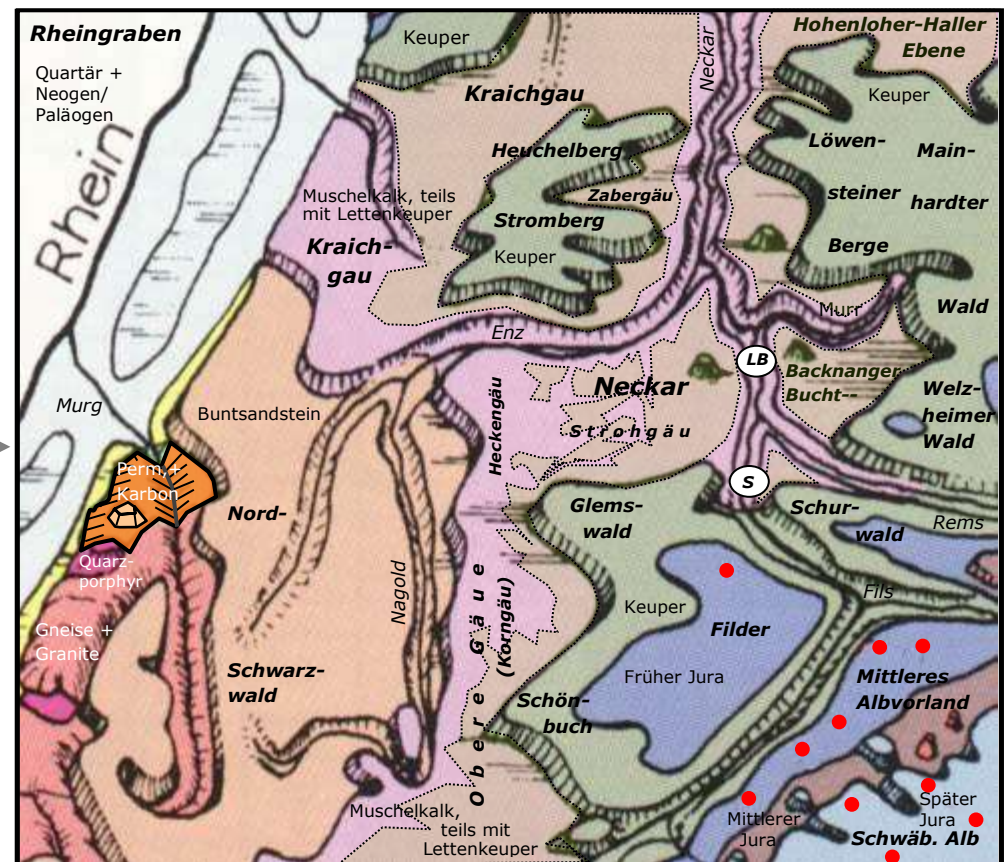
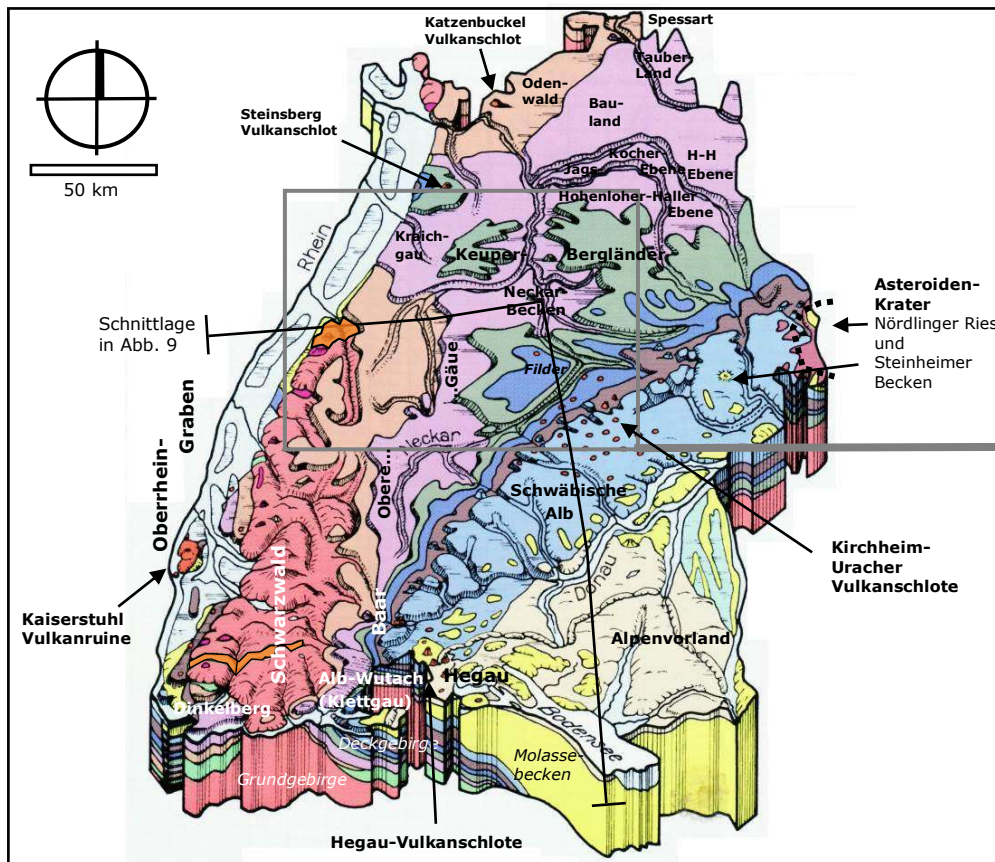
Mächtige Gletschervorstöße mit glazialen Sedimenten von den Alpen bis in die Vorländer und in Nordeuropa, in Nordamerika, in den südlichen Anden und z.T. in Nordasien. Waldfreie Tunden und Kältesteppe (Mammutsteppen) mit Gräsern, niedrigen Sträuchern und mit Permafrostböden. Bildung von Frostschuttdecken, Fließerden, Tal-schottern und Ablagerung von windgetragenen Löss bei einem trocken-arktischen Klima, unterbrochen von kurzen und gemäßigt-warmen Zwischenkaltzeiten mit großen Wäldern und mit Sümpfen.



Holozän (Jetztzeit seit 12.000 Jahren)

Vor der Besiedlung durch den Menschen dichte Misch-Urwälder mit zahlreichen Sümpfen bei einem zwischenkaltzeitlich-gemäßigten Klima. Teils wärmer und teils kälter als heute. Bodenbildung, Moorbildungen, sandige Flussschotter, tonig-lehmige Auensedimente und Abschwemmassen, anthropogene Bodenerosionen.

Abb. 7a: Landschaften, wie sie zu den jeweiligen prähistorischen Zeiten im Mitteleuropäischen Becken typisch waren. Zeitangaben nach STDK 2022. Bilder: Pixabay.



Geologische Reliefbilder ergänzt nach G. Wagner & A. Koch (1961), bearbeitet durch R. Hüttner (1984) und E. Villingner. Quelle: LGRB-BW.

Abb. 8: Baden-Württemberg heute.

Die räumliche Darstellung als Relief-Blockbild zeigt vereinfacht die Verbreitung der Gesteinsschichten und das Schichtstufenland ohne die Lösssedimente in Baden-Württemberg, siehe Profilschnitt in Abb. 9.

Am Ostrand der fluvialen Terrassenlandschaften des Oberrheingrabens beginnt mit abgetreppten Bruchschollen der Steilanstieg des sich im Zuge des Grabeneinbruchs gehobenen **kristallinen Grundgebirges** (rot). Es bildet zusammen mit Sedimentresten von **Karbon und Perm** (orange) die stark bewaldete, kuppige und tief zertalte Mittelgebirgslandschaft von Schwarzwald und Odenwald. Im Nord-schwarzwald und im Odenwald liegt der **Buntsandstein** (beige) als älteste sedimentäre Schichtstufe diskordant auf dem Grundgebirge und auf den Sedimenten des Perms und leitet den Übergang von der Grundgebirgslandschaft zur nach Osten folgenden Schichtstufenlandschaft ein. Über dem Buntsandstein folgt die Stufe und Verebnungsfläche des oft verkarsteten und teils aufgelösten **Muschelkalks** (rosa), der zusammen mit dem geringmächtigen, erodierten und eng geschichteten **Lettenkeuper (Unterer Keuper)**, gepunktete Linie in der Abb. rechts) die weiten und oft waldfreien Gäufächen und das Neckarbecken bildet. Darüber folgt mit dem tonig-sulfatischen **Gipskeuper** der Anstieg zur Schichtstufe des Sandsteinskeupers - **Mittlerer und Oberer Keuper** (grün), dessen Hochflächen die bewaldeten Keuperbergländer rund um Stuttgart und Heilbronn und die Schwäbisch-Fränkischen Waldberge bilden. Das Ausgreifen der Keuperschichtstufe nach Westen im Glemswald bei Leonberg wird durch die Relieffumkehr im Fildergraben verursacht.

Über dem Keuper liegen die Tonsteine, Mergel-, Kalk-, und Sandsteine des **Frühen Jura** (blaugrau). Darüber bilden die mächtigen Tonsteinserien mit vereinzelt Sandsteinbänken des **Mittleren Jura** (braun) im Albvorland den kuppigen Anstieg zur steilen und zerklüfteten Schichtstufe der Schwäbischen Alb. Der gebuchtete und unterschrittene Felstrauf der Schwäbischen Alb wird von den mächtigen, verkarsteten und höhlenbildenden Kalk-, Dolomit, Mergel- und Riffgesteinen des **Späten Jura** (hellblau) gebildet, die den derzeitigen Haupterosionsrand der Jurastufe in Baden-Württemberg markieren. Die roten Punkte (Auswahl) im Vorland und auf der Alb sind die Reste der 351 erodierten **Vulkan-Tuff-Schlote** des Kirchheim-Uracher Vulkangebiets aus der Miozän-Zeit. Die kuppige und nach Süden ebener werdende Albhochfläche geht entlang der Donau in die oft hügelige und teils auch flächige Akkumulationslandschaft von Oberschwaben über. Diese wird von den mächtigen Ton-, Sand- und Konglomeratschichten des Molassebeckens aus der Zeit von **Paläogen und Neogen** (gelb) aufgebaut. Die Molasseschichten werden großteils von den Ablagerungen des **Quartärs** mit kuppigen Gletscher-Moränenzügen und deren langgezogene Schmelzwasser-Schotterflächen aus dem **Pleistozän – Eiszeitalter** und von kiesig-sandig-lehmigen Talablagerungen aus dem **Holozän – Jetztzeit** (ocker) bedeckt (Kap. 6.7, 6.8).

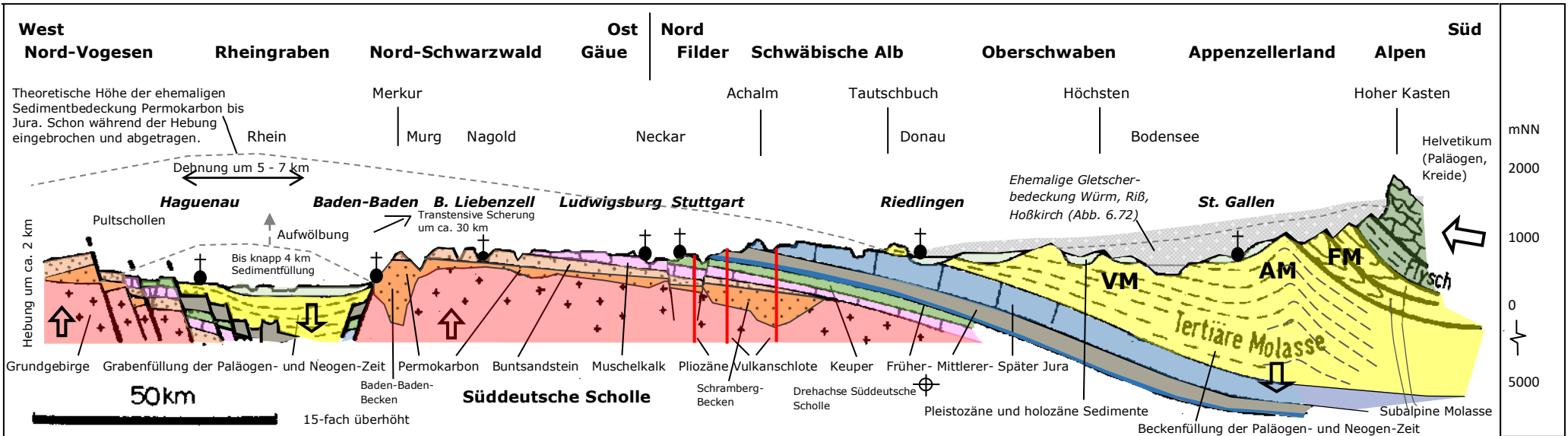


Abb. 9: Geologischer Profilschnitt Vogesen - Baden-Württemberg - Alpen.

Der Profilschnitt zu Abb. 8 zeigt vereinfacht und etwa 10-fach überhöht die Lage der Sedimentschichten (verschiedene Farben) über dem eingeebneten Grundgebirge (rot) in Baden-Württemberg. Die Pfeile verdeutlichen die vertikalen und horizontalen Bewegungen der Erdkruste.

Profilschnitt verändert und ergänzt aus: O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

Bei der Abtragung des Variszischen Gebirges in Südwestdeutschland während der **Karbon- und Perm-Zeit** vor 320 bis 250 Mio. Jahren wurden die über dem Grundgebirge (Rumpfgebirge) liegenden Gesteine aus den Zeitperioden von Devon und Karbon bis auf örtliche Reste entfernt. Im Perm wurde dieser Schutt aus grob- bis feinklastisch-terrestrischen Sedimenten mit Vulkaniten in langgestreckte Tröge (Rotliegenden -> Molasse des Variszischen Gebirges) geschwemmt und darüber wurden flächig marin-terrigene Sedimente diskordant abgelagert (Zechstein). Während der nun beginnenden Einsenkung des großen Mitteleuropäischen Beckens wurde in den Zeitabschnitten von **Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura** eine stellenweise über 1500 m mächtige Sedimenthülle flächig auf dem eingebneten Grundgebirgssockel (Rumpfgebirge) abgelagert. Ab dem Ende der Jura-Zeit hat sich das Gebiet des Rheinischen Schildes im Zentrum von Europa weiter aus dem Meer herausgehoben und auch Südwestdeutschland in die Hebung miteinbezogen. Im Bereich der heutigen Vogesen, Schwarzwald und Odenwald kam es, verursacht durch die Hebung und Nordwanderung der Pyrenäen und der Alpen, ab 80 Ma zu einer tektonischen Einspannung mit einer Dehnung der Erdkruste um 5 - 7 km. Der Aufstieg von heißem Mantelmaterial verursachte eine Aufwölbung und als Folge davon ist ab der **Paläogen-Zeit** ab 45 Mio. Jahren der 300 km lange und bis zu 40 km breite **Oberrhingegraben** als passives Rifting eingebrochen, der sich heute noch mit 0,1 - 0,2 mm/Jahr absenkt und verbreitert. Die mesozoischen Sedimentgesteine auf den isostatisch herausgehobenen Grabenschultern (Pultschollen) wurden schon während der Hebung abgetragen. Im stärker herausgehobenen mittleren und südlichen Schwarzwald werden heute weite Teile der Mittelgebirgslandschaft von den Gneisen und Graniten des Grundgebirges aufgebaut. Im nördlichen und östlichen Schwarzwald bedecken die Sedimentgesteine der Schichtstufe des Buntsandsteins viele Bergrücken und reichen nach Osten oft bis in die Täler. Der Oberrhingegraben wurde mit den abtruschenden Randschollen und mit dem bis zu 4000 m mächtigen Abtragungsschutt aus den randlichen Hochgebieten gefüllt und wurde vor 34 – 18 Ma auch 5 mal vom Meer überflutet (Abb. 4c). Durch die ungleichmäßige Hebung von Schwarzwald und Odenwald in Verbindung mit der Einsenkung des Nordalpinen Molassebeckens durch den Nordschub der Alpen wurden die Sedimentschichten des Tafeldeckgebirges in Süddeutschland nach ihrer Ablagerung um 1° - 5° nach Südosten verkippt. Das hat zusammen mit der fluviatilen Abtragung der unterschiedlich erosionsbeständigen Gesteine zur Bildung eines sich nach

Nordosten asymmetrisch aufgefächerten Schichtstufenlandes geführt (Abb. 4c). Sich rückverlegende Schichtstufen entstehen bevorzugt bei Neigungen von $1^\circ - 10^\circ$ und Stufenbildner sind in Baden-Württemberg die erosionsbeständigen Sand- und Karbonatsteine, während die weicheren Tonsteine, Mergelsteine und die gut wasserlöslichen Sulfat- und Salzgesteine schneller erodiert werden. Unter der Schwäbischen Alb und unter Oberschwaben nimmt das Schichtfallen zum Molassebecken hin mit "Dreh-scharnier" entlang der Donau auf ca. $3^\circ - 5^\circ$ wieder zu (Molasseflexur). Das **Molassebecken** hat sich in den Zeiten von Paläogen und Neogen (früher Tertiär) als Vorland- und Randsenke wegen des Gewichts der heranrückenden und aufsteigenden Alpen (Biegebecken) asymmetrisch und keilförmig eingesenkt und war zeitweilig auch vom Meer überflutet. Es nimmt bis heute den Abtragungsschutt der Alpen auf und es wurden sandig-tonige, kalkige, kiesige und konglomeratische Sedimente mit einer Mächtigkeit bis über 4000 Meter abgelagert. Vor dem Alpenrand biegt die Schichtlagerung der **Vorlandmolasse - VM** um und bildet die **Aufgerichtete Vorlandmolasse - AM**. Ursache dafür sind die sich nach Norden vorschiebbenden Alpen, die die Molasseschichten verbiegen, stauchen, falten, abscheren und überschieben. Die gefalteten und abgesicherten Bereiche bilden als alpenparallele Hügelketten eine Schichttrippenlandschaft und werden **Subalpine Molasse oder Faltenmolasse - FM** genannt (Kap.6.6). Während der Auffaltung der Alpen wurden ältere Flyschsedimente über die jüngere Faltenmolasse überschoben. Die **Flyschgesteine** entstanden während der Kreide- und Paläogen-Zeit vor 130 - 25 Ma durch marine Trübeströme und Sedimentrutschungen (Turbidite) an den Abhängen der sich langsam zusammenschiebenden und tiefen Meeresbecken der alpinen Tethys-Ozeanausläufer. Die Kalkgesteine der helvetischen Decken, die am Hohen Kasten über dem weichen Flysch liegen, wurden in einem weiter südlich gelegenen Schelfmeer der Kreide-Zeit am Südrand von Ur-Europa abgelagert und durch die Alpenbildung nach Norden überschoben, verfallt und verschuppt (siehe Kap. 6, Alpen). In Ober-schwaben, im Appenzellerland und im Thurgau werden die Molasseschichten großteils von kuppig-weitgeschwungenen und steinig-lehmigen Gletschermoränenzügen, von langgezogenen kiesig-sandigen Schotterflächen ehemaliger Gletscher-Schmelzwasserrinnen, von Scharen elliptischer Drumlin-Hügel und von den tonig-torfigen Beckenfüllungen des **Pleistozän (Eiszeitalter)**, sowie von den jüngsten fluvioklastischen Talablagerungen aus der aktuellen Zeit des **Holozäns** bedeckt (siehe Abb. 17 + 19).

3. Geologie und Fossilien in Ludwigsburg

In den Zeitperioden von Oberkarbon bis Perm vor etwa 320 bis 250 Ma wurden bei einem kalten (Permokarbon-Vereisung vor 360 - 260 Ma) und später wieder warmen, aber sehr trockenen (ariden) Klima die Variszischen Hochgebirgszüge abgetragen. Die klastischen Abtragungsprodukte wurden in Baden-Württemberg in der Perm-Zeit als grobkörniger und im Beckenzentrum auch feinkörniger und fluviatil-terrestrischer Molasseschutt in langgestreckten und von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Senkungsräumen fächerartig abgelagert (Tröge des Rotliegenden). Eine Kette von Vulkanen hat große Mengen an Lava und Tuffen ausgestoßen, die heute ebenfalls in den Trögen zu finden sind. Mit dem Abschmelzen der polaren Gletscher der Permokarbon-Vereisung wurden im äquatornahen nördlichen Baden-Württemberg flachmarine und terrestrisch-fluvioklastische Sedimente in einer großen und von Norden eindringenden Meeresbucht abgelagert (Zechstein). Während der Perm-Zeit wanderte das heutige Mitteleuropa über den Äquator langsam nach Norden, sodass auch in der folgenden Trias-Zeit Klimaschwankungen mit einem trocknen und wüstenartig-heißen bis subtropischen Kontinental- und Maritimklima mit einem starken Monsuneinflüssen vorherrschten. In der Jura-Zeit wurde das Klima dann wieder etwas feuchter. An der Wende der Perm- zur Trias-Zeit kam es in Sibirien zu großen Vulkanausbrüchen mit weiträumigen Flutbasaltablagerungen, deren Ausgasungen das Klima weltweit massiv verschlechtert haben und die zum größten bekannten Massenaussterben geführt haben. Im sich weiter ausdehnenden und einsinkenden Mitteleuropäischen Becken wurden in den Zeiten von Trias und Jura und stellenweise während der Kreide-Zeit abwechselnd kontinental-terrestrisch-limnische, teils äolische und oft auch flachmarine und evaporitische Sedimente abgelagert. Die an die 1000 m mächtigen Schichten aus der höheren Keuper-Zeit und aus der Jura-Zeit wurden in Ludwigsburg in den vergangenen 145 Mio. Jahren nach der langsamen und zyklischen Heraushebung des Landes aus dem Meer wieder abgetragen. Die Mächtigkeiten der abgelagerten Gesteinsschichten schwanken zwischen den Randbereichen und dem Beckeninneren. Nachfolgend werden die Schichtmächtigkeiten im Raum Ludwigsburg angegeben.

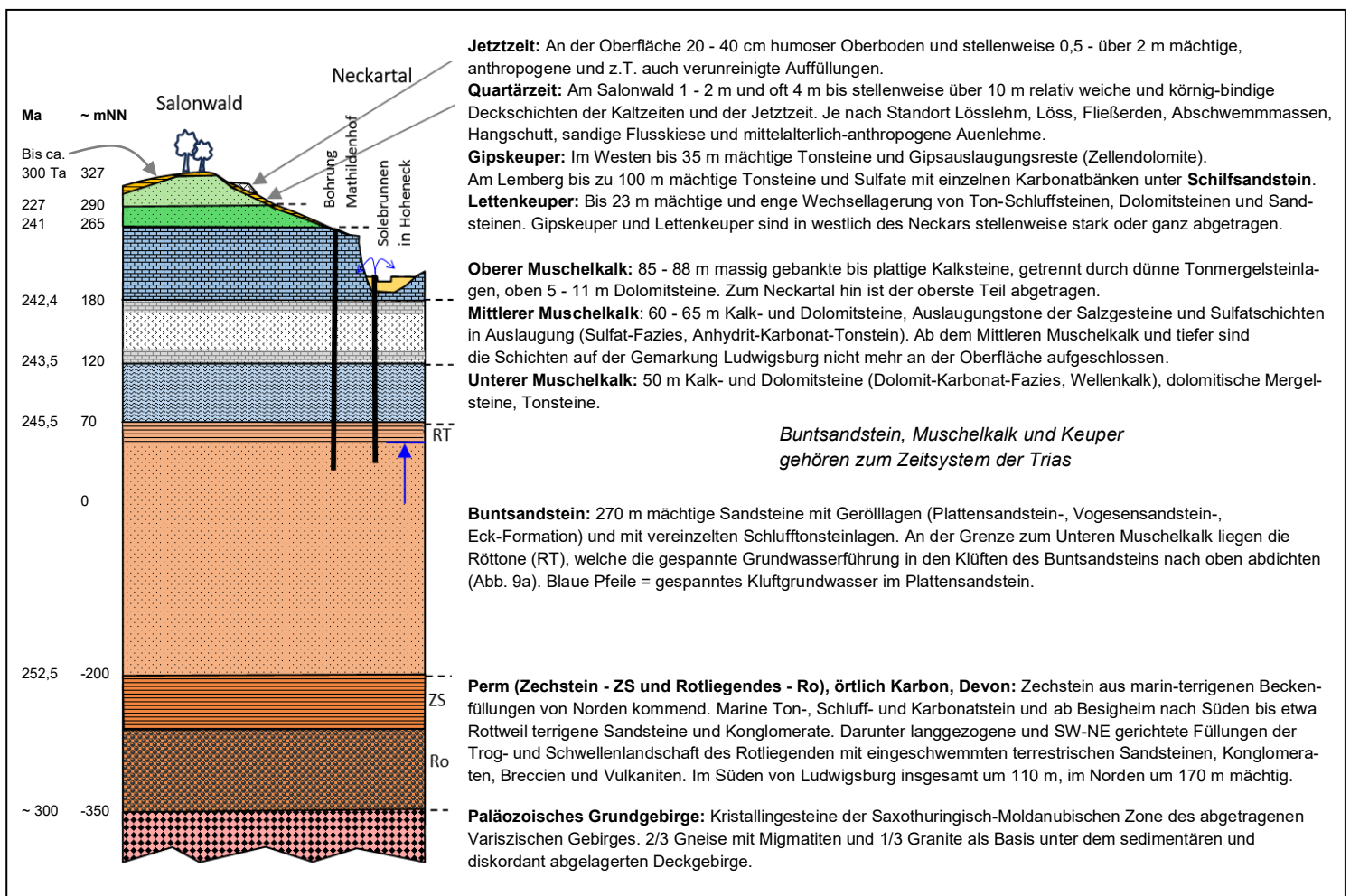


Abb. 9a: Profilschnitt: Der tiefere Untergrund in Ludwigsburg.

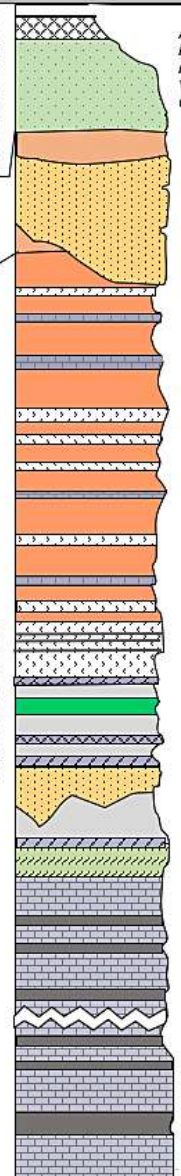
Die hier dargestellte Schichtfolge mit den ungefähren Schichtmächtigkeiten und mit einer geringen Schichtneigung nach Osten sind in Tabelle 1 + 2 und im geologischen Profilschnitt in Abb. 19b dargestellt. Je nach Lage auf der Gemarkung und v.a. in Richtung der Täler ist der Obere Muschelkalk durch Erosion in seiner Mächtigkeit reduziert. Der Gipskeuper und der Lettenkeuper sind örtlich ebenfalls reduziert oder schon ganz abgetragen. Östlich des Neckars liegt auf der Kuppe des Lembergs ein 25 m mächtiger Erosionsrest des Schilfsandsteins als jüngste erhaltene Keuperschicht auf der Gemarkung. Darunter liegt dort die Schichtfolge des ca. 100 m mächtigen Gipskeupers mit oberflächennah ausgelagten Sulfatgesteinen (Gips, Anhydrit). Die Kenntnisse über die geologische Gesteinsschichtfolge in Baden-Württemberg wurden in den vergangenen 200 Jahren durch geologische Kartierungen an der Erdoberfläche, beim Tunnelbau, beim Bergbau, durch zahlreiche tiefe Bohrungen und bei hydrogeologischen und seismischen Untersuchungen erlangt. In Ludwigsburg wurden zwei tiefe Grundwasserbohrungen bis in den oberen Bereich des Buntsandsteins (Plattensandstein) niedergebracht (Abb. 24). Zeitangaben nach STDK 2022.

Tabelle 1:		Zeittafel, Schichtaufbau und Grundwasserverhältnisse im Raum Ludwigsburg				Alle Angaben sind Durchschnittswerte und ersetzen keine spezifischen Untersuchungen bei einzelnen Bauvorhaben.					
Allgemeine Gebirgs- und Schichtgliederung		Chronostratigraphische und lithostratigraphische Gliederung, Gesteinsfazies	Lithostratigraph. Formation, Klima Ma = Mio. Jahre, STDK 2022	Schicht-mächtigkeit in Ludwigsburg	Lithologische Charakterisierung der Gesteine im Raum Ludwigsburg.	Hydrogeologische Charakterisierung	Grundwasserstockwerke und Grundwassernutzung im Raum Ludwigsburg				
Deckgebirge Sedimentgesteine	Deckschichten überwiegend Lockergesteine	Känozoikum Erdneuzeit (0-66 Ma)	Quartär Holozän = heutige Zeit bis 12.000 Jahre Pleistozän = Eiszeitalter 0,012 - 2,6 Ma <i>Periglazial, äolisch, fluvial.</i>	Holozän bis 12.000Jahre Pleistozän Würm-Kaltzeit 0,012 - 0,114 Ma Eem-Warmzeit 0,114 - 0,126 Ma Riß-Kaltzeiten 0,126 - 0,38 Ma Ältere Warmzeiten und Kaltzeiten 0,4 - 2,6 Ma <i>Klima teils warm, teils polar.</i>	0,5 - 10 m, örtlich bis 18 m.	Ablagerungen des Periglazialbereichs (= Frostbereiche außerhalb der Eisbedeckung) während der Würm- und Riß-Kaltzeiten. Fahlgelber Löss, an der Oberfläche 0,5 bis 2 m tief zu gelbbraunem Lösslehm verwirrt. Fließerden, Hang-/Talschutt, Abschwemmungen, Auenlehme, Talkiese, organische Ablagerungen (Anmoor, Schlickkiesen), kaltzeitliche Terrassenschotter. Die "Höheren Terrassenschotter" sind älter als 0,4 Millionen Jahre.	Porengrundwasserleiter (Lockergesteins-Grundwasserleiter). Je nach Tonanteil auch Grundwasser-Geringleiter. Kopplung mit Grundwasserleiter im Gipskeuper und Lettenkeuper.	Oberes Grundwasserstockwerk Gekoppelter Grundwasserleiter in Quartär, Gipskeuper und Lettenkeuper. Gipskeuper mineralisiertes Grundwasser mit geringer bis mittlerer und selten auch hoher Ergiebigkeit. Örtlich sind gespannte Grundwasserverhältnisse möglich. In der Innenstadt und in der Weststadt oft mit "leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffen" (LHKW) verunreinigt. Früher Nutzung nach Reinigung im Stadtbad. In früherer Zeit private und öffentliche Wasserversorgung von Ludwigsburg.			
			Paläogen und Neogen (früher Tertiär) (66 - 2,6 Ma) Diese Schichten wurden im Raum Ludwigsburg nicht abgelagert. Mächtige Sedimente gibt es in Oberschwaben und im Oberheingraben.								
			Kreide (145 – 66 Ma) Gesteinsschichten der Kreidezeit sind in Baden-Württemberg nicht bekannt. Reste gibt es in Vulkanschloten und in Karstspalten.								
			Jura (201,5 - 145 Ma) Die Gesteinsschichten der Jurazeit wurden im Raum Ludwigsburg abgetragen. Mächtige Sedimente gibt es im Albvorland und im Bereich der Schwäbischen Alb.								
			Die höheren Schichten von Mtl. Keuper und Ob. Keuper (Späte Trias) - Bunte Mergel, Kieselsandstein, Stubensandstein, Knollenmergel, Rhätsandstein wurden im Raum Ludwigsburg in den vergangenen 145 Millionen Jahren abgetragen. Sie bilden heute die bewaldeten Höhenzüge rund um Stuttgart, die Löwensteiner Berge und den Strom- und Heuchelberg.								
			Mesozoikum Erdmittelalter (251,9 ... 252,5 - 66 Ma; Alter nach STDK 2022)	Frühe-, Mittlere-, Späte Trias	Muschelkalk (245,5 – 241)	Mittlerer Keuper (209,5 – 237 Ma) 3 Ma Schichtlücke zwischen Gipskeuper und Schilfsandstein. <i>Terrestrisch-fluviatile Schwemm- und Delta-Ablagerungen und limnisch, brackisch, kurzzeitig flach-marin und sulfatisch-salinär.</i>	Schilfsandstein (Stuttgart-Formation), 229,5 - 231 Ma. <i>Semiarid-subtropische Halbwüste mit fluvioklastischen Sandsedimenten.</i>	Auf der Kuppe des Lembergs ca. 25 m Erosionsrest.	Am Lemberg massige, rötliche, gelbliche und grünliche Sandsteinbänke (Fluffazies) neben feinsandig-schluffigen Tonsteinen (Normalfazies) Im Schilfsandstein werden oft Pflanzenreste von Schachtelhalmen gefunden.	Kluftgrundwasserleiter (Festgesteins-Grundwasserleiter) mit geringer Wasserführung. In Ludwigsburg ohne Bedeutung.	Die Grundwasserflurabstände liegen in Mulden- und Tallagen 1 bis 3 m unter Gelände und in Hanglagen und Kuppenlagen 3 bis über 10 m u.G. Die jahreszeitlichen Schwankungen der Grundwasserstände liegen oft im Bereich von 0,5 bis 2 Meter, selten über 5 Meter. <i>Eine Vorhersage von Grundwassertiefen und Grundwassermengen ist nur sehr eingeschränkt möglich. Genaue Daten sind nur nach geotechnischen Untersuchungen möglich.</i>
						Gipskeuper (Grabfeld-Formation) 233 - 237 Ma. <i>Wechselhaft warm, semiarid und arid mit episodischen Niederschlägen.</i>	Lettenkeuper (Erfurt-Formation) Teils arides bis semiarides und oft subtropisch-feuchtwarmes Monsunklima.	Im Stadtgebiet 0 m bis ca. 35 m am Salonwald. Am Lemberg bis ca. 100 m.	Rotbraune, Violette, graue und olivgraue, (dolomitische) Tonsteine mit einzelnen Dolomitsteinbänken und Gipslagen. An der Basis ca. 15 m Grundpsschichten (Gips, Anhydrit), deren Reste in LB v.a. westlich des Neckars zu schwachschichtigen, bröckeligen Tonsteinen und Zellendolomiten verwittert und ausgelaugt sind.	Im unausgelaugten Bereich Kluftgrundwasserleiter mit geringer, selten höherer Grundwasserführung. Im ausgelaugten Bereich Kluft- und Porengrundwasserleiter.	
						Unterer Keuper (237 – 241 Ma) <i>deltatisch, brackisch, paralisch-amphibisch, flachmarin, terrestrisch</i>	Trigonodusdolomit (Rottweil-F.) Ob. Hauptmuka (Meissner-F.) Unt. Hauptmuka (Trochitenkalk-F.) <i>Heiß-trocken bis semiarid.</i>	0 bis ca. 23 m.	Graugrüne, sandige Ton- und Schluffsteine, graubraune bis gelbliche Dolomitsteine und gelb-grünliche Sandsteine in enger Wechsellagerung, oberflächennah deutlich verwittert. Der Hohenecker Kalk ist stellenweise fossilreich.	Kluftgrundwasserleiter mit schichtiger Gliederung.	
						Oberer Muschelkalk (241 – 242,4 Ma) <i>Flachmarin-lagunär, teils brackisch.</i>	Oberer Dolomite (Diemel-Formation) Salinargesteine (Heilbronn-Formation) Untere Dolomite (Karlstadt-Formation) <i>Wüstenartig-hocharides Klima.</i>	Im Neckartal unter der Talaue ca. 10 – 12 m, sonst bis ca. 85 m.	An der Obergrenze 5 - 10 m massiger und kavernöser, gelber Trigonodusdolomit. Darunter gebankte, helle, graue und blaugraue, bioklastische und kristalline Kalksteine mit dünnen und dunklen Ton- und Tonmergelsteinfugen.	Kluftgrundwasserleiter mit v.a. in Talnähe verkarsteten Bereichen. Schwabene Horizonte über Tonsteinfugen.	
						Mittlerer Muschelkalk (242,4 – 243,5 Ma) <i>Eingeschränkt flachmarin-lagunär und salinar (Sulfat- und Salzgesteine).</i>	Wellenkalk (Jena-Formation) Wellendolomit (Freudenstadt-F.) <i>Wüstenartig-tropisch-arides Klima.</i>	Nach Auslaugung Restmächtigkeit ca. 60 m. Nicht an der Oberfläche aufgeschlossen!	An der Ober- und Untergrenze ca. 6 - 10 m flachmarine, graue Obere und Untere Dolomite. Dazwischen tonige Auslaugungsreste der lagunären Salzgesteine und Sulfatgesteine (Gips und Anhydrit) im Stadium der Auslaugung. Erdfälle sind möglich.	Obere und Untere Dolomite: Kluft- und Karstgrundwasserleiter. Evaporitgesteine: Grundwasser-Geringleiter, bei Gipsauslaugung Kluftgrundwasserleiter. Auslaugungszone: Grundwasser-Geringleiter.	
Grundgebirge Kristallin-gesteine	Deckschichten überwiegend Festgesteine	Paläozoikum Erdaltertum (538,8 Ma bis 252,5... (251,9) Perm, Karbon, Devon, Silur, Ordovizium, Kambrium.	Unterer Muschelkalk (243,5 – 245,5 Ma) <i>Flachmarin, teils brackisch.</i>	Wollenkalk (Jena-Formation) Wellendolomit (Freudenstadt-F.) <i>Wüstenartig-tropisch-arides Klima.</i>	Ca. 50 m.	Flachmarine grau gelbliche dolomitische Mergelsteine, Dolomitsteine und Kalksteine in Wechsellagerung.	Kluftgrundwasserleiter mit geringer Wasserführung, gering durchlässig.	Mittleres Grundwasserstockwerk Hoher mineralisiertes Grundwasser, je nach Kluftanbindung mit geringer bis mittlerer und örtlich hoher Ergiebigkeit. In Hoheneck Mineralwasserbrunnen mit über 1.000 mg/l gelöste Feststoffe. Nutzung im Freibad- Hoheneck und zur Notwasser-versorgung. Grundwasserstand bei 195 bis 225 mNN.			
			Oberer-, Mittlerer- und Unterer Buntsandstein (245,5 – 252,5 Ma) <i>Terrigen-fluviatil, teilweise flachmariner Einfluss.</i>	Rötten-Formation Plattensandstein-Formation Vogesensandstein-Formation Eck-Formation <i>Heiß-trockenes Binnenklima, hocharide Tropenwüste. Arid = Verdunstung > Niederschlag.</i>	Ca. 270 m.	An der Obergrenze ca. 5 m flachmarine Röttonen. Darunter mächtige rote, gelbe und ockerfarbenen, terrigen-fluviatile Sandsteinformationen mit Geröllen und Schlufftonstein-lagen. <i>Der Buntsandstein tritt im Schwarzwald und im Odenwald zutage und bildet im mittleren und nördlichen Schwarzwald viele Höhenzüge.</i>	Kluftgrundwasserleiter mit geringer Ergiebigkeit. Im Mtl. und Unt. Buntsandstein größere Ergiebigkeit. Das Grundwasser im Plattensandstein ist im Raum Ludwigsburg mindestens 30.000 Jahre alt.				
			Paläozoikum Erdaltertum (538,8 Ma bis 252,5... (251,9) Perm, Karbon, Devon, Silur, Ordovizium, Kambrium.	Zwischen Buntsandstein und Grundgebirge gibt es in Baden-Württemberg trogförmig verlaufende Senken mit Sedimenten aus den Zeiten von z.T. Devon, Karbon und v.a. Perm (ca. 160 m Rotliegendes und flächenhaft Zechstein; Sandsteine, Konglomerate, Tonsteine, Dolomitsteine, Vulkanite).							
Grundgebirge Kristallin-gesteine	Deckschichten überwiegend Festgesteine	Paläozoikum Erdaltertum (538,8 Ma bis 252,5... (251,9) Perm, Karbon, Devon, Silur, Ordovizium, Kambrium.	Grundgebirgssockel (älter als 300 Ma) <i>Metamorph, plutonisch.</i>		Obere Erdkruste mit Übergang in die Untere Erdkruste. In BW insgesamt 24 km (Oberrhein) bis 30 km (Bodensee) mächtig	Prävariszische und variszische Gneise (metamorph umgewandelte Kalke, Tone, Grauwackensedimente und Magmatite), die von granitischen Intrusionen während und nach der variszischen Gebirgsbildung vor 370 - 320 Millionen Jahren durchschmolzen wurden. <i>Das Grundgebirge bildet im mittleren und südlichen Schwarzwald viele Höhenzüge.</i>	Im Grundgebirge von Schwarzwald und Odenwald. Kluftgrundwasser-leiter mit Mineral- und Thermal-wässern, korrespondierend mit dem Grundwasser im Buntsandstein.	Im kristallinen Grundgebirge Grund-wasser im Bereich von tektonischen Störungszonen, im Grenzbereich verschiede-ner Gesteinsarten und im Bereich alter Klüfte und Zirkulationswege.			
			Präkambrium (Proterozoikum, Archäikum, Hadeum) Erdfrühzeit (älter als 538,8 Ma).								

Tabelle 2: Stratigraphische, lithologische, hydrogeologische und baugrundgeologische Charakterisierung der Schichtfolge in Ludwigsburg

Alle Angaben sind Durchschnittswerte und ersetzen keine spezifischen Untersuchungen bei einzelnen Bauvorhaben. Siehe auch "Der Baugrund in Ludwigsburg" auf der Webseite der Stadt.

Klima, Gesteinsfazies, Grundwasserstockwerke und Grundwassernutzung siehe Tabelle 1. Die prähistorischen Landschaften und das Klima sind in Abb. 7a beschrieben.

Kurzzeichen Alter	Schichtprofil	Geologisch lithostrati- graphische Einheiten	Mächtig- keit	Lithologische Charakterisierung	Hydrogeologische Charakterisierung <i>Alle Angaben sind Durchschnittswerte.</i>	Baugrundgeologische Charakterisierung <i>Bei Bauvorhaben und bei Grundwasserbohrungen können Abweichungen vorkommen.</i>
Y, q, L hier 0-0,9 Ma		Auffüllung Quartär diskordant über allen Grundschichten vorkommend.	0 - bis > 5 m 0,5 - 10 m, örtlich bis 18 m.	Auffüllung: Schutt, Steine, sandige Lehme, Blöcke, z.T. mit Müllresten, Schadstoffe. Quartär: Flächen: Lösslehm, Löss, org. Tallehm; Schluff und Lehm, z.T. sandig, tonig. Hang: Fließerden, Abschwemmassen, Hangschutt, Schluff und Ton, sandig bis steinig. Hangfuß: Schluff und Ton, sandig, kiesig, steinig, Steinblöcke. Talauen: Schluffig-sandige Lehme, Tone, teilw. organisch, sandige Kiese, Flutfazies: Feinkörniger roter, grau- grüner und oft gut gebankter Sandstein. Normalfazies: Ton- und Siltsteine mit Feinsandlagen.	Porengrundwasserleiter (Locker- gesteins-Grundwasserleiter). Je nach Tonanteil Grundwasser-Geringleiter. Geringe, selten mittlere Ergiebigkeit. Kopplung mit Gipskeuper und Lettenkeuper. Gespannte Grund- wasserverhältnisse sind möglich.	Auffüllungen: Oft heterogene und gering verdichtete Zusammensetzung. Setzungsempfindlich und wenig tragfähig, oft Müll und Schadstoffe. Als Baugrund selten geeignet. Quartär: Lösslehm, Löss: Ab steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Kritisch im Grundwasser. Die Lehme sind sehr frostempfindlich und schrumpfeempfindlich. Fließerden: Ab steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Hanglehm: Bei steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Hangschutt: Bei hohem Steinanteil und ab steifer Konsistenz des Zwischenmittels durchschnittlicher bis günstiger Baugrund. Auenlehm, Bachablagerungen, Talkiese: Auenlehme und Bachablagerungen sind meistens ein ungünstiger Baugrund. Die Neckarkiese sind durchschnittlich bis günstig, hier können aber weiche Schlickklingen auftreten! Hochwassergefahr beachten!
kmSt ~229,5 - 231 Ma		Schilf- sandstein Stuttgart-Formation	Auf der Kuppe des Lembergs bis ca. 25 m.	Flutfazies: Feinkörniger roter, grau- grüner und oft gut gebankter Sandstein. Normalfazies: Ton- und Siltsteine mit Feinsandlagen.	Kluftgrundwasserleiter (Festgesteins-Grundwasserleiter) mit geringer Wasserführung. In Ludwigsburg ohne Bedeutung.	
kmGr 233 - 237,5 Ma			Im Bereich des Lembergs bis ca. 100 m. Die Sulfate sind ober- flächennah oft ausgelaugt.	Rote, braune graue, violette und olivgraue dolomitische Tonsteine mit einzelnen grauen, karbonatischen, meistens dolomitischen Bänken und Lagen oder Knollen von Sulfatgesteinen (Gips, Anhydrit). An der Basis ca. 15 m Grundgips-schichten.	Im unausgelaugten Bereich Kluftgrund- wasserleiters mit geringer, selten höherer Grundwasserführung. Im ausgelaugten Bereich Kluft- und Porengrundwasser- leiter auch mit höherer Grundwasser- führung.	
		Gipskeuper Grabfeld-Formation	Im Bereich Salonwald bis ca. 35 m. Im Stadt- gebiet je nach Abtragung 0 - 20 m. Die Sulfate sind hier ausgelaugt.	* Die Auslaugung der Sulfatgesteine in den Grundgips-schichten ist im Stadtgebiet nahezu abgeschlossen. Übrig geblieben sind tonige Gipsresiduen und Zellenkalksteinbrocken.	Geringe GW-Führung in aufgewitterten Tonhorizonten. Karstgrundwasserleiter in Bereichen mit aktiver Gipsauslaugung und über der Gipsauslaugungsfront (nicht in Ludwigsburg). Das Grundwasser im Bereich Salonwald- Karls Höhe ist eventuell betonaggressiv! Kopplung mit Quartär und Lettenkeuper.	Unverwittert bis mäßig verwittert; Günstiger bis durchschnittlicher Baugrund, tragfähig und mäßig setzungsempfindlich. Deutlich bis vollständig verwittert und entfestigt; Durchschnittlicher bis oft ungünstiger Baugrund, v.a. bei Gründung im Grundwasser. Kritischer Baugrund bei Gefahr von Hohlräumen durch Auslaugung in den Grundgips-schichten. In Ludwigsburg bisher nicht beobachtet. Rutschungen sind möglich!
kuE 237,5- 241 Ma		Letten- keuper Erfurt-Formation	Je nach Abtragung 0 - 23 m.	Enge Wechselfolge von veränderlich festen graugrünen Ton- und Schluffsteinen und geklüfteten, grauen Dolomitsteinbänken, gelbgrauer Hauptsandstein. ** Die Lingula-Schichten sind örtlich durch den fossilreichen Hohenacker Kalk (recalcitierter Dolomit) vertreten.	Kluftgrundwasserleiter mit schichtiger Gliederung. Geringe bis mittlere, selten hohe Ergiebigkeit. In früherer Zeit Wasserversorgung von Ludwigsburg. Notwasserbrunnen in Poppenweiler, Kopplung mit den quartären Deckschichten.	Unverwittert bis mäßig verwittert; Günstiger bis durchschnittlicher Baugrund, wenn fest und kompakt (Bodenklasse 5 - 6, selten 7 - alte DIN 18300). Dünnsandig = reduzierte Standfestigkeit, unterlagernde weichere Tonsteine. Entfestigte und verwitterte Tonsteine; Durchschnittlicher bis oft ungünstiger Baugrund.
mo... ...D ...M ...TK 241 - 242,4 Ma		Oberer Muschelkalk Rotteil-Formation, Meißner F., Trochitenkalk F.	Im Neckartal unter den Auensedimen- ten ca. 10 - 12 m, auf der Gäufläche je nach Abtragung bis maximal ca. 88 m.	Trigonodusdolomit (5 - 10 m): Gelbgrauer und dickbankiger, oft klüftig- kavernöser und auch verkarsteter Dolomitstein und dolomitischer Kalkstein. Hauptmuschelkalk: Graugelbe bis blaugraue und dunkelgraue, teils mikrokristalline, teils bioklastische und oft gut gebantete Kalksteinbänke (Schalenrümmer- kalle). Oft mit versteinigten Resten von Lebewesen, z.B. Ammoniten und Seelilienstielglieder etc. Teils verkarstet. Teils dickbankig, teils dünnbankig, plattig. Getrennt und gegliedert durch dünne und dunkle Mergel- und Tonsteinlagen.	Kluftgrundwasserleiter mit verkarsteten Bereichen. Oft schwebende GW- Horizonte über Tonmergelsteinen. Kopplung mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks und mit dem Grundwasser in den Kiesen im Neckartal. Im Bereich der Haßmershm. Schichten eingeschränkte Stockwerksverbindung. Geringe, oft mittlere und örtlich hohe Ergiebigkeit. Fassung der Notwasser- versorgung und Wasserversorgung des Freibades. Mineralwasserbrunnen in Hoheneck im Neckartal. Der Solebrunnen in Hoheneck wird vom tieferliegenden Buntsandstein gespeist.	Schwach geklüftet, gering - mäßig verwittert; Günstiger Baugrund. Mehrkosten beim Lösen von Fels mögliche (Bodenklasse 6 - 7 - alte DIN 18300). Deutlich geklüftet, verwittert und gering verkarstet; Durchschnittlicher Baugrund Stark verwittert, entfestigt und geklüftet, stark verkarstet mit Spaltenbildung; Ungünstiger Baugrund. <i>In den Gäuen und in Ludwigsburg gibt es örtlich Erdfälle und andere Karsterscheinungen durch Auslaugungsvorgänge im Oberen und Mittleren Muschelkalk. Weitere Erdfälle können jederzeit auftreten.</i>

3.1 Die Entstehung von Fossilien

Neben der Art und Ausbildung der Gesteine geben vor allem die in den Gesteinen eingeschlossenen Fossilien einen guten Einblick in die Lebensräume und zu den Klimaverhältnissen zur Zeit der Sedimentation. Daraus lässt sich die Entwicklung der Lebewelt auf der Erde gut rekonstruieren und damit sind auch relative **biostratigraphische Altersgliederungen** und weiträumige Vergleichbarkeiten der Gesteinsablagerungen mit Hilfe von sogenannten **Leitfossilien** möglich. Während der Trias- und der Jura-Zeit lag der süddeutsche Raum am Ostrand des zerfallenden Großkontinents Pangäa mit dem Tethys-Ozean im Südosten. Das Klima war teils wüstenartig-subtropisch und teils warm-tropisch mit Monsuneinflüssen und mit hurrikanartigen Stürmen. Unter den ariden und im Keuper und Jura auch feuchtwarmen Bedingungen entwickelte sich in den oft flachmarinen, evaporitischen und paralisch-brackischen Lebensräumen eine entsprechend angepasste Fauna und Flora. Zeitweilig zog sich das Meer zurück und es gab unter wechselnden Niederschlagsbedingungen Feuchtgebiete und abflusslose Trockengebiete mit amphibischem und terrestrischem Leben, das heute fossilisiert zu finden ist. Verendete und abgestorbene Tiere und Pflanzen können fast komplett oder in Teilen unter bestimmten Bedingungen in feinkörnige Sedimente, wie Ton-, Schluff- und Mergelsedimente, Kalk- und Sandsteine, Asphalt, Baumharz und mit Mikrofossilien in Salzen eingebettet werden. Mit der Verfestigung und Entwässerung der Sedimente kam es bei geeigneten Bedingungen, z.B. bei weitgehendem Sauerstoffabschluss, bei keiner schnellen Zersetzung und bei Mumifizierung durch Austrocknung, zur **Fossilisation** (Fossildiagenese) dieser Tier- und Pflanzenreste. Das trifft aber nur auf 3 % aller Lebewesen zu, wobei im marinen Bereich die Bedingungen zur Fossilisation günstiger sind als im terrestrischen Bereich. Das sich im Sediment nur langsam oder gar nicht zersetzende und auflösende organische Material wurde und unter der Last der Sedimente flachgedrückt und das Porenwasser wurde herausgepresst. Bei einem komplexen chemischen Prozess wurde das biologische Gewebe und dessen Abbauprodukte dann mit der Zeit durch Zumischung oder durch Ersatz aus ausgefällten Mineralen aus der Sedimentumgebung in eine kristalline Substanz umgewandelt (Mineralumbildung). Dabei wurden Schalen, Zähne, Skeletteile und Pflanzenreste durch Kalk, Siliziumverbindungen, Pyrit, Markasit und Limonit etc. versteinert. Die Morphologie der ehemaligen Lebewesen und v.a. die der Hartteile blieb dann an den Grenzflächen als Abdruck, Steinkern und Lebensspuren sichtbar erhalten. Abdrücke von Horn, Haut, Federn und Organen sind ebenso möglich, wie Reste von Wohnbauten, Grab-, Fress-, Kriech- und Laufspuren, Reste von Ausscheidungen (Ichnofossilien) und harte Zähne in ansonsten fossilieeren Konglomeraten. In Hornstein und in Feuerstein aus Siliziumdioxid (Opal, Chalcedon) eingeschlossen findet man Makro- und Mikrofossilien. Gering zersetzte Reste von Landpflanzen wurden unter Luftabschluss in Torf und bei höheren Temperaturen und Drücken in der Tiefe in Braunkohle und in Steinkohle umgewandelt (Inkohlung). Die bei der Verwesung von marinen Mikroorganismen (Plankton, Algen, Faulschlamm) entstanden Flüssigkeiten und Gase wurden in der Tiefe unter bestimmten Druck- und Temperaturbedingungen in Erdöl und Erdgas umgewandelt (Abb. 6.15-1). Zu den Ablagerungszeiten der verschiedenen Gesteinsschichten gab es unterschiedliche Lebensbedingungen und unterschiedliche Fossilisationsbedingungen, weshalb nicht in jeder Schicht Fossilien zu finden sind.

- **Chemisch-biologische Zerstörung**
 - Luft, Verwesung, H_2O , CO_2
 - Luftabschluss, Fäulnis
 - Entkohlung
 - Bitumina
- **Mechanische Zerstörung**
 - Detritus
 - Schill
- **Fossilisation**
 - Ver- und Entkieselung SiO_2
 - Ver- und Entkalkung $CaCO_3$
 - Ver- und Entkiesung FeS_2
 - Limonitisierung $Fe(OH)_3$
 - Umkristallisation
 - Hohlraumverfüllung
 - Schalenauflösung durch H_2O
 - Tränkung mit mineralischen Lösungen, Mineralisation
 - Inkrustation

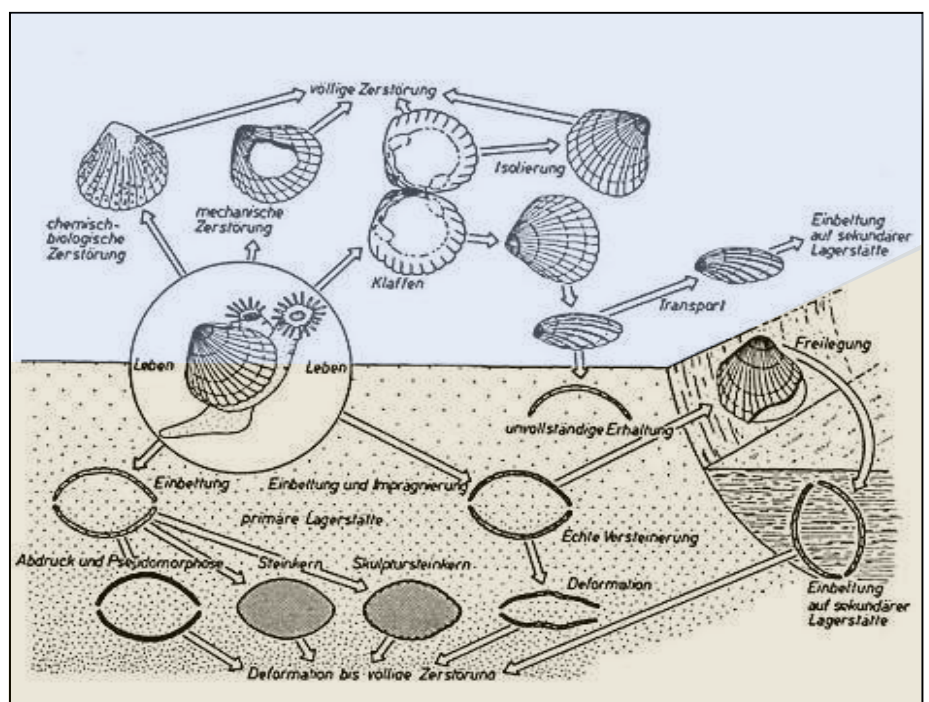


Abb. 9b: Fossilisationsschema. Das postmortale Geschehen und die Möglichkeiten zur Fossilerhaltung am Beispiel einer Muschel. Grafik ergänzt aus E. Thenius aus B. Ziegler (1972): Einführung in die Paläobiologie. Schweizerbart, Stuttgart.

3.2 Gesteine des Buntsandsteins (252,5 bis 245,5 Millionen Jahre)

Gegen Ende der Zeitära des Paläozoikums vor 300 Ma wurde das Variszische Hochgebirge während der Späten Karbon-Zeit und der Frühen Perm-Zeit durch Erosion weitgehend eingeebnet und es hat sich durch die Erdkrustendehnung eine flache Trog- und Schwellenlandschaft gebildet. In den tiefen und langgestreckten Trögen wurden während der heiß-ariden Perm-Zeit die terrestrisch-fluvioklastischen Sedimente des Rotliegenden als Molasse des Variszischen Gebirges zusammen mit den durch die Krustenausdünnung austretenden Vulkaniten eingeschwemmt. Darüber wurden mit der zunehmenden Absenkung des Mitteleuropäischen Beckens die flachmarin-terrigenen Sedimente des Zechsteins von Norden her flächig sedimentiert. Über den Gesteinen der Perm-Zeit beginnt die Zeitära des Mesozoikums mit dem diskordant abgelagerten Buntsandstein, der heute am Ostrand des Schwarzwaldes und im Odenwald eine deutliche Schichtstufe mit bewaldeten Höhenzügen bildet.

Die klastisch-fluviatilen Kontinentalsedimente des fossilarmen Buntsandsteins wurden in Mitteleuropa als älteste und unterste Schichten der Zeitära des Mesozoikums und des Zeitsystems der Trias diskordant auf einer breiten Aufschüttungsebene über dem Grundgebirge und über den Sedimentresten des Perms und des Karbons als 50 - 500 m mächtige und sandige Randfazies abgelagert. Die oft intensiv rot-braun aber auch weißgrau und gelb bis violett gefärbten, grob- bis feinkörnigen und feldspathaltigen Sandsteine mit Geröllen und mit Ton- und Schluffsteinlagen wurden von episodisch wasserführenden Flüssen und von mächtigen Schichtfluten aus den randlichen Hochgebieten aus dem Süden, dem Südwesten und teils aus dem Osten in Schwemmfächern mit kleinen Seen in eine abflusslose und hocharide Tropenwüste des absinkenden Mitteleuropäischen Beckens, heute vergleichbar mit Inneraustralien, geschüttet. Die Grenze zum jüngeren Muschelkalk bilden die unter Meereseinfluss abgelagerten, 5 - 10 m mächtigen und schluffigen Röt-Tone. Die unter Ludwigsburg ca. 270 m mächtige Gesteinsserie des Buntsandsteins beginnt im Neckartal 135 m und auf der Gäufläche 200 - 250 m unter der Geländeoberfläche. Die obersten Schichten des Buntsandsteins, die Röt-Tone und der Plattensandstein, wurden bei den Solewasserbohrungen im Neckartal in Ludwigsburg-Hoheneck und auf der Gäufläche im Mathildenhof in der Rosenstraße 140 m bzw. 205 m.u.G. bei 59 m bzw. 67 mNN angebohrt (Abb. 24).

3.3 Gesteine des Muschelkalks (245,5 bis 241 Millionen Jahre)

Der in Baden-Württemberg 20 - 240 m und in Ludwigsburg knapp 190 m mächtige Muschelkalk bildet als Sockel der Neckar- und Taubergäuplatten die zweite, breit ausstreichende und oft verkarstete Schichtstufe. Diese ist teils mit erodiertem Lettenkeuper bedeckt und hat eine inselartige und auch breitere kaltzeitliche Lössauflage. Während der Muschelkalkzeit kam es durch einen tektonisch bedingten Anstieg des Meeresspiegels im südlich gelegenen Tethys-Ozeans zwischen Afrika und Eurasia zu einer Transgression und flachmarinen Überflutung des Mitteleuropäischen Beckens. Weil die Sedimentation mit dem schwankenden Meeresspiegel des bis zu 100 m tiefen und zyklisch absinkenden Muschelkalkbeckens gut Schritt halten konnte, gab es ein Gleichgewicht mit mächtigen Sedimentbildungen. Bei subtropischen und trocken-heißen Klimaverhältnissen ähnlich denen im Persischen Golf kam es unter flachmarin-lagunären Bedingungen zu einer starken Verdunstung (Evaporation) des sehr karbonat- und salzhaltigen Meerwassers und zur Ausfällung von Karbonatschlammern mit Kalkooiden, zur Ablagerung von kalkigen Schalenresten von Meerestieren und zur zyklischen Ablagerung von Tonmergeln. Während der Zeit des Mittleren Muschelkalks kam es zu episodischen Abschnürungen des Flachmeeres vom Tethys-Weltmeer und die starke Verdunstung des Meerwassers führte zur Ausfällung und zur Ablagerung der im übersättigten Wasser gelösten Gips-, Anhydrit- und Steinsalzminerale.

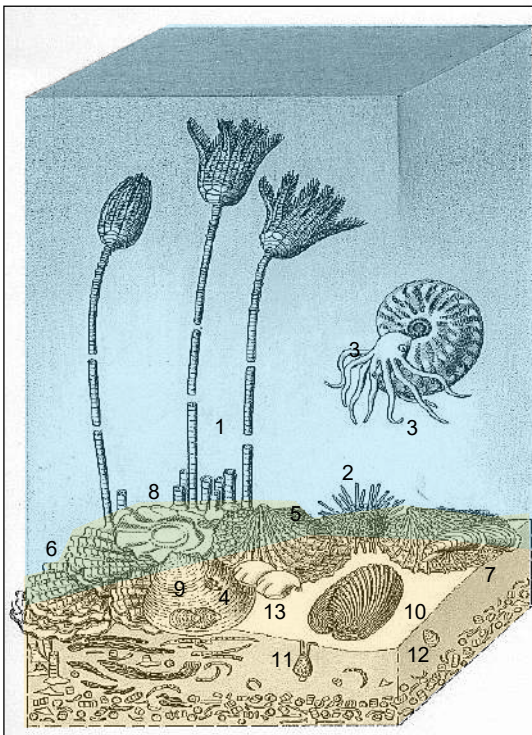
Der Untergrund der Gäuebene wird von den ca. 50 m mächtigen, zyklisch gegliederten, dünn-schichtigen, dunkelgrauen bis grauen und tonigen Kalksteinen und von den dolomitischen Mergelsteinen des **Unteren Muschelkalks (Freudenstadt-Formation, Jena-Formation)**, am Schwarzwaldrand noch ohne nennenswerte Stufenbildung, aufgebaut. Auch der darüber liegende **Mittlere Muschelkalk (Diemel-, Heilbronn- und Karlstadt-Formation)** mit einer auslaugungsbedingten Restmächtigkeit von ca. 60 - 65 m tritt in Ludwigsburg nicht zutage. Die Schichtgrenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk liegt etwa 15 - 25 m unter der Talau des Neckartals bei 175 - 185 mNN und am Ost- und Westrand der Markung wegen der tektonischen Eintiefungen bei 120 - 130 mNN (Abb. 19). Der Mittlere Muschelkalk besteht in seinem mittleren Teil aus evaporitischen Sulfat- und Salzgesteinen und oben und unten aus den jeweils ca. 10 m mächtigen und grauen Kalk- und Dolomitsteinbänken der Unteren- und Oberen Dolomite. Weil die Zufuhr von frischem Meerwasser über die drei Zutrittsportalen aus dem südlich gelegenen Tethys-Ozean in das sehr warme und lagunenartig flache Muschelkalk-Binnenmeer episodisch stark eingeschränkt oder unterbrochen war, wurden aus dem mit Mineralen übersättigten und nun fast vollkommen verdunstenden Meerwasser neben Kalken und Dolomiten auch Gips, Anhydrit und Steinsalz durch Ausfällung abgelagert. In den Landesteilen, wo heute die abdichtende Bedeckung durch höhere Gesteinsschichten ganz oder teilweise abgetragen ist, so auch in Ludwigsburg, wurden die Salzgesteine durch das Sicker- und Grundwasser ausgelaugt und es sind hier nur noch die schluffig-tonigen Lösungsrückstände übriggeblieben. Auch die Gips- und Anhydritgesteine befinden sich im Stadium der Auslaugung und das darüberliegende Gesteinspaket des Oberen Muschelkalks ist um 20 - 40 m abgesunken und dabei in sich zerbrochen. Die Auslaugung der Muschelkalk-Evaporite in den Gäugebieten führte zusammen mit Lösungsvorgängen in den überlagernden Gesteinen des Oberen Muschelkalks vielerorts zur Bildung von Hohlräumen mit kaminartigen Erdfall-Durchbrüchen und auch durch den Lettenkeuper und durch die Lösssedimente hindurch bis an die Erdoberfläche (Verkarstung). **Erdfälle** entstehen durch das Ein- oder Nachbrechen von nicht wasserlöslichen Deckschichten über durch Lösung entstandenen Hohlräumen in der Tiefe (Hochbruch, bedeckter bzw. überdeckter Karst, Bild 12). Die trichterartigen **Dolinen** als Oberbegriff für Senkungsformen im Karst entstehen durch

Lösungsvorgänge im karbonathaltigen Gestein durch Regenwasser von der Erdoberfläche in die Tiefe (offener Karst, Kap. 5.5). Die Gesteine des in Baden-Württemberg eine deutliche Schichtstufe bildenden **Oberen Muschelkalks** (242,4 - 241 Ma) treten an den steilen Prallhängen des Neckartals zwischen Hoheneck und Poppenweiler als breite Felsbänder markant zutage und sind durch die erosionsbedingte Druckentlastung stark zerklüftet. Auf den Gäuflächen wird der Obere Muschelkalk vom an vielen Stellen durch die Abtragung reduzierten Lettenkeuper und darüber stellenweise von Gipskeuperresten überdeckt. Östlich des Neckartals haben Lettenkeuper und Gipskeuper am Lemberg unter der Schilfsandsteinbedeckung ihre volle Mächtigkeit. Die Strohäufläche wurde durch den ca. 30 km breiten und quer durch die Ludwigsburger Markung verlaufenden Schwäbisch-Fränkischen Sattel tektonisch um 10 - 30 m emporgehoben (Abb. 21). Hier mussten sich der Neckar und seine Nebenflüsse tief in die harten, klüftigen und zunehmend verkarsteten Karbonatgesteine einschneiden und winden sich in engen Schlingen durch die Täler. Gerade die Klüftigkeit und damit die gute Wasserdurchlässigkeit führen bei Karbonat- und Sandsteinen oft zur Tiefenerosion der Flüsse, während Täler in den viel besser abdichtenden Tonsteinen mehr in die Breite erodiert werden. An den erosiv aufgelockerten Felshängen kommt es zu gefährlichen Steinschlägen in die steilen Weinberge und auf die Fahrwege. Zur Zeit des Oberen Muschelkalk öffnete sich das oft abgeschnürte Binnenmeer in Mitteleuropa wieder zum südlich gelegenen Tethys-Ozean. Durch die verstärkte Wasserzirkulation mit dem Zustrom von kalkhaltigem Ozeanwasser, durch die guten Durchlüftung und mit dem weiteren rhythmischen Absinken des Mitteleuropäischen Beckens wurden 85 - 88 m mächtige und fossilreiche Karbonat-, Ton- und Tonmergelsedimente bei einem heiß-trockenen Klima in einem flachen und in Schwellen und Senken gegliederten Epikontinentalmeer zyklisch abgelagert. Der Obere Muschelkalk wird von unten nach oben in die drei Bereiche **Trochitenkalk-, Meißner- und Rottweil-Formation** gegliedert (Abb. 12a). Im Unteren Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk-Formation) findet man feinkristalline, dichte und graue bis dunkelgraue Kalke, Wellenkalke, Oolithbänke und bioklastische Trochitenkalkbänke, die zu einem großen Anteil aus versteinerten Stielgliedern (Trochiten) von Seelilien (Crinoiden) und auch aus Resten von Muscheln, Seeigeln und Brachiopoden etc. aufgebaut sind. Diese oft mächtigen und massigen Bänke aus zusammengeschwemmtem bioklastisch-kalkigem Material werden in Hohenlohe "Kornsteine" genannt. Die Haßmersheimer Schichten mit einer Wechsellagerung von Trochiten- und Tonmergelsteinbänken bilden einen Horizont mit eingeschränkter Grundwasserdurchlässigkeit. Darüber folgen teils dünnplattige und oft gut gebankte, dichte, feinkristalline, teils oolithische, gelbgraue bis graublaue und oft gut geklüftete Kalksteine des Oberen Hauptmuschelkalks mit mehr Tonstein- und Tonmergelsteinlagen (Meißner-Formation). Die feinkristallinen Kalke sind dort entstanden, wo Mikroorganismen (Grünalgen, Cyanobakterien) über die Photosynthese in einem an Karbonaten übersättigten, warmen, sauerstoffreichen und lichtdurchfluteten Flachmeer Kalkschlämme gebildet haben. Weitere mächtige Kalkbänke entstanden aus Brachiopoden und aus Muschelschalen, die pfeilerartige Riffe gebildet haben und aus bioklastischen und sandigen Schalenrümmerkalken, die bei Sturmereignissen in Küstennähe zusammengeschwemmt wurden (Schill-Tempestite). Algen-, Schwamm- und Korallenriffe gibt es im Oberen Muschelkalk nicht. Es gibt auch Gesteine mit kleinen Kügelchen aus Kalkooiden (Oolithe), wo Kalk aus dem Meerwasser im stark wellenbewegten Flachwasser an Kristallisationskeimen (Sand, organische Fragmente) konzentrisch angelagert wurden. Die plattigen und oft massigen Kalksteinbänke des Muschelkalks werden durch zahlreiche feinschichtige, dünne, dunkler gefärbte, hohlkehlenartig verwitterte und oft dolomitische Tonstein- und Tonmergelsteinlagen voneinander getrennt, die bei gelegentlichen Regenfällen vom nahen Festland eingeschwemmt wurden und die ¼ der Schichtfolge ausmachen. Diese zyklische Ablagerung von Tonmergel- und Kalksteinen ermöglicht eine gute litho-stratigraphische Gliederung des Oberen Muschelkalks über weite Entfernungen. Den Abschluss nach oben bildet der 5 - 11 m mächtige, massige, mikrokristalline und ockergraue bis graue Trigonodus-Dolomit (Rottweil-Formation) aus im Flachwasser abgelagerten und frühdiaogenetischen Dolomitsteinen und dolomitischen Kalksteinen. Er verwittert gelblich, zuckerkörnig-sandig, ist oft löchrig bis feinkavernös und kann auch verkarstet sein, z.B. bei der Burg Hoheneck. Bei der Dolomitisierung werden die größeren Calciumionen durch die kleineren Magnesiumionen aus dem übersalzten Meerwasser in den Sedimentporen mit einem Ca : Mg-Ionenverhältnis von etwa 1 : 1 ersetzt ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Das kann primär frühdiaogenetisch bei der Sedimentation unter dem Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien oder sekundär spätdiaogenetisch durch Mineralaustausch aus eindringendem, magnesiumhaltigem Porenwasser nach der Ablagerung und Überdeckung der Kalkschlämme stattfinden. Spätdiaogenetisch gehen wegen der kleineren Mg-Ionen die Feinschichtung und nicht selten auch die Fossilien verloren und es entstehen winzige Hohlräume. Fast die gesamte Ludwigsburger Markung ist **Karbonat- und Sulfatkarstgebiet** (Mittlerer und Oberer Muschelkalk und Gipskeuper). Nahe an den Talrändern und unter den Talsohlen (Neckartal) kommt es wegen der durch Entlastungsklüfte aufgelockerten Karbonatgesteine vermehrt zur Verkarstung im Oberen und Mittleren Muschelkalk (Karbonatkarst). Die Lösung der Karbonate durch kohlen-saures Regenwasser und durch zirkulierendes Grund- und Sickerwasser führte im Untergrund durch die Erweiterung der Klüfte und Schichtfugen zur Bildung von Spalten und Hohlräumen bis hin zu kleinen Höhlen. Das erhöhte die Grundwasserführung und die Durchströmung dieser Schichten erheblich und kann Baugrundprobleme verursachen. Stellenweise kommt es auch zum Durchbrechen der Karstholräume als Dolinen bis zur Erdoberfläche. Die tief unter der Oberfläche liegenden Sulfatgesteine im Mittleren Muschelkalk unterliegen ebenfalls der Verkarstung (Sulfatkarst) und die Hohlräume brechen auch durch den überlagernden Lettenkeuper (überdeckter Karst) als Erdfälle hindurch. Ebenso verhält es sich mit den Sulfatauslaugungen im oberflächen-nahen Gipskeuper (Kap. 3.4). In Ludwigsburg sind an der Oberfläche und v.a. am Nordrand der Gemarkung etwa 15 Karststrukturen mit mehreren Erdfällen bekannt und im Untergrund sind Weitere zu vermuten, die in Zukunft noch durchbrechen können.

(Kap. 5.5). Genaue Orts- und Zeitangaben sind hier nicht möglich. Die Kalk- und Dolomitsteine und die Ton- und Tonmergelsteine des Oberen Muschelkalks zeigen oberflächennah eine plattig-steinige und tonige Verwitterung und die harten Karbonatsteinbänke wurden in Ludwigsburg in den ehemaligen Steinbrüchen Blühenden Barock abgebaut und zu Bausteinen, Schotter und Zement verarbeitet. Der Mineralwasserbrunnen in Hoheneck und der Brunnen im Freibad Hoheneck sind in den verkarsteten Dolomit- und Kalksteinschichten des Mittleren und des Oberen Muschelkalks gefasst.

3.3.1 Fossilien im Oberen Muschelkalk

In den Gesteinen des Oberen Muschelkalks gibt es eine oft arten- und individuenreiche Fauna, die vollmarine und sehr warme Bedingungen anzeigen. In den beiden Hauptschichten Trochitenkalk (mo1) und Ceratitenkalk (mo2) lassen sich Schalenrümmerbänke und Lagen mit Fossilanreicherungen, zudem Abdrücke von Schlangenseesternen und Bohrgänge finden. Häufig sind auf den Bankoberflächen Funde von Schuppen und Fischzähnen im gesamten Oberen Muschelkalk anzutreffen. Fossilien treten auch häufig in den mergeligen Schichten auf. Der über dem Ceratitenkalk liegende Trigonodus-Dolomit ist fossilarm. Neben einer von Muscheln (*Trigonodus sandbergeri*) und Gastropoden bestimmten Weichbodenfauna kommen dort gelegentlich Brachiopoden, Foraminiferen und Wirbeltierreste vor.



Rekonstruktion einer Lebensgemeinschaft im unteren Hauptmuschelkalk, den »Trochitenschichten« in 1/3 der natürlichen Größe

Diese Schichten werden nach dem oft massenhaften Vorkommen der Stielglieder von Seelilien ① *Encrinurus liliiformis* benannt. Ganze Gesteinspartien können daraus bestehen. Der frei bewegliche Seeigel ② *Serpianotiaris coeua* ist ein Verwandter der Seelilien.

Die Weichtiere (Mollusken) sind mit zahlreichen Gruppen vertreten. Der Ceratit ③ *Paraceratites atavus* ist ein Verwandter der Ammoniten und der Tintenfische.

Die Schnecke ④ *Naticella triadica* weidet Algen ab. Austernartige Muscheln ⑤ *Nevadgia noetlingi* und ⑥ *Enantiostraea difforme*, Miesmuscheln ⑦ *Mytilus eduliformis*, die glatte Pilgermuschel ⑧ *Pleurotoma laevigatus* und die Muschel ⑨ *Placunopsis* sind festgewachsen. Frei auf dem Meeresboden bewegt sich die gestreifte Feilenmuschel ⑩ *Plagiotoma striata*, im Schlamm eingegraben leben die Muscheln ⑪ *Palaeoneilo elliptica* und ⑫ *Palaeonucula goldfussi*.

Die Brachiopoden (Lampenmuscheln wegen ihrer Ähnlichkeit mit antiken Öllampen), sehen zwar ähnlich aus wie Muscheln. Sie bilden jedoch eine ganz eigene Tiergruppe. Dazu gehören die Terebratuliten ⑬ *Coenothyris vulgaris*, die mit Stielen festgeheftet leben.

Unter Stuttgarter Geologen kursierte folgende Anekdote:

Als die Universität Stuttgart noch die Technische Hochschule war, gab es im Rahmenprogramm einer internationalen Ingenieurtagung eine Exkursion zu dem weltbekannten Urweltmuseum Hauff in Holzmaden. Während die Präparation der Fossilien erläutert wurde, nahm der damalige Universitätsrektor einen Geologen beiseite und vergewisserte sich: "Diese Ichthyosaurier, das sind doch Bildhauerarbeiten, die stecken doch nicht im Stein."

Quelle: H. Behmel, *Geologie von Baden-Württemberg: Landschaftsgeschichte – Landesplanung. - "Wechselwirkungen"- Jahrbuch 1990 der Universität Stuttgart 1991.*

Abb. 10: Rekonstruktion der Lebewelt im Muschelkalkmeer.

Grafik und Text verändert nach H. Hagdorn und T. Simon (1985): *Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes*. Aus C. Stier, H. Behmel, U. Schollenberger (1989): *Wüsten, Meere und Vulkane, Baden-Württemberg in Bildern aus der Erdgeschichte*. Grohmann, Stuttgart.

Die tiefste und älteste im Ludwigsburger Neckartal zutage tretende Gesteinsschicht ist die Trochitenkalk-Formation des Oberen Muschelkalks. Trochiten sind versteinerte Stielglieder von Seelilien, die im Gestein oft in Massen auftreten und in einigen Horizonten auch gesteinsbildend sind. Im Trochitenkalk trat das erste Mal die sogenannte *Encrinurus liliiformis* (Abb. 11, Nr. 4) auf, eine Seelilienart, die sich besonders gut hier und auch in ganz Baden-Württemberg finden lässt. Es gibt aber auch Schalenrümmerbänke ohne Trochiten, dafür mit vielen *Terebratula vulgaris*, einer Brachiopodenart. Ceratitenfunde sind in dieser Schicht eher selten, dennoch treten auch hier schon die frühesten Ceratiten, die *Serpianotites* sp. in der Schicht der Haßmersheimer Mergel. auf. Neben Seelilien sind auch Muscheln, Gastropoden (Schnecken) und Brachiopoden (Armfüßer) häufig anzutreffen. Im Grenzbonebed zum Ceratitenkalk, einer Ansammlung von Fossilienresten, lassen sich zusätzlich noch Schuppen und Zähne von verschiedenen Fischarten finden. Knochenfunde von Reptilien, Amphibien und Saurierarten sind dagegen selten. Der Ceratitenkalk (Meißner-Formation) verdankt seinen Namen der Ammonoidea-Ordnung Ceratitida (Abb. 11, Nr. 1). Ceratiten sind die Leitfossilien des Oberen Muschelkalks und machen dort eine biostratigraphische Gliederung über weite Bereiche möglich. Funde sind im Raum Ludwigsburg aber selten. Dennoch sind Ceratiten im Ceratitenkalk häufiger vertreten als im Trochitenkalk. Vorherrschend sind aber Muscheln und Brachiopoden, z.B. *Coenothyris cycloides* in der Cycloidesbank. Muschel und Brachiopoden lassen sich durch ihre Klappen unterscheiden. Muscheln besitzen zwei gleiche Klappen und sind lateralsymmetrisch. Brachiopoden dagegen besitzen eine Schale und einen Deckel, sie sind nicht symmetrisch. Die *Terebratula vulgaris* ist hier nur noch teilweise vertreten. Im Ceratitenkalk lassen sich auch Schalenrümmerbänke vorfinden. Eine dieser Bänke stellt das Hauptlager der Muschelart *Pecten subtilis* dar. Dann gibt es immer noch Seelilienteile, zudem auch Steinkerne von *Chemnitzia hehli* (Nr. 22), gewundene Turmschnecken und die Nautilidenart *Nautilus bidorsatus*.

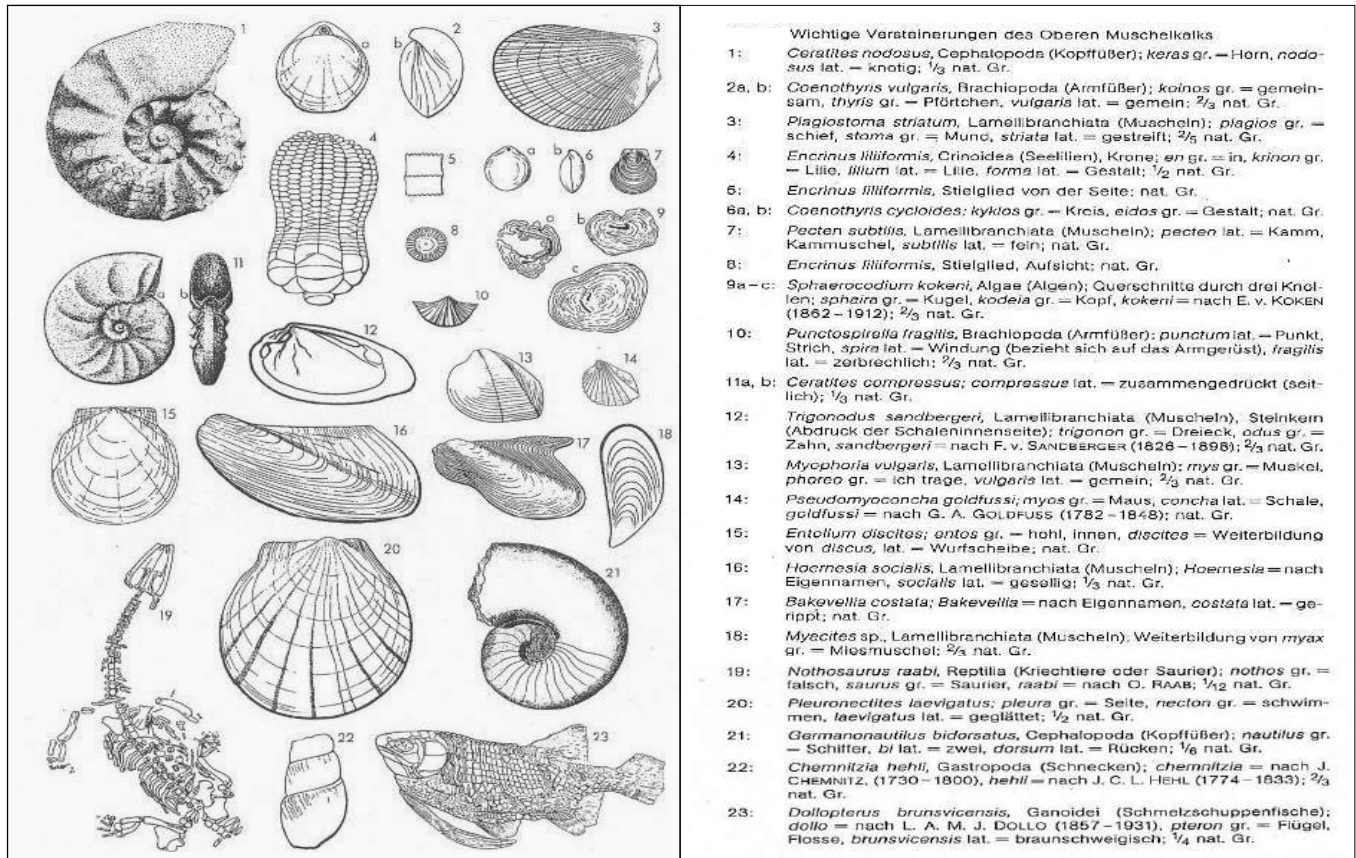


Abb. 11: Lebewelt und Fossilien des Oberen Muschelkalks.

Grafik und Text aus H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung, Hrsg.: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Bad.-Württ., (LRGB-BW), Freiburg.



Bild 1: Trigonodus-Dolomit des Oberen Muschelkalks an der Burgruine Hoheneck.

Sicherung des Wanderweges vor Steinschlag. Der Trigonodus-Dolomit ist hier verkarstet und verwittert.

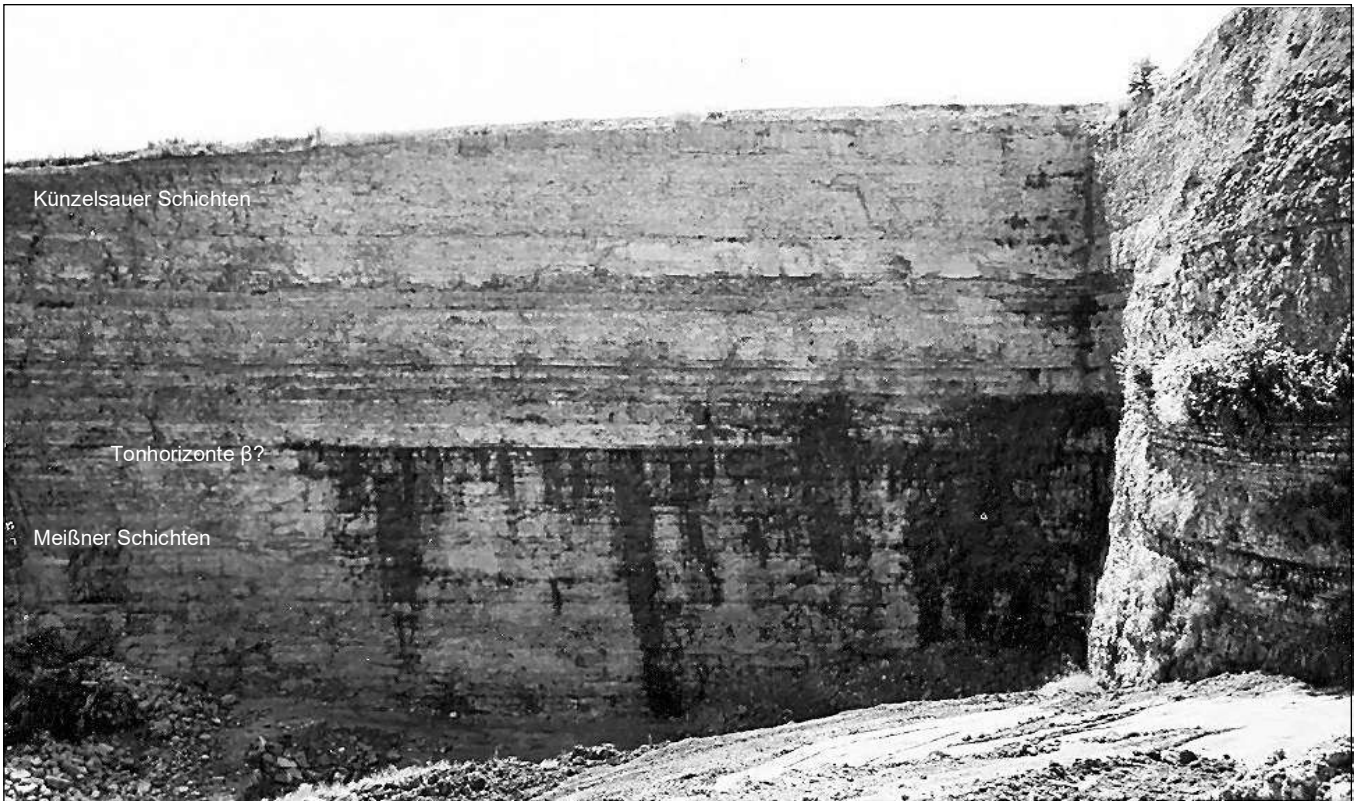


Bild 1a: Die Wand im Westen des heute verfüllten Steinbruchs Hubele in Hohenneck 1988 (Grünanlage Hungerberg). Die Oberfläche besteht aus einer hier weniger als 2 m mächtigen Deckschicht aus Lösssedimenten und Verwitterungsbildungen über dem Oberem Muschelkalk. Stellenweise sind Reste verfestigter Flussschotter-Terrassen aus früheren Kaltzeiten als Beleg für ältere und höher gelegene Neckarläufe aufgeschlossen. Die geklüfteten Kalksteinbänke sind durch dünne Tonmergelsteinfugen getrennt. In der Mitte erkennt man den Wasseraustritt eines sogenannten "schwebenden Grundwasserhorizonts", der von einer Tonsteinschicht aufgestaut wird.

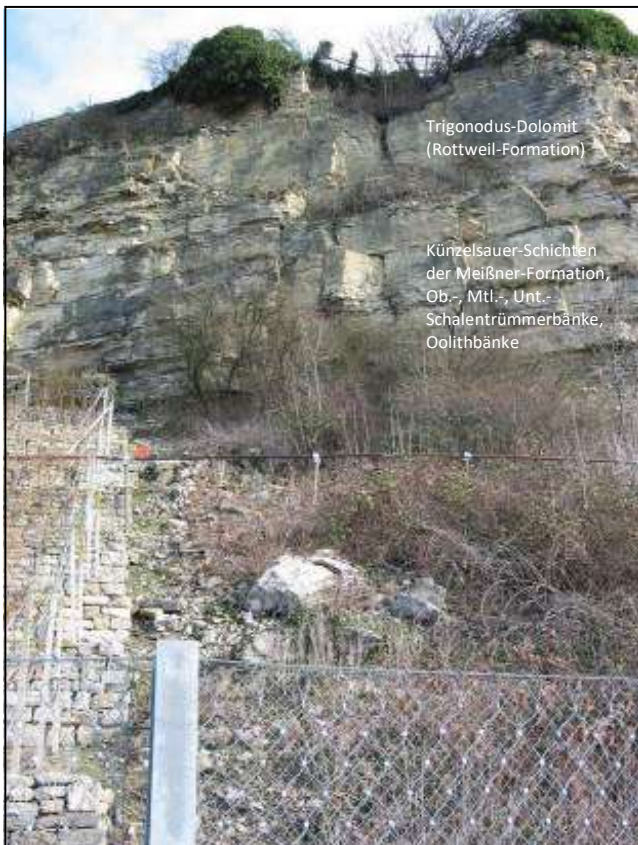


Bild 2 links: Oberer Muschelkalk (Meißner-Formation - Ceratitenkalk) im Neckartal bei Poppenweiler. Steinschlag und Schutzzaun. **Bild 3 rechts: Oberer Muschelkalk (Baulandschichten der Trochitenkalk-Formation) am Ostausgang des Grünparks Hungerberg.** Hier im oberen Bereich Reste von warm- und kaltzeitlichen Terrassenschottern eines ehemals älteren und höher liegenden Neckarlaufes, vermutlich aus der Holstein-Warmzeit und der darunterliegenden und älteren Hoßkirch-Kaltzeit (siehe Bild 11). Sicherung des Weges vor Steinschlag.

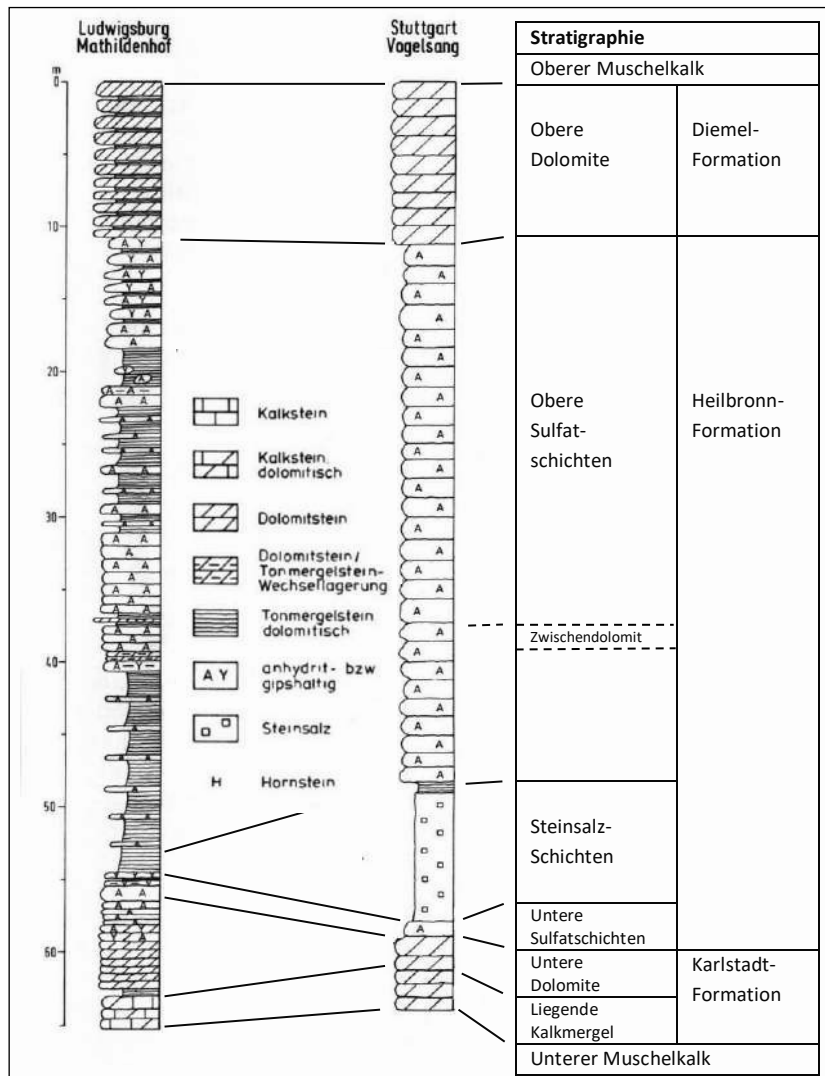


Abb. 12: Geologische Profile des Mittleren Muschelkalks aus Tiefbohrungen (Diemel-, Heilbronn- und Karstadt-Formation).

Links: Mittlerer Muschelkalk in der Grundwasserbohrung Mathildenhof in Ludwigsburg mit ausgelagten Steinsalzschieben und Sulfatschichten in fortschreitender Auslagung. **Rechts zum Vergleich:** Mittlerer Muschelkalk in Stuttgart mit vollständiger Sulfat- und Salinarformation.

Schichtprofile ergänzt aus: H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung. LGRB-BW, Freiburg.

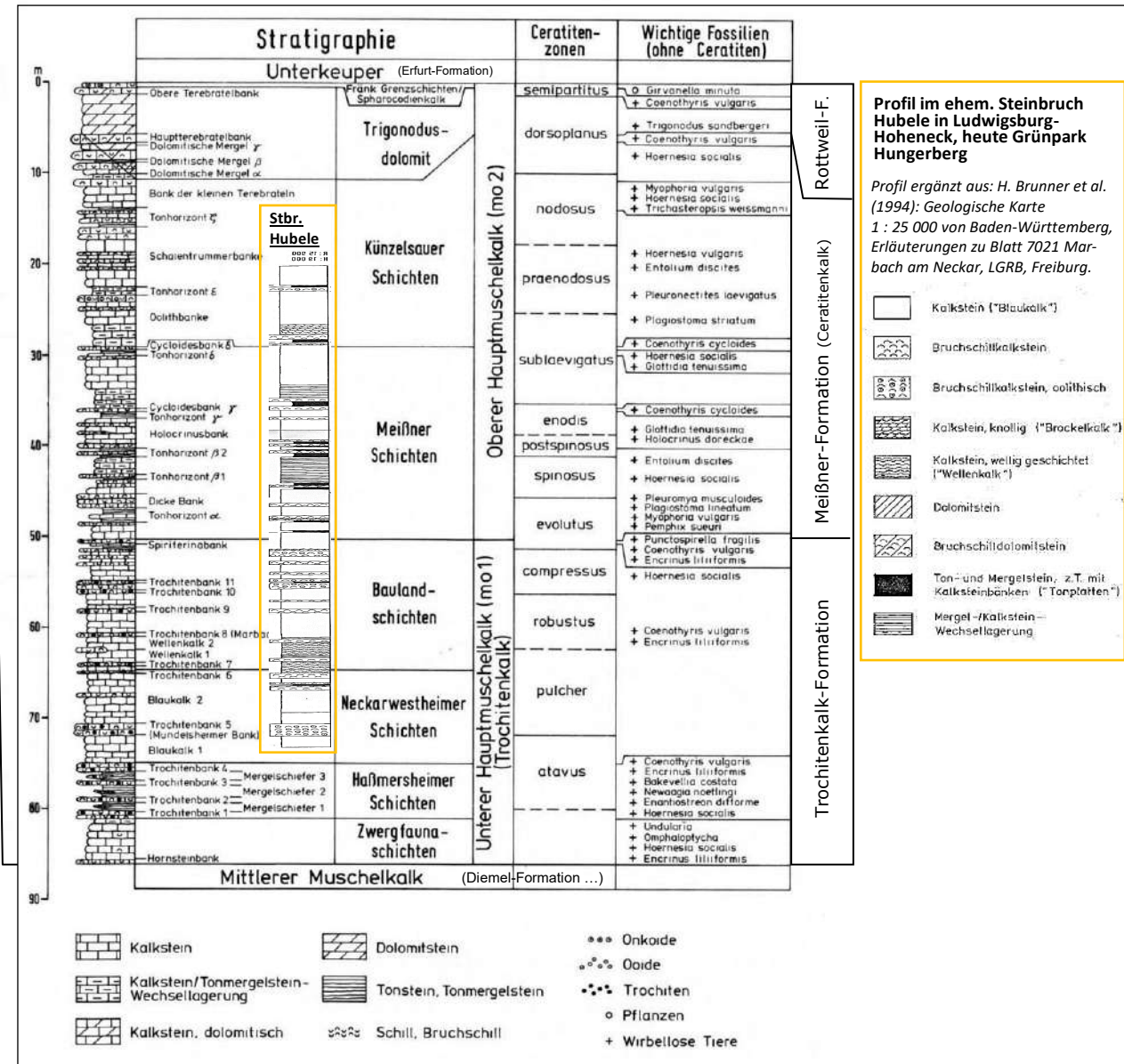


Abb. 12a: Geologisches Standardprofil des Oberen Muschelkalks (Rottweil-, Meißner- und Trochitenkalk-Formation) im Raum Stuttgart und Profil im ehemaligen Steinbruch Hubele in Ludwigsburg-Hoheneck. Neue Formationsgliederung siehe auch Abb. 5.

3.4 Gesteine des Keupers (241 bis 201,5 Millionen Jahre)

Die in Baden-Württemberg 40 - 440 m und in Ludwigsburg ehemals 290 - 330 m mächtigen und petrographisch sehr unterschiedlichen Keupergesteine formen die dritte große Schichtstufe und das weniger fruchtbare, oft bewaldete, mit zahlreichen Kerbtälern erodierte und stark gebuchtete Keuperbergland. Ausgelöst durch Erdkrustenhebungen, auch im Zusammenhang mit der Plattentektonik des zerfallenden Pangäa-Superkontinents, hat sich das Muschelkalkmeer aus dem Mitteleuropäischen Becken zurückgezogen. Während der nun folgenden und tektonisch unruhigen Keuper-Zeit wurde dort bei raschen Fazieswechseln eine Vielzahl unterschiedlicher Sedimente aus dem marin-brackischen, deltaische-ästuarinen, lagunär-litoralen, terrestrisch-fluvioklastischen, oft aus dem limnisch-brackischen und auch aus dem äolischen Milieu in reliefarmen und oft sumpfigen Tiefland-Flussebenen mit Seen und in den Buchten einer differenzierten Küstenlandschaft abgelagert. Diese bestehen aus mehreren dünnbankigen Dolomit- und Kalksteinbänken, aus mehreren unterschiedlich mächtigen Sandsteinabfolgen und zu 80 % der Gesamtmächtigkeit aus oft schwach dolomitischen Ton- und Schlufftonsteinen, die auch "Keupermergel" genannt werden. Das sind aber kein echten Mergel. Mergel- und Dolomitmergelsteine treten hier nur untergeordnet auf. Während im Zentrum von Pangäa ein trocken-heißes Kontinentalklima mit ausgedehnten Wüsten vorherrschte, war das Klima im randlichen und flachen Keuperbecken bei etwa 15° - 25° nördlicher Breite wechselhaft heiß-arid bis semiarid und auch subtropisch-feuchtwarm mit der "Karnischen Feuchtphase" um 220 Ma. Das Mitteleuropäische Becken war nur über die Burgundische Pforte durch gelegentliche und kurze Meerwasserzuflüssen mit starken Spiegelschwankungen mit dem Tethys-Ozean im Süden verbunden. In den episodisch abgeschnürten Meeresbecken und in Lagunen (amphibisches Milieu) wurden im sehr warmen und an Mineralien übersättigten Wasser immer wieder geringmächtige Karbonatschlämme abgelagert, die zu dünnen Dolomitsteinbänken ("Steinmergel") verfestigt wurden und es kam durch die Eindampfung des warmen Wassers in Lagunen zur Ausfällung von Sulfat-sedimenten (Gips, Anhydrit) und in geringerem Umfang auch von Salzsedimenten. Im Unteren Keuper (Lettenkeuper-Sandstein) und im Mittleren Keuper (Schilfsandstein) wurden mittel- bis feinkörnige Sande von Schichtfluten aus den fast 2000 km nördlich gelegenen Granit- und Gneis-Hochgebieten des Fennoskandischen Landes in das Mitteleuropäische Becken transportiert und in ein breites Flussdelta geschüttet (Abb. 6). Zur Zeit des Mittleren Keupers wurden neben Sulfatsedimenten v.a. mächtige Schlammablagerungen in Seen, in flachen und oft küstennahen Flussnetzen und in Küstenlagunen abgelagert. Warme Passatwinde haben Staubmassen aus den zentralen und ariden Gebieten des Pangäa-Kontinents in das Keuperbecken transportiert. Daraus sind mit der Zeit die intensiv rot und auch grünlich-grau gefärbten Ton- und Schlufftonsteine der Dunkelroten Mergel, der Bunten Mergel und des Knollenmergels mit Kalkknollen entstanden. Die durch Eisenoxidation im teils ariden und semiariden Klima intensiv rot gefärbten Unteren und Oberen Bunten Mergel (Tonsteine, "Rote Wand") wurden in einem weitläufigen und flachen System aus kleinen Flüssen und Bächen mit geringer Fließgeschwindigkeit und in Seen als Schlämme abgelagert. Die rötlichen, grünlichen, gräulichen und violetten Farben, wurden teils durch Bodenbildungen mitverursacht. Innerhalb dieser Folge gibt es zwei bis drei ca. 10 cm dünne und limnische Kalke des Lehrberg-Horizonts, die über 500 km weit zu verfolgen sind. Der rötlichen Knollenmergel wurde in einem flachen und oft trockenen Becken v.a. als Windablagerung von feinkörnigem Verwitterungsmaterial abgelagert. Hier verdichtete sich fein verteilter Kalk aus Seen und Sümpfen zu Kalkknollen. Die Tonsteine quellen bei Wasseraufnahme und es kommt so heute zur typischen buckeligen Landschaftsform mit Rutschungen und mit säbelwüchsigen Bäumen. Mit dem bei Stuttgart noch 6 - 8 m mächtigen Kieselsandstein, den 50 - 75 m mächtigen Stubensandsteinhorizonten und mit dem 2 - 12 m mächtigen Rhätsandstein treten im Mittleren und Oberen Keuper weitere und mehr oder weniger deutlich stufenbildende Sandsteinlagen auf. Im Gegensatz zu den feinkörnigen Sanden des Lettenkeupers und des Schilfsandsteins (Nordischer Keuper) wurden der mittel- bis grobkörnige Kieselsandstein, Stubensandstein und der Rhätsandstein überwiegend von den viel näher und südöstlich gelegenen Grundgebirgs-Hochgebieten des Vindelizischen Landes abgetragen (Vindelizischer Keuper) und wurden durch episodische Starkregen und Schichtfluten bei einem warmen und semiariden bis semihumiden Klima in verzweigten Schwemm- und Schuttfächern in die Tieflandebenen des Mitteleuropäischen Beckens geschwemmt (Abb. 6 und 7). Je länger der Transportweg dieser Sandsedimente war, desto feinkörniger war später der abgelagerte und verfestigte Sandstein. Die weichen und weniger stabilen Gesteinskomponenten, wie z.B. Tonsteinchen und Feldspatminerale, werden beim Transport zerrieben, sodass mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet der Anteil der erosionsbeständigen und feinkörnigen Quarzkörner aus den abgetragenen Grundgebirgsgesteinen relativ zunimmt. Die jüngeren Gesteine des höheren Mittelkeupers und des Oberen Keupers, die Gesteine der Jura-Zeit und mögliche flächige Ablagerungen aus der Kreide-Zeit wurden im Raum Ludwigsburg aber seit ca. 145 Ma abgetragen.

Über dem Oberen Muschelkalk liegen die eng geschichteten und unterschiedlich festen Gesteine des **Lettenkeupers** (Erfurt-Formation, Unterer Keuper, 241 - 237 Ma). Er bildet keine landschaftliche Schichtstufe, hat im Raum Ludwigsburg je nach dem Abtragungsgrad eine Mächtigkeit von wenigen Metern bis ca. 23 m und ist v.a. westlich des Neckars unter den gerinnmächtigen pleistozänen Deckschichten breiter anstehend. (Abb. 14). Der Lettenkeuper bezeugt den Übergang von der heiß-ariden und flachmarinen Muschelkalk-Zeit zu den teils noch ariden, aber auch feuchtwärmeren, litoral-lagunären, brackisch-limnischen und terrestrisch-fluvioklastischen Ablagerungsverhältnissen der Keuper-Zeit mit marinen Einflüssen. Ein häufiger Wechsel zwischen Absenkung und Landhebung führte im Bereich der flachen Küstenlandschaften zu einem raschen Übergang zwischen Meereseinbrüchen, brackischem Schwemmland (paralische Fazies) und terrigenen Becken. Es entstanden weite, flache und schlammige Gezeitenbuchten, Flussrinnen, Seen, Tümpel und Sümpfe. Das führte in Verbindung mit dem ariden bis teils feuchtwarmen Klima mit monsunbedigten Starkniederschlägen zu zyklischen Austrocknungen und Flutungen mit Süß- und Salzwasser mit einer daran angepassten, aber schnell wechselnden Flora und Fauna. Der Lettenkeuper besteht somit aus einer teilweise fossilreichen und eng differenzierten Wechsellagerung und marin-zyklischen Abfolge von zahlreichen dünnbankigen, graubraunen bis gelblichen und fröhdiaogenetischen Dolomitsteinen und aus spätdiaogenetisch dolomitisierten Kalksteinbänken mit grünen bis grauen, z.T. sandig-schluffigen, dolomitisierten und weniger festen Tonsteinen ("Letten") und mit tonigen Schluffsteinen (Schlammsteine).

Die Ton- und Schluffsedimente wurden in wenig bewegtem und terrestrisch-brackischem Flachwasser in Buchten, in Tümpeln, in Seen und in Sümpfen abgelagert. Stellenweise wurden auch Pflanzenreste zusammengeschwemmt und diagenetisch zu geringmächtigen Kohleflözen umgewandelt. Die Karbonatsedimente (Kalke, Dolomite, Mergel) wurden bei kurzen Meeresvorstößen durch den Meeresarm der Burgundischen Pforte aus dem südlich gelegenen Tethysraum in flachen Lagunen abgelagert und die dünnen und harten Dolomit- und Kalksteinbänke lassen sich über größere Entfernungen gut korrelieren. Vereinzelt gibt es auch dünne Lagen und Knollen aus Sulfatgesteinen. Im Unteren und Mittleren Lettenkeuper gibt es mehrere Niveaus aus graugelblichen bis graugrünen, tonig-ferritisch gebundenen und fein- bis mittelkörnigen Sandsteinlagen und -bänken (Bild 4). Die fluvioklastischen Sande wurden von einem 100 - 300 km breit gefächerten und verflochtenen Rinnengürtel aus dem 2000 km weit nördlich gelegenen Fennoskandischen Granit- und Gneishochgebiet durch episodische und monsunartige Starkniederschläge herantransportiert und in den verzweigten Delta-Flussarmen einer großen Schwemmlandebene oft rinnenförmig erosiv in kleinen Tälchen und in brackischen Buchten über und in den tonig-schluffigen Untergrund abgelagert (Flutfazies). Der daraus entstandene "Hauptsandstein" hat sehr unterschiedliche Mächtigkeiten zwischen 1 m und über 10 m. Zwischen den Sandrinnen lagerten sich im wenig bewegten Wasser tonig-schluffig-feinsandige Schlammsedimente ab (Normalfazies). Die Schichten des Lettenkeupers sind von zahlreichen großen und kleinen Zeitlücken unterbrochen, in denen keine Sedimentation stattfand. Der enge Wechsel der unterschiedlichen Gesteine und der Ablagerungsbedingungen führte zu einem raschen Wechsel der heute anzutreffenden Fossilgemeinschaften. Die frühdiagenetischen Dolomitsteinbänke und die Sandsteine sind zum Teil sehr fossilreich. Der "Hohenecker Kalk", ist im Raum Ludwigsburg eine Flachwasserfazies und Beckenrandlage des Lingula-Dolomits, der Grünen Mergel und des Grenzdolomits. In diesem dickbankigen, schräggeschichteten, schillführenden (= zerbrochene Gehäusereste) und gelblichen Dolomit wurden zahlreiche Reste und Zusammenschwemmungen von Pflanzen, Brachiopoden, Muscheln und Wirbeltieren gefunden. In der Innenstadt ist der Lettenkeuper im Bereich des Tälesbachs schon stark abgetragen, während er im westlichen Markungsgebiet bei Eglosheim ("Eglosheimer Lettengäu" ohne Lössbedeckung), östlich von Poppenweiler am Lemberg und im südlichen Stadtgebiet beim Salonwald auch bis zur vollen Mächtigkeit unter Gipskeuper erhalten ist. Ursächlich für die starke Abtragung der Keuperschichten im westlichen Bereich von Ludwigsburg ist auch die Hebung durch den "Schwäbisch-Fränkischen Sattel" gegenüber der Umgebung und der damit verbundenen und verstärkten Abtragung im Bereich der Sattelachse (Kap. 3.6). Die harten Karbonatgesteinsbänke und die Sandsteine werden von der Verwitterung steinig zerlegt. Die in frischem Zustand festen Schlufftonsteine werden stückig zerlegt und weichen oberflächennah rasch zu einer lehmig-steinigen Masse auf. Vom verkarsteten Muschelkalk hochbrechend sind örtlich Erdfälle möglich. Die Gesteine des Lettenkeupers und v.a. die relativ weichen und gut zu bearbeitenden Sandsteine wurden in Ludwigsburg in den ehemaligen Steinbrüchen in Hoheneck und in Eglosheim-Maurach abgebaut und als Baumaterial verwendet.

Westlich des Neckartals liegen über dem Lettenkeuper die flachen Erosionsreste des hier ursprünglich über 100 m mächtigen und fossilarmen **Gipskeupers** (Grabfeld-Formation, Mittlerer Keuper, 237- 233 Ma) als Sulfat-Tonsteinfazies. Bei einem oft trocken-warmen und auch wüstenartigen Klima mit episodischen Niederschlägen kam es im terrestrisch-aquatischen Grenzbereich zur Ablagerung von mächtigen Tonsedimenten in fluviatil-limnisch und brackisch-lagunären Schlammsedimentbecken und auch zu windgetragenen Ablagerungen. Während kurzzeitiger Flachmeervorstöße kam es bei einem heiß-ariden Klima in den mit Mineralen übersättigten Lagunen zur Ausfällung von dünnbankigen Kalk- und Dolomitablagerungen und bei starker Verdunstung in abflusslosen Becken zur Ausfällung von wechselnd mächtigen, oft massig und plattig gebankten und teils knolligen Sulfatablagerungen und selten auch zu Salzablagerungen. Die Sulfatgesteine kommen oft in enger Wechsellagerung mit bunten und oft rötlichen Tonsteinen vor und wurden aus dem warmen und an Mineralen übersättigten Meerwasser als Gips chemisch ausgefällt, der unter der weiteren Gesteinsüberlagerung durch diagenetische Dehydratation des Kristallwassers zu Anhydrit entwässert wurde. Im Zuge der späteren Tektonik und Erosion (Kap. 3.6) kamen die spezifisch schweren Anhydrite nahe an die Erdoberfläche und gingen bzw. gehen bis heute durch die Aufnahme von Grund- und Niederschlagswasser zunächst in Lösung. Aus dieser fällt der leichtere Gips mit bis zu 61 % Volumenzunahme aus (Hydratation), und die eng gebänderte Ton-Sulfat-Wechsellagerung begünstigt die Volumenzunahme. Diese Sulfatgesteine unterliegen oberflächennah, in Hangbereichen und in Tallagen bevorzugt der Auflösung durch einsickerndes und zirkulierendes Wasser (Korrosion, Sulfatkarst). Das kann zur Bildung von Hohlräumen und zu Setzungen führen, hat Auswirkungen auf die Baugrundqualität und kann zu komplexen Grundwasserverhältnissen führen. Die höchste Restmächtigkeit im Markungsgebiet westlich des Neckartals hat der Gipskeuper mit 30 - 35 m im Bereich des Salonwaldes. An der Basis des Gipskeupers liegt die 15 - 18 m mächtigen und dolomitischen Grundgipsschichten mit einem durchgehenden Gips- und Anhydritlager. Diese Sulfatgesteine wurden in Oberflächennähe und v.a. auf den Erosionsflächen durch einsickerndes Niederschlagswasser und durch Grundwasser aber weitgehend aufgelöst und abgeführt. Hier sind nur noch schwachschichtige und bröckelige Tonsteine mit unruhiger Lagerung und wabenartige, tonig-karbonatische Lösungsrückstände als sogenannte "Zellendolomite und Gipsresiduen" übriggeblieben und auch Karsthohlräume können nicht ausgeschlossen werden. Am Nordrand der Gemarkung gibt es am Hang des Lembergs und an der Grenze zu Freiberg und Tamm einige Karststrukturen im Gipskeuper und im benachbarten Korntal gibt es zahlreiche und oberflächennahe Auslaugungshohlräume mit Dolinenbildungen (Abb. 19d, 28, 28a). Östlich des Neckartals ist der Gipskeuper direkt unter der schmalen Kuppe des Lembergs in nahezu vollständiger Mächtigkeit erhalten.

Er wird hier in einer tektonischen Tieflage (Mulden- und Grabenbildung) unter einer Kappe aus 25 m mächtigem Schilfsandstein bis heute vor der Erosion geschützt. Der Gipskeuper am Lemberg besteht über den oberflächennah ausgelaugten Grundgipsschichten aus den roten, braunen, violetten, grünlichen und olivgrau gefärbten und undeutlich geschichteten Tonsteinserien des Bochinger Horizonts und der Dunkelroten Mergel mit einzelnen Lagen aus feinschichtigen, plattig gebankten und knolligen Sulfatgesteinen. Darüber folgt der Mittlere Gipshorizont mit Gipslagen und -linsen. Nahe an der Erdoberfläche sind die Sulfatgesteine oft weggelöst. Darüber liegen die den steileren Anstieg der Keuperschichtstufe bildenden, dunkelroten, grauen und grünen Unteren Bunten-, Grauen- und Oberen Bunten Esteriensichten mit Tonsteinserien und mit dünnen Gipslagen und -linsen. Geringmächtige, aber über weite Bereiche verfolgbare und z.T. sandige Dolomitsteinhorizonte (Steinmergel) aus Kalkschlämmen mit Magnesium aus dem kurzzeitig einströmenden Meerwasser durchziehen und untergliedern den Gipskeuper, z.B. Anatina-Bank, Esterien-Bank, Malachit-Bank, Acrodus-Corbula-Bank, Bleiglanzbank, Quarzitbank und die Bochinger-Bank (Bild 5). Diese können sich in Hangbereichen durch schwache Geländeknicke und kleine Verebnungen bemerkbar machen. Entlang der zusammenhängenden Keuperbergländer rund um das Neckarbecken bildet der Gipskeuper einen breiten und oft welligen Hangfuß und den ersten Steilanstieg der markanten Keuperschichtstufe mit Streuobstwiesen und Weinbergen auf schweren Tonböden (Pelosole). Man nimmt an, dass die Bildung der wellig-flachhügeligen Landschaft der Strohäuebene und auch andere Gebiete entlang und bis zum Fuß der Keuperberge stark mit der Auflösung der Sulfatschichten im Gipskeuper (Grundgipsschichten) zusammenhängt. Hier kam es im Bereich der stark verwitterten und weichen Gipskeuperreste mit Auslaugungshohlräumen zu einer ausgeprägten Breitenerosion der Bäche und Flüsse. Es bildeten sich Subrosionslandschaften mit flachen und breiten Talzügen, mit Geländesenken und mit Sumpfflächen, z.B. die Hulf bei Böblingen, das breite Glemstal südöstlich von Eltingen und der Talgraben in Korntal als östlicher Teil der Ur-Glems. In Ludwigsburg sind das der Altachgraben und die breiten Tallagen im Bereich Monrepos. Die Karbonat- und Tonsteine von Lettenkeuper und Gipskeuper sind oberflächennah und unter den jüngeren Deckschichten zu klebrig-weichen und lehmig-steinigen Frostschuttdecken verwittert. Verwitterte Keupertone neigen bei jahreszeitlichen Wassergehaltsänderungen zum Quellen und Schrumpfen mit Hebungen und Setzungen von flach gegründeten Gebäuden. Die unverwittert 5 m bis stellenweise über 20 m mächtigen Grundgipsschichten wurden in Asperg, in Korntal und in Leonberg für die Gipsherstellung abgebaut. Mehr zu Ton- und Mergelsteinen siehe Abb. 18.

Die bewaldete Kuppe des 365,1 m hohen Lembergs wird von einem 23 ha großen und etwa 25 m mächtigen Erosionsrest des **Schilfsandsteins** (Stuttgart-Formation, Mittlerer Keuper, 231 – 229,5 Ma) gebildet. Die Entstehung dieses „Zeugenberges“ in einer tektonischen Tieflage aus Verwerfungen und einer Mulde wird in Kapitel 3.6.1 beschrieben. Den Namen erhielt der Schilfsandstein von den zahlreichen versteinerten Schachtelhalmresten, die man früher für Schilf hielt. Die terrestrisch-fluvioklastischen und auch limnischen Sedimente des Schilfsandsteins wurden, ebenso wie die Lettenkeuper-Sandsteine, im 2000 km nördlich liegenden Fennoskandischen Granit- und Gneishochgebiet abgetragen und durch episodische Starkniederschläge und mächtige Schichtfluten von Norden nach Süden in die 200 km bis über 500 km breite und flache Schwemmlandebene des Mitteleuropäische Beckens verfrachtet. Dort wurden die Mittel- und Feinsande bei einem semiarid-subtropischen Halbwüstenklima in eng verflochtenen Flussarmsystemen als rinnenförmige und unterschiedlich breite Sandstränge mit dazwischen liegenden Stillwasserbereichen mit tonig-schluffig-feinsandigen Schlammsedimenten abgelagert und wurden weiter in die Westschweiz und nach Frankreich transportiert (Nordischer Keuper). Dort mündeten die Flussrinnen als Delta in die westliche Bucht des Tethys-Ozean. Der sehr unterschiedlich mächtige Schilfsandstein tritt also in zwei Faziesausbildungen auf (Fazies = Gesicht): Die härtere **„Flutfazies“** hat eine stark wechselnde Mächtigkeit von wenigen Dezimetern, oft 8 - 10 m und bis zu 45 m und wird von bis zu 2 m mächtigen Bänken aus gelbbraunen, grüngelben, graugrünlichen, braunroten, gut gerundeten und gut sortierten Fein- und Mittelsandsteinen gebildet, die überwiegend tonig-, kieselig und teils ferritisch und karbonatisch gebunden sind. Durch den langen Transportweg sind die vom skandinavischen Hochland abgetragenen Sande feinkörniger als die jüngeren und nicht so weit transportierten, grobkörnigen und auch kantigen Sedimente von Stubensandstein, Kieselsandstein und Rhätsandstein aus dem viel näher und südöstlich gelegenen vindelizischen Hochland (Vindelizischer Keuper). Die Sande wurden innerhalb von wenigen Kilometer breiten, aber langgestreckt verflochtenen Deltaarme in Flusstälern in drei Phasen sedimentiert: - Einschneiden der Rinnen um teils über 20 m tief in die älteren und unterlagernden Gipskeuper-Tonsteine der Oberen Bunten Esteriensichten (Paläorelief), - Verfüllung mit Sand bei nachlassender Strömung und Wasserführung, - Überdeckung mit Sand und Schluff. Im südlichen Sedimentationsgebiet haben sich die stark verzweigten Wasserrinnen bei Meeresspiegel-Tiefständen und unter Gezeiteinfluss in strandnahe Tälchen tief eingeschnitten und diese mit Sand gefüllt. Die Struktur der Sandsteinstapel erinnert auch an Ablagerungen von Überflutungsereignissen, wie sie heute bei Brüchen natürlicher und sandiger Flussschämme am Mississippi (USA) entstehen (Dammbruchfächer), und die Verhältnisse zur Schilfsandsteinzeit sind mit diesen auch vergleichbar. Die in ihrer Mächtigkeit schnell wechselnde Rinnenablagerungen treten nach der Hebung des Landes heute als von Nordosten nach Südwesten verlaufende und eng miteinander verzweigte Sandsteinstränge an den oft tief zertalten Erosionsrändern der Keuperbergländer zutage (Bild 6-1, 6-2). Diese harten und oft dickbankigen Sandsteine wurden entlang der Ränder der

Steilstufen durch die Erosion als hervortretende Bergflanken, als langgestreckte Höhenzüge und als isoliert stehende Inselberge herauspräpariert. Mulden- und Grabenbildungen haben dieses Herauspräparieren durch Reliefumkehr (Kap. 3.6.1) noch unterstützt, z.B. am Hohenasperg und am Lemberg. Die Sandsteine bilden oberhalb des welligen Gipskeuperanstiegs eine steile Schichtstufe, teils mit Felsen und darüber auch mit breiteren Verebnungsflächen. Die relativ weiche **"Normalfazies"** macht weit mehr als die Hälfte der Stuttgart-Formation aus und wird von 5 m bis selten fast 20 m mächtigen, dunkelvioletten, graugrünen, rotbunten, feinsandigen und auch kohligten Ton- und Schluffsteinen mit Sandsteinlagen gebildet, die in den breiten und ruhig fließenden Überflutungsebenen zwischen den Sand-Deltaarmen unter der Mitwirkung von Sumpfpflanzen als Schlämme abgesetzt wurden. Während die mächtige und härtere Flutfazies heute morphologisch oft deutlich hervortritt, aber stellenweise auch ganz fehlt, wird die weiche und tonig-schluffige Normalfazies viel schneller erodiert und tritt an den Rändern der Keuperschichtstufen morphologisch kaum in Erscheinung.

Der Schilfsandstein am Lemberg besteht aus graugelben bis grünlichen, gut gerundeten, fein- bis mittelkörnigen, mittel bis gut gebankten, stark glimmerhaltigen und tonig-kieselig gebundenen Quarzsandsteinen der Rinnenfazies mit 20 - 30 % Feldspat, mit 12 - 17 % Gesteinsfragmenten (Arkosesandstein) und mit feinsandig-glimmerigen Ton-Schluffsteinlagen (Bild 6, Abb. 25). Die Sandsteine zeigen oft eine Schrägschichtung und Rippelbildung, die durch die Ablagerung im fließenden Wasser entstanden ist. Im Schilfsandstein am Lemberg wurde, wie auch in anderen Aufschlüssen im Raum Stuttgart, ein erhöhter Urangehalt durch die Ausgangsgesteine Gneise und Granite nachgewiesen. Das kann in nahe am oder im Schilfsandstein gegründeten und älteren Gebäuden und v.a. in mit Schilfsandstein gemauerten Kellerräumen zu einer erhöhten Radonkonzentration in der Raumluft führen (*B. Laquai, 2015: Wie kommt Uran an Stuttgart beste Hanglagen?*), siehe Kap. 3.9. Der gut zu bearbeitende aber oft nur mäßig verwitterungsbeständige Schilfsandstein wurde am Lemberg als Baumaterial für das Ludwigsburger Schloss und im Stuttgart-Leonberger Raum in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut ("Stuttgarter Bausandstein", "Killesberg Sandsteinstrang") und hat in der Region als Baumaterial für eine große Anzahl von Gebäuden, Fußböden und Mauerwerken große Bedeutung erlangt.

*Die stratigraphisch höher abgelagerten und damit jüngeren Keuperschichten aus fluviatil-terrestrischen **Bunten Mergel**, aus fluvioklastischem **Kieselsandstein**, **Stubensandstein** und **Rhätsandstein** und dazwischen aus limnisch-äolischen **Knollenmergel**, in Ludwigsburg zusammen ehemals ca. 170 - 180 m mächtig, bilden heute die Steillagen, Verebnungsflächen und die Hochflächen der oft bewaldeten Keuperbergländer rund um das Neckarbecken (Abb. 4e). Diese jüngeren Schichten wurden in Ludwigsburg seit der Heraushebung unseres Landes aus dem Meer vor etwa 145 Mio. Jahren mit Ausnahme des kleinen Schilfsandsteinrestes am Lemberg aber ebenso abgetragen, wie die noch höher liegenden Schichten aus der subtropisch-marinen **Jura-Zeit**. Ablagerungen aus der **Kreide-Zeit** sind in Baden-Württemberg mit Ausnahme von vulkanischen Schlotfüllungen und von möglichen Ablagerungen in Karstspalten nicht bekannt, aber möglicherweise wurden während des Meereshochstandes (Transgression) in der Späten Kreide die südlichen Teile der Juratafel kurzzeitig flach überflutet. Während der etwas kühleren und humiden Kreide-Zeit hat sich in Süddeutschland eine flachwellige Rumpfflächenlandschaft mit nach Süden und Südosten zur Tethys entwässernden, breiten und flachen Tälern gebildet. Durch die Hebung, Verkippung und durch die unterschiedlich starke Abtragung ist ab 30 Ma das sich nach Südosten auffächernde und sich rückverlegende Südwestdeutsche Schichtstufenland entstanden. Seit der Neogen-Zeit ab 18 Ma wurden die flachen Bäche und Flüsse im mittleren und im nördlichen Baden-Württemberg von einem aus dem absinkenden Oberrheingraben bei Heidelberg schnell rückschreitend erodierenden "Rhein-Necker" bis hin zur Schwäbischen Alb angezapft und ihre Fließrichtung wurde nach Norden und nach Westen zum Oberrhein und in die Nordsee umgelenkt (Abb. 19c, 20, 26). Damit wurde das Einzugsgebiet des Rheins vergrößert und das der Oberen Donau deutlich verkleinert. Die Flüsse haben sich seit der Kreide-Zeit bis heute durch die zyklische Hebung des Landes von der Juratafel bis in die älteren Gesteine von Keuper, Muschelkalk und Buntsandstein eingeschnitten. Dabei wurden manche ursprünglichen Flussverläufe auch mehr oder weniger gut durchgepaust. Mehr dazu in Kap. 3.8. Sedimente aus der Paläogen- und Neogenzeit wurden im Bereich des Neckarbeckens nicht abgelagert bzw. sind nicht erhalten. Im Eiszeitalter (Pleistozän) vor 2,6- 0,012 Ma kam es während der zahlreichen Kalt(Eis)-zeiten durch Frost- und Tauphasen zu einer verstärkten physikalischen Verwitterung und Abtragung der Böden und der Gesteine.*

Die heutige Landschaftsoberfläche zeigt den Zustand nach der letzten Würm-Kaltzeit. Die alten, stark erodierten und oft felsartigen mesozoischen Grundschichten wurden während der Kaltzeiten intensiver der Verwitterung ausgesetzt. Auf diesen Verwitterungsbildungen wurden die jungen und oft locker gelagerten, äolischen (Löss) und fluviatil-klastischen Periglazialsedimente aus mehreren Kaltzeiten abgelagert und wurden teils auch mit dem älteren, lehmig-steinigen Verwitterungsschutt vermischt (Permafrost, Kryoturbation, Solifluktion). Heute sind v.a. die Lösssedimente und die Schutt-, Schwemm- und Talkiesedimente der jüngsten Würm-Kaltzeit mit Resten aus der Riss-Kaltzeit und aus älteren Kaltzeiten erhalten. Im Mittelalter hat die zunehmende Bevölkerung auf den fruchtbaren Gäuflächen viel Wald gerodet und diese in Ackerland umgewandelt. Das führte bei starken Regenfällen zu großen Bodenabschwemmungen und zur Ablagerung von mächtigen Auenlehmen in den überschwemmten Tälern (Abb. 17b). Durch die Regulierung der Bäche und Flüsse und durch eine bessere Bewirtschaftung hat diese Erosion und Talsedimentation deutlich nachgelassen. Seit den Flussbegradigungen zur Schiffbarmachung und zum Hochwasserschutz fließt das Wasser aber schneller und heute kann die Tiefenerosion der Flüsse in den Tälern ein Problem sein (Kap. 3.5, 6.8).

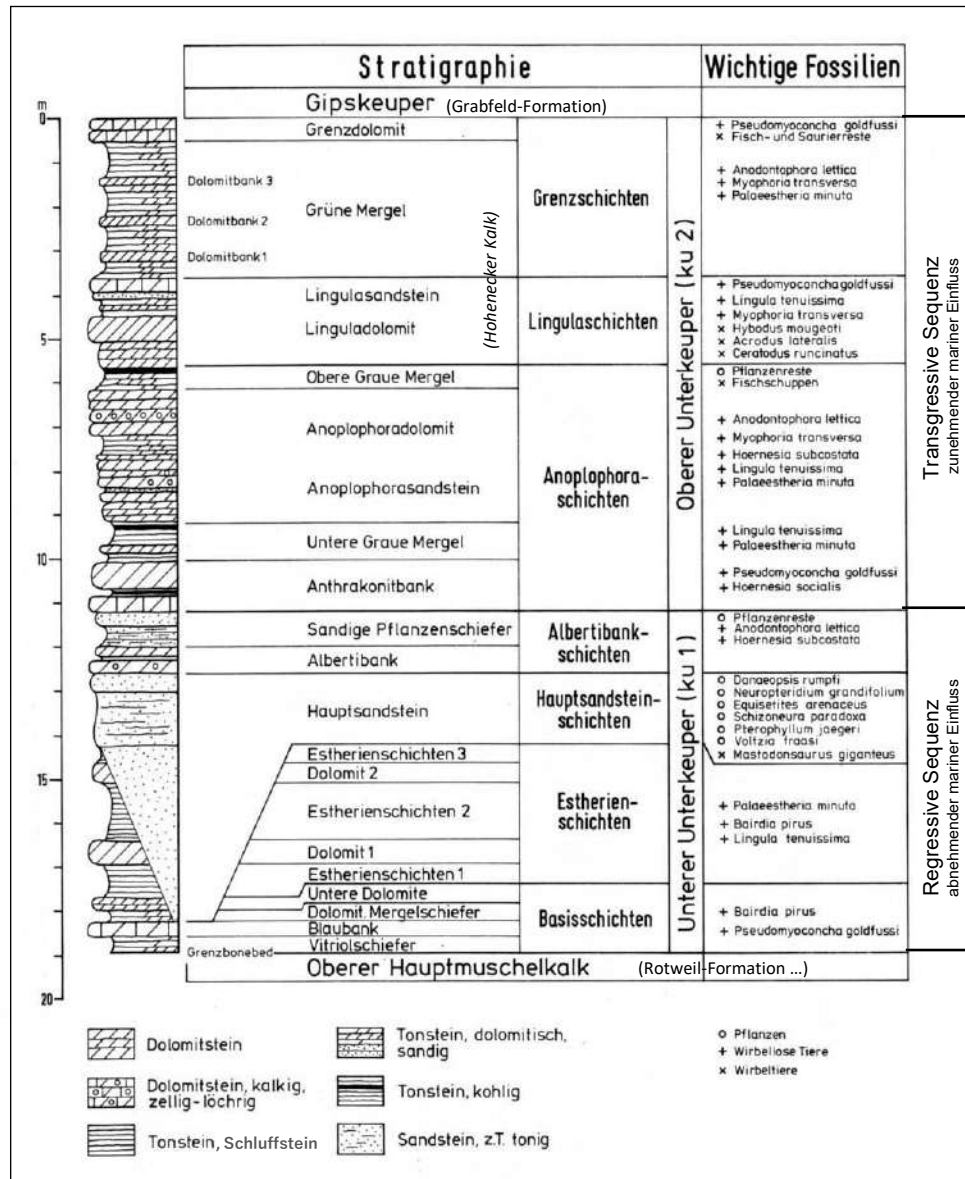


Abb. 14: Geologisches Standardprofil des Lettenkeupers (Erfurt-Formation) - Unterer Keuper- im Raum Stuttgart.

Schichtprofile ergänzt aus: H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg. 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung. LGRB-BW, Freiburg.

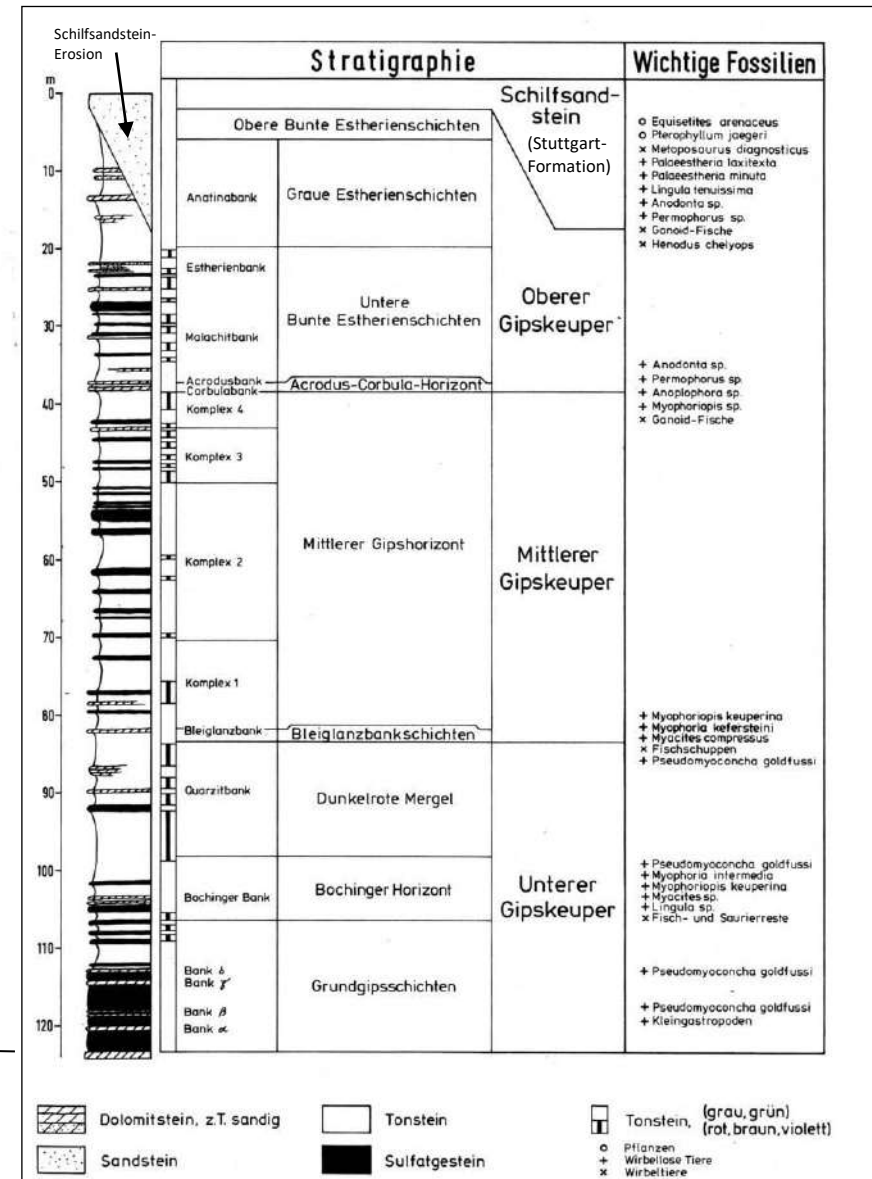
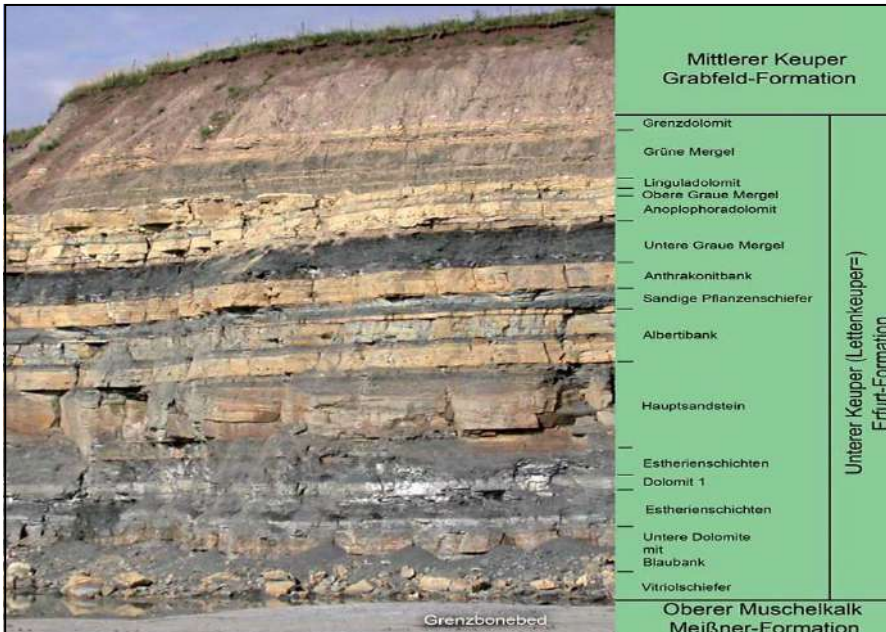


Abb. 15: Geologisches Standardprofil des Gipskeupers (Grabfeld-Formation) - Mittlerer Keuper- im Raum Stuttgart.

Die neue Formationsgliederung ist auch auf Abb. 5 und 4d dargestellt.

**Abb. 15a:****Bild 4: Lettenkeuper (Erfurt-Formation) bei Vellberg-Eschenau.**

Da es in Ludwigsburg keinen kompletten Aufschluss des Lettenkeupers gibt, hier ein Foto des 26 m mächtigen und engschichtig gegliederten Lettenkeupers über dem Oberem Muschelkalk im Steinbruch des Schotterwerks Vellberg-Eschenau. Der Lettenkeuper wird von gelblichen und grauen Dolomitsteinbänken, gelb-grünlichen Sandsteinen und dunkelgrauen, grünlichen und oft dolomitisierten Ton- und Schluffsteinen aufgebaut.

Bild aus: Der Lettenkeuper - ein Fenster in die Zeit vor den Dinosauriern. Herausgegeben von Hans Hagdorn, Rainer Schoch, Günter Schweigert.

Teil 14. Wirbeltierlagerstätten im Lettenkeuper. Hans Hagdorn, Rainer Schoch, Dieter Seegis und Ralf Werneburg. Palaeodiversity 2015, Vol. 8, Naturkundemuseum Stuttgart.

Bildgrafik: Hagdorn 2009.

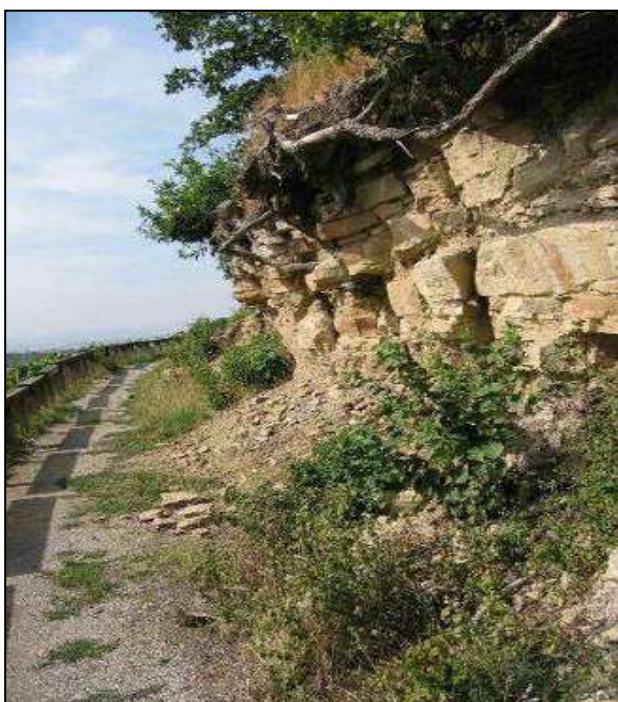
**Bild 5: Unterer Gipskeuper (Grabfeld-Formation) im Gipsbruch am Äulesberg bei Vellberg.**

Da es in Ludwigsburg auch keinen guten Aufschluss des ca. 100 m mächtigen Gipskeupers gibt, hier ein weiteres Foto aus dem Steinbruch Vellberg. Höhe 40 - 50 m,

Unterer- und teils Mittlerer Gipskeuper (Abb. 15):

- Gm Mittlerer Gipshorizont
- WEH Weinsberg-Horizont, Bleiglanzbank
- DRM Dunkelrote Mergel
- ENS Entringen-Sulfat
- BH Bochinger Horizont
- GI Grundgipsschichten
- Glt Rote Gipsletten
- GIP Plattengips
- Glf Felsgips
- darunter Lettenkeuper

Bild ergänzt aus: Zur Erstellung von Rohstoffkarten als Grundlage der Rohstoffsicherung in Baden-Württemberg. LGRB 2019/1. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg.

**Bild 6-1: Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) am Lemberg bei Ludwigsburg.**

Die massigen Sandsteinbänke der Flutfazies bestehen aus fein- bis mittelkörnigem und feldspat- und glimmerhaltigem Arkose-Sandsteinen. Das Material wurde von den Gneis- und Granitgebirgen im fast 2000 km nördlich gelegenen fennoskandischen Raum abgetragen und durch Starkregen und Schichtfluten in einem breit verzweigten Flussdelta weit nach Südwesten in das Mitteleuropäische Becken und in das südlich gelegene Tethys-Meer transportiert. Fortsetzung nächste Seite.

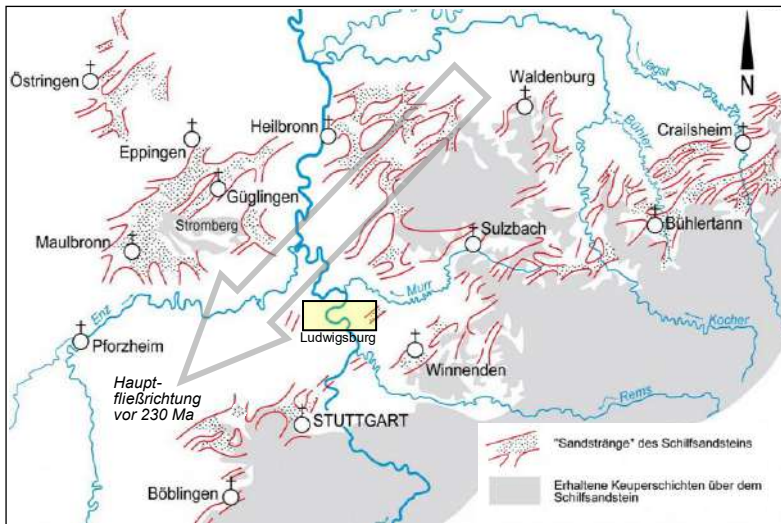


Bild 6-2 oben: Stränge des Schilfsandsteins (Stuttgart Formation) an den Rändern des baden-württembergischen Keuperberglandes.

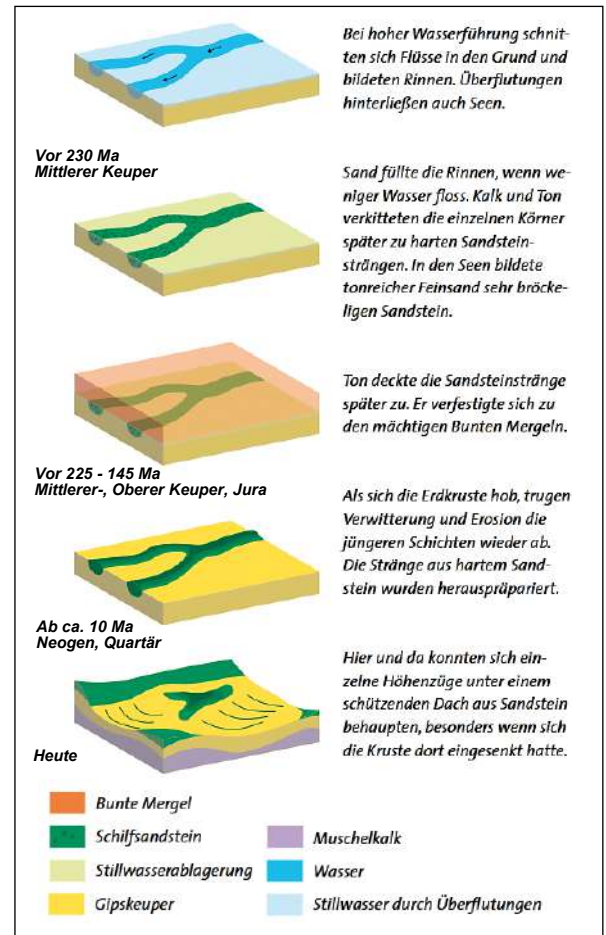
Die gepunkteten Bereiche sind kartierte Sandsteinstränge der heute noch erhaltenen und stark verzweigten Deltaarme der Flutfazies. Die begrenzenden Linien sind die teils gesicherten und teils mutmaßlichen Rinnengrenzen. Die grauen Gebiete die heute noch erhaltenen Keuperschichten über dem Schilfsandstein. Die Reste der Schilfsandsteinrinnen wurden an den erodierten Rändern der Keuperbergländer wegen ihrer Härte und oft auch in tektonischen Tieflagen (Mulden, Gräben, Zeugenberge) etwas herauspräpariert, schützen den weicheren Gipskeuper-Untergrund vor der schnellen Abtragung und sind heute oft als Felsen und als Verebnungen gut erkennbar.

Grafik oben ergänzt aus: Webseite LGRB-Wissen, Rohstoffgeologie, Schilfsandstein. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg.

Bild rechts: Bildung, Hebung, Erosion und heutige Situation.

Grafik rechts aus: Webseite Geologischer Lehrpfad. Geologische Besonderheiten in Gerlingen. Stadt Gerlingen, Verein für Heimatpflege Gerlingen e.V.

https://heimatpflegeverein-gerlingen.de/Geologie_Tafeln.pdf



3.4.1 Fossilien im Keuper

Im Vergleich zum marin geprägten Oberen Muschelkalk veränderten sich die Klima- und Ablagerungsbedingungen zur Keuper-Zeit deutlich. Der Meerwasserzufluss in das Mitteleuropäische Becken wurde immer mehr eingeschränkt. Es bildeten sich flache und verlandende Buchten und Rinnen mit Sumpfgebieten, die im kontinentaler werdenden Klima immer wieder austrockneten. Die marine Lebenswelt wurde zunehmend von brackischen und limnischen Lebensformen abgelöst. In abgeschnürten Meeresbecken und nach vereinzelt, kurzen Meeresvorstößen, kam es im sehr warmen und an Mineralien übersättigten Wasser zur Eindampfung und Absetzung von Karbonatsedimenten, Sulfatsedimenten und von Salzen. Der Keuper ist wegen dieser für das Leben oft schwierigen Verhältnisse in den terrestrisch und fluvioklastisch geprägten Lebensräumen insgesamt fossilarm. Mit den örtlich auch in größerer Anzahl gefundenen Fossilien können die damals vorherrschenden Lebens- und Klimabedingungen aber gut rekonstruiert werden.

- Fossilien im Lettenkeuper

Der engschichtig gegliederte Lettenkeuper ist der fossilreichste Abschnitt im Keuper, aber mit einer geringeren Artenvielfalt als im Muschelkalk. Hier findet man einen genauso raschen Wechsel der Fossilgemeinschaften aus dem festländischen Milieu, aus Brackwasser und Süßwasser und auch marine Fossilien. Eine biostratigraphische Altersgliederung ist wegen des Fehlens von Leitfossilien nicht möglich. Daher wird der Lettenkeuper lithostratigraphisch mit Hilfe der Karbonatsteinbänke gegliedert. Durch einen Anstieg der Salinität des Meeres in der betrachteten Region wurden die Lebensbedingungen schlechter und die Fauna verarmte. Im oft flachen und von Gezeiten beeinflussten Brackwasser fehlen daher Ceratiten und kalkschalige Brachiopoden. Muscheln wie *Myophoria goldfussi* sind darum entscheidend für die Zuordnung der Schichten. Eine Änderung der biotischen Bedingungen lässt auch Funde von Fisch- und Saurierresten zu. Auch Fossilien von landlebenden Sauriern treten auf. Somit gab es zumindest Zeitweise eine Verbesserung der Lebensbedingung für diese Arten. An der Basis des Lettenkeupers liegt das fossilreiche und oft nur 1 cm mächtige Grenzbonebed mit Schuppen und Zähnen von Fischen und Knochenresten von Sauriern. Im höheren Unteren Keuper findet man in der sogenannten Anthrakonit-Bank reichlich Fossilien (Unionites) und Bonebed-Lagen. Im dolomitischen Mergelschiefer treten dann neben Bonebed-Lagen Palaeoestherien, Linguliden - eine Brachiopoden Art (Abb. 16, Nr. 6) und Ostracoden - winzige Muschelkrebse von 0,5-2 mm auf (Nr. 5). In den Unteren Dolomiten lassen sich Bonebed-Nester mit *Lingula*-Schalen finden, zudem Grabgänge und Pflanzenreste. Das häufigste Auftreten von Pflanzenresten, die stellenweise als mächtige, inkohlte Lagen (Lettenkohle) auftreten können, findet sich jedoch im jüngeren Anoplophora-Dolomit. Schachtelhalme (Nr. 11) sind hierfür ein gutes Beispiel. Im nördlichen Bereich von Ludwigsburg zwischen Hoheneck und Eglosheim wurde im

stratigraphischen Bereich des Lingula-Dolomits, der Grünen Mergel und des Grenzdolomits eine spezielle Fazies (Ausbildung) des Gesteins gefunden. Fundstätten dieses **"Hohenecker Kalks"**, dessen Fazies von Asperg bis nach Winnenden und Waiblingen zu finden ist, sind zwei ehemalige Steinbrüche in Hoheneck beim Tierheim und in Eglosheim-Maurach. Der Hohenecker Kalk ist ein gelblicher, körniger, stark poröser und recalcitierter Schilddolomit mit einer Mächtigkeit von 8 - 9 m. Die Porosität und somit seine gute Bearbeitbarkeit macht ihn zu einem guten Baumaterial. Die dort gefundene, reichliche Fossilienfauna und -flora lässt einen eng begrenzten und küstennahen, marinen bis marin-brackischen Flachwasserbereich mit recht, günstigen Lebensbedingungen vermuten, der sich von den weniger fossilreichen und gleich alten Lingula-Schichten durch viele und auch aufgearbeitete Fossilreste abhebt. Eine große Muschelfauna, die von *Myophoria intermedia*, *Costatoria goldfussi*, *Unionites*, *Bakevellia substriata*, *Pleuromya* und *Pseudocorbula* dominiert wird, zeigt ein deutlich marines Gepräge. Zusätzlich sind noch Gastropoden (Schnecken) zu finden. Teilweise wurden größere Wirbeltierknochen und Zähne verzeichnet, die aber meist stark zerbrochen und abgerollt waren, was auf einen Transportweg schließen lässt. Auch Haifischzähne (Nr. 7, 8) und Flossenstacheln gibt es im Hohenecker Kalk. Doch erst durch zahlreiche Funde von Reptilien und Lungenfisch-Zahnplatten der Gattung *Ceratodus* und *Ptychoceratodus* wurde der Hohenecker Kalk berühmt. Dennoch war auch für diese großen Fische hier nicht immer der richtige Lebensraum, da viele der Zahnplatten Abrollerscheinungen zeigen, also noch zerbrochen und transportiert wurden. Erstmals gelang es ein zusammenhängendes Skelett von einem *Pachypleurosaurier*, den *Neusticosaurus*, freizulegen. Es wurden auch etwa 100 dieser kleinen Saurier auf einer Stelle gefunden, was natürlich sehr ungewöhnlich ist. Daher werden hier besondere Umstände, wie ein kleines, lokales Massenaussterben vermutet. Die toten Tiere wurden dann von der Strömung verdriftet und an einer geeigneten Stelle zusammengeschwemmt, abgelagert und fossilisiert. Knochenreste von mehreren Metern großen *Nothosaurus giganteus* wurden auch gefunden.

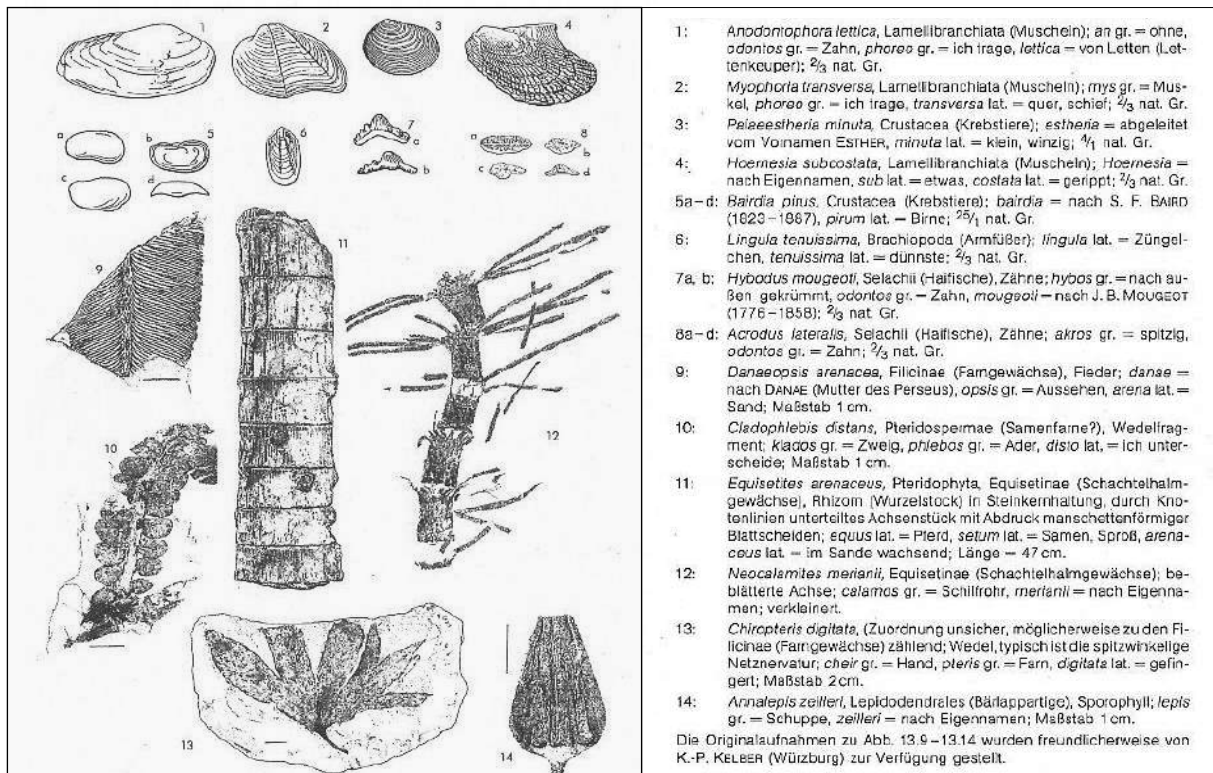


Abb. 16: Lebewelt und Fossilien des Unteren und des Mittleren Keupers.

Grafik und Text aus H. Brunner (1998): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung*, Hrsg.: LGRB-BW, Freiburg.

- Fossilien im Gipskeuper

Die mächtigen Tonsteinserien des Gipskeupers werden von den kompakten Grundgipsschichten und weiter oben auch von engschichtigen und knolligen Sulfathorizonten durchzogenen. Dünne Karbonatsteinhorizonte machen eine lithostratigraphische Gliederung möglich. In den Tonsteinen finden sich vereinzelt Muscheln, wie *Myophoria goldfussi*, die Krebstiere *Euestheria minuta*, Fische und nicht näher bestimmbare Schnecken. In der Bleiglanzschicht des Gipskeupers finden sich zudem Muschelschalennester mit kleinen Knochenbruchstücken die sich bis hin zu Lagen ausbreiten können. In den Estherienschiefern tritt dann eine reichhaltigere Fauna mit verschiedenen Muschelarten der Lamellibranchiaten (Abb. 16, Nr. 1 - 4) auf. Auch das Leitfossil des Gipskeupers *Palaeostheria fimbriata* wurde in dieser Schicht abgelagert.

- Fossilien im Schilfsandstein

Über dem Gipskeuper folgen die teilweise in diesen erosiv eingeschnittenen Gesteine des Schilfsandsteins. Namensgebend waren hier die häufig gefundenen Reste von Schachtelhalmgewächsen (*Equisetite arenaeus*, Abb. 16, Nr. 11), die man früher für Schilf hielt. Die ebenfalls gefundenen, fossilisierten oder inkohlten Reste von anderen Pflanzenarten (Abb. 16, Nr. 9 - 14) lassen auf üppig bewachsene Sumpflandschaften schließen, die sich zwischen den sandigen Flussarmen und Tälchen eines interferierenden Flusssystems in den tonig-feinsandigen Stillwasserbereichen der Normalfazies ausgebreitet haben. Örtlich lassen sich auch dünne Kohleschichten im Gestein erkennen. Diese bildeten sich nach Anschwemmung und Anhäufung der abgestorbenen Vegetation und Inkohlung durch den hohen Druck der später überlagernden Schichten. Neben Fossilien der Flora sind im Schilfsandstein gelegentlich auch Muscheln und Reste von Dachschildlurchen, von Theropoden - eine Unterordnung der Saurier und eine kleine Panzerechse, *Dyoplax arenaceus* zu finden.

3.5 Sedimente der Quartär-Zeit (Pleistozän und Holozän; 2,6 Millionen Jahre bis heutige Zeit, siehe Kap. 6.8) (Pleistozän gr. Das am meisten Neue, Holozän gr. Das völlig Neue)

*Die heutige Landoberfläche wird vielerorts von den 0,5 - 5 m, örtlich bis über 10 m mächtigen, oft gemischtkörnigen und oft wenig verfestigten Deckschichten aus der Zeit des Quartärs gebildet. Das Quartär gliedert sich in das **Pleistozän** = Eiszeitalter vor 2,6 Ma bis 12.000 Jahren BP und in das **Holozän** = Jetztzeit und Warmzeit seit 12.000 Jahren. In dieser Zeit wurden weite Teile unseres Landes durch einen mehrfachen Wechsel von Glazialen und Interglazialen morphologisch deutlich geprägt. Schon während der Paläogen-Zeit vor 34 Ma und verstärkt ab dem Übergang in die Quartär-Zeit vor etwa 5 - 2,6 Ma begann sich das Klima auf der Erde zu verändern. Die auch in höheren Breiten sehr warmen Klimaverhältnisse von der Perm-Zeit bis zur Mitte der Neogen-Zeit wurden unbeständiger und kühler. Ursache waren vermutlich starke Veränderungen auf der Erdoberfläche, wie z.B. die Bildung des Himalayas, die Bildung der Landbrücke von Mittelamerika mit der Bildung des Golfstroms und die Bildung des Zirkumpolarstroms um die zum Südpol wandernde Antarktis mit deren zunehmender Vereisung. Diese Veränderungen der Meeresströmungen und der großräumigen Luftzirkulationen haben zu einer Klimaverschlechterung durch Abkühlung geführt. Somit konnten sich die permanent wirksamen und zyklischen Änderungen der Erdbahnparameter (Exzentrizität -> Weite der Umlaufellipse - hat die stärkste Klimawirksamkeit, Obliquität -> Neigung der Erdachse zur Bahn, Präzession -> Pendelung (Schwingung) der Erdachse um die Bahnebene) auf das Klima weit stärker und schließlich taktgebend auswirken, als in den vorangegangenen und viel wärmeren Zeiten des Mesozoikums. Damals gab es nur geringere Klimaschwankungen ohne Vereisungspasen. Seit dem Beginn der Pleistozän-Zeit vor 2,6 Ma kam es schließlich zu etwa 40 kleineren und ab dem Bavel-Mindel-Komplex vor 1 Ma zu etwa 12 ausgeprägteren Zyklen von Kaltzeiten mit Vereisungen von den Polen bis in die kühlgemäßigten Breiten von durchschnittlich um die 100.000 Jahren Dauer, unterbrochen von kurzen Warmzeiten von 15.000 - 40.000 Jahren Dauer. Während der Kaltzeiten kam es durch die Umwandlung von viel Meerwasser über Schneeniederschläge in Eis zu großflächigen und engzyklischen Gletscherbildungen auf den nördlichen Festländern und in Südamerika. Während der jüngeren Kaltzeiten von Bavel-Mindel, Hoßkirch, Riß und Würm gingen die Temperaturen besonders stark zurück und es bildeten sich kilometerdicke Eismassen, die vom Nordpol bis in die gemäßigten Breiten von Eurasien und Nordamerika vorgestoßen sind. Auch viele Mittel- und Hochgebirge und deren Vorländer, sowie die südlichen Anden wurden von diesen Vergletscherungen erfasst (Abb. 1d und Kap. 6.8). Dabei kam es zu weltweiten Absenkungen des Meeresspiegels um bis zu 130 m mit dem Trockenfallen großer Landflächen.*

*In der **Pleistozän-Zeit** wurde während der zyklischen Kaltzeiten auch das Alpengebirge mit Ausnahme der höheren Berggipfel immer wieder vollständig vergletschert (Abb. 6.73). Das Gletschereis ist in den besonders kalten Hochglazialphasen durch die großen Alpentäler oft bis in die Vorländer rund um die Alpen herausgetreten und diese Vorlandgletscher (Piedmont-Gletscher) haben das westliche und das nördliche Alpenvorland mehrfach und im Norden auch bis über die Donau hinaus mit hunderte Meter mächtigem Eis überfahren. Nach dem Abschmelzen der Gletscher in den kurzen Warmphasen sind die auf und im Gletscher mitgeführten und abgeschürften fein- bis grobklastischen und locker gelagerten Sedimente (Lockersedimente) als oft schlecht sortierte Grundmoränen und Endmoränenwälle, als kiesige Drumlinhügel und als rinnenförmige sandig-kiesige Schmelzwassersedimente liegengeblieben und sind als Eiszerfallslandschaft im Alpenvorland heute landschaftsprägend (Abb. 6.69). Von den mit Schutt bedeckten Gletscheroberflächen und aus den langgezogenen Schotterfluren wurden feinkörnige Löss-Sedimente durch starke Winde in die eisfreien Gebiete geblasen und dort abgelagert. Die mittlere Temperatur in den kurzen Sommern lag bei unter 8 °C, heute liegt sie übers Jahr bei 16 °C. Man nimmt an, dass während der Kaltzeiten im Strohgau bis zu 50 m Gesteinsschichten abgetragen wurden und sich der Neckar um bis zu 80 m eingetieft hat. Die Schichtstufen von Muschelkalk, Keuper und Jura wurden in der Pleistozän-Zeit durch die starke Frostverwitterung weiter versteilt. Die Rückverlegung ("Wandern") der Schichtstufen erfolgt aber nicht alleine durch flächenhafte Erosion direkt am Stufenrand (Denudation). Abhängig von der lokalen Tektonik, vom Gewässernetz und von der klimatisch bedingten Verwitterungstiefe ist das ein komplexes Zusammenwirken von Flächenerosion, Rutschungen, Felsstürzen und Schollengleitungen mit den Bachverästelungen vom Vorland tief in die Stufen hinein. Dort kommt es zu einer Hinterschneidung und Rückseitenerosion und schließlich zur Zerlappung der Stufen in Ausliegerkomplexe und zu deren Zerlegung und Erosion von allen Seiten mit der Bildung weiträumiger Buchten. Auch die unterschiedliche Härte und Wasserdurchlässigkeit und damit die Verwitterungsresistenz der Gesteine spielen hier eine wichtige Rolle.*

Während der Kaltzeiten gab es im heutigen Strohgau nie eine Gletscherbedeckung und in den Tundren und Mammutschritten (Steppentundra) herrschte ein kaltes und trockenes Periglazialklima mit Gräser und niedrige Sträucher, die die Fauna aus Mammutschritten und Rentierherden etc. gut ernähren konnte. Der Boden in diesem Periglazialgebiet mit Klimaverhältnissen wie heute in Nordsibirien war oft bis zu 100 m tief gefroren und während der kurzen Sommer tauten die Permafrostböden an

der Oberfläche zu einer breiigen und schon bei leichter Hangneigung rutschenden und auch fließfähigen Masse auf. Die Festgesteine und besonders die tonhaltigen Gesteine des Gipskeupers, des Lettenkeupers und des Muschelkalks wurden durch diese sommerlichen Frost-Tauwechsel im dann wassergesättigten Boden über dem festen Permafrostboden entfestigt und mechanisch zu einem tonig-bindigen, schluffigen, sandigen und unterschiedlich steinigen **Frost- und Verwitterungsschutt** aufgearbeitet. Durch Kryoturbation mit den sie überlagernden Lösssedimenten vermischt, konnte diese Auftauböden schon bei geringem Geländegefälle breitflächig ins Rutschen kommen und wurden zu oft gemischtkörnigen und breiigen **Fließerden** und zu **lössführenden Fließerden** mit eingeregelter Steinkomponenten umgelagert (Bodenfließen, Geli-Solifluktion). Bei höherem Gefälle kam es zu Anschwemmungen von schluffig-sandigen, teils steinigen und karbonatfreien **Hanglehmen** in die Senken und Tälchen. An den steilen Hängen und tieferen Talflanken des Schichtstufenlandes entstanden durch die Frostverwitterung der schwerer verwitterbaren mesozoischen Felsgesteine und durch gravitative Fließ- und Rutschvorgänge oft mächtige und schlecht sortierte steinig-lehmige **Hangschutt- und Talschuttmassen**. In den flachen Muldentälchen der Gäuflächen und in den Bachläufen sind **Junge Talfüllungen** aus Talkiesen, Abschwemmmassen (Hanglehmen), Auensedimenten, Hochflutsedimenten und Altwasserablagerungen zu finden. Dazu gehören auch die in den flachen Tallagen des Gipskeupers ausgedehnten, oft sehr feuchten und anmoorigen Flächen mit einem hohen Anteil an organischen Bestandteilen, z.B. in der Subrosionslandschaft am Monrepos und im Altachgraben (dunkle Altwasserablagerungen). Diese sind durch die weiträumige Auslaugung der Grundgipsschichten und der damit verbundenen Gefällsreduzierung der Bäche entstanden. Die tonig-schluffig-sandigen, z.T. steinigen und schwach kalkigen bis kalkfreien Abschwemmmassen wurden in den flachen Muldentälchen auf den Gäuflächen oft vermischt mit dunklen organischen Bestandteilen und mit Lösslehm zusammengeschwemmt und sind später auch teils durch die Waldrodungen entstanden. An den steilen Keuperstufenrändern kam es stellenweise zu breiten und tiefer reichende **Schollengleitungen** der Grundsichten im Felsverband, in Ludwigsburg sind aber keine bekannt. Die Landoberfläche im Strohgau besteht heute breitflächig aus den mehrere Meter mächtigen **Lösssedimenten** der Riß- und der Würm-Kaltzeit, die an der Oberfläche zu fruchtbarem Lösslehm verwittert sind. Während der 2 bis 3 Riß-Kaltzeiten vor 380.000 - 125.000 Jahren und während der Würm-Kaltzeit vor 115.000 - 12.000 Jahren wurde der Löss als feiner Gesteinsstaub durch starke Südwestwinde aus den vegetationsarmen und oft abgetrockneten Schotterebenen des Oberrheingrabens und z.T. von den waldfreien Höhen des Schwarzwalds ausgeblasen und auf den östlich gelegenen Grassteppen und baumlosen Mammutsteppen des heutigen Strohgaus als gelblich-hellgraue und 0,5 - 5 m und stellenweise bis über 10 m Meter mächtige **Lössdecken** abgelagert. Diese sind heute an der Oberfläche oft 0,5 m bis über 1 m tief zu hellgelb bis mittelbraun gefärbten **Lösslehm** verwittert. Ohne den Löss und dem Verwitterungsprodukt Lösslehm mit Parabraunerden und mit Schwarzerden wäre der Anbau von Nutzpflanzen im Strohgau und auch weltweit nicht so ertragreich. Unterstützt durch die zyklische tektonische Hebung unseres Landes schnitten sich die größeren Flüsse vor allem während der schmelzwasserreichen Phasen zu Beginn und am Ende der Kaltzeiten in die Landschaft ein. Sie hinterließen zunächst auf den Hochflächen konglomeratistische Reste ehemals mehr oder weniger flächiger **Höhen- und Deckenschotter** und nach ihrer stufenweisen Tiefenerosion an den Talflanken Reste der eingeschnittenen und eingeschachtelten **Terrassenschotter**. Die 10 - 20 m über der heutigen Neckaraue liegenden und oft schon konglomeratistisch verfestigten Schotterreste stammen aus den Riß-Kaltzeiten und die höher liegenden Konglomeratreste stammen aus älteren Kaltzeiten (Abb. 17, 17a, Bild 13, 14). Die sandigen und unverfestigten **Talkiese** (Bach- und Flussablagerungen) mit örtlichen Schlicklinsen (Faulschlamm) in der heutigen Aue des Neckartals gehören zu den "Jungen Talfüllungen" und stammen aus der Würm-Kaltzeit und aus dem Holozän. Sie bestehen großteils aus überwiegend gerundeten Jurakalken und wurden im Neckartal in zahlreichen Kiesgruben abgebaut und in der Bauindustrie verwendet. Die über den unverfestigten und würmzeitlich-holozänen Neckarschottern liegenden, graubraunen und schluffig-feinsandig-tonigen **Auenlehme** wurden durch Hochwasserereignisse im Altertum und im Mittelalter abgelagert, z.B. beim verheerenden Magdalenen-Hochwasser im Juli 1342. Ursache war die damals großflächig betriebene Waldrodung, die zu starken Bodenabschwemmungen geführt hat. Es gab damals in Deutschland weit weniger Wald als heute. Im Neckartal gibt es am Zipfelbach bei Poppenweiler und bei der Kläranlage Hoheneck flache **Schwemmfächer** mit kiesig-sandigen Ablagerungen aus den in das Neckartal eintretenden Seitentälern. Durch die Verringerung des Gefälles vom steileren Seitental in das flachere Neckartal werden die gröberen und schwereren Sedimente nicht weitertransportiert und werden bis heute fächerförmig abgelagert. An einigen Quellen und Bächen in Ludwigsburg findet man **Süßwasserkalke**. Diese entstehen durch das Ausfällen von Kalk beim Erwärmen und Verdunsten des Wassers. Der Kalk umschließt auch Pflanzen wie z.B. Moose und erhält dann eine poröse Struktur. An der Straße von Poppenweiler nach Hochdorf wurden früher in einer kleinen Kiesgrube Travertin abgebaut. **Travertin** (Lapis tiburtinus nach einem Vorkommen am Tiber bei Rom) ist eine Quellschotterablagerung (Sauerwasserkalk), die überwiegend während der Warmzeiten gebildet wurde. Das Grundwasser wurde hier mit aufsteigendem Kohlendioxid (CO_2) aus Entgasungen der tieferen Erdkruste angereichert und ist als kohlensaures Wasser (H_2CO_3) an tektonischen Störungszonen ausgetreten. Durch das Entweichen des Kohlendioxids am Quellaustritt infolge der Temperaturzunahme und des Druckabfalls haben sich die im Grundwasser gelösten Karbonate als eisenhaltige und gelbbraun gebänderte Sauerwasserkalke, oft mit Einschlüssen von fossilisierten Pflanzen- und Tierresten, gebildet. Das heute zugeschüttete Kiesvorkommen ist der Rest einer Schotterterrasse aus dem Frühen Pleistozän. Sehr bekannt sind die großen Travertinvorkommen in Stuttgart in der Innenstadt, in Bad Cannstatt, in Münster und in Untertürkheim, die als Werksteine abgebaut wurden. Der Travertin wurde dort an den tektonisch angelegten Austrittstellen der Mineralquellen v.a. in den warmen Zwischenkaltzeiten und im Holozän großflächig abgelagert. Das Quellwasser wird mit Kohlendioxid angereichert, das aus der Erdkruste oder aus dem Erdmantel aus über 30 km Tiefe an tektonischen Spalten aufsteigt.

Das damit stark kohlesäurehaltige Wasser (über 1 g/l H_2CO_3) steigt seit etwa 500.000 Jahren im Bereich von Störungszonen des Fildergrabens aus dem verkarsteten Oberen Muschelkalk und aus dem Buntsandstein auf und bildet mit einer Schüttung vom mehr als 500 l/Sekunde das bedeutendste Mineralwasservorkommen in Deutschland und nach Budapest das zweitgrößte in Europa. Mehr zum Pleistozän siehe Kap. 6.8.

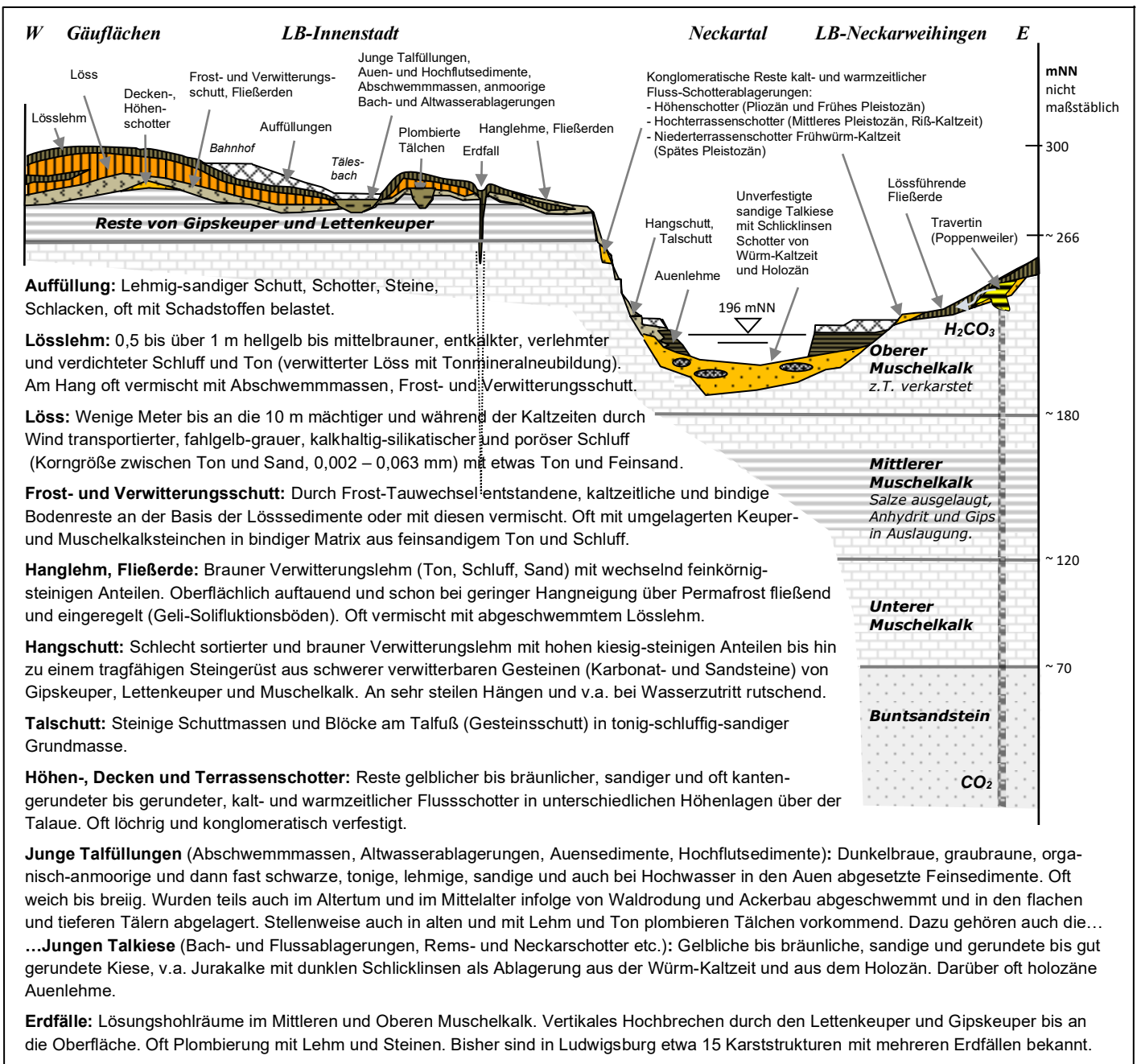


Abb. 17: Profilschnitt mit den quartären Deckschichten auf den Gäuflächen, in Hanglagen und im Neckartal (schematisch und überhöht).

Über den oberflächennah lehmig-steinig verwitterten und darunter oft felsartigen Grundschichten von Gipskeuper, Lettenkeuper und Muschelkalk liegen, z.T. mit diesen umgelagert, wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Deckschichten aus den Kaltzeiten und aus warmzeitlichen Verwitterungs- und Bodenbildung. In der **"Baugrunderkarte der Stadt Ludwigsburg"**, siehe Webseite, sind die Grundschichten und die unterschiedlich mächtigen Deckschichten mit ihren bodenmechanischen Eigenschaften beschrieben und in einer Karte dargestellt.

Quartäre Sedimente spielen eine bedeutende Rolle als Baugrund, Rohstoff, Grundwasserträger und auch als mögliche Gefahrenquelle in Form von Massenbewegungen. Nichtbindige Sedimente, wie lockerere Sande und Kiese, sind vor allem als Baustoffe für den Straßenbau und als Betonzuschlagstoffe begehrt. Sehr reine Quarzsande (um die 98 %) spielen in der Glasindustrie eine wichtige Rolle. Schwachbindige Gesteine, wie schluffige Lehme, haben große Bedeutung für die Herstellung von Mauerziegeln. Bindige Sedimente, wie Lehme und Tone, sind wichtig für die keramische Industrie, Ziegelherstellung und für die chemische Industrie, zum Beispiel als Flussmittel. Massive bzw. zementierte Gesteine, wie zum Beispiel Travertin oder ein poröser Kalkstein, spielen als Werk- und Dekorsteine eine gewisse Rolle in der Architektur. Quartäre Sedimente sind oft der Boden, auf und in dem wir bauen und spielen bei geringer Wasserdurchlässigkeit auch im Deponiebau eine wichtige Rolle. In vielen Landschaften sind kiesig-sandige Talsedimente von Pleistozän und Holozän als Grundwasserspeicher von Bedeutung.

Zusammengestellt nach David Bressan Geoconsult, <http://www.bressan-geoconsult.eu/>

3.5.1 Löss, Lösslehm

Löss (schwäb.-elsässische Mundart lösch = locker) ist ein vom Wind getragenes (äolisches), poröses, locker verkittetes und oft vertikal schwach geklüftetes Sediment aus gut sortiertem Gesteinsstaub, überwiegend in der Schlufffraktion mit unterschiedlichen Ton- und Feinsandanteilen. Löss bedeckt etwa 10 % der Landoberfläche der Erde und wurde in Mitteleuropa vor allem während der kalten und trockenen Hochglazialzeiten (Würm, Riß und älter) aus den vegetationsarmen und oft abgetrockneten Schotter- und Schuttflächen auf und vor den Gletschern und aus weitläufigen Flussschotterebenen durch starke und beständig wehende Winde im Sommer und im Herbst ausgeblasen und mit nachlassender Windgeschwindigkeit in grasbewachsenen Muldenlagen, auf Verebnungsflächen und in Leegebieten abgelagert. (Abb. 42). Heutzutage findet Lösssedimentation z.B. in Zentralasien statt, wo Staub aus den Wüstengebieten in die randlichen Grassteppen ausgeblasen wird. Im Strohgäu ist Löss teils flächig und teils inselartig verbreitet und das Verwitterungsprodukt Lösslehm begründet die hohe Fruchtbarkeit dieser Landschaft. Der im Raum Ludwigsburg oft 1 - 5 m und stellenweise bis über 10 m mächtige Löss wurde großteils aus den abgetrockneten Überschwemmungsgebieten der Schotterebenen des Oberrheingrabens und in geringem Umfang von den Hochflächen des damals waldfreien Schwarzwaldes durch stark wehende Südwestwinde ausgeblasen und nach Osten transportiert. Bei diesem luftgetragenen Transport wurden die großen und schweren Sandpartikel schon nach einer kurzen Transportstrecke wieder abgelagert, wie z.B. die Dünen bei Hockenheim und Schwetzingen, während die feinen und leichten Schluff- und Tonpartikel weiter transportiert wurden. Mit nachlassender Windgeschwindigkeit wurde der Staub im Windschatten von Tal- und Beckengebieten, auf den Verebnungen der Gäuflächen, auf einigen Hochterrassenflächen im Neckartal und auf der Filderebene abgelagert. Unterstützt wurde die Sedimentation durch das Einfangen des Staubes von den Gräsern und niedrigen Sträuchern in der baumlosen Steppe und Tundra. Mit zunehmender Sedimentbildung wurde die niedrige Vegetation zugeschüttet und hat nach ihrem Absterben und Auflösung in vielen Lössablagerungen eine vertikal-haarröhrenförmige Textur hinterlassen, die stabilisierend und gut drainierend wirkt. Das führt zusammen mit der kantigen Kornform der Lösskörner und mit der sekundären Kalkzementation zu einer hohen Standfestigkeit und macht heute die Bildung von tiefen Hohlwegen mit steilen Wänden möglich, z.B. die Lechtsteige in Neckarweihingen (Bild 11). Wird der Löss jedoch fluviatil umgelagert und verwittert (Schwemmlöss, Sekundärlöss, Lösslehm), verliert er diese guten Struktureigenschaften. Er wird dann weich und ist rutschgefährdet. Der gut zerreibbare und hellgelbliche bis graue und fahlbraune Primärlöss ist ungeschichtet, homogen und durch Kalk schwach verfestigt. Löss besteht zu 50 – 80 % aus Quarzkörnern mit bis zu 30 % Karbonaten (Kalk und Dolomit), mit Beimengungen von 10 – 20 % Feldspäten, 5 – 20 % Tonmineralen und aus anderen Mineralen, z.B. Eisenoxide. Charakteristisch ist die poröse Struktur mit einem Porenvolumen von bis zu 40 %. Der Löss im Neckarland besteht aus 60 % Quarz, 10 – 20 % Feldspat und 10 – 30 % Kalk. Die Korngröße liegt je nach dem Ausgangsgestein und der Entfernung zum Liefergebiet im Mittel- bis Grobschluffbereich (0,006 bis 0,063 mm) und oft mit weit streuenden Beimengungen von Feinsand und Ton. Im Löss werden oft Reste von Schneckengehäusen und gelegentlich Zähne und Knochen von Säugetieren gefunden. Im feuchten und warmen Klima der Warmzeiten (Eem-Warmzeit und Jetztzeit) verwitterten die oberen 0,5 - 1,5 m des Lösses zu hellgelb bis mittelbraun gefärbtem, dichter gelagertem und tonig-schwach feinsandigen und kalkfreiem Schluff mit hoher Kapillarität. In diesem **Lösslehm** kann sich die Bodenfeuchte lange halten und oberflächennahes Grund- und Schichtwasser kann in der röhrenartigen Textur kapillar weit aufsteigen. Das führt zu einem hohen Anteil an pflanzenverfügbarem Bodenwasser und ist zusammen mit dem hohen Mineralgehalt und mit der guten Bearbeitbarkeit dieses Bodens mit ausschlaggebend für die hohen landwirtschaftlichen Erträge im Strohgäu. Bei der Verwitterung werden die Karbonate durch das kohlensäurehaltige Niederschlagswasser und durch die Humussäuren der Waldböden gelöst und in tiefere Bodenhorizonte verlagert. Dort werden sie oft in Kalkkongregationen als sogenannte "Lösskindl" ausgeschieden und es können sich auch Eisen-Mangankongregationen bilden (Bild 15). Durch die Oxidation der Eisenverbindungen im karbonatischen Bindemittel kommt es zu einer rötlich-braunen Verfärbung des Bodens (Eisenhydroxide, Goethit, Limonit). Dabei überziehen die entstandenen Eisenhydroxide als dünne Häutchen die Mineralkörner. Die Feldspäte und andere Silikate werden zersetzt, in feinere Tonminerale umgewandelt und der Boden verschlämmt und verdichtet sich. Durch weitere bodenbildende Prozesse (Tonverlagerung etc.) entstehen schließlich die für Lössgebiete in den gemäßigten Breiten charakteristischen, gut durchlüfteten und fruchtbaren Braunerde-, Parabraunerde- und Schwarzerdeböden. Im nördlichen Bereich der Ludwigsburger Markung ist der Lösslehm oft zu einer **lössführenden Fließerde**, gelegentlich mit Hangschutt, umgelagert. Lösslehm ist oft sehr feucht, kann breiige Zonen enthalten und ist dann rutschgefährdet. Er ist durch den sekundär erhöhten Tongehalt plastisch, hat eine geringere Standfestigkeit und schlechtere Baugrundeigenschaften als unverwitterter Löss. Bei Austrocknung, v.a. im Sommer und im Herbst, können Lösslehm und ton- und schluffhaltige Böden bis in Tiefen von 2 m und mehr schrumpfen. Der Boden wird dann rissig und zerfällt in kleine Stücke. Setzungen an flach gegründeten Bauwerken können die Folge sein. Lösssedimente sind auch empfindlich gegenüber Winderosion (Deflation). Im Strohgäu wurde der Lösslehm auf vielen Geländekuppen nach der Rodung der Wälder durch Winderosion in seiner Mächtigkeit reduziert und stellenweise ganz abgetragen. Auch durch den jahrhundertelangen Ackerbau kommt es oft zu einer Erosion der Böden. Man erkennt das oft an einem kleinen Geländeknick am Übergang des unbeeinflussten Waldbodens zum Ackerboden. Der Waldboden hat ein vollständiges

Bodenprofil, auf dem Ackerboden ist das ursprüngliche Bodenprofil durch Bearbeitung und Erosion geköpft. Die entkalkten Bodenhorizonte sind dort abgetragen und es steht oft der Rohlöss des C-Horizonts mit einem Ah/C-Profil an (Abb. 17b). Die Bodenerosion und die Gefährdung im Raum Ludwigsburg sind im Web-Kartenviewer des LGRB-BW darges tellt. Mächtigere Löss-sedimente können örtlich aus zwei Lösslehm- und zwei Lösshorizonten bestehen. Der untere Löss stammt dann oft aus der Riss-Kaltzeit, dessen oberer Teil in der Eem-Warmzeit zu Lösslehm entkalkt wurde. Darüber folgt der Löss aus der Würm-Kaltzeit, dessen oberer Teil in der warmen Jetztzeit entkalkt wurde (Abb. 17 links, Bild 14). Löss und Lösslehm wurden früher in Gruben abgebaut und zur Ziegelherstellung verwendet (ehem. Ziegelei und Steinbruch Hubele, ehem. Ziegelwerke am Römerhügel). Die v.a. in den gemäßigten Klimazonen weit verbreiteten Lösssedimente bzw. die sich darauf entwickelnden Böden sind zusammen mit dem derzeit milden Klima mitverantwortlich dafür, dass heute über 8 Milliarden Menschen auf der Erde ernährt werden können. 80 % des Getreides weltweit wächst auf Lössböden.

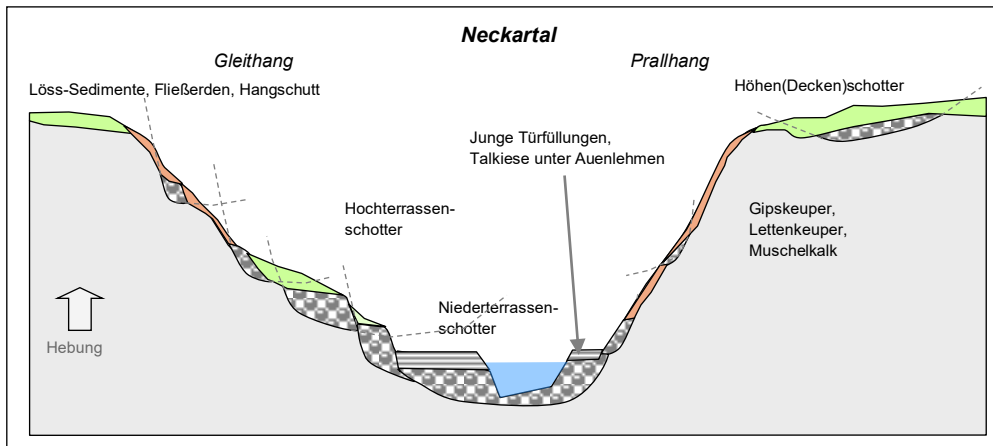


Abb. 17a: Einschneiden der Flusstäler, Einschachtelung der Schotterterrassen im Pleistozän.

Im schematischen Profilschnitt ist das stufenartige Einschneiden eines Flusses mit der tektonischen Hebung des Landes dargestellt. Auf der Hochfläche befinden sich Reste der ältesten Höhengschotter. Weitere ältere Schotterablagerungen wurden an den Talrändern durch die Erosion größtenteils ausgeräumt und es blieben nur die eingeschachtelten Terrassen-Reste, oft mit einer Lössbedeckung, an den Hängen als Hochterrassenschotter übrig. Im Talgrund liegen die breiteren Niederterrassenschotter der Würm-Kaltzeit und die Talkiese und Auenlehme aus der aktuellen Holozän-Zeit.

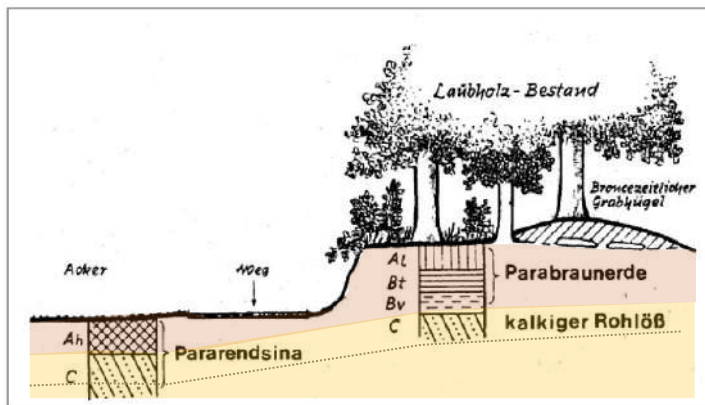


Abb. 17b: Unterschiedlich starke Erosion unter Wald und im Ackerland auf Löss.

"Während wir unter dauerhaft bewaldeten Flächen auch heute noch das komplette Profil der Parabraunerde antreffen, wurden die Bodenprofile auf benachbarten Ackerflächen durch die fortwährende Erosion oft so stark geköpft, dass die entkalkten Horizonte gänzlich abgetragen wurden. Heute steht hier der Rohlöss des C-Horizontes an der Oberfläche an, auf dem sich infolge der Bewirtschaftung eine Pararendsina mit einem wenig mächtigen Ah-Horizont ausgebildet hat."

Grafik und Text ergänzt aus: J. Wagner (2016): *Erd- und Landschaftsgeschichte des Glemstals*. 2. Aufl., Selbstverlag, Stuttgart.
Nach S. Müller (1976): *Die Böden unserer Heimat*. Kosmos/Franckh, Stuttgart.



Bild 7: Kaltzeitliche Sedimente bei der Grünanlage Hungerberg.

Am Ostrand der Grünanlage Hungerberg in Ludwigsburg-Hoheneck sind Löss, Lösslehm mit Lösskindel und Schotter der Würm- und Riss-Kaltzeiten über den Grundschichten des Oberen Muschelkalks in einem geologischen Aufschluss zu sehen und auf einer Schautafel beschrieben (siehe Bild 10 und 11). Bild: Matthias Hyrenbach, Freiberg/Neckar.

3.5.2 Böden in Ludwigsburg (Pedosphäre)

In der **Pedosphäre** überschneiden sich Lithosphäre, Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre. Die Böden sind die Grundlage unserer Nahrungsproduktion und müssen quantitativ und qualitativ geschützt werden. Böden sind der oberste Teil der Erdkruste und entstehen durch die Verwitterung von Gesteinen (Mineralen) in enger Wechselwirkung mit komplexen biologischen Vorgängen durch Pflanzen (Flechten, Moose, Algen etc.), Kleinorganismen und Bakterien. Sehr bedeutend sind hier die Flechten, die eine Symbiose aus Pilzen mit Algen und mit Bakterien sind. Sie trugen stark zur ersten biogenen Verwitterung auf der Erde bei und leiteten die Bodenbildung durch die chemische Zersetzung (Säuren etc.) und durch die mechanische Auflockerung der Gesteine ein. So entstanden die ersten feinen und vom Wind und Regen transportierten Tonpartikel. Die Entwicklung der unterschiedlichen Böden ist komplex, oft langandauernd und abhängig vom Ausgangsgestein, von den Klimabedingungen (Temperaturen, Niederschlägen, Jahreszeiten, Eiszeiteinfluss -> Böden aus Lockergesteinen) und vom Bodenrelief. Im immer feiner zu Sand, Schluff und Ton zerkleinerten Gestein (Detritus) siedeln sich Bakterien, Kleinorganismen und Pflanzen an. Diese Lebensgemeinschaften nehmen die bei der Verwitterung gelösten Minerale auf und wandeln sie durch ihren aeroben Stoffwechsel in organische Stoffe, in Stickstoff und in Energie um. Die mit der Zeit entstehenden und oft großen Mengen an abgestorbenen Pflanzen und Mikroben (Humus) bilden zusammen mit dem anorganischen Detritus den belebten, gut durchlüfteten und bis zu 60 cm mächtigen mineralisch-humosen Ober(Mutter)boden (A-Horizont). Huminstoffe (Säuren, Cellulose, Zucker, Stärke) können auch in den tieferen und mineralischen B-Horizont verlagert werden. Zusammen mit Umwandlungs- und Durchmischungsvorgängen entsteht ein Kreislauf, der v.a. unter günstigen Bedingungen gut durchwurzelbare, differenzierte und auch tiefreichende Böden mit komplexen Lebensgemeinschaften entstehen lässt. Diese Bodenbiologie unterstützt und forciert die chemisch-physikalische Verwitterung und hat v.a. in Gebieten mit stabilen Temperaturen und mit genügend Feuchtigkeit die Gesteinsoberflächen der Erde in komplexe Biozonen umgewandelt. Je nach den Gesteinsarten, den Klimazonen, dem Relief und der Sonnenexposition entwickeln sich ganz unterschiedliche Bodentypen. Es entstehen zunächst flachgründige Rohböden (Syrosem) ohne oder mit geringer organischer Auflage. Durch weitere Verwitterung, durch zunehmenden biologischen Besatz und durch dessen Abbauprodukte und Wechselwirkungen können je nach Standort mit der Zeit unterschiedliche und tiefreichende Bodenhorizonte (A-, B-, C-Horizonte) entstehen. Böden (nicht Humus) bestehen zu ca. 45 % aus Mineralen, zu ca. 5 % aus organischer Substanz und zu ca. 50 % aus Hohlraum, der unterschiedlich mit Luft und Wasser gefüllt ist. Im feucht-gemäßigten Klima im Raum Ludwigsburg ist der gut gegliederte Bodentyp einer nährstoffreichen und gut durchlüfteten **Parabraunerde** aus Löss und Lössfließerden weit verbreitet. Diese hat eine hohe kapillare Wasserleitfähigkeit mit einer hohen bis sehr hohen Feldkapazität, mit einer guten Bearbeitbarkeit, mit einem hohem Filter- und Puffervermögen, aber auch mit einer hohen Erodierbarkeit. Stellenweise gibt es **Pararendzinen** aus Löss und Fließerden. In den Tälchen und Senken bilden sich oft **Kolluvionen** aus umgelagertem und angeschwemmtem, holozänem Bodenmaterial. Die steilen Muschelkalkhänge im Neckartal sind mit **Rendzina-Braunerden** aus Muschelkalk-Hangschutt und Lösslehm-Fließerden bedeckt. Die Weinberge sind oft mit einem kalkhaltigen **Rendzina-Rigosol** und **Parabraunerde-Rigosol** bedeckt, der durch die landwirtschaftliche Bearbeitung entstanden ist. Viele Böden in Mitteleuropa sind v.a. seit dem Ende der Würm-Kaltzeit aus den eiszeitlich gebildeten Lockergesteinen im Laufe der letzten 12.000 Jahre entstanden oder vertieft worden. Daten zu den Böden und zum Grundwasser gibt es im Web-Kartenviewer des LGRB-BW.

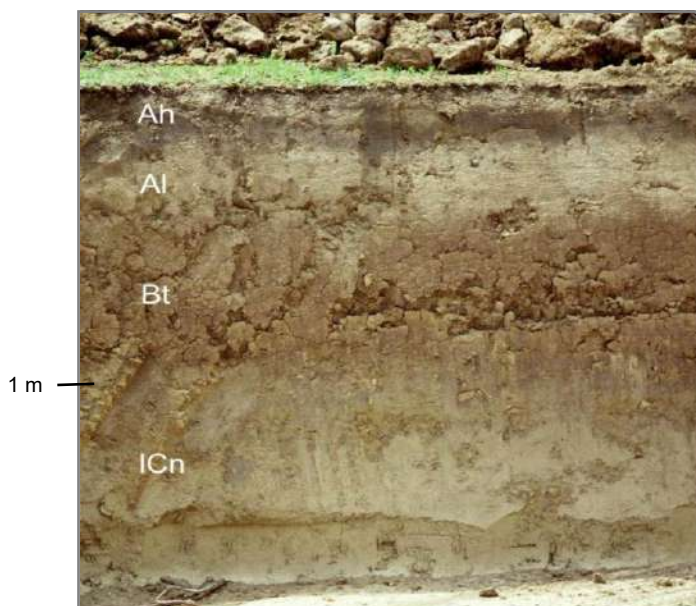


Abb. 18: Bodenhorizonte einer Parabraunerde aus Löss.

- Ah **Oberboden (Mutterboden) (A):**
Mineralisch-humos (h) und dunkel.
- ggf. Ap
- Al Durch Pflugarbeit gelockerter Boden.
Auswaschung, Eluvialhorizont: an Tonmineralen verarmt und stark schluffig (l = lessiviert) und auch etwas an Eisenoxiden und organischen Stoffen verarmt, die als Komplexe mit den Tonmineralen in den Bt-Horizont mitwandern, dadurch aufgehellt.
- Bt **Unterboden (B):**
Einwaschung, Illuvialhorizont: Anreicherung mit schuffigem Lehm und mit Tonmineralen (t). Dicht und im Extremfall zur Staunässe neigend.
- ggf. Bv Verbraunungs-Verlehmungshorizont (v), Silikatverwitterung bei fortgeschrittener Versauerung möglich.
- ICn **Ausgangsgestein (C):**
Locker (l), hier unverwitterter (n), kalk- und quarzreicher Rohlöss (Schluff) der Würm-Kaltzeit.

Der gesamte A-Horizont ist schluffig und nach unten hin schwächer humos. Im Bt-Horizont ist der Boden mit Ton angereichert und im Bv-Horizont lehmig. Feinstkörnige **Tone** gehören wegen ihrer großen biochemisch aktiven Oberfläche zu den wichtigsten Mineralen für die Lebewelt im Boden. Der C-Horizont ist kalkhaltig und besteht aus lockeren quarz- und silikatreichen Sedimenten wie Löss, Geschiebemergel oder Glazialschotter.

Bild ergänzt aus: *Parabraunerde aus Löss bei Hofheim im Taunus.*

©Karl-Josef Sabel, <http://www.ahabc.de>, Das Magazin für Boden und Garten.

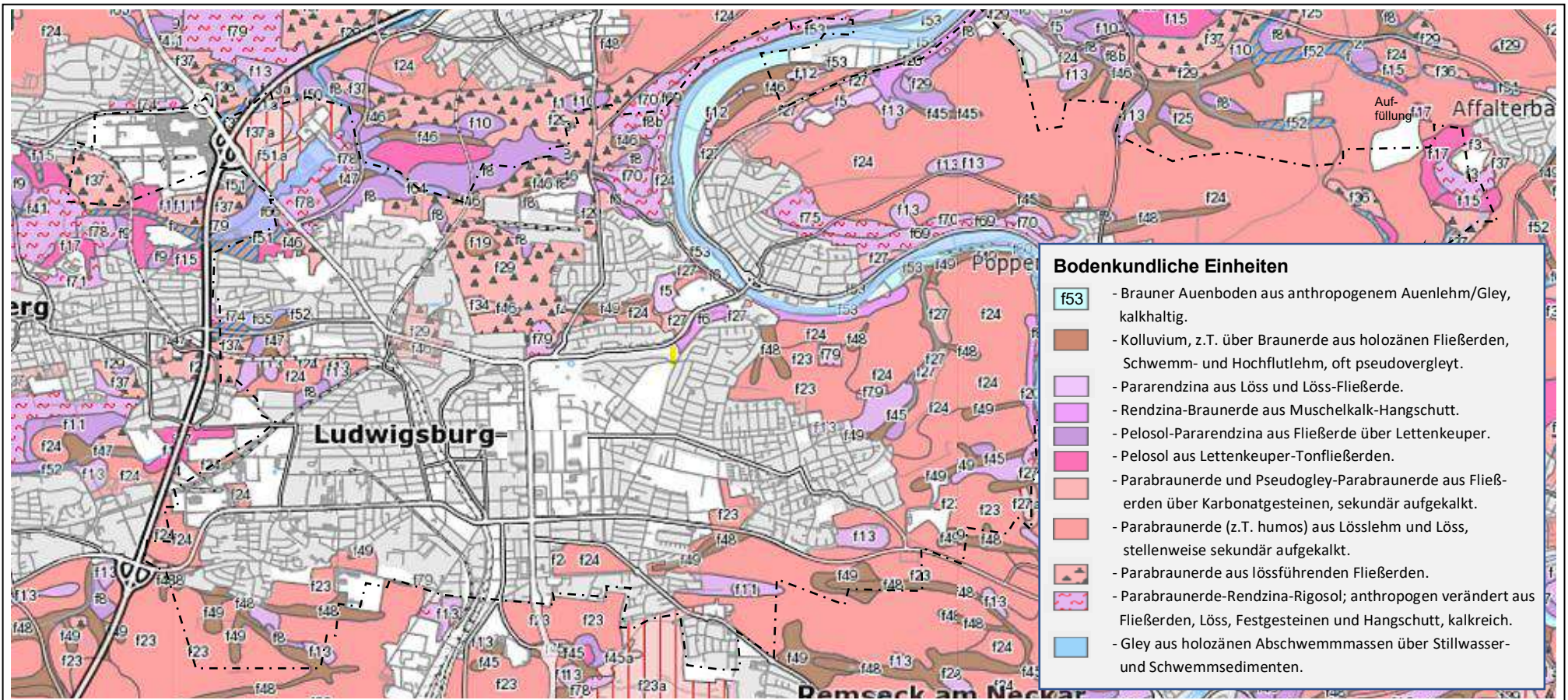
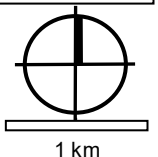


Abb. 18a: Bodenkundliche Einheiten in Ludwigsburg.

Siedlungsflächen und andere Nutzflächen sind weiß-grau dargestellt. Die f-Daten sind bei LGRB-Wissen, <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de> bei "Bodeneigenschaften" nachzusehen. Ausschnitt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Baden-Württemberg, RP Freiburg.

- **Braunerde** entsteht durch eine fortschreitende Bodenentwicklung aus flachgründigen Ah/C-Böden; A... Oberboden, h... humos / C... Ausgangsgestein, mineralisch, silikatisch, kalkarm bis kalkfrei. Sie bilden sich - aus Rankern (kalkarmer Sandstein und Granit), - aus Regosolen (kalkarmer Sand) und Gips) - und aus Pararendzinen (mergeliges Ausgangsmaterial). Prägend in Braunerden mit einem Ah/Bv/C - Normprofil sind die Verbraunung und Verlehmung... v, auch im Unterbodenhorizont (Bv).
- **Parabraunerde** ist ein Boden mit Ah-Al/Bt/Cn-Horizonten (A... Oberboden h... humos-lassiviert / B... Unterboden mit t... Ton angereichert / C... Ausgangsgestein, l... locker, n... unverwittert), z.B. lockerer, kalkreicher Löss. Hier wurden die feinen Partikel der Tonfraktion Ton vom Oberboden in den Unterboden verlagert (Lessivierung). Die Parabraunerde ist ein weit verbreiteter Bodentyp im gemäßigt-humiden Klima aus primär kalkhaltigen und auch silikatischen Lockergesteinen. Parabraunerden aus Löss sind gut wasserspeichernde, sehr fruchtbare, gut durchlüftete und ackerbaulich gut bearbeitbare Böden. Sie begründen die hohe Fruchtbarkeit der Löss-Gäufelchen.
- **Rendzina** ist ein flachgründiger und dunkelgrauer bis schwärzlicher Boden mit (Ah/C)-Horizonten, der sich auf karbonat- oder gipsreichen Gesteinen bildet (≥ 75 Massen-% Carbonat oder Gips), z.B. auf Karst.
- **Pararendzina** ist ein noch kalkhaltiger Bodentyp mit zwei Horizonten, der sich in einem frühen Stadium der Bodenbildung auf mergeligem Ausgangsmaterial (Kalkgehalt > 2 Massen-% und < 75 %) entwickelt.
- **Pelosol** ist ein nährstoffreicher und sehr tonreicher Bodentyp mit Ah/P/C-Horizonten (P... tonreich), der die Endstufe der Bodenentwicklung auf Tonstein darstellt. Er eignet sich wegen der schweren Bearbeitbarkeit für Grünland.
- **Kolluvium** ist eine meist mehrere Dezimeter mächtige und auch humose Schicht von Lockersedimenten, die vorwiegend aus durch Anschwemmung umgelagertem Bodenmaterial oder anderen, meist lehmigen oder sandigen Lockersedimenten entstehen ist. Kolluviale Sedimente entstehen oft durch anthropogen ausgelöste Bodenerosion.
- **Rigosol** ist ein terrestrisch-anthropogener und damit künstlicher Boden, der landwirtschaftlich durch tiefgreifende Umschichtungen verändert wurde, z.B. Weinberge und landwirtschaftlich genutzte Auen-, Marsch- und Torfböden.
- **Gley** (Grundwasserboden) ist ein Boden mit Ah/Go/Gr-Horizonten; h... humos, G... Grundwasser, o... oxidiert, zeitweise belüftet / r... reduziert, kaum belüftet, grundwassererfüllt. Hier kommt es durch flachen Grundwasserstand zu Oxidations- und Reduktionsprozessen. Der Boden ist im oxidativen Horizont rostfleckig und im reduktiven Horizont blau oder grau-grün.
- **Pseudogley** (Stauwasserboden) ist ein Boden mit Ah/Sw/Sd-Horizonten; Sw... Stauwasser leitend / Sd... Stauwasser dicht. Entsteht durch Umlagerung gelöster Fe^{2+} - und Mn^{2+} -Ionen unter reduzierenden Bedingungen durch jahreszeitlich auftretende Wassersättigung durch Haft- oder Stauwasser. Typisch sind eine mehr oder weniger senkrecht nach unten verlaufende Marmorierung durch eine graue Bänderung sowie zahlreiche Rostflecken.



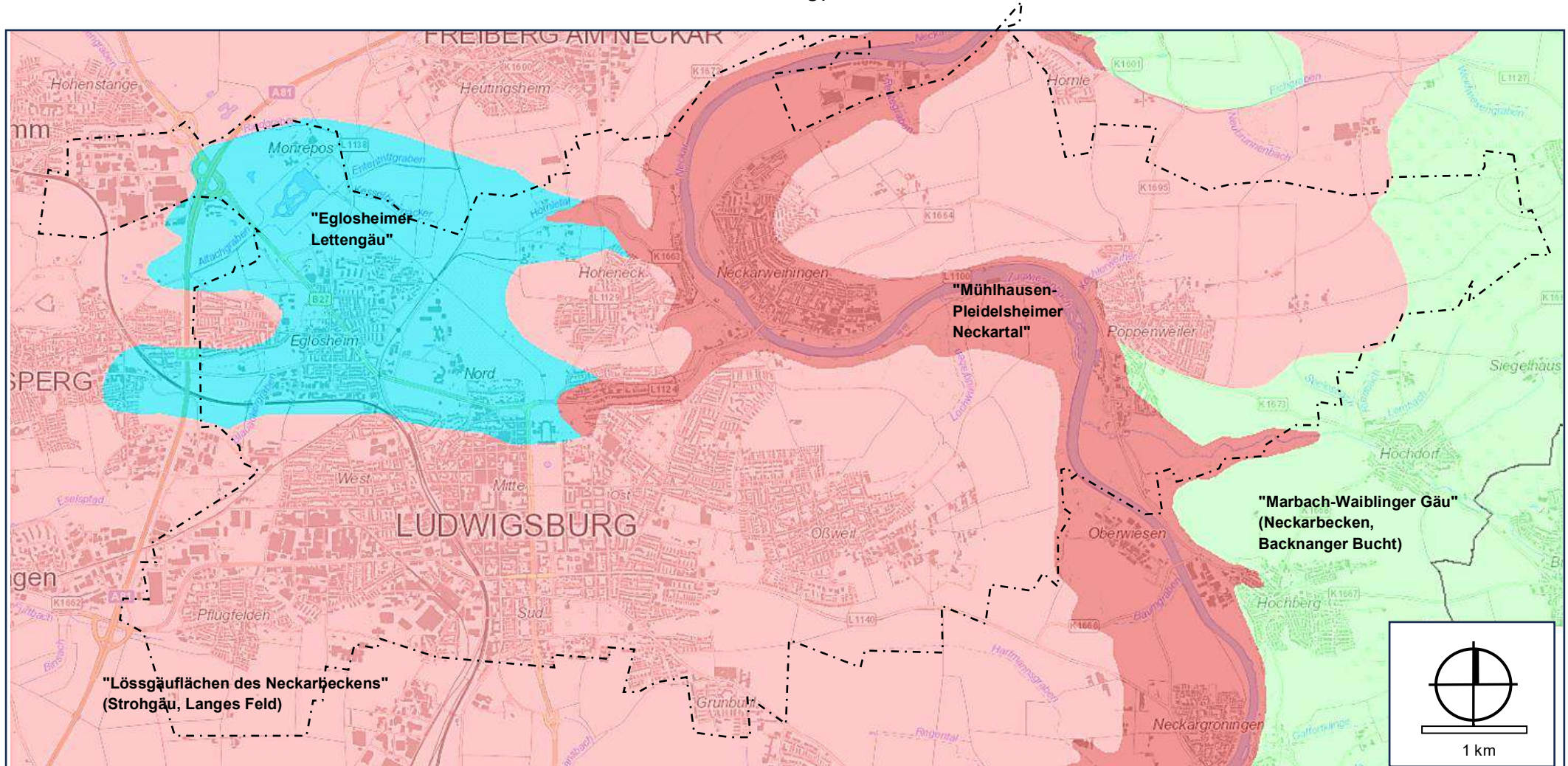


Abb. 18b: Verbreitung feuchter und trockener Bodenstandorte in Ludwigsburg.

- **Auf den "Lössgäufächen des Neckarbeckens"** sind die schluffig-tonigen und gut durchlüfteten Parabraunerden aus Löss (Lösslehm) ackerbaulich gut bearbeitbar und mit relativ viel pflanzenverfügbarem Wasser sehr fruchtbar.
- **Im "Eglosheimer Lettengäu"** sind die sehr feinkörnigen und dichten Pelosol-Tonböden direkt über den Schluff- und Tonsteinen des Lettenkeupers etwas feuchter als die Böden auf der übrigen Gemarkung. Die Lössbedeckung ist dort gering bis nicht vorhanden. Die schwerer zu bearbeitenden Pelosol-Böden speichern schnell viel Wasser, binden es aber auch, so dass nur wenig davon pflanzenverfügbar ist. Die Tonminerale quellen auf und machen den Boden undurchlässig. Der schnelle Wasserüberstau bei Niederschlägen hemmt das Wurzelwachstum, während es in trockenen Sommern schnell zur Rissbildung kommt. Der Boden wird steinhart und bei Flachwurzeln kommt es zu Wasserstress.
- **Die Böden des "Marbach-Waiblinger Gäus"** sind teils flachgründige Rendzinen, teils Parabraunerden und teils Pelosole.
- **Die Böden im "Mühlhausen-Pleidelzheimer Neckartal"** sind überwiegend kalkreicher brauner Auenböden aus Auenlehmen, stellenweise über Auensanden, örtlich mit Vergleyung und mit kalkhaltigem Kolluvium aus holozänen Abschwemmassen. Siehe dazu auch Abb. 18 a und 19c.

Karte ergänzt aus: Daten- und Kartendienst der LUBW, 03 Landschaftsökologische Einheiten, Verbreitung feuchter und trockener Standorte.

	verbreitet feucht, keine Trockenstandorte
	örtlich feucht, keine Trockenstandorte
	örtlich trocken, örtlich feucht
	verbreitet trocken, örtlich feucht
	vorherrschend trocken, örtlich feucht
	örtlich trocken, keine Feuchtstandorte
	verbreitet trocken, keine Feuchtstandorte

3.5.3 Fossilien in den quartären Deckschichten

Während der Kaltzeiten war das Klima in Mitteleuropa auch außerhalb der Gebirge und der Gletscherbedeckungen im Vorland überwiegend kühl bis sehr kalt und trocken. Die Böden waren in den kälteren Phasen bis ca. 100 m tiefgefroren und sind nur in den kurzen Sommern oberflächennah aufgetaut. In den kurzen Warmzeiten war es gemäßigt warm und feuchter und zum Teil auch wärmer als heute. Die nährstoffreichen, kaltzeitlichen Tundren und Steppen (Mammutsteppe) waren meistens baumlos und waren oft mit Gräsern und niedrigen Sträuchern aus Wermut und Heidekraut bedeckt. Diese lieferten viel Nahrung für Säugetierherden (Rentier, Mammut, Moschus etc.) und wurden auch von Hominiden bevölkert, die sich an das raue und wechselhafte Klima angepasst haben. Ab der Holstein-Warmzeit vor 330.000 Jahren durchstreiften der *Homo steinheimensis* und der *Homo neanderthalensis* diese kargen Landschaften und in der Würm-Kaltzeit hat sich der moderne Mensch (*Homo sapiens sapiens*) hinzugesellt, während die Neandertaler vor 39.000 Jahren vermutlich aus klimatischen Gründen ausgestorben sind. Wenn in den Wärmephasen oder in Zwischenkaltzeiten die Gletscher geschmolzen und die Permafrostböden in den eisfreien Gebieten aufgetaut waren, konnten sich große Mischwälder mit Bächen, Seen und Sümpfen mit einer daran angepassten Flora und Fauna verbreiten.

Am häufigsten lassen sich im Löss die kleinen, weißen Gehäuse der Landschnecken *Trichia hispida*, *Fructicolica hispida*, *Succinea oblonga* und *Pupilla muscorum* (Abb. 18, Nr. 3-5) finden. Auch ein vollständiger Schädel mit den Stoß- und Backenzähnen (Nr. 7) eines Mammuts (Abb. 9) oder ein vollständiges Geweih, Gebiss und Skeletteile von einem Riesenhirsch (Nr. 16) wurden aus den Lössschichten schon ausgegraben. Ebenso andere Wirbeltierreste, z.B. von Wildpferden (Nr. 11) und Wollnashörnern (Nr. 8). In einer Kiesgrube in Steinheim am Neckar wurde ein Frauenschädel des etwa 330.000 Jahre alte Urmenschen *Homo steinheimensis* (Nr. 15) gefunden. Eine umfangreiche warmzeitliche und auch kaltzeitliche Flora und Fauna aus dem Quartär wurde in den bis zu 30 m mächtigen Travertinablagerungen (Sauerwas-serkalke) im Austrittsbereich der Cannstatter Mineralquellen in Stuttgart im Neckartal und im Nesenbachtal gefunden. Gegen Ende der Würm-Kaltzeit bis vor etwa 10.000 Jahren sind plötzlich viele große Säugetiere, wie z.B. das Mammut, das Wollnashorn und der Säbelzahn tiger ausgestorben. Als Ursache werden einige kurze, aber schnelle und starke Abkühlungen, die zunehmende Umwandlung der Grassteppen in Wälder und der sich vermehrende und jagende Mensch diskutiert.

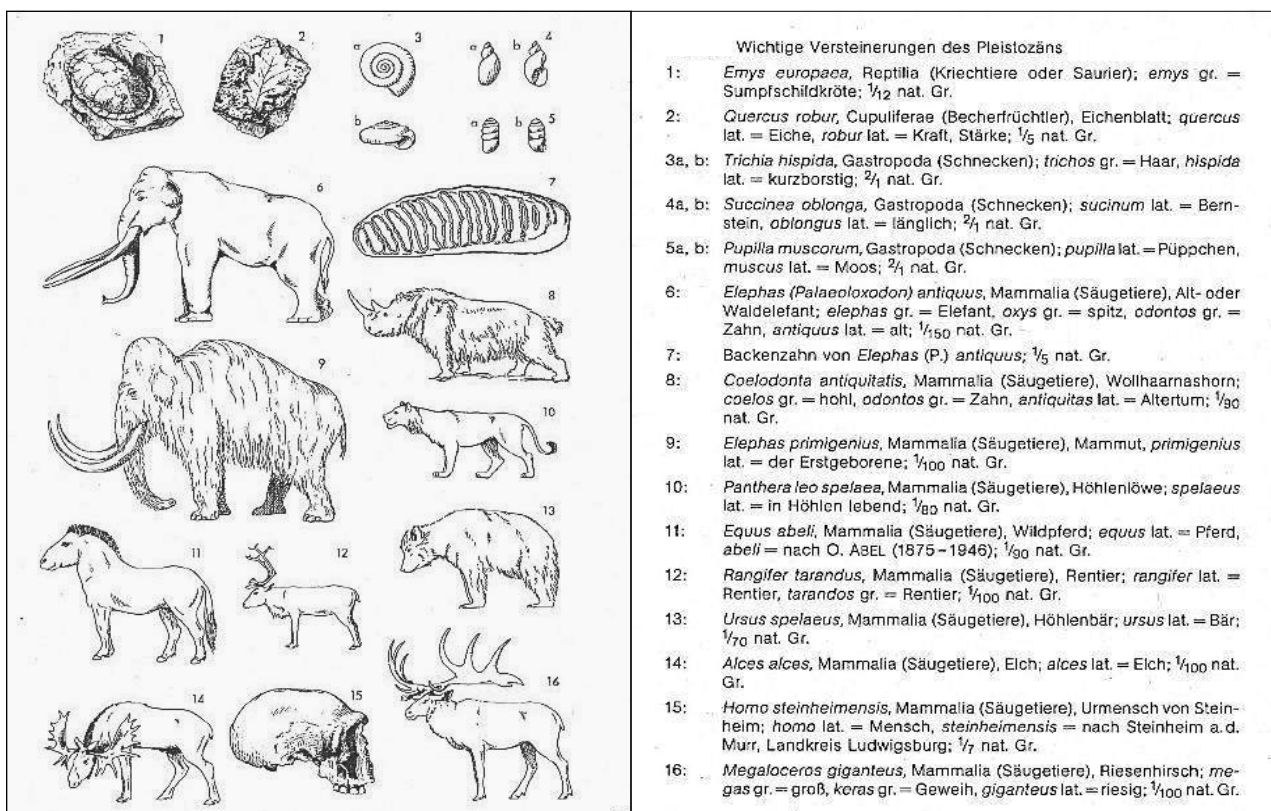


Abb. 18c: Lebewelt und Fossilien des Pleistozäns.

Grafik und Text aus H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung, Hrsg.: LGRB-BW, Freiburg.



Bild 8 links: Löss und Lösslehm mit "Lösskindel" an der geologischen Schautafel bei der Grünanlage Hungerberg...



Bild 9 rechts: ... darunter der Rest eines Neckar-Terrassenschotters aus der Zeit, als vor etwa 250.000 Jahren das Wollhaar-Mammut (*Mammuthus primigenius*) erstmals bei uns erschienen ist. Dieser Kies liegt auf Muschelkalk in etwa 12 m Höhe über der heutigen Neckaraue. Er lässt sich mit einer Lage in dem 8 km nordöstlich gelegenen Schotterkomplex in Steinheim an der Murr korrelieren. In der unmittelbar vorangegangenen Warmzeit, vor etwa 330.000 Jahren, lebte der Steinheimer Urmensch. Der Schotter aus der Zeit des Steinheimers ist zu Beginn der darauffolgenden Kaltzeit von Hochwässern abgetragen worden, bevor der heute dort erhaltene kaltzeitliche Terrassenschotter zur Ablagerung kam. (Freundl. Mitteilung von Gert Bloos, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 302/2:169-208, 2021).



Bild 10 links: Lösslehm und Löss über freigelegter Baugrubensohle aus Gipskeuper (ausgelaugte Grundgipsschichten).



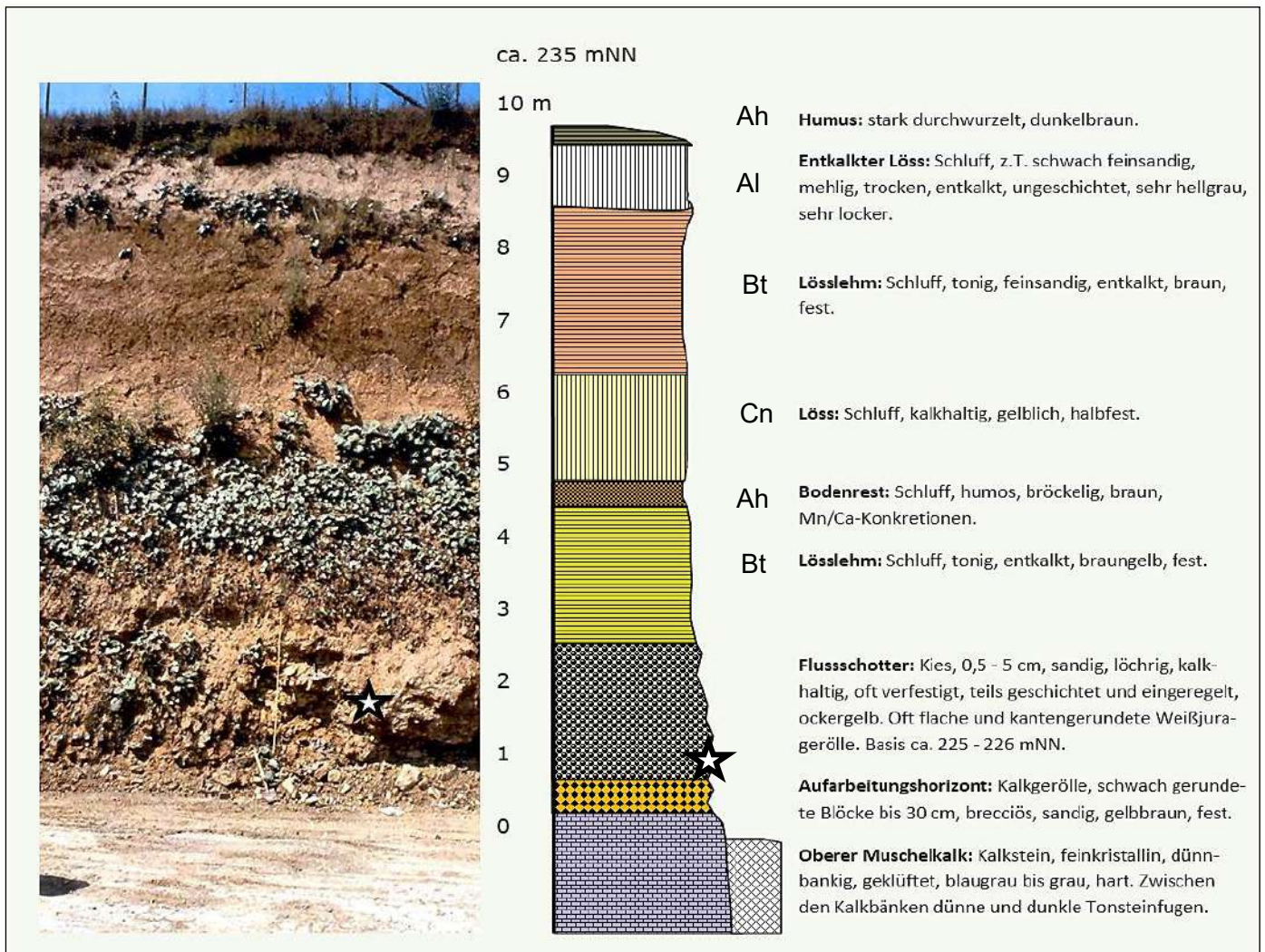
Bild 11 rechts: Alter Hohlweg im über 10 m mächtigen Löss an der Lechtsteige in Ludwigsburg-Neckarweihingen.



Bild 12: Erdfall im Favoritpark Ludwigsburg.

Lösungsvorgänge in den tief liegenden Sulfatgesteinen des Mittleren Muschelkalks haben zum Durchbrechen einer schlotartigen Aushöhlung durch die Schichten des Oberen Muschelkalks und des Lettenkeupers bis an die Erdoberfläche geführt. Der Erdfall ist mit Verstürzmassen plombiert und das Regenwasser versickert bis in den Muschelkalk und beschleunigt auch dessen Auflösung. Die Erdfall- und Dolinenbildungen im Raum Ludwigsburg und im Stroh- und Heckengäu haben ihren Ursprung in der abgeschlossenen Auflösung der Salzgesteine, in der teilweisen Auflösung der Sulfatgesteine im Mittleren Muschelkalk und in der teilweisen Auflösung der Karbonatgesteine im Oberen Muschelkalk. Das hat auch zum Zerbrechen und zur Absenkung und des Gesteinspakets des Oberen Muschelkalks um 20 – 40 m geführt (Abb. 28). Wahrscheinlich gibt es in Ludwigsburg auch Karststrukturen aus dem Gipskeuper. Auf der Ludwigsburger Gemarkung sind etwa 15 Karststrukturen kartiert und mehrere Erdfälle sind bekannt. Im Kartenviewer des LGRB-Freiburg gibt es weitere Daten in einer "Ingenieurgeologischen Gefahrenhinweiskarte"

<https://maps.lgrb-bw.de/>



★ Mit Kalk verfestigtes Konglomerat aus sandigen Flussschottern (flache, kantengerundete und seltener fast gerundete Weißjurakalk-Gerölle) aus dem Aufschluss im ehem. Steinbruch Hubele bei 226 mNN. Die schlechte Rundung weist auf eine kurze Transportstrecke oder auf eine langsame Vortriebsgeschwindigkeit hin. Das ist ein Hinweis, dass die Schichtstufe des Weißen Juras zur Ablagerungszeit noch etwas weiter nördlich als heute lag.

Bild 13 + 14: Profil der quartären Deckschichten an der Wand im Norden des ehem. Steinbruchs Hubele, heute Grünpark Hungerberg.

Im Gegensatz zum Terrassenschotter der Riß-Kaltzeit in Bild 9 handelt es sich hier um einen höherliegenden und damit älteren Schotterrest eines höhergelegenen Neckarlaufes aus dem Mittleren Pleistozän.

Aufnahme: W. Goos, A. Wenninger 1989. Der Aufschluss wurde 1989 verfüllt.

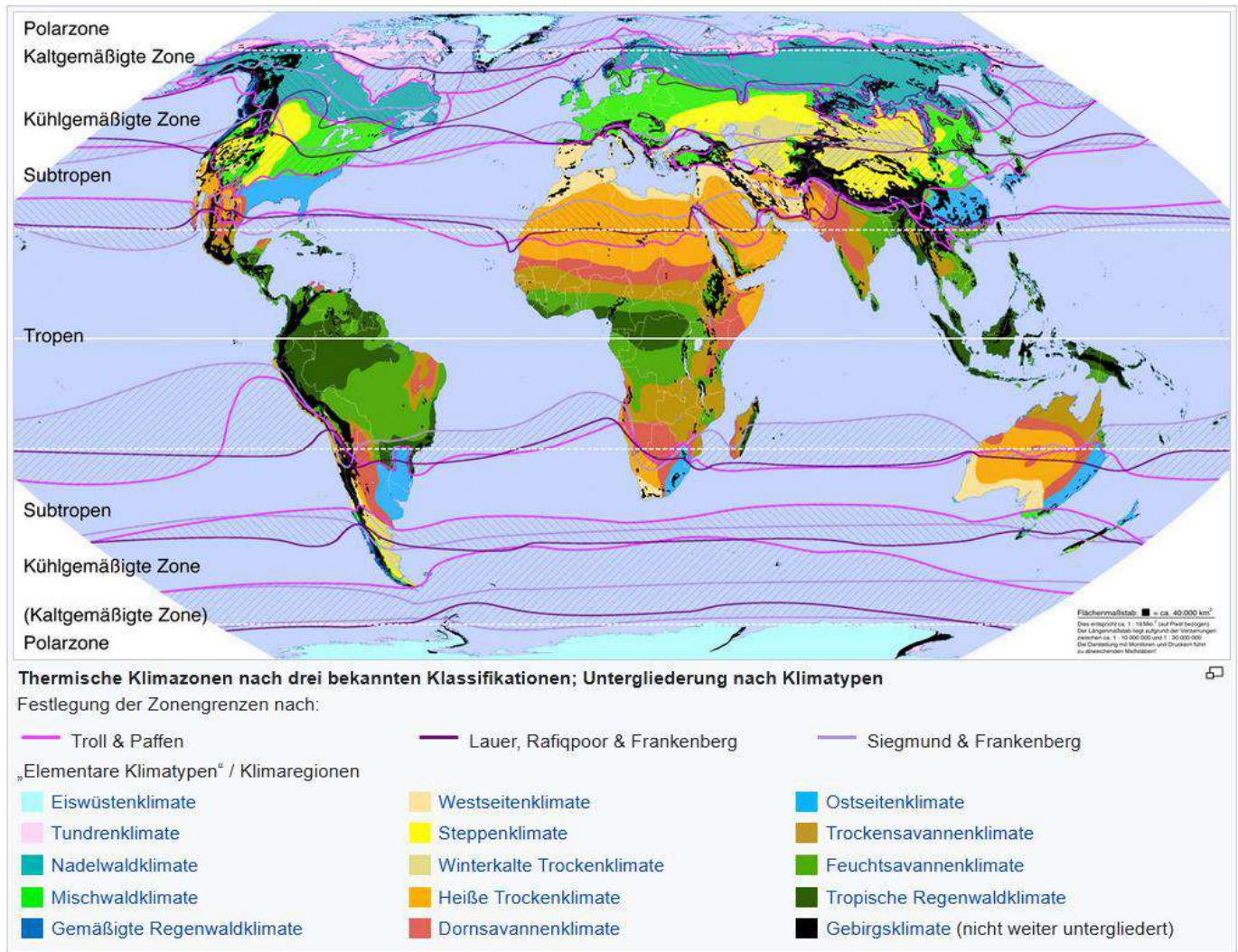


Abb. 18d: Klimazonen der Erde.

Karte oben aus: Wikipedia, [Fährtenleser](#), [Klimazonen \(3 Modelle\) und Makroklima](#), CC BY-SA 3.0

Tabelle unten aus: H. Bahlburg, C. Breitzkreuz (2017): *Grundlagen der Geologie*. 5. Auflage, Springer Spektrum, Berlin

Tab. 2.1 Übersicht über wesentliche Eigenschaften der Klimazonen, die angegebenen Werte sind Durchschnittswerte (verändert nach Corley et al., 1984, sowie Summerfield, 1991)									
	Glazial	Periglazial	Trockenkontinental	Tropisch-arid	Tropisch-semiarid	Tropisch-feucht-trocken	Gemäßigt-humid	Tropisch-humid	
Wetter und Klima									
	(Subtropische Wüsten)			(Subtropen)			(Tropen)		
Temperatur (°C)	-15–10	-10–2	2–12	5–30	8–30	12–30	18–30	20–30	
Niederschlag (mm a ⁻¹)	0–1000	0–1250	0–800	0–300	300–1000	1000–1800	800–1700	1800–2750	
Anzahl feuchter Monate (>50 mm a ⁻¹)	–	0–7	0–5	<2	2–5	5–11	4–10	<11	
T °C des wärmsten Monats	<0	0–10	10–12	>22	>22	>24	>26	>22	
Verwitterung									
Physikalisch	Frost	Hoch	Hoch	Jahreszeitlich schwankend Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig	Keine	Niedrig – hoch	Keine
	Mechanisch	Mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Niedrig – mäßig	Niedrig – mäßig	Niedrig
Chemisch		Niedrig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Hoch	Mäßig	Hoch
Erosion									
Häufigkeit von Hangrutschsen	Niedrig	Hoch	Mäßig	Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch	Mäßig – hoch	Hoch, sehr episodisch	
Wirkung oberflächlich abfließenden Wassers	Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch, episodisch	Niedrig, sehr episodisch	Hoch, episodisch	Mäßig – hoch, episodisch, saisonal	Mäßig	Mäßig – niedrig	
Glaziale Erosion	Hoch	Niedrig	Keine	Keine	Keine	Keine	Nur in Gebirgen	Keine	
Windwirkung	Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig	Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig – niedrig	Niedrig	Keine	

3.6 Tektonik – Die Lagerung der Schichten

Die Tektonik (tektonikos = gr. "die Baukunst betreffend") beschreibt den Aufbau, die Struktur, die Lagerung und die Bewegung der spröde-elastischen und der fest-plastischen Gesteine in der Erdkruste und im Oberen Erdmantel (Lithosphäre). Die Erdkruste steht knapp unter der Oberfläche praktisch überall unter einer mehr oder weniger hohen tektonischen Spannung. Bei anhaltend hohen Scherkräften im spröden Gestein, z.B. an zwei aneinander vorbei gleitenden und sich miteinander verhakenden Gesteinsschollen (Transformstörung), gibt es zunächst nur minimale Bewegungen als elastische und reversible Dehnung, aber mit dem Aufbau einer zunehmenden tektonischen Spannung (Kraft, die in eine Richtung wirkt). Beim Überschreiten einer bestimmten Grenze wird der Reibungswiderstand im Gestein überwunden und es kommt durch den Verlust der Kohäsion (Scherfestigkeit) zu Brüchen im Gestein entlang von Bruchlinien mit einer ruckartigen und meterweiten Massenverschiebung der Schollen gegeneinander (elastische Rückfederung). Das führt zur Freisetzung der gespeicherten elastischen Energie als Wärme und in Form von elastisch-seismischen (mechanischen) Wellen im Gestein. Diese verbreiten sich als vibrierende Erdbeben mit elastisch-reversiblen Verformungen in der Erdkruste und im geringviskos-festen Erdmantel über weite Bereiche. Tiefer unter der Erdoberfläche, in der spröde-duktilen Übergangszone ab 15 - 23 km und tiefer bei 150 - 400 °C und unter höherem Umfassungsdruck, verhalten sich die Gesteine der Erdkruste zunehmend duktil, also fest, aber ähnlich wie Siegelack, über lange Zeiträume sehr langsam fließend mit einer plastischen und irreversiblen Dehnung. Hier entstehen bei Gesteinsbewegungen Falten und Überschiebungen mit plastischen Verformungen, z.B. bei Gebirgsbildungen (Kap. 6). Magmatite und Metamorphite reagieren oberflächennah eher spröde und brechen an Störungsflächen, während sich jüngere und weichere Sedimentgesteine eher duktil verhalten und Falten bilden. Sprödes oder duktils Verhalten ist auch von der Dauer der Belastung abhängig und Gesteine brechen eher durch Dehnung als durch Druck (siehe Kap. 5.6). Ludwigsburg liegt auf der ca. 80.000 km² großen "Süddeutschen Scholle", die ab 40 Ma mit 1° - 5° nach Südosten verkippt wurde (Abb. 4). Innerhalb dieses Krustenbereichs verlaufen eine große Anzahl kleiner, mittlerer und größerer tektonischer Brüche, v.a. Abschiebungen, aber auch Seiten- und kombinierte Verschiebungen, Aufschiebungen (Verwerfungen) und Stauchfalten. Es gibt viele Horst- und Grabenstrukturen, sowie langgezogene und wellenartige Mulden- und Sattelstrukturen unabhängig von der generellen südöstlichen Schichtneigung in bevorzugten Richtungen durch das Land (NE - SW = variszische-, NW - SE = herzynische-, NNE - SSW = rheinische Richtung). Diese bestimmen die örtlichen geotektonischen Verhältnisse und haben erhebliche Einflüsse auf die Entwicklung der Flusssysteme und der Landschaften. Das tektonische Hauptelement in Ludwigsburg ist der "Schwäbisch-Fränkische Sattel" (SFS). Diese etwa 30 km breite und linienhafte Aufwölbung und Leistscholle des Grundgebirges um 10 - 30 m lässt sich über 150 km von der Hornisgrinde im Nordschwarzwald bis zum Kocher im Welzheimer Wald verfolgen. Die Sattelachse verläuft von Südwesten nach Nordosten quer durch die Ludwigsburger Markung. Der SFS wird im Norden von der Stromberg Mulde und von der Neckar-Jagst Furche und im Süden vom Fildergraben begrenzt. Wegen der relativen Hochlage der Schichten im Bereich des Sattels gegenüber der Umgebung wurde die Keupergesteine hier stärker abgetragen, während die Flanken vom Keuperstufenrand umrahmt werden.

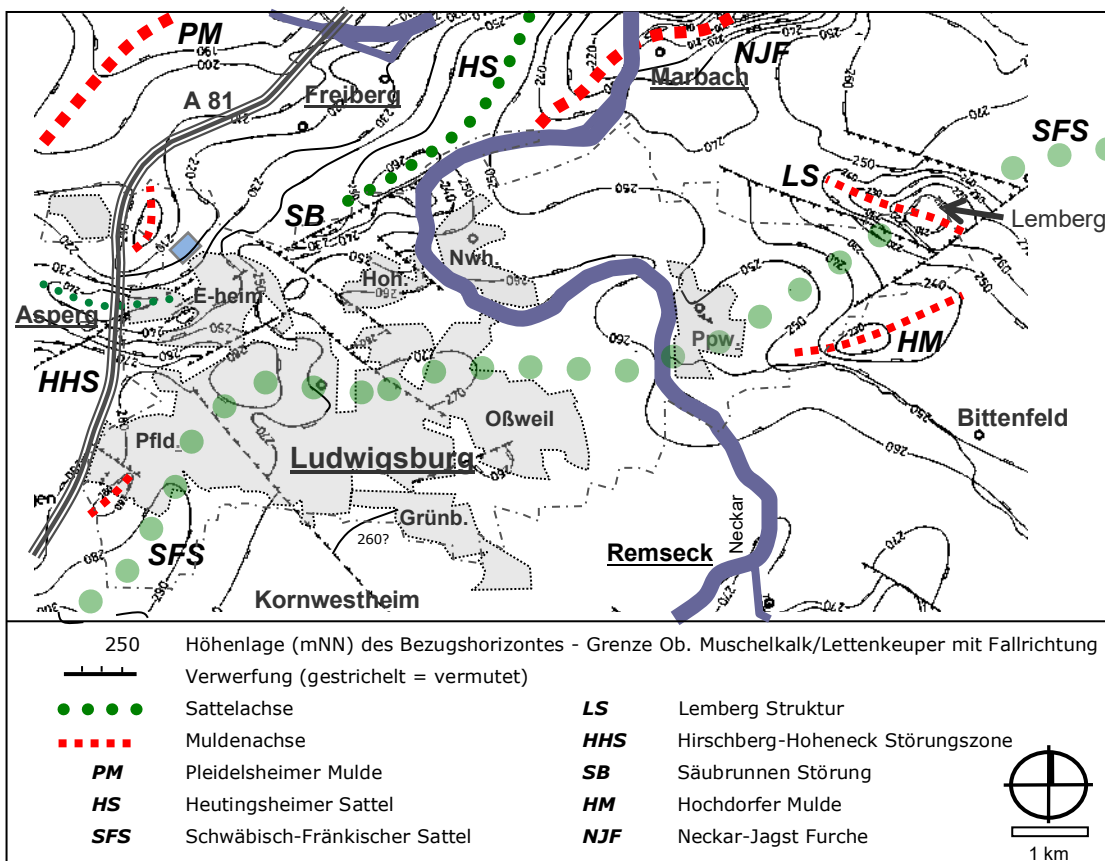


Abb. 19:
Schichtlagerung und tektonische Strukturen im Raum Ludwigsburg.

Die wellige Lagerung der geologischen Schichten mit Mulden- und Sattelstrukturen wird durch Linien gleicher Höhe an der Schichtgrenze Oberer Muschelkalk/ Lettenkeuper dargestellt. Dieser Bezugshorizont wurde durch zahlreiche Baugrund- und Brunnenbohrungen punktuell erfasst und ist auch im Gelände zu finden. Durch rechnerische Interpolation der einzelnen Punkte erhält man eine flächige Darstellung der Höhenlage dieser Schichtgrenze. Die tektonischen Störungsstrukturen mit Verwerfungen sind am Versatz der Höhenlinien erkennbar. In Baden-Württemberg dominieren Abschiebungen und ab dem Eozän vor 50 Ma auch linksseitige Scherbewegungen (Blattverschiebung). Örtlich gibt es Aufschiebungen und Stauchfalten. Grafik ergänzt aus H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung.

Am Nordwestrand des SFS verlaufen kleinere Mulden- und Sattelstrukturen, z.B. die Pleidelsheimer Mulde, der Heutingsheimer Sattel und die Neckar-Jagst Furche. Im Osten von Ludwigsburg wird der SFS durch die Lemberg Struktur unterbrochen, eine Verwerfungszone und Mulde, die dort für die Tieflage der Schichten um bis zu 50 m und für die Erhaltung des Lembergs durch Reliefumkehr verantwortlich ist. Dort ist eine 25 m mächtige Kappe aus hartem, wasser-durchlässigem und damit erosionsbeständigem Schilfsandstein über den gering wasserdurchlässigen und weicheren Gipskeuper-Tonsteinen erhalten geblieben. Mehr dazu in Kap. 5.6 Erdbeben.

3.6.1 Lemberg und Hohenasperg als Zeugen der Erdgeschichte

Der Lemberg und der Hohenasperg ragen als inselartig isolierte "Zeugenberge" aus der Gäufläche auf und bilden charakteristische Landmarken. Im Bereich dieser heutigen Erhebungen verliefen im Zeitabschnitt des Schilfsandsteins vor etwa 226 Mio. Jahren die langgezogenen, breit verflochtenen und in den Untergrund eingeschnittenen Strömungsarme eines hunderte Kilometer breiten Flussdeltas (Kap. 3). In diesen Deltaarmen wurden zwischen den sandigen Ton- und Schluffablagerungen der Stillwasserbereiche mächtige Sandschichten abgelagert, die später zu den harten Sandsteinen der sogenannten "Rinnenfazies" verfestigt wurden. Nach ihrer Ablagerung, Verfestigung, weiteren Überdeckung und Hebung wurden diese Gesteinsschichten im Zuge der Erosion am Rand der Keuperbergländer wieder freigelegt und sind wegen ihrer Erosionsbeständigkeit dort gut erhalten geblieben. Im Bereich des heutigen Lembergs wurden diese Gesteine durch ein mulden- und grabenartiges Verwerfungssystem und im Bereich des Hohenaspergs durch Muldenbildung in einem eng umgrenzten Bereich gegenüber der Umgebung um 20 bis 60 m tiefer gelegt. Die Ursache waren tektonische Beanspruchungen in der Erdkruste durch die ständige Bewegung der Kontinente und der Afrikanischen Großplatte nach Norden gegen die Europäische Platte mit der Bildung der Alpen. Nach der tektonischen Eintiefung lagen die Sandsteinschichten am Rande des Verwerfungssystems auf gleicher Höhe mit den älteren Tonsteinschichten des Gipskeupers. Wegen ihrer Härte und vor allem wegen ihrer Klüftigkeit und damit der guten Wasserdurchlässigkeit sind die Sandsteine aber widerstandsfähiger gegenüber der Abtragung (kompetente Gesteine, Stufenbildner), als die weichen und wasser-tauenden Tonsteine (inkompetente Gesteine, Sockelbildner). Auch wird der Sandstein von den seitlich angreifenden Bächen erst später erreicht. In den folgenden Jahrmillionen wurde der Schilfsandstein in diesen Bereichen daher weniger stark und langsamer abgetragen als die weichere Gipskeuper-Umgebung und schützt dort bis heute den unterlagernden Gipskeuper vor der Erosion. Auf diese Weise wurden im Bereich der tektonischen Eintiefungen seit ca. 5 Ma der Lemberg und der Hohenasperg als Hochgebiete langsam erosiv herauspräpariert und belegen als "Zeugenberge" das ehemals breit ausgedehnte Flussdelta des Schilfsandsteins mit seinen verzweigten Sandrinnen. Diese Vorgänge werden als **Reliefumkehr** bezeichnet und haben in größerer Ausdehnung auch maßgeblich zum Erhalt der Schichten des höheren Keupers (Stubensandstein etc.) am Stromberg und Heuchelberg, der Löwensteiner Berge und der Keuperberge und Filderhochfläche im Raum Stuttgart und Leonberg beigetragen (Fildergraben, Engelberg etc.). Zeugenberge ohne Reliefumkehr (z.B. einige Ausliegerberge der Schwäbischen Alb) entstehen auch bei flach einfallenden Schichtstufen mit 1 - 2° Neigung durch das komplexe Zusammenspiel der flächigen Stufenerosion in Verbindung mit der linienhaften Hinterschneidungen der Stufen durch Bäche und Flüsse. Diese Vorgänge spielen auch bei der Reliefumkehr eine wichtige Rolle. Die parallel zum Schichtstreichen (subsequent) verlaufenden Stufenrandflüsse (Neckar entlang der Schwäbischen Alb, stellenweise Elz, Kocher, Jagst) transportieren das Material der quer (obsequent) und steil in die Schichtstufen einschneidenden und damit stärker erodierenden Flüsse ab. Die Stufenrückverlegung erfolgt aber nicht nur frontal durch flächige Abschwemmungen und Rutschungen, sondern im Zusammenwirken mit Quelleinschneidungen und mit tiefen Bachhinterschneidungen unter dem Einfluss der lokalen Tektonik. Die in einem mehr oder weniger stumpfen Winkel zum Stufenrand einschneidenden Quellen, Bäche und Flüsse biegen hinter der Stufe wie eine Zange um, die Schichttafel wird in einzelne Ausliegerkomplexe und -berge zerlappt und zerlegt und es bilden sich weite Buchten. Auch Flussanzapfungen und -umleitungen beeinflussen diese Vorgänge. Das ist z.B. bei der Stufenrückverlegung mit Rückseitenerosion am stark zerlappten und gebuchteten Nordrand der Schwäbischen Alb und am Keuperstufenrand, z.B. im Stuttgarter Raum, zwischen Heilbronn und Waiblingen und am Strom- und Heuchelberg, gut zu sehen.

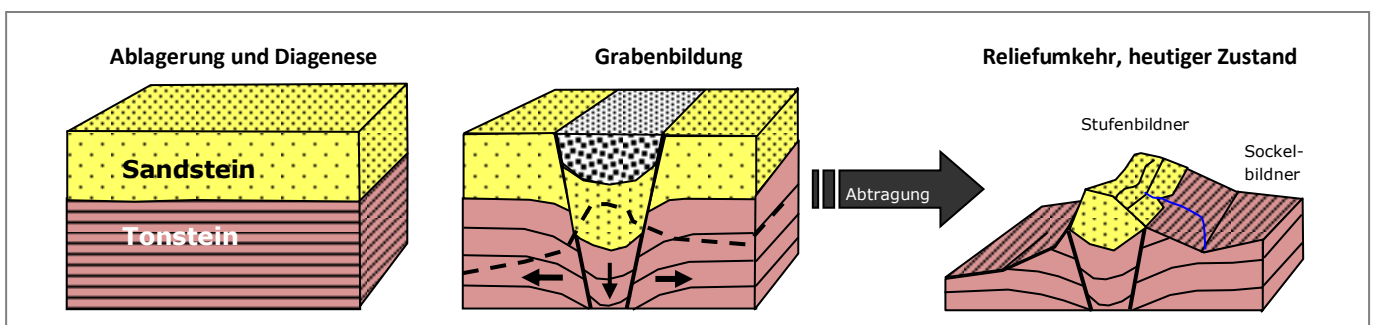


Abb. 19a: Schema der Entstehung eines Zeugenbergs durch Reliefumkehr in einer tektonischen Graben- und Muldenstruktur. Geomorphologische Umwandlung von einer Tieflage durch Dehnung und Grabenbildung. Durch die Abtragung des umgebenden, weicheren Gesteins entsteht eine Erhebung als "Zeugenberg" (siehe Abb. 19e).

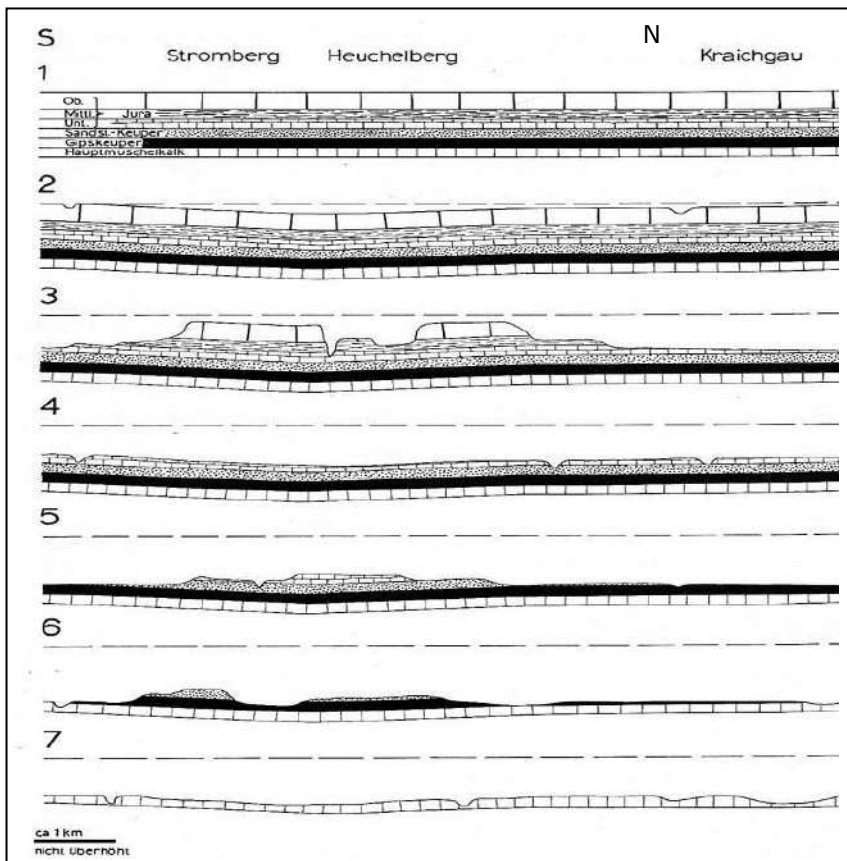


Abb. 19b: Die Entstehung von Stromberg und Heuchelberg durch Reliefumkehr in einer tektonischen Mulde.

1 und 2: Zustand am Ende des Späten (Oberen) Jura nach der Heraushebung aus dem Meer. Einmuldung und Abtragung, vermutlich seit der Paläogen-Zeit.

3: Erste Reliefumkehr. Weitere Abtragung. Entstehung des ersten Zeugenbergs aus Jura-Gesteinen.

4: Fortschreitende Abtragung. Nach Entfernung der harten Weißjura-Gesteine (Später Jura) und der weichen Braunjura-Gesteine (Mtl. Jura) entstand eine Verebnung auf den harten Schwarzjura-Gesteinen (Früher Jura), ähnlich der heutigen Filderfläche südlich von Stuttgart.

5: Zweite Reliefumkehr. Nach weiterer Abtragung der exponierten Umgebung entstand in der Mulde erneut ein Zeugenberg, zunächst noch mit einer Kappe aus Schwarzjura, die weiter abgetragen wurde.

6: Heutiger Zustand. Schilfsandstein und Stubensandstein bilden die schützende Kappe. In der Umgebung Abtragung bis auf die Keuper-Muschelkalk Gäufläche.

7: Möglicher Zustand in der geologischen Zukunft. Nach der Abtragung der harten Keupersandsteine bildet sich auf dem Oberen Muschelkalk wieder eine Verebnung in einer Mulde.

Grafik und Text verändert aus O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

3.7 Geologische Karten und geologischer Profilschnitt von Ludwigsburg, Fluss- und Landschaftsgeschichte

Die geologische Karte in Abb. 19c zeigt den Bereich der Markung Ludwigsburg, ausgewählt aus dem Karten-Viewer auf der Webseite des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB-BW, 2024). Hier ist der Ausstrich der geologischen Schichten an der Erdoberfläche dargestellt. Ein großer Teil der Fläche wird von den jungen Deckschichten aus Lösslehm, Löss, Abschwemmassen, Verwitterungslehmen, Frostschutt, Fließerden, Hangschutt, jungen Talfüllungen und Auenlehmen bedeckt, die in der Quartär-Zeit und dort v.a. während der Würm- und Riß-Kaltzeiten diskordant über den viel älteren und stark erodierten Grundschichten der Trias-Zeit abgelagert wurden.

Die geologische Karte in Abb. 19d zeigt den Ausstrich (das Auftreten an der Erdoberfläche) der geologischen Grundschichten aus der Trias-Zeit unterhalb der jüngeren Deckschichten (abgedeckte Karte) und die Talauen-Sedimente aus der Quartär-Zeit. Die 0,5 m bis stellenweise über 10 m mächtigen Deckschichten, welche die Grundschichten flächig und diskordant bedecken, wurden hier aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht dargestellt.

Der geologische Profilschnitt in Abb. 19e zeigt schematisch und überhöht die heute noch 600 - 700 m mächtigen Sedimentschichten des erodierten mesozoischen Deckgebirges über dem variszisch-kristallinen Grundgebirgssockel. Über den Gäuflächen wurden in den vergangenen 145 Ma bis zu 1200 m Gesteinsschichten abgetragen. Die Sedimentschichten liegen flachwellig und diskordant auf dem paläozoisch-variszischen und kristallinen Grundgebirge und werden von Verwerfungen gegeneinander versetzt. Im Bereich von Hohenasperg und Lemberg sieht man die Muldenlage und die tektonische Grabenstruktur, die für die Reliefumkehr dieser Zeugenberge verantwortlich sind. Im Bereich des Neckartals sieht man die Hochlage der Muschelkalkschichten, die durch den von Südwesten nach Osten verlaufenden "Schwäbisch-Fränkischen Sattel" verursacht wird (siehe auch Abb. 2b und 19). Die Lage des Profilschnitts ist in der geologischen Karte markiert. Der Vergleich beider Darstellungen soll die räumliche Lage der geologischen Schichten in Ludwigsburg veranschaulichen. Die Abbildungen 19f, 20 und 21 zeigen die Entwicklung der Flusssysteme und der Landschaften im nördlichen Alpenraum, in Süddeutschland, in Baden-Württemberg und im Raum Ludwigsburg mit der Flussgeschichte des Neckars.

Sehr anschauliche Beschreibungen zur Geologie und Landschaftsgeschichte des Strohgaus und der Keuperschichtstufe zwischen dem Leonberger Engelberg, der Gerlinger Schillerhöhe und dem Schloss Solitude findet man auf den Tafeln des "Geologischen Pfads der Stadt Gerlingen" auf der Webseite des Vereins für Heimatpflege Gerlingen e.V.

<https://heimatpflegeverein-gerlingen.de/geologischer-pfad.html>

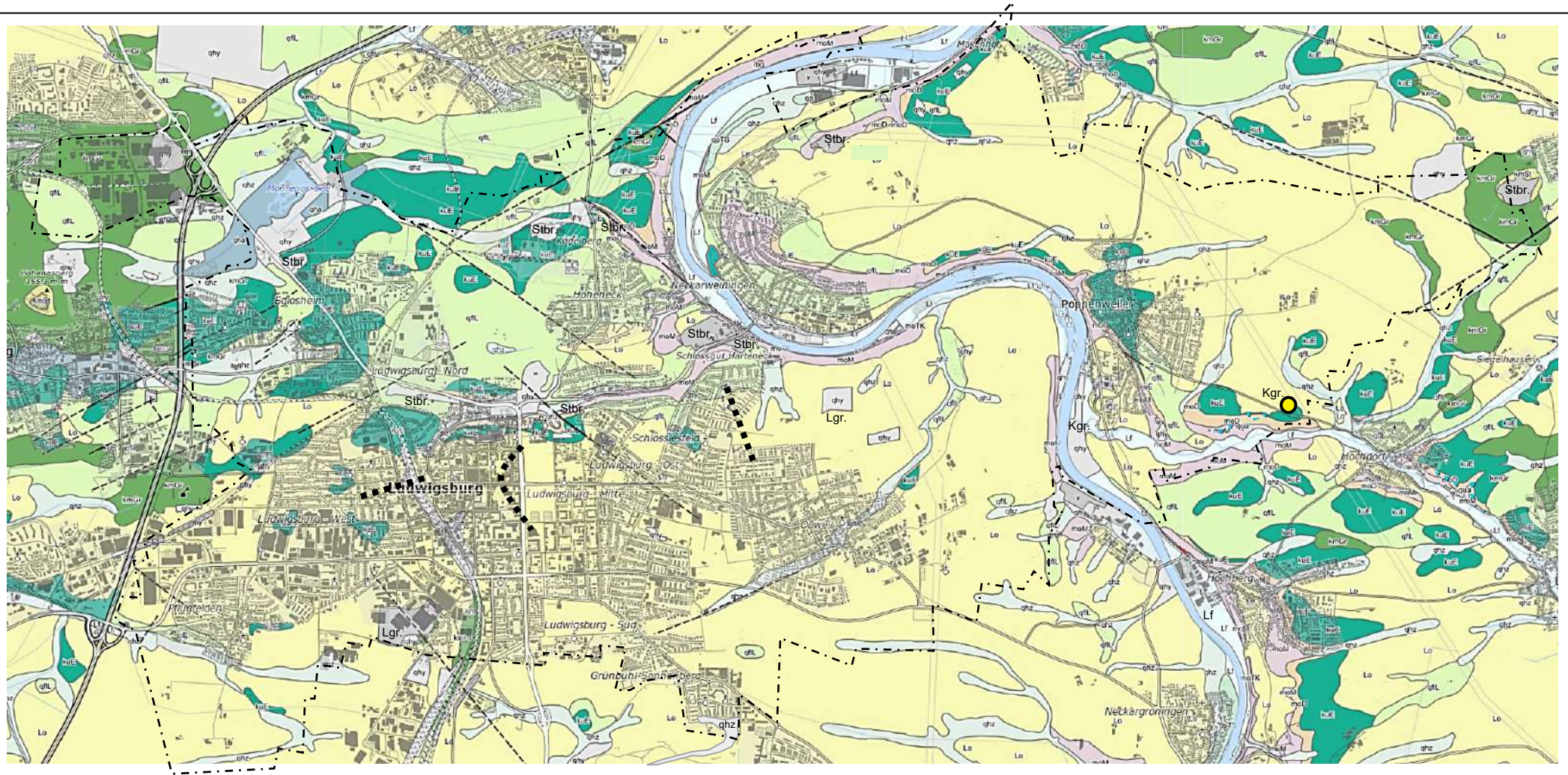


Abb. 19c: Geologische Karte von Ludwigsburg.

Ausschnitt und ergänzt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg, RP Freiburg 2024.

Holozäne und pleistozäne Deckschichten

qhy	Anthropogene Auffüllungen
qha	Holozäne Altwasserablagerungen, Anmoor
qhz	Holozäne Abschwemmassen
Lf	Auenlehme (teils anthropogen)
Lo	Lösslehm, Löss

qfL	Lössführende Fließerden
qpTS	Terrassensedimente (sandige Kiese)

Keuper

kmSt	Schilfsandstein Stuttgart-Formation
kmGr	Gipskeuper Grabfeld-Formation
kuE	Lettenkeuper Erfurt-Formation

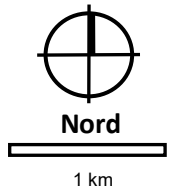
Oberer Muschelkalk

moD	Trigonodus-Dolomit Rotweil-Formation
moM	Ceratitenkalk Meißen-Formation
moTK	Trochitenkalk-Formation

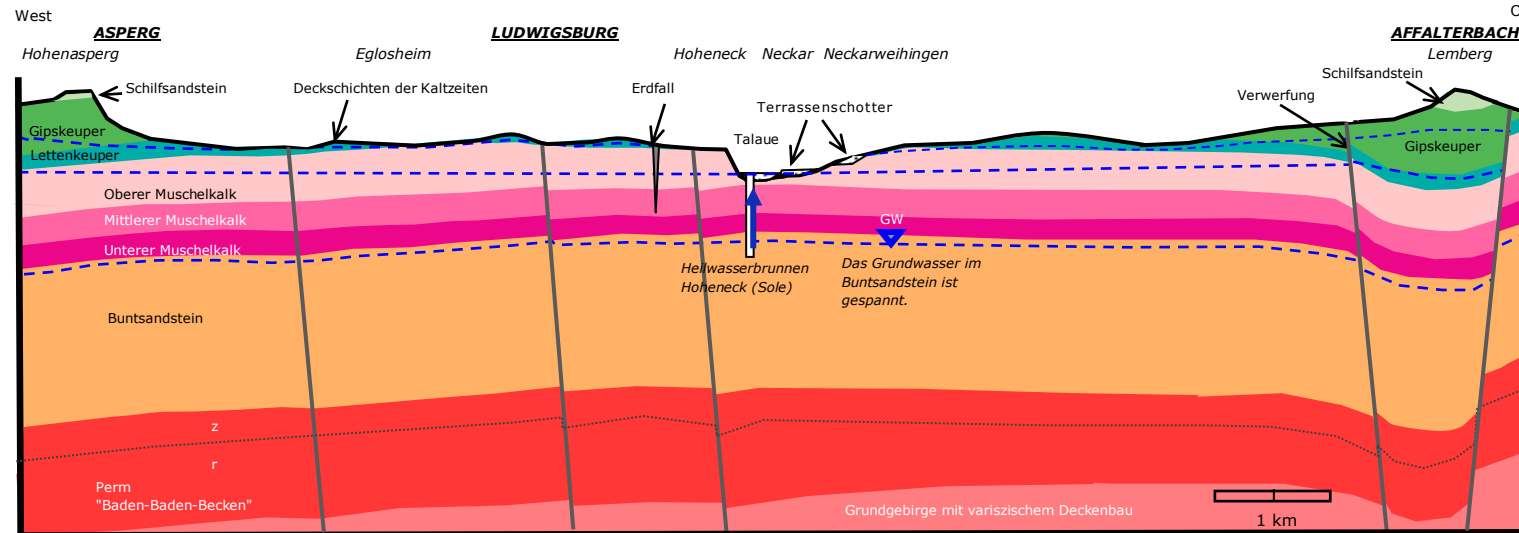
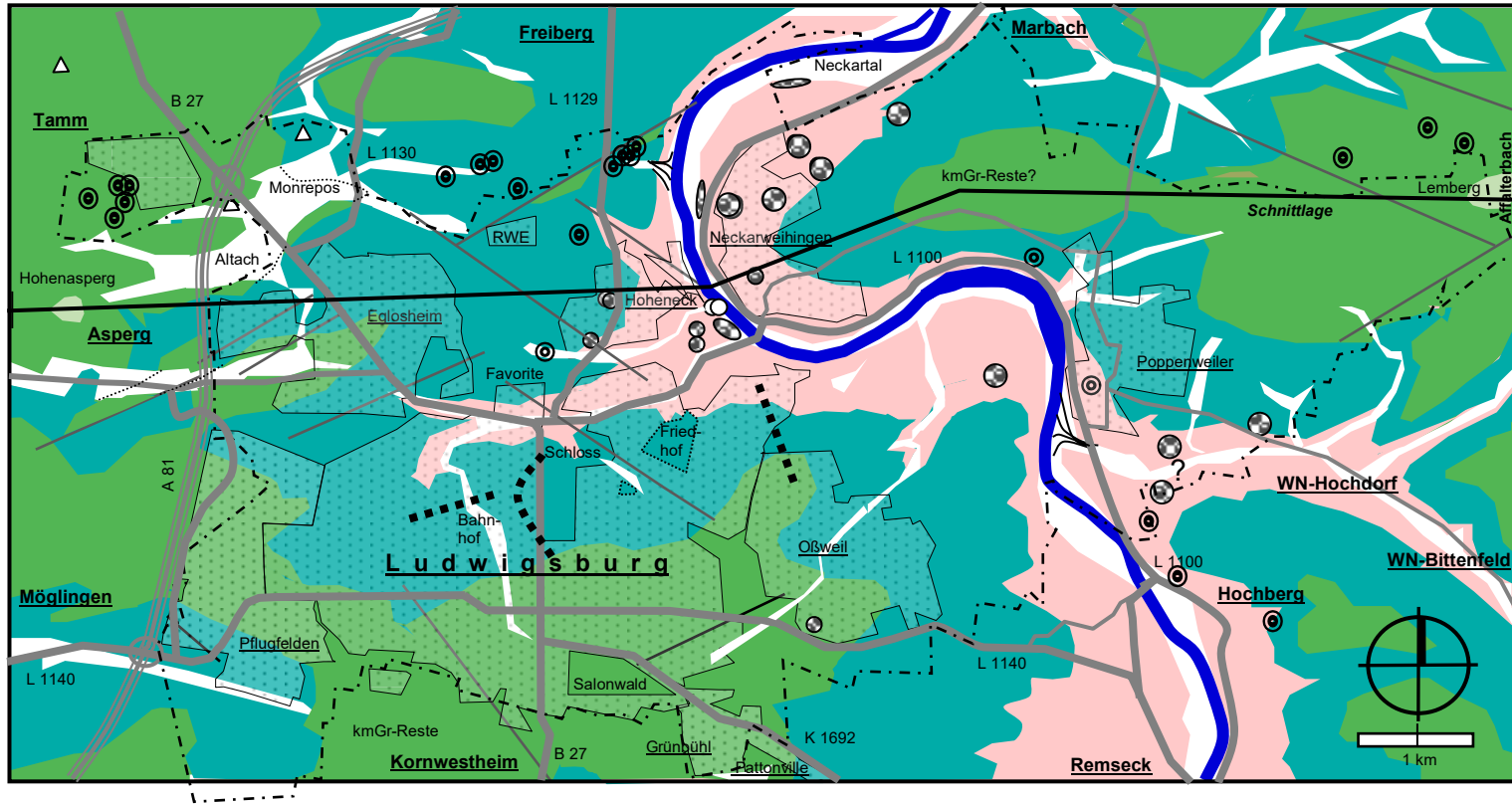
--- Tektonische Störungen, z.T. vermutet

- - - Bekannte, mit Tonen plombierte Tälichen

● Ehem. Kiesgrube mit "Travertin von Poppenweiler"



Die Steinbrüche (Stbr.), Kiesgruben (Kgr.) und Lehmgruben (Lgr.) werden heute nicht mehr betrieben und sind teilweise oder ganz verfüllt.



3.8 Fluss- und Landschaftsgeschichte

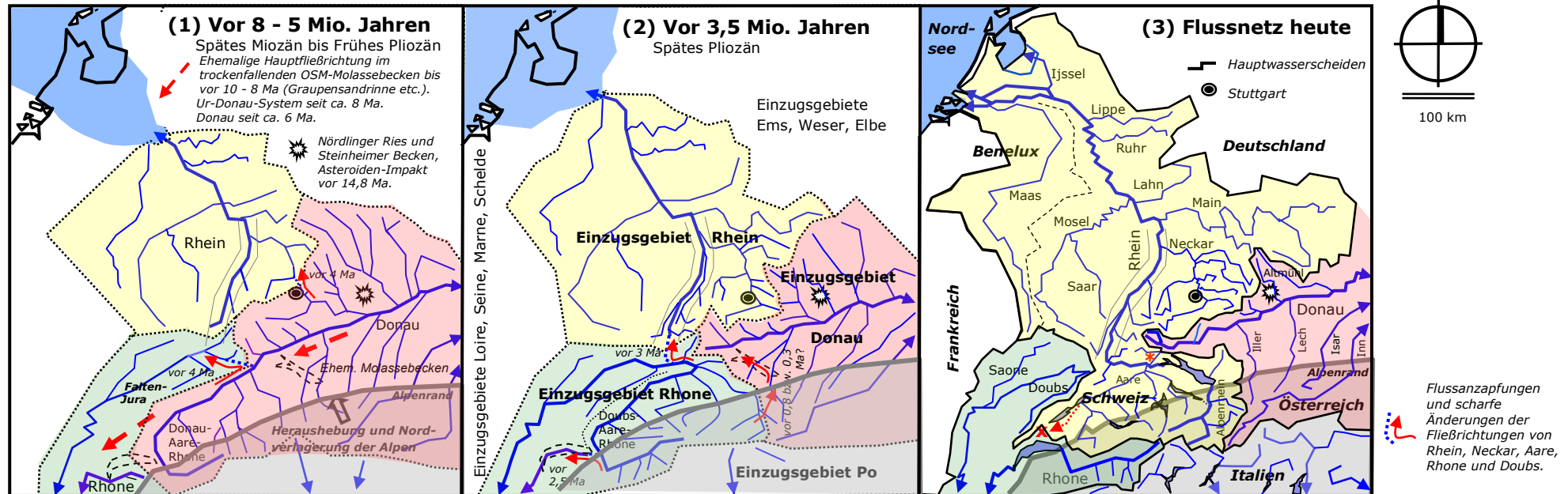


Abb. 19f: Flussgeschichte von Süddeutschland und dem mittleren Alpenraum. Die Veränderung der Einzugsgebiete der Flüsse durch Tektonik und Erosion.

Ab etwa 145 Ma. wurde das Rheinisch-Mitteluropäische Festland tektonisch gehoben und an seinem Südrand wurde auch Süddeutschland miteinbezogen, damit langsam aus dem Jurameer herausgehoben und der Abtragung durch die sich bildenden Flusssysteme ausgesetzt. Die Flüsse sind bei einem tropischen Klima in flachen und breiten Tälern auf der Jurafläche nach Südosten zum Tethys-Ozean geflossen. Von einem kurzen Kreidemeer-Vorstoß aus der Tethys sind nur Ablagerungen in Bayern bekannt und in Baden-Württemberg kommen Kreidesteine nur in vulkanischen Schotterfüllungen und in Karsthohlräumen vor. Vor 52 - 45 Ma begann der Oberrheingraben einzubrechen und senkte sich mit der Hebung von Schwarzwald und Vogesen weiter ab. Entlang dem Nordrand der Alpen hat sich mit deren Nordwanderung vor 33 Ma das Molassebecken mit Meeren und mit Seen gebildet. Vor 28 - 20 Ma entwässerte die Untere Süßwassermolasse nach Osten in die Paratethys. Vor 19 - 10 Ma verlief die Strömung der Oberen Meeresmolasse und die Entwässerung der Oberen Brackwassermolasse nach Südwesten in die Tethys. Durch die stärkere Heraushebung des Südschwarzwaldes mit der Südost-Verkipfung der Erdkruste vor ca. 10 Ma und mit der weiteren Absenkung des Molassebeckens hat sich die Entwässerung von Süddeutschland und der Nordalpen von Westen nach Osten in den Pannonischen See umgekehrt. Nach der weiteren Hebung mit dem Ende der Molassesedimentation vor 8 - 6 Ma hat sich dort eine weiträumige Seen- und Flusslandschaft mit einer Hauptentwässerung über die aus den aufgestiegenen Alpen heraus entstehende Rhone-Aare-Donau nach Osten in das entstehende Schwarze Meer gebildet (Kap. 6.7).

Bild 1: Vor etwa 8 - 5 Ma sind die nördlichen Alpenflüsse der Schweiz, Walliser-Rhone, Reuss und Alpenrhein nach Norden und Nordosten in das alte Becken der Oberen Süßwassermolasse und von dort mit dem sich bildenden Aare-Donau-System nach Osten geflossen. Auch die Neckar-Lone (Fils) und die Brenz (Jagst) haben nach Südosten zur Donau entwässert. Es begann die landschaftliche Grobformung von Süddeutschland (siehe Kap. 6, Abb. 6.68).

Bild 2: Das Gefälle der Donau auf ihrem langen Weg zum Pontischen/Schwarzen Meer war und ist bis heute aber recht flach, so dass das Donau-System in Süddeutschland nur eine geringe erosive Kraft hatte. Das Rhone-System mit dem Doubs im Südwesten und das Rhein-System mit dem noch kurzen "Rhein-Neckar" im Norden hatten und haben bis heute auch durch das Einbrechen des Rhone- und Rheingraben, durch die Austrocknungen des Mittelmeeres vor 6 Mio. Jahren und wegen der bis heute andauernden Hebung von Schwarzwald und Vogesen eine tiefere Erosionsbasis, damit ein höheres Gefälle und eine größere Erosionskraft. Das macht sich dort auch durch schroffere Talformen bemerkbar. Die rückschreitende Erosion der Flüsse kam daher im Rhone- und im Rhein-System schneller voran als im flacheren Donau-System, sodass vor etwa 4 Ma der Doubs die Alpenflüsse Aare und Reuss bei Waldshut erreicht hat

Karten mit Daten aus E. Villinger (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., NF., 80. und J. Eberle et al. (2023): Deutschlands Süden. 4. Aufl., Springer, Berlin. Die Karten zeigen den ungefähren Verlauf der Flüsse vor Millionen Jahren.

* = Wutach-Anzapfung der Feldberg-Donau zum Rhein vor 19.000 a; X = zukünftige Aare-Anzapfung zur Rhone?

und durch den Sundgau zum Mittelmeer umlenken konnte. Die Walliser "Rhone-Aare" wurde vor ca. 2,5 Ma im Bereich des heutigen Genfer Sees von Westen her angezapft, von der Aare getrennt und direkt zum Mittelmeer umgelenkt. Die der Donau tributären Flusssysteme des heutigen Neckars und Teile des Mains wurden vom nördlichen Oberrheingraben her angezapft, zum Teil in ihren Fließrichtungen umgekehrt und der Nordsee zugeführt (Abb. 20). Vor etwa 3 Ma hat dann die Erosionsfront des Rheins das Aare-Doubs-System bei Basel und am heutigen Hochrhein erreicht und die Aare ebenfalls zur Nordsee umgelenkt. Durch weitere rückschreitende Erosion und vermutlich auch durch den Ausbruch von Eisrandseen wurde vor etwa 1,7 - 0,8 Ma der Alpenrhein im Bereich des Bodenseebeckens der Donau entrissen und zum ersten Mal der Nordsee zugeführt. Die Entwässerung des Alpenrheins über den Oberrhein zur Nordsee, oder über die Donau ins Schwarze Meer wurden in den vergangenen 1,5 Ma von den jeweiligen Gletschervorstoßen aus den Alpen und von deren Erosions- und Ablagerungsvorgängen beeinflusst.

Bild 3: Der Oberrhein konnte sich wegen seiner starken Erosionskraft mit der Zeit weite Gebiete der hypsographisch flacheren Donau- und Rhone-Systeme einverleiben. Damit waren die Grundlagen für die heutigen Flusssysteme in Südwestdeutschland mit den europäischen Hauptwasserscheiden und mit den Zuflüssen zur Nordsee und zum Schwarzen Meer geschaffen. Zeugnisse dieser grundlegenden Veränderungen der Flusssysteme sind Schotterablagerungen in exponierten Hochlagen, alte geköpfte Talböden am Nordrand der Schwäbische Alb und die scharfen Richtungsänderungen von Aare, Rhein, Neckar und ihrer Nebenflüsse im Bereich der Anzapfgebiete. Der Kampf der Flusssysteme von Rhein und Donau um das Einzugsgebiet dauert an und ist heute in der Wutachschlucht bei Blumberg zu sehen. Dort hat vor 19.000 Jahren das Rhein-System mit der Wutach die sogenannte Feldbergdonau angezapft und von Osten nach Süden umgelenkt und wird sich in Zukunft auch die beiden Quellflüsse der heutigen Donau - Brigach und Breg - einverleiben (*). In 1 - 2 Ma könnte die Rhone die Aare und die Emme im Bereich Genfer-, Neuenburger-, Bieler-See anzapfen und zum Mittelmeer umlenken (x). In ca. 20 Ma könnte die Schwäbische Alb bis zur Oberen Donau abgetragen sein und dieses Gebiet entwässert dann über den Neckar und den Rhein in die Nordsee. In ferner Zukunft ist auch eine Umlenkung von Aare und Hochrhein in den Genfer See oder in den Doubs wieder denkbar (x).

Kleine Fluss- und Landschaftsgeschichte des Neckarraums.

"Neckar" - "nik-ar" ist keltischen Ursprungs und bedeutet "Wildes Wasser".

Mit der weiteren tektonischen Hebung des nördlich gelegenen Rheinisch-Mitteuropäischen Festlandes am Ende der Jura-Zeit vor 145 Jahren zog sich das Meer mit einer kurzen Unterbrechung in der Kreide-Zeit aus Süddeutschland nach Süden zurück. Auf der Süddeutschen Tafel entstand bis ins Frühe Paläogen eine flache Rumpfflächenlandschaft mit Flüssen, die in flachen und breiten Tälern bei einem überwiegend subtropischen und tropischen Klima nach Südosten in den alpinen Tethys-Ozean entwässerte. Große Teile des Gewässernetzes in Baden-Württemberg wurden ab 145 Ma auf der Jurafläche angelegt mit der Hebung und Erosion über Millionen Jahre in die darunter liegenden und älteren Schichten teils mehr oder weniger gut durchgepaust. Bei Abb. 4b und 4c wurde schon beschrieben, wie es durch die Alpenbildung und deren Nordwanderung im Bereich von Nordostfrankreich und Süddeutschland zu einer Nordost-Südwest-Dehnung mit einer Ausdünnung und Schwächung der Lithosphäre kam. Das führte zum Aufstieg von heißem Mantelmateriale im Bereich des heutigen Oberrheingrabens und es kam ab 80 -50 Ma zu einer Aufwölbung im Bereich der heutigen Vogesen, Schwarzwald und Odenwald. Dadurch kam es ab 45 Ma zum Einbrechen des Oberrheingrabens als Gewölbescheitelbruch und durch Abtragung der exponierten Randhöhen hat sich das "Antiklinal-Stufenland" entwickelt, das sich heute vom Pariser Becken bis zum Böhmerwald erstreckt. Zusammen mit der Absenkung des Nordalpinen Molassebeckens ab ca. 35 Ma kam es in Südwestdeutschland ab 20 Ma und verstärkt vor 13 – 10 Ma zu einer Verkipfung der Gesteinsschichten nach Südosten um 1° im Norden und um bis zu 5° im Südwesten am Südschwarzwaldrand in Baar und Hegau (Abb. 9). Diese leichte Schrägstellung hat Zusammen mit den zyklischen Hebungen der Süddeutschen Scholle mit ihrer engen Abfolge aus unterschiedlich abtragungsresistenten Gesteinen zur Bildung des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes mit seinen treppenartig und asymmetrisch nach Nordosten auffächernden Schichtstufen mit Verebnungsflächen und Steilstufen geführt. Die zunehmende tektonische Beanspruchung durch den Norddruck der Alpenbildung führte zu zahlreichen Verwerfungen mit Grabenbildungen und zu Mulden- und Sattelbildungen in den mesozoischen Gesteinsschichten (Kap. 3.5 und gelbe Signaturen in Abb. 20). Die nach Süden in das Molassebecken mündenden Flüsse mit zunächst noch geringem Gefälle begannen sich mit den Hebungen tiefer einzuschneiden (Kap. 6.7) und die Schichten von Jura und Keuper wurde von Norden her stärker abgetragen und die Landschaftsformen wurden differenzierter. Im Späten Oligozän vor 30 Ma hat in Südwestdeutschland eine stärkere Hebung und Erosion stattgefunden und das Klima wurde kurzzeitig kühler. Dann wurde es tektonisch wieder ruhiger und mit der weiteren Abtragung ohne nennenswerte Hebung hat sich bei einem nochmals subtropischen Klima wieder ein Flachrelief mit einer niedrigen Juraschwelle vom aufgestiegenen Schwarzwald bis südlich des Stuttgarter Raums entwickelt. Im Späten Miozän gab es ab 13 Ma wieder eine stärkere Hebung mit Verkipfung und Erosion und damit wurden die landschaftlichen Grundstrukturen von Südwestdeutschland weitgehend fertiggestellt. Die bisher eher angedeuteten Schichtstufen begannen sich nun steiler zu entwickeln und weiter nach Südosten zu verlagern. In dieser Zeit wurde es auch trockener und kühler und die heutige Ausformung der Landschaft mit der tieferen Talentwicklung begann. Auch während der pleistozänen Kaltzeiten von 2,6 Ma bis fast heute gab es eine stärkere allgemeine Hebung und im Strohgäu wurden bis zu 50 m Gesteinsschichten des Keupers abgetragen und der Neckar hat sich um bis zu 80 m eingetieft (Abb. 21).

Auf **Abb. 20-1** ist vor 18 Ma im Zentrum von Baden-Württemberg ein großer und verzweigter Fluss zu sehen, der als **"Neckar-Lone"** zusammen mit den anderen Flüssen vom Rand des Odenwalds und des Schwarzwalds nach Südosten zum Molassebecken floss. Die schubweise Hebung von Süddeutschland als Folge der sich bildenden Alpen und des einbrechenden Oberrheingrabens hielt an und es kam vor 10 - 5 Ma zu einer stärkeren Hebung des Südschwarzwalds und zu einer weiteren Verkipfung von Südwestdeutschland mit einem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau. Das hat ab 8 Ma die Entstehung der mächtigen **"(Rhône-)Aare-Donau"** und ihrer Nebenflüsse als Hauptentwässerung der Nordalpen und von Süddeutschland nach Osten im Gebiet der zu dieser Zeit zu Ende gehenden Molassesedimentation unterstützt. Im Oberrheingraben hat inzwischen der zunehmende Höhenversatz zum Odenwald und zum Schwarzwald den zunächst noch kurzen Flüssen und Bächen an den Grabenschultern eine immer höhere Erosionskraft und Erosionsgeschwindigkeit gegenüber den flacheren Donauzuflüssen auf der östlichen Hochfläche verschafft. Auf **Abb. 20-1** ist zu sehen, wie sich einer dieser Flüsse vor über 20 Ma beim heutigen Heidelberg entlang dem südlichen Odenwald zunächst nach Osten und Norden zurückgeschnitten und die zur Neckar-Lone fließende Elter bei Eberbach zum Rhein umgeleitet hat. Auf **Abb. 20-2** sieht man, wie dieser steile und erosionskräftige **"Rhein-Neckar"** nach Südosten schwenkt und neben der Elz auch die anderen Bäche und Flüsse am Oberlauf des Ur-Donau-Systems nach und nach angezapft und zum Rhein umgelenkt hat. Damit begann dort eine Neuausrichtung des baden-württembergischen Flusssystems. Im Laufe der weiteren Jahrmillionen wurden dann immer größere Teile des Einzugsgebietes der Neckar-Lone mit ihren Nebenflüssen Zaber, Enz, Glerns, Murr und Rems sowie die Ur-Flüsse der heutigen Kocher und Jagst von Norden und Westen her angezapft und von der ursprünglichen Südost-Fließrichtung zur Donau in eine generelle Nord- und West-Fließrichtung zum Rhein umgelenkt. Auch Richtungsänderung innerhalb der Flussverläufe kam vor, wie z.B. bei der Glerns, die vor 3 Ma nicht nach Norden zur Enz, sondern über den "Lochengraben" bei Korntal nach Osten direkt in den Neckar geflossen ist. Noch früher floss die Glerns nach Westen zur Würm. Mit der Eroberung dieser Donauzuflüsse und mit der Umlenkung der wasserreichen Enz vor ca. 10 Ma nach Norden hat der Rhein-Neckar weiter an Erosionskraft gewonnen und es kam zu einer verstärkten Tiefenerosion im sich zyklisch hebenden Land. Diese weitreichenden Veränderungen im süddeutschen Gewässernetz haben zu einer allmählichen Südost-Verlagerung der Wasserscheide zwischen Rhein-Neckar (Nordsee) und Neckar-Lone-Donau (Pontischer See - Schwarzes Meer - Mittelmeer) um bis zu 150 km geführt. Vor 6 - 5 Ma lag diese **"Europäische Hauptwasserscheide"** im Raum Ludwigsburg und hat vor etwa 3 Ma bei Plochingen den damaligen Albrand erreicht. Der Rhein-Neckar konnte nun auch den **"Tübinger-Neckar"** zusammen mit einem Rest der unteren Neckar-Lone als heutige Fils komplett nach Norden umlenken (Abb. 20-3) und heute fließt nur noch eine auf 37 km verkürzte östliche Lone ab Ursprung von der Hochfläche der Schwäbischen Alb über die Hürbe und die Brenz zur Donau (Abb. 20-4). Auch Jagst, Kocher, Murr, Rems und Fils vergrößerten ihre Einzugsgebiete auf Kosten der Donau oder kehrten ihre Fließrichtungen um. So wurde der Neckar mit seiner zunehmenden Erosionskraft zum mächtigsten Fluss nördlich der Schwäbischen Alb. Das hatte zur Folge, dass die lange Zeit bestehende Keuperschichtstufe im nördlichen Baden-Württemberg stärker nach Südosten zurückverlegt und intensiver zertalt und zerteilt wurden. In Verbindung mit tektonischen Graben- und Muldenbildungen und durch Reliefumkehr sind so die großen "Keuperinseln" Stromberg und Heuchelberg, die Schwäbisch-Fränkischen Waldberge, sowie mehrere kleine Zeugenberge entstanden. Vor 0,5 Ma hat der "Rhein-Neckar" in seinem Oberlauf dann noch die der Donau zufließende Eschach bei Rottweil nach Norden umgelenkt. Vor 17.000 bis 11.000 Jahren mündete der Neckar nicht wie heute bei Mannheim in den Rhein, sondern mäandrierte im Oberrheingraben entlang dem östlichen Grabenrand ab Ladenburg als Rhein-Randfluss entlang der Bergstraße nach Norden ("Bergstraßen-Neckar") und mündete erst bei Trebur/Darmstadt in den Rhein (Abb. 19g-4). Ursache für diese Flussablenkung waren vermutlich große Dünenbildungen im heutigen Einzugsgebiet des Neckars in den Rhein. Die Strukturen des heutigen Flussnetzes sind auf **Abb. 20-3** vor 3 Ma schon gut erkennbar. Nur in Oberschwaben und am Bodensee stand noch die Richtungsänderung des Alpenrheins von Norden zur Donau nach Westen zum Hochrhein und zum Oberrheingraben bevor, mitbeeinflusst durch tektonische Absenkungen im Bodenseebecken und durch die beckenartige Erosion der im pleistozänen Eiszeitalter mehrfach weit ins Alpenvorland heraustretenden Gletscher. Die deutlichen Richtungsänderungen des heutigen Neckars bei Plochingen und Eberbach sind die Zeugen dieses Kampfes von Rhein und Donau um die Einzugsgebiete. Die o.g. Hebung und

die südöstliche Verkipfung von Baden-Württemberg hat den Verlauf und die Talbildung der Flusssysteme mit "Stufenrandflüssen" und mit "Rückseitenerosion" bis heute entscheidend geprägt (Kap. 3.6.1). Diese Flusstäler sind vor den Jahrmillionen aber noch in viel höher liegenden und jüngeren Gesteinsschichten verlaufen und haben sich dann zusammen mit der allgemeinen Hebung und der gleichzeitigen Erosion bis auf das heutige Niveau eingeschnitten, wurden dabei teils mehr oder weniger gut durchgepaust und wurden teils auch neu angelegt. Auch einige größere tektonische Störungszonen, wie z.B. das Schwäbische Lineament am Albrand und der Fildergraben im Stuttgart-Esslinger Raum, haben den Verlauf und das Einschneiden des Neckars und der anderen Flüsse mitbestimmt. Die oft noch flachen Flusstäler haben dann erst ab dem Pliozän durch eine verstärkte Landhebung größere Eintiefungen erfahren und haben sich in den Kaltzeiten weiter vertieft. Beim Durchschneiden der harten Gesteine von Muschelkalk und Buntsandstein in Bereichen von tektonischen Sattelstrukturen haben die Flüsse schmale Durchbruchstäler als enge Schlingentäler (Talmäander) erodiert, wie z.B. der Neckar bei Rottweil und Rotenburg, bei Stuttgart-Hofen, bei Ludwigsburg und Helligheim und entlang dem südlichen Odenwaldrand. In Bereichen mit weicheren Keupermergeln, in Auslaugungsgesteinen (Salz, Gips, Anhydrit) und in durch tektonische Absenkung bedingten und jungen Aufschotterungen fließen der Neckar und seine Nebenflüsse aber auch heute in breiteren Talauen, wie z.B. im Raum Heilbronn. Auffallend ist, dass der nach Südosten herauspräparierte Schichtstufenrand des Späten Jura (jo) schon früh nahe an seiner heutigen Lage angekommen ist, während sich die Schichtstufen des älteren und tiefer liegenden Keupers (k) und des Muschelkalks (m) erst später weiter nach Südosten verlagert haben. Der Stufenrand des Späten Jura (Albrauf) hat sich bis heute auch nur wenig weiter nach Südosten verlagert. Hier wird vermutet, dass zur Zeit des Späten Jura im nördlichen Baden-Württemberg nahe der Küste am damaligen Festland des Rheinischen Schiefergebirges keine oder nur wenige Kalkschlämme, sondern v.a. tonig-mergelig-sandige Schlämme abgelagert wurden. Erst weiter südlich kam es im Küstenfernen, klaren und tropisch-warmen Flachwasser zur biochemischen Ausfällung von Kalkschlämmen und zur Bildung von mächtigen Schwamm- und Korallenriffen. Diese nördlich abgelagerten und nach der diagenetischen Verfestigung relativ weichen Tonmergelsteine wurden nach ihrer Heraushebung aus dem Meer dann schneller nach Süden abgetragen als die weiter südlich abgelagerten und viel härteren Karbonatsteine und Riffkalke, die heute den Trauf der Schwäbischen Alb bilden. In ferner Zukunft könnte der mittlere Neckar von den heute noch unbedeutenden Flüssen Leimbach, Kraichbach und Saalbach aus dem Kraichgau angezapft werden. Sollten diese Flösschen noch einige 10er Meter Gestein abtragen, könnten ihre kürzeren und viel steileren Wege zum Rhein tiefe Täler erodieren und den heutigen Neckar zwischen Pleidelsheim und Bad Wimpfen nach Westen durch den Kraichgau direkt zum Oberrhein umleiten. Nagold und Würm könnten den Oberlauf des Neckars anzapfen und über die Pfalz nach Nordwesten auf schnellstem Weg dem Rhein zuführen (H. Seyfried et al. 2021).

Talbildung, Schichtstufenbildung: Täler entstehen durch das Zusammenspiel von linienhafter und fluvial-gravitativer Abtragung von Bächen und Flüssen (Einschneiden, Seiten-, Tiefen-, rückschreitende Talerosion) mit der mehr oder weniger flächenhaften Denudation (Hangabwärtsbewegungen, gravitative Massenverlagerungen) an den oft übersteilten und unterspülten Talhängen. Es kommt zum Bodenkriechen, zu Rutschungen und Felsstürzen und seltener zu Schollengleitungen von Gesteinskörpern im Verband. In Baden-Württemberg haben neben dem Gefälle der Fließgewässer auch die wechselnde Härte und die Wasserdurchlässigkeit der Sedimentgesteine und deren generelle Schichtneigung von 1° – 5° nach Südosten einen Einfluss auf die Talbildung. Ausgehend von den Quellen an den Grenzen von wasserdurchlässigen zu wasserstauenden Schichten (Kalk- und Sandsteine, Mergel- und Tonsteine), bildeten sich an den Abhängen der Schichtstufenränder zahlreiche steile Bäche. Ihre rasch rückschreitende Erosion mit tiefem Einschneiden, mit Freilegung, Unterspülung und Nachbrechen hat zu verästelten Talbildungen von den flachen und hügeligen Vorländern hinein in die steileren Schichttafeln geführt. Weitere Einflüsse auf die Bildung und auf den Verlauf der Fließgewässer hatten und haben die rhythmische Hebung des Landes über viele Jahrmillionen, das wechselnde Klima zwischen tropisch-feucht, heiß-arid und kaltzeitlich-trocken und örtlich die tektonischen Mulden- und Sattelstrukturen und die geklüfteten und zerrütteten Gesteine an den Verwerfungszonen und an den kleineren und größeren Grabensystemen. Immer wieder griff auch eine Flussanzapfung durch rückschreitende Erosion mit einer Richtungsänderung der Flüsse in die Talbildung mit ein, wie z.B. vor 20.000 Jahren die Wutach im Hegau. Die Talbildungen korrespondieren oft eng und komplex mit der Bildung und Verlagerung der Schichtstufen, und deren Erosion wird auch vom Klima, von der lokalen Tektonik und von der Wechsellagerung der weichen Ton- und Mergelgesteinen (Sockelbildner) mit den härteren und erosionsbeständigeren Sand- und Karbonatgesteinen (Stufenbildner) beeinflusst. Die Talerosion von den flach-hügeligen Vorländern in die leicht gekippten Schichtstufenflächen hinein führte zu einer differenzierten Ebenen- und Traufabtragung und begünstigte in Wechselwirkung mit der oben beschriebenen denudativen Abtragung an den Stufenfronten die allgemeine Rückverlegung (Wanderung) der Stufen im Laufe der Jahrmillionen und damit die Bildung der Schichtstufenlandschaft. Die Hauptursache für die Schichtstufenbildung in Baden-Württemberg ist aber das generelle südöstliche Schichtfallen mit 1° – 5° Neigung. Von den Stufenrändern zurückschneidend kam und kommt es auf den Schichttafeln durch die tiefe Bach- und Flusserosionen zu einer Zertalung und Zerlappung mit zangenartigen Bachhinterschneidungen und mit Rückseitenerosionen. So bildeten sich die weiten Buchten, die isolierten Ausliegerkomplexe und die freistehenden Inselberge, heute gut zu sehen entlang der ausgefrachten Stufenränder der Schwäbischen Alb und an den Rändern der stark gebuchteten Keuperbänke. Die von den Stufenrändern gegen das Schichtfallen in die Stufenflächen hinein erodierenden Flüsse werden als "obsequente Gewässer" bezeichnet, wie z.B. die Erms am Albrand. Die auf den Schichtstufenflächen entspringenden und in Richtung des Schichtfallens fließenden Gewässer werden als "konsequente Gewässer" bezeichnet, wie z.B. die Große Lauter auf der Schwäbischen Alb.

Die in Baden-Württemberg je nach Gesteinsart und -alter oft mehr oder weniger dendritischen (verästelten) Flussnetze verlaufen oft entlang von tektonischen Bruchmustern in bevorzugte Richtungen in der oberen Erdkruste und machen diese so erkennbar. Während die Bruchmuster im jüngeren und sedimentären Deckgebirge eher einfacher Art sind und die Spannungsverhältnisse der vergangenen 300 Ma abbilden, sind die Bruchgefüge im älteren und kristallinen Grundgebirge komplexer, denn sie begannen dort schon viel früher zu entstehen. So bildeten sich im kristallinen Mittleren- und im Südschwarzwald die engmaschig-komplexen und unregelmäßigen Talnetze, die sich deutlich von den Talnetzen im sedimentären Schichtstufenland unterscheiden. Leicht abtragbare Sedimentgesteine haben oft aufgefiederte und kleinteilige Talnetze, während widerstandsfähigere Sedimentgesteine weitständigere Talnetze haben. Verkarstete Karbonatgebiete haben wegen der schnellen Wasserversickerung und der unterirdischen Ableitung (unterirdisches Fluss- und Höhlensystem durch Kalklösung) oft nur eine unvollkommene Trockentalbildung mit einer verminderten Netzdichte, wie z.B. die Schwäbische Alb und die Muschelkalk-Gäufel. Während der Kaltzeiten spielten die Erosion des Eises zusammen mit den mittransportierten Stein- und Geröllmassen und die kiesbeladenen Schmelzwässer beim Austritt aus den Gletscherzungen eine wichtige Rolle bei der Landschaftsentwicklung und Talbildung in den Alpen und im oberschwäbischen Alpenvorland (Kap. 6.8).

Mehr zur Fluss- und Landschaftsgeschichte bei

- J. Eberle et al. 2023: *Deutschlands Süden. Vom Erdmittelalter zur Gegenwart*. 4. Aufl., Springer, Berlin.

- H. Seyfried et al. 2021: *Die Landschaften von Baden-Württemberg*. 2. Aufl., Schmidt, Neustadt an der Aisch.

- T. Simon 2010: *Karte zur Landschaftsentwicklung Baden-Württemberg*. LGRB-Information 25, Freiburg.

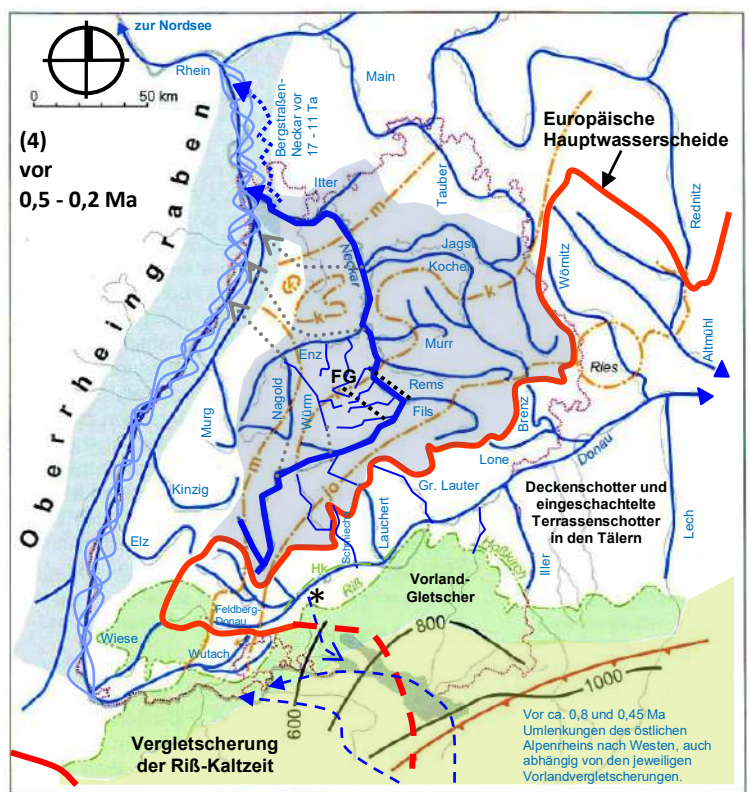
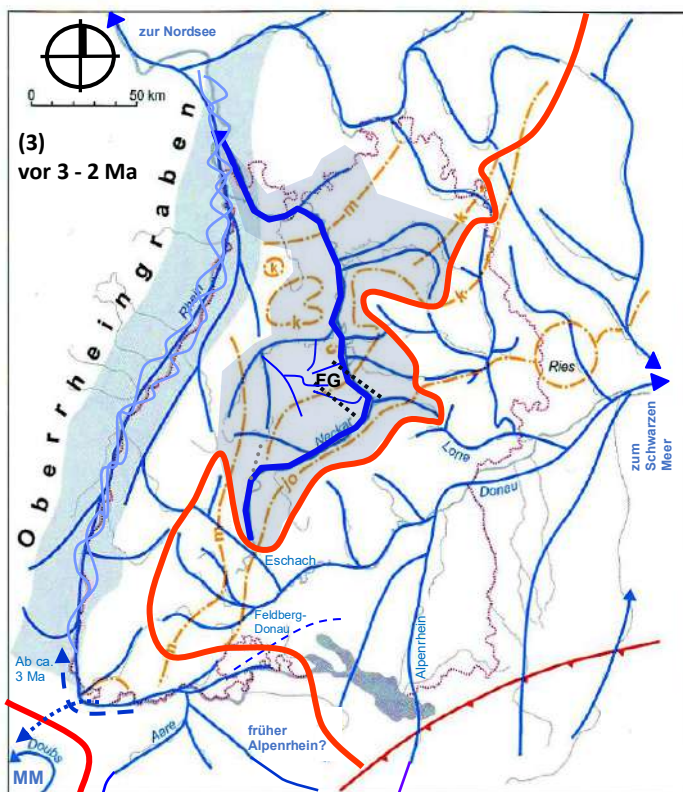
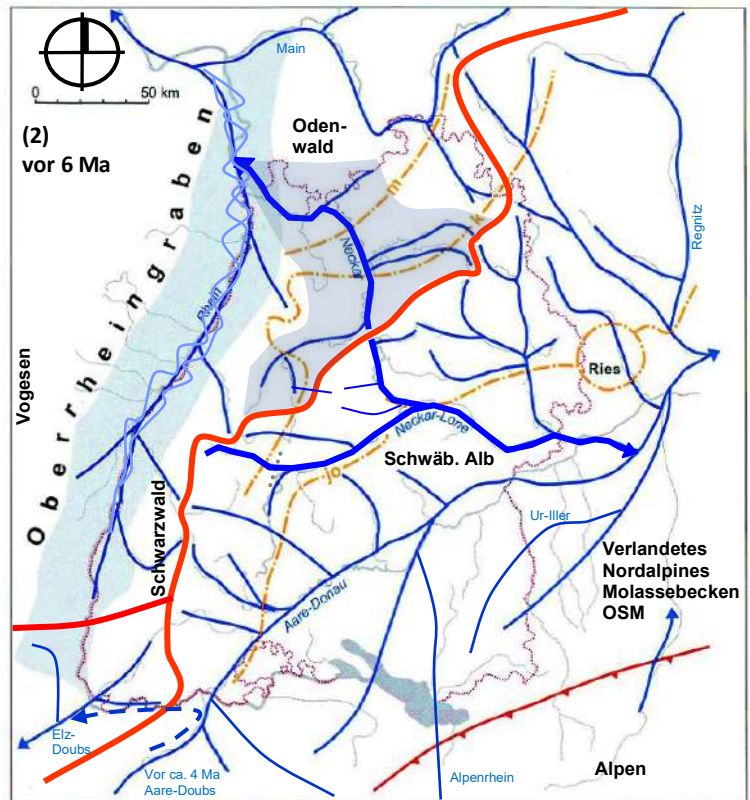
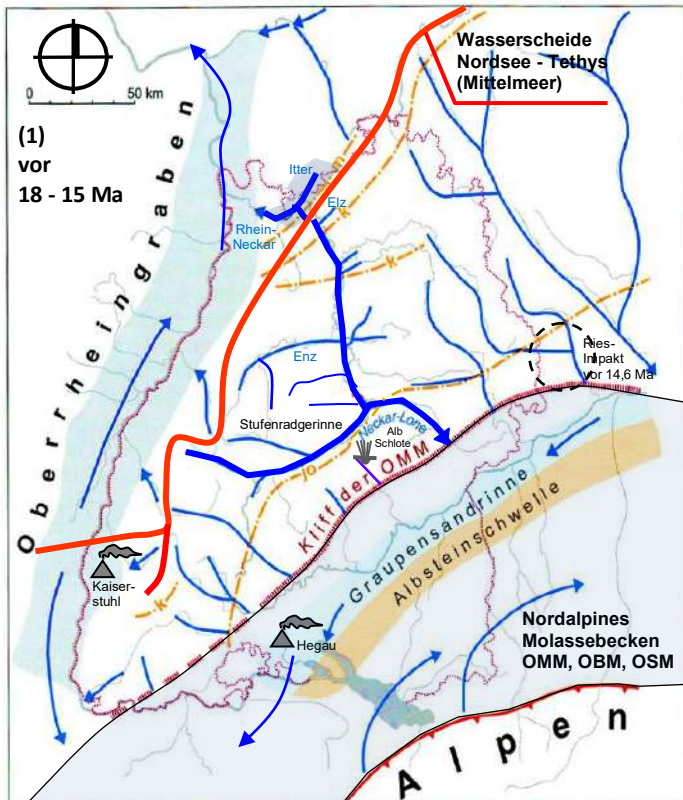


Abb. 20: Karten zur Entwicklung des Neckar-Flusssystemes im Neogen und im Pleistozän.

Große Teile des heutigen Gewässernetzes und der Flussverläufe wurden schon ab 145 Ma auf der Jurafläche angelegt und wurde mit der rhythmischen Hebung und der Erosion über Millionen Jahre teils in die darunter liegenden und älteren Schichten durchgepaust oder neu angelegt. Die Kartenfolge zeigt die Anzapfung des alten Neckar-Lone-Systems durch den noch kleinen, aber durch das größere Gefälle kräftig rückschreitend erodierenden Rhein-Neckar von Norden her, sowie die Umkehrung der südöstlichen Fließrichtungen von erheblichen Teilen des Neckar-Lone-Systems zur Donau nach Nordwesten zum Rhein. Dadurch kam es auch zur Verlagerung der Europäischen Hauptwasserscheide um bis zu 150 km nach Südosten. Rote Linien: nach Südosten wandernde Europäische Hauptwasserscheide zwischen Rhein (Nordsee) und Donau (Mittelmeer); Grau unterlegt = Einzugsgebiet des Rhein-Neckars. Gelbe Strichpunktsignaturen: m = Muschelkalk-Schichtstufe; k = Keuper-Schichtstufe; jo = Später Jura-Schichtstufe; OMM = Obere Meeresmolasse; FG = Fildergaben, ca. 4 Ma alt;  = mögliche Neckaranzapfungen in der Zukunft durch Leimbach, Kraichbach, Saalbach und Pfingz; ★ = heute wird die junge Donau bei Immendingen und bei Fridingen von unterirdischen Flüssen in durch Kalklösung gebildeten Karsthöhlen in den Gesteinen des Späten Jura unterirdisch angezapft und erhebliche Wassermengen versickern im Flussbett. Das Wasser tritt etwa 12 km südlich am Aachtopf zutage, fließt über die Radolfzeller Aach in den Bodensee und somit über den Rhein in die Nordsee. Es gibt hier also eine topographische oberirdische und eine unterirdische Wasserscheide, wie es auch auf der verkarsteten Schwäbischen Alb der Fall ist. In Zukunft wird die Donau hier gänzlich zum Rhein umgelenkt werden. Im Norden von Baden-Württemberg bestand der Späte Jura vor 100 Ma aus küstennah abgelagerten und weichen Mergelsteinen ohne Schichtstufenbildung, die rasch nach Süden erodiert sind. Nach Süden folgten zunehmend marin abgelagerte und diagenetisch hart verfestigte Karbonatsteine und Riffe und der sich dort versteilende Jura-Stufenrand wurde seit 20 Ma nur um ca. 20 km weiter nach Südosten verlagert. Grafik ergänzt aus: T. Simon, (2010): Karte zur Landschaftsentwicklung Baden-Württemberg. LGRB-Information 25, Freiburg.

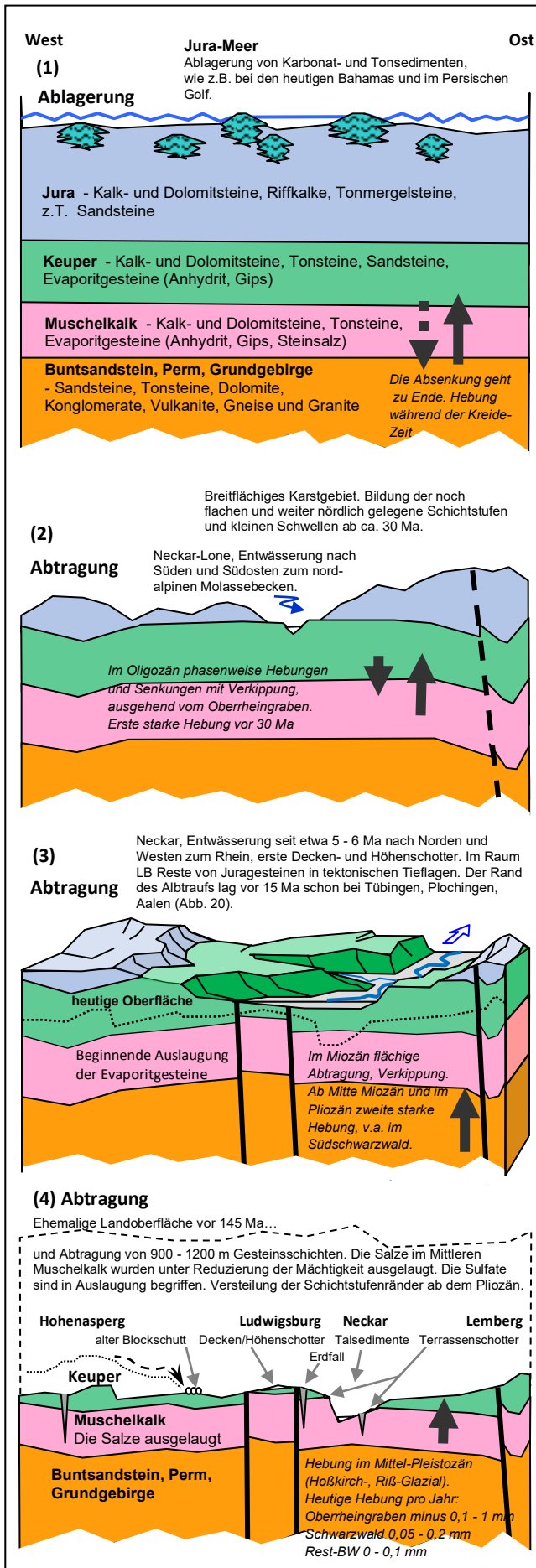


Abb. 21: Profilschnitte zur Landschaftsentwicklung im Raum Ludwigsburg ab dem Ende der Jura-Zeit (schematisch und überhöht).

Zyklische Senkung, Hebungen, Abtragung und Einschneiden der Flüsse vom Jura-Niveau bis zum Keuper- und Muschelkalk-Niveau (Abb. 7 und Abb. 19e, f, g).

(1) Ende der Jura-Zeit und der Kreide-Zeit vor 145 bzw. 66 Mio. Jahren

Während der Jura-Zeit war der süddeutsche Raum bei einem subtropischen Klima von einem flachen Meer am Nordrand des großen Tethys-Ozeans bedeckt (Abb. 6). Im warmen Wasser wurden Kalk- und Tonmergelschlämme mit Resten von Kalkschalen der Meerestiere abgelagert und es kam zur Bildung von zahlreichen Schwamm- und Algenriffstotzen und zu Korallenriffen, deren dichte Massenkalk heute am Albrauf felsbildend sind. Gegen Ende der Jura-Zeit kam die zyklische Absenkung im Mitteleuropäischen Beckens allmählich zum Stillstand und mit dem sich aufwölbenden Rheinisch-Mittel-europäischen Festland hob sich auch Süddeutschland langsam aus dem Meer. Mit dem Ende der marinen Sedimentation wurden die nördlichen Bereiche von Süddeutschland Festland und auf der flachen, kreidezeitlichen Landoberfläche begann bei etwas kühleren und humiden Bedingungen eine tiefe chemisch-biogene Verwitterung und Abtragung der Gesteine. Die Entwässerung der flachwelligen Rumpflandlandschaft erfolgte durch flache und breite Flusstäler zum südlich gelegenen Tethys-Ozean. In der Späten Kreide-Zeit gab es in Süddeutschland eine kurze Meerstransgression nach Norden und die Ablagerungsreste dieses Danubischen Kreidebeckens sind südlich der Donau unter der Molasse, nördlich von Neuburg a.d.D. und von Kelheim bis in den Bayreuther Raum an der Oberfläche erhalten geblieben. Eine mögliche Ablagerung von flächigen Kreidesedimenten in Baden-Württemberg ist noch nicht geklärt. Reste gibt es in Vulkanschlotten und in Karstspalten.

(2) Paläogen-Zeit vor 66 - 23 Mio. Jahren (Paläozän, Eozän, Oligozän).

In Süddeutschland wurden bei wieder tropischen Temperaturen große Teile der Gesteinsbedeckung von Norden her abgetragen und der erst angedeutete Erosionsrand des Juras wurde weiter nach Südosten verlegt und im Miozän versteilt. Durch die Norddrift der Adriatisch-Apulischen Platte im Zuge der Alpenbildung wurde Süddeutschland zunehmend unter tektonischen Stress gesetzt und dabei wurde der kristalline Untergrund durch die Pyrenäen- und Alpenhebung zunächst gedehnt, zerschert und nach Nordosten gedrückt. Vor 80 - 50 Ma begann eine tektonische Aufwölbung, die vor 45 Ma zum Einbrechen des Oberrheingraben geführt hat. Damit verbunden waren die zyklischen Hebungen von Vogesen, Odenwald und Schwarzwald, und die süddeutsche Scholle verkippte langsam nach Osten und Südosten (Abb. 4). Die Gesteinsschichten wurden dabei auch wellenartig verbogen und an Brüchen und Verwerfungen gegeneinander um Dezimeter bis über 100 m Meter versetzt. Das hatte mit der Zeit einen maßgeblichen Einfluss auf die Entwicklung des Gewässernetzes und auf die spätere Formung des Südwestdeutsche Schichtstufenlandes. An den steilen Rändern des weiter einbrechenden Oberrheingraben schnitten sich kurze Flüsse mit einem starken Gefälle und mit einer verstärkten rückschreitenden Erosion schnell in Richtung Westen und Osten ein, z.B. der kurze Rhein-Neckar mit der Itter bei Heidelberg. Im Oligozän wurde es mit dem Beginn der Vereisung der Antarktis wieder kühler und vor 35 Ma war Südwestdeutschland dann zu einer flachen Basisrumpflandfläche erodiert. Vor 30 Ma setzte eine erste starke Landhebung und -formung mit tieferen Talbildungen ein.

(3) Neogen-Zeit vor 23 - 2,6 Mio. Jahren (Miozän, Pliozän).

Ab dem Miozän hat die Hebung nachgelassen und es kam wieder zu einer flächenhaften Abtragung mit einem weitgehenden Reliefausgleich bei einem kurzzeitig wieder subtropischen Klima. Ab dem Mittleren Miozän sanken die Temperaturen ab und bei einem nun langsam kühler und trockener werdenden Steppenklimate entwässerten die Flüsse noch großteils nach Südosten in das im Zuge der Alpenbildung vor 35 Ma entstandene "Nordalpine Molassebecken" (Neckar-Lone). Vor etwa 9 - 7 Ma bildete sich im verlandenden Molassebecken das Aare-Donau-System und entwässerte nun nach Osten zum Pontischen See, dem Vorläufer des Schwarzen Meeres. Ab dem mittleren Pliozän und zur Wende Miozän-Pliozän vor 6 - 5 Ma haben sich das Land und der Südschwarzwald wieder stärker gehoben. Diese zweite starke Hebung und tektonische Verkippung führte zu einer unterschiedlich starken Abtragung der unterschiedlich resistenten Gesteine des Deckgebirges nach Osten und Südosten und zur morphologischen und tektonischen Grobformung von Süddeutschland mit einer sich rückverlegenden Schichtstufenbildung. Die Flüsse schnitten sich tiefer ein, erodierten in den weichen Gesteinen breite Täler und das Klima wurde immer kühler und trockener. Der zunächst noch kurze und steile Rhein-Neckar bei Heidelberg konnte mit seiner hohen Erosionskraft ab 14 - 10 Ma die östlich und südlich liegenden und flacheren Nebenflüsse des Donausystems (Neckar-Lone etc.) Zug um Zug anzapfen, umlenken und so sein Einzugsgebiet vor 4 Ma bis in den Stuttgarter Raum vergrößern (Abb. 20). Die Schichten des Juras wurden im Raum Ludwigsburg bis auf Reste abgetragen. Ab dem Mittleren Pliozän vor 3,5 Ma lagen die markanter werdenden Schichtstufen der mesozoischen Gesteine und v.a. die des Späten Jura schon weit ihrer heutigen Positionen und wurden im Eiszeitalter seit 2,6 Ma durch die Frostverwitterung weiter versteilt. In der Neogen-Zeit begann auch die erosive und unterschneidende Herauspräparierung der Keuperinseln von Stromberg und Heuchelberg, die Ausräumung der Keuperbuchten (Backnanger-, Waiblinger- und Stuttgarter Bucht), die intensive Zertalung und Zerlappung des Albraufs und damit die Bildung der heutigen Landschaften.

(4) Quartär-Zeit seit 2,6 Mio. Jahren bis heutige Zeit (Pleistozän, Holozän).

Im Pliozän und im Quartär wurde Süddeutschland wieder stärker gehoben, wodurch sich die Erosion der Flüsse verstärkt und vertieft hat. Es wurde noch kühler und im Pleistozän kam es schließlich zu einem häufigen Wechsel von kurzen Warmzeiten mit längeren Kaltzeiten bei einem gemäßigt-warmen bzw. trocken-polaren Klima. Die Schichten des ca. 330 m mächtigen Keupers waren im Strohgrau schon weit abgetragen. Der Gipskeuper und der Schiffsandstein des Mittleren Keupers sind dort nur in tektonischen Muldenlagen durch Reliefumkehr in isolierten Resten am Hohenasperg und am Lemberg erhalten geblieben (Zeugenberge). Auf den Gäufelchen gibt es vereinzelt Reste von Blockschutt aus Stubensandstein, von alten fluviatilen Höhenschottern und eine flächige Bedeckung mit kaltzeitlichen Sedimenten, wie Fließerden, Frostscht und Lösssedimenten. Die heutigen Täler haben sich v.a. während der stärkeren Erosionsphasen zu Beginn und am Ende der zahlreichen Kaltzeiten weiter eingeschnitten. An den Rändern dieser Täler findet man heute in unterschiedlichen Höhenlagen Reste von zu Konglomeraten verfestigten Terrassenschottern. Diese wurden von Flüssen abgelagert, die während der kaltzeitlichen Akkumulationsphasen in den damals noch höher liegenden Tälern und jüngeren Gesteinsschichten geflossen sind, und die sich nach und nach in die tieferen und älteren Gesteinsschichten eingeschnitten haben. Während der Kaltzeiten wurden so im Strohgrau bis zu 50 m Gesteinsschichten abgetragen und der Neckar hat sich um bis zu 80 m eingetieft. Auslaugungsvorgänge in den Karbonat- und Evaporitgesteinen des Muschelkalks haben zur Bildung von zahlreichen Dolinen und Erdfällen geführt und bis in die jüngste Zeit wurden sandige Talkiese und anthropogene Hochflutlehm im Neckartal abgelagert.

3.9 Radon in der Bodenluft und in Gebäuden

Der Erdmantel und die feste Erdkruste enthalten die radioaktiven Elemente Kalium-40, Thorium-232 und Uran-238 mit einem Anteil von 0,7 % des waffenfähigen (spaltbaren) Isotops Uran-235. Diese zerfallen unter Abgabe von 24.000 Milliarden Watt Wärme ständig in leichtere Elemente und liefern damit etwa die Hälfte der Erdwärme. Isotope sind Varianten desselben Elements, immer mit derselben, das Element chemisch weitgehend charakterisierenden Protonen- und Elektronenzahl, aber mit unterschiedlichen Neutronenzahlen. So haben z.B. Uran-Isotope immer 92 Protonen und 92 Elektronen, aber U-235 hat mit 143 Neutronen eine geringere Masse als U-238 mit 146 Neutronen. Das Uran-238 im Boden zerfällt in mehreren Schritten über Radium-226 in das Edelgas-Isotop Radon-222, das sich in der Bodenluft anreichert. Radon-222 zerfällt mit einer Halbwertszeit von 3,8 Tagen unter Abgabe eines Alpha-Teilchens (Helium-Kern) in das Isotop Polonium-218. Beim weiteren α - und β -Zerfall entstehen die radioaktiven Isotope der Schwermetalle Bismut und Blei und am Ende steht das stabile Blei-206 als Zerfallsprodukt. Ähnlich verläuft auch die Radonbildung beim Zerfall von Uran-235 und Thorium-232. Das leichtflüchtige Radongas tritt ständig aus der Erdoberfläche aus, kann sich in schlecht abgedichteten Untergeschossen ansammeln, in die Wohnräume eindringen und setzt dort die o.g. Zerfallsprodukte frei. Diese befinden sich als feinste Aerosole in der Luft, verbleiben nach dem Einatmen längere Zeit in der Lunge und sind für das Krebsrisiko von Radon-222 verantwortlich. Das Radongas selbst wird wieder ausgeatmet. Die radioaktiven Zerfallsprodukte Polonium, Bismut und Blei verursachen durch ihre Radioaktivität die größte Strahlenexposition der Bevölkerung durch natürliche Ursachen und das ist die zweithäufigste Ursache für Lungenkrebs. Man rechnet in Deutschland mit etwa 2000 zusätzlichen Krebstoten pro Jahr. Auf der "Interaktiven Karte des Bundesamtes für Strahlenschutz" wird die Radonkonzentration in der Bodenluft im Raum Ludwigsburg in 1 Meter Tiefe mit 60 - 150 kBq/m³ und die in der bodennahen Freiluft mit > 9 - 15 Bq/m³ angegeben. 1 Becquerel (Bq) ist ein Atomzerfall pro Sekunde. Die durchschnittliche Konzentration in Wohnungen wird im Kreis Ludwigsburg mit 35 - 55 Bq/m³ angegeben. Der Referenzwert (Maßstab für die Prüfung der Angemessenheit von Maßnahmen in Aufenthaltsräumen, in Gebäuden und an Arbeitsplätzen) liegt in Deutschland und in der EU bei 300 Bq/m³ als durchschnittlicher Jahreswert. Bei 100 - 300 Bq/m³ in Wohnräumen werden zusätzliche Lüftungsmaßnahmen empfohlen. Ab 300 Bq/m³ müssen Maßnahmen zur Sanierung geprüft bzw. durchgeführt werden. Radon in Gebäuden kann mit Detektoren einfach und preiswert gemessen werden. Klüftige Kristallgesteine, v.a. Granite und Rhyolithe aus silikatischen Schmelzen und deren Sandsteinsedimente, aber auch Tonminerale aus der Karbonatverwitterung und wegen der guten Migration lockere Sande und Kiese setzen mehr Radon frei (siehe Kap. 3.4 Keuper, Uran im Schilfsandstein). In Baden-Württemberg treten hohe Radonkonzentrationen in der Bodenluft v.a. im Südschwarzwald auf, wo auch Radonvorsorgegebiete ausgewiesen wurden. Aber auch einige andere Landesteile, wie z.B. der Odenwald, Bereiche mit Keupersandsteinen und mit alpin-kaltzeitlichen Ablagerungen in Oberschwaben, zeigen erhöhte Radon-Werte. Weitere Informationen gibt es beim Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, bei der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg und beim Bundesamt für Strahlenschutz.

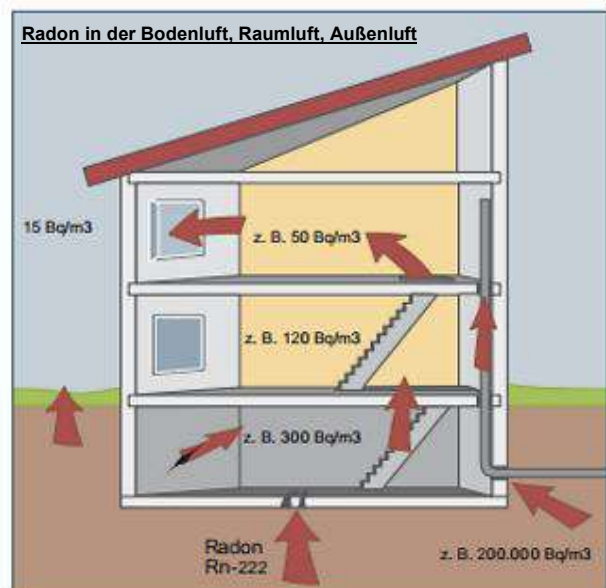
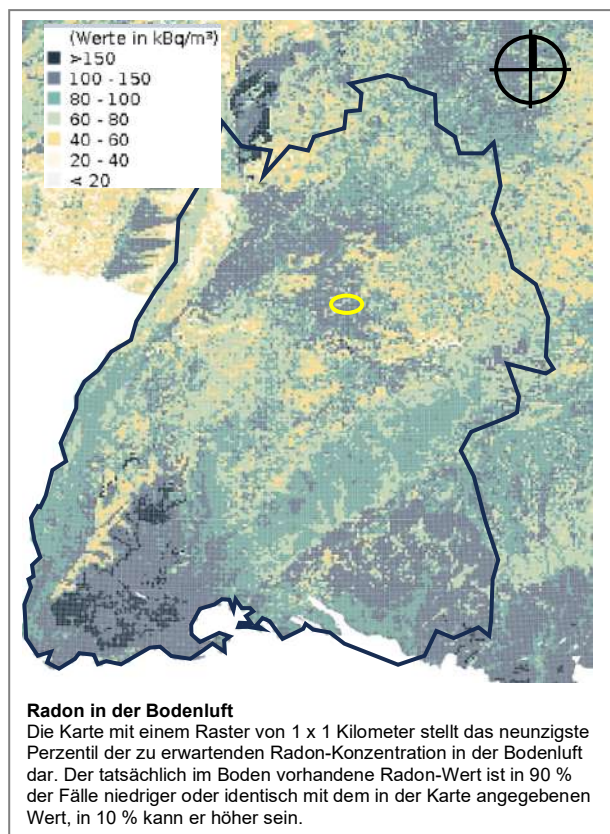


Abb. 22, 23:

Links: Radioaktivitätskonzentration in der Bodenluft in Baden-Württemberg.

Rechts: Migration von Radongas vom Boden in ein Gebäude.

Quelle: Geoportal des Bundesamtes für Strahlenschutz und Reifenhäuser et al. 2011: Radioaktivität und Strahlung. Vorkommen und Überwachung. -- Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

4. Das Grundwasser im Untergrund von Ludwigsburg

In Ludwigsburg fallen im langjährigen Durchschnitt 750 mm Niederschläge pro Jahr mit Schwankungen von 500 bis 1100 mm/a. Davon verdunsten 60 - 75 % teils direkt und teils über die pflanzliche Transpiration (Evapotranspiration). Ein Teil wird über Bäche und Flüsse abgeführt. 5 - 25 % versickert im Boden und sammeln sich in den Poren und Klüften der Gesteine als zusammenhängendes Grundwasser. In Ludwigsburg versickern je nach Untergrund durchschnittlich 50 - 100 mm/a auf der überwiegend lehmigen Gäufläche und bis über 200 mm/a im Kieskörper des Neckartals. Die verschiedenen Gesteine haben unterschiedliche Eigenschaften hinsichtlich der Speicher- und Leitfähigkeit des Grundwassers. Die locker gelagerten und grob- bis feinkörnigen Deckschichten des Quartärs speichern das Grundwasser in den Zwischenräumen der Sedimentkörner und werden als **Poren-Grundwasserleiter** oder **Lockergesteins-Grundwasserleiter** bezeichnet. Die Kiese und Sande im Neckartal sind gute Grundwasserspeicher und -leiter und haben oft eine hohe Sickerfähigkeit und Ergiebigkeit. Je größer aber der Feinkornanteil (Schluff und Ton) eines Sedimentes ist, desto geringer ist die Wasserdurchlässigkeit. Der in Ludwigsburg weit verbreitete Lösslehm und Löss wird wegen seines hohen Ton- und Schluffanteils als **Grundwasser-Geringleiter** bezeichnet. Hier halten starke Kapillarkräfte zwischen den winzigen Bodenpartikeln das Wasser fest. Das ist auch der Grund, warum die Versickerung von Oberflächenwasser in Ludwigsburg in Bereichen mit Lösssedimenten nur eingeschränkt oder mit einem größeren Aufwand sinnvoll und möglich ist. Die Festgesteine von Keuper, Muschelkalk und Buntsandstein leiten und speichern das Grundwasser in den zahlreichen engen Klüften und Schichtfugen, die durch tektonische Beanspruchung und durch die Auflockerung (Druckentlastung) in Oberflächennähe entstanden sind. Diese Gesteine werden als **Kluft-Grundwasserleiter** oder **Festgesteins-Grundwasserleiter** bezeichnet. Die Karbonatgesteine und Sandsteine sind Grundwasserleiter mit oft mittlerer Ergiebigkeit, während die Tonsteine Grundwasser-Geringleiter sind. In den Karbonatgesteinen des Muschelkalks kommt es v.a. bei geringer Bedeckung, in Talnähe und in den Talböden des Neckartals durch die erosionsbedingte Druckentlastung im Gestein zu einer Erweiterung der Klüfte und damit zu stärkeren Lösungsvorgängen und zu Hohlraumbildungen (Verkarstung). Dann spricht man von einem **Karst-Grundwasserleiter**. Durchgehende Lagen von Gips und Anhydrit sind **Grundwasser-Geringleiter**. Salzgesteine, die noch nicht von der Auflösung betroffen sind und weiche Tone sind so dicht, dass hier nur sehr langsame Fließbewegungen stattfinden. Sie werden daher auch als **Grundwasser-Nichtleiter** bezeichnet (Tab. 1 und 2, Abb. 9a, Durchlässigkeitsbeiwerte k_f siehe 24).

Im Raum Ludwigsburg gibt es drei Hauptgrundwasser-Stockwerke:

Das obere Grundwasserstockwerk wird von den fein- und oft gemischtkörnigen quartären Deckschichten im Verbund mit den klüftigen und etwas porigen Gesteinen des gering durchlässigen Gipskeupers und des schichtigen Kluftgrundwasserleiters des Lettenkeupers gebildet. Das Grundwasser zirkuliert in den Poren der Deckschichten und in den Klüften und Schichtfugen der Festgesteine. Das Niederschlagswasser sickert durch den humosen Oberboden und durch die Deckschichten, wo es durch Filtrations- und Sorptionsprozesse gereinigt wird. Dann speist es die engen Klüfte und Poren des ausgelaugten Gipskeupers und die Klüfte der Karbonatstein- und Sandsteinbänke des Lettenkeupers. Die quartären Kiese im Neckartal sind wegen der vielen Poren stärker wasserführend und stehen mit dem karbonatischen Kluft- und Karstgrundwasser im unterlagernden Oberen und Mittleren Muschelkalk in Verbindung. Im Lettenkeuper können der Hauptsandstein und der oft verkarstete Grenzdolomit zum Gipskeuper stärker wasserführend sein. An der Basis des Lettenkeupers bilden die Tonsteine der Esterienschichten die Abdichtung zum Oberen Muschelkalk. Dort, wo diese Schichtgrenze zum Oberen Muschelkalk in Oberflächennähe ausstreicht, kommt es bevorzugt zu Versickerungen in das nächsttiefere Stockwerk und auch zu Quellaustritten. Das Grundwasser und die Quellen und Brunnen im Lettenkeuper hatten für die Besiedelung des Strohbaus eine große Bedeutung und wurden in früheren Zeiten auch in Ludwigsburg stark genutzt. Im an sich gering grundwasserführenden Gipskeuper können Verwitterungszonen, Zonen mit Gipsauslaugung (Grundgipsschichten, Mittlerer Gipshorizont) und einzelne Steinmergelbänke mehr oder weniger grundwasserführend sein. In Tallagen sind örtlich gespannte Grundwasserverhältnisse möglich, z.B. im Bereich Monrepos. Das obere Grundwasserstockwerk ist von geringer bis mittlerer und im Neckartal (sandige Kiese) auch von hoher Ergiebigkeit. Es ist im Bereich der Innenstadt und der Weststadt oft mit "leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffen" (LHKW), mit Nitrat und stellenweise auch bakteriell stärker verunreinigt und auch der Chloridgehalt kann wegen der winterlichen Salzstreuung örtlich knapp über dem Schwellenwert liegen. Das obere Grundwasserstockwerk spielt bei der Wasserversorgung heute aber keine Rolle mehr und die Notwasserversorgung wird aus dem Oberen Muschelkalk gespeist.

Das mittlere Grundwasserstockwerk wird von den klüftigen und v.a. in Talnähe oft verkarsteten Gesteinen des Oberen Muschelkalks zusammen mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks gebildet. Hier sind der Mineralbrunnen von Hoheneck mit knapp über 1000 mg/l gelöste Feststoffe, der Brunnen des Freibades und Teile der Notwasserversorgung von Ludwigsburg im Neckartal bei Oßweil gefasst. Die Ergiebigkeit dieses wenig homogenen Grundwasserleiters ist, abhängig von der Anbindung an ein Kluft- oder Karstsystem und von der Verlehmung der Karsthohlräume, gering bis mittel und gelegentlich hoch. Der wasserführende Kieskörper (Porengrundwasserleiter) in der Aue des Neckartals bildet ein Drainagesystem für das Kluft- und Karstgrundwasser des diesen umgebenden Mittleren und Oberen Muschelkalks.

Das untere Grundwasserstockwerk liegt bei ca. 50 mNN im klüftigen Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins unter den abdichtenden Röttonen. Bei Hoheneck im Neckartal wird aus einer 177 m tiefen Bohrung eine stark salz- und sulfathaltige Heilwassersole mit 29.000 mg/l gelöste Feststoffe mit geringer Ergiebigkeit gefördert. Dieses Wasser steht dort unter artesischem Druck und steigt im Bohrloch auf 193 mNN (beim Anbohren 203 mNN) auf. Der artesische Druck wird durch den höheren Grundwasserspiegel von über 400 mNN im Bereich des südwestlich am Rande des Nord-schwarzwalds liegenden Einsickerungsgebiets verursacht. Das Grundwasser im Plattensandstein kann dabei nicht durch die überlagernden und dichten Röttonen nach oben durchsickern, sodass die Grundwasserdruckfläche im Neckartal ca. 150 m über dem Grundwasserleiter liegt. Das Alter dieses Grundwassers wird auf 30.000 Jahre und älter geschätzt.

Die oberflächennahen Grundwasserstände liegen in Ludwigsburg in den Tälern und in flachen Senken von Pflugfeldern, Monrepos, Innenstadt, Poppenweiler und Neckartal bei 1 - 5 m unter Gelände. Auf den Flächen und auf Kuppen in Eglosheim, in der Weststadt, Oststadt, Favoritepark, Hoheneck und östlich von Neckarweihingen liegen sie bei 5 bis über 10 m unter Gelände. Die Grundwasserstände schwanken in Abhängigkeit der Niederschläge und der Jahreszeiten in Tallagen um 0,5 - 1,5 Meter und im Bereich von Hochflächen und Kuppen um bis über 3 Meter. Im Frühjahr und im Frühsommer liegen die Grundwasserstände oft am höchsten, im Herbst und im Frühwinter am niedrigsten. Örtlich sind gespannte Grundwasserverhältnisse möglich. Im Oberen Muschelkalk liegt die Hauptgrundwasseroberfläche zwischen 192 mNN im Neckartal und 210 - 225 mNN im Südwesten der Gemarkung. Örtlich gibt es höher liegende schwebende Grundwasserbereiche. Im Neckartal und in Poppenweiler gibt es zwei kleine Trinkwasserschutzgebiete. Nahezu die gesamte Gemarkung ist „Vorläufiges Heilquellenschutzgebiet Zone B/1“ zum Schutz des Solebrunnens in Hoheneck. Bohrungen, z.B. für Erdwärme, werden hier in ihrer Tiefe begrenzt. Die Grundwasservorräte in Baden-Württemberg lagen im niederschlagsreichen Jahr 2024 auf durchschnittlichem Niveau. In Ludwigsburg gibt es über Jahrzehnte keine nennenswerte Veränderung der Grundwasserstände. Klimabedingt kommt es zu kleinen Schwankungen. Weitere Daten dazu gibt es in der Broschüre "Der Baugrund in Ludwigsburg", Kapitel 3.5.1.

Die Grundwasserqualität in Ludwigsburg ist unterschiedlich. Das obere Grundwasserstockwerk im Quartär, im Gipskeuper und im Lettenkeuper ist wegen der geringen Überdeckung und Reinigung oft bakteriell verunreinigt, ist nur für Gieszwecke geeignet und wird dazu in geringem Umfang von Gärtnereien und privat genutzt. Im Bereich der Weststadt und der Innenstadt gibt es oft flächenhafte Verunreinigungen mit „**Leichtflüchtigen Halogenierten Kohlenwasserstoffen**“ (**LHKW**) deutlich oberhalb des Grenzwertes nach der Trinkwasserverordnung von 10 µg/l, unterhalb dem der chemische Grundwasserzustand als gut gilt. Diese Verunreinigungen stammen von ehemaligen chemischen Reinigungen und von Gewerbe- und Industriebetrieben. In Einzelfällen kann diese Verunreinigung so hoch sein, dass das Wasser bei einer Grundwasserhaltung bei Bauvorhaben über Aktivkohle gereinigt werden muss. Dann ist oft auch eine aufwändige Abdichtung des Untergeschosses gegen das Eindringen dieser flüchtigen und gesundheitsschädlichen Substanzen erforderlich. In den vergangenen Jahrzehnten wurden viele dieser Schadensfälle mit Aufwendungen von über 40 Mio. Euro saniert. Dennoch nimmt die Verunreinigung des Grundwassers durch LHKW nur langsam ab. Erhöhte Werte von Mineralölkohlenwasserstoffen und von Aromatischen Kohlenwasserstoffen kommen in Ludwigsburg im Grundwasser nur an wenigen und sehr eng begrenzten Bereichen vor, wo früher Tankstellen oder Lagerplätze betrieben wurden. **Pestizide (Pflanzenschutz) und Nitrate (Düngung)** können in wenigen Brunnen knapp oberhalb der Schwellenwerte nachgewiesen werden, was dort jeweils mit der Nutzung als Gärtnereibetrieb zusammenhängt. Die **Schwermetallgehalte** liegen in den Ludwigsburger Brunnen deutlich unterhalb der Grenzwerte. In einigen Brunnen im Stadtbereich liegt der **Chloridgehalt** knapp unterhalb und oberhalb des Grenzwertes von 250 mg/l. Ursache ist hier die Salzstreuung im Winter. Durch die verstärkte Salzstreuung auf Fuß- und Radwegen hat die Chloridbelastung im Grundwasser in den letzten Jahren wieder zugenommen und das kann Schäden an Bäumen verursachen. Im mittleren Grundwasserstockwerk im Oberen Muschelkalk gibt es nur wenige geogen bedingte Grenz- und Schwellenwertüberschreitungen, z.B. bei Mangan und Sulfat. Stellenweise auftretende Spuren von LHKW unterhalb des Schwellenwertes zeigen, dass die Verunreinigung des oberen Grundwasserstockwerks diesen für die Notwasserversorgung wichtigen Grundwasserleiter bereits erreicht hat. Die LHKW-Werte haben hier aber in den vergangenen Jahren abgenommen. Aus dem unteren Grundwasserstockwerk im Buntsandstein wird eine hochmineralisierte Sole gefördert. Hier liegen die Werte für Chlorid, Sulfat, Uran und für andere Elemente und Verbindungen geologisch bedingt auf hohem Niveau. Diese Brunnen haben Heilwasserstatus und werden im Heilbad Hoheneck therapeutisch genutzt. Pur trinkbar ist dieses Wasser aber nicht.

Im "Bericht zum Grundwasser-Überwachungsprogramm, Ergebnisse 2024" der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (LUBW), wurden die Daten für das Jahr 2024 publiziert. In den oberflächennahen Grundwässern des Landes wurde der Warnwert für **Nitrat** von 37,5 mg/l an 18 % und der Grenz- und Schwellenwert von 50 mg/l an 8,2 % der 1900 Messstellen überschritten. Insgesamt hat die mittlere Nitratkonzentration seit 1994 aber um 24 % und die Konzentration von über 50 mg um 60 % abgenommen und der Mittelwert liegt bei 26 mg/l. Die Nitrateinträge und die Einträge von Pflanzenschutzmitteln in das Grundwasser müssen weiter minimiert werden. Das betrifft auch das Donauried bei Ulm, aus dem der Raum Stuttgart zum Teil mit Trinkwasser versorgt wird und wo der Nitratgehalt mit durchschnittlich 35 mg/l

noch unter dem Grenz- und Warnwert liegt. Das Bodenseewasser hat als gut geschützter und nährstoffarmer Alpenrandsee nur einen geringen natürlichen Nitratgehalt von 4 - 5 mg/l. Überschreitungen des Schwellenwerts bei **Pflanzenschutzmitteln** und deren Abbauprodukten von 0,1 µg/l je Wirkstoff, wie z.B. bei Glyphosat, kommen in Baden-Württemberg nur noch bei 1,3 % der Messstellen vor. Andere Schadstoffe kommen nur in Spuren oder in sehr eng begrenzten Schadensherden in erhöhter Konzentration vor, wie z.B. **LHKW oder Mineralölkohlenwasserstoffe** in Ballungsräumen. **Süßstoffe** konnten in einem Drittel der Messstellen nachgewiesen werden und sind rückläufig. **Röntgenkontrastmittel** konnten in zwei Dritteln der "risikobasiert ausgewählten Messstellen" in Spuren nachgewiesen werden. Reste von **Arzneimitteln** können in Zukunft im Grundwasser zunehmen. Hier müssen Maßnahmen in den Kläranlagen, z.B. mit Aktivkohlefiltern, getroffen werden. Der Nachweis von **Benzotriazolen** (Korrosionsschutz, Frostschutz) ging von 26 auf 23 % zurück und der gesundheitliche Orientierungswert von 3 µg/l wurden an keiner Messstelle überschritten. Die Stoffgruppe der **Per- und Polyfluorierten Alkylsubstanzen (PFAS, früher PFC)** besteht aus mehr als 10.000 verschiedenen Einzelstoffen, die ausschließlich industriell hergestellt werden. Diese fluorierten organischen Verbindungen werden wegen ihrer wasser-, fett- und schmutzabweisenden Eigenschaften in der Industrie, in Löschschäumen und in zahlreichen Alltagsprodukten eingesetzt. Sie können sich in Böden, Gewässern, Pflanzen, Tieren und über die Nahrungskette auch im Menschen anreichern. Einige PFAS sind leicht wasserlöslich und können im Boden und im Grundwasser verfrachtet werden. PFAS sind chemisch sehr stabil und werden in der Umwelt nur schwer abgebaut. Der Einzelstoff **Trifluoressigsäure** - TFA (Lösemittel und Abbauprodukt anderer PFAS) konnte 2024 in Baden-Württemberg an 98 % der Untersuchungsstellen nachgewiesen werden, der derzeit gültige Leitwert für Trinkwasser von 60 µg/l wurde jedoch nicht überschritten. Das UBA strebt hier aber 10 µg/l an. Bei Grundwasseruntersuchungen durch die LUBW 2023 wurden im Grundwasser nahe Neckargröningen 1 µg/l TFA und <1 ng/l bei Summe PFAS-20 (ohne TFA) festgestellt. Der Summengrenzwert für die 20 trinkwasserrelevante PFAS (Summe PFAS-20) liegt bei 0,1 µg/l. Ab dem 12. Januar 2028 tritt zusätzlich ein verschärfter Grenzwert von 0,02 µg/l für vier besonders kritische PFAS (Summe PFAS-4: PFOA, PFNA, PFHxS, PFOS) in Kraft. Seit Januar 2023 gelten EU-weit rechtlich verbindliche Höchstgehalte für spezifische PFAS (u.a. PFOS, PFOA, PFNA) in Lebensmitteln wie Fleisch, Fisch, Eiern und Innereien. Bei Stichprobenuntersuchungen durch die LUBW wurden, abgesehen von einigen Industriestandorten und auf landwirtschaftlich genutzten Flächen in Mittelbaden, nur geringe PFAS-Gehalte im wässrigen Boden-Eluat (Auslaugung aus dem Boden) festgestellt, nahe Ludwigsburg 0,034 µg/l. In den tieferen Grundwasserhorizonten, aus denen oft Trinkwasser gewonnen wird und die für die Notwasserversorgung von Bedeutung sind, sind Grenzwertüberschreitungen nach TVO bei anthropogenen Schadstoffen selten.

Bezeichnung LfU- Nr.	Solebrunnen Heilbad Hoheneck 0182/510 177,0	Mineralwasserbrunnen Hoheneck 0181/510 34,4	Brunnen Stadtbad Innenstadt 1134/510	Brunnen Freibad Neckartal 0187/510	Brunnen 2 Eloxalwerk Neckarwh. Buchner Str. 41,5	Pegel Schillerplatz 1131/511	Brunnen Obere Reithausstraße 0277/510 18,0	Brunnen Wilhelmstraße 31 1135/511 6,7	Brunnen Wette Markt OBweil 1156/511 9,5	Pegel Kleines Feldes Pflungfelden 4504/461 17,3	Pegel Flattichstraße Hoheneck 0322/510 14,93
Tiefe m u. Gelände						11,46					
Grundwasserstockwerk	Buntsandstein	Oberer-Mittlerer Muschelkalk	Lettenkeuper	Oberer Muschelkalk	Oberer-Mittlerer Muschelkalk	Lettenkeuper	Lettenkeuper	Lettenkeuper	Lettenkeuper	Lettenkeuper	Lettenkeuper
Datum der Probenahme	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2007	2009
pH-Wert Grenzwert pH 6,5 – 9,5	6,45**	6,97	6,98	7,05	7,1	7,33	7,56	7,3	7,5	6,9	7,1
Gesamthärte mmol/l	20,26	7,69	41,6	34,8	57	36,9	22,9	41,9	28,8	35,3	27,2
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm) GW 2500 µS/cm	29700**	1370	1330	1090	1800	1620	1530	1850	1510	1160	880
Calcium Ca (mg/l)	700	239	124	188	320	171	132	164	142	184	126
Magnesium Mg (mg/l)	68	42	53	37	54	41	16	55	34	41	37
Natrium Na (mg/l) GW 200 mg/l	7800**	14	34	15	23	94	138	113	140	11	5,9
Kalium Ka (mg/l)	88	2,7	2,4	2,6	2,9	9,8	11	9,7	42	1,1	1,7
Chlorid Cl (mg/l) GW 250 mg/l	9600**	36	107	36	160	258*	263*	315*	226	38	20
Sulfat SO ₄ (mg/l) GW 240 mg/l	4600**	398**	259**	227**	380**	120	120	138	142	103	39
Nitrat NO ₃ (mg/l) GW 50 mg/l	1	25	41	28	25	43	106	33	10	50	36
Uran U (µg/l) (2013) GW 10 µg/l	80	2	3,2	1,3	-	-	-	-	-	-	-
Lfl. halogenierte Kohlenwasserstoffe (7) (µg/l) GW 10 µg/l	<1	3	41	1	<1	52 2011: 1480 2012: 19	<1	110	<1	<1	<1
Pestizide Einzelsubst. (µg/l) GW 0,1 µg/l	<0,01	<0,01	0,2 ³	<0,01	-	<0,01	0,320 ¹ 0,307 ²	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Pestizide Summe (µg/l) GW 0,5 µg/l	<0,01	<0,01	0,3	<0,01	-	<0,01	0,749	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
KMnO ₄ Verbrauch (mg/l) GW 5 mg/l	1,0	1,0	1,1	1,0	<5	2,8	3,3	1	3,9	3,8	2,9

GW = Grenzwert nach Trinkwasserverordnung (TVO), Fettschrift = Grenzwertüberschreitung - = nicht untersucht

* = Beeinflussung durch Streusalz. Die hohen Chloridwerte, verursacht durch Streusalz haben in den vergangenen Jahren wieder zugenommen.

** = Geogen bedingte Salz- und Sulfatkonzentration im über 30.000 Jahre alten Hohenecker Heilwasser und im Oberen Muschelkalk.

Pestizide: 1 = Desethylatrazin, 2 = Atrazin, 3 = 2,6-Dichlorbenzamid. Grenzwert = Trinkwasserverordnung, Schwellenwert = Grundwasserverordnung.

Tabelle: Chemische Zusammensetzung der Grundwässer in Ludwigsburg. Grenzwertüberschreitungen sind fett gedruckt.

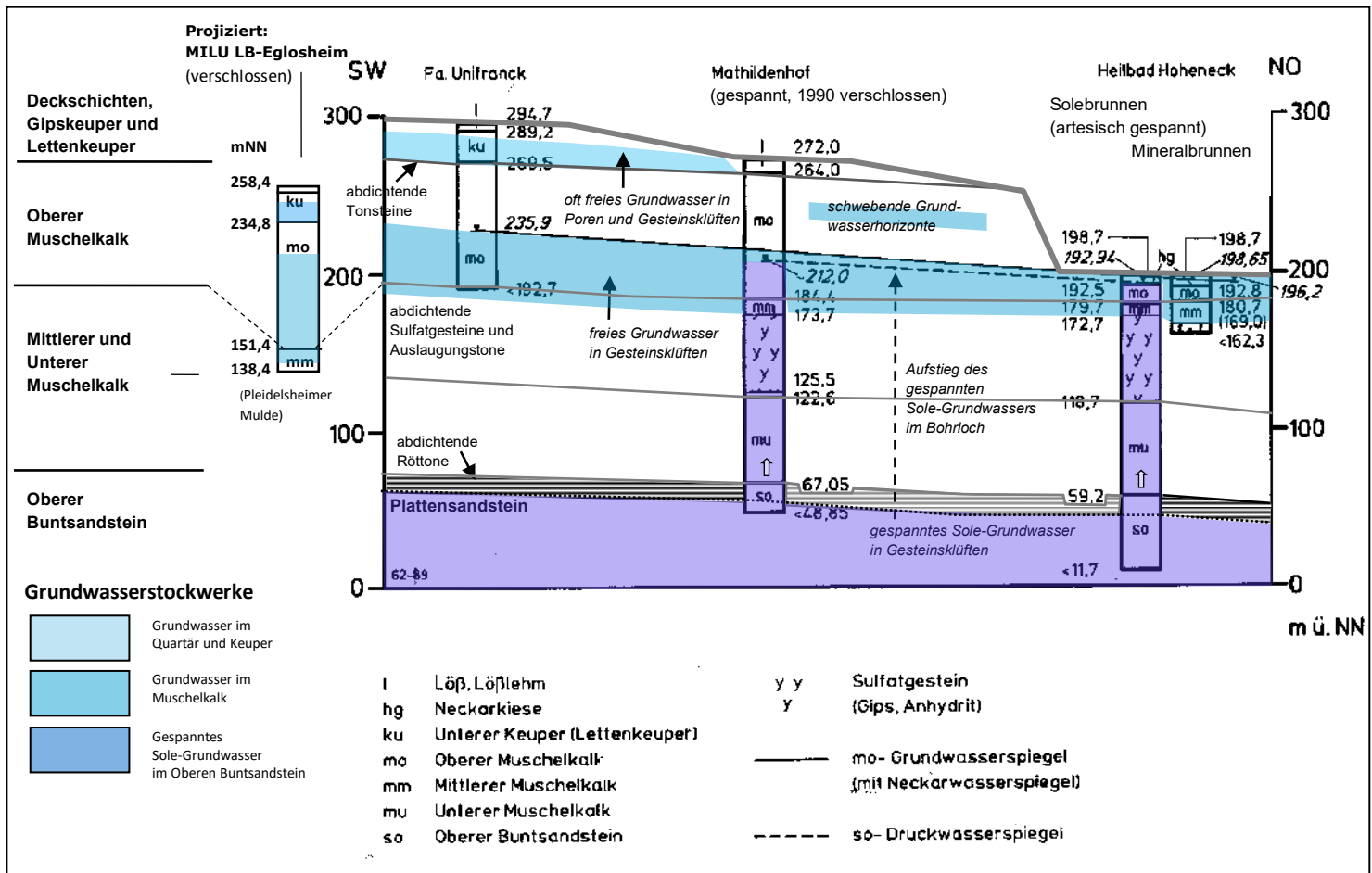


Abb. 24: Schematischer hydrogeologischer Profilschnitt der Tiefbohrungen in Ludwigsburg mit den drei Hauptgrundwasser-Stockwerken.

Die fünf dargestellten Bohrungen wurden zu Brunnen ausgebaut und dienen der Gewinnung von Brauchwasser, Trinkwasser und Heilwasser. In den Brunnen sind die oft ungespannten (freien) Grundwasserstände im Quartär/Lettenkeuper (oberes Grundwasserstockwerk) und im Oberen Muschelkalk zusammen mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks (mittleres Grundwasserstockwerk) dargestellt. Die zugehörigen Grundwasserkörper mit Poren und Klüften sind hellblau dargestellt. Das Grundwasser im klüftigen Oberen Buntsandstein (unteres Grundwasserstockwerk) ist blau dargestellt. Es ist gespannt, d.h. es steht unter Druck und im Neckartal unter artesischem Druck, weil die Schichten des Oberen Buntsandsteins und die Spiegelhöhe des Grundwassers im Versickerungsgebiet am Ostrand des Nordschwarzwaldes mit über 400 mNN deutliche Höhen liegen, als die Ausflusskanäle mit 193 mNN im Neckartal. Die abdichtenden Rötter an der Grenze zum Unteren Muschelkalk verhindern den Druckausgleich nach oben. Das Grundwasser im Oberen Buntsandstein wurde im Bereich der punktierten Linie im Neckartal und im Mathildenhof angebohrt und steigt in den Bohrlöchern bis auf das mit gestrichelter Linie dargestellte Niveau an. Die dargestellten Verläufe der Schichtgrenzen und die Grundwasserführung in den Gesteinen wurden bei allen Darstellungen und Beschreibungen dieser Publikation durch Interpolation von Stichpunkten erstellt. Abweichungen sind möglich, alle Angaben sind ohne Gewähr.

Grafik ergänzt aus: Der Baugrund in Ludwigsburg. H. Krause, LGRB-BW & A. Wenninger, Stadt Ludwigsburg, 1990.

Die Durchlässigkeit (k_f = Durchlässigkeitsbeiwert, tatsächlicher Wasserfluss im Boden) der Kluftgrundwasserleiter hängt stark von deren tektonischer Beanspruchung und von einer Verkarstung der Karbonatgesteine ab und streut in den Kalksteinen des Mittleren und Oberen Muschelkalk zwischen $k_f = 10^{-1}$ und 10^{-4} m²/s. Die Verkarstung des Oberen Muschelkalks beginnt spätestens nach der Eintiefung des Talsystems in die Unterkeuper-Schichten aber die Verlehmung der Karsthohlräume verhindert oft hohe Durchlässigkeiten. Die Ausstrichsbereiche des Oberen Muschelkalks und Bereiche an den Talrändern und in den Talsohlen sind durch die erosionsbedingte Druckentlastung stärker geklüftet und verkarstet, während Bereiche mit größerer Überdeckung weniger stark verkarstet sind. Die Grundwasserneubildungsrate im Oberen Muschelkalk mit örtlicher Lettenkeuperüberdeckung liegt bei 5 – 10 l/s je km² und bei geschlossener Bedeckung mit Lettenkeuper und mit ausgelaugtem Gipskeuper bei 1,5 – 3 l/s je km². Im Keuperbergland verhindert der unausgelaugte Gipskeuper zusammen mit unverwitterten Tonsteinen die Grundwasserneubildung im Muschelkalk. Kein Gestein ist vollkommen wasserdicht! Tone haben einen Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-8} bis 10^{-11} m/s. Auf einer Fläche von 1 m² sickert in einer Sekunde ein Tropfen durch.

Durchlässigkeitsbeiwert k_f in m/s	Durchlässigkeitsbereich nach DIN	Bodenart
$> 10^{-2}$	sehr stark durchlässig	Grobkies, Geröll
10^{-2} bis 10^{-4}	stark durchlässig	Feinkies, Grobsand
10^{-4} bis 10^{-6}	durchlässig	Feinsand, Sand lehmig oder schluffig
10^{-6} bis 10^{-8}	schwach durchlässig	Löß, Schluff
$< 10^{-8}$	sehr schwach durchlässig	Lehm, schluffiger Lehm, Ton

Durchlässigkeit

Es kann vorkommen, dass in Festgesteins-Grundwasserleitern, v.a. in Kluft- und Karstgrundwasserleitern (Oberer Muschelkalk), auch tiefe Bohrungen trocken bleiben oder wenig Wasser liefern, weil kein grundwasserführendes Kluftsystem oder nur kleine Klüfte angebohrt wurden oder weil die Karsthohlräume verlehmt sind. Durch geotektonische Besonderheiten kann es auch in an sich grundwasserarmen Schichten zu einem erheblichen Grundwasserandrang kommen. Vor Bauvorhaben wird immer eine geotechnische und hydrogeologische Begutachtung empfohlen.

Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg:

"Die Grundwasserfauna Baden-Württembergs ist mit 106 gefundenen Tierarten sehr artenreich. Das Spektrum der gefundenen Tiere reicht von unter einem Millimeter kleinen Ruderfußkrebsen, Urringelwürmern, Grundwasserasseln und Schnecken bis zu einigen Millimetern großen Höhlenflohkrebsen, Hüpfertingen und Brunnenkrebsen. Dabei wurde 2006 eine bisher unbekannte Art neu entdeckt und als erstes Tier überhaupt nach dem Land benannt: der Brunnenkrebs *Parabathynella badenwuerttembergensis*"

<https://www.lubw.baden-wuerttemberg.de/wasser/grundwasser>

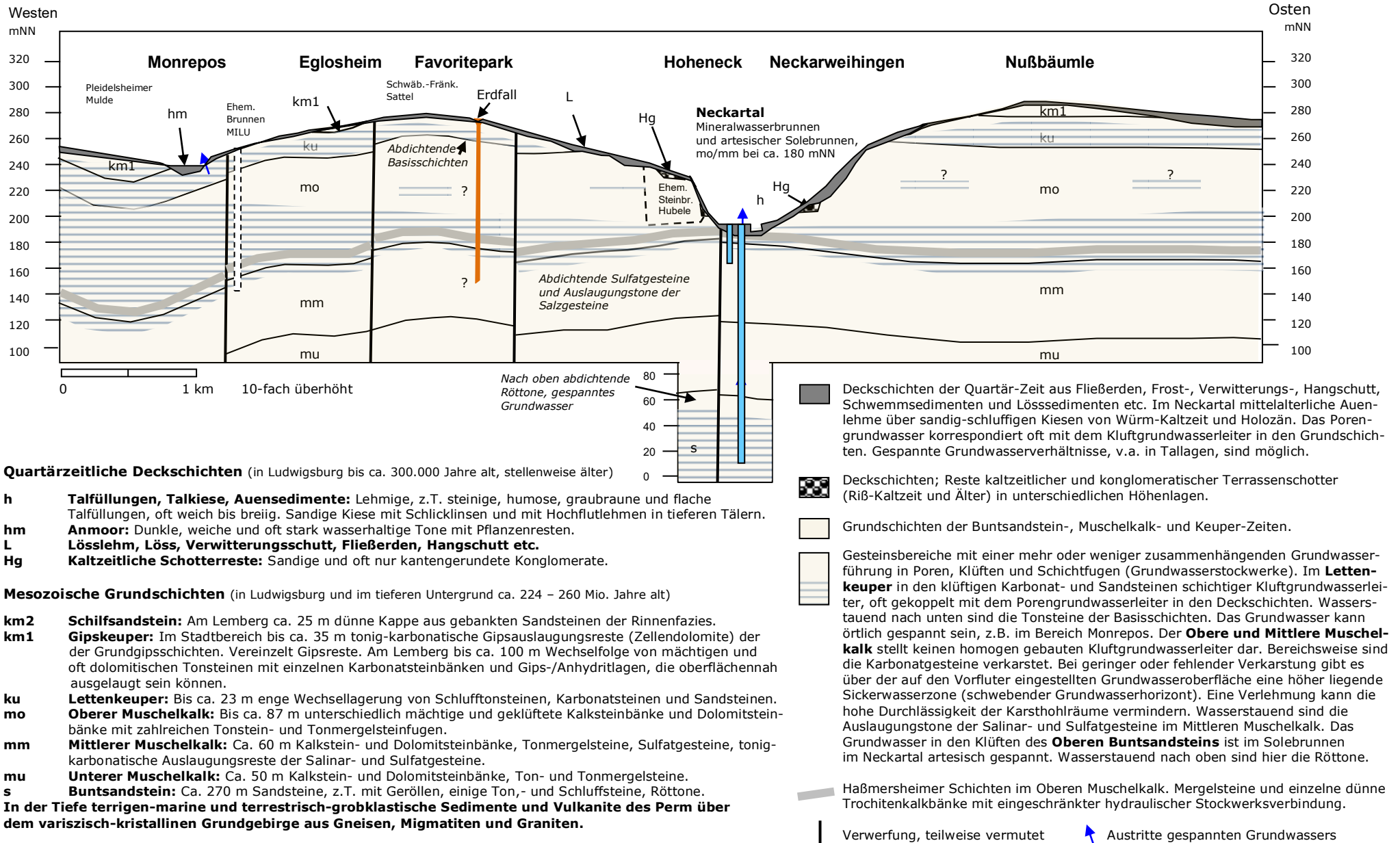


Abb. 24a: Hydrogeologischer Profilschnitt Eglosheim – Neckarweihingen (siehe auch Abb. 9a).

Der Profilschnitt zeigt die drei Hauptgrundwasser-Stockwerke im Raum Ludwigsburg. Alle Angaben sind ohne Gewähr.

- Oberes Stockwerk: Quartäre Deckschichten, Gipskeuper, Lettenkeuper (Porengrundwasserleiter und schichtiger Kluftgrundwasserleiter, stellenweise gespannt).
- Mittleres Stockwerk: Oberer Muschelkalk mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks (Kluftgrundwasserleiter, teilweise verkarstet), Neckarkiese (Porengrundwasserleiter).
- Unteres Stockwerk: Plattensandstein im Oberen Buntsandstein (gespannter Kluftgrundwasserleiter mit artesischem Austritt aus dem Bohrloch im Neckartal).

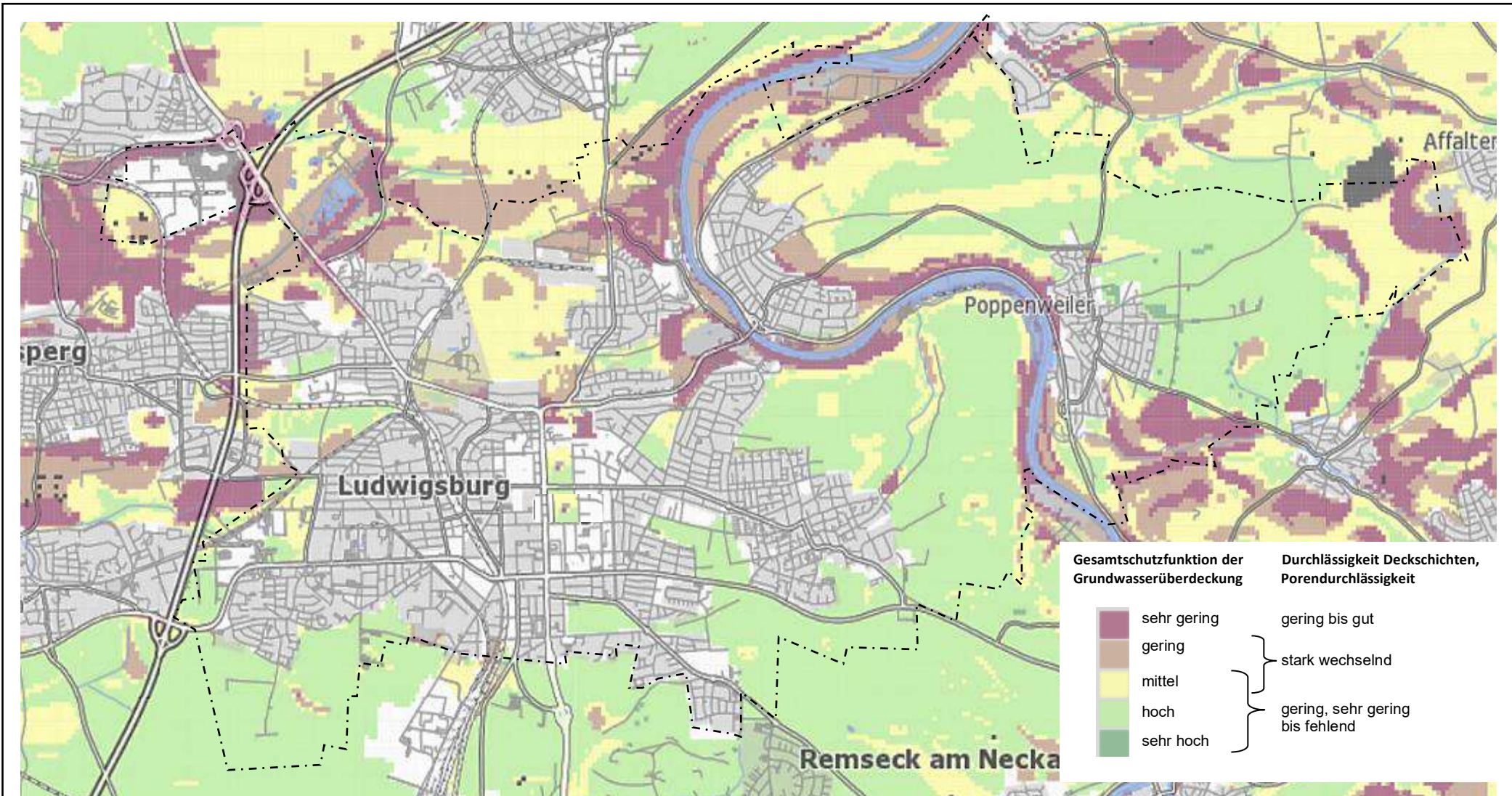
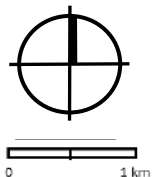


Abb. 24b: Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung, oberster Grundwasserleiter und Porendurchlässigkeit

(Quartär, Gipskeuper, Lettenkeuper, im Neckartal Oberer Muschelkalk).

Die Gesamtschutzfunktion beinhaltet sowohl die Schutzfunktion des Bodens als auch die der vom Grundwasser ungesättigten Zone unterhalb des Bodens, unabhängig von der Nutzung. Die sehr feinkörnigen und lehmigen Lösssedimente haben bei ausreichender Mächtigkeit eine "mittlere bis hohe Schutzfunktion". Die kiesig-sandigen Fluss- und Auensedimente und Bereiche der Grundschichten ohne oder mit geringer Auenlehm-Mächtigkeit haben eine "geringe bis sehr geringe Schutzfunktion". Siedlungs- und Nutzflächen sind grau/weiß dargestellt. Details und weitere Unterscheidungen sind im Kartenviewer des LGRB-BW dargestellt.

Ausschnitt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Baden-Württemberg, RP Freiburg.



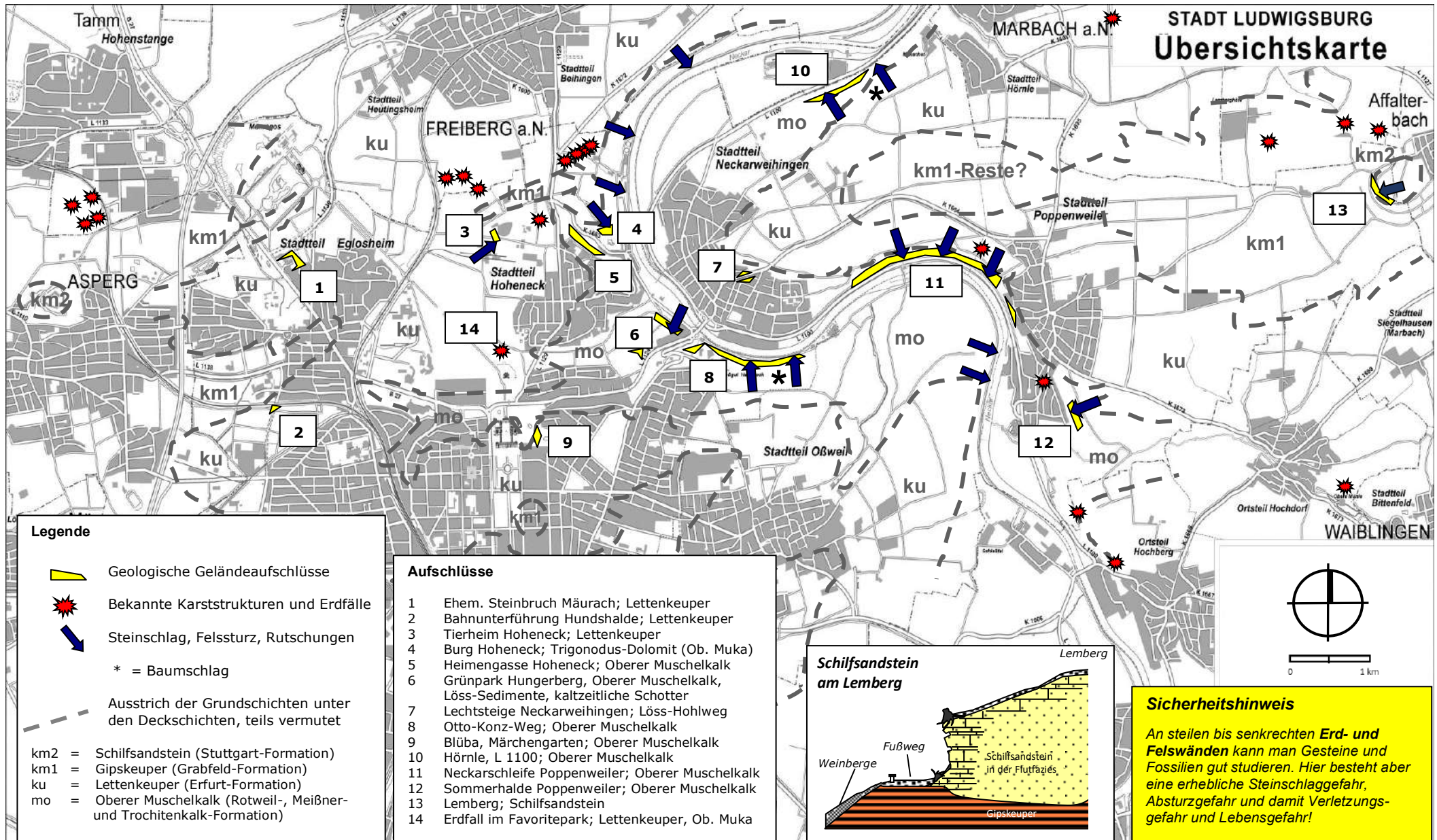


Abb. 25: Geologische Geländeaufschlüsse, Karststrukturen, Steinschläge, Felssturz, Rutschungen auf der Ludwigsburger Gemarkung.

Nahezu die gesamte Markung von Ludwigsburg ist verkarstungsgefährdet. Auf der Web-Seite der Stadt Ludwigsburg gibt es ein Manuskript und Merkblätter zu Baugrund, Grundwasser, Altlasten und Erdwärme in Ludwigsburg. Im Kartenviewer des LGRB-BW gibt es eine "Ingenieurgeologische Gefahrenhinweiskarte" <https://maps.lgrb-bw.de/>

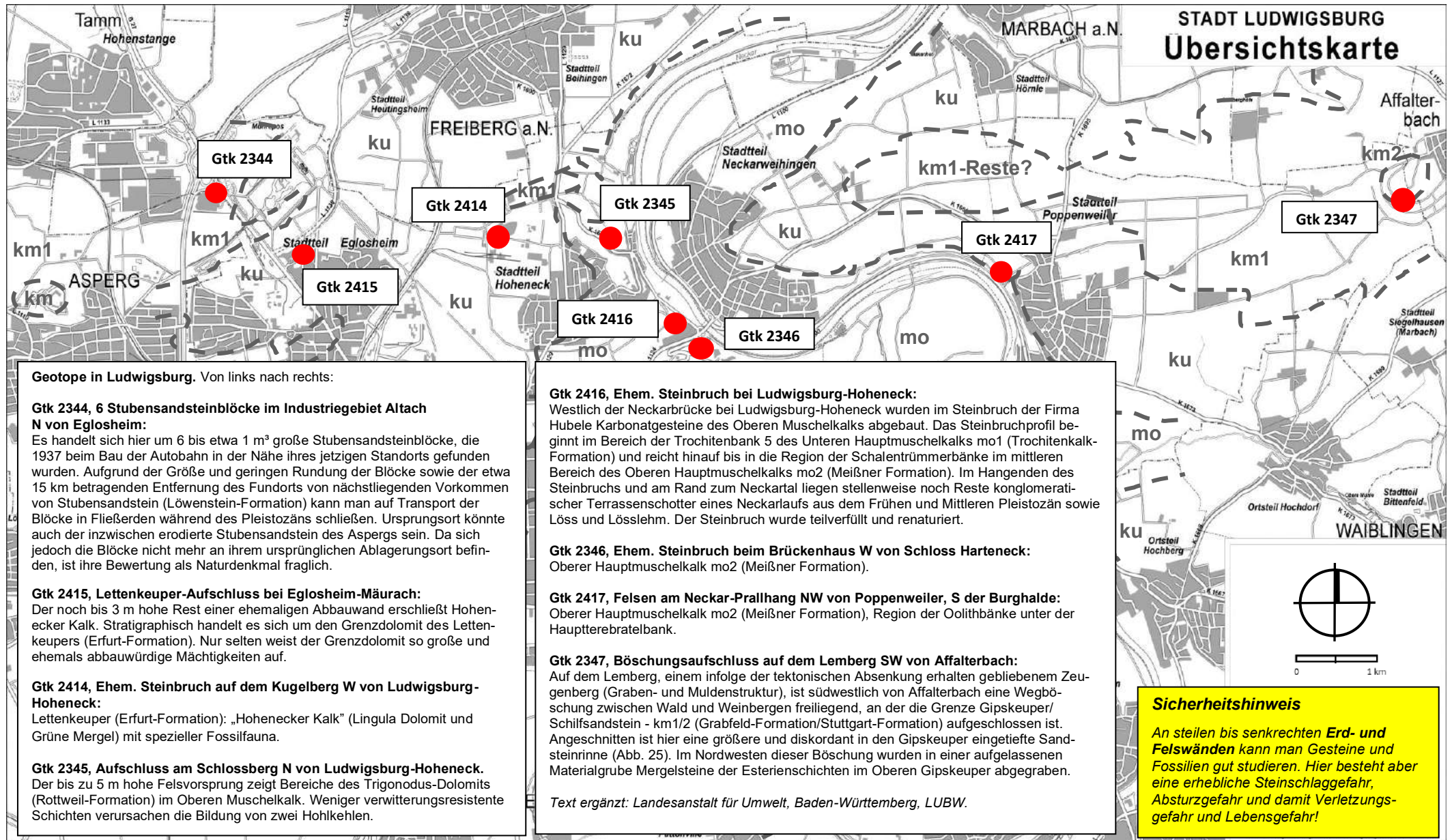


Abb. 26: Geotope in Ludwigsburg.

Auf den Webseiten der Landesanstalt für Umwelt Bad.-Württ. (LUBW) und des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) werden auf der Gemarkung Ludwigsburg 8 Geotope ausgewiesen. Das LGRB definiert: "Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie besondere Landschaftsteile." In Ludwigsburg handelt es sich um Geländeaufschlüsse mit Gesteinen und Fossilien des Oberen Muschelkalks, des Keupers und des Pleistozäns.

5. Anhang

5.1 Gesteinskunde, der Kreislauf der Gesteine

Gesteine sind natürlich vorkommende, mehr oder weniger feste und oft heterogene Gemenge aus kristallisierten Mineralen, Mineralbruchstücken, mineralisierten Organismenresten, natürlichen Metalllegierungen, amorphen vulkanischen Gläser und biogen aus Torf, Braunkohle, Steinkohle und Asphaltite mit Natur-Asphalt. Gesteine unterscheiden sich stark hinsichtlich der Farbe und der Größe ihrer Kristalle, ihrer Härte und ihre Beständigkeit gegenüber der Verwitterung und Abtragung. Man unterscheidet drei Hauptgesteinsarten: **Magmatische Gesteine**, die glutflüssig aus dem heißen Erdmantel aufsteigen und die noch tief innerhalb der Erdkruste als Magma (Plutonite) langsam, oder nach einem Ausbruch untermeerisch oder an der Erdoberfläche als Lava (Vulkanite) schnell abkühlen und fest kristallisieren; **Sedimentgesteine**, die durch Verwitterung, Zerkleinerung, Abtragung, Transport, Ablagerung und anschließender Verfestigung nahe an und unter der Erdoberfläche entstehen; **Metamorphe Gesteine**, die tiefer in der Erdkruste unter hohen Temperatur- und Druckbedingungen (gerichteter Druck), aber ohne vollkommen aufzuschmelzen aus in die Tiefe versenkten Sediment- und Magmagesteinen chemisch und physikalisch umgewandelt wurden. Diese drei Hauptgesteinsarten befinden sich innerhalb der Erdkruste in einem ständigen und langsamen "Kleinen Kreislauf" zwischen Bildung, Versenkung, Umwandlung, Heraushebung und Abtragung (Abb. 27b). Die Erdoberfläche besteht zu $\frac{3}{4}$ aus Sedimenten und zu $\frac{1}{4}$ aus kristallinen Magmatiten und Metamorphiten.

- **Natürliche Gesteine** bestehen aus lockeren oder festen, gleichartigen oder unterschiedlichen und oft kristallisierten aber auch aus nicht kristallisierten (amorphen) Gemischen aus Mineralkörnern, Gesteinsbruchstücken, mineralisierten Organismenresten und aus natürlich entstandenen und amorphem Gesteinsglas. Gesteine können sich aus verschiedenen Mineralen zusammenfügen, z.B. Granit aus Feldspat, Quarz und Glimmer oder nur aus einem Mineral bestehen, z.B. Kalzit-Marmor. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind keine Minerale, sondern biogene Sedimente bzw. Gesteine aus Pflanzenresten. Kohle entsteht diagenetisch unter Luftabschluss und höherem Druck und Temperatur (Inkohlung). Die tiefer versenkte und geringmetamorphe Anthrazitkohle ist die höchste Inkohlungsstufe und wird bei der weiteren Versenkung und Gesteinsmetamorphose in das hexagonal kristallisierte Mineral Graphit umgewandelt. Flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe (Erdöl, Erdgas) sind ebenfalls bei 60 – 160 bzw. 200 °C diagenetisch-chemisch umgewandelte und hochkomplexe organogene Verbindungen aus abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Kleinstlebewesen des Meeres (v.a. Algen, Faulschlamm). Unter günstigen Bedingungen wandern sie als leichte und mobile Bestandteile durch den Überlagerungsdruck von den feinkörnigen und tonig-, mergelig-, kalkigen Muttergesteinen (Ölschiefer) in die größeren Poren und Klüfte der darüberliegenden und tektonisch als Erdölfallen gestalteten Speichergesteine aus Sandsteinen und Karbonatgesteinen. Natur-Asphalt (Bitumen) aus Erdöl oder aus Ölschiefer mit Sand- und Kiesanteilen ist ein Gestein (Asphaltit).

- **Natürliche Minerale** sind feste (Ausnahme natürliches Quecksilber) und anorganische chemische Elemente und Verbindungen, die ausschließlich geologisch (natürlich) entstanden sind und die eine geordnete, kristalline Atomstruktur haben. Auch feste und geologisch entstandene Metalle und Legierungen sind kristalline Minerale. Diamanten sind kristalline Minerale und bestehen aus kubisch kristallisiertem Kohlenstoff, der vermutlich organogen entstanden ist. Der Kohlenstoff wurde bei der Subduktion von Ozeanböden tiefer in den Erdmantel versenkt und zunächst in Graphit umgewandelt. In großer Tiefe bzw. beim schnellen Wiederaufstieg in vulkanischen Eruptivschloten ist der Graphit bei hohem Druck und bei hohen Temperaturen zu Diamanten kristallisiert (Abb. 27b). Schnee und Eis sind kristalline Minerale (Klasse der Oxide und Hydroxide) und werden als Gestein nah am Schmelzpunkt betrachtet. Schnee ist äquivalent zu Sedimenten, Eis aus Schnee zu Metamorphiten und natürliches, aus Wasser gefrorenes Eis ist äquivalent zu zähplastischem Mantelmaterial. Es sind ca. 6000 Minerale bekannt, von denen 20 für die Gesteinsbildung auf der Erde von Bedeutung sind. Als **natürliche Mineraloide** werden vulkanische Gesteinsgläser (Obsidian, Asche, Bims), Opal, Gagat, Perlmutter, Bernstein und Lechatelierite (Glas, das in Blitzröhren -Fulgurite- und bei Asteroideneinschlägen -Tektite- entstanden ist) bezeichnet. Das sind natürlich entstandene, aber nicht kristalline, sondern ungeordnet amorphe und isotrope Feststoffe und damit keine Minerale. Die Atome und die Moleküle sind hier, wie auch bei Flüssigkeiten, unregelmäßig angeordnet (unterkühlte Flüssigkeit). Als **synthetische Mineraloide** werden künstlich hergestellte Opale und Gläser, wie z.B. sogenanntes Mineral-, Kristall- und Quarzglas bezeichnet. Sie sind nicht kristallin, sondern ebenfalls isotrop und amorph.

- **Natürliche Kristalle** sind einzelne Minerale als homogene und anisotrope Festkörper mit richtungsabhängig unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften. Ihre Atome, Ionen und Moleküle sind in einer dreidimensional regelmäßigen und geometrischen Kristall-Gitterstruktur periodisch angeordnet, z.B. Quarzkristalle aus SiO_2 , Salzkristalle aus NaCl , Diamant aus C. Organisch-pflanzlicher Zucker ist organisch-kristallin, ist aber kein natürlicher Kristall, Mineral oder Mineraloid, sondern ein Kohlenhydrat. Synthetisch hergestellte Saphirgläser, synthetische Rubine (Korund) und synthetische Diamanten etc. sind anisotrop-kristallin, aber keine synthetischen Mineraloide.

99% der Erdkruste sind aus den 8 Elementen O, Si, Al, Fe, Ni, Mg, Ca, K und Na aufgebaut.



Magmatische Gesteine (Magmatite; gr. magma = geknetete Masse) sind Primärgesteine und werden in Plutonite (Pluto = Gott der Unterwelt) und in Vulkanite (Vulkanus = Gott des Feuers) eingeteilt (Abb. 27a).

- **Plutonite** (Intrusiv(Tiefen)gesteine, 7 % der Erdoberfläche) bilden sich aus sehr tief liegenden und unter 1000 bis 1300 °C heißen Magmaschmelzen. Diese entstehen in Bereichen von tektonischen Schwächezonen, z.B. bei Gebirgsbildungen. Durch die Druckverminderung leichter und mobiler geworden, steigen sie in höher liegende Festgesteine, oft in ältere Gneise, innerhalb der Erdkruste auf. Die Festgesteine werden dabei z.T. mit aufgeschmolzen und der Plutonitkörper erstarrt in 5 -10 km Tiefe bei allseitigem Druck durch fraktionierte Kristallisation und wegen der sehr langsamen Abkühlung zu grobkristallinen Gesteinen (Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Peridotit). Durch Hebungen der Erdkruste im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen und durch die Erosion kommen viele Plutonite mit der Zeit an die Erdoberfläche, werden abgetragen und bilden charakteristische Landschaften, wie z.B. im Schwarzwald und in den Alpen. Zu den Plutoniten gehören auch die Pegmatite -> groß- bis riesenkörnige Gesteine, auskristallisiert aus einer an flüchtigen Bestandteilen reichen plutonischen Restschmelze (Fluide) und die Ganggesteine -> Übergangsmagmatite und Intrusionsgesteine in schmalen Gängen im Umgebungsgestein, z.B. Mineralgänge, Erzgänge, Lamporphyr, Lamproit und Kimberlit.

- **Vulkanite** (lat. vulkanus = Gott des Feuers und der Schmiede, Eruptiv-, Effusiv-, Ergussgesteine, 6 % der Erdoberfläche) entstehen beim schmelzflüssigen Austritt eines aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche und Unterwasser bis zum Meeresboden aufsteigenden Magmas. Durch die Ausdehnung der Erdkruste an tektonischen Schwäche zonen (Gebirgsbildung, Riftzonen) und der damit einhergehenden Druckentlastung innerhalb der Erdkruste wird das heiße und plastische Gestein flüssig, spezifisch leichter und steigt unter dem Ausperlen von gelösten Gasen als "Magma" bis zur Erdoberfläche auf. Dort kommt es zur Bildung von Vulkanen und das (teil)geschmolzene Magma tritt als "Lava" mit Gesteinsbrocken und Aschen und durch die weitere Ausdehnung der Gase (95 % Wasserdampf, Kohlendioxid, Schwefelgase etc.) oft explosionsartig an der Oberfläche und Unterwasser aus und erstarrt schnell. Der Gas- und Wasseranteil im Magma hat einen großen Einfluss auf die Charakteristik eines Vulkans. Gasreiche Vulkane haben eine zähflüssige und SiO_2 -reiche Lava, sind sehr explosiv und bilden oft hohe und geschichtete Strato-Vulkankegel (Vesuv, Mt. St. Helens, Fujiyama). Gasarme Vulkane haben eine dünnflüssigere und SiO_2 -arme Lava, sind weniger explosiv und bilden oft flachere Schildvulkane (Hawaii, Island), sowie weiträumige Flutbasalte (Westindien, Sibirien, USA-Oregon). Es gibt auch Mischformen mit abwechselnd gasreichen und gasarmen Eruptionen, z.B. der Ätna auf Sizilien. Die an der Erdoberfläche ausfließenden Laven und die ausgeworfenen Gesteine sind wegen ihrer schnellen Erstarrung an der Erdoberfläche meistens unregelmäßig ungleichkörnig, feinkristallin, durch Entgasung oft blasig und bei sehr schneller Erstarrung auch als nichtkristallines (isotropes) Gesteinsglas (Obsidian) ausgebildet. Sie können aber auch mit grobkristallinen Einsprenglingen (Porphyre) versehen sein. Die Vulkanite werden abhängig von ihrer Zusammensetzung in Rhyolith, Dazit, Trachyt, Andesit, Basalt, pyroklastische Aschen, Tuffe und Bimsstein (pyroklastische Sedimentgesteine) eingeteilt. An den divergierenden und oft untermeerischen Grenzen der Erdkrustenplatten treten Vulkane in großer Anzahl auf. Ebenso an den kompressiven Platten-Subduktionszonen in Verbindung mit Gebirgsbildungen als Vulkanketten (z.B. Japan, Indonesien, S-Amerika, N-Amerika -> Pazifischer Feuerring, Italien, Türkei -> Alpenbildung). Innerhalb der Erdkrustenplatten treten Vulkane einzeln oder in Gruppen als "Hotspot-Vulkane" auf (Mantel Plumes: Eifel, Hawaii, Island, Yellowstone, Auvergne etc.). Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Olivine) (Kap. 5.7).

Sedimentgesteine (lat. sedimentum = Bodensatz, 64 % der Erdoberfläche, davon 22 % Karbonate) sind Sekundärgesteine. Man unterscheidet klastische Sedimente, chemische und chemisch-biogene Sedimente mit Rückstandsgesteinen und biogene Sedimente i.e.S.. Die durch Schwerkraft, unterschiedlich schnell fließendem Wasser, Eis und Wind mehr oder weniger weit transportierten und in Tälern, in Seen, in Kontinentalbecken, in flachen und tiefen Meeresbecken und auch in Höhlen abgelagerten Sedimente werden mit der Zeit überdeckt und oberflächennah bis maximal wenige Kilometer tief versenkt. Sie werden durch den lithostatischen Druck der überlagernden Schichten mechanisch verdichtet (plastische Verformung, Kompaktion) und mit bis zu 50 % Poren- und Volumenverlust entwässert. Dabei kommt es sowohl zur Lösung als auch zur chemischen Ausfällung von Mineralen (Mineralneubildung), oft Karbonate, Eisenoxide, Quarz und Ton, als zementartige Verbindung (Matrix) zwischen den einzelnen Sedimentkörnern (Diagenese -> Deposition, Entwässerung; Lithifizierung -> Kompaktion, Zementation). Durch diese Prozesse entstehen die unterschiedlich stark verfestigten und oft geschichteten Sedimentgesteinen, wie z.B. Ton-, Schluff- und Mergelsteine (Schlammsteine), Kalk- und Dolomitsteine, Sandsteine, Konglomerate und Breccien. Eingeschlossene Skelett- und Schalenreste von Lebewesen können bei geeigneten Bedingungen in versteinerte Fossilien umgewandelt werden. Die Diagenese findet bis ca. 200 °C und von oberflächennah bis in wenige Kilometer Tiefe statt und geht in die Gesteinsmetamorphose mit der Anchizone über (Abb. 6.36). In den Sedimentationsräumen der Kontinental- und Meeresbecken kam es über die Jahrmillionen oft zu einer länger anhaltenden und zyklischen Subsidenz (Absenkung) der Erdkruste. Konnte die Erosion und die Sedimentation aus den umliegenden Hochländern oder die Ausfällung der Karbonate mit der Subsidenz mehr oder weniger gut schritthalten, konnten hunderte bis tausende Metern mächtige Sedimente zyklisch abgelagert werden (Sedimentationsgleichgewicht). Je nach dem Ablagerungsmilieu gibt es auch unterschiedliche Ausbildungen der Sedimente (marine, lagunäre, paralische, limnische, lakustrine, fluvial-klastische, terrestrische, glaziale Fazies etc.). Schnee und Eis sind kristalline Minerale und sind als kondensierter und kristallisierter Wasserdampf ein äolisch-festländisches Sedimentgestein nahe am Schmelzpunkt.

- **Klastische Sedimente, Trümmergesteine** (gr. klastis = zerbrechen) entstehen v.a. durch die physikalische Verwitterung als mechanische Zerkleinerung vor und während des Transports durch Schwerkraft, Wasser, Wind und Eis (Abrasion, Wellenschlag, Wurzelsprengung, Quelldruck, Frost-, Salz-, Insolationsverwitterung etc.). Je nach der Temperatur und der Feuchtigkeit gibt es auch ein enges Zusammenwirken mit der chemisch-biogenen Verwitterung, bei der die Mineralkörner durch biologische Vorgänge von Mikroben, Flechten und Wurzeln etc. angelöst, mechanisch gelockert und abgetrennt werden (bioklastische Verwitterung). Die Erosions- und Abrasionsprodukte der Gesteine: Blöcke, Kies, Sand, Schluff und Ton, v.a. aus Quarz und Feldspäten (Siliziklastika), werden in Flusstälern, in Vorlandgebieten von Gletscher und als Flussdeltas in terrestrische und limnische Becken und in das Meer transportiert und werden dabei weiter zerkleinert, sortiert (Korngrößenverteilung) und schließlich mit nachlassender Fließgeschwindigkeit als Kies, Sand und Ton abgelagert. Sie werden mit der Zeit durch karbonatisches, kieseliges, toniges und ferritisches ($\text{FeO}(\text{OH})$) Bindemittel zu Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen, Schluff- und zu Tonsteinen diagenetisch und durch Lithifikation verfestigt (Kompaktion, Entwässerung, Zementation). Vulkanische Aschen, Tuffe und Bimssteine werden als pyroklastische Sedimente (Pyroklastite) bezeichnet. Bioklastische Sedimente sind mineralisch verkittete Reste von Schalen und Skeletten Ammoniten, Muscheln, Brachiopoden, Riffbildnern, Wirbeltieren, Bonebeds etc.). Die von den Bodenlebewesen ausgeschiedenen

Säuren und Enzyme etc. spielen bei der Verwitterung und v.a. bei der Tonmineralneubildung eine große Rolle und die chemisch-biologische Wechselwirkung mit der Lebewelt ist größer, als bisher angenommen wurde (siehe Kap. 5.3).

- **Chemische und chemisch-biogene Sedimente** sind neu gebildete Verbindungen und werden hauptsächlich im marinen und im limnischen Milieu ausgeschieden. Chemische Sedimente i.e.S. entstehen durch Verwitterung, Lösung und Transport von Mineralkomponenten und der anschließenden Ausfällung der gelösten Minerale in Gesteinsklüften, in Seen und in Meeren. Bei einem hochariden und warmem bis heißen Klima mit einer hohen Verdunstungsrate kommt es, v.a. bei eingeschränkter Frischwasserzufuhr, zur Eindampfung (Evaporation) des warmen und mit Mineralen übersättigten Meerwassers. Dabei kommt es, auch oft unter der Beteiligung von Mikroorganismen, zur Abscheidung von Karbonaten, wie z.B. mikrokristallinen Kalken, Kalksinter und Dolomiten (durch Magnesiumeinlagerung umgewandelte Kalke). Bei einem unterbundenem Wasseraustausch und weiterer Eindampfung nimmt die Mineralkonzentration zu und es entstehen durch Ausfällung das Sulfatmineral Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$), das bei seiner diagenetischen Dehydratation entstehende Anhydrit (CaSO_4), sowie Steinsalz (Halit, NaCl) und die seltener vorkommenden Kalisalze (Sylvin, KCl) und Bittersalze (MgSO_4). Je nach dem Liefergestein gibt es auch Ablagerungen von Natron (NaHCO_3), Glaubersalz (Na_2SO_4) und Borax ($\text{Na}_2\text{H}_2\text{B}_4\text{O}_{17}$). Weitere chemisch-biogene Sedimente sind z.B. marine Bändereisenerze (Lagen von Hämatit - Fe_2O_3 und Magnetit - Fe_3O_4 zusammen mit Quarz - SiO_2) nach der Freisetzung von Sauerstoff durch Cyanobakterien. Bei einer sehr intensiven chemischen Verwitterung (warm-feuchte Tropen und Subtropen) entstehen Rückstandssedimente, wie z.B. die stark aluminiumhaltigen Gesteine Kaolin und Saprolith (Kaolinit, Quarz) und Bauxit (Gibbsit, Diaspor, Kaolinit, Eisenoxide) aus Granit, Gneis und Tonmineralen als stabile Reste der silikat- und karbonathaltigen Ausgangsgesteine.

- **Biogene (organogene) Sedimente** i.e.S. entstehen aus Organismenresten. Das vorherrschende biogenen (bioklastische) Sediment ist fein- bis grobklastischer Kalkstein aus Kalkschalen des marinen Planktons, aus winzigen marinen Foraminiferenschalen (Kreidesedimente), aus zerkleinerten Schalenrümern von Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Ammoniten, Seelilien, Schwämmen, Korallen und von Wirbeltieren etc. (Coquina). Feinkörnige mikrokristalline Kieselgesteine entstehen primär chemisch-biogen aus Skeletten der Kieselalgen (Radiolarit = Hornstein, Diatomit = Kieselgur). Sie können auch sekundär rein chemisch durch die Verdrängung von Kalziumkarbonat durch siliziumdioxidhaltige Lösungen entstehen, z.B. Hornsteine und Feuersteine in den Kalkablagerungen von Muschelkalk, Jura und Kreide (Diagenese). Weitere biogene Sedimente sind durch pflanzliche und tierische Ablagerungen entstandenen Torfe und Faulschlämme, einige Erze und chemisch-biogene Phosphorite. Bei Temperaturen ab 50°C und 100 – 1500 m Tiefe entsteht durch Diagenese Braunkohle und bei bis über 150°C und 1000 – 5000 m Tiefe entsteht Steinkohle mit Kohlenstoffgehalten von 76 – 92 %. Die tiefer versenkte und fast vollständig aus Kohlenstoff bestehende Anthrazitkohle ist schwach metamorph. Ab 65° – 160° bzw. 200°C entstehen aus Faulschlamm die Kohlenwasserstoffe Erdöl und Erdgas als Verwesungs- und Umwandlungsprodukt von Plankton, v.a. Algen. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal der Sedimentgesteine ist ihre Schichtung, die durch geringfügige oder markantere Wechsel der Ablagerungsbedingungen oder durch Windablagerung aus unterschiedlichen Richtungen entsteht (Änderungen der Korngröße, Kap. 5.4). Kompakte Riffkalke, viele glaziale Moränen und manche Schuttbildungen sind schwach bis ungeschichtet. Die häufigsten Minerale der Sedimentgesteine sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Tonminerale, Karbonate (Kalk-, Mergel- und Dolomitsteine), Sulfate (Gips und Anhydrit, die sich durch Hydratation ineinander umwandeln können) und Halogenide (Stein-, Kali-, Magnesiumsalze etc.).

Metamorphe Gesteine (Metamorphite; gr. metamorphoos = umgestaltet, 13 % der Erdoberfläche) haben mit 91 % den größten Anteil an der kontinentalen Erdkruste und auch der Erdmantel besteht aus metamorphen Gesteinen. Metamorphite entstehen durch tektonische Versenkung von großen Gesteinspaketen in die Erdkruste ab ca. 10 km bis in über 80 km Tiefe bei Kontinentalkollisionen und bei Gebirgsbildungen. In bestimmte Fälle (Kontaktmetamorphose) kann eine Metamorphose auch in viel geringerer Tiefe stattfinden (Abb. 27). Der Übergangsbereich zwischen Diagenese und Metamorphose bis in ca. 15 km Tiefe und oberflächennah bis ca. 250°C wird "Anchizone" genannt. Bei der Versenkung machen die Druckzunahme von 0,2 bis über 2 GPa, oft mit einer Scherbeanspruchung (Spannung), und die Temperaturzunahme im Erdinneren ab 150°C und bis zu 1000°C die Minerale instabil und führen unter der Beteiligung von Fluiden als Ionen-Transporteure zu einer Änderung der Mineralzusammensetzung und der Kristallstruktur (Umkristallisation, Wachstum, Neubildung, Diffusion, Einregelung) der sedimentären und der magmatischen Ausgangsminerale und der Gesteinsstrukturen in festem Zustand (Festkörperumwandlung mit Teilaufschmelzung). Alle vorhergehenden Strukturen, wie z.B. Schichtungen und Fossilien, gehen dabei fast oder ganz verloren, es kommt aber nicht zur vollkommenen Aufschmelzung. Typische Vertreter der metamorphen Gesteine sind gefaltete und oft stark deformierte Schiefergesteine, wie z.B. Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Granulite, Mylonite etc.. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal ist oft eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Schieferung (Foliation = flächenhafte- und Lineation = linienhafte Mineralausrichtung, z.B. gebänderte Gneise). Diese entsteht bei dem hohen und oft gerichteten Druck und bei hohen Temperaturen, v.a. bei der Glimmer-, Tonmineral- und Chloritgruppe durch Mineraleinregelung, Mineralneubildung und Mineralentmischung. Es gibt aber auch ungeschieferte (isotrope) Metamorphite, wie z.B. Marmor aus Dolomit- und Kalkstein, Quarzite aus quarzreichem Sandstein und hochtemperatur-metamorphe Granulite. Hornfelse entstehen aus Sedimentgesteinen bei der flacheren oder tieferen Kontaktmetamorphose mit heißen Schmelzen bei 600° - 1000°C und bei niedrigerem, aber tiefer auch bei höherem Druck. Sie haben keine Schieferung, also Ausrichtung der Mineralkörner, aber oft eine Paralleltexur (Hornfelsgefüge von Quarz und Feldspat, Streifung, Fleckung). In großer Tiefe umgewandelte Gesteine und

Minerale werden als Hochdruckmetamorphite bezeichnet. Mit Zunahme des Aufheizungsgrades nimmt die Schieferung ab, weil wasserhaltige und blättrige Schichtsilikate durch wasserfreie und nichtblättrige Minerale ersetzt werden. Bei Gebirgsbildungen mit sehr hohem Druck, aber bei relativ niedriger Temperatur entstehen Eklogite (Klinopyroxen und Granat). Metamorphite aus Sedimenten bezeichnet man als **Paragesteine**, aus Magmatiten als **Orthogesteine**. Ab Temperaturen von ca. 650 °C (siliziumreiches granitisches Gestein,) und ab ca. 800 °C (siliziumarmes basisches Gestein) schmelzen Metamorphite je nach der chemischen Zusammensetzung teilweise auf (Anatexis) und werden dann **Migmatite** genannt. Sie bilden mit ihrem Fließgefüge den Übergang zu den Magmatiten (metatektisches Gefüge). Bei höheren Temperaturen entsteht durch die komplette Aufschmelzung sekundäres Magma. Durch Hebungen im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen, wie z.B. bei Gebirgsbildungen, kommen viele metamorphe Gesteine mit der Zeit an die Erdoberfläche, bilden zusammen mit den darin oft später eingeschmolzenen Plutoniten Gebirgslandschaften und werden mit der Zeit wieder abgetragen (Schwarzwald, Bayerischer Wald, Rheinisches Schiefergebirge und Teile der weltweiten Mittel- und Hochgebirge - Alpen, Anden, Himalaya, Appalachen etc.). Eine Rückumwandlung der Minerale bei einem Wiederaufstieg findet selten und nur bei Wasserzutritt statt (Ozeanboden-Metamorphose, Serpentinisierung), aber die in der Tiefe stabilen (neugebildeten) Minerale werden instabil und es kann mit der Druck- und Temperaturabnahme bei einem langsamen Aufstieg eine Mineralneubildungen an den Korngrenzen stattfinden (retrograde Metamorphose, Diaphtorese). Wichtig ist: Je nach der Mineralzusammensetzung des Ausgangsgesteins bilden sich unterschiedliche Metamorphite. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Karbonate (Marmor), Granate, Cordierit, Staurolith und Disthen. Mehr zur Metamorphose in Abb. 6.36.

GESTEINS-KLASSEN	UNTERKLASSEN	ENTSTEHUNGSPROZESSE	BEISPIELE IN - BADEN-WÜRTTEMBERG - IN DEN SCHWEIZER ALPEN
Ablagerungs- bzw. Sediment- gesteine	Klastisch-mechanische (detritische) Sedimentgesteine (Trümmergesteine).	Ablagerung von Partikeln, die bei der physikalisch-chemisch-bioklastischen Verwitterung und durch Wind-, Fluss- und Gletscher-Abrasion von Gesteinen entstanden sind, z.B. Gerölle, Sandkörner, Schluff- und Tonpartikel. Ablagerung in Flusstälern, Seen, Becken und Meeren. Diagenese und Lithifizierung bei Überdeckung und geringer Versenkung mit Kompaktion, Entwässerung und mineralischer Verkittung.	- Buntsandstein, Keuper, Früher und Mittlerer Jura, Paläogene und neogene Molasse-Sedimente, Pleistozäne und holozäne Tal- und Schuttsedimente. - Trias-Sandsteine, Flysch-Sedimente, Molasse-Sedimente, pleistozäne und holozäne Tal- und Schuttsedimente.
	Biogene (organogene) Sedimentgesteine.	Bildung oft in flachen Meeren, an Küsten und in Seen und Sümpfen. Ablagerung von Kalk- und Kieselskeletten und Kalkschalenresten von Meeresorganismen (Brachiopoden, Crinoiden, Muscheln, Schnecken, Ammoniten, Riffbildnern etc., Plankton. Umwandlung von Pflanzenresten in Torf, Braun- und Steinkohle (Fossildiagenese), Bildung von Öl, Gas, Bitumen. Biogen beeinflusste, frühdiagenetische Umwandlung von Kalk in Dolomit.	- Bioklastische Kalksteine und Dolomitsteine im Muschelkalk, im Keuper und im Jura, Ölschiefer. - Hochgebirgskalk, Schrattenkalk, Radiolarit.
	Chemisch-biogene Sedimentgesteine und Rückstandsgesteine.	Mechanische und biochemische Zersetzung, Transport, Umwandlung und Neubildung von Mineralen. Lösung und Ausfällung von Mineralen aus sehr wässrigen und übersättigten Lösungen im verdunstenden Meerwasser und in Seen (Evaporation von Karbonaten, Sulfaten, Salinalgesteine). Wärme, Chemie und Biologie wirken hier oft zusammen. Spätdiagenetische Umwandlung von Kalk in Dolomit. Lithifizierung wie oben.	- Lösung von Kalk- und Dolomitsteine, Sulfat- und Salzgesteine im Muschelkalk, im Keuper und im Jura. Mineralneubildung durch Verwitterung. - Lösung von Sulfat- und Salinalgesteine. Mineralneubildung durch Verwitterung.
Magmatische Gesteine - Magma: geschmolzenes und teilgeschmolzenes Mantelgestein; - Lava: an der Erdoberfläche und im Meer eruptiertes Magma	Plutonite (Tiefengesteine) und Ganggesteine.	Magmaaufstieg in der Erdkruste und sehr langsame, oft grobkristalline und fraktionierte Auskristallisation in 5 - 10 km Tiefe. Am häufigsten Granite und weitere Gesteinsarten, wie Diorit, Dunit, Monzonit und Tonalit.	- Granite im Schwarzwald und im Odenwald. - Aargranit, Mont Blanc-Granit, Julier-Granit, Bernina-Diorit, Bergeller-Granodiorit etc.
	Vulkanite und Pyroklastite (Ergussgesteine).	Magmaaufstieg bis zur Erdoberfläche und Entgasung durch Druckentlastung. Glutflüssiges Austreten und schnelle, oft feinkristalline Abkühlung als Lava unter dem Meeresspiegel und an der Erdoberfläche. Je nach Zusammensetzung gasarm dünnflüssig mit flachen Vulkanen (Basalt), oder gasreich zähplastisch und explosiv (Rhyolith) mit steilen Strato-Vulkanstrukturen. Gase, Aschen, Lavafelder, Gerölle.	- Vulkanite im Rotliegenden, Maare auf der Schwäb. Alb, alte und abgetragene Vulkanruinen im Hegau und am Kaiserstuhl etc.. - Ozeanboden-Basalte, später oft metamorphorisiert (Grüngesteine, Ophiolithe). Vulkanite im Verrucano.
Metamorphe Gesteine - Orthogesteine umgewandelte Magmatite - Paragesteine umgewandelte Sedimente Metasomatose = Änderung (Substitution) der Zusammensetzung durch Zuströmen von hydrothermalen Lösungen.	Druck- und temperaturbetonte Regionalmetamorphose, Orogene-M., Versenkungs-M., Bruchzonen-M., Dislokations-(Dynamo)-M. bei Gebirgsdeformationen, Ozeanboden-M. durch Meerwasser (Serpentin).	Mineralumwandlung von großen Gesteinsmassen bei der Versenkung in einige bis an die 100 km Tiefe bei oft gerichtetem Druck von 0,1 - 3 GPa und bei Temperaturen ab ca. 150 °C bis um 1000 °C. Z.B. bei Plattensubduktionen, bei Kontinentkollisionen mit Gebirgsbildungen und bei Horizontalbewegungen von Krustenblöcken entlang von Störungszonen (kataklastisch, Mylonit) und an den Mittelozanischen Rücken. Bei 200 - 300 °C Umwandlung von Steinkohle in Anthrazitkohle und ab 600 °C in Graphit.	- Gneise und Migmatite im Schwarzwald und im Odenwald - Weit verbreitet aus ehemaligen basaltischen Ozeanböden und Sedimenten, z.B. Biotitgneise, Granitgneise, Migmatite, Glimmerschiefer, Amphibolite, Marmore, Quarzite, Serpentinite.
	Kontaktmetamorphose (temperaturbetont).	Gesteinsumwandlung durch Hitzeinwirkung am Rand von heißen plutonischen Intrusionen. Oft in geringer Tiefe bei relativ niedrigem Druck, aber bei hoher Temperatur.	- Vorkommen im Schwarzwald und im Odenwald. - Seltener, z.B. am Ostrand der neogenen bergeller Granitintrusion.
	Hochdruckmetamorphose (druckbetont).	Bei der Kollision von Lithosphärenplatten mit schneller und tiefer Versenkung bei oft noch relativ niedriger Temperatur, aber bei hohem Druck (Eklogite, Gebirgsbildung). Stoßwellenmetamorphose: Extreme Drücke und Temperaturen bei Asteroideneinschlägen.	- Im Krater von Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. - Eklogite im Wallis und in Graubünden.

Abb. 27: Hautgesteinsklassen

Tabelle mit Daten aus: Schweizer Alpen-Club SAC, Tourenportal, www.sac-cas.ch/de/envirotools/gesteine

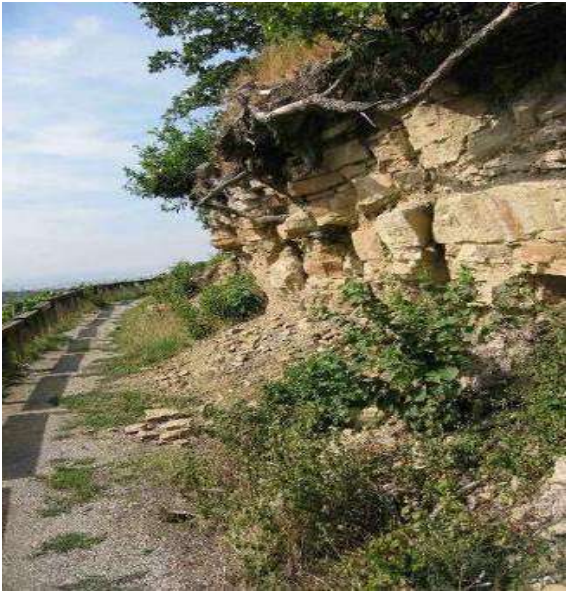
Bild 18, Abb. 27b und Abb. 6.31 zeigen Details der Gesteinsgruppen, den Kreislauf der Gesteine und Gesteine in den Alpen.

Bildtafeln Gesteinsarten (Beispiele)
Bild 15: Sedimente (Absetzgesteine an der Erdoberfläche)

Löss und Lösslehm mit Lösskindl: pleistozänes, äolisches Sediment am Hungerberg in Ludwigsburg

Lösskindl: bei der Entkalkung von Löss werden diese Kalkkongregationen in tieferen Schichten um Steinchen herum wieder ausgeschieden.

Quelle: [Stefan Iefnaer](#), [Lösskindl in sl1](#), CC BY-SA 3.0


Schilfsandstein: hier Flutfazies mit gebankten Sandsteinen am Lemberg in Ludwigsburg.

Gipskeuper: hier von Gips durchzogene Tonsteine in Wurmlingen.

Quelle: [Johannes Baier](#), [Gipskeuper wurmlingen](#), CC BY 3.0


Lettenkeuper: hier feinkörniger Sandstein der Esterien-schichten mit versteinerten Muscheln, *Palaeostheria minuta*.
Quelle: [BerndH](#), [Esterien 250909](#), CC BY-SA 3.0

Oberer Muschelkalk: hier mikritischer Kalkstein mit Seelilie, *Encrinurus liliiformis*, Dinkelberg.

Quelle: www.geologie-des-dinkelbergs.de, Finder: M. Lämmlin

Bild 16: Metamorphite (Umwandlungsgesteine, > 1 – 100 km Tiefe, hohe Temperatur, hoher und gerichteter Druck, Abb. 6.36)



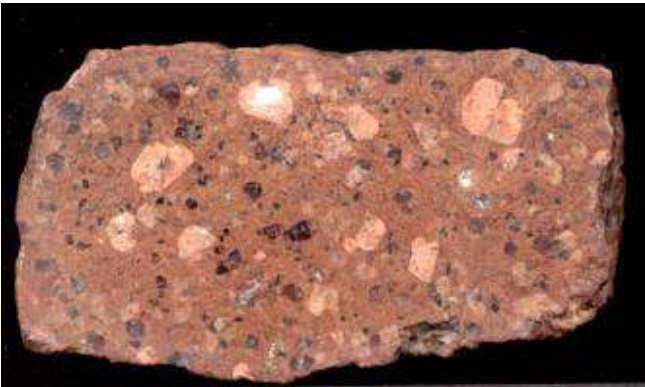
Bändergneis: intensiv gebänderte Lagerung (Foliation). Hell = Feldspat (> 20%) und Quarz; dunkel = Biotit, Amphibol. Quelle: [Grabenstedt](#) at [German Wikipedia](#) Modifications: [Cornischong](#) at [Luxembourgish Wikipedia](#), [Gneis Bännergneis vum Baikalséi](#), CC BY-SA 3.0



Marmor: mittel- bis grobkristallin aus 50 - 95 % feinkristallinem Calcit, Dolomit, Aragonit entstanden. Oft isotrop und ungeschieft aber auch mit Falten und mit Fließgefüge (Marmorierung) durch Nebengemengteile und gelegentlich spaltbar mit Richtungsgefüge. Bei der Neukristallisation werden Fossilien und Sedimenttexturen zerstört. Quelle: USGS, [MarbleUSGOV](#).

Bild 17: Magmatite (Erstarrungsgesteine)

- **Vulkanite** (Ergussgesteine, kristallisieren sehr schnell an der Erdoberfläche und Unterwasser)



Rhyolith (Quarzporphyr): porphyrisches Gefüge, saures Gestein mit SiO₂-Gehalt 65 - 75 %. Feinkristalline Grundmasse mit groben Einsprenglingen aus Quarz und Feldspat. Hier Rhyolith aus dem Rotliegenden der Perm-Zeit.

Quelle: [Grabenstedt](#), [Quarzporphyr](#), CC BY-SA 3.0



Basalt: feinkristallines, basisches und nicht sehr verwitterungsbeständiges Gestein mit einem SiO₂-Gehalt < 63 % aus Pyroxen, Plagioklas, Olivin. Die 6-eckigen Säulen entstehen bei langsamer und einseitiger Abkühlung und Schrumpfung des Gesteins nach der Eruption. Quelle: [Mmparedes](#), [Basalto2](#), CC BY-SA 3.0
Kleines Bild [Daniele.51](#), [Basalto afanítico e quasi afirico per i rari e minuti fenocristalli](#), CC BY-SA 4.0

- **Plutonite** (Tiefengesteine, kristallisieren sehr langsam in 5 - 10 km Tiefe)



Granit: grobkristallines, saures Gestein mit SiO₂-Gehalt > 63 %. Hellrosa = Feldspat; dunkel = Glimmer; matt-durchsichtig = Quarz. Quelle: [Der Messer](#), [Granitstück](#), CC BY 3.0
Gesteine mit SiO₂-Gehalten zwischen 63 und 52 % werden intermediäre und ab < 45 % ultrabasische Gesteine genannt.



Gabbro: feinkristallines, basisches Gestein, v.a. aus Pyroxen, Olivin, Biotit, Hornblende. Helle Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat. SiO₂-Gehalt < 52 %. Basalt/Gabbro metamorphosieren in 10 – 40 km Tiefe bei 550 – 700 °C zu Amphibolit (Hornblende) und druckdominiert zu Eklogit. Quelle: [Wilson44691](#) ([Mark A. Wilson](#), gemeinfrei).

äquivalent

äquivalent

Magmatische Gesteine



Sedimentgesteine



Coquina = fast ausschließlich aus Fossilshalen bestehender Kalk (Fossilalk, Schillkalk, Schalenrümmerkalk, Muschelbreccie, Lumachelle)

Radiolarit (Chert, Hornstein) = marin-biogenes Sedimentgestein aus mikrokristallinem Quarz. Der sehr feinkörnige, harte, spröde und muschelig brechende Radiolarit besteht hauptsächlich aus mikrokristallinem Quarz mit organischen Resten und gelegentlich mit Karbonatanteilen. Es handelt sich hier um versteinertes Endoskelettmaterial der mikroskopisch kleinen und einzelligen Radiolarien (Strahlentierchen). Diese gehören zum Meeresplankton und kommen heute v.a. in den warmen und oberflächennahen Bereichen des Pazifiks und des Indiks vor. Nach ihrem Absterben sinken sie zum Meeresboden und sind wegen ihrer hohen Anzahl gesteinsbildend. Die Farben sind oft dunkelgrau bis braun-schwarz, auch hell-weißlich, grünlich und rötlich. Charakteristisch ist der geschichtete Aufbau und die oft engständige Klüftung. Radiolarite findet man auch in marinen Gesteinsablagerungen der alpinen Gebirge. **Lydit** = stark diagenetisch beanspruchter oder schwach metamorpher Radiolarit.

Ton- Schluff- und Mergelsteine (Schlammsteine) bildeten sich diagenetisch aus weichen, wasserhaltigen und pelitischen Sedimenten mit $< 0,002 \text{ mm}$ und $0,002 - 0,063 \text{ mm}$ Korngröße (Ton, Schluff/Silt) und mit unterschiedlichen Ton-, Schluff- und Kalkgehalten. Sie sind ein häufig an der Oberfläche und relativ oberflächennah vorkommendes, klastisch-geochemisches Mineralgemisch und haben in verwittertem Zustand eine unterschiedlich starke biologische Aktivität. Die Tonminerale sind im baugrundtechnischen Sinne die feinste Kornfraktion der klastischen Sedimente mit einer Korngröße von $< 0,002 \text{ mm}$. Sie entsteht je nach Klima mehr oder weniger permanent durch die mechanisch-chemische Verwitterung des Muttergesteins zusammen mit biochemischen Prozessen von Mikroben, Bodentieren und Pflanzenwurzeln im Oberboden. Dabei entstehen aus den aluminiumhaltigen Primärmineralen der Locker- und Festgesteinen (aus Feldspäten, Glimmer und anderen Aluminosilikate) durch Mineralneubildung und -umlagerung (Hydrolyse) die winzigen blättchen- und stabförmigen Tonminerale (Sekundärminerale) Kaolinit, Halloysit, Illit, Montmorillonit und Chlorit. Die große innere spezifische Wasseroberfläche der mikroskopisch kleinen Mineralplättchen erklärt das sehr aktive bodenphysikalische und biochemische Verhalten und gibt Tonen eine hohe Wasseraufnahme- und Wasserhaltefähigkeit. Die Haftung der Teilchen untereinander erfolgt durch Kohäsion, d.h. durch den Zusammenhalt der an die Tonminerale gebundenen Wasserteilchen durch elektrische Van der Waal'sche Kräfte (Ränder der Plättchen positiv, Flächen negativ). Die Tonpartikel vermischen sich und interagieren mit den organischen Zerfallsprodukten (Humus) und mit Säuren etc. der Pflanzen, Bodentieren und Mikroorganismen. Sie bilden so den fruchtbaren Mutter(Ober)boden. Tone kommen oft zusammen mit Schluff als Schlammstein (Ton und Schluff $> 75\%$), mit unterschiedlichen Kalkgehalten als Mergel und mit Sandanteilen als Lehm vor. Reine Tone und reiner Schluff sind selten. Löss hat einen hohen Schluffanteil von $60 - 90\%$.

Metamorphe Gesteine

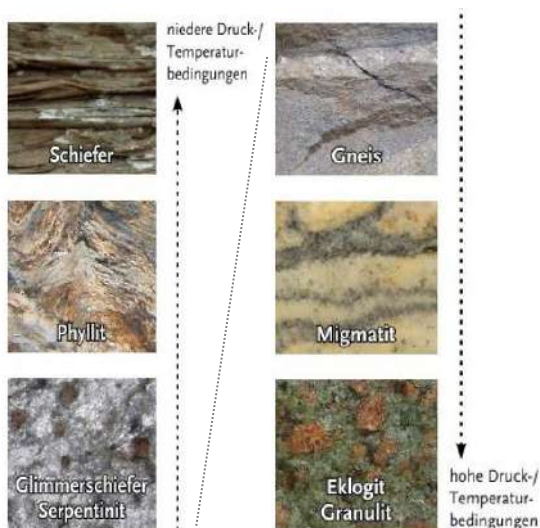


Bild 18: Übersicht der Gesteinsarten

Grafiken aus: *Die Entstehung der Alpen. Werden und Vergehen eines Gebirges. Alpine Raumordnung Nr. 42. Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins. Nach: GeoPark Karnische Alpen, 9635 Dellach/Gail 65.*

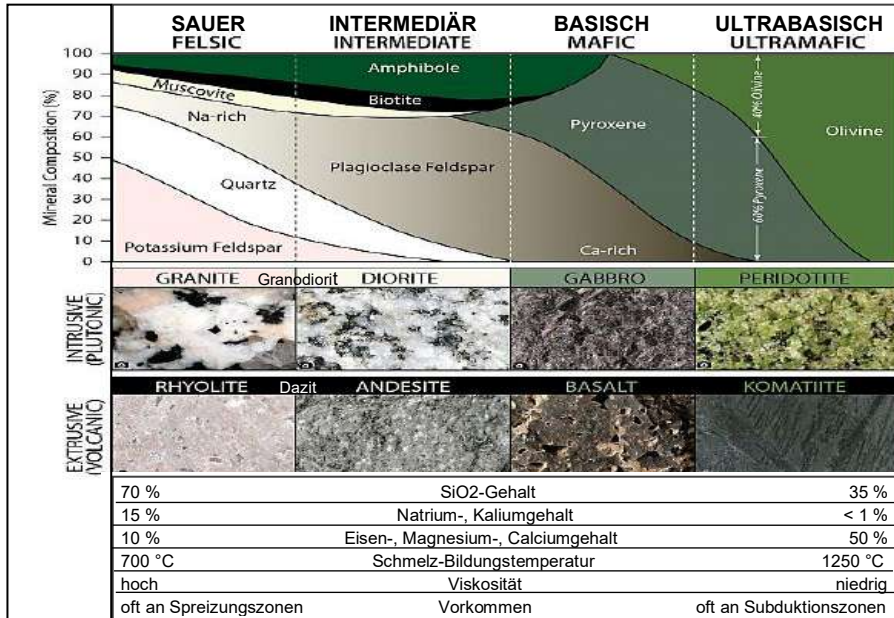


Bild 18-1: Klassifizierung magmatischer Gesteine

Die Klassifizierung erfolgt nach der relativen Häufigkeit der im Gestein enthaltenen Minerale. Das Beispiel bei "Ultrabasisch" (eisen- und magnesium-dominiert) zeigt die Zusammensetzung einer Probe aus Olivinen und Pyroxen in Prozent. Basische Vulkanite sind typisch für ozeanische Spreizungszonen, saure Vulkanite für Subduktionszonen.

Potassium Feldspar = kaliumreicher Feldspat

Grafik ergänzt aus: *Physical Geology, First University of Saskatchewan Edition by Karla Panchuk 2019, CC BY-NC-SA 4.0-Lizenz.*

<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/>
Modified after Steven Earle (2015) CC BY 4.0 and others, with photos by R. Weller/Cochise College.

Abb. 27a: Die Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen der drei Hauptgesteinsarten

Magmatite (Intrusiv- und Eruptivgesteine, Erstarrungsgesteine, Plutonite und Vulkanite)

- magmatisch** = Mantelschmelzen, die innerhalb der Erdkruste aufsteigen und erstarren, und die untermeerisch und an der Erdoberfläche austreten und erstarren.
- Magmatite** = intrusive und eruptive Erstarrungsgesteine aus glutfüssigem(r) Magma und Lava, -> Plutonite und Vulkanite.
- Magma** = Mantelmaterial, das im duktilen Erdmantel und in der spröden Erdkruste an Schwächezonen, z.B. bei der Gebirgsbildung an den Plattengrenzen und im Bereich von Plumes durch Druckentlastung bei hoher Temperatur mit Fluiden, mit fraktionierter Kristallisation und mit unterschiedlichen Mengen an gelösten und freigesetzten Gasen aufsteigt, aber noch in der Tiefe auskristallisiert (Plutonite).
- Lava** = Magma, das an der Erdoberfläche oder untermeerisch glutfüssig austritt, weiter entgast, schnell abkühlt und feinkörnig oder mit größeren Einsprenglingen oder bei sehr schneller Abkühlung als Gesteinsglas (Obsidian, Bimsstein) kristallisiert ist.
- Fluide** = Flüssigkeiten und Gase (Wasser, CO₂, CH₄ etc.) mit Temperatur oberhalb des kritischen Punktes und hohem Druck. Hier verschwindet der Unterschied (Phasenübergang) zwischen flüssig und gasförmig. Fluide senken die Schmelztemperatur von Gesteinen (Granit wasserfrei 1035 °C, wassergesättigt 650 °C bei 0,5 GPa) und spielen bei der Erzbildung in Ganggesteinen eine wichtige Rolle.
- Plutonite** = Tiefengesteine, Intrusivgesteine: Aus großer Tiefe aufgestiegenes und in der Tiefe (5 - 10 km) steckengebliebenes, zähflüssiges Magma, das unter alloseitigem Druck sehr langsam zu grobkristallinen und richtungslos körnigen Gesteinen auskristallisiert ist (Intrusion), z.B. Granit, Syenit, Diorit, Gabro.
- Vulkanite** = mehr oder weniger gashaltige Ergussgesteine, Eruptivgesteine, Effusivgesteine: Durch vulkanische Vorgänge an der Erdoberfläche ausgeflossene und schnell erstarrte Gesteine (Lava) und untermeerisch austretende Vulkanite (Kissenbasalte). Oft feinkristallin oder glasig durch die rasche Abkühlung, oder mit kristallinen Einsprenglingen, z.B. Quarzporphyr, Rhyolith, Andesit, Trachyt, Basalt, Obsidian, porig-schaumige Bimsablagerungen. Pyroklastische Sedimente: Unverfestigte Aschen, Lapili, Blöcke (Tephra), verfestigte Tuffsteine, Breccien. Ignimbrite -> Zusammengebackene Gesteine aus pyroklastischen Strömen, Bimsstein und Aschen (Schmelztuff).
- Pegmatite** = groß- bis riesenkörnige Intrusionsgesteine, auskristallisiert aus einer fluidreichen, plutonischen Restschmelze inkompatibler Elemente, die unter hohem Druck bei 700 - 400 °C in das Umgebungsgestein gepresst wurde. Oft Quelle von industriell bedeutsamen Mineralen, wie z.B. Seltene Erden, Kalium, Bor, Fluor, Beryllium, Tantal, Niob, Thorium, Lithium, Uran und Phosphor etc..
- Ganggesteine** = nahe an die Erdoberfläche reichende Übergangsmagmatite und Intrusionsgesteine (magmatische Gänge), die in schmalen aber oft weiträumigen Gängen (Dykes) in das Umgebungsgestein eingedrungen sind. Oft größere Minerale und Mineraleinsprenglinge, z.B. Granitporphyr, Erzgänge, Dolerit, Lamporphyr, Lamproit und Kimberlit, die in Bereichen alter und tief reichender Krustenbereiche (Kratone) auch diamanthaltig sein können. Hydrothermale Gänge (abgekühlte Fluide) können quarz-, erz-, silber- und goldhaltig sein.

Sedimente (Schicht- und Absatzgesteine), Sedimentationsräume

- kontinental** = auf dem Festland, im festländischen Süßwasser und an Kontinentalrändern (landgestützte Umgebung, Schelf) abgelagerte Sedimente.
- terrestrisch** = auf dem Festland fluvial, äolisch, glazigen, glazial etc. entstandene und abgelagerte Sedimente.
- terrig** = festländische Herkunft.
- klastisch** = durch mechanische Zerkleinerung und Zerstörung bei der physikalisch-chemischen Verwitterung (Erosion) und Sedimentation entstandene Trümmergesteine (Gerölle, Sande, Schluffe, Tone -> Konglomerate, Sandsteine, Schluff- und Tonsteine).
- pyroklastisch** = siehe "Vulkanite".
- konglomeratisch (Konglomerate)** = karbonatisch verfestigte, klastische Sedimente aus gerundeten Geröllen mit längeren, fluvialen und/oder glazigen Transportwegen. Oft als breite Schwemmfächer von Gebirgen ins Flachland (Molasse) austretend und verfestigt, z.B. Nagelfluh im Oberrhein.
- breccios (Breccien)** = karbonatisch verfestigte klastische Sedimente aus kantigen Geröllen mit kurzen und nur z.T. fluvialen Transportwegen und Gesteinsbildungen durch Vulkanausbrüche und Bergstürze, Schutthalde (Talus) an Felswänden, Muren.
- Fanglomerat** = Schlamm-breccie, oft im ariden Klima nach seltenen Starkregen. Schlammfächer mit unsortiertem Material aller Korngrößen, oft eckig.
- fluvial** = durch Flüsse transportierte und abgelagerte Sedimente (Kiese, Sande, Tone, Schluff, Konglomerate und Schuttbildungen, Auenablagerungen, Deltasedimente).
- limnisch** = in den Binnengewässern des Festlandes gebildete Sedimente.
- lakustrin** = in Süßwasserseen und Stillgewässern abgelagerte Sedimente (Tone, Warven, Schluff, Seekreide, Evaporite).
- alluvial** = Schwemmlandablagerungen in Niederungen, Tälern und an Küsten.
- äolisch** = durch Wind transportierte, sortierte und abgelagerte terrestrische (Staub-)Sedimente (Löss, Dünen, Sand, Vulkanasche).
- periglazial** = in Kaltzeiten und rezent in den Polargebieten außerhalb des Einflussbereichs der Gletscher abgelagerte Sedimente. Durch Frost-Tauwechsel und fluviale Vorgänge entstandene oder umgelagerte Sedimente, äolische Sedimente (Löss-Sedimente, Geli-Solifluktionböden, Fließerden, Schwemmsedimente, Schotter, Beckentone und Torflager).
- glazial** = Ablagerungen der Gletscher und ihre Schmelzwässer,
- glazigen** = direkt durch Gletscher abgelagerte Sedimente (Schotter, Moränen, Geschiebelehme), glaziär = am Eisrand abgelagert.
- fluvio-glazial** = durch Schmelzwässer in Gletschern, auf und von Gletschern in Schmelzwasserrinnen transportierte und abgelagerte Sedimente (Blöcke, Steine und sandige Schotter, Sande).
- glazi-lakustrin** = durch Schmelzwässer von Gletschern in ehemalige Gletscher(stau)seen und in ausgeräumten Hohlformen transportierte und abgelagerte Beckensedimente (Schotter, Sande und Becken(Bänder)tone, Deltasedimente, Driftblöcke).
- glazio-marin** = von Eismassen aus Gletschern im Meer transportierte, ausgeschmolzene und abgelagerte Sedimente (Driftblöcke, Schotter, Sande).
- arid, semiarid** = Ablagerungen in Gebieten mit mehr oder weniger starkem Wassermangel (mehr Verdunstung als Niederschlag). Sand, Staub und Steine, abgelagert in episodisch fließenden Gewässern und durch Wind in Wüsten und in Halbwüsten.
- humid, semihumid** = Gebiete mit mehr oder weniger Wasserüberschuss. Unterschiedliche Sedimente in den Tropen und in den gemäßigten Breiten.
- chemisch (biogen)** = unter heiß-ariden Klimaverhältnissen durch Ausfällung aus übersättigten Lösungen entstanden. Karbonate, Kalksinter, Mooskalk, Tropfsteine, Travertin, Kieselsinter, Sulfat- und Salinalgesteine, -> kontinental-fluvial, z.T. mit biogenem Einfluss.

brackisch	= Ablagerungen im Grenzbereich zwischen Süß- und Salzwasser. Mündungsgebiete großer Flüsse, Ästuar. Kennzeichnend ist eine artenarme aber individuenreiche Fauna.
marin	= im Meer abgelagerte Sedimente.
epikontinental	= in einem Flachmeer abgelagerte Sedimente, das flache Bereiche des Festlandes zeitweise überflutet hat, z.B. die Ostsee.
flachmarin	= in einem Flachmeer (Schelfmeer) festlandsnah abgelagerte Sedimente (Ton-, Mergelsteine, Kalksteine, Dolomitsteine, Deltasedimente)
litoral	= in der Uferregion (Küstenbereich, Brandungszone etc.) von Seen und Meeren und in Lagunen abgelagerte Sedimente.
lagunär	= in lagunenartigen und flachen Buchten abgelagerte Sedimente (litoral), z.B. Rifffalke, Kalk- und Dolomitsteine und Evaporite.
tidal	= in Gezeitenbereichen abgelagerte feinstkörnige Sedimente (Watt, Schlick) mit charakteristischen Fossilien.
paralisch	= Ablagerung im Bereich von Küstengewässern und Küstenebenen.
neritisch	= in seichtem und lichtdurchflutetem Flachmeer über dem Kontinentalschelf abgelagerte Sedimente.
pelagisch	= Fazies der Tiefseesedimente in festlandsferne Zone des Meeres, (rote Tiefseetone, Radiolarien-, Diatomeen-, Globigerinenschlämme).
epipelagisch	= bis 200 m Tiefe abgelagerte Sedimente.
mesopelagisch	= in 200 - 1000 m Tiefe abgelagerte Sedimente.
hemipelagisch	= an den Kontinentalabhängigen von 800 - 2400 m Tiefe abgelagerte Sedimente (Trübestrome, Flysch, Turbidite).
eupelagisch	= in Tiefen unter 2400 m abgelagerte Sedimente.
bathypelagisch	= in 1000 - 4000 m Tiefe abgelagerte Sedimente, Abyssopelagial = 4000 - 6000 m, Hadopelagial = 6000 - 11000 m Tiefe.
euxinisch	= in sehr sauerstoffarmen und lebensfeindlichen Bereichen eines Meeres abgelagerte Sedimente. Schwefelwasserstoffreiches Wasser, Faulschlamm v.a. aus Plankton, Erdölmuttergesteine, z.B. die tiefen Bereiche im Schwarzen Meer.
Flysch, turbiditisch	= Erosionsprodukte, die an Tiefseebänken, z.B. bei der Gebirgsbildung, als marine Trübestrome abgerutscht und dann rasch (in Tagen, Wochen) als fossilarme, klastische und oft zyklisch geschichtete Sedimente abgelagert wurden (Turbidite). Dünnbankige Geröll-, Sandstein- und Tonschichten in Wechsellagerung mit langzeitlich sehr langsam abgesetzten und tiefmarinen (pelagischen) Ton-, Mergel und Kalksedimenten (z.B. Flyschgesteine in den Alpen).
biogen (chemisch)	= durch Tier- und Pflanzenreste geprägte, marine und limnisch-kontinentale Sedimente, z.B. bioklastische Sedimente (Schalenrümmerkalke), biogene Riffe, Mooskalke. Torf, Kohle (Pflanzen), Bitumina (Plankton) -> Öl/Gas/Harze, Ölsand, Ölschiefer, Gashydrat (-> C- und CO ₂ -Speicher, Kohlenstoffrecycling), Hornstein -> kieselige Bildungen -> Feuerstein/Opal/Kieselerde/Radiolarit, Phosphat-lagerstätten, Bone-Beds. Auch mit chemischem Einfluss, z.B. bei Bändereisenerzen mit Sauerstoff von Cyanobakterien.
bioklastisch	= durch Schalenrümmer z.B. von Muscheln, Seelilien, Brachiopoden und Riffbildnern (Korallen, Schwämme, Algen) geprägte Sedimente, z.B. bioklastische Kalksteine, Schalenrümmerkalke, z.B. Trochitenkalke im Oberen Muschelkalk. Bioklastische Sande aus Schalen- und Korallenresten. Versteinerte Knochenreste (Bone-Beds), Blatt- und Holzreste (-> C- und CO ₂ -Speicher).
chemisch (biogen)	= unter heiß-ariden Klimaverhältnissen durch Verdunstung und Ausfällung aus einer übersättigten See- und Meerwasserlösung entstandene und abgelagerte Sedimente. Evaporite -> Karbonate, Sulfat-, und Salinalgesteine, auch mit biogenem Einfluss.
evaporitisch	= bei einem heiß-aridem Klima (trocken) durch Verdunstung (Eindampfung) einer übersättigten See- und Meerwasserlösung ausgeschiedene Sulfat- und Salinalgesteine (Gips, Anhydrit, Stein-, Kali-, Magnesiumsalze) und nichtbiogene Karbonate (Kalk, Dolomit).
sulfatisch	= Ausfällung von Gips und Anhydrit bei einem heiß-aridem Klima aus übersättigtem und eingedampftem See- und Meerwasser.
salinar	= Ausfällung von Salzgesteinen (Halogenide, Chlorid-, Kali- und Magnesiumsalze) bei einem heiß-aridem Klima aus übersättigtem und eingedampftem See- und Meerwasser.
Tempestit	= marine und limnische Sedimentablagerung und Schalenreste von durch Unwetter und Sturmfluten strandnah aufgewirbeltem und sortiert umgelagertem Bodenmaterial. Sande mit Trümmern, wellig-ballige Lagerung und in den Untergrund eingetieft.
Tsunami	= oft scharf abgegrenzte und unsortierte Flutablagerungen von starken Meer- und Seeüberflutungen (Tsunami), ausgelöst durch Seebeben, Vulkane, Erdbeben, Asteroiden. Wenn jung, mäßig-festes Trümmergestein am Strand, in Strandnähe oder hunderte Meter bis Kilometer landeinwärts. Chaotisch weitgestuft mit Ton, viel grobem Sand, Gesteinsbruchstücken und Steinblöcken aller Größen und Formen (kantengerundet, v.a. eckig und auch zerkratzt). Reste von Meerestieren (Schalen, Korallen) und oft mit menschlichen Artefakten (Holz, Ziegel, Putzreste, Keramik, Glas). Wenn älter, oft verfestigt, ohne menschliche Artefakte und gelegentlich großflächig mit charakteristischen Strömungsmerkmalen, z.B. Chevron-Marken auf Madagaskar und in Nord-Australien (?).

Metamorphite (Umwandlungsgesteine)

metamorph (Metamorphite)	= Entstehung aus Sedimenten (Paragesteine) und aus Magmatiten/Metamorphiten (Orthogesteine) nach Versenkung in Tiefen von 2 bis an die 100 km. Änderung der Mineralzusammensetzung und der Kristallstruktur durch Rekristallisation und Diffusion bei hoher Temperatur (> 150 °C), bei hohem, oft gerichtetem Druck (Spannung) unter Fluidbeteiligung. Keine Aufschmelzung aber Rekristallisation, Festkörperumwandlung. M. sind oft mittel- bis grobkristallin und haben bei gerichtetem Druck oft eine geschieferte Textur (Foliation, Lineation), z.B. Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Eklogit. Es gibt aber auch ungeschieferte Metamorphite wie Quarzit, Marmor und "Felse". Unter bestimmten Bedingungen bilden sich großkristalline Porphyroblasten in feinkristalliner Matrix.
Anatexit, Migmatit	= Teilaufschmelzung sehr tief versenkter Metamorphite durch hohe Temperaturen (> 650 – 800 °C). Das kristalline Phasengemenge eines Magmas hat unterschiedliche Schmelzpunkte. Das wieder abgekühlte Gestein kann dann aus Lagen der Schmelze (Neosom) und aus Lagen des älteren und nicht geschmolzenen, metamorphen Teils (Paläosom) bestehen. Metatexis = Anfangsstadium; Diatexis = höheres, aufgeschmolzenes Stadium; Kumulat, fraktionierte Kristallisation = sukzessive Abtrennung auskristallisierter Minerale.

Bezeichnungen für Lockersedimente und für Gesteine aus Lockersedimenten

Ton(stein)	= siliziklastisches Schlammsediment und Verwitterungsprodukt (Hydrolyse) mit einer Korngröße von < 0,002 mm. Umwandlung der Silikatminerale in Tonminerale. Teilentwässert -> plastisch oder entwässert. Wenn älter, diagenetisch zu Tonstein verfestigt (Abb. 18).
Schieferton	= Ton mit schieferähnlichem Parallelgefüge entlang von Schichtflächen. Nicht zu verwechseln mit "Tonschiefer", das ist ein niedrigmetamorpher Tonstein, dem durch die Metamorphose eine echte Schieferung aufgeprägt wurde.
Schluff-Silt(stein)	= oft siliziklastisches Schlammsediment mit einer Korngröße von 0,002 - 0,063 mm. Entsteht durch feinste Zerkleinerung von Gesteinen. Wenn älter, diagenetisch zu Schluffstein verfestigt. Äolisch verfrachteter Löss ist ein locker vermittetes Schluffsediment.
Sand(stein)	= klastisches Lockersediment mit einer Korngröße von 0,063 - 2 mm. Entsteht durch die Verwitterung und Zerkleinerung von Steinen und Geröllen auf dem Festland, in Wüsten, in Gletschern, in Flüssen und in Küstengebieten. Diagenetisch verfestigter und fast reiner Sandstein besteht aus 90 % Quarzkörnern (Quarzarenit). Mit > 10 % Feldspatminerale wird er als Arkose und mit > 10 % Ton und Gesteinstrümmern als Litharenit bezeichnet. Sehr alte und oft grau-grüne Sandsteine mit Feldspat und mit anderen Matrixbestandteilen werden Grauwacke genannt. Es gibt auch Sande und Sandsteine aus Kalkschalenresten von Muscheln, Korallen und z.B. auf Hawaii auch weiße Feinsandstrände aus von Papageifischen gefressen und wieder ausgeschiedenen Korallen. Sowie Sande aus vulkanischen Gesteinen, aus verwitterungsbeständigen Mineralen (Granat) und in ariden Gebieten aus Gips, z.B. die Gipsande des „White Sands National Monument“, NM-USA.
Kies (Konglomerat, Breccie)	= grobklastisches Lockersediment mit einer Korngröße von 2 – 63 mm. Zerkleinerung und Rundung an Küsten und durch Transport in Flüssen, in Schmelzwasserrinnen und in und vor den Gletschern. Verfestigt: gerundet = Konglomerat, kantig = Breccie.
Löss	= äolisches, poröses, locker vermittetes und oft vertikal geklüftetes Staubsediment. Quarz- und kalkhaltiger Schluff mit unterschiedlichen Feinsand- und Tonanteilen. Durch starke Winde v.a. während der Glazialzeiten aus oft abgetrockneten und vegetationsarmen Schotterebenen ausgeblasen und mit nachlassender Windgeschwindigkeit in grasbewachsenen Muldenlagen, auf Verebnungsflächen und in Legegebieten abgelagert.
Lösslehm	= bei der Verwitterung von Löss entstandener, entkalkter, verlehmt (Tonminerale), verdichteter und feuchter Lösslehm mit Bodenbildung zu (Para-)Braunerden und Schwarzerden. Lösslehm hält und leitet die Feuchtigkeit gut, was mit ausschlaggebend für die hohe Fruchtbarkeit und für die gute Bearbeitbarkeit seiner Böden ist.
Lehm	= Verwitterungsprodukt und Gemisch aus Ton, Schluff und Sand, kalkarm bis entkalkt. Anthropogener Auenlehm ist oft kalkreich.
Letten	= lokale Bezeichnung für sandig-schluffige und halbfeste bis felsartige Tone (-steine), mit geringem Kalkgehalt.
Mergel(stein)	= verwittertes oder verfestigtes Gemenge aus Ton und Kalk, z.T. mit Schluff und Sand. Je nach Kalk-/Tongehalt wird mergeliger Kalk, Mergelkalk, Kalkmergel, Mergel, Tonmergel, Mergelton und mergeliger Ton unterschieden.
Karbonatstein	= mikro- bis grobkristallines oder klastisches (detritisches) Gestein aus Kalzit und Dolomit, das chemisch-biogen ausgefällt wurde, oder das aus feinsten bis größeren Schalenrümmerkalken (Coccolithen, Foraminiferen, Schillkalk) abgelagert und verfestigt wurde.

GLIEDERUNG**Erdkruste**

5 – 50 km und unter Gebirgen bei bis zu 900 °C 60 – 80 km mächtig.
Sedimente, Granite, Gneise etc.

Kontinentale Oberkruste

Leichte kontinentale Kruste aus granitischen Silikaten (O, Si, Al, K). Von sehr jung bis zu 4 Ga alt. Dichte 2,5 – 2,8 g/cm³. Druck bis 1,2 GPa, tiefer bis 2,3 GPa. Mechanisch steif mit Bruchtektonik, ab 10 – 30 km Tiefe bei sehr langsamer Bewegung zunehmend plastisch (duktil) verformbar.

- Conrad-Diskontinuität

(Dichtesprung in 10 – 20 km Tiefe)

Kontinentale/ozeanische (?) Unterkruste

(siehe rechts oben) O, Si, Mg, Fe. Je nach Mineralart (Calcit, Quarz) ab 300 – 500 °C und ca. 10 – 20 km Tiefe fest-duktil. Dichte ab 2,9 g/cm³.

- Mohorovicic-Diskontinuität**Grenze Kruste/Mantel**

Dichtesprung, in BW in 24 – 30 km Tiefe, 400 – 800 °C.

Lithosphärischer Erdmantel

Gesteine höherer Dichte 3,3 – 3,5 g/cm³, (Olivin - Mg-Fe-Silikate -> **Peridotit**). Druck bis 5 GPa. Von oberflächennah (Rift) bis um 100 km, stellenweise bis 300 km Tiefe. Bei 400 °C fest-duktil und tiefer bis 1200 °C stärker verformbar.

- Gutenberg-Diskontinuität

In Ozeanen flach bis ca. 160 km tief

Oberer Erdmantel**"Asthenosphäre"**

Mineralisch wie der Lithosphärische Erdmantel. 3,25 – 3,5 g/cm³. Druck 1,5 – 15 GPa. 1100 – 1700 °C. 60 bis über 300 km mächtig mit Übergangszone von 410 bis 650 km Tiefe mit 3,9 g/cm³. Geringviskos und teils minimal fließfähig, Gleitschicht für die Lithosphärenplatten.

Ab ca. 650 km fest-plastische Silikatgesteine des **Unteren Erdmantels**, Bridgmanit mit dichter Packung der Atome, 5,3 g/cm³.

Staub, Meteorite, Asteroiden
 ca. 100 000 t/Jahr

Asche, Tuff, Gerölle,
 Steine, Gase, Wasserdampf

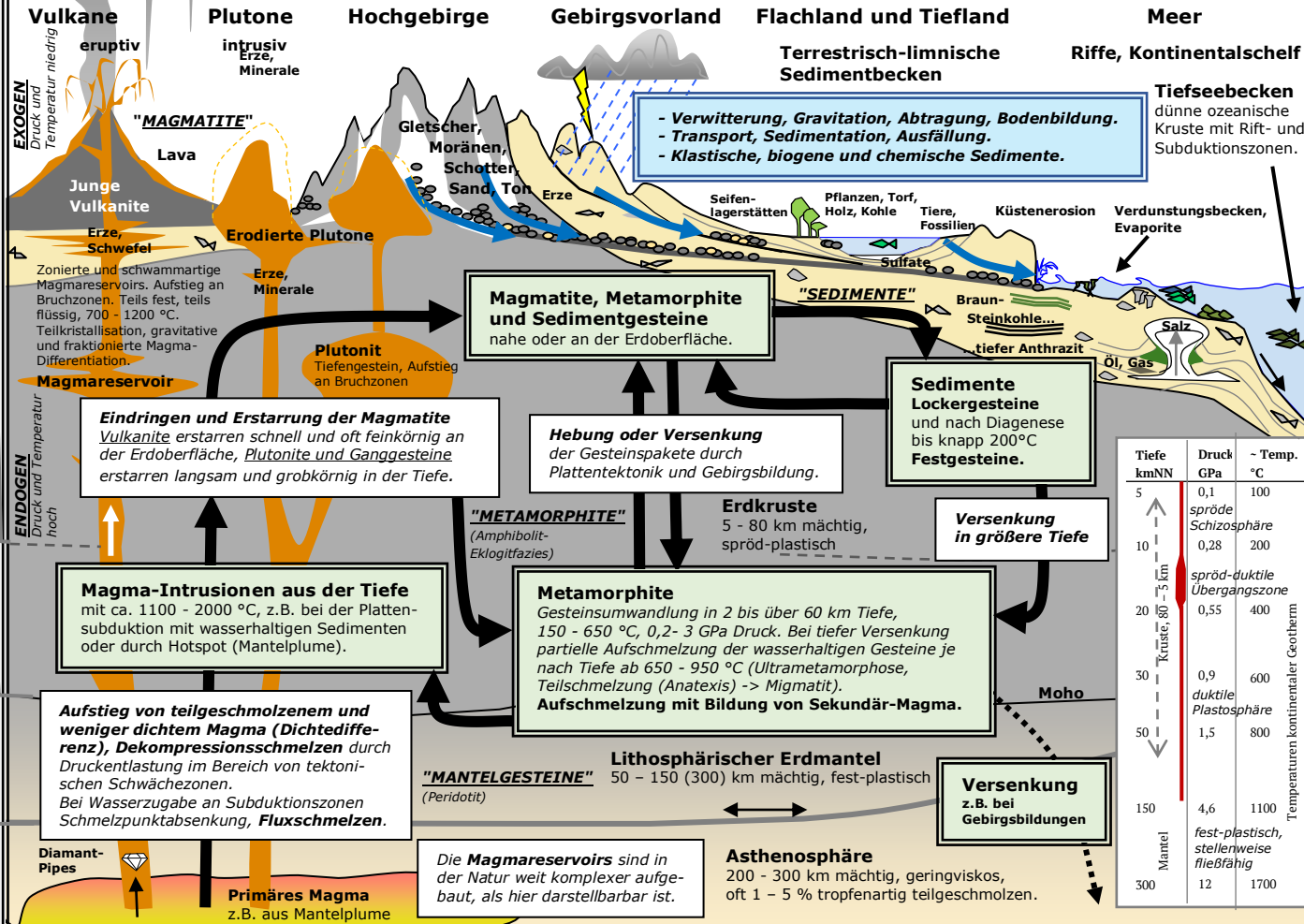


Abb. 27b: Profilschnitt – "Kleiner Kreislauf" der Gesteine (schematisch und nicht maßstäblich überhöht!).

Die Erdoberfläche besteht zu ¼ aus Sedimenten und zu ¾ aus Magmatiten und Metamorphiten. Mit der chemisch-physikalischen Verwitterung der Gesteine an der Erdoberfläche wird der Gesteinsschutt aus Blöcken, Kies, Sand, Schluff und Ton v.a. durch Wasser und Schwerkraft, aber auch durch Eis und Wind in Täler, Senken, Seen und schließlich in die Kontinental- und Meeresbecken transportiert und abgelagert. Dort kommt es mit der Zeit durch den überlagernden Druck zur Versenkung, Verdichtung, Entwässerung und zur kristallinen Verfestigung der Sedimente bis hin zur Gesteinsbildung (Diagenese, Lithifizierung). Durch die ständigen Bewegungen der Kontinentalplatten (Plattentektonik) und v.a. bei Gebirgsbildungen können weiträumig abgelagerte Gesteinspakete und basaltische Ozeanböden tiefer versenkt (Kontinentkollision, Subduktion), dort bei hohen Temperaturen und bei gerichtetem Druck metamorph umgewandelt und später wieder angehoben werden (Kap. 6). Bei sehr tiefer Versenkung werden die Gesteine teils chemisch und v.a. physikalisch stark umgewandelt (Rekristallisation) und auch teil- und aufgeschmolzen. Das ist der vertikale "Kleine Kreislauf" der Gesteine innerhalb der Erdkruste. Der "Große Kreislauf" der Gesteine findet im tiefen und fest-plastischen Erdmantel statt. Die Zumischung und Auskristallisation von aufsteigenden Magmen aus dem Erdmantel vervollständigen die Gesteinsvielfalt, aus der sich die unterschiedlichen Landschaften an der Erdoberfläche bilden. Die Tiefenlagen und die Mächtigkeiten der Krusten- und Mantelschichten streuen je nach ihrer Lage breit, z.B. Kontinente mit/ohne Kratonen, Gebirge, Ozeanböden, Riftzonen etc.

◊ = **Diamanten** entstanden als kubisch kristallisierter Kohlenstoff. Dieser stammt möglicherweise von marinen Bakterien, die an alten Subduktionszonen 150 – 250 (800?) km tief an den unteren Rand von Kratonen versenkt wurden. Kratonen sind Teile frühzeitlicher Kontinentbildungen. Durch einen schlagartigen und oberflächennah bis überschallgeschwindigkeit (?) des Magmas in Schloten (Pipes) mit Drücken um 7 – 12 GPa und bei etwas reduzierten Temperaturen von 1000 – 1400 °C kann der kubische Diamant-Kohlenstoff nicht in hexagonalen Grafit-Kohlenstoff umkristallisieren. Diese Bedingungen herrschten bis vor ca. 1 Ga, aber auch vor einigen 100 Ma oft am Fuß von alten und leicht abgekühlten Kontinentkratonen nach dem Auseinanderbrechen der Kontinente im Zuge der Plattentektonik, z.B. im Kimberlit-Gestein in Südafrika (Abb. 2b).

5.2 Schichtung, Klüfte, Schieferung

-Schichtflächen sind oft parallel verlaufende Trenn- und Grenzflächen in Sedimentgesteinen und haben große Einflüsse auf die Landschaftsbildung. Sie entstehen, wenn sich die Ablagerungsbedingungen ändern und es über oder unter Wasser zu einem Materialwechsel, z.B. von Karbonaten zur Ablagerung von Sanden oder Tonen kommt. Ebenso bei einem Wechsel der Korngröße, z.B. von feinem Kalk zu gröberem Kalk oder zu Kalkschalentrümmern, oder wenn auf Kiese grobe Sande und Feinsande folgen (gradierte Schichtung, Flysch). Bei der Sedimentation von Sanddünen kommt es bei wechselnden Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten zur Bildung einer Schichtung (Kreuzschichtung, Schrägschichtung, gradierte Schichtung), die in der später verfestigten Düne gut sichtbar ist. Wenn die Ablagerung unterbrochen wird und die Sedimente nach der Ablagerung einige Zeit an der Erdoberfläche oder im Wasser liegen, bilden oft eine kalkhaltige oder mangan- und eisenhaltige Kruste. Nach weiterer Sedimentation kann das dann eine sichtbare Grenze sein (Änderung der Mineralart, -größe und -farbe). Biologisch verursachte dünne Überzüge oder Reste von Schalen und Knochen (Bonebeds) auf Ablagerungen an der Erdoberfläche oder unter Wasser können nach der Verfestigung zu Gestein ebenfalls schichtartige Grenzflächen bilden. Auf Schichtflächen ist, v.a. bei Schluff- und Tonsteinen und bei deren Verwitterung, die Reibungs- und Verbandsfestigkeit der Gesteine abgemindert und sie können leicht zu Gleitflächen werden und bei Belastung und Durchfeuchtung auch großflächig abrutschen, so passiert 1963 beim Staudammunglück in der Vajont-Schlucht in Italien mit 2000 Toten. In Baden-Württemberg verlaufen sie horizontal bis leicht geneigt, in bestimmten tektonischen Situationen auch stärker geneigt und in Gebirgen sind sie oft komplex verfaltet und verschoben.

- Klüfte sind enge bis breitere Trennflächen in ehemals kompakten Gesteinen in der obersten Erdkruste, an denen nur geringfügige Bewegungen stattgefunden haben. Innerhalb der harten Sediment- und Kristallingesteine verlaufen mehr oder weniger eng stehende und oft parallele oder netzartige Gesteinsklüfte. Sie entstehen als Dehnungsbrüche durch tektonische Kräfte (Spannung) bei der langsamen Bewegung der Lithosphärenplatten, bei Gebirgsbildungen, nichttektonisch durch Abkühlung und Kontraktion des durch die Sonne oder beim Vulkanismus aufgeheizten Gesteins und bei der Erosion, einhergehend mit Druckentlastung, v.a. bei der Talbildung. Auch starke Erdbeben, Vulkanausbrüche, Druckbelastung durch Sedimentation und große Asteroideneinschläge können kompakte Gesteinspartien klüftig zerlegen und die Klüfte sind zunächst sehr eng und verzahnt. An und nahe der Erdoberfläche und an Talböden und -rändern sind sie durch Erosion und der damit einhergehenden Druckentlastung oft Millimeter bis Zentimeter zu Spalten geöffnet. Die chemische, biogene und physikalische Gesteinsverwitterung greift bevorzugt an Klüften und an Schichtfugen an und erweitert diese. In lösungsfähigen Gesteinen, wie z.B. in Karbonat-, Sulfat- und Salzgesteinen, kommt es dann zur Bildung von Spalten, Gängen, Höhlen und zu Erdfällen und Dolinen durch Auslaugung (Karst). Klüfte haben neben den Poren eine große Bedeutung bei der Speicherung von Grundwasser und in Klüften lagern sich oft Minerale aus heißen und unter Druck stehenden fluiden Lösungen aus dem Erdinneren ab, z.B. Karbonate, Quarz, Gold und Erze. Klüfte haben einen erheblichen Einfluss auf die Formung von Landschaften im Zusammenhang mit der Erosion des Wassers und Gesteine brechen und gleiten bevorzugt entlang von Schicht-, Schieferungs- und Klüffflächen und an Korngrenzen.

- Schieferungsflächen (Textur) sind charakteristische Grenz- und Trennflächen als Parallelgefüge in tektonisch tief versenkten und metamorphen Gesteinen. Sie werden bei der Metamorphose tief in der Erdkruste durch den hohen und gerichteten Druck bei hohen Temperaturen durch parallele Mineralausrichtung senkrecht zur Druckrichtung, verbunden mit einer Mineralumbildung und -neubildung verursacht. Es gibt die scherende Deformation = Schieferung bei noch relativ geringer Temperatur, z.B. Tonstein -> Dachschiefer, die Foliation = flächige Lagen blättriger Minerale, die zu flächigen Strukturen neigen, z.B. Glimmer in Graniten (Flächengefüge) und die Lineation = linienhafte Ausrichtung der Minerale und Strukturen zu Strömungen und Harnischen etc. (Linengefüge). Durch die Entmischung, Neubildung und durch gerichteten Einregelung der zuvor regellos verteilten Minerale, z.B. im Granit, entstehen Gneise mit einer hell-dunkel-Bänderung. Marmor, metamorph entstanden aus Kalkstein und Dolomit, ist ungeschieft und oft regellos grobkörnig. Wie bei Klüften und Schichtgrenzen hat auch die Schieferung oft Einflüsse auf die Landschaftsbildung.

5.3 Gesteinsverwitterung und Erosion

Die bei der Diagenese (Oberbegriff) und bei der Lithifizierung (spezielle Prozesse -> Kompaktion, Entwässerung, Zementation) verfestigten Gesteine werden in Oberflächennähe und v.a. an Talflanken und in Talböden vermehrt von feinen und breiteren Rissen, von Entlastungsklüften und von erweiterten Schichtflächen durchzogen. An diesen offenen Trennflächen und an den Mineralkorngrenzen setzt die Verwitterung an. Gleichzeitig beginnen die mechanisch-abrasive und die thermisch sprengende Zerkleinerung, die biophysikalische Zerkleinerung durch Wurzelsprengung und die chemisch-biogene Verwitterung der Primärminerale in Sekundärminerale. Die Intensität der Verwitterung ist temperatur- und damit klimaabhängig, wobei auch dem Wasser eine entscheidende Bedeutung zukommt. Sowohl die physikalischen als auch die chemisch-biogenen Wirkungen durch Bakterien, Bodenlebewesen, Flechten, Wurzeln können je nach Standort und Klima erheblich sein. Den weit verbreiteten Flechten (Symbiose aus Pilzen, Algen, Bakterien) wird bei der Verwitterung der Gesteine durch die mechanische Lösung der Minerale und durch biochemische Vorgänge eine große Bedeutung zugewiesen. Auch an Meeressedimenten findet eine biomechanische Verwitterung und Erosion statt, z.B. durch die das Gestein abraspelnden Seeigel (Bioerosion). Die chemisch-biogen und mechanisch zerlegten und auch gelösten Mineralbruchstücke der Felsgesteine werden von fließendem Wasser, von Wind, Eis und von der Gravitation erfasst und abtransportiert. Dabei werden die Felsen und die abgespaltenen Steine und Minerale weiter mechanisch-abrasiv zu Kies, Sand,

Schluff und, biochemisch unterstützt, zu feinstem Ton zerkleinert und auch chemisch-biogen aufgelöst. Nach einem mehr oder weniger langen Transport kommt es in Tiefebenen, in Tälern und in Küstengebieten zur Ablagerung der Komponenten als mächtige klastische Lockersedimente und zu chemischen Ausfällungen, die sich später durch die Diagenese wieder zu Gesteinen verfestigen können (Abb. 27b). Quarz ist in Wasser schwer löslich, reichert sich als Sand an, durchläuft oft mehrere Zyklen und verändert seine Korngröße dabei nur wenig (Granit -> Sand -> Sandstein -> Sand -> ...).

Die physikalische und biomechanische Verwitterung ist eine Entfestigung und mechanische Gesteinszertrümmerung mit einer raschen Abnahme der Korngröße, die in den kühleren Breiten und in kalten Gebirgs- und Polarregionen nahe oder an der Erdoberfläche dominiert. Sie setzt an Klüften, Spalten, Schichtfugen, an Mineral- und Korngrenzen und dort v.a. an den weichen Bestandteilen an. Das Eindringen von Wasser mit einem Wechsel zwischen Durchfeuchtung und Trocknung führt bei quellfähigen Tonmineralen durch den **Quelldruck** zu Volumenschwankungen mit einer mechanischen Lockerung und Zerstörung des Gesteinsverbandes. **Frostsprengung** durch gefrierendes Wasser und **Salzsprengung** führt durch **Keilung** zur Gesteinslockerung, v.a. an Gesteinen der Meeresküsten und durch Streusalz an Steinsockeln von Bauwerken. Starke **Temperaturschwankungen** bei Sonnenbestrahlung mit anschließender und schneller Abkühlung (Insolation, Expansion, Kontraktion) führen zum Abplatzen von Gesteinsbruchstücken. **Druckentlastung** führt bei den in der Tiefe stark komprimierten und kluftarmen Graniten nach deren Hebung zu ebenen und gebogenen Abschalungen (Exfoliation), z.B. am Half Dome in Nevada, USA und am Zuckerhut in Rio de Janeiro, Brasilien. Bei Kristallingesteinen, v.a. bei Graniten, gibt es die **Wollsack-Kantenverwitterung** durch Hydratation mit Gesteinssprengung, bei der die Ecken und Kanten des Gesteins abgerundet werden (chemisch-physikalische Verwitterung). In Gebirgen und an steilen Felswänden brechen klüftig verwitterte Gesteine durch die **Schwerkraft** mit der Zeit auseinander. Die starke mechanische **Abrasion** durch fließendes Wasser und durch Eis mit den mitgeführten Sanden, Kiesen und Felsbruchstücken und die **Korrasion** durch Windschliff (Staub, Sand, Feinkies) spielen ebenfalls eine erhebliche Rolle bei der Abtragung und beim Transport der Gesteine. Die **biomechanisch-biochemische Sprengung**, z.B. von Flechten, greift ebenfalls an den Korngrenzen der Minerale, in Schichtfugen, in Klüften und v.a. an zuvor physikalisch zerkleinerten Gesteinen an.

Die chemische und die chemisch-biogene Verwitterung (Biokorrosion) ist eine Gesteins- und Mineralzersetzung mit einer chemisch-mineralogischen Auflösung, Umwandlung und Neubildung der Minerale mit einer Boden- und Humusbildung, wobei Wasser und Wärme eine große Rolle spielen. Pflanzenwurzeln, Flechten, Algen und Bodenbakterien bilden bei der Nahrungsgewinnung organische Säuren, z.B. Oxalsäure, Zitronensäure, Weinsäure, Humussäuren etc. und anorganische Säuren, z.B. Schwefel- Salpeter- und Kohlensäure, auch durch Vulkanismus und durch Regenfälle. Mit der Einwirkung von Wasser kommt es zur Minerallösung, Mineralumwandlung und Mineralneubildung, oft einhergehend mit einer Volumensvergrößerung (physikalische Sprengung) und mit Farbveränderungen. Die gelösten Bestandteile werden mit dem Wasser abtransportiert, weit verteilt, in die Biosphäre eingebaut oder ausgefällt. Mit dem Fortschreiten der Verwitterungsprozesse zerfällt das Festgestein in ein zunehmend feinkörniges und wenig dichtes Lockergestein bis hin zu feinsten und biochemisch hochaktiven Tonmineralen. Die wichtigsten biochemischen Verwitterungsprozesse sind die Hydrolyse und die Oxidation. Die mechanische, die biologische und die chemische Verwitterung gehen ineinander über.

- Silikatverwitterung durch Hydrolyse (Wasseraufnahme und Herauslösung)

Primäre Silikatminerale, wie z.B. Feldspäte und Glimmer aus Graniten und Gneisen und Olivin aus Gabbro, Peridotit und Basalt, verwittern in einem feuchten und warmen Klima durch Hydrolyse. Es kommt zur Spaltung der Verbindungen durch die Reaktion mit dem aufgenommenen Wasser. Die dissoziierten H^+ -Ionen führen zur Herauslösung der metallischen Kationen (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}), zur Auflockerung des Kristallgitters und zum Zerfall zu aluminium- und (OH)-haltigen Tonmineralen, Aluminiumhydroxid und Kieselsäure (Sekundärminerale). Im feucht-warmen (humiden) Klima der Tropen mit viel Wasser, Vegetation und Mikroorganismen ist die Hydrolyse am intensivsten, arbeitet mit den Säuren zusammen und kann Tiefen von 100 m erreichen. Es entsteht weicher, rotbrauner und graublauer Saprolith mit Kaolinit und darüber ziegelrote Lateritböden aus neugebildeten Tonmineralen und aus dem verwitterungsresistenten Quarz. Die bei der Hydrolyse entstehenden Tonminerale, z.B. Kaolinit und Montmorillonit, sind für die Bodenbildung und für die Biosphäre von großer Bedeutung und schwerlösbares Aluminium und Quarz reichern sich an.

- Verwitterung durch Oxidation (Abgabe eines Elektrons, Volumenzunahme)

Eisensilikate, wie z.B. Pyroxen, Olivin, Biotit, (dunkle Silikate), Fe- und Mn-Karbonate und -Sulfide in Basalt und Sandsteine setzen bei der Hydrolyse 2-wertiges Eisen (Fe^{2+}) frei, das durch Oxidation mit dem im Wasser gelöstem Sauerstoff unter einer das Gestein sprengenden Volumenzunahme in schwer lösliches 3-wertiges Eisen (Fe^{3+}) umgewandelt wird (Hämatit, Fe_2O_3 , Goethit ($FeO(OH)$)). Das Gestein erhält dann eine bräunliche bis rötliche Farbe (Braunerden).

- Säureverwitterung, Protolyse (Lösung von Kationen)

Protolyse ist eine Säure-Base-Reaktion, ist ein chemischer Teilprozess und ein bedeutender Verwitterungsfaktor bei der Silikatverwitterung (z.B. Feldspatverwitterung). Die H^+ Ionen stammen aus organischen und anorganischen Säuren der Pflanzenwurzeln, Flechten, Algen und Bodenbakterien (Hydrolyse) und lösen die Kationen (z.B. K^+ , Ca^{2+}) aus dem Kristallgitter der Minerale. Auch Schwefel- und Salpetersäure aus Vulkanen, aus schwefelhaltigen Gesteinen, aus anthropogenen Quellen und das Kohlendioxid aus der Luft sind zusammen mit Wasser an der chemisch-biogenen Zersetzung der Gesteine, an der Bildung des Mutter(Ober)bodens und an der Entstehung von den für die Bodenbildung und Bodenfruchtbarkeit sehr bedeutenden und biologisch hochreaktiven Tonmineralen (Sekundärsilikate) beteiligt.

- Kohlensäureverwitterung schwer löslicher Minerale (Karbonisierung)

Karbonatgesteine sind in Wasser schwer löslich, aber sie gehen unter der Einwirkung der schwachen Kohlensäure v.a. in kaltem Wasser in Lösung. H_2O (Regen) + CO_2 (Luft) reagieren zu H_2CO_3 (Kohlensäure). Diese wandelt Kalziumkarbonat (CaCO_3 und auch Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) in Kalziumhydrogenkarbonat ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) um, das gut wasserlöslich ist und das abgeführt wird (siehe Kap. 5.5). So entstehen Karstlandschaften mit Höhlen (Schwäbische Alb, Gäulandschaften, Dinariden, Florida, Yukatan). Das ist wie die "reine Lösungsverwitterung" ein reversibler Prozess und bei Änderungen (Druck runter, Temperatur rauf) können die gelösten Bestandteile wieder ausfallen, z.B. als Kalksinter.

- Hydratation (Anlagerung von Wasser, Volumenzunahme)

Die Hydratation (Anlagerung von Wasser an das Kristallgitter, innerkristalline Quellung, Volumensvergrößerung, zunehmende Spannungen, Abnahme der Bindungskräfte, Herauslösung und Dissoziation leicht löslicher Ionen) gehört zum Übergangsbereich zwischen der chemischen und der physikalischen Verwitterung. Anhydrit verwittert im Grundwasser durch Hydratation unter Volumenzunahme und Gesteinssprengung zu Gips (Vergrusung). Hämatit (Fe_2O_3) aus der Oxidation verwittert durch Hydratation zu Goethit und Limonit ($\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, Rostverwitterung). Granitblöcke verwittern durch Hydratation mit einhergehender Gesteinssprengung an den Kanten (späroidale Wollsack-Kantenverwitterung). $\Delta \rightarrow \bigcirc$ Tonminerale, z.B. Montmorillonit, quellen durch Wasseranlagerung auf. Hydrolyse und Hydratation wirken oft zusammen.

- Reine Lösungsverwitterung leicht löslicher Minerale

Manche ionisch gebundene Substanzen wie Kalisalz, Steinsalz, Anhydrit und Gips lösen sich gut in Wasser. Es handelt sich um eine chemisch-physikalische Auflösung, bei der die Wasser-Dipole die Kristallstruktur durch die Brownsche Molekularbewegung zerstören. Die gelösten und abtransportierten Ionen können bei einem heißen Klima in Seen und in Meeresbecken durch Übersättigung, Eindampfung und chemische Ausfällung wieder neue Minerale, Sedimente und Gesteine bilden, z.B. Karbonate, Sulfat- und Salzsedimente, oft auch zusammen mit eingeschwemmten Tonsedimenten (Kap. 5.5, Karstgesteine). Hydratation und Lösungsverwitterung wirken zusammen.

Die chemische und die chemisch-biogene Verwitterung sind in den feucht-warmen Tropen und Subtropen und durch die dichte Besiedelung mit Pflanzen und Mikroorganismen am stärksten. Die physikalische Verwitterung dominiert, oft zusammen mit der Biochemie der Flechten etc., in den Gebirgs- und Polarregionen. Die Verwitterungsarten wirken je nach Klima mit unterschiedlicher Intensität zusammen, gehen oft ineinander über und sind nicht immer scharf zu trennen. Man unterscheidet verwitterungsbeständige Gesteine, wie z.B. Grauwacken und z.T. Tonschiefer und verwitterungsempfindliche Gesteine, wie z.B. Ton- und Mergelsteine, oft in dünnbankigen Wechsellagen. Dunkle, graue und grünliche Sedimentgesteine sind anfälliger gegenüber Verwitterungsprozessen als helle, rote oder violettrote Sedimentgesteine. Besonders anfällig sind schwarzgraue Gesteine, die feinverteilten Pyrit (FeS_2) enthalten. Gesteine, die von der Verwitterung schnell und stark beeinflusst werden, nennt man veränderlichste Gesteine oder Halbfestgesteine. Auch Lockergesteine unterliegen der weiteren Verwitterung. Das äolische Lockersedimente Löss (kalk- und silikathaltiger Schluff) verwittert unter dem Einfluss von kohlensäurehaltigem Niederschlagswasser durch Kalklösung und -abführung und durch die Umwandlung der Primärsilikate in reaktive Tonminerale in fruchtbaren Lösslehm (entkalkter, toniger Schluff). Sehr verwitterungsbeständig sind die Minerale Korund, Rutil, Zirkon, Hämatit, Magnetit, Tonminerale und Quarz. Weniger Beständig sind Halit (Steinsalz), Gips, Anhydrit, Calcit, Dolomit, Feldspäte, Olivine, einige eisen- und manganhaltige Minerale wie Eisenpyroxene, Amphibole, Biotit, Goethit, Limonit, Siderit und die Sulfide (Metall-Schwefel-Verbindungen).

Verwitterungsgrade für Ton-Schluffsteine nach Wallrauch 1969	V5 völlig verwittert	V4 stark verwittert	V3 verwittert	V2 mäßig verwittert	V1 angewittert	V0 unverwittert
Nach Einsele 1985	W5 Bodenbildung	W4 vollständig verwittert	W3 stark verwittert	W2 mäßig verwittert	W1 angewittert	W0 unverwittert
Gesteinstyp	Boden, Lockersediment	Halbfestgestein			Festgestein	
Zerlegung	zerlegt, ohne Gefüge	Restgefüge	Auflockerung an den Trennflächen... ...vollständig, stark ...teilweise, schwach ... beginnend ... keine			
Bohrkern	grusig, bindig	blättrig/bröckelig/stückig		Kernstück, Kernscheiben	Vollkern	
Festigkeit nach DIN 1054, einaxiale Druckfestigkeit q_{ax} in MN/m ²	Boden	sehr mürb < 1,25	mürb-hart 1,25 - < 5,0 5 - < 12,5	mäßig hart 12,5 - < 50,0	hart > 50,0	sehr hart > 100
Wassergehalt %	25 - 30	20 - 24	18 - 19	13 - 15	10 - 12	7 - 9
Vorherrschende Verwitterung	stark chemisch und biologisch		chemisch-mechanisch, zunehmend biologisch		beginnend mechanisch, chemisch, biologisch	
Verwitterungsgrade für Festgesteine nach FGSV-Merkblatt 532, EN ISO 14689-1	V5 zersetzt	V4 vollständig verwittert	V3 stark verwittert	V2 mäßig verwittert	V1 schwach verwittert	V0 frisch
Beschreibung	Das gesamte Gestein ist zu Boden zerfallen. Die Gebirgsstruktur und Gesteinstextur sind aufgelöst. Das Volumen ist stark-verändert. Der Boden hat sich aber nicht wesentlich bewegt. (Rückstandsboden)	Das gesamte Gestein ist zersetzt oder zerfallen. Die ursprüngliche Struktur aber ist großteils noch unversehrt. Verlust der mineralischen Bindung. Eigenschaft eines Lockergesteins. Umwandlung der Tonminerale. Oft noch im Gesteinsverband oder Kluttkörper ohne Festgesteinsigenschaften	Mehr als die Hälfte ist zersetzt oder zerfallen. Frisches Gestein liegt als zusammenhängendes Steinskelett oder als Steinkern vor. Das Gestein ist zerbrochen und entfestigt und zeigt vollständige Auflockerung an Trennflächen mit Mineralumbildung und Verfarbung. Der ursprüngliche Gesteinsverband ist noch erhalten.	Weniger als die Hälfte ist verwittert oder zersetzt. Frisches Gestein liegt als zusammenhängendes Steinskelett oder als Steinkern vor. Das Gestein zeigt teilweise Auflockerung an Trennflächen	Verfärbung weist auf Verwitterung des Gesteins an der Oberfläche der Trennflächen hin. Verwitterung einzelner Mineralkörner. Beginnende Mineralumbildung.	Kein sichtbares Zeichen der Verwitterung des Gesteins. Möglicherweise leichte Verfärbung an Hauptoberflächen oder Trennflächen. Keine Auflockerung an Trennflächen und keine Mineralumbildung.

Abb. 27c:
Verwitterungsgrade
Tabellen nach E. Wallrauch (1969), ergänzt nach C. Moormann (2007), nach G. Einsele et al. (1985) und nach FGSV/EN ISO 14689-1.

5.4 Gesteinsfarben

Die Farben der Gesteine entstehen primär durch unterschiedlich gefärbte Minerale. Sedimentgesteine aus verwitterten Primärgesteinen erhalten, abhängig von ihrem Ausgangsgestein im Liefergebiet, von den Sedimentationsbedingungen und von den Klimaverhältnissen zur Zeit der Sedimentation, unterschiedliche Färbungen in ihrem Inneren. Auch diagenetische Vorgänge nach der Sedimentation und eine starke Durchströmung mit Grundwasser können einen Einfluss auf die Gesteinsfarben haben (Entfärbung). An den freien Gesteinsoberflächen sind die Gesteinsfarben meistens sekundär durch Verwitterung und mit chemisch-physikalischer Krustenbildung verändert, z.B. rostbraun, dunkelbraun, hellgrau und durch biogenen Besatz gelbgrün, grau und schwarzbraun. Daher werden Gesteine und Felswände zur Farb-, Textur- und Mineralbestimmung immer mit dem Hammer aufgeschlagen. Die Gesteinsfarbe ist aber nur eine von mehreren Merkmalen bei der Gesteinsbestimmung. Die sedimentären Tonsteine und die Schlufftonsteine im Lettenkeuper und v.a. die im Mittleren Keuper zeigen in den Geländeaufschlüssen oft lebhafte und wechselnde Gesteinsfarben. Grauschattierte bis fast schwarze Gesteine wechseln sich ab mit rötlichen, rotbraunen, gelblichen, grünlichen und violetten Gesteinen.

- Grau-grüne bis grün-bläuliche Farben

Die oft grau-grünen und grün-bläulichen Farben der Gesteine des Lettenkeupers und des Gipskeupers (Sandsteine, Ton- und Schluffsteine) sind bei der reduzierenden Zersetzung von organischem Material und von Feldspäten und Biotit aus der terrestrischen Verwitterung von Graniten und Gneisen in relativ flachen Meeres- und Tieflandbecken entstanden. Dort herrschte ein reduzierendes, d.h. sauerstoffarmes Milieu, in dem es zur Bildung des grünlich-blauen Silikatminerals Glaukonit (Grünsande) gekommen ist. Wegen der reduzierenden Verhältnisse im Meerwasser bei 200 m Tiefe war eine Bildung von rötlichem Eisen³⁺-oxid (Fe_2O_3 , Hämatit = wichtigstes Eisenerz) nicht möglich, so dass Eisen²⁺-oxid (FeO , Eisenoduydul) in Verbindung mit K, Na, Al, Mg, Si entstanden ist. Zur Glaukonitbildung kommt es auch im Verdauungstrakt einiger Meereslebewesen.

- Rötliche und violette Farben

Rötliche und violette Farben bilden sich unter rein oxidierenden, d.h. sauerstoffreichen Verhältnissen (Abgabe eines Elektrons) bei der Verwitterung von eisenhaltigen Mineralen bei einem warmen und semiariden (halbtrockenen) Steppeklima auf dem Festland, z.B. Pyroxen, Biotit und Olivin mit Fe^{2+} . Farbbildend sind hier die wasserfreien und weitgehend unlöslichen Eisen³⁺-oxide (Fe_2O_3 Hämatit, Fe_3O_4 Magnetit), die bei der vollständigen Oxidation des Eisens der Minerale entstehen. Diese Farben sind bei den bunten Ton- und Schlufftonsteinen des Mittleren Keupers oft zu sehen (Gipskeuper, Dunkelrote Mergel, Esterienschiefer, Knollenmergel). Auch die rötlichen Farben der Sandsteine des Keupers und des Buntsandsteins sind so entstanden (eisenhaltiges - ferritisches Bindemittel). Die intensiv ziegelrot gefärbten und lehmigen Lateritböden bilden sich in wechselfeuchten tropischen und subtropischen Gebieten mit ausgeprägten Niederschlägen durch die Anreicherung von eisenhaltigen und aluminiumhaltigen Mineralen als Reste nach der Verwitterung der Tonminerale (Hydrolyse). Das Aluminiumerz Bauxit (Mischung aus Hämatit, Goethit, Kaolinit mit wenig Titanoxid) ist ein fossiler Laterit. Violette Farben entstehen auch oft in Schichten mit einer alten Bodenbildung.

- Weiße und hellgelbe Farben

Weiß gefärbte Sandsteine entstehen oft durch sekundäre Entfärbung (Bleichung) der Mineralkörner durch zirkulierende Wässer nach der Ablagerung und Verfestigung. Hellgelbe Sandsteine haben oft einen erhöhten Anteil des Minerals Feldspat, das sich zu weißem Kaolin zersetzt (Hydrolyse). Sehr feldspatreiche Gesteine verwittern unter vollhumiden (ganzjährig feuchten) Klimabedingungen zu dem weißen bis cremefarbenen und aluminiumhaltigen Tonmineral Kaolinit (verwittertes und weiches Gestein Saprolith aus Quarz und Kaolinit), das ein wichtiger Rohstoff für die Keramikproduktion ist. Die grau-weißen Lehrbergschichten an der Basis des Kieselsandsteins im Mittleren Keuper setzen sich aus baryt-, bleiglanz- und malachitführenden Steinmergeln zusammen. Kalksteine können durch Eisenkarbonat gelblich gefärbt sein. Marmor besteht aus weißen bis fast durchsichtigen Calcitkristallen (CaCO_3), die durch die Metamorphose grobkristallin gewachsen sind, kann aber auch schwarz, grau, rosa und grünlich oder gelblich verwittert sein. Auch schlierenartige, gebänderte und gefleckte Fremdeinfärbungen aus Ton kommen bei Marmor häufig vor. Vulkanischer Bimsstein kann je nach Zusammensetzung schwarz bis fast weiß sein.

- Gelbliche und Ocker bis rotbraune Farben

Im Strohgäu sind braun-gelblich bis rostbraun gefärbte Lösslehm Böden über fahl- bis hellgelb gefärbtem und unverwittertem Löss charakteristisch. Bei der Verwitterung zu Lösslehm in unserem feuchtemäßigtem Klima wird 2-wertiges Eisen (FeO) im karbonatischen Bindemittel zu weitgehend unlöslichem 3-wertigem Hämatit (Fe_2O_3) oxidiert. Dieses wird dann durch Hydratation in rostbraune Eisen³⁺-hydroxide ($\text{FeO}(\text{OH})$) umgewandelt und überzieht die winzigen Quarzkörnchen als dünne Haut. Gelbe Gesteinsfarben kommen auch durch das Mineral Pyrit, z.B. im Stubensandstein, oder durch Schwefelverbindungen zustande. Schwarzgraue Dolomite im Keuper verwittern nach ockergelb. Bräunlich-rötliche Farben kommen auch von Glaukonit, wenn dieser zu dem Mineral Goethit oxidiert wird. Bei Kalksteinen und Tonsteinen sind die färbenden Beimengungen:

- | | |
|---|--|
| - Limonit = braun bis gelblich, $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ | - Glaukonit = grünlich $(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ |
| - Goethit = braun bis gelblich, $\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ | - organische Kohlenstoffverbindungen = grau bis fast schwarz, |
| - Hämatit = rötlich, Fe_2O_3 | komplexe Mischungen aus C, O, H, N, mit P, S und Spurenelementen |

- Graue bis schwarze Farben

Dunkelgraue bis nahezu schwarze Gesteinsfarben deuten auf ein sauerstoffarmes Ablagerungsmilieu und auf organisches Material hin, z.B. kohlige Pflanzenreste, bituminöse Einschlüsse oder fein verteilter Pyrit und Eisen³⁺-sulfid (FeS, FeS₂, Fe₂S₃), z.B. Tonsteine und Vitriolschiefer im Muschelkalk, im Keuper und im Jura. Unter Sauerstoffabschluss zersetzten Schwefelbakterien direkt nach der Sedimentation das eiweißreiche organische Material der in die Sedimente abgesunkenen toten Lebewesen und wandeln es in dunkle Sulfide um, z.B. Faulschlämme im Schwarzen Meer. Hier kann es auch zur Bildung von goldfarbenen Pyritkristallen und pyritisierten Fossilien kommen. Kohlige Pflanzenreste und Kohle können in geringer bis mittlerer Tiefe entstehen. Bitumina entstehen in größerer Tiefe unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen aus organischem Material (Abb. 6.15-1). Dunkelgrauer bis schwarzer Radiolarit ist ein marin-biogenes Kieselgestein des Tief- und des tieferen Flachwassers, das aus mikroskopischen Schalenresten mit organischen Anteilen von Plankton-Einzellern besteht (Abb. 18). In trockenen und warmen Wüstengebieten kommt es zur Bildung einer dünnen und schwarz-braun gefärbten Kruste der Gesteine an der Oberfläche, dem sogenannten Wüstenlack. Dieser besteht aus Tonmineralen mit Eisenoxidhydraten und Manganoxiden, die durch kapillares Aufsaugen von Lösungen aus dem Inneren des Gesteins und Niederschlag des Lösungsinhaltes auf der Gesteinsoberfläche infolge einer starken Verdunstung entstanden sind. Ein Einfluss durch Mikroorganismen ist hier möglich.

- **Bei magmatischen und metamorphen Gesteinen** bestimmen die Anteile unterschiedlich gefärbter Minerale und der Verwitterungsgrad die Gesteinsfarben. Granite und Gneise sind grau-, weiß-, rosa- oder bläulich gesprenkelt bzw. gebändert und bestehen aus milchig-durchsichtigem Quarz, rötlich, bläulich oder weißem Feldspat und schwarzen und silbrigen Glimmerplättchen (-> saure Gesteine mit hohem Kieselsäure-, Natrium- und Kaliumgehalt). Granite sind angewittert und verwittert oft hellgrau bis gelblich gefärbt. Je weniger Quarz diese Gesteine enthalten, desto dunkler sind sie. Gesteine mit vielen Amphibol-, Pyroxen- und Olivinmineralen sind sehr dunkel bis nahezu schwarz, z.B. Diorit, Andesit, Gabbro, Basalt (-> basische Gesteine mit hohem Eisen-, Magnesium- und Calciumgehalt) und verwittern hellgrau und bräunlich. Vulkanaschen (Pyroklasten, Tuffe, Tephra) sind fast schwarz, dunkelgrau bis hellgrau und fast weiß und können rötlich bis gelblich oder sehr hellgrau verwittern. Porphyre sind oft grau bis rötlich gefleckt. Lavagesteine, -kiese und -sande sind dunkelgrau bis fast schwarz und verwittern grau und braun. Bimsstein ist eine durch die Gase stark aufgeschäumte, glasig-quarzreiche Lava und kann je nach Zusammensetzung und Blasengröße schwarz bis hellgrau sein.

5.5 Karstgesteine, Karstgebiete (Kalkstein, Kalkmergelstein, Dolomitstein, Gips, Anhydrit, Steinsalz etc.)

Gesteine, die in humiden und semihumiden Gebieten von schwach säurehaltigem Wasser stark angegriffen und gelöst werden, werden als Karstgesteine bezeichnet. Der Name Karst kommt vom indogermanischen "Karre" = "Stein oder karg" und gibt einer Landschaft in Slowenien (Kras) an der Nordostadria ihren Namen (dinarischer Karst). Der Oberbegriff für unterirdische Lösungs- und Verfrachtungsprozesse ist die **Subrosion**. Die Auflösung und Abführung von Karbonat-, Sulfat- und Salzgesteinen (Karbonat-, Sulfat- und Salinarkarst) durch zirkulierendes Grundwasser nennt man **Korrosion**. Die mechanische Lösung und Abschwemmung kleinster Bodenteilchen mit Hohlraumbildung, z.B. im Löss, nennt man **Suffosion**. Selten kommt es auch in kalkig gebundenen Sandsteinen zu Karsterscheinungen. Quarz in Sandstein und in Granit löst sich durch Subrosion ausgesprochen langsam und bilden z.B. auf den Seychellen Silikatkarst. In Gebirgen verkarsten Karbonatgesteine an der Oberfläche oft zu tiefen und kantigen Karren und Schratten, wie z.B. auf dem Gottesacker-Plateau im Kleinen Walsertal. Die Löslichkeit von Salz zu Gips zu Karbonaten verhält sich wie 10 000 : 100 : 1. Kalkgesteine werden durch kohlendioxidhaltiges Niederschlagswasser entlang von tektonischen Klüften und von Schichtfugen und v.a. wo diese sich kreuzen, aufgelöst (Kohlensäureverwitterung). Der natürliche CO₂-Gehalt der Atmosphäre bildet mit Regenwasser Kohlensäure ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{H}_2\text{CO}_3$) mit einem pH-Wert von 4 - 5. Die chemische Gleichung der Kalklösung lautet: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$, also Kalziumkarbonat + Kohlensäure $\rightleftharpoons$ Kalzium-Ion + Hydrogenkarbonat-Ion. Beide Ionen sind besser wasserlöslich als Kalk, gehen v.a. im kalten Wasser und unter Druck gut in Lösung und werden abgeführt. Der umgekehrte Prozess ist die Kalkausfällung bei Erwärmung und nachlassendem Druck, z.B. bei der Tropfsteinbildung, bei der Bildung von Kalksinter an Quellaustritten unter der Mitwirkung von Mikroorganismen und Pflanzen und großräumig, auch unter der Mitwirkung von Mikroorganismen, bei der Kalksedimentation in warmen Meeresbecken. Im Lauf der Jahrtausende bilden sich durch die Karbonatlösung immer größer werdende und zusammenhängende Spaltensysteme, die sich zu großen Höhlensystemen mit Flüssen und zu Dolinen und Erdfällen ausweiten können (Schwäbische Alb, Gäuflächen, Gebiete in den Alpen, im Mittelmeerraum, Florida, Yucatan und in Ostasien). In diese sickert das Niederschlags- und Oberflächenwasser schnell ein und bildet einen oft ergiebigen aber verschmutzungsempfindlichen Grundwasserleiter. Ein Hauptmerkmal von Karstgebieten ist der überwiegend unterirdische Wasserhaushalt. Hier spielt nicht die Porosität des Gesteins die Hauptrolle, sondern die langsame Korrosion des Gesteins mit einer Kluft- und Höhlenbildung. Das Grundwasser tritt an Quellen und Quelltöpfen in den Tälern auch in größeren Mengen zutage. Oberflächengewässer sind in Karstgebieten selten oder bestehen nur episodisch nach Starkregenfällen und versickern nach kurzer Fließstrecke, so dass die Oberflächen trocken sind. Hier bilden sich charakteristische Landschaftsformen mit Poljen (große und geschlossene Becken), Trockentälern und Bachschwinden, wie z.B. die Donauversickerung bei Immendingen. In der Tiefe gibt es v.a. bei "unbedecktem (offenem) Karst" großen Höhlensysteme mit Flüssen, wie z.B. in den Jurakalken der Schwäbischen Alb. Dabei kommt es auch zum Durchbrechen von schlotartigen Dolinen und im "überdecktem Karst" von Erdfällen bis an die Oberfläche.

Als Ursache für Erdbeben werden neben den horizontalen und vertikalen Bewegungen der Kontinentalplatten, aufsteigenden Mantelplumes und Vulkanismus auch Auswirkungen des elektrisch geladenen Sonnenwindes diskutiert (Abb. 6.6). Die Erdbeben in Deutschland sind die Auswirkungen lokaler **Spannungskonzentrationen** (Differentialspannung, $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$), hervorgerufen durch Heterogenitäten in der oberen spröden Erdkruste. Hauptverursachend ist die Wanderung der Afrikanischen Großplatte und der Adriatischen Mikroplatte nach Norden mit heute noch 3 – 9 mm/a gegen die Eurasische Platte in Verbindung mit der Bildung und Nordwanderung der Alpen (siehe Abb. 9 oben und Kap. 6). Von Nordwesten drückt die untermeerische Materialneubildung an der Mittelatlantischen Schwelle gegen Europa. Die sich aufbauende Scherspannung führt zu einer elastischen und reversiblen Verformung der Gesteine im Untergrund. Übersteigen die Spannungen die Bruchfestigkeit der Gesteine, so kommt es zum ruckartigen Bruch und zum Zurückschnappen des Gesteins (elastischer Rückprall, Kap. 3.6). Die aufgestaute Energie wird in Form von Wärme und Vibrationen als seismischen Wellen (p-Wellen, s-Wellen, Oberflächen-Wellen) freigesetzt und je nach Stärke und Tiefe an der Oberfläche als Erdbeben wahrgenommen (Kap. 3.6). Die beiden **Hauptzentren der baden-württembergischen Erdbebentätigkeit** liegen im Bereich von Schwächezonen im Dreiländereck im Raum Lörrach/Basel und entlang dem Oberrheingraben und seit Anfang des 20. Jahrhunderts auch im Zollernalbkreis bei Albstadt und Balingen in 3 – 10 km Tiefe. Der Bruchtyp dokumentiert eine horizontal und nordwestlich orientierte Kompression. Innerhalb der durch Bruchtektonik geprägten Südwestdeutschen Scholle werden zwei in Süd-Nord-Richtung verlaufende Scher-zonen vermutet: die Kaiserstuhl-Scherzone von Basel bis Lorsch und die Albstadt-Scherzone vom Schweizer Kanton Glarus bis in den Stuttgarter Raum (Abb. 4). Die Erdbeben führen in Südwestdeutschland zu Blattverschiebungen, wobei sich der westliche Teil der Scherfläche nach Süden und der östliche Teil nach Norden bewegt. Die Erdbebenaktivitäten im Oberrheingraben finden ihre Fortsetzung nach Nordwesten und Westen bis in die Niederrheinische Bucht (Raum Köln) und nach Belgien und Holland, wo weitere Erdbebenschwerpunkte in Deutschland und in Europa liegen. An der Landesgrenze von Sachsen und Thüringen im Vogtland liegt ebenfalls ein Gebiet mit erhöhter Erdbebentätigkeit. Hier treten seit 800 Jahren v.a. Schwarmbeben auf, die auf die Füllung einer tiefen Magmakammer hindeuten könnten (Abb. 30). Bei der Auslösung von tiefen Erdbeben spielt auch der Wassergehalt der Gesteine eine wichtige Rolle. Die Wasserabgabe des Gesteins in der Tiefe kann über komplexe chemisch-physikalische Prozesse zu Erdbeben führen. Die Energie eines Erdbebens im Erdbebenherd wird bis $M_L = 6,5$ gelegentlich noch nach der logarithmischen **"Richter-Skala M_L "** für geringe Entfernungen angegeben. Für stärkere und entfernte Beben wird die logarithmische **"Moment-Magnituden-Skala M_w "** verwendet, welche die Vorgänge im Erdbebenherd mathematisch-physikalisch genauer beschreibt und die in einem -direkten Zusammenhang mit der Energie des Bebens steht. Das seismische Moment (M_0) entspricht hier der verrichteten mechanischen Arbeit. Beide Skalen sind mathematisch-theoretisch nach oben offen, wobei aus physikalischen Gründen eine Erdbebenstärke über $M_w = 10,5$ nicht möglich ist und die Richter-Skala ab $M_L = 6,5$ ungenau wird. Die Erdbebenskalen sind logarithmisch. Ein Magnitudensprung z.B. von 4 auf 5 bedeutet eine 10-fach stärkere Bodenbewegung und die 32-fache Energie. Die Schäden an der Erdoberfläche (Schadensintensität = I_0) sind von der Entfernung zum Erdbebenherd und vom geologischen Aufbau des Untergrundes abhängig. Sie werden nach der 12-teiligen **"Europäischen - Makroseismischen Skala -EMS-"** bewertet, die aus der Mercalli-Skala entwickelt wurde. Bei Erdbeben in Meeresgebieten kommt es gelegentlich zu verheerenden Flutwellen (Tsunami), die viele Todesopfer fordern können (Sumatra, Japan, Chile, Hawaii, Alaska, Oregon, Mittelmeer). In den vergangenen 200 Jahren wurden in Baden-Württemberg Erdbeben mit einer Richter-Magnitude bis zur Stärke $M_L = 6,1$ und mit einer Schadensintensität nach der Makroseismischen Skala von bis zu $I = 8$ registriert. Im Jahr 1356 hat sich in Basel ein verheerendes Erdbeben mit der geschätzten Magnitude von 7,4 und der Schadensintensität $I = 9$ ereignet. Entlang dem Oberrheingraben kommt es häufig zu mittelstarken Erdstößen. Beim bisher stärksten Beben auf der Schwäbischen Alb im Jahr 1911 mit einer Magnitude von $M_L = 6,1$ und $M_w = 5,7$ sind im Raum Ludwigsburg Schäden der Intensität $I = 6 - 7$ aufgetreten. Man geht davon aus, dass in Deutschland maximale Erdbebenstärken der Magnitude $M_w = 7$ auftreten können. Dann wäre in der Nähe des Epizentrums mit Schäden der Intensität um $I = 8 - 9$ zu rechnen. In Baden-Württemberg ist etwa alle 10 - 20 Jahre mit einem mittelstarken Erdbeben mit Gebäudeschäden und Betriebsstörungen in größerem Umfang zu rechnen (EMS 6 - 7).

Erdbebengerechtes Bauen (DIN EN 1998-1:2010-12 -Eurocode 8 und DIN EN 1998-1/NA:2023-11)

Die erdbebengefährdeten Gebiete in Deutschland (Bayern, Baden-Württemberg, Thüringen, Sachsen und entlang des Niederrheins) wurden bisher in der DIN 4149:2005-4 in 4 Erdbebenzonen (Zone 0 bis 3) mit unterschiedlichen Intensitätsintervallen und Bemessungswerten für die Bodenbeschleunigung (a_g) unterteilt. Innerhalb dieser Zonen werden 3 geologische Untergrundklassen R, S, T und 3 Baugrundklassen A, B, C unterschieden. Weil die Erdbebengefahr örtlich unterschätzt wurde, wurde im Jahr 2021 die DIN 4149:2005-4 durch die neue **DIN EN 1998-1:2010-12 (Eurocode 8)** mit dem **"Nationalen Anhang" DIN EN 1998-1/NA:2023-11** abgelöst, wurde aber erst ab 2026 bauaufsichtlich eingeführt und wird schrittweise in die Verwaltungsvorschriften der Bundesländer (MVV TB) aufgenommen. Übergangsweise wurde noch die alte Norm für die Genehmigungsseite angewendet. Die neue DIN basiert auf einer Neueinschätzung der Erdbebengefährdung unter Berücksichtigung der o.g. Untergrund- und Baugrundklassen, die weiterhin gelten. Die ingenieurseismologische Kenngröße zur Bestimmung der anzusetzenden Erdbebenlast hat sich geändert, so dass nun örtlich mit höheren oder mit geringeren Erdbebenlasten als zuvor zu rechnen ist. Die 4 Erdbebenzonen der DIN 4149 fallen zugunsten eines engen Erdbebengefährdungsrasters weg und es gibt auch keine Erdbebenkarte und Intensitätsintervalle in der

bisherigen Form mehr (Abb. 28a). Die Erdbebenbeschleunigung (nicht Bodenbeschleunigung, sondern Antwortbeschleunigung – SaP,R = Plateauwert des Antwortspektrums, umrechenbar auf die alte Referenz Spitzenbodenbeschleunigung agR: $agR = SaP,R/2,5$) kann für jeden Ort in Deutschland auf entsprechenden Internetseiten abgerufen werden, z.B. beim GeoforschungsZentrum Potsdam unter <https://www-app5.gfz-potsdam.de/d-eghaz16/>.

Zur Risikobewertung gibt es die **Bedeutungskategorien I, II, III, IV** nach DIN EN 1998-5/NA (Eurocode 8). Damit werden Bauwerken hinsichtlich ihrer Bedeutung für die öffentliche Sicherheit und deren Auswirkungen im Falle eines Erdbebens klassifiziert. Bedeutungskategorie I umfasst Bauwerke mit geringer Bedeutung, II umfasst Bauwerke mit normaler Bedeutung, III und VI umfasst sehr sensible und sicherheitsrelevante Bauwerke. Die Bedeutungskategorie wird durch einen **Bedeutungsbeiwert γ** ausgedrückt, der in die Berechnungen miteinfließt. Der **Bodenparameter S** wird in Abhängigkeit der Untergrundverhältnisse und der Höhe der Spektralbeschleunigung $S_{aP,R}$ zugeordnet. In Erdbebenregionen können bei simplen Bauwerken, z.B. Einfamilienhaus, vereinfachte Nachweise zur Anwendung kommen. Die Materie ist auch für den Raum Ludwigsburg komplexer geworden und muss angepasst an den jeweiligen Baugrund und an das Bauvorhaben von Fachleuten bearbeitet werden.

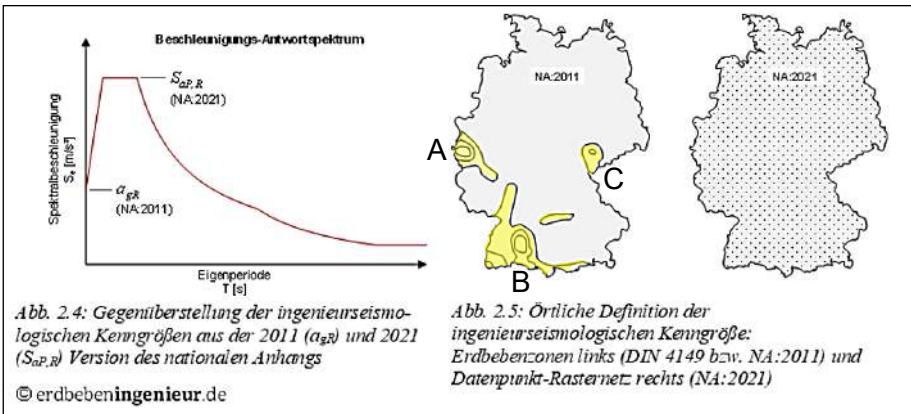


Abb. 29: Vergleich ingenieurseismische Kenngrößen - alte DIN 4149 – NA 2011, neue DIN EN 1998-1:2010-12, NA 2021.

Quelle: Dipl.-Ing. Marius Pinkawa,
<https://erdbebeningenieur.de/>

Ergänzt - Erdbebengebiete in Deutschland mit bisher maximaler Stärke M_L :

A: Niederrhein, Kölner Bucht, 6,4
B: Rheingraben, Schwäbische Alb, 6,9, 6,1
C: Vogtland, 4,6

Die Anwendung der neuen DIN EN führt gesamteinheitlich nicht zu einer Ausweitung der Erdbebengebiete. Es kommt aber vielerorts zu einem veränderten Erdbebenlastniveau. Einige Bereiche werden kleiner, andere erfahren eine Ausweitung. Örtlich kommt es zu einer Erhöhung oder Verringerung der maximalen Bodenbeschleunigung.

Baugrundklassen ($\leq 20\text{m}$ Tiefe)		Geologische Untergrundklassen ($> 20\text{m}$)	
A	unverwitterte Festgesteine Scherwellengeschwindigkeiten: $> 800\text{ m/s}$.	R	Festgesteinsgebiete
B	mäßig verwitterte Festgesteine oder grob- bis gemischtkörnige Lockergesteine in fester Konsistenz Scherwellengeschwindigkeiten: $350\text{ m/s} - 800\text{ m/s}$.	S	Gebiete flacher Sedimentbecken und Übergangszonen
C	gemischt- bis feinkörnige Lockergesteine in mindestens steifer Konsistenz Scherwellengeschwindigkeiten: $150\text{ m/s} - 350\text{ m/s}$.	T	Gebiete tiefer Sedimentbecken

Untergrundtyp	S (Parameter)
A – R	1,00
B – R	1,25
C – R	1,50
B – T	1,00
C – T	1,25
C – S	0,75

Baugrund- und Untergrundklassen.

Quelle: *Muhammed Al Koussini, et al. 2021: Vergleich der neuen Erdbebenkarten in Deutschland und mit den Anrainerstaaten. Fraunhofer IRB Verlag, Stuttgart.*

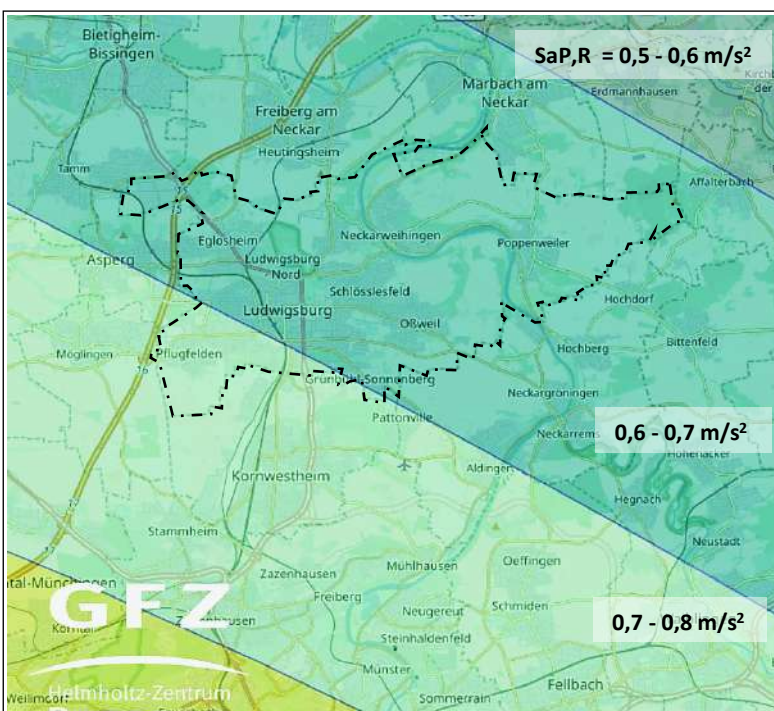


Abb. 29a: Kartenbeispiel der Erdbebengefährdung für den Raum Ludwigsburg.

Die Erdbebeneinwirkung auf dieser Karte wird durch ein elastisches Antwortspektrum mit einer Referenz-Wiederkehrperiode von $T_{NCR} = 475$ Jahren beschrieben, was einer Wahrscheinlichkeit des Auftretens oder Überschreitens von 10 % in 50 Jahren entspricht. Ludwigsburg liegt hier im Bereich der Antwortbeschleunigung $SaP,R = 0,6 - 0,8 \text{ m/s}^2$.

Damit übersteigt die Spektralantwort von SaP,R den Wert von $0,6 \text{ m/s}^2 = 0,06 \text{ g}$. Nur in Regionen mit $\text{SaP,R} \leq 0,6 \text{ m/s}^2$ darf eine Erdbebensauslegung für übliche Hochbauten unterbleiben.

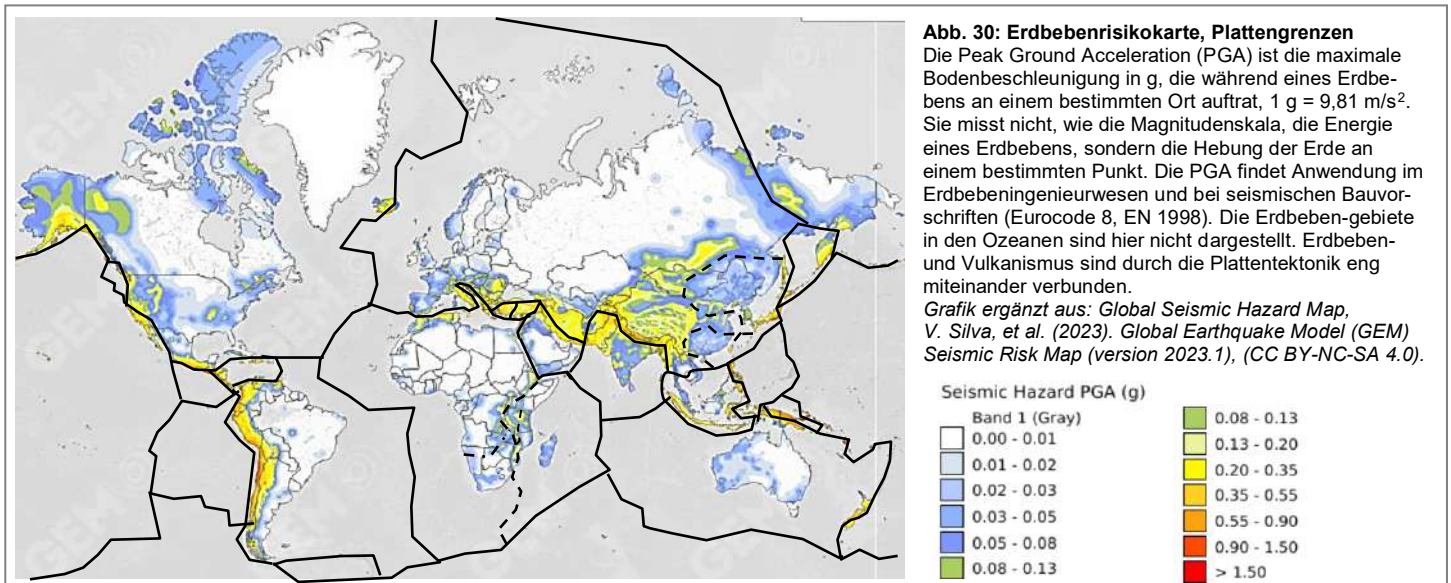
Schadensintensität I_0 nach der Europäischen Makroseismischen Skala - 1998

(EMS-98 Kurzfassung, abgeleitet von der Mercalli-Scala).

Diese vereinfachte und verallgemeinerte Ansicht der EMS-98 ist nicht für Intensitätszuordnungen geeignet!

Die Schadensintensität I_0 ist nur ungefähr mit der Magnitude M korrelierbar. Sie hängt nicht nur von der Magnitude, sondern auch von der Tiefe und Entfernung des Hypozentrums und stark vom geologisch-tektonischen Aufbau des Untergrundes ab. Bindige und körnige Sedimente, v.a. mit viel Porenwasser, reagieren empfindlicher auf Erdbebenwellen als harte und felsartige Sedimente (Wackelpuddingeffect). Ehemalige Seesedimente und Aufschüttungen mit einer Eigenschwingungsperiode von ein bis drei Sekunden wirken wie ein Resonanzboden und verstärken die Wirkung um das 5 bis 20-fache. Bei Bauwerken mit derselben Eigenschwingung potenziert sich die Schädigung, so geschehen beim Beben 1985 in Mexiko City (Seesedimente) und 1989 beim Loma Prieta/San Francisco-Beben in Kalifornien (Aufschüttungen -> Bodenverflüssigung durch Porenwasserüberdruck mit Absenkung).

Schadensintensität I_0	Charakterisierung	Wahrnehmungen und Schäden	Ungefähre Magnitude	Bodenbeschleunigung (Näherungswerte) Energie (1 g = 9,81m/s ²) g m/s ² Joule
I	nicht fühlbar	Nicht fühlbar, nur instrumentell zu beobachten.	1 - 2	
II	kaum bemerkbar	Nur vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.	2 - 3	10 ⁷
III	schwach wahrnehmbar	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.	2 - 3 <i>Oft in Vulkangebieten, z.B. Neapel, Ätna.</i>	
IV	deutlich wahrnehmbar	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fensterklirren, Türen klappern	3 - 4 <i>Beben bei den tiefen Geothermiebohrungen in Basel 2006 und St. Gallen 2013.</i>	0,003 0,03 Vorkommen etwa 130.000 Mal pro Jahr.
V	stark wahrnehmbar	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige werden verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.	4 <i>In Erdbebengebieten oft als Vor- und Nachbeben vorkommend.</i>	0,01 - 0,03 10 ¹⁰ 0,1 - 0,3
VI	leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern in schlechtem Zustand entstehen leichte Schäden, wie feine Mauerrisse und das Abfallen von kleinen Verputzteilen, Herabfallen von Schornsteinen.	4 - 5 <i>Albstadt 2022, bei New York 2024, bei Neapel 2025, 2026.</i>	0,03 - 0,05 10 ¹¹ 0,3 - 0,5 Vorkommen etwa 13.000 Mal pro Jahr.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus den Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mittlere Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfallen von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechtem Zustand zeigen größere Mauerrisse und Einsturz von Zwischenwänden.	5 - 7 <i>Bei Köln 1756, Albstadt 1911, 1978, Japan 2024, 2026, Istanbul 2025.</i>	0,06 - 0,09 10 ¹⁴ 0,6 - 0,9 Vorkommen etwa 1700 Mal pro Jahr
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf, d.h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude einfacher Bauart stürzen ein.	6 - 8 <i>Basel 1356, Mittelitalien 2009, 2016, Marokko, Afghanistan, Japan 2023, Alaska 2025.</i>	10 ¹⁵ Vorkommen etwa 145 Mal pro Jahr
IX	zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Auch gut gebaute aber gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.	7 - 9 <i>San Francisco 1906, Friaul 1976, Haiti und Sulawesi 2001, Nepal 2015, Osttürkei 2023, Taiwan 2024, Myanmar 202, Kamtschatka 2025, Venezuela 2026, Kolumbien 2026.</i>	0,3 - 0,4 3 - 4 Vorkommen etwa 14 Mal pro Jahr.
X	sehr zerstörend	Viele gut gebaute Häuser werden zerstört oder erleiden schwere Beschädigungen. Bergrutsche und Spalten treten auf.	8 - 9 <i>Mexiko-City 1985, Sumatra 2006, Chile 2010.</i>	0,5 - 0,6 4 - 5 10 ¹⁷ Vorkommen etwa 1 Mal pro Jahr.
XI	verwüstend	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit guter, erdbebengerechter Konstruktion und Ausführung werden zerstört. Bergrutsche und große Spalten treten auf.	9 - 10 <i>Kaskadien-USA 1700, Chile mit 9,5 1960, vor Sumatra 2004, vor Japan 2011, jeweils mit Tsunami.</i>	0,8 8 Vorkommen etwa 5 - 10 Mal pro 100 Jahre.
XII	vollständig verwüstend	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört. Die Erdoberfläche und Landschaft wird stark verändert.	10 <i>Asteroideneinschlag, globale Katastrophe.</i>	> 0,9 9 Noch nie registriert.



- Vorhersage von Erdbeben

Stärkere Erdbeben fordern oft viele Todesopfer und im 20. Jahrhundert sind fast 2 Mio. Menschen durch Erdbeben und Tsunamis ums Leben gekommen. Im Jahr 1976 gab es in China bei einem Erdbeben mehr als 250000 Tote, wobei hier noch die schlechten Infra- und Organisationsstrukturen der Kulturrevolution und die für Erdstöße sehr anfälligen Gebäude eine Rolle gespielt haben. Bei dem von einem Erdbeben ausgelösten Tsunami vor Sumatra im Dezember 2004 sind 230000 Menschen umgekommen. Vor 8000 Jahren kam es am Ätna zu einem großen Bergrutsch mit Tsunami und 1908 hat ein Erdbeben-Tsunami in Messina 2000 Todesopfer gefordert. Der Tsunami vor Japan 2011 hat 19000 Todesopfer gefordert und hat einen Kernkraftwerkskomplex zerstört. In Mittelitalien sind 2009 bei einem Erdbeben 308 Menschen ums Leben gekommen, nachdem die Fachleute trotz zahlreicher Vorbeben Entwarnung gegeben haben – *"Es besteht keine Gefahr, geht nach Hause und entspannt euch bei einem Glas Wein."* Daraufhin haben viele Bewohner wieder in ihren Häusern übernachtet und sind von dem zerstörenden Beben überrascht worden. So eine Aussage in einem Gebiet, das seit Urzeiten immer wieder von starken Erdbeben heimgesucht wird (1915 30000 Tote), ist unfachmännisch und hat zu einem Strafverfahren gegen die Verantwortlichen geführt, das 2014 eingestellt wurde. Dieses juristische Vorgehen soll vielleicht auch von Bausünden in italienischen Erdbebengebieten ablenken. Im August und im Oktober 2016 kam es in derselben Region in Italien wieder zu Beben der Stärke 6,5 mit über 300 Toten. Wegen der wachsenden Weltbevölkerung und Industrialisierung wäre eine zuverlässige und kurzfristige Vorhersage von Erdbeben für Zeiträume von Tagen oder Wochen zu wünschen. Das ist nach dem derzeitigen Stand der Forschung in absehbarer Zeit aber nicht möglich. Erdbeben treten v.a. an den Plattenrändern der Erdkruste und an Subduktionszonen regelmäßig auf. Je länger das letzte Erdbeben in einem Gebiet zurückliegt, desto wahrscheinlicher ist das nächste Beben. Die Zeitintervalle zwischen den Beben sind oft sehr unterschiedlich und können nur als grobe Anhaltspunkte dienen. Treten z.B. an der südkalifornischen San Andreas-Störung starke und zerstörende Erdbeben durchschnittlich alle 200 Jahre auf, muss man davon ausgehen, dass das mögliche Zeitfenster von 150 bis 300 Jahre reicht. Dort ist heute, ebenso wie in Istanbul in der Türkei, jederzeit mit einem starken Beben zu rechnen, aber eine kurzfristige Vorhersage, mit der geeignete Schutzmaßnahmen ergriffen werden könnten, ist nicht möglich. Und das, obwohl Kalifornien zu den am besten untersuchten und überwachten Erdbebengebieten der Erde gehört. Die Seismologen sind optimistisch, dass in Zukunft eine zuverlässige Vorhersage im Bereich von Monaten oder wenigen Jahren für gut untersuchte Gebiete möglich sein könnte. Das löst aber nicht die Probleme in Ballungsräumen bezüglich teurer Vorsorgemaßnahmen oder Evakuierungen. In jüngerer Zeit wurden Systeme entwickelt, welche die bei einem Erdbeben als erste eintreffenden, schnellen aber schwächeren p-Raumwellen (Primär-, Longitudinal-, Kompressionswellen) registrieren. Dann können z.B. Versorgungsleitungen, Anlagen und Züge automatisch abgeschaltet werden. Diese sofortige Warnung vor den langsameren und mehrere Sekunden später eintreffenden s-Raumwellen (Sekundär-, Scherwellen), vor den aus den p- und s-Wellen durch Beugung und Brechung an der Oberfläche entstehenden und noch langsameren aber länger anhaltenden Rayleigh-Wellen und vor den Love-Wellen (Oberflächenwellen mit zerstörenden Rollbewegungen) kann Menschen noch Flucht- und Schutzmöglichkeiten bieten. Dieses Vorgehen hat sich auch schon bewährt. Neue Forschungen lassen vermuten, dass große Erdbeben ca. alle 32 Jahre gehäuft auftreten. Ursache soll die periodisch minimale Veränderung der Geschwindigkeit der Erdrotation sein (Millisekunden/Jahr). Mit einer Verlangsamung kommt es zu mehr Erdbeben. Ein Zusammenhang zwischen Erdbeben und nahegelegenen Vulkanausbrüchen ist zu vermuten. Die beste Erdbebenvorsorge ist aber nach wie vor das erdbebensichere Bauen von Gebäuden, Verkehrswegen, technischen Anlagen und Versorgungsleitungen und das Vorhalten von öffentlicher und privater Notfallausrüstung. **"Nicht Erdbeben töten Menschen, sondern Bauwerke."**

Erdbeben und Vulkanismus treten oft in denselben Gebieten entlang von Plattengrenzen auf, z.B. entlang dem Pazifischen Feuerring und im Mittelmeerraum. An diesen Tausende Kilometer langen Schwächezonen der Erdkruste gibt es auseinanderdriftende Platten (Riftzonen, Seafloor-Spreading), an denen aus dem Erdmantel aufsteigende Magmen oft untermeerisch austreten und sich der Meeresboden verbreitert. Ausgleichend dazu gibt es konvergierenden Subduktions- und Kollisionszonen, an denen die Platten untereinander abtauchen und im Erdmantel versinken und/oder aneinander vorbeigleiten (Abb. 6.6-2). Dabei werden tektonische Spannungen aufgebaut und es gibt Erdbeben, Vulkanismus und Gebirgsbildungen. (Kap. 5.7). Es gibt relativ flache vulkanische Beben, die durch sich bewegendes und aufsteigendes Magma ausgelöst werden (vulkanischer Tremor, Schwarmbeben, z.B. bei den Phlegräischen Feldern in Neapel) und tektonische Beben in unterschiedlichen Tiefen, die deutlich stärker sein können und die durch die langsamen und konvergierenden Horizontal- und Vertikalbewegungen der Gesteine gegeneinander an den Plattengrenzen ausgelöst werden (flachere Dehnungs- und Überschiebungsbeben, Zwischenbeben und Tiefbeben). In allen Fällen werden Spannungen in der Erdkruste aufgebaut und wieder ausgeglichen. Starke tektonische Beben können auch Vulkanausbrüche auslösen.

5.7 Vulkanausbrüche

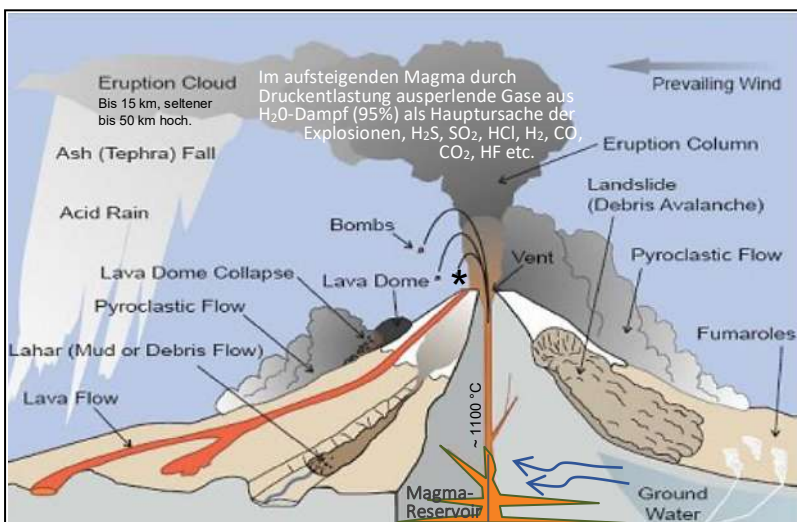
Auf dem Festland gibt es jährlich 50 - 100 Vulkanausbrüche und derzeit sind 8 Vulkane an der Erdoberfläche nahezu ständig aktiv: **Stromboli** vor der Westküste Italiens, **Kilauea** auf Hawaii, **Sakurajima** in Japan, **Masaja** in Nicaragua, **Nyiragongo** im Kongo, **Yasur** auf Vanuatu, **Erta Ale** in Äthiopien und der **Semeru** in Indonesien. In den vergangenen 10.000 Jahren waren knapp 1900 Vulkane aktiv und Vulkane, die seit 10.000 Jahre nicht ausgebrochen sind, galten früher als erloschen. Diese Annahme gilt aber nicht bei den großen Caldera-Vulkanen und auch Vulkane, die über 10.000 Jahre lang nicht ausgebrochen sind, können wieder ausbrechen (Eifel, zuletzt vor 11.000 Jahren). Pro 10 Jahre gibt es 3 - 4 Ausbrüche, die größere Schäden anrichten, und besonders gefährlich sind die selten ausbrechenden Vulkane. Derzeit sind 43000 untermeerische Vulkane bekannt, es werden aber weit mehr sein. Der Vulkanismus auf der Erde wird durch den Wärmeausgleich des über 6000 °C heißen Erdkerns über den Erdmantel zur kalten Erdkruste am Rand des -270 °C kalten Weltalls und durch die so verursachten und sehr langsamen Konvektionsbewegungen im festplastischen Erdmantel angetrieben. Das führte vor 4 - 3,5 Milliarden Jahren zu einer Fragmentierung der dünnen und fester werdenden Erdkruste in verschiedene Platten und zu deren ständigen und langsamen Bewegungen, heute im Millimeter- bis Zentimeterbereich pro Jahr (Abb. 2b, 3). Vulkanische Aktivitäten an der Erdoberfläche und am Meeresboden gibt es bevorzugt in Bereichen von tektonischen Schwächezonen in der Erdkruste. Unterhalb der spröden und tiefer auch duktilen **Erdkruste** und dem fest-duktilen **Lithosphärischen Erdmantel** liegt im Oberen Erdmantel die 100 km bis über 300 km mächtige **Asthenosphäre**, auf der sich die Platten, vermutlich auch konvektiv unterstützt, langsam bewegen. Diese ist mit ihren wasserhaltigen Kristallen zu 1 - 5 % partiell geschmolzen, was ihre eine höhere Plastizität und eine Art Fließfähigkeit verleiht (Abb. 2b, 27a, 32c-2). Zwischen den dünnen und spezifisch schweren Ozeanplatten und zwischen den dicken aber leichteren Kontinentalplatten kommt es bei den plattentektonischen Auseinanderbewegen (Divergenz) an den sich dabei ausdünnenden Plattenrändern zu einer Druckentlastung. Das führt zu einer Teilverflüssigung mit einer fraktionierten Teilkristallisation des um die 1200 °C heißen Materials und zum Ausperlen von gelösten Gasen mit 95 % Wasserdampf, Schwefelverbindungen, Kohlendioxid u.a.. Diese Dekompressions(teil)schmelzen werden **"Magma"** genannt und die spezifisch leichter gewordene Magma-Gas-Mischung steigt an diesen Schwächezonen in Spalten- und Gangsystemen bis nahe an die Erdoberfläche und schmilzt dabei Krustenmaterial mit auf (Magmareservoirs, Abb. 32). Das Magma tritt unter weiter abnehmendem Druck untermeerisch und oberirdisch an langen Vulkanketten und an Spaltensystemen als **"Lava"** aus. An den divergierenden Platten bilden sich in den Ozeanen untermeerisch tausende Kilometer lange, aber relativ schmale Riftzonen mit dem Austritt von basisch-siliziumarmen und dünnflüssig-basaltischen Laven an untermeerischen Vulkanen und Spalten. Das führt zu einer ständigen Verbreiterung der Ozeanböden (Seafloor-Spreading) mit der Bildung von Vulkaninselnketten. Im Bereich der kontinentalen Grabenbrüche entstehen ebenfalls Vulkane, wie z.B. der Kilimanjaro in Ostafrika und vor 19 - 16 Ma der heute erloschene Kaiserstuhl im Oberrheingraben. Diese Plattendivergenz wird an anderer Stelle durch den Zusammenschub und durch die Versenkung der Ozeankruste an Tiefseegräben, oft zusammen mit einer Gebirgsbildung, kompensiert (Konvergenz). Hier bilden sich lange Subduktionszonen, an denen die dünnen und schweren ozeanischen Platten mit der Bildung von vulkanischen Inselbögen untereinander oder unter die leichten und dicken Kontinentalplatten in den Erdmantel gezogen werden. Dabei werden auch sehr wasserhaltige Tiefseegesteine mit in den Erdmantel gezogen. Das Wasser wird im tieferen Subduktionsbereich unter Druck durch Mineralumwandlung freigesetzt, dringt in das umgebende Gestein ein und führt dort zu einer Schmelzpunktabenkung. Das geschmolzene und damit leichter gewordenen Magma steigt auf und Wasserdampf entgast (Abb. 6.6-2). So bildeten sich die Subduktionsvulkane im Mittelmeer und am Pazifischen Feuerring entlang der Anden bis nach Mittelamerika, von der US-Westküste bis nach Alaska und von Kamtschatka über Japan und Indonesien bis nach Neuseeland, sowie die Inselbögen im Pazifik. Die Subduktionsvulkane haben oft eine saure und siliziumreiche (> 65 % SiO₂), zähflüssige und gasreiche Andesit-, Trachyt- und Rhyolith-Lava. Hier kommt es zu einem Gasstau mit einer Pfropfenbildung, was zu starken und explosiven Ausbrüchen führt. So entstehen die steilen und hohen Schichtvulkanen mit ihren hoch in die Atmosphäre reichenden Ascheauswürfen, mit heißen pyroklastischen Strömen und mit weitreichenden Schlammströmen in den Tälern (Laharen). Diese brechen oft in Zeiträumen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten aus, z.B. **Vesuv**, **Mt. St. Helens**, **Mt. Rainier**, **Fujiyama** und **Ätna** (Abb. 31). Am Ätna muss auch mit größeren

Hangrutschungen gerechnet werden. Der ebenfalls explosive Vulkan **Eyjafjallajökul** auf Island wirft eine eher silizium-arme aber teils zähflüssige Basalt- und Andesitlava aus, die im Zusammenwirken mit dem überlagernden und schmelzenden Gletschereis zu phreatischen Explosionen mit der Bildung von feinstem Staub wird. Dieser kann schon bei einem mittelstarken Ausbruch große Mengen an glasartiger Asche hoch in die Atmosphären schleudern, die weit verdriften und den Flugverkehr in Europa erheblich stören kann.

An einige Stellen liegen Vulkane innerhalb von Kontinentalplatten und bilden, oft am Ende einer langen Kette von erloschenen und erodierten Vulkanen liegend, punktförmig aktive Vulkanzonen. Der Ursprung dieser **Hotspot-Vulkane** liegt tief im Erdmantel und oft an der Grenze zum Erdkern. Während sich die Kontinentalplatten langsam bewegen, bleibt der 100 bis über 200 km breiten **Hotspot-Plume** im Erdmantel weitgehend stationär und bildet die Ketten. Diese Vulkane lassen mit ihrer heißen ($> 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$), basisch-siliziumarmen ($< 52\% \text{ SiO}_2$) und dünnflüssig-gasarmen Basalt- und Basanit-Lava die flacheren und weniger explosiven Schildvulkane entstehen, z.B. die 5000 km lange und größtenteils unter Wasser liegende Vulkan-Inselkette von Midway-Hawaii, die Malediven, die Kapverden, die Kanaren, die Yellowstone-Caldera (vermutlich kein Plume – Hotspot, Abb. 32, 33), die Vulkane in der Eifel und in der Auvergne (Abb. 2b). Eine gefährliche Besonderheit sind die 55 großen und gasreichen **Caldera-Vulkane**, wie z.B. die **Yellowstone-Caldera in den USA, die Toba-, Krakatau- und die Taal-Calderen in Indonesien, die Phlegräischen Felder bei Neapel, Santorini in Griechenland und auch die Vulkane in der Eifel** (Abb. 2, 2b). Diese viele Kilometer breiten, aber oft flachen, weil in sich zusammengebrochenen Vulkanstrukturen können nach Ruhephasen von tausenden bis hunderttausenden Jahren zyklisch ausbrechen und schleudern oft große Mengen an Aschen und Gase hoch in die Erdatmosphäre. Das kann zu weiträumigen und auch kontinent-übergreifenden Zerstörungen führen. Starke Ascheregen und Gasausbrüche bilden sauren Regen und zerstören großräumig die Vegetation. Staub und Gase, wie Schwefeldioxid und Kohlendioxid können das Klima und die Lebewelt weltweit stark beeinträchtigen. Die Auswirkungen auf das Klima, die bei einzelnen Vulkanausbrüchen durchaus bemerkbar sein können, sind bei Caldera-Ausbrüchen weltweit oft verheerend und länger anhaltend. Ob der vor 74.000 Jahren auf der Insel Java ausgebrochene Vulkan **Toba** den Homo sapiens stark dezimiert hat, ist aber fraglich. Der genetische Flaschenhals kann auch andere Ursachen haben. Die **Phlegräischen Felder** bei Neapel sind vor 39.000, vor 29.000 und vor 15.000 Jahren massiv ausgebrochen. Der starke Aschenregen über Kontinente hinweg und der Rückgang der Temperaturen über Monate oder über Jahre haben vor 39.000 Jahren möglicherweise zum Aussterben der Neandertaler beigetragen. Heute ist dieser Supervulkan einer der gefährlichsten in Europa, ist seismisch sehr aktiv und es gilt dort Alarmstufe gelb. Vor 3.600 Jahren ist der Vulkan **Thera** auf der heutigen Insel Santorin in Griechenland ausgebrochen und hat mit 20 m hohen Tsunamiwellen die minoische Kultur auf Kreta (Atlantis?) und das gesamte östliche Mittelmeer stark beeinträchtigt. Im Jahr 536 n.Chr. ist der **Ilopango** in El Salvador ausgebrochen und hat zu einer weltweiten und länger anhaltenden Abkühlung geführt. Das hat vermutlich das Ende der Spätantike eingeläutet und zum Beginn des "finsternen Mittelalters" mit wiederkehrenden Seuchen und Hungersnöten beigetragen. Im Jahr 1257 ist auf der Insel Lombok in Indonesien der Vulkan **Rinjani** ausgebrochen, was zu weltweiten Hungersnöten und zu einer jahrelangen Abkühlung geführt hat. Der Ausbruch des **Tambora** 1815 in Indonesien hat weltweit viele Todesopfer gefordert und in Europa zu einem Jahr ohne Sommer geführt. Die Verbreitung der Cholera von Südostasien bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts über die ganze Welt ging auch auf dieses Ereignis zurück. Europa war von Ernteaussfällen und von einer Hungersnot betroffen und es kam zu Auswanderungswellen nach Amerika. Im Jahr 1883 ist der **Krakatau** in der Sundastraße ausgebrochen. Die pyroklastischen Ströme und der bis zu 40 m hohe Tsunami haben fast 40.000 Menschen das Leben gekostet. Im Dezember 2018 ist der **Anak-Krakatau** wieder ausgebrochen und der anschließende Tsunami hat 500 Todesopfer gefordert. Solche großen Vulkanausbrüche sind neben starken Ausbrüchen mit ionisierender Strahlung (Elektronen, Protonen, Atomkerne) von der Sonne und aus dem Weltall und der dadurch ausgelösten Zerstörung der elektrischen Infrastruktur und neben möglichen Epidemien die gefährlichsten Naturereignisse für die heute über 8 Milliarden zählende Menschheit. Wegen der weiträumigen Wirkung auf das Klima und auf die Pflanzenwelt würden die Nahrungsmittelproduktion und auch die sozialpolitischen Strukturen rasch zusammenbrechen.

Die Ausbrüche einzelner Vulkane fordern oft Todesopfer, aber nicht in dem hohen Maße wie stärkere Erdbeben. Das hängt auch damit zusammen, dass sich Vulkanausbrüche besser geophysikalisch überwachen und vorhersagen lassen. Vor einem Ausbruch kommt es tief unter dem Vulkan zu einer Umwälzung und zum Aufstieg von Magma. In weniger tiefen Bereichen kommt es dann zu einer Druckentlastung und zum Austritt der im Magma gelösten Gase. Das führt zu charakteristischen Bodenbewegungen, dem vulkanischen Tremor, wo die zunächst kleinen und hochfrequenten Erdbeben in niederfrequente und anhaltende Beben übergehen. Bei den an der Oberfläche austretenden Gasen kommt es zu charakteristischen chemischen Veränderungen. Damit können Ausbrüche bei gut überwachten Vulkanen einigermaßen zuverlässig vorhergesagt werden. Die zu erwartende Stärke und die Dauer eines Ausbruchs sind aber kaum vorhersagbar. Tödlich sind bei Vulkanausbrüchen weniger die fließende Lava, sondern die bis zu $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ heißen und bis zu 100 km schnellen pyroklastischen Ascheströme und Schlammströme (Lahare), die durch Regenfälle und Gletscherschmelzen ausgelöst werden und die auch entferntere Siedlungen in den Tälern rasch erreichen und zerstören können. Sehr selten, aber katastrophal sind große Bergrutsche (Flankenkollaps) an Vulkanabhängen, wie z.B. vor 1,5 Ma auf der **Hawaii-Insel Molokai**, wo mehr als die halbe und über 500 m hohe Insel 300 km weit ins Meer gerutscht ist. Ebenso schon mehrfach auf den **Kanarischen Inseln**, in **Indonesien**, 1980 am **Mt. St. Helens** in den USA, vor 8.000 Jahren im Mittelmeer auf

Sizilien am Ätna (auch heute noch möglich), vor 3.600 Jahren in **Santorini**, vor 600 Jahren am **Stromboli**, sowie ohne vulkanische Beteiligung vor 8000 Jahren am untermeerischen Kontinentalabhang vor **Norwegen** mit einer Überflutung des Doggerlandes. Dabei können Flutwellen (Tsunami) im Meer von über 100 m Höhe entstehen. Es gilt hier die Regel, dass eine Flutwelle etwa so hoch sein wird, wie das Objekt, das ins Wasser rutscht. Bei ihrer Reise über das Meer teilt sich die Welle dann in mehrere 5 - 15 m hohe Einzelwellen auf und überschwemmen die Küstengebiete auch von weit entfernten Inseln und Kontinenten. Auch im Mittelmeer gab es immer wieder Tsunamis, zuletzt 1908 vor Messina, Sizilien. In jüngerer Zeit hat man im **Eger-Becken** (Vogtland) im Grenzgebiet von Tschechien, Sachsen und Bayern zunehmende seismische Aktivitäten, sogenannte Schwarmbeben festgestellt. Daraus kann man schließen, dass sich in der Tiefe eventuell eine Magmareservoir umwälzt und auffüllt. Das Gebiet ist wegen seiner vulkanischen Tätigkeit vor 720000 Jahren bekannt. Heute noch gibt es dort heiße Quellen und Ausgasungen von Kohlendioxid und von Heliumisotopen. Wissenschaftler schließen hier die Bildung eines neuen Vulkans nicht aus. Die **Eifel** ist ein Hotspot-Vulkangebiet (Mantel-Plume), das vor 50 - 15 Ma in der Hocheifel aktiv war und das seit 0,7 Ma in der Westeifel und seit 0,5 Ma in der Osteifel aktiv ist. Dort kam es in der Westeifel zuletzt vor 11000 Jahren zu phreatomagmatischen Vulkaneruptionen, als aufsteigendes Magma auf Grundwasser getroffen ist. Das führte zu einer schlagartigen Verdampfung mit hoher Explosionskraft. So sind dort die heute mit Wasser gefüllten Maare und die Lavaströme entstanden. Als Ursache wird die Alpenbildung, die Dehnung des Europäischen Grabensystems und/oder ein stationärer und aktiver Mantelplume vermutet, der die Vulkaneifel heute um 1mm/Jahr anhebt. In der Zukunft ist dort mit weiteren und auch stärkeren Vulkanausbrüchen, mit Lavaströmen, mit einem Aufstau des Rheins und mit erheblichen Verwüstungen zu rechnen und Vorhersagen wären nur kurzfristig möglich. Wenig Erfahrung hat man mit starken und untermeerischen (submarinen) Vulkanausbrüchen, wie im Januar 2022 im Bereich des Tonga-Archipels im Westpazifik. Diese bisher stärkste aufgezeichnete Vulkaneruption wurde durch große Meerwassermengen ausgelöst, die beim untermeerischen Zusammenstoß der großen Vulkancaldere **Hunga Tonga** mit dem heißen Magma in Berührung gekommen sind (phreatische Eruption). Der schlagartig entstehende Wasserdampf mit der 1700-fachen Ausdehnung entwickelte gewaltige Kräfte. Es wurden 146 Megatonnen Wasserdampf in die Stratosphäre geschleudert, die den Wasserdampfanteil um 10 % erhöht haben. Ein Tsunami hat 15 m Höhe erreicht und 4 Todesopfer gefordert. Im Dezember 2023 brach auf der isländischen Halbinsel **Reykjanes** eine Vulkanspalte auf, an der immer wieder dünnflüssig-gasarme Basalt-Lava austritt. Auch im übrigen Island (Mischform von Hotspot und Rift-Vulkan) kann es jederzeit auch zu explosiven und phreatomagmatischen Vulkanausbrüchen unter dem Einfluss der durch die Vulkanhitze schmelzenden Gletschern und mit überregionalen Auswirkungen kommen. Die ansteigenden Erdbeben-Aktivitäten Anfang 2025 im Meer nordöstlich der griechischen Insel **Santorini** und nahe der **Kolumbos-Caldera** zeigen vielleicht das langsame Erwachen dieses 0,7 Ma alten Vulkanfeldes an, das 1650 einen starken Ausbruch hatte und das vor 3600 Jahren mit einem starken Tsunami das östliche Mittelmeer verwüstet hat. Manche Forscher sehen einen statistischen Zusammenhang zwischen der Häufigkeit von Vulkanausbrüchen und den Sonnenzyklen. Ursache könnten die sich verändernden elektromagnetischen Bedingungen in der Erdkruste sein.



* = Austritt der Partikel und Gase mit 400 und bis > 1000 km/h.

Abb. 31: Strato(Schicht)vulkan

Die Darstellung zeigt vulkanische Ereignisse und Ablagerungen rund um einen durch Plattensubduktion entstandenen und oft explosiv (eruptiv) ausbrechenden **Schichtvulkan** (Lava – Tephra – Lava... etc.), wie z.B. Vesuv, Stromboli, Fujiyama, Mt. St. Helens. Charakteristisch sind hier großen Gas- und Aschemengen und gröbere Lapilli aus einer explosiv fragmentierten und stark siliziumhaltigen und zähflüssigen Lava, pyroklastische Ströme aus kollabierten Aschesäulen, sowie weitreichende Schlammströme (Lahare) in Verbindung mit Wasser aus Regen, Eis und Schnee. Die effusiv ausbrechende basaltische Lava der flachen und sehr breiten **Schildvulkanen**, die bei Riftbildungen und bei Hotspots entstehen (Hawaii, Island), hat einen geringeren Siliziumgehalt, ist heißer, dünnflüssiger, gasärmer und tritt auch oft an seitlichen Spalten aus. Starke Ascheexplosionen kommen hier selten vor, wenn nicht, wie z.B. auf Island, Gletscherwasser Zutritt. Es gibt auch Mischtypen, wie z.B. der Ätna auf Sizilien, der aus einem älteren Schildvulkan entstanden ist.

Grafik ergänzt: US Geological Survey.

Flutbasalte:

In den vergangenen 600 Ma gab es immer wieder große Artensterben auf der Erde und bei einigen geht man von vulkanischen Ursachen aus. An der Perm/Trias-Grenze kam es in Sibirien vor 252 Ma zu einem gigantischen und mehrere 10.000 bis 100.000 Jahre andauernden Ausbruch von dünnflüssiger Basaltlava an langgezogenen Spaltensystemen (Sibirischer Trapp). Auslöser war vermutlich ein großer vulkanischer Plume im Erdmantel (Abb. 2b). Diese Flutbasalte bedecken noch heute ein Gebiet von der Größe der USA und haben durch Ausgasungen und Temperaturerhöhungen zu Klimaveränderungen und damit zum Aussterben von 85 % aller Arten geführt. An der Kreide/Paläogen-Grenze kam es vor 66 Ma zu einem Flutbasaltaustritt in Indien (Dekkan Trapp). Dieser könnte durch den Einschlag eines ca. 14 km großen Asteroiden im Bereich der heutigen Halbinsel Yucatan in Mexiko ausgelöst oder verstärkt worden sein und beides hat das letzte große Massenaussterben (Dinosaurier etc.) verursacht. Weitere Flutbasalte unterschiedlichen Alters und Ausdehnung gibt es z.B. in den USA, in China, in Südamerika und in Afrika.

Magma-Reservoirs:

Neue Forschungen zeigen, dass die **"Magma-Reservoirs"** unterhalb der Vulkane in der Erdkruste weniger als die bisher oft dargestellten "Kammern oder Blasen" voll glutflüssiger Magma vorliegen, sondern als dünne und weiträumig komplex verzweigte, horizontale und vertikale Gänge aufgebaut sind (Magmatic Sils, Rhyolite Mush). Diese enthalten je nach den Mischungsverhältnissen eine fast feste bis breiartige Masse mit einem schwammartigen Netzwerk aus festen und geschmolzenen Kristallen, wasserhaltigen Fluiden und gelösten Gasen. Die flüssige Schmelze hat sich in kleinen Taschen zwischen den festen Kristallen gesammelt. Der Übergang zwischen Magma und dem Umgebungsgestein kann fließend sein. Das Material ist vermutlich ab 50 % Schmelzanteil fließfähig und steigt, angetrieben von Überdruck und Auftrieb, in schmalen Gängen nach oben. Das fest-flüssig-gashaltige Material erstarrt dann schnell in den Gängen und kann nur bei einem ständigen und starken Nachschub von heißem Magma aus größerer Tiefe flüssig bleiben, weiter aufsteigen, entgasen und an der Oberfläche ausbrechen. Die verzweigten Gänge können auch ein gemeinsames Reservoir für mehrere benachbarte Vulkane bilden und in unterschiedlichen Tiefen liegen. Bei der Yellowstone-Vulkan-Caldera (siehe unten) wird die Schmelzanteil derzeit auf 28 % geschätzt und es ist in absehbarer Zeit nicht mit einem Ausbruch zu rechnen, auch, weil der Vulkan derzeit sein Druckverhältnisse gut regeln kann. Wenn nahe unter der Erdoberfläche eine zähflüssige Magma-Gas-Gesteinsmischung explosiv in großer Menge ausbricht, kann das nachströmende Material die feste Gesteinsdecke auch seitlich nicht mehr tragen und es kommt gegen Ende der Eruption zum kollapsartigen Einbrechen eines größeren und auch quadratkilometerweiten Bereiches dieses flachen Vulkangebäudes und seiner Umgebung. So entstehen die relativ flachen aber oft viele Kilometer breiten Caldera-Vulkane. Die Erforschung der Magma-Reservoirs durch Seismik, aber auch durch direktes Anbohren, z.B. auf Island, ist im Gange.

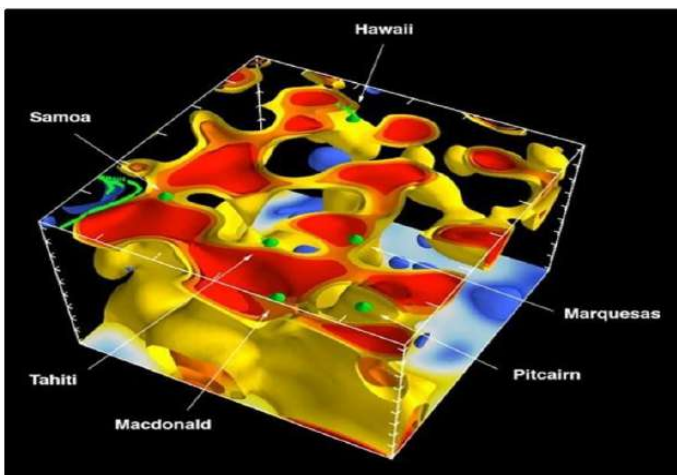


Abb. 32-1: Die 3D-Grafik zeigt die verzweigten Zuflüsse der Hotspotvulkane im Pazifik.

So stellt man sich die Plumes mit ihren Verzweigungen im Erdmantel vor, siehe Abb. 2. Grafik aus: S.W. French, B. Romanowicz, 2015: *Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. Nature 525 (2015).*

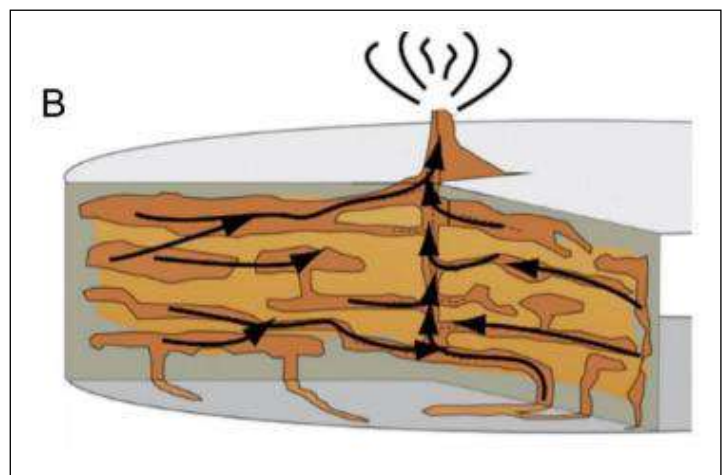


Abb. 32: Der Yellowstone-Vulkan hat mehrere Magmareservoirs.

Originaltext: Das Diagramm in (B) zeigt das aktuelle Modell für Magmaspeicher in großen vulkanischen Systemen. Dieses Modell umfasst ein Netzwerk von miteinander verbundenen und/oder isolierten Schmelztaschen, die sequentiell durch den Verlauf einer Eruption angezapft werden (magmatische Suspension). Grafik aus: M. Myers, 2019: *Yellowstone volcano has multiple magma chambers. Yellowstone Caldera Chronicles, Mar 5, 2019, USGS (U.S. Geological Survey), Yellowstone Volcano Observatory.*

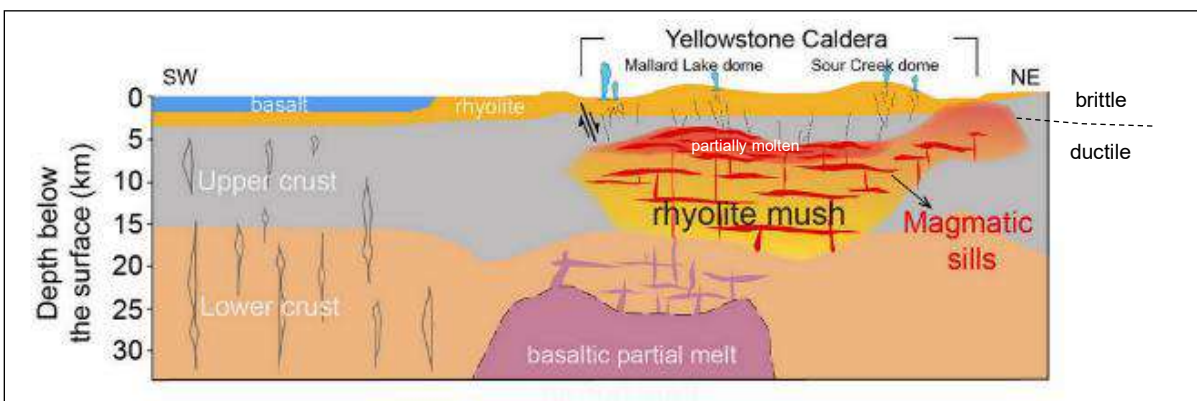


Abb. 33: Schematisches Modell des unterirdischen magmatischen Sill-Komplexes von Yellowstone, basierend auf seismischen Daten aus dem Jahr 2020.

Originaltext: Das Vorhandensein magmatischer Sills mit höheren Schmelzmengen, etwa 28 % im Vergleich zu ihrer Umgebung, wird durch Daten belegt, die im August und im September 2020 durch einen dichten Einsatz von etwa 650 3-Komponenten-Seismometern (die vertikalen und horizontalen Bewegungen messen können) im Yellowstone-Nationalpark gesammelt wurden. Trotz der Bedeutung der jüngsten Erkenntnisse bleiben viele wichtige Fragen zum magmatischen System von Yellowstone offen. Gibt es klare Grenzen zwischen dem Magmareservoir und dem umgebenden Material? Wie ist die genaue Zusammensetzung (magmatische Flüssigkeit, Gas und Schmelze, Kristallbrei) innerhalb des Reservoirs? Wie interagiert das tiefe magmatische System mit dem flachen hydrothermalen System? Angepasst nach Wu et al. (2023). Siehe auch Abb. 6.2ff.

Grafik ergänzt aus: Sin Mei Wu et al., 2023: *A view of how magma is stored beneath Yellowstone provided by hundreds of seismic sensors. Yellowstone Caldera Chronicles, July 31, 2023. USGS (U.S. Geological Survey), Yellowstone Volcano Observatory.*

Nach neuen Erkenntnissen ist Yellowstone kein Mantelplume, sondern ein aus der oberen Asthenosphäre durch tektonische Vorgänge und Kanäle gespeister, serieller Supervulkan. Das könnte auch auf andere Supervulkane zutreffen.

6. Exkurs: Geologie der Alpen

In diesem Manuskript wird mehrfach betont, dass der Schub der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte sowie der großen Afrikanischen Kontinentalplatte nach Norden gegen die Eurasische Kontinentalplatte die treibende Kraft für die Entstehung der Alpen und für weitere geologische und tektonische Prozesse in Deutschland und in Europa war und bis heute ist. So sind die Bildung von Einbruchsräumen und von Becken, wie z.B. dem Oberrheingraben mit der Hebung des Schwarzwalds und der Vogesen, dem Rhone-Bresse-Graben, des Fildergrabens und des Nord- und Südalpinen Molassebeckens, die Verkippung der Schichtlagerung in Süddeutschland mit ihren Mulden- und Sattelstrukturen, sowie Verwerfungen, Klüfte, Erdbeben und die Entstehung der europäischen Vulkangebiete, teilweise oder sogar maßgeblich durch die nach Norden und Nordwesten gerichtete alpine Kollisionstektonik beeinflusst worden. Damit nahmen und nehmen die Alpen einen entscheidenden Einfluss auf die Geologie, die Geographie und auch auf das Klima in Europa.

Die Alpen liegen im Zentrum von Europa auf den Gebieten von Frankreich, Monaco, Italien, Schweiz, Liechtenstein, Deutschland, Österreich und Slowenien. Sie werden von 15 Mio. Menschen bewohnt, sind ein bedeutender Wirtschafts- und Erholungsraum und sind als zentrales und West-Ost verlaufendes Hochgebirge die wichtigste Klima- und Wasserscheide in Europa. Die Entstehung und der geologische Aufbau der Alpen und der benachbarten und gleichalten Gebirge im Verbund mit den alpin-geotektonischen Vorgängen im gesamten Mittelmeerraum sind sehr komplex und sind noch nicht in allen Details erforscht. Der Name „Alpen“ kommt vom vorindogermanischen Wort „Alp“ für „hoher Berg“. Möglich ist auch das ligurisch-keltische Wort „Alpe“: „al“ = hoch, „pe“ = nährend, was „Bergweide“ bedeutet, oder das lateinische „alba“ für die Farbe „weiß“.

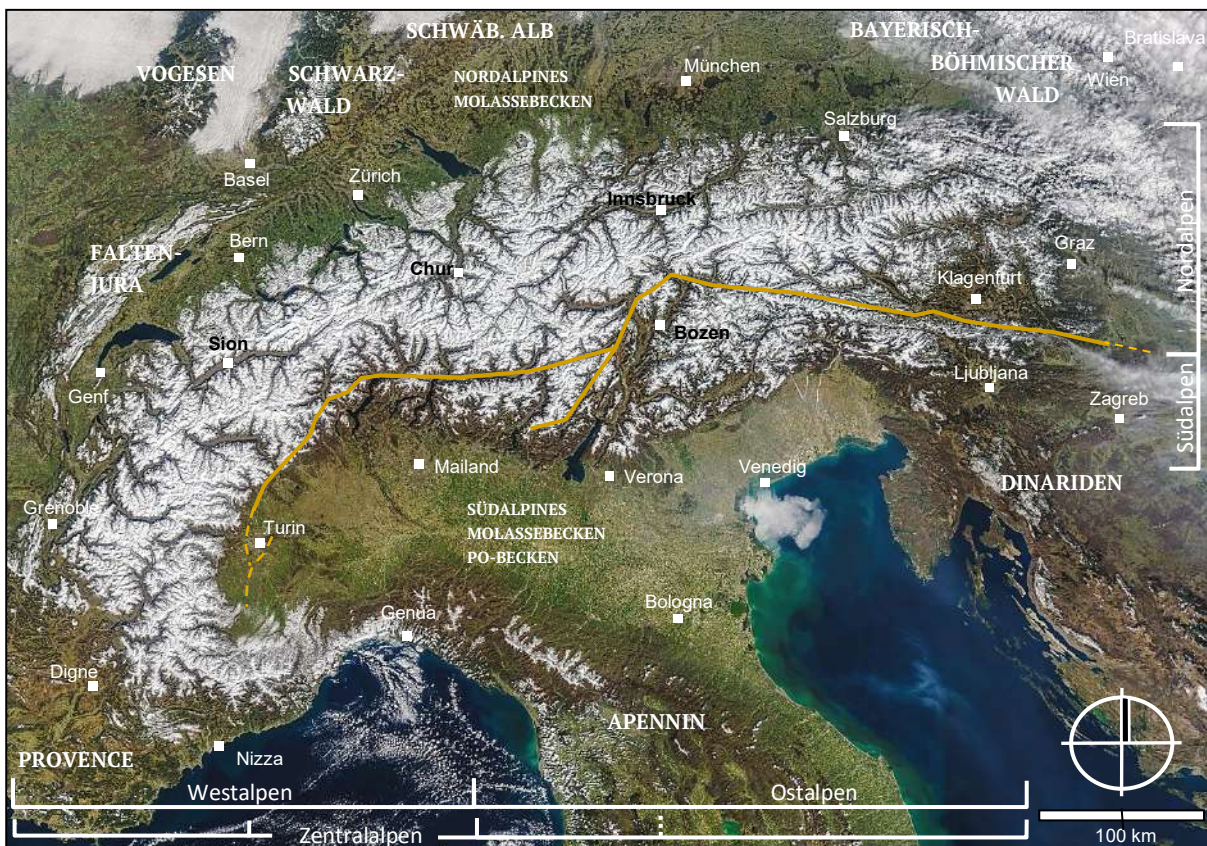


Abb. 6.1: Die Alpen aus dem Weltraum, Gliederung der Alpen.

In Deutschland und in Österreich werden die Alpen in die Westalpen und in die Ostalpen gegliedert, was auch im wissenschaftlichen und legislativen Kontext Akzeptanz findet. In Frankreich, Italien und in der Schweiz wird eine historisch-geographische Dreigliederung mit den "Zentralalpen" bevorzugt. Die orangefarbene Linie markiert das Periadriatische Bruchsystem, das nach erheblichen horizontalen und vertikalen (transpressiven) Bewegungen heute die große Europäische Lithosphärenplatte im Norden von der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte im Süden trennt. Es ist heute die Grenze zwischen den "Südalpen" mit den "südalpinen Gesteinen" und den "Nordalpen" mit den "ostalpinen, salassischen, penninischen, lepontischen und helvetischen Gesteinen" (Abb. 6.11). Bild ergänzt: Satellitenbild der NASA vom 19.03.2016, Visible Earth, Jeff Schmaltz.

Zusammenfassung

Die Alpen sind ein **Decken- (und Kollisions)gebirge** und gehören erdgeschichtlich zu den jüngsten und noch wachsenden Hochgebirgen. Sie erstrecken sich in einem asymmetrischen und großteils nord-, aber auch west- und in den Südalpen südvergenten Bogen von 1200 km Länge, 130 bis 250 km Breite und mit 191 000 km² Fläche vom Mittelmeer bei Nizza bis nach Graz und Wien. Seine Fortsetzung finden der alpine Gebirgszug unter den mächtigen und jungen Erosionsablagerungen der intramontanen Wiener Becken, Steirisches Becken und Pannonisches Becken nach Osten und nach Süden in den Karpaten und in den Dinariden entlang der Adria. Auch die Pyrenäen in Spanien und das Apenninen-Gebirge in Italien als ein an einer Subduktionszone aufgestauchter Akkretionskeil (Orogenkeil) sind im Zuge der Alpenbildung entstanden. Die Gipfelhöhen der Alpen liegen heute oft um 3000 m und sie sind in den Westalpen generell etwas höher als in den Ostalpen. 129 Berge sind höher als 4000 m und der höchste Gipfel ist mit 4810 mNN der Mont Blanc in den französisch-italienischen Westalpen. Die durchschnittliche Gipfelhöhe der Alpen liegt bei 2500 mNN, die mittlere Höhe liegt bei 1400 mNN und die des Festlandes der Erde liegt bei 840 mNN. Dieses geologisch sehr heterogene und am besten erforschte Hochgebirge der Erde ist während mesozoischen und der jüngsten kanozoischen Zeiträume durch einen mehrstufigen, sedimentären und kontinentalen Subduktions-Kollisions-Hebungszyklus in Verbindung mit komplexen plattentektonischen Vorgängen entstanden.

Sehr verkürzt zusammengefasst: Nach dem Aufbrechen des Superkontinents Pangäa vor 250 Ma kam es im Zuge der Kontinentbewegungen zwischen Afrika und Europa zu Dehnungen und Ausdünnungen der Erdkruste mit Vulkanismus. In der dabei weiter nach Westen wandernden Neotethys entstanden Mikroplatten mit Mikrokontinenten, auf denen sich flache und tiefe Meeresbecken gebildet haben. Bei einem tropischen bis subtropischen Klima kam es dort zur Ablagerung von mächtigen, überwiegend flachmarinen Sedimenten und in der Tiefsee auch von mächtigen untermeerischen Vulkaniten. Die anschließende plattentektonische Nordwanderung der beiden Mikroplatten Adria/Apulia ab 130 Ma und von Afrika ab 100 Ma gegen das relativ starre Südeuropa führte zu einer starken Kompression, Fragmentierung, Aufstapelung und Überschiebung der leichten ozeanischen und der kontinentalen Erdkruste sowie zu deren gleichzeitiger tiefer Versenkung in den geringviskosen und schwereren Erdmantel. Die dabei immer mächtiger werdende Erdkruste wurde weiter nach Norden geschoben und ab 50 - 40 Ma stieg diese durch isostatischen Auftrieb und unterstützt durch komplexe plattentektonische Vorgänge schneller auf, als die Erosion das sich bildende Gebirge abtragen konnte. So entstanden ab ca. 35 Ma die langgezogene Hochgebirgskette der Alpen.

Das initiale Ereignis, das letztlich zur Bildung der Alpen und der weiter im Osten verlaufenden Gebirgszüge Asiens geführt hat, war der Zerfall des Superkontinents Pangäa, beginnend vor 250 Ma. Die damit einhergehenden, divergenten Bewegungen der Erdkrustenplatten bis zu den heutigen Einzelkontinenten führten ab ca. 180 Ma im Zuge der Ostwärtsbewegung der abgetrennten afrikanischen und der eurasischen Großplatte zwischen Ur-Amerika und Ur-Afrika-Eurasia zur Bildung des Mittelatlantiks. Dabei kam es zwischen Eurasia und Afrika zunächst zu einer längeren **Extensionsphase** mit einer Dehnungs- und Bruchtektonik (Divergenz) und verbunden mit einer Ausdünnung, Absenkung und Schwächung der Erdkruste mit Brüchen und mit Vulkanismus. Es bildeten sich mehrere Mikroplatten, wie z.B. die Adriatisch-Apulische, die Ägäische- und die Anatolische Mikroplatte mit kontinentalen Flachmeeren, die durch tiefe und sich ozeanartig-magmatisch spreizende Becken getrennt waren. Nach dem derzeitigen Forschungsstand kann man in den Alpen **6 Ablagerungsräumen** (Domänen) und tektonolithologischen Einheiten unterscheiden (Abb. 6.11). Das sind am europäischen Südrand das flachmarine **Helvetikum**, nach Süden absinkend das **Lepontikum** und auf der südlich gelegenen Adriatisch-Apulischen Mikroplatte das **Ostalpin**, das **Südalpin** mit ausgedehnten und überwiegend kontinentalen Flachmeeren und als Spezialfall das inselartige **Salassikum**. Dazwischen lag das **Penninikum** mit zwei ozeanartigen und sich tektonisch verbreiternde Tiefseebecken, getrennt durch eine schmale und kontinental-flachmarine bis tiefere Schwelle. In den tropisch-warmen Flachmeeren wurden v.a. auf den großen Adriatisch-Apulischen Platten von der Perm-Zeit bis ins Frühe Neogen vor 260 – 20 Ma bei einer langsamen und zyklischen Absenkung überwiegend flachmarine Karbonatsedimente abgelagert. Weil die Absenkungsrate über die Jahrmillionen mit der Sedimentationsrate einigermaßen im Gleichgewicht war, beträgt die Mächtigkeit dieser Ablagerungen oft mehrere tausend Meter. Das waren biochemisch ausgefällte und teils auch in Dolomite umgewandelte mikrokristalline Kalke, bioklastische Kalke mit Schalenresten von Meerestieren, kalkige Riffkomplexe, Mergel, Evaporite aus Gips, Anhydrit und Salzen und randlich zum Festland auch terrigene Sande und Konglomerate. In den tieferen Übergangszonen und in den Tiefseebecken wurden Tiefseekalke, Mergel, Tone und kieselige Radiolarite sedimentiert. An den langgezogenen magmatisch-vulkanischen Riftzonen in den tiefen Meeren kam es durch die Plattenspreizungen zum Aufstieg von Gabbro-Magmen aus dem Erdmantel und zum untermeerischen Austritt von großen Mengen basaltischer Laven. Diese haben bei der späteren Gebirgsbildung zusammen mit den unterschiedlich mächtigen Tiefseesedimenten mächtige Ophiolith-Gesteinskomplexe gebildet. Dieser Magmatismus führte zu einer ständigen Verbreiterung und damit zum "ozeanartigen Charakter" dieser Meere (Seafloor-Spreading). So bildeten sich nacheinander die tieferen Randmeere des westlichen Neotethys-Ozeans, wie z.B. der Meliata-Hallstatt-Ozean und der bis zu 3000 km breite Vardar-Ozean im Osten. Mit der fortschreitenden Atlantiköffnung im Zuge der weiteren Ostwanderung der afrikanischen Platte an Eurasia vorbei haben sich ab 160 Ma zwischen Europa und Adria/ Apulia nacheinander die langgezogenen und tiefmarinen Ablagerungsräume des zweigeteilten Penninischen Ozeanbeckens (Valais und Piemont, "Alpine Tethys") mit der flachmarin-terrestrischen und später tiefer absinkenden Briançonnais-Schwelle dazwischen gebildet. Der Penninische Ozeanraum hat sich bis vor ca. 120 Ma auf über 700 km Breite, über 1000 km Länge und bis über 4000 m Tiefe vergrößert und es wurden dort mächtige und für die Alpenbildung bedeutende magmatisch-vulkanische und sedimentäre Gesteinsmassen (Ophiolithe, Bündnerschiefer etc.) abgelagert (Abb. 6.1-1, 6.9, 6.9-1). Aus diesen flach- und tiefmarinen Sediment- und Magmagesteinen haben sich nach deren tektonischem Zusammenschub (Kompression, Versenkung, oft metamorpher Umwandlung und nach deren teilweisem Wiederaufstieg die Alpen gebildet.

Ab 130 Ma wechselte die **Extensionsphase** durch die beginnende Nordwanderung von Adria/Apulia und ab 100 Ma auch durch die Norddrehung und Nordwanderung von Afrika im Zuge der Öffnung des Südatlantiks in eine **Kompressionsphase** (Konvergenz). Die Mikroplatten mit den kontinentalen Schelfbereichen und mit den schmalen Ozeanböden wurden nun in zwei Stufen, in der Kretazischen (eoalpinen) und in der Känozoischen Orogenese (Orogenese = "Berg erzeugen"), nach Norden und nach Nordwesten in Richtung Europa zusammengeschoben. Dabei wurden die tiefen penninischen Ozeanböden bei einer **Ozean-Kontinent Kollision** an einer langen südostgerichteten Subduktionszone entlang dem Nordwestrand der verstärkt gegen Europa schiebenden Adriatisch-Apulische Platte tief in den Erdmantel versenkt (subduziert). In den dabei entstandenen Tiefseegräben kam es ab 130 Ma zu mächtigen Ablagerungen von untermeerisch abgerutschten und marin-klastischen Flyschsedimenten und es wurden erhebliche Teile des basaltisch-sedimentären Meeresbodens als Akkretionskeile (Anwachskeile) untermeerisch abgeschabt, tiefer versenkt, oft metamorph umgewandelt, abgeschert, als Decken übereinander geschoben und später wieder gehoben. Das Alpengebirge besteht heute großteils aus ehemaligem, versenktem und zusammengeschobenem, flachem und tiefem Meeresboden und gleicht einem Eisberg. Ein großer Teil liegt noch in der Tiefe, nur ein kleiner und verwitterter Teil schaut an der Oberfläche heraus und ein erheblicher Teil wurde schon abgetragen, wie z.B. im Lepontin in der Schweiz über 20 km. Mit der plattentektonischen Rotation und Bewegung der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte von Osten nach Norden ab ca. 140 Ma kam es auch zu deren endgültiger Abspaltung von Nordafrika und es kam durch Erdkrustenverkürzung bei der **Kretazischen Orogenese** vor 100 – 80 Ma zu ersten Faltungen und Decken-Überschiebungen der zu Gesteinen verfestigten Sedimente des Ostalpins. Dabei wurden Teile des ostalpinen Deckenstapels mit den Nördlichen Kalkalpen im Laufe viel Millionen Jahre 100 – 200 km von südlich des Taurenfensters ausgehend, weit nach Norden auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben. In der Paläogen- und Neogen-Zeit begann mit der Schließung der penninischen Ozeanbecken vor ca. 60 Ma bzw. 45 Ma die **Känozoische Orogenese**, welche die gesamten Alpen erfasste. Dabei ging die Plattensubduktion in die direkte **Kontinent-Kontinent Kollision** von Adria/Apulia mit Europa über. Die schon subduzierten Ozeanböden wurden weiter zusammengestaucht, abgeschert, zerlegt und in Decken unterschiedlicher Größe gestapelt. Die dabei stattfindende plastische Verformung der Gesteine hat in 10 bis knapp 100 km Tiefe bei 200 – 900 °C sehr langsam stattgefunden, bei schnelleren Bewegungen bricht das Gestein der oberen Erdkruste (Abb. 6.78). Durch diese weitreichende horizontale Einengung, vertikale Subduktion und Aufstapelung hat sich die Mächtigkeit der alpinen Erdkruste am südeuropäischen Kontinentalrand bis auf etwa 70 km verdoppelt und mit dem ebenfalls zunehmenden Gewicht wurde diese tiefer in den Erdmantel aus schwereren und plastischen Gesteinen gepresst. Durch den dann

einsetzenden isostatischen Auftrieb des spezifisch leichteren Krustenmaterials wechselte die Versenkung in eine langsame und nach dem Aufstieg aus dem Meer die Erosion überkompensierende Hebung und es kam zur Bildung von ersten gebirgigen Inselketten. Am Höhepunkt der Kompressions- und **Hebungsphase vor 35 - 15 Ma gerieten Teile des südeuropäischen Kontinentalrandes mit in die Subduktionszone und wurden ein Stück** unter die Adriatische Platte gezogen. Etwas später wurden in den Ostalpen auch Teile der adriatisch-apulischen Platte unter Südeuropa gezogen. Die 35 - 40 km dicke und stabile europäische Kontinentalkruste ist wegen ihres geringen Gewichts und dem daraus resultierenden Auftrieb aber kaum subduzierbar und so kam es zu einer Verkeilung von Adria/Apulia mit dem südeuropäischen Kontinent und ab 35 Ma zu Abrissen des über 150 km tief in die Asthenosphäre subduzierten europäischen und auch des adriatischen Lithosphärensporns an mehreren Stellen. Diese Plattenabriss hatten tiefgreifende Auswirkungen auf die Gebirgsbildung und führten durch die Gewichtsentlastung und durch weitere physikalische Effekte zu einer Zunahme des Auftriebs mit einer schnellen und schubweisen Heraushebung und zu weiteren Überschiebungen der alpinen Erdkruste aus dem Erdmantel. Es entstand das tektonisch bivergente (strukturell nord- und südgerichtete) Alpengebirge mit seinen angehobenen europäischen Kristallinkernen. In der Spätphase der Gebirgsbildung vor 25 – 5 Ma kam es zu weiträumigen und zyklischen Hebungen mit der Bildung von gebirgigen Festländer und schließlich zum breiten Aufstieg der jungen Alpen aus dem Tethys-Ozean. Vor 10 Ma endet die Deckenstapelung in den Alpen und die forcierte Abtragung des Gebirges hat die Hebung noch verstärkt und die Abtragung weiter überkompensiert. Dabei wurden auch Teile der tief versenkten, überschobenen und gestapelten gabbroid-basaltisch-sedimentären Ozeanböden gehoben und bilden heute als fragmentierte Ophiolithkomplexe und Suturzonen v.a. in den West- und in den Zentralalpen viele Gebirgsformationen. Ab 35 Ma ging die Sedimentation des Abtragungsschutts in den alpenparallel schmalen und tiefe Flyschbecken in die breite und flachere Molassesedimentation in den Vorländern der Alpen über. In den zentralen Gebieten der Alpen treten wegen der dort stärkeren Hebungen heute die 600 – 250 Ma alte Gneise, Migmatite und Graniten des tieferen und viel älteren Untergrunds als Kristallinkerne (Grundgebirge) zutage, z.B. das Argentera-, Belledonne-, Pelvoux-, Mont Blanc-, Aiguilles Rouges-, Aar-, das Tauern-Massiv und die Gotthard-Decke. Diese wurden vor und während der vor 400 - 250 Ma stattfindenden variszischen Gebirgsbildung metamorphosiert, wurden mit Granitintrusionen durchschmolzen und wurden großteils nochmal alpin-metamorph überprägt und etwas verschoben.

Die zunächst hügeligen und in den Ostalpen vielleicht nur 1000 m hohen Ur-Alpen wurden erst ab ca. 32 Ma durch Auftrieb in Verbindung mit den Abrissen der Lithosphärenplatten schubweise zu einem Hochgebirge. Die Alpen haben ihre größte Höhe wahrscheinlich heute und heben sich mit netto 0,1 - 1 mm/a langsam weiter. Beim Zusammenschub der Kontinentalplatten nach Norden und mit der Bildung des Alpenbogens auch nach Westen wurden die Gesteine der flach- und tiefmarinen Ablagerungsräume (Sedimente und untermeerische Vulkanite) durch Faltungen, aber v.a. durch die Bildung, Überschiebung und Stapelung der großen tektonischen Gesteinsdecken im tieferen Untergrund von ca. 1000 km Breite bis heute auf ein nur noch 150 – 250 km breites Hochgebirge zusammengeschoben. So hätte z.B. der Abstand der Städte Zürich und Mailand früher fast 1000 km betragen und beträgt heute nur noch 220 km. Durch ein kollapsartiges Ausweichen der zusammengepressten und in der Tiefe relativ weichen Gesteine wurden die Alpen dabei in ihrer Ost-West-Länge um 300 km auf 1200 km gedehnt. In den vergangenen 2,6 Mio. Jahren wurden das Gebirge dann durch die Erosion der zyklischen Vergletscherung im pleistozänen Eiszeitalter und durch die verstärkte Frostverwitterung morphologisch schroffer geformt und die V-förmigen Kerbtäler wurden in U-förmige Trogtäler übertieft. Auch heute noch bewegen sich die Adriatisch-Apulische Mikroplatte und die Afrikanische Platte im Alpenraum und im Mittelmeer mit einigen Millimetern pro Jahr horizontal gegen die Eurasische Platte und die Afrikanische Platte tauch unter die Europäische Platte ab (Abb. 6.54-1). Dabei kommt es im italienischen Friaul und von Italien und über Griechenland bis in die Türkei, in den Iran und im Himalaya immer wieder zu stärkeren und auch zerstörenden Erdbeben und im Mittelmeerraum zu Vulkanismus. Die Alpen sind großteils durch isostatische Auftriebskräfte der leichten und aufgestapelten Erdkruste aus dem schwereren Erdmantel zu einem Hochgebirge aufgestiegen und werden seit 2,6 Ma auch durch die eiszeitlichen Gletscher und durch die Frostverwitterung schroffer erodiert. Die Kollision von Adria/Apulia und von Nordafrika mit Eurasia hat zur Gebirgsbildung der Apenninen, der Dinariden und der Alpen geführt und hat darüber hinaus auch die Bildung der Gebirge von Atlas und Rif in Nordafrika, der Betiden und der Pyrenäen in Spanien, sowie der Karpaten, Rhodopen, Heleniden, Taurus, Pontiden, Zagros und Elbrus verursacht. Der insgesamt 25 000 km lange Gebirgsgürtel von Eurasia über den Hindukusch, Pamir, Karakorum und Himalaya bis nach Indochina und nach Malaysia gehört, ebenso wie die Hebungen der nord- und südamerikanischen Kordilleren, in den Zeitraum zwischen der Kreide- und der Neogen-Zeit vor 100 - 5 Ma mit der "Alpinen Orogenese" (Abb.6.60).

Für die Einstufung des Alters der Alpen gibt es mehrere Möglichkeiten. Oft wird ein Alter von 100 Ma genannt, als Afrika von seiner ursprünglichen Ostbewegung nach Norden gegen Eurasien rotierte und die eigentliche Orogenese der Alpen mit der Ozean-Kontinent-Kollision und der darauffolgenden Kontinent-Kontinent-Kollision begann. Mehr dazu im Text in Kapitel 6.5. Die oberflächennahe Geologie und Tektonik in den Alpen und der darunterliegenden Bereiche bis in wenige Kilometer Tiefe wurden in den vergangenen 300 Jahren gut erforscht und dargestellt. Mit der Anerkennung und Erforschung der Plattentektonik auf der Erdoberfläche in den 1960er Jahren kamen bedeutende neue Erkenntnisse über die Ursachen und Abläufe von Gebirgsbildungen hinzu. Tiefreichende seismische Untersuchungen bis in den oberen und unteren Erdmantel sowie geochemisch-physikalische Untersuchungen zur Gesteinszusammensetzung, zur Mineralumwandlung und zum genauen Gesteins-, Mineral- und Metamorphosealter führten in den vergangenen Jahrzehnten zu unserem heutigen Bild der Geologie und Tektonik der Alpen (Kapitel 6.6). Die geologische Erforschung der Alpen und anderer Gebirge ist jedoch noch nicht abgeschlossen und viele Fragen werden kontrovers diskutiert.

Die Alpenbildung ist das bisher letzte Glied von mehreren Phasen des Werdens und Vergehens von Gebirgen auf der Erde im Präkambrium, Paläozoikum, Mesozoikum und im Känozoikum, die zur Formung des heutigen Europas geführt haben. Europa wurde seit 1200 Ma Zug um Zug durch die Kollision verschiedener Erdkrustenteile mit Gebirgsbildungen "zusammengebaut" (geotektonische Konsolidationsbereiche). Die ältesten Spuren einer Gebirgsbildung in Europa gehören zur nordamerikanischen Grenville Orogenese vor 1200 – 900 Ma mit der Entstehung des Superkontinents Rodinia. Von Europa existierte damals nur der Ur-Kontinent Baltica (Skandinavien, Russland) (Abb. 6.7 - 6.9). Vor 450 – 420 Ma entstanden bei der Kaledonischen Orogenese Teile von England, Norddeutschland und Polen (Paläo-Europa). Vor 380 – 300 Ma vergrößerte sich Europa durch das Andocken von großen Teilen Spaniens, Frankreichs und Osteuropas. Dabei entstand der Superkontinent Pangäa mit dem Variszischen Gebirge (Meso-Europa). Mit der alpinen Gebirgsbildung vor 100 – 5 Ma wurden das heutige Italien, der Balkan, Griechenland und die Türkei an Südeuropa angelagert (Neo-Europa) und seit dieser Zeit wurden die Gesteine der Alpen geknetet, zerbrochen, überschoben, gehoben und abgetragen (Abb. 6.5-2).

Begriffsklärung

Bei der Alpenbildung spielt die flachmeerische **"Adriatisch-Apulische Mikro-Lithosphärenplatte"**, **"Adria/Apulia"**, oft kurz **"Adria"** genannt, eine zentrale Rolle. Der Nordteil (Adria) grenzte mit dem ostalpinen Ablagerungsraum am Beginn der Trias-Zeit an den Südrand der Europäischen Platte. Der Südteil (Apulia) grenzte mit dem südalpinen Ablagerungsraum und mit weiter östlich gelegenen Ablagerungsräumen als Bruchstück an den Nordrand der Afrikanischen Platte. Dazwischen lag in der sich langsam ausdehnenden westlichen Bucht der Neotethys der kleine Meliata-Hallstatt-Ozean. Ab der Späten Trias-Zeit vor 200 Ma löste sich Apulia von Afrika und driftete als Mikroplatte langsam nach Osten. Wenig später löste sich Adria unter der Bildung des Oberpenninischen Ozeans vom südeuropäischen Rand ab. Ab der Jura-Zeit vor 160 Ma kamen beide Plattenteile mit der Schließung des Meliata-Ozeans zusammen und drifteten nach Norden gegen Europa. Bei diesen Mikroplatten handelte es sich um flache und randlich auch tiefer überflutete Teile kontinentaler Erdkruste mit kleinen Inseln, die an ihren Rändern in tiefere und ozeanartige Meeresbecken übergingen. In den tropisch-warmen Flach- und Gezeitenmeeren wurden dort bei einer zyklischen Subsidenz mächtige und überwiegend marin-biogene Sedimente aus Kalkschlämmen, karbonatischen Schalenresten von Meerestieren, Riffkalken, Dolomiten, Tonen, Mergel, randlich auch klastische Sedimente und in Becken stellenweise sulfatisch-salinare Eindampfungssedimente abgelagert. Die zwischen den flachen Mikroplatte liegenden kleinen Tiefseebecken des Tethys-Ozeans haben bei weiten nicht die Größe z.B. des heutigen Indischen Ozeans, werden aber als **"Alpine Ozeane"** bezeichnet, weil es dort durch die tektonische Spreizung der Meeresböden zur Bildung einer "ozeanartigen Erdkruste" aus Gabbros, Serpentiniten und aus untermeerisch ausgeflossenen Basalten gekommen ist (Riftbildung, Seafloor-Spreading). Dort kann es auch zur Ablagerung von mächtigen Ton-Kalkschiefern (Bündnerschiefer), die mit dem Beginn der Subduktion und des Zusammenschubs in langgezogene Tiefseegräben mit Flysch-Ablagerungen übergegangen sind. Die komplexe Tektonik, die Bewegungen und die Anzahl der Mikroplatten mit Bruchschollen und mit kleinen Ozeanteilen zwischen Afrika und Eurasia sind noch in der Erforschung (Abb. 6.9-1).

In manchen Publikationen und in touristischen Informationen ist zu lesen, dass bei der Alpenbildung Teile von Nordafrika über den Rand von Südeuropa geschoben wurden, z.B. das **Matterhorn** bei Zermatt. Das ist "etwas weit hergeholt". Der fragliche Bereich ist die Adriatisch-Apulische Mikroplatte mit dem von ihrem Nordwestrand abgelösten Cervinia-Terrane des salassischen Ablagerungsraumes. Diese Mikroplatte hat sich vor ca. 140 Ma von Nordafrika gelöst und ist, wie oben beschrieben wurde, mit einer eigenständigen Entwicklung zunächst nach Osten und dann nach Norden gegen Südeuropa gewandert. Bei der Plattensubduktion nach Südosten wurde das kleine Cervinia-Terrane wieder an Adria/Apulia angelockt, in die Tiefe des Erdmantels gezogen und metamorph stark überprägt. Beim Zusammenschub und bei der Heraushebung der Alpen sind die heute als **Salassikum** bezeichneten Kristallingesteine Cervinias, von der heute steilgestellten Sesia-Zone im Süden ausgehend, wieder an die Oberfläche gekommen. Sie wurden in der Ostschweiz als Margna- und Sella-Decke und im Wallis und Piemont als Mt. Mary- und Dt. Blanche-Decke über die penninischen Gesteine horizontal nach Norden auf Südeuropa geschoben und wurden bis heute klippenartig erodiert. Dabei wurden das Matterhorn und die anderen Berggipfel während der Kaltzeiten durch die verstärkte Erosion der Gletscher und der Frostverwitterung als Karlinge pyramidenartig herauspräpariert. Afrika ist zunächst weiter nach Osten und ab 100 Ma ebenfalls nach Norden gewandert und hat dann die adriatisch-apulische Nordwanderung beschleunigt. Viele Alpengeologen betrachten Adria/Apulia mit dem Salassikum als eigenständige Mikroplatte zwischen Afrika und Europa (Abb. 6.1-1, 6.9-3, 6.15, 6.54-1).

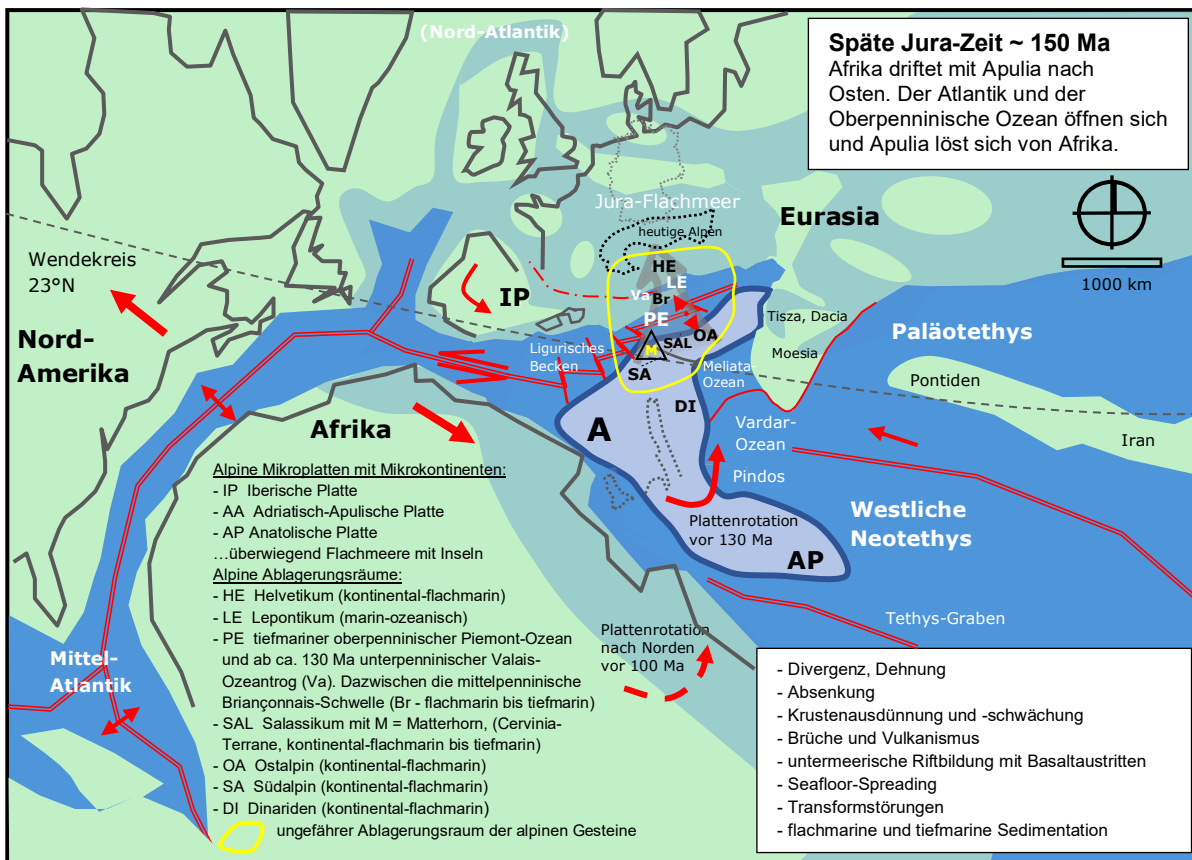


Abb. 6.1-1: Paläogeographische Karte mit den Ablagerungsräumen der alpinen Gebirgsbildung zur Jura-Zeit vor ~ 150 Ma.

Die Karte zeigt die sich vom zerfallenden Superkontinent Pangäa ablösenden afrikanische Lithosphärenplatte (Gondwana) und ihr Driften nach Osten. Zwischen Eurasia und Afrika kommt es zu einer Erdkrustendehnung, Krustenausdünnung, Krustenschwächung und zu Absenkungen mit Vulkanismus. Der Neotethys-Ozean dringt weiter nach Westen zum sich bildenden Mittel(Proto)Atlantik vor und es entstehen verschiedene kontinentale und ozeanische Mikroplatten, wie z.B. die Adriatisch-Apulische Platte und kleine Ozeane, wie z.B. die Penninischen Ozeane. Dort wurden unterschiedlich mächtige, flach- und tiefmarine Sedimente und, von den mittelozeanischen Riftbildungen ausgehend, mächtige gabbroid-basaltische Ozeanböden abgelagert. Durch die Konvergenz zwischen Afrika und Europa ab der Kreide-Zeit kam es zum Zusammenschub, zur Subduktion, zur Metamorphose und zur Stapelung vieler alpinen Sedimente und Vulkanite in der Tiefe. Diese verfestigten und dann weit nach Norden und Nordwesten überschoben und z.T. wieder gehobenen Gesteine bauen heute die Alpen auf. Details siehe Abb. 6.10, 6.15, 6.15-1.

Zusammenfassung der Vorgänge bei der Bildung der Alpen und vergleichbarer Gebirge.

Bei der Entstehung der Alpen und allgemein bei Plattenbewegungen kam und kommt es zu horizontalen und vertikalen, zu divergierenden (Extension) und konvergierenden (Kompression), zu transversalen (scherenden) und zu transpressiven (Scherung mit gleichzeitigem Druck) Bewegungen der kontinentalen und der ozeanischen Lithosphärenplatten. Das führte zu Ozeanbildungen, zu tiefen Subduktionen, zu Faltungen und zu großen Überschiebungen mit einer Aufstapelung der in den flachen und tiefen Meeren abgelagerten Sediment- und Magmageseine. Die Alpen bilden ein doppelt vergertes Orogen mit einem altkristallinen Kern und bestehen zu einem großen Teil aus zusammengeschobenem Meeresboden. Wie bei einem Eisberg ist nur ein kleiner Teil an der Oberfläche sichtbar, ein Teil wurde schon abgetragen und ein großer Teil befindet sich noch im Untergrund.

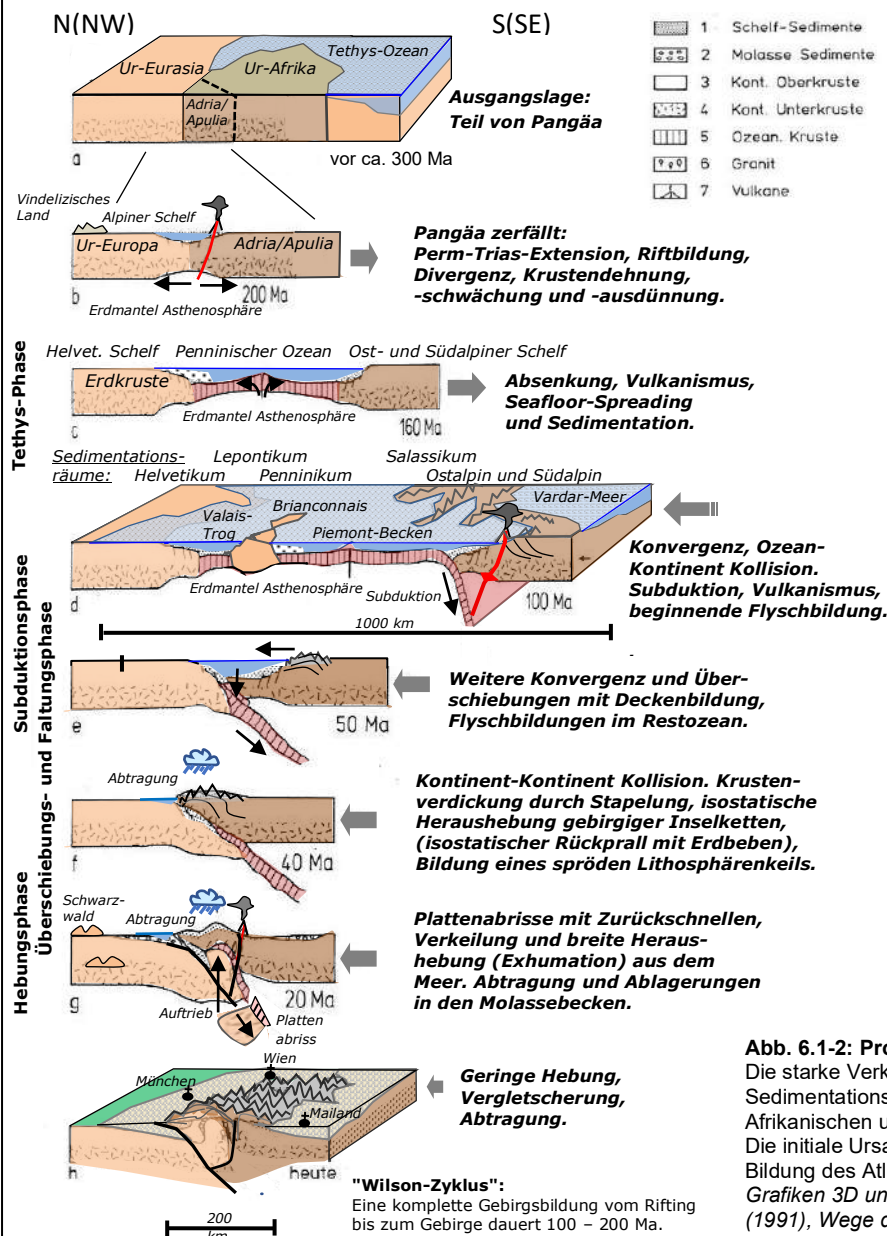
1) Divergenz, Rifting, Spreading und Drifting. Extension in der Perm-, Trias- und Jura-Zeit: Weitreichende plattentektonische Bewegungen im Zuge des Zerfalls von Pangäa mit der Öffnung des Mittelatlantiks. Ostwanderung von Afrika und dadurch in der Westethys zwischen Afrika und Eurasia Krustendehnung (Divergenz), Krustenausdünnung und -schwächung mit Brüchen, mit Vulkanismus und mit Grabenbildungen. Bildung von Mikrokontinenten und kleinen Becken mit ozeanartigem Rift-Vulkanismus. Ablagerung von mehr oder weniger mächtigen Tiefseesedimenten und großflächige Bildung von mächtigem und neuem Meeresboden aus Basalt, Gabbro und Serpentin an den untermeerischen Riftzonen (Seafloor-Spreading mit ozeanischer Kruste). Mächtige chemisch-biogene und stellenweise klastische Sedimentation in den flachen Schelfmeeren auf den Mikrokontinenten.

2) Ozean-Kontinent Kollision. Konvergenz und Subduktion in der Kreide- und Paläogen-Zeit: Seit ca. 130 Ma Krustenverkürzung (Konvergenz) in den Meeren zwischen Adria, Afrika und Eurasia. Versenkung der schweren Ozeanböden an Subduktionszonen in den Erdmantel mit untermeerischer Abschürfung der Sedimente und Vulkanite an Akkretionskeilen. Versenkung, Kompression und Überschiebung mit Hochdruck-Metamorphose und Vulkanismus. Ab 130 Ma durch weitere Konvergenz und Nordwanderung von Afrika, Bildung von tiefen Flyschbecken und -rinnen mit klastischer Sedimentation der Erosionsprodukte der aus dem Meer aufsteigenden Inseln und Festländer. "Eoalpine Orogenese" der Ostalpen.

3) Kontinent-Kontinent Kollision in der Paläogen- und Neogen-Zeit: Nach der Subduktion der schweren Ozeanböden, Kollision der steifen, weniger dichten, damit leichten und daher kaum subduzierbaren europäischen mit der adriatischen Kontinentalplatte. Verkeilung der Platten und tiefes Einsinken in den relativ weichen europäischen Erdmantel. Weitere Kompression und Stapelung der harten sedimentären und der vulkanischen Gesteine und der (auch älteren) Metamorphite. Dabei Erdkrustenverdickung auf über 60 km. Orogenese der gesamten Alpen.

4) Hebung und Abtragung von der Späten Paläogen-Zeit bis heute: Weiterer Schub nach Norden und Nordwesten mit Hebung (Obduktion) der Sedimentgesteine und von Teilen der subduzierten Ozeanböden durch isostatischen Aufstieg der leichteren Erdkruste bei der Gebirgsbildung. Weitere Faltung, Stauchung, Überschiebung und Aufstapelung der Gesteine mit der Bildung von Ophiolithen aus den vulkanischen Tiefseeböden. Ab 33 Ma unter den Ost-, Zentral- und Westalpen bis heute mehrere Abrisse der tief versenkten Lithosphärenplatten und durch die Entlastung verstärkte isostatische Hebung der mächtigen und leichten Erdkruste aus dem schwereren Erdmantel. Aufstieg aus dem Meer zum Hochgebirge. Dadurch zunehmende Verwitterung, Abtragung und Ablagerung der Schuttmassen in den tiefen und schmaler werdenden Flyschrinnen und ab 35 Ma übergend in die breiter und flacher werdenden Molassebecken in den Vorländern des Gebirges (Kap. 6.7). Die stärkere Verwitterung und Abtragung des wachsenden Gebirges beschleunigte den isostatischen Aufstieg.

5) Morphologische Formung in den Kalt- und Warmzeiten während der Quartär-Zeit: Tiefgreifende morphologische Umgestaltung des Alpengebirges durch mehrmalige und massive Vergletscherungen, Frostverwitterung, Lockerung und Abschürfung großer Gesteinsmassen. Verteilung der Gipfelregionen mit Karbildung, Vertiefung der Täler. V-Täler (Kerbtäler) werden in U-Täler (Trogtäler) erodiert. Nach den Gletscherrückschmelzungen verstärkte Abtragung mit großen Bergstürzen und mit mächtigen Schutt- und Schotterablagerungen in den Tälern und in den Gebirgsvorländern (Kap. 6.8).



Profilschnitte der Alpenbildung (Text: B. Lammerer 1991)

- a) Ausschnitt eines Krustensegmentes vom Pangäa-Ausgangszustand.
- b) Krustendehnung in der Triaszeit führt zu einer Einschnürung der Erdkruste. Der Erdmantel steigt an, die Oberfläche sinkt ab. Gräben bilden sich, an deren Randstörungen Vulkanite aufdringen.
- c) Afrika trennt sich von Eurasien, der Penninische Ozean reißt auf.
- d) Die Kontinentalplatten nähern sich wieder, der Penninische Ozean wird subduziert. Ein Tiefseegraben bildet sich, in den Trübestrome die charakteristischen Flyschsedimente der Nordalpen schütten. Erste Überschiebungen (z. B. die Gipfelüberschiebungen) und eine erste Hochtemperatur-Metamorphose (sogenannte „Schneeberger Kristallisation“) erfolgen.
- e) Durch die Kollision vor 50 Millionen Jahren ist der Penninische Ozean vollständig verschwunden. Ein Teil seiner Sedimente (Basalte und Ultrabasite) wird abgeschürft und als Penninische Decken nach Nordwesten verfrachtet.
- f) Die alten, hochmetamorphen Gesteine der Unterkruste der Adriatischen Platte (Altkristallin) schieben sich als ostalpine Decken mehr als 100 km weit über die Sedimente des Eurasischen Südrandes (Helvetikum) und die penninischen Decken. Diese werden durch das Gewicht der auflagernden Decken bis zu 30 km in die Tiefe gedrückt (z. B. Bereich der Zillertaler Alpen). Eine frühe Hochdruckmetamorphose tritt auf.
- g) Eine Erwärmung auf etwa 550° C folgt dem Druckanstieg im Verlauf von 20 Millionen Jahren. Die helvetischen Gesteine werden plastisch deformiert und nach oben gepresst.
- h) Die helvetischen Gesteine erreichen stellenweise wieder die Oberfläche (z. B. im Tauernfenster). An anderer Stelle, z. B. in den Ötztaler Alpen, ist noch die Basis der ostalpinen Decken erhalten. Als Massenausgleich für die starke Hebung in den Zentralalpen sinken die Vorländer ab. Das nördliche Alpenvorland und die Poebene füllen sich mit mächtigen Schuttmassen.
- i) Die Hebungstendenz wird noch mindestens 20 Millionen Jahre lang anhalten, bis die Krustenverdickung unter den Alpen wieder ausgeglichen ist. In Südtirol werden dann Gesteine an der Oberfläche sein, die heute noch 10 bis 30 km tief liegen. Erst südlich von Trient wird die Hebung schnell abklingen.

Abb. 6.1-2: Profilschnitte und Blockbilder zur Entstehung der Alpen. Die starke Verkürzung der ursprünglichen an die 1000 km breiten alpinen Sedimentationsräume auf etwa 150 - 270 km durch den Schub der Afrikanischen und der Apulisch-Adriatischen Platte ist deutlich erkennbar. Die initiale Ursache der Alpenbildung ist der Zerfall von Pangäa mit der Bildung des Atlantiks durch die Ostwanderung von Afrika. Grafiken 3D und farbig umgezeichnet und ergänzt aus: B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

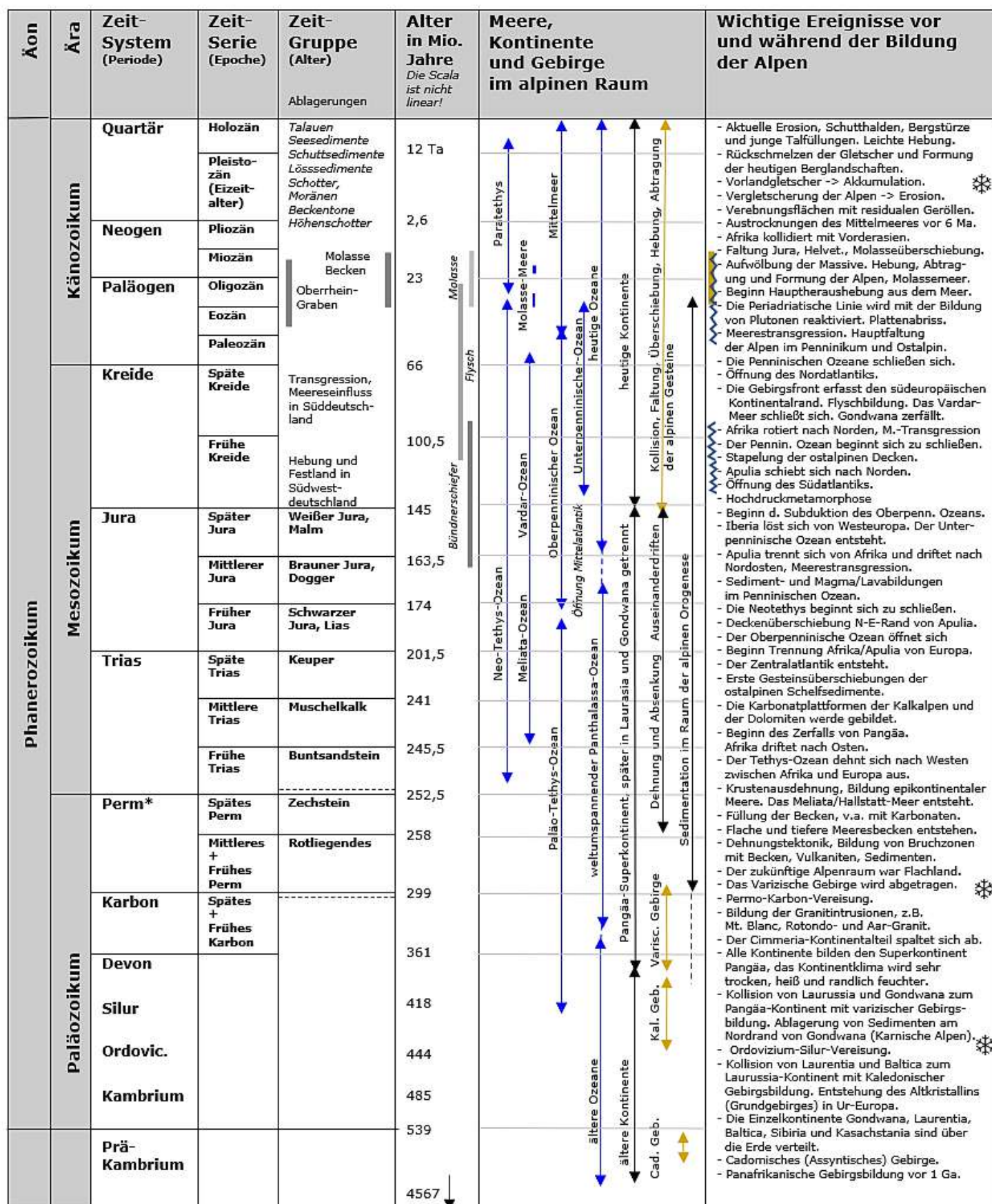


Abb. 6.2: Zeittafel der Alpenbildung.

Die Tafel, die man am besten von unten nach oben liest, zeigt die zeitlichen Abläufe der wichtigsten Vorgänge im Zusammenhang mit den Kontinentalverschiebungen, den Meeresbildungen, den Sedimentablagerungen und den Gebirgsbildungen im heutigen alpinen Raum.

Zeitangaben gerundet nach STDK 2022.



Wichtige Überschiebungsphasen in den Alpen.

Füllung der Molassebecken am Nord- und Südrand der Alpen. Überfahren und Faltung eines Teils des nördlichen Molassebeckens durch die helvetischen Decken.

*Perm: Die lithostratigraphischen Gruppen Zechstein und Rotliegendes sind diachron, d.h. sie reichen sowohl ins ältere Karbon als auch in die jüngere Trias.

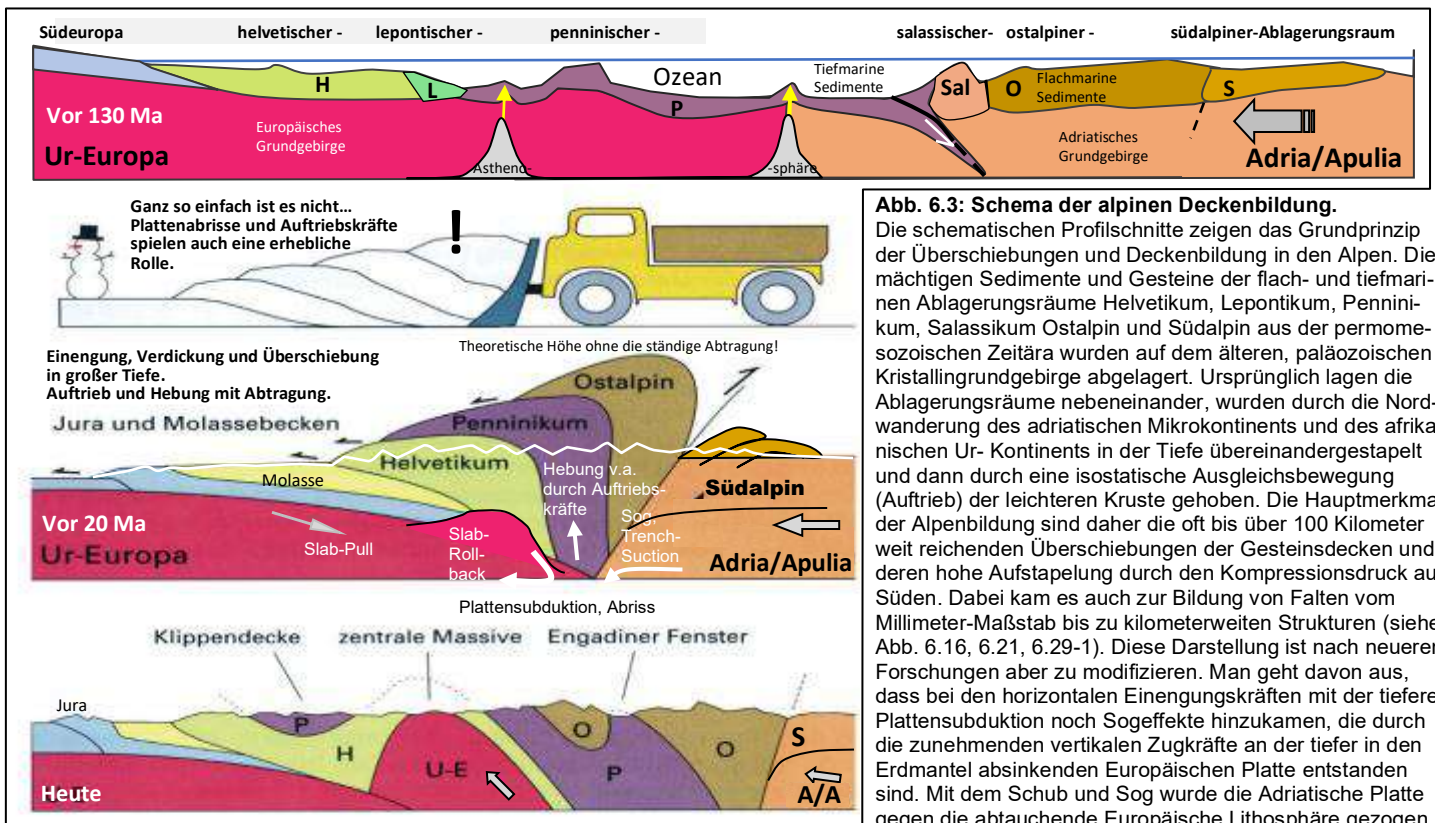


Abb. 6.3: Schema der alpinen Deckenbildung.

Die schematischen Profilschnitte zeigen das Grundprinzip der Überschiebungen und Deckenbildung in den Alpen. Die mächtigen Sedimente und Gesteine der flach- und tiefmari- nen Ablagerungsräume Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum Ostalpin und Südalpin aus der permome- sozoischen Zeitära wurden auf dem älteren, paläozoischen Kristallingrundgebirge abgelagert. Ursprünglich lagen die Ablagerungsräume nebeneinander, wurden durch die Nord- wanderung des adriatischen Mikrokontinents und des afrika- nischen Ur- Kontinents in der Tiefe übereinandergestapelt und dann durch eine isostatische Ausgleichsbewegung (Auftrieb) der leichteren Kruste gehoben. Die Hauptmerkmale der Alpenbildung sind daher die oft bis über 100 Kilometer weit reichenden Überschiebungen der Gesteinsdecken und deren hohe Aufstapelung durch den Kompressionsdruck aus Süden. Dabei kam es auch zur Bildung von Falten vom Millimeter-Maßstab bis zu kilometerweiten Strukturen (siehe Abb. 6.16, 6.21, 6.29-1). Diese Darstellung ist nach neueren Forschungen aber zu modifizieren. Man geht davon aus, dass bei den horizontalen Einengungskräften mit der tieferen Plattensubduktion noch Sogeffekte hinzukamen, die durch die zunehmenden vertikalen Zugkräfte an der tieferen in den Erdmantel absinkenden Europäischen Platte entstanden sind. Mit dem Schub und Sog wurde die Adriatische Platte gegen die abtauchende Europäische Lithosphäre gezogen.

Die Deckenbildung und der spätere Aufstieg zum Gebirge wurden damit beschleunigt ("Trench Suction, Slab-Rollback"). Unterstützt wurden diese Kräfte durch Abrisse der Lithosphärenplatten, z.B. in den Zentralalpen vor 32 - 20 Ma, die zu einem langsamen Zurückschnellen der in die Tiefe gezogene Erdkruste und damit zu einem schnelleren Gebirgsaufstieg in Verbindung mit der verstärkten Erosion geführt haben (Abb. 6.6, 6.54-1). Dabei kam es zu einer Abscherung und Überschiebung der europäischen Oberkruste von der Unterkruste (Delamination) und zur Zerschneidungen des Grundgebirges (Aar-, Mt. Blanc Massiv, siehe Abb. 2, 6.51ff). Slab-Pull, Slab-Rollback, Sog- und Auftriebskräfte werden als Hauptfaktoren für die Gebirgsbildung der Alpen diskutiert. Grafik mit oberem Bild ergänzt aus: F. auf der Maur, P. Jordan (2002): *Geotope. Fenster in die Urzeit*. Ott, Thun.

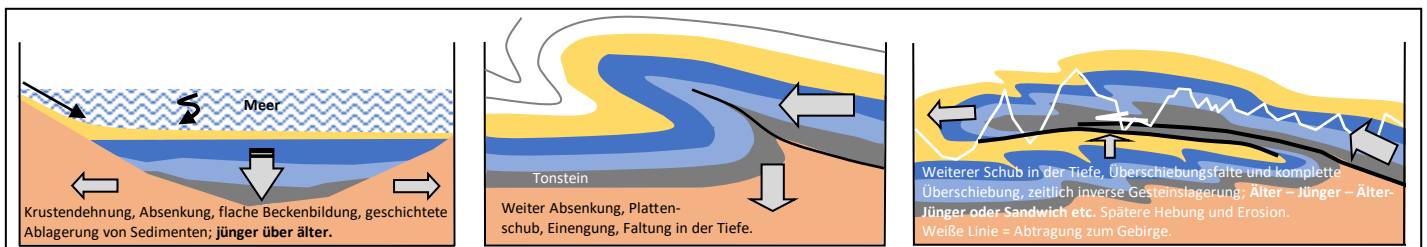


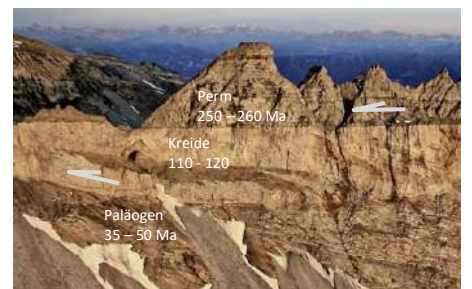
Abb. 6.4: Schema der Entwicklung von Gesteinsfalten und Überschiebungsdecken (Abb. 6.24-2).

Die Darstellungen zeigen einen Querschnitt durch die Lagerung von sedimentierten Gesteinsschichten.

Oben links: Weitgehend horizontale Ablagerung von unterschiedlichen Sedimenten in einem flachen, sich verbreiternden und zyklisch absinkenden Meeresbecken mit einem weitgehenden Gleichgewicht von Absenkung und Sedimentation. **Jüngere Sedimente liegen über den Älteren**, Superpositionstheorie von Nicolaus Steno.

Mitte: Tiefere Versenkung, Entwässerung, Lithifizierung, Erwärmung und plastische Faltung oft untermeerisch und innerhalb der Oberen Erdkruste durch den einseitigen Schub (Spannung) einer Lithosphärenplatte. Liegende Faltung (Antiklinale) und Beginn der Überschiebung.

Rechts: Weiterer gerichteter Schub und Druck mit Bildung einer Faltendecke und Überschiebungsdecke. Oft metamorphe Gesteinsumwandlung in der Tiefe. Leicht verformbare Gesteine mit geringer Scherfestigkeit, wie z.B. Ton-, Mergel- und Sulfat/Salinargesteine, begünstigen als "Schmiermittel" die Deckenbildung (Deckentrenner). Inverse Lagerung der Schichten. **Ältere Gesteine liegen über Jüngeren**. Überschiebungen sind nicht unbedingt, aber oft an eine vorangegangene Faltenbildung gebunden. In den Alpen kam es zu Überschiebungsbeträgen von 20, 50 und mehr als 100 Kilometern.



Unten links: Horizontale Schichtung der Sedimentgesteine des Oberen Muschelkalks in der Wutachschlucht im Südschwarzwald.

Mitte: Liegende Falten der Doldenhorndecke (Unterhelvetikum) aus Kalksteinen der Kreide-Zeit im Gasteretal, Kanton Bern, Schweiz.

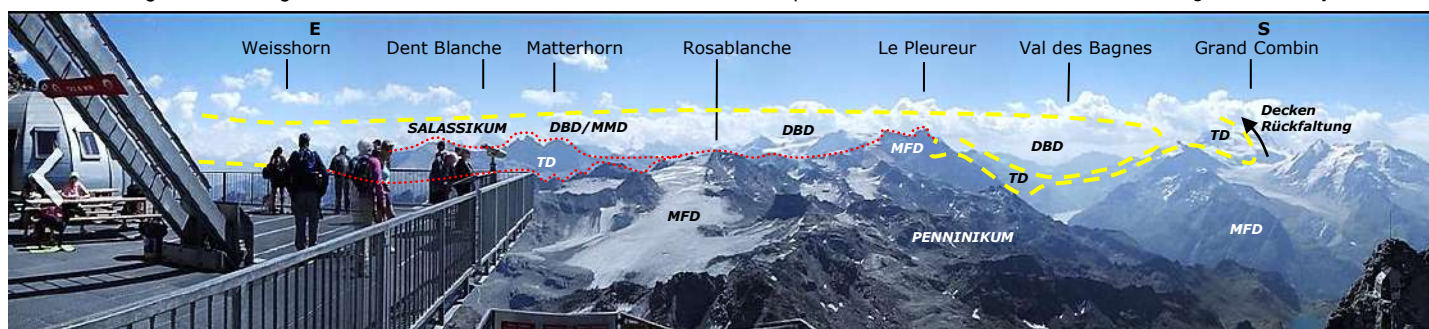
Rechts: Überschiebung von älteren helvetischen Gesteinen aus der Perm-Zeit (Verrucano) über jüngere ober- und unterhelvetische Gesteine der Krei- de-Zeit (Kalk) und der Paläogen-Zeit (Flysch) in der Tektunikarena Sardon, Kantone Graubünden/St. Gallen/Glarus, Schweiz (Abb. 6.16).

Große Deckenüberschiebungen sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform.

Bilder: Links: [Ustill, Wutach Muschelkalk-Aufschluss, CC BY-SA 2.0 DE](#); Mitte: [Woudloper, Folding Gasteretal CC BY-SA 1.0](#); Rechts: Tektunikarena Sardon, R. Homberger. Siehe auch K. Stüwe und R. Homberger, 2015: *Die Geologie der Alpen aus der Luft*. 5. Aufl. Weishaupt, Gnas.



Westalpen-Schweiz. Panoramablick von der Jungfrau (4158 mNN, Aar-Massiv) in den Berner Alpen nach Südosten ins Lepontin und ins Wallis. Zusammenfluss von vier Gletschern zum Großen-Aletsch-Gletscher am "Konkordia-Platz". Im Vordergrund Gneise, Migmatite und Granite des Aar-Massivs und im Osten der Gotthard-Decke (Unter- und Oberhelvetikum), im Südosten und Süden die Kristallindecken des Lepontikums und im Wallis überwiegend Kristallingesteine und Metasedimente des Ober- und des Mittelpenninikums und des Salassikums. Bild ergänzt: Pixabay, Simon.



Westalpen-Schweiz. Panoramablick vom Mont Fort (3328 mNN, Walliser Alpen) von Osten nach Süden. Kristallindecken des Salassikums (Dt. Blanche- und Mt. Mary-Decke - DBD, MMD) und des Mittel- und Oberpenninikums (Mont Fort-Decke - MFD und Tsate-Decke - TD).

Bild ergänzt: [Gamemaster669](#), [180 grad panorama mont fort verbier](#), [CC BY-SA 3.0](#)

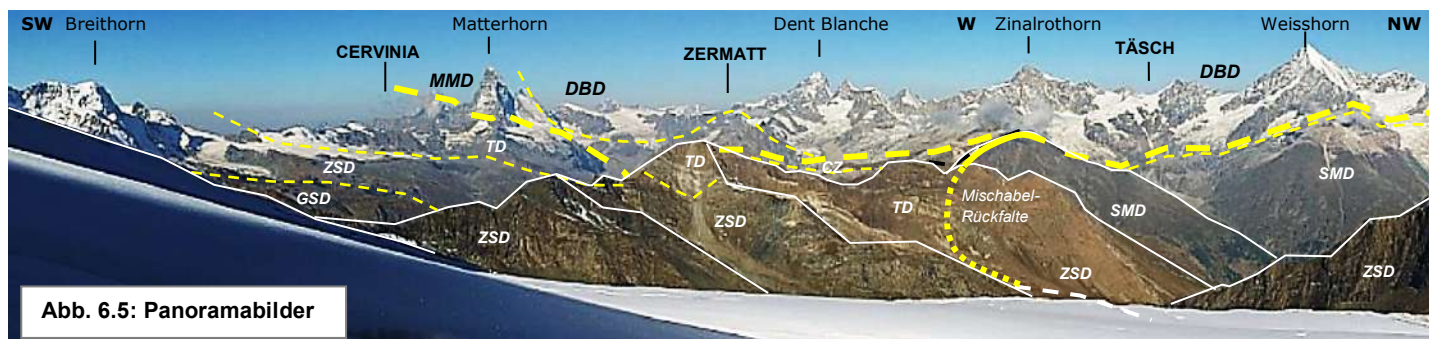


Abb. 6.5: Panoramabilder

Westalpen-Schweiz. Panoramablick vom Allalinpäss (3556 mNN, Walliser Alpen) nach Westen über Zermatt und das Mättertal. Links im Südwesten neben der Monte Rosa-Massivdecke das Breithorn (komplett aus Serpentin bestehend) und nach Westen und Nordwesten die Gipfel der Mt. Mary- und der Dt. Blanche-Decke. Gestrichelt die Grenzen der tektonischen Decken: MMD, DBD = Mt.-Mary- und Dt. Blanche-Decke (Salassikum) darunter die Penninischen Decken: TD = Tsate-Decke; ZSD = Zermatt-Saas-Decke; GSD = Gornergrat-Stockhorn-Decke; SMD = Siviez-Mischabel-Decke mit Mischabel-Rückfalte; weiße Linien = Gebirgskämme (siehe Abb. 6.42-1, 6.44). Die Mischabel-Rückfalte ist eine große Umbiegung der Kristallingesteine der mittelpenninischen Siviez-Mischabel-Decke im Mättertal zwischen Zermatt und Täsch. Im Gegensatz zur bevorzugten nord- und westvergente Überschiebungs- und Faltungsrichtung des Penninikums erfolgte hier eine Faltung und Rückaufschiebung nach Süden auf Gesteine der Zermatt-Saas-Decke und der Combin-Zone. Die Rückfaltung erfolgte vor 37 - 25 Ma im Zuge der Unterschiebung der Europäischen Kruste unter die nach Norden schiebenden Adriatisch-Apulische Platte (Abb. 6.29-1, 6.44-2). Bild ergänzt: [Mg-k](#), [Wallis Allalinpäss pano mg-k](#), [CC BY-SA 3.0](#)



Ostalpen-Österreich. Panoramablick vom Seefelder Joch (2080 mNN, Karwendel) in Tirol von Südwest nach Nordwest. Links die Kristallgesteine des Ötztal-Deckenkomplexes (ÖD), das breite Inn-Tal und die Kristallgesteine der Silvretta-Decke (SD). In der Mitte und rechts die Gesteine der Lechtal- (LD) und der Inn-Tal-Decke (ID) mit der Mieminger Kette (Hohen Munde), ein Stück Allgäu-Decke (AD) und das Wettersteinmassiv (LD) aus den flachmarin-karbonatischen Sedimentgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. Bild ergänzt: [Chianti](#), [Rosshuette Pano 04 kl](#), [CC BY-SA 3.0 DE](#)

6.1 Ausgangslage – Rodinia, Pannotia, Proto-Alpen, Pangäa, Ozeane, Mikrokontinente

Die ältesten Gesteine in den Alpen gehörten zum 1 Milliarde Jahre (Ga) alten **Superkontinent Rodinia** und befinden sich in den Gneiskernen der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern (Abb. 6.7). Die etwa 600 - 440 Ma alte Gesteine aus dem Präkambrium und Kambrium, Magmatite, Schiefer und Kalke, der sogenannten **Proto-Alpen** stammen aus Ablagerungsräumen und aus plutonischen Einschmelzungen während und nach der **Cadomischen Gebirgsbildung** am Rand des **"Superkontinents Pannotia"** (Abb. 6.8). Diese findet man heute in Teilen der Silvretta, der Ötztaler und Stubai Alpen, der Hohen Tauern, der Seckauer Tauern, der Deferegger Alpen, der westlichen Karnischen Alpen, in Teilen Südtirols und auch in den Westalpen. Pannotia zerfiel durch plattentektonische Bewegungen der Lithosphäre vor 540 Ma und die dabei entstandenen Einzelkontinente wanderten, angetrieben durch aufsteigende Mantelplumes, durch wärme-konvektive Bewegungen im plastischen Erdmantel und v.a. durch Plattenzug und Plattenschub, über die Erde. Bis zur Späten Karbon-Zeit vor 325 Ma haben sich diese Kontinente zum **Superkontinent Pangäa** zusammengeschoben (Abb. 6.9), der vor 240 - 180 Ma in die heutigen 7 Einzelkontinente zerfallen ist. Bei der großen Pangäa-Kontinent-Kollision kam es vor 400 – 300 Ma entlang der über 10000 km langen Kollisionszone zur Bildung der bis zu 1000 km breiten **Variszischen Hochgebirgsszüge**, die aber im Perm vor 260 Ma schon wieder weit abgetragen waren. Bis heute sind von diesen überwiegend aus zu Gneisen metamorphosierten Granit- und Vulkanbergen nur noch hügelige Abtragungsreste, oft nach einer neuerlichen Hebung, als Mittelgebirge übriggeblieben, heute sichtbar im Schwarzwald, Odenwald, Vogesen, Massif Central, Atlasgebirge, Ural und in Teilen der komplex aufgebauten Appalachen. Im Untergrund bildet dieses **Variszikum** aus gefalteten und überschobenen Gneisen und Migmatiten mit den dort spät- und postvariszisch eingeschmolzenen Granitplutonen heute den Sockel des kristallinen Grundgebirges von Deutschland und von Westeuropa. Auch der Untergrund und Sockel unter den permomesozoischen und känozoischen Sedimenten der alpinen Ablagerungsräume mit den heute herausgehobenen Gneis-, Migmatit- und Granitmassiven besteht aus diesen alten Kristallingesteinen und diese wurden z.T. in die alpinen Gebirgsüberschiebungen miteinbezogen, z.B. Teile der Hohen Tauern und die Massive Aar-, Mt. Blanc-, Aiguilles Rouges-, Belledonne-, Pelvoux, Argentera, Dora Maira, Gran Paradiso und Monte Rose. Die Gesteine dieser kontinentalen Kruste haben eine postvariszische (> 400 Ma), variszische (380 – 280 Ma) und auch eine alpine Metamorphose vor 110 – 15 Ma erlebt und man findet darin bis zu 1 Ga alte und winzige Einzelminerale. Pangäa war vom großen **Panthalassa-Ozean** umgeben, von dem heute der Pazifik übriggeblieben ist. Die große östliche Bucht von Pangäa wird **Neotethys-Ozean** genannt und ist mit der Abspaltung des **Cimmeria-Superterranes** am Rande der Südostküste von Pangäa aus der **Paläotethys** entstanden. Ab der Perm-Zeit und v.a. in der Trias-Zeit dehnte sich die Neo-Tethys-Ozeanbucht auch weiter nach Westen aus. In teils langgezogenen Trögen, in flachen Schelfmeeren und in den sich bildenden tieferen Meeres(Ozean)becken wurden bis in die Neogen-Zeit vor 20 - 10 Ma die mächtigen und oft marinen Sedimentstapel und untermeerischen Vulkanite abgelagert, die zu Gesteinen verfestigt, gefaltet und überschoben das heutige Alpenhochgebirge bilden. Die eigentliche Alpenbildung mit dem Zusammenschub der Gesteine und etwas später mit dem langsamen und schubweisen Aufstieg zum Hochgebirge begann aber erst vor ca. 100 Ma mit Höhepunkten vor 35 - 5 Ma.

Die Situation am Südrand von Europa

Am Beginn der Perm-Zeit vor 290 Ma kam es am flachen Rand von Südeuropa in der westlichen Tethysbucht im Zuge der Nordostwanderung des Cimmeria-Terranes zu einer Hebung der Asthenosphäre im Erdmantel. Das führte zu einer ausgeprägten Nord-Süd-Dehnung mit einer Spreizung, Ausdünnung und Schwächung der Erdkruste. Durch diese Extensionstektonik kam es zur Bildung von Bruchzonen und Gräben mit Vulkanismus und zu einer weiteren Verflachung des Meeres. Es entstand eine große und bei einem zunehmend heiß-ariden Klima immer wieder austrocknende Binnensenke und Schwemmebene am Südwestrand des schon stark abgetragenen Variszischen Hochgebirges. Die einmündenden Flüsse haben hier den bis zu 2000 m mächtigen Abtragungsschutt aus den umliegenden Hochländern und Gebirgen abgelagert. Es kam zur Ablagerung von Strand- und Flachwassersedimenten, Salz- und Gipsablagerungen (Salze in Hallstatt und Berchtesgaden) und von roten (eisenhaltigen) Schwemmsedimenten der terrestrischen **Verrucano-Fazies**, die heute in langgezogenen und tiefen Gräben erhalten geblieben sind. Innerhalb dieser ausgedünnten und geschwächten Erdkruste wurden am Meeresboden auch aufsteigende Magmen und Laven abgelagert und örtlich sind saure Vulkanite auch an der Erdoberfläche ausgetreten (Bozener Quarzporphyr). Diese Nord-Süd-Dehnung endete am Beginn der Trias-Zeit vor 240 Ma mit plattentektonischen Bewegungen und mit starkem Vulkanismus im Zentrum des Pangäa-Superkontinents und dessen Zerfall in die heutigen Kontinente begann. An den Nahtstellen zu den späteren Kontinenten Afrika, Eurasia, India, Antarktika, Australia und Nord- und Südamerika kam es zu Grabenbrüchen und Riftbildungen mit sich durch untermeerischen Vulkanismus verbreiternden Meeresarmen. In der Trias-Zeit drang mit dem Absinken der Lithosphäre zwischen Afrika und Europa das Tethys-Randmeer weiter nach Westen vor und überflutete dort die flachen Teile des **Adriatisch-Apulischen Mikrokontinents** nahe an Nordafrika (Abb. 6.9). Auch die tiefmarine Transgression der Tethys setzte sich nach Westen fort und es entstand dort, getrennt durch flache Mikroplatten, ein System von kleinen Becken mit einer mehr oder weniger deutlichen ozeanisch-basaltischen Erdkrustenbildung, wie z.B. der **Meliata-Hallstatt-Ozean** und ab der Trias-Jura-Zeit der **Vardar-Ozean**. Dort kam es auch zur Ablagerung von unterschiedlich mächtigen Radiolariten, Mergel und Tiefwasserkalken (Abb. 6.9, 6.9-3, 6.15). Auf den Mikroplatten von Adria/Apulia bildeten sich die tropischen Flachmeere der **Ost- und der Südalpinen Ablagerungsräume**. Zunächst wurden dort sandige Ablagerungen und ab der Mittleren Trias mehrere Kilometer mächtige und fossilreiche Kalk-, Dolomit- und Mergelsedimente, z.T. mit Gips-, mit Salzsedimenten und mit Riffkomplexen aus Algen, Schwämmen und Korallen in weitflächigen und lichtdurchfluteten Wattenmeeren und auf lagunären Flachwasserplattformen, ähnlich den heutigen Bahamas, abgelagert. Diese flach- und tiefmarine Randfazies der Tethys wird als **Alpine Trias** bezeichnet und die oft mächtigen Sedimentpakete bilden heute zusammen mit den flachmarinen Karbonatsedimenten der nachfolgenden Jura- und der Kreide-Zeit die großen Kalk- und Dolomitgebirge in den Alpen.

Eine wichtige Rolle für die Alpenbildung spielte der weitere Zerfall von Pangäa mit der Öffnung des Atlantiks in der Jura-Zeit vor 190 - 125 Ma. Dabei wanderte Afrika mit dem apulischen Mikrokontinent nach Osten an Eurasia vorbei und das führte zu einer weiteren Erdkrustendehnung und -ausdünnung zwischen Europa und Adria/Apulia. Es bildeten sich zahlreiche linksgerichtete Seitenverschiebungen und schließlich entstanden der tiefe **Oberpenninische Piemont Ozean** und etwas später der schmale **Unterpenninische Valais Ozeantrog** als langgezogene und östlicher Ausläufer des sich öffnenden Mittelatlantiks. Die Benennung als "Ozeane" erfolgte nicht wegen der Größe, diese Ozeane waren recht klein, sondern wegen der ozeanartig durch Vulkanismus entstandenen Meeresböden aus Magmatiten. In diesen sich im alpinen Raum schubartig vertiefenden und relativ kleinen Becken wurden unterschiedlich mächtige Tiefseesedimente abgelagert und durch die ständigen untermeerisch-vulkanischen Aktivitäten an den Nahtstellen der auseinanderdriftenden Kontinentalplatten kam es zum untermeerischen Austritt und zur Ablagerung von großen Mengen an Magmatiten. Das führte mit der Zeit zur großflächigen Neubildung von ozeanischer Erdkruste und Meeresboden aus Basalten (Kissenlava) und in der Tiefe aus Gabbros und aus weichen Serpentiniten (-> mit sehr heißem Meerwasser umgewandelter Peridotit, Hydratation). Mit der Öffnung und Verbreiterung der Penninischen Ozeans und der anderen kleinen Ozeane wurde der Platz auf der Erdkruste knapp. Zum Ausgleich entstanden ab 170 Ma an den Nahtstellen der Ozeane zu den stabilen Mikrokontinenten **Subduktionszonen** als geochemische und geophysikalische Grenzflächen, an denen die schwere, dünne und wasserhaltige Ozeankruste tief in den Erdmantel versank und es kam zu ersten Überschiebungen im Ostalpin. Dieses plattentektonische Auseinanderdriften der Ozeane und der Kontinente an den langgezogenen aber relativ schmalen **Riftzonen** (Seafloor-Spreading, Mittelozeanische Rücken) und die tiefe Subduktion von schwerem Meeresboden in den Erdmantel am Rand und unter die Mikrokontinente oder intraozeanisch an Plattengrenzen hält auch in größerem Maßstab weltweit bis heute an. So sind aus dem ehemaligen Superkontinent Pangäa die heutigen 7 großen Kontinente und die Ozeane entstanden und auch die vorangegangenen Superkontinente haben sich so gebildet und sind wieder zerfallen (Abb. 3a). Der Boden des nordöstlich von Adria/Apulia liegenden Meliata-Hallstatt-Ozeans wurde ab dem Beginn der Jura-Zeit an einer intraozeanischen Subduktionszone nach Südosten langsam unter den neu entstehenden **Vardar-Ozean** subduziert und nördlich des Penninischen Ozeans vergrößerte sich nach der Abtragung des Vindelizischen Landes auf dem südeuropäischen Kontinentalrand der **Helvetische Schelf** mit flachmarinen und später auch mit tieferen Sedimentablagerungen (Abb. 6.9-1, 6.15). In der Jura- und in der Frühen Kreide-Zeit vor 200 – 100 Ma wurden in den warmen Flachmeeren von Adria/Apulia und auf dem südeuropäischen Helvetischen Schelf am Rand der tieferen Ozeanbecken weiterhin mächtige Sedimentserien aus geschichteten Karbonat- und Tonsedimenten mit Riffschutt abgelagert, die heute z.B. die großen Kalksteinwände des Tödi, des Titlis, des Eigers, des Säntis und auch den Faltenjura in der Schweiz aufbauen. Ab der Kreide-Zeit vor 145 Ma löste sich Apulia von Afrika ab, vereinigte sich mit Adria und driftete nach Norden gegen Europa. Mit dieser Einengung des Ozeans bildete sich am Nord- und Nordwestrand von Adria/Apulia eine lange Subduktionszone, an der der oberpenninische Ozeanboden nach Südosten in den Erdmantel versank. Vor ca. 130 Ma begann mit der Öffnung des Südatlantiks auch der Zerfall des südlichen Teils des ehemaligen Pangäa-Superkontinents, **Gondwana** genannt, in die neuen Kontinente Afrika, Südamerika, Indien, Australien und Antarktika. Im Zuge der schnellen Südatlantik-Öffnung rotierte ab der Späten Kreide-Zeit vor 100 Ma auch Afrika mit seiner Bewegung von Osten nach Norden gegen Europa und die schon begonnenen Einengung und Schließung der Penninischen Ozeane beschleunigte sich. Damit begann die eigentliche alpine Gebirgsbildung, die ab Kap. 6.3 bis 6.5 näher beschrieben wird.

Die Situation in Mitteleuropa

Nördlich der alpinen Ablagerungsräume ist auch in Mitteleuropa nach der Bildung und mit der Abtragung des Variszischen Hochgebirges während der Karbon- und der Perm-Zeit durch Krustendehnung eine von Südwesten nach Nordosten verlaufende Trog-, Becken- und Schwellenlandschaft entstanden. Diese wurde mit dem oft grobklastischen Abtragungsschutt des Gebirges und mit Vulkaniten aufgefüllt und eingeebnet. Diese **Rotliegenden** genannten Sedimente (Äquivalent zum alpinen Verrucano) wurde dann von Norden her bis etwa Rottweil vom flachen **Zechsteinmeer** überflutet, in dem siliziklastische, karbonatische und evaporitische Sedimente abgelagert wurden. Ab der Perm-Trias-Zeit bildete sich das zyklisch absinkende **Mitteuropäische Tieflandbecken**, das vom südlich gelegenen Tethys-Ozean zunächst noch durch das **Vindelizische (Alemannisch-Böhmische) Hochland** als Rest des Variszischen Gebirges getrennt war. In diesem von Skandinavien bis nach Burgund reichenden Becken kam es zur Ablagerung von mächtigen Sedimentserien, die wegen ihrer Dreigliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper als **Germanische Trias** bezeichnet werden (siehe Kapitel 3). Ab der Frühen Jura-Zeit wurde das Vindelizische Hochland dann zur schmalen Insel und schließlich ganz abgetragen. Mitteleuropa grenzte nun direkt an den Tethys-Raum mit dem Helvetikum und mit dem sich dort gerade öffnenden Penninischen Ozean an. Im Mittleren Jura wurden im Mitteleuropäischen Becken bei einem tropischen Klima zunächst mächtige Tonmergelserien mit Sandeinschüttungen abgelagert. Im warmen Flachmeer des Späten Jura wurden dann mächtige und massige Schwamm- und Algenriffsedimente und geschichtete mikrokristallinen Kalke mit Schalenresten von Ammoniten, Muscheln, Brachiopoden, Seeigeln und Krinoiden, sowie Mergel sedimentiert, die heute die Schwäbisch-Fränkische Alb aufbauen. Ab der Frühen Kreide-Zeit vor 145 Ma wurden große Teile von Süddeutschland durch die weitere Hebung des nördlich angrenzenden **Mitteldeutschen Festlands** aus dem Meer herausgehoben und der Abtragung ausgesetzt. In der Späten Kreide gab es dort eine kurzzeitige Flachmeer-Transgression mit Ablagerungen am Ost- und Nordrand der Fränkischen Alb (Danubisches Kreidebecken). Seit dem Beginn der Paläogen-Zeit vor 66 Ma ist der nördliche Teil von Süddeutschland endgültig Festland, während ab der Oligozän-Zeit ab 35 Ma der südliche Teil im Zuge der Alpenbildung und Nordwanderung langsam und keilartig eingesunken ist. Dort wurde der Abtragungsschutt der Alpen im teils marinen, aber überwiegend terrestrisch-limnischen **Nordalpinen Molassebecken** mit bis über 4 km Mächtigkeit abgelagert (Kap. 6.7). Vor ca. 35 Ma wurde im Zuge der Kollision von Afrika und Indien mit Eurasien die nördlich gelegene **Paratethys** von der Neotethys abgetrennt und schließlich wurde der Tethys-Ozean ganz geschlossen. Reste des alten Tethys-Ozeanbodens befinden sich heute noch im Mittelmeer, im Schwarzen Meer und bei Australien (Abb. 6.9.3).

Die unterschiedlich mächtige kontinentale Erdkruste mit den 150 bis über 300 km tief reichenden Kratonen ist zusammen mit der dünneren ozeanischen Kruste die oberste Schicht der Lithosphäre (Abb. 2b, 3). Sie entsteht oft im Zuge von Gebirgsbildungen und besteht aus einer Vielzahl von Gesteinen, v.a. aus Metamorphiten, Magmatiten (leichte granitische Silikate mit viel Quarz, O, Si, Al, K) und aus Sedimenten und hat eine Dichte von $2,5 - 2,9 \text{ g/cm}^3$. Sie "schwimmt" zusammen mit dem sie unterlagernden und schwereren Lithosphärischen Erdmantel aus Olivin-Mg-Fe-Silikaten $\rightarrow$ Peridotit mit einer Dichte von $3,3 - 3,5 \text{ g/cm}^3$ auf der gleich zusammengesetzten und sehr plastischen Asthenosphäre mit $D = 3,25 - 3,4 \text{ g/cm}^3$. In ca. 20 km Tiefe befindet sich die Conrad-Diskontinuität als nicht immer durchgängige seismische Trennschicht, die die Oberkruste ($D = 2,5 - 2,7 \text{ g/cm}^3$) von der Unterkruste ($D \sim 2,9 \text{ g/cm}^3$, eingeschuppte ozeanische Kruste?) trennt. Der obere Teil der oft sehr alten kontinentalen Kruste ist mechanisch spröde mit Bruchtektonik (Schizosphäre), aber je nach Mineralart (Calcit, Quarz) ab 250°C und ab 15 - 30 km Tiefe bei sehr langsamer Bewegung zunehmend verformbar (Plastosphäre, Abb. 6.9-6). Allgemein gilt: die spröde Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird gestapelt und die duktile Unterkruste wird frei deformiert. Unter den Kontinenten mit ihren Schelfbereichen ist die Kruste 20 - 50 km und unter Gebirgen bis zu 80 km mächtig. Etwa $2/3$ der kontinentalen Kruste sind vor 3,5 - 4 Ga vermutlich aus aufgeschmolzener ozeanischer Kruste entstanden, wobei große Teile davon durch Subduktion bei der Wanderung der Kontinente wieder in den Erdmantel gezogen und "recycelt" wurden. Die Erdkruste wird von dem sie unterlagernden Lithosphärischen Erdmantel durch die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) getrennt. Die Kerngebiete der heutigen Kontinente, ca. 60 %, bestehen aus 1,5 - 4 Ga alten, relativ starren und mit dem Lithosphärischen Erdmantel bis 150 - 300 km tief reichenden Plattenteilen (peridotitische Mantelkiele), die "**Kratone**" (Schilder, Tafeln) genannt werden. Diese wurzelartig tiefreichenden Erdkrustenteile mit einem hohen Schmelzpunkt sind seit über 2,5 Ga von Gebirgsbildungen nur noch randlich erfasst worden und bestehen im Krustenteil v.a. aus Metamorphiten und aus darin eingeschmolzenen und auskristallisierten Granitplutonen. An ihren Rändern wurden im Laufe der Jahrmillionen jüngere Krustenteile durch Plattenbewegungen angeheftet (Terranes). Die afrikanischen und die südamerikanischen Kontinente bestehen aus je 4 Kratonen.

Die relativ dünne ozeanische Erdkruste besteht hauptsächlich aus Tiefseesedimenten, Basalten, Gabbro und aus Serpentiniten mit weniger Quarz und Aluminium, dafür mit mehr Magnesium und Eisen (O, Si, Mg, Fe). Sie ist mit $D = 2,9 - 3,1 \text{ g/cm}^3$ etwas schwerer als die kontinentale Kruste und hat weniger Auftrieb. Sie ist sehr steif mit Bruchtektonik, ist härter als die kontinentale Kruste, ist 5 - 10 km und unter Hotspots in ozeanischen Riftgebieten unter Inselbögen auch 10 - 30 km mächtig und setzt sich vermutlich und stellenweise unter die kontinentale Kruste fort. Bei der Kartierung der Ozeanböden hat man weltumspannende und Tausende Kilometer lange Unterwassergebirge mit 70 000 km Gesamtlänge entdeckt, die aber nur einige Hundert Kilometer breit sind und die "Mittelozeanische Rücken" genannt werden. Entlang dieser Rücken kommt es im Zentrum eines Grabenbruchs, auch "Rift" genannt, durch den Aufstieg von Magma aus dem Erdmantel nahezu ständig zur Bildung von Gabbro und am Meeresboden zum glutflüssigen Austritt von Basalt-Lava. Diese "Kissenlava" erstarrt unter Wasser sofort zu festem Gestein ("gefrorener Mantel") und so kam es seit 3 - 4 Ga bis heute an den langen Nahtstellen der Kontinentalplatten zur Bildung von neuem, basaltischem Meeresboden. Das führte zu Platzproblemen und setzte die Kontinentalplatten in Bewegung. Ursächlich für die Plattenbewegungen ist aber nicht der Druck des neugebildeten Gesteins, sondern der gravitative Schub durch das eigene Gewicht der sich verbreitenden und relativ schweren Platten, die sich durch Hangabtriebskräfte wie ein Förderband weg von den erhöht liegenden Riftzonen bewegen (Ridge Push). Dabei kommt es zur Abkühlung, die Kruste wird schwerer, spröder und wird gravitativ instabiler. Diese Krustenreue muss an anderer Stelle ausgeglichen werden. An den Kollisionsbereichen mit einer anderen Platte biegt sich die dünne und schwere ozeanische Kruste um, wird durch das eigene Gewicht an den langgezogenen Subduktionszonen in die teilgeschmolzene, weiche und leichtere Asthenosphäre gezogen und versinkt tief im plastischen Erdmantel (Slab Pull). Beide Vorgänge führen seit Jahrmillionen zu einem langsamen und divergierenden Auseinanderdriften der Platten mit Geschwindigkeiten von einigen Millimetern und bis zu 17 cm/a (Seafloor-Spreading). An den Subduktionszonen gibt es Kollisionen von "Ozeanplatten mit Ozeanplatten", von "Ozeanplatten mit den leichteren, steifen und dicken Kontinentalplatten", oft mit Gebirgsbildungen, z.B. die Anden, und von "Kontinentalplatten miteinander". Zwei Kontinentalplatten verkeilen sich nach einer kurzen Subduktionsphase oft ineinander und es kommt dann ebenfalls zu einer Gebirgsbildung, wie z.B. bei den Alpen (Abb. 2b, 27a, 6.6-2, 6.40). Wegen der permanenten Subduktion ist die ozeanische Erdkruste weltweit nur maximal 180 - 200 Ma alt, denn die älteren Teile wurden in die Tiefe subduziert. Die ozeanische Kruste wird bei der Subduktion oft auch bis zur Mantel-Kern-Grenze versenkt und schließlich aufgeschmolzen und recycelt (Plattenfriedhof). Die Mantelkonvektion spielt bei diesen Plattenbewegungen eher eine untergeordnete Rolle, dürfte aber vor Jahrmilliarden stärker gewesen sein. Sie ist für den Wärmetransport von innen nach außen verantwortlich. Die Tiefseesedimente auf der ozeanischen Kruste sind zwischen 0 m, einigen 100 m und selten bis 5 km mächtig und die Mächtigkeit nimmt mit der Entfernung zum Rift zu. In den alpinen Gebirgszügen treten die ozeanisch-basaltischen Reste der Platten als Fragmente in großen und übergeschobenen Deckenkomplexen v.a. im Penninikum zutage (Pillow-Laven) und markieren als "Ophiolith-Suturen" die Kollisionszonen der Kontinentalränder (Abb. 6.34). Die Gliederung und die Daten der Erdkruste und des Oberen Erdmantels mit der Asthenosphäre sind in Abb. 2b und in Abb. 27b, "Kreislauf der Gesteine" dargestellt.

Als Alpine Ozeane (Alpine Tethys) werden die oft langgezogenen Meeresbecken bezeichnet, die bei der Alpenbildung eine wichtige Rolle als sedimentäre und basaltische Ablagerungsräume gespielt haben. Der Piemont-Ozean und der Valais-Ozean des Penninikums und der Meliata-Hallstatt-Ozean als westliche Bucht der Neotethys hatten aber bei weitem nicht die Größe des heutigen Atlantiks oder des Indiks und nur der Vardar-Ozean im Osten zwischen Macedonia und Pelagonia hatte mit bis fast 3000 km Breite größerer Ausmaß. Sie werden aber als "Ozeane" bezeichnet, weil es auf ihren Meeresböden durch intensiven Magmatismus zur Bildung einer dünnen und schweren "Ozeanischen Kruste" gekommen ist. (Abb. 27b). Hier sind, genauso wie bei den großen Ozeanen, Gabbros und basaltische Laven an auseinanderdriftenden Riftzonen (Seafloor-Spreading) ausgetreten und haben zusammen mit den unterschiedlich mächtigen Tiefseesedimenten den Meeresboden gebildet und diesen stetig verbreitert. Im schmalen Valais-Ozean bildete sich aber nur eine unvollständige Ozeankruste aus. Bei der Gebirgsbildung entstehen aus den Spänen der ozeanischen Kruste, die nach der tiefen Subduktion wieder gehoben wurden, die heute in den Alpen verbreiteten Ophiolith-Gesteine (Abb. 6.28, 6.34). Bei den alpinen Ozeanen gibt aber einige Unterschiede zu den Basalten in den großen Ozeanen, wie z.B. weniger Gabbros (Gabbro ist das Tiefengesteins-Äquivalent zum Ergussgestein Basalt), keine Gangkomplexe und eine Mantel-Lithosphäre direkt am Meeresboden. Die genaue Anzahl und der Werdegang der alpinen Mikroplatten mit den flachmarinen Schelfbereichen und mit den sie trennenden kleinen Ozeanbecken sind noch in der Erforschung.

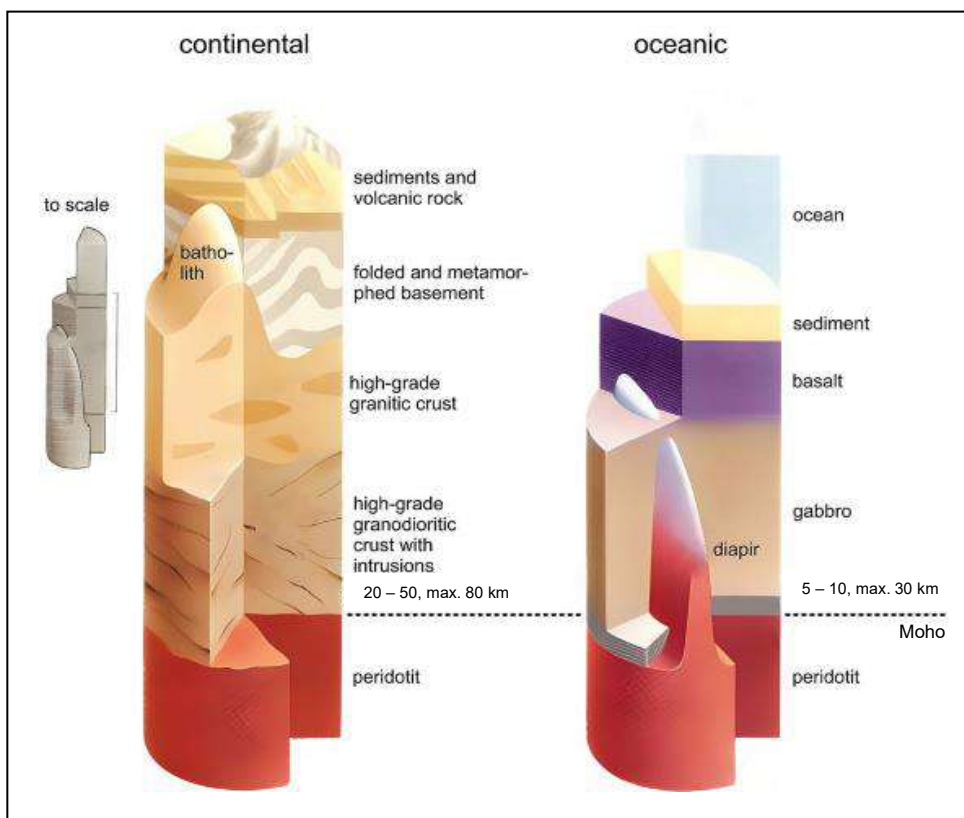


Abb. 6.5-1: Aufbau der kontinentalen und der ozeanischen Erdkruste (Abb. 6.34).

Links die mächtige und metamorph-granitische Kontinentalkruste.

Rechts mit einem anderen Maßstab... die dünne und basaltisch-gabbroide Ozeankruste

Grafik ergänzt: *Simplified Earth's Crust Structure, comparison between averaged continental and oceanic crust.* Wikipedia, Luke Triton. Based on E. Kissling (2017) and Smith (1991), *Plate Tectonics – Tectonics of lithosphere plates*, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich Swiss, Federal Institute of Technology Zurich. [CC BY-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/).

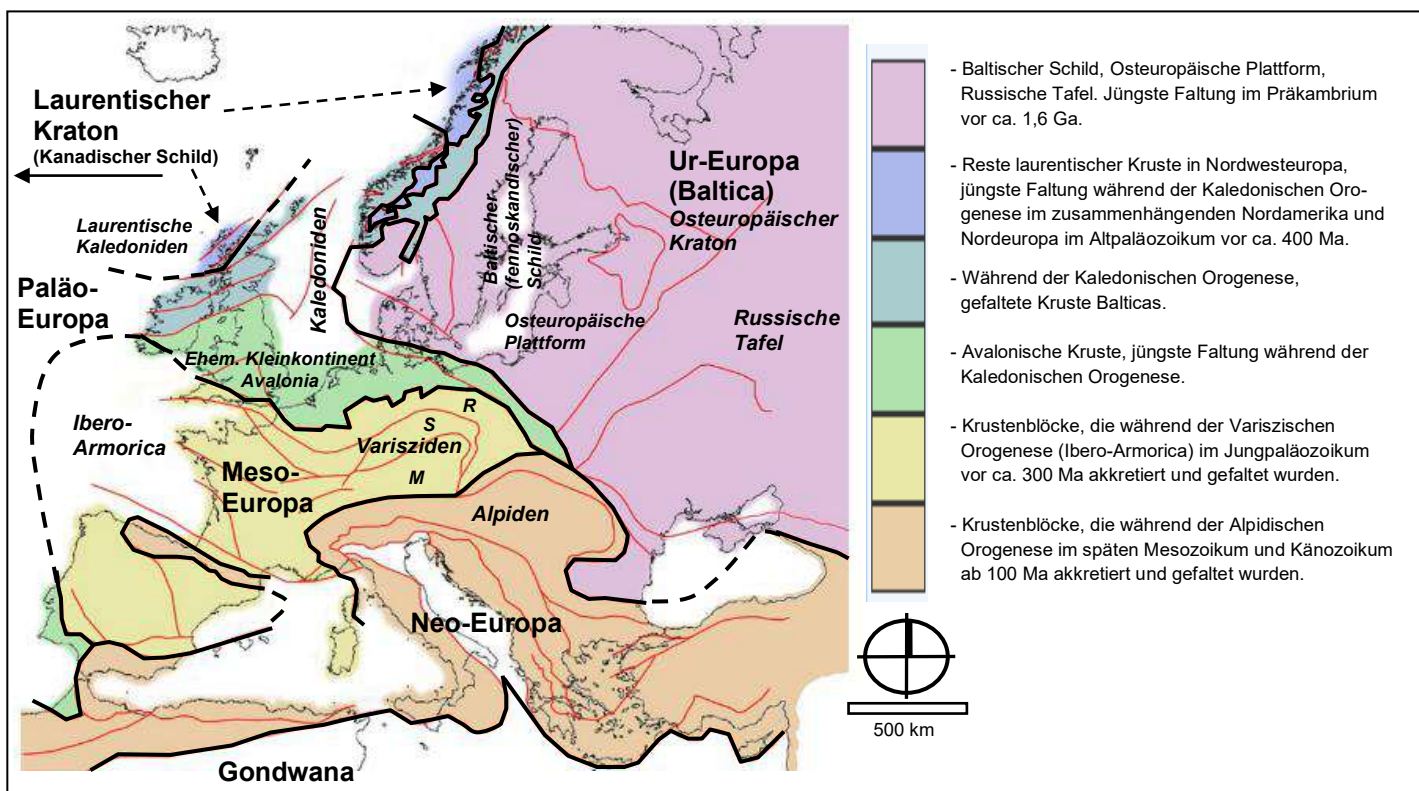


Abb. 6.5-2: Geotektonische Großeinheiten und Konsolidationsbereiche in Europa.

Die Grafik zeigt die Zyklen der geotektonischen Entwicklung von Europa vom Präkambrium bis zur alpinen Gebirgsbildung im Känozoikum. Das heutige Europa wurde seit 1200 Ma Zug um Zug durch die Kollision verschiedener Erdkrustenteile mit Gebirgsbildungen "zusammenggebaut" (geotektonische Konsolidationsbereiche).

- Die ältesten Spuren einer Gebirgsbildung in Europa gehören zur nordamerikanischen **Grenville Orogenese** vor 1200 – 900 Ma mit der Entstehung des Superkontinents Rodinia. Von Europa existierte damals nur der Ur-Kontinent Baltica (Skandinavien, Russland) mit bis zu 3,5 Ga alten Gesteinen, (Abb. 6.7 - 6.9).
- Vor 450 – 420 Ma entstanden bei der **Kaledonischen Orogenese** Teile der Appalachen, von Grönland, Nordengland, Norddeutschland, Polen und Skandinavien, (Paläo-Europa).
- Vor 380 – 300 Ma entstand mit dem Superkontinent Pangäa das große **Variszischen Gebirge** - Rhenoherynikum (R), Saxothuringikum (S), Moldanubikum (M) und Europa vergrößerte sich im Süden durch das Andocken von großen Teilen Spaniens, Frankreichs und Osteuropas (Meso-Europa).
- Mit der **alpinen Gebirgsbildung** vor 100 – 5 Ma wurden das heutige Italien, der Balkan, Griechenland und die Türkei an Südeuropa angegliedert und in dieser Zeit wurden die Gesteine der Alpen subduziert, geknetet, zerbrochen, überschoben, wieder gehoben und abgetragen (Neo-Europa).

Grafik ergänzt: Wikimedia Commons, Tektonik Map Europe. Woudlooper, 2008. Gemeinfrei.

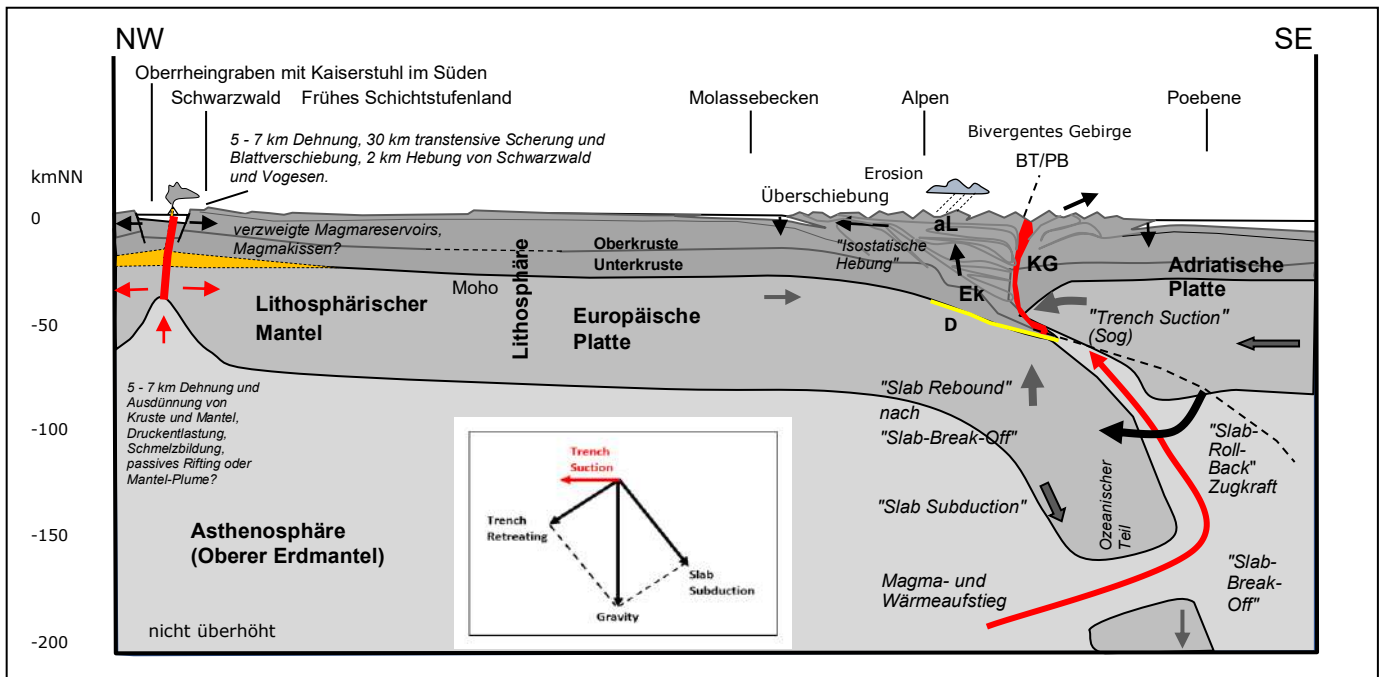
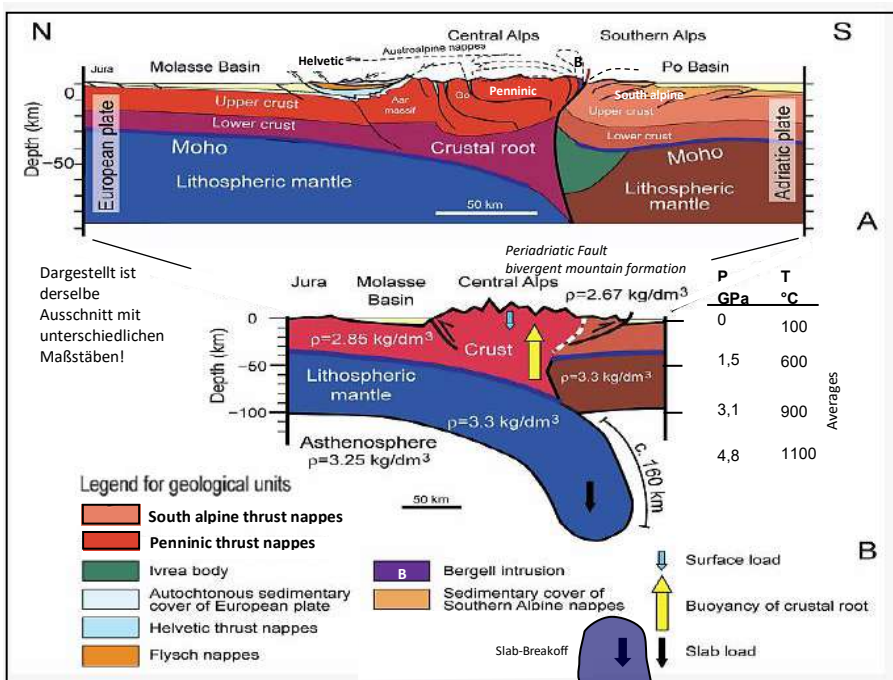


Abb. 6.6: Geotektonischer Tiefenschnitt Deutschland - Schweiz – Norditalien vor ca. 15 Ma, Kontinent-Kontinent-Kollision.

Der nicht überhöhte Nord-Süd-Schnitt zeigt schematisch die Kontinent-Kontinent Kollision der Europäischen Lithosphärenplatte mit der Adriatisch-Apulischen Platte und das Abtauchen des Europäischen Plattensporns in den Erdmantel im Bereich des zentralen Alpenraums. Die mit der Eklogitisierung (Ek) dichter werdende und damit schneller absinkende Europäische Platte bog sich zurück und tauchte immer steiler ab ("Slab-Rollback"). Die Subduktionszone rollt mit der absinkenden Platte nach Norden zurück und es bildet sich ein Plattenrückrollgebirge. Dabei wurden an der Grenze zur Adriatischen Platte Sogeffekte wirksam, die noch durch die zunehmenden vertikalen Zugkräfte (Gravity) an der immer tiefer und steiler in den Erdmantel absinkenden Europäischen Platte verstärkt wurden. So wurde die Adriatische Erdkruste gegen die abtauchende Europäische Kruste gezogen und der Aufstieg zum Gebirge wurde beschleunigt ("Trench Suction"). Die Abscherung und Überschiebung der europäischen Oberkruste von der Unterkruste (Delamination in 25 – 30 km Tiefe - D) mit Auftrieb und die Zerscherungen des Grundgebirges, z.B. von Aar- und Mt. Blanc-Massiv, setzte sich langsam fort (Abb. 2b, 6.3). Die stabile und leichte Europäische Platte lässt sich wegen der geringeren Dichte aber kaum noch subduzieren, so dass die Subduktion zu Stillstand kam. Die Platten verkeilten sich ineinander und vor 33 - 30 Ma brach der untere Teil der in die geringviskose und teillüssige Asthenosphäre subduzierten Platte durch starke Zerspannungen unter den Zentralalpen ab. Das hat zusammen mit weiteren Plattenabrissen in den Ost- und Westalpen zu einer Entlastung und zum Zurückschnellen der in die Tiefe gezogenen Erdkruste und damit zu einem beschleunigten isostatischen Gebirgsaufstieg über den Meeresspiegel beigetragen (Slab Rebound", Rückschiebung entlang des Periadriatischen Bruchsystems, z.B. die Mischabel Rückfalte bei Zermatt). Das führte zu einer zunehmenden Erosion durch Niederschläge, Bäche und Flüsse und die daraus folgende weitere Gewichtsentlastung führte zur weiteren Hebung etc. (Abb. 6.24-3). Heute vermutet man die Reste der abgerissenen Platten ca. 600 km tief im Erdmantel liegend. Erst mit den Plattenabrissen entwickelten sich die Alpen auch zu einem bivergenten Gebirge. → = Magma- und Wärmeaufstieg im Zuge des Plattenabrisses mit Bildung der Bergell-Tonalit Intrusion (BT) am Periadriatischen Bruchsystem (PB); Ek = Eklogitisierung an der Subduktion (-> Metamorphose v.a. durch Druckerhöhung, Verdichtung, Granatbildung); D = Delamination der europäischen Oberkruste von der Unterkruste ab ca. 20 Ma, Aufstapelung der leichteren Gesteine, damit Verstärkung der isostatischen Hebung; KG = Kollisionszonen-Granit, im Mantel entstanden; aL = herausgepresster alpinen Lithosphärenkeil. Die Details der Subduktion und der Plattenabriss sind in der Realität viel komplexer und noch nicht vollkommen erforscht (Kap. 6.6). Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, T. Simon (2011): *Geologie von Baden-Württemberg*, 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart. Kleines Bild: Slab-Rollback und Auftriebskräfte werden als Hauptfaktoren für die Gebirgsbildung der Zentralalpen diskutiert. Quelle: Yaoling Niu (2014): *Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives*. Durham University. Researgate.net.



Tiefenschnitte der heutigen Zentral-Alpen

(A): Der vereinfachte Schnitt im Bereich der West- (Zentral)alpen zeigt die heutige Situation nach dem Zusammenschub der Alpen von über 1000 km auf 150 – 270 km Breite und die Bildung des bivergenten Hochgebirges.

(B): Der schematische Tiefenschnitt zeigt die Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte bei der Kontinent-Kontinent Kollision. Der schwerere lithosphärische Mantelsporn taucht in die leichtere und relativ weiche Asthenosphäre ein und reißt ab. Die leichte, nach der Deckenaufstapelung über 60 km mächtige und tief versenkte Erdkruste unter den Alpen bekommt durch das Zurückschnellen zusätzlichen Schub zum Auftrieb und steigt weiter auf. Die Druck- und Temperaturangaben können örtlich abweichen. Die Darstellung der Plattenabriss ist stark schematisch. In der Realität handelt es sich um komplexe Vorgänge, welche die Platten bei der Versenkung und Platznahme in der Tiefe dünn auseinanderziehen, einreisen, wie einen Reißverschluss abreisen lassen und auch schlauchartig fragmentieren (Kap. 6.6).

Grafik ergänzt aus F. Schlunegger & E. Kissling, 2022: *Slab Load Controls Beneath the Alps on the Source-to-Sink Sedimentary Pathways in the Molasse Basin*. *Geosciences* 2022, 12(6).

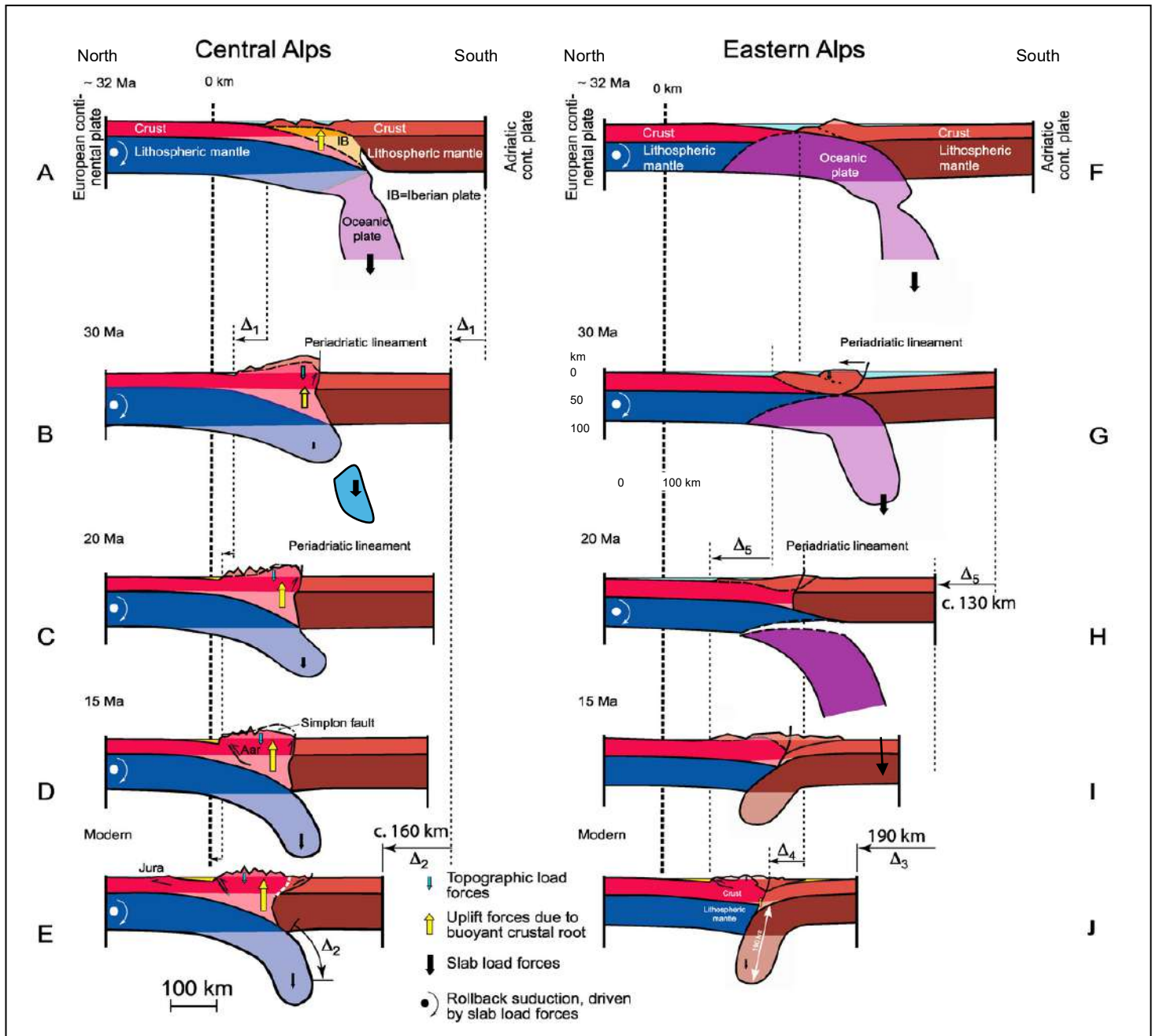


Abb. 6.6-1: Schema der tektonischen Entwicklung der Zentralalpen und der Ostalpen im Tiefenprofil.

(A): Vor 35–32 Ma schob sich der Ostteil der Iberische Platte (Iberia-Briançonnais) in den Bereich der Zentralalpen und bildete einen Stapel aufsteigender Krustengesteine. Die penninisch-ozeanische Platte mit hoher Dichte, die die europäische Vorlandplatte nach Süden abgelenkt hat, war noch mit der europäischen Platte verbunden.

(A, B): Vor 32–30 Ma führte der Widerstand der europäischen Krustenwurzel beim Eindringen in den Subduktionskanal zu einem Plattenabriss, bei dem die dichte ozeanisch-europäische Platte von der leichteren kontinental-europäischen Platte gelöst wurde. Da die nach unten gerichtete Plattenkraft wegfiel, erfuhr die Platte durch den zusätzlichen Auftrieb der Krustenwurzel eine Rückfederung. Damit begann vor 30 – 25 Ma der Anstieg der alpinen Topographie.

(B, C, D, E): Nach 30 Ma löste sich unterhalb der Zentralalpen die lithosphärische Mantelplatte weiter von der kontinentalen Kruste (Delamination) und subduzierte sie, blieb aber mit der europäischen Platte verbunden. Das führte zu einer stärkeren Hebung der leichteren Kruste.

(F): Unter den Ostalpen wurden keine iberischen Krustengesteine angelagert und aufsteigendes Material fehlte weitgehend. Der ozeanische Teil der europäischen Platte war mit der kontinentalen Platte verbunden und lenkte die Vorlandplatte nach Süden ab.

(G): Vor 30 Ma war die ozeanisch-europäische Platte immer noch mit der kontinental-europäischen Platte verbunden, was eine nach Süden gerichtete Biegung dieser Platte verursacht hat.

(H): Der tief subduzierte ozeanische Teil der europäischen Platte löste sich vor 20 Ma unterhalb der Ostalpen und das verursachte eine Rückfederung der Vorlandplatte, jedoch nicht so stark wie in den Zentralalpen, da dort nur eine kleine aufsteigende Krustenwurzel vorhanden war.

(I, J): Unter den Ostalpen wurde die abgetrennte europäisch-ozeanische Platte nach 20 Mio. Jahren schließlich durch die nun subduzierte Adriatische Platte ersetzt.

Grafik und Text ergänzt und übersetzt aus: F. Schlunegger & E. Kissling, 2022: Slab Load Controls Beneath the Alps on the Source-to-Sink Sedimentary Pathways in the Molasse Basin. *Geosciences* 2022, 12(6).

Vor der eigentlichen Gebirgsbildung der Alpen kam es zunächst zu einer **Ozean-Kontinent Kollision** (Abb. 6.6-2, Penninischer Ozean >–< Adria/Apulia-Mikrokontinent, Konvergenzzonen-Gebirge mit Magmatismus). Nachdem die Penninischen Ozeane vollkommen in die Tiefe subduziert waren, kollidierte Adria/Apulia bei einer **Kontinent-Kontinent Kollision** direkt mit Eurasia (Kollisionszonen-Gebirge). Das stabile und spezifisch leichtere Kontinental-Eurasia lässt sich im Gegensatz zum schwereren und dünner penninischen Ozeanboden aber kaum subduzieren, der untere ozeanisch-europäische Plattensporn riss ab und die Kontinentalplatten haben sich ineinander verkeilt. Zusammen mit weiteren plattentektonischen Vorgängen hat sich dann das heutige Alpengebirge weiter zusammengeschoben, überschoben aufgestapelt und durch isostatische Hebung gehoben (Kollisions-Obduktion).

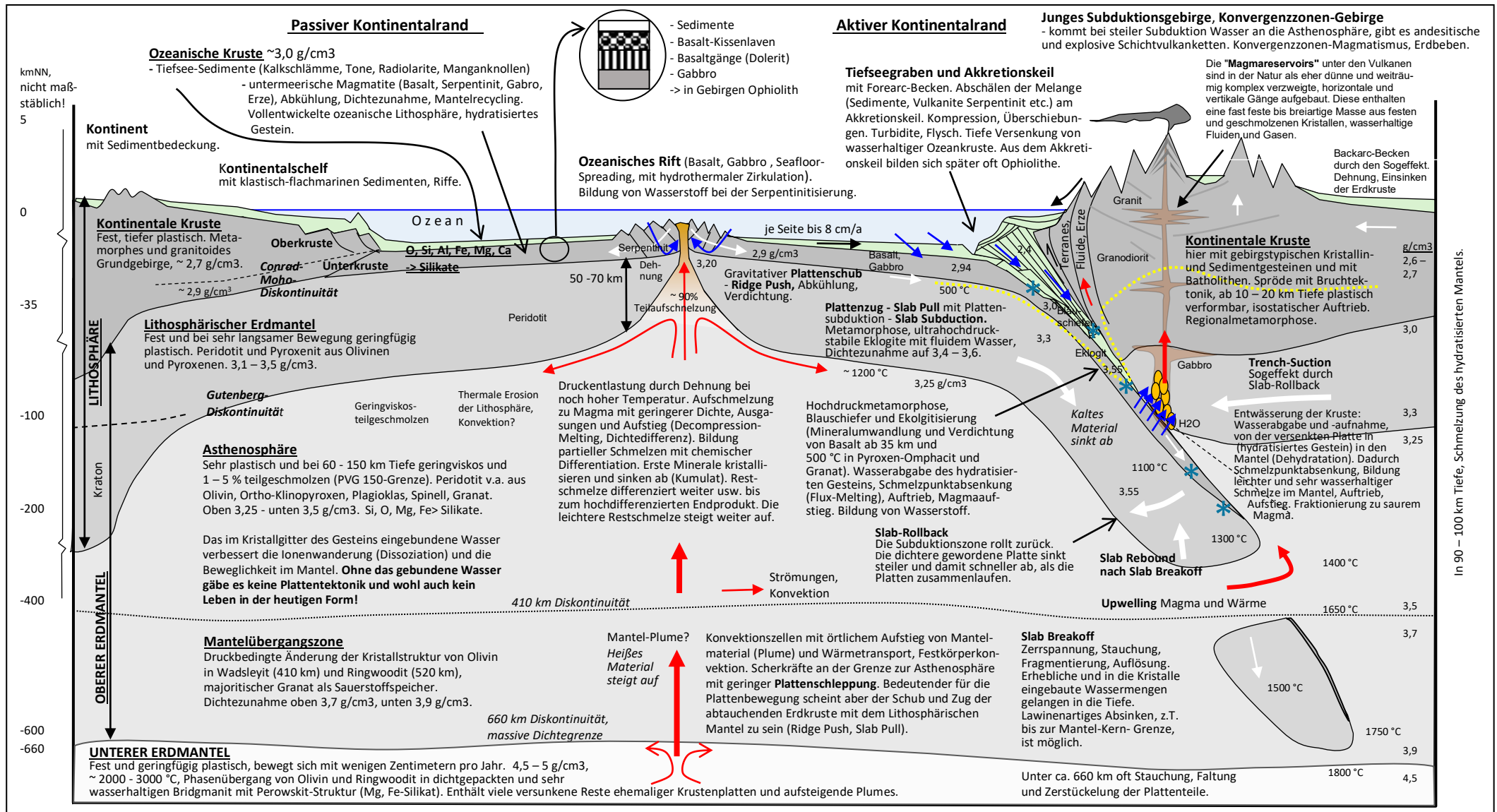


Abb. 6.6-2: Schematischer Tiefenschnitt Kruste-Mantel mit einer Ozean-Kontinent Kollision und mit der Bildung eines Subduktionsgebirges, wie z.B. die südamerikanischen Anden.

Eklogit = Hochdruck - Niedrigtemperatur-Metamorphose, ab etwa 35 km Tiefe Bildung schwerere und damit schneller absinkender Eklogite;

* = Erdbebenzonen entlang der Subduktion. Man unterscheidet flache **Dehnungs- und Überschiebungsbeben**, oft in 5 – 30 km und maximal in 70 km Tiefe (Sprödbbruch und Reibungsgleiten),

Zwischenbeben (Sprödbbruch mit Mikrorissen durch Freisetzung von Wasser aus Serpentin-Mineralen) und **Tiefbeben** ab ca. 300 km bis in 680 km Tiefe (komplexe Verwerfungsbildungen durch thermische Kettenreaktionen mit Anti-Mikrorissen bei der druckbedingten Olivin-Spinell-Umwandlung). Die Lithosphäre bewegt sich gegenüber dem Mantel insgesamt langsam nach Westen. Hier werden Einflüsse des Mondes vermutet.

Bei der Serpentinisierung an Riftzonen und bei einer flachen Plattensubduktion können erhebliche Mengen an Wasserstoff gebildet werden, deren wirtschaftliche Nutzung geprüft wird.

Zu Abb. 6.6, 6.6-1 und 6.6-2, Vorgänge im Erdinneren

Die Wärmeabgabe der Erde vom Erdkern mit über 6000 °C an die Kälte des Weltalls mit -270 °C führt trotz des ständigen aber auch langsam nachlassenden radioaktiven Zerfalls der Isotope Uran, Thorium und Kalium etc. zu einer langsamen Abkühlung der Erde. Der große Temperaturunterschied zwischen Innen und Außen ist ein Antrieb der Plattentektonik und die Subduktion der kalten Erdkrustenplatten in den Mantel ist ein Mechanismus, der die Erde zusätzlich abkühlt, während die Energieabstrahlung der Sonne mit der Zeit um 30 % zugenommen hat. Entlang der Trennlinie zwischen zwei Erdkrustenplatten im Meer, dem langgezogenen aber schmalen ozeanischen Rift, kommt es wegen der langsamen Auseinanderbewegungen zu einer Ausdünnung der ohnehin dünnen Ozeankruste mit einer Druckentlastung im tieferen Gestein. Das führte und führt auch heute noch zur Bildung eines differenzierten Magmas als Mischung aus Schmelze, Kristallen und Gasen aus der sehr plastischen, teilgeschmolzenen und örtlich fließfähigen Asthenosphäre (Decompression-Melting). Die Kristalle sinken ab und die leichtere Restschmelze steigt weiter auf. Nahe der Oberfläche kommt es zur Bildung von Gabbro und durch die Meerwasseraufnahme zur Bildung von Serpentin und darüber zum untermeerischen Austritt und zur sofortigen Abkühlung von ca. 1100 °C heißen, spezifisch schweren und basaltischen Laven mit der Neubildung von Meeresboden (Seafloor-Spreading). So entstanden im Lauf der Jahrmillionen die weltumspannenden "Mittelozeanischen Gebirgrücken" (Abb. 6.34) und es bildet sich seit 3 – 4 Ga bis heute die dünne aber relativ schwere ozeanische Erdkruste, die von oft geringmächtigen und leichteren tiefmarinen Sedimenten bedeckt wird, bzw. mit diesen verzahnt ist. Dieser ständig neugebildete Meeresboden bewegt sich zusammen mit dem tieferen Lithosphärischen Erdmantel wie ein Förderband mit einigen Zentimetern/Jahr vom Riftbereich und untermeerischen Gebirge weg und das bewegt die Erdkrustenplatten. Die Ursache dafür ist jedoch weniger die Mantelkonvektion, sondern weit mehr der gravitative Schub (Ridge Push, Hangabtriebskraft) weg vom erhöhten Riftbereich und hauptsächlich der Zug (Slab Pull) des eigenen Plattengewichts bei der Subduktion und Verdichtung unter eine andere ozeanische Platte oder unter eine leichtere kontinentale Platte. An manchen Stellen mit sehr langsamen Bewegungen versiegt die Schmelzbildung im Riftbereich und es bildet sich statt ozeanischer Kruste kuppelförmig freigelegtes Mantelmaterial (Megamullion, z.B. der Godzilla Megamullion zwischen Japan und den Philippinen und die St. Peter und Paul Rocks im äquatorialen Atlantik). Die neugebildete ozeanische Kruste nimmt Meerwasser auf und während ihrer Wanderung weg vom Rift kommt es zu einer Abkühlung und zur zunehmenden Verdichtung und spezifischen Beschwerung des Gesteins. Diese schwere ozeanische Platte stößt dann gegen eine andere ozeanische Platte oder gegen einen starren, aber spezifisch leichteren Kontinentalblock und taucht dort in die plastischere und teils fließfähige Asthenosphäre des Erdmantels (Slab Pull, Abb. 2b) und in Fragmenten oft auch bis zur Grenze des Erdkerns ab. Mit zunehmender Tiefe erhöhen sich Druck und Temperatur und das absinkende Gestein (Basalt, Gabbro, Serpentin) wird ab ca. 60 km Tiefe in schwerere Eklogite aus Klinopyroxen und Granat umgewandelt (3,2 – 3,6 g/cm³, metamorphose-Fazies der höchsten Drücke von 1,4 GPa und Temperatur > 500 °C). Das verstärkt und stabilisiert den Zug in die Tiefe und der dichtere gewordene Plattensporn sinkt schneller ab, als die Kontinentalplatten zusammenlaufen. Das lässt die Platte noch steiler abtauchen und biegt sie, auch unter dem Einfluss der langsamen Mantelströmung, zurück (Slab-Rollback). Die gravitative Dehnung und Zerrspannungen der abgesunkenen und langsam erwärmten Lithosphärenplatte führt in der Tiefe oft zu Abrissen der Erdkruste mit dem lithosphärischen Mantel (Slab-Breakoff), wie z.B. vor 35 - 20 Ma unter den Alpen, was die Gebirgsentwicklung beschleunigt hat. Mit der durch den Abriss eintretenden Gewichtsentlastung kommt es zu einem langsamen Zurückschnellen (Rückprall, Slab-Rebound) des versenkten Lithosphärensporns und damit zu einer Zunahme des isostatischen Aufstiegs der überlagernden und leichteren Kontinentalkruste, verbunden mit einer Gebirgsbildung. Die abgebrochenen Plattenteile bleiben in ca. 660 km Tiefe stecken oder sinken in Fragmenten episodisch und lawinenartig bis zur Grenze des Erdkerns ab. Durch die Materialverdrängung könnten im Mantel neue und mächtige Plums entstehen und aufsteigen. Oft kommt es auch zu Abscherungen und **Delamination** der leichten Oberkruste von der Unterkruste oder vom schweren Mantel, zum Aufstieg der Kruste und dabei zu Zerschörungen des Grundgebirges, wie z.B. in den Alpen im Aar- und im Mt. Blanc Massiv. Die Delamination trägt maßgeblich zur heutigen Topographie bei und führt zu asymmetrischen Gebirgsstrukturen (West- vs. Ostalpen) und zu erhöhten Hebungsraten, wie z.B. im Berner Oberland und im Lepontin-Dom (Abb. 6.6). An der Grenze zum Kontinent kommen zu den horizontalen Einengungskräften noch Sogeffekte hinzu, die den Kontinent gegen die abtauchende Ozeanplatte ziehen (Trench Suction, siehe Abb. 6.6). Bei der hier beispielhaft dargestellten Ozean-Kontinent Kollision bildet sich ein Subduktionsgebirge mit durch die Plattensubduktion initiierten Vulkanketten, wie z.B. die Anden in Südamerika. Die Subduktion, die Plattenabriss, die Plattenversenkung und die Vorgänge im Erdmantel sind in der Realität aber noch weit komplexer, als hier schematisch dargestellt und sie sind noch nicht in allen Einzelheiten erforscht (Kap. 6.6).

H. Hwang, et al. (2017): A role for subducted superhydrated kaolinite in the Earth's deep water cycle; Nature Geoscience, 2017, haben beschreiben, dass Minerale der ozeanischen Kruste, z.B. das Tonmineral Kaolinit, bei der Subduktion unter hohem Druck ab 2,5 GPa und bei Temperaturen ab 200 °C in ca. 75 km Tiefe beim Übergang in eine superhydratierte Phase große Mengen an Wasser aus den Ozeansedimenten in ihre Kristallstruktur einbauen. Dieses Wasser wird mit den Mineralen weiter in die Tiefe gezogen und macht das Gestein um den Faktor 100 weicher und beweglicher. Die abgesunkene Platte schmilzt im Erdmantel nur schwach und randlich an, denn ihre Temperatur liegt wegen des schnellen Versinkens noch unter dem Schmelzpunkt von Basalt. Unterhalb von 200 km bei 500 °C und 5 GPa wird das in den Mineralen gebundene Wasser beim Mineralzerfall wieder freigesetzt, ist aber im Erdmantel außerhalb der Plattenminerale ein inkompatibles Element. Das Wasser wandert in die Strukturen der umgebenden Mantelminerale und führt dort zu einer Schmelzpunktabenkung und Umwandlung in ein wasserreiches, fraktioniertes, flüssiges und leichteres Basaltmagma, das wegen seiner geringeren Dichte bevorzugt an tektonischen Schwächezonen aufsteigt (Flux-Melting - flussinduziertes Schmelzen; im Gegensatz zum Decompression-Melting durch Druckentlastung an Schwächezonen am Rift).

Der Begriff "**fraktionierte magmatische Differentiation**" bezeichnet den Vorgang der chemisch-physikalischen Differentiation von Magmen beim Aufstieg in der Erdkruste. Das entlang von Schwächezonen flüssig gemischte Stamm-Magma mit ca. 1300 °C erfährt beim Aufstieg eine Temperaturabnahme. Wegen der unterschiedlichen Kristallisationstemperaturen kristallisieren die verschiedenen Minerale nacheinander aus und es kommt zu einer **Kristallisationsdifferentiation** (fraktionierte Kristallisation), verbunden mit einer ständigen Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Restschmelze (Residuum), z.B. schwere quarzarme Basaltschmelze -> leichte quarzreiche Granitschmelze. Unter dem Einfluss der Schwerkraft kommt es zu einer **Gravitationsdifferentiation** mit einer sukzessiven Abtrennung der festen Minerale aus dem flüssigen Magma und zu deren Absetzung und Anreicherung im tieferen Bereich des Magmareservoirs (Kumulat aus Olivin und Pyroxen). Die quarzreichere und leichtere Restschmelze steigt weiter differenzierend auf. Beim isostatischen Aufstieg entstehen dann bei ca. 700 °C stark differenzierte Granite und Rhyolithe (Bild 18-1).

Es wird auch vermutet, dass die superhydratierten Minerale durch den Wasserentzug zur Vergrößerung der Gesteinsreibung beitragen und so die Erdbebenfähigkeit in bis zu 100 km Tiefe verstärken.

Tingting Gu et al. 2022: Hydrous peridotitic fragments of Earth's mantle 660 km discontinuity sampled by a diamond. Nature Geoscience 2022, haben publiziert, dass mit den absinkenden Platten große Mengen an in den Mineralen Wadsleyit und Ringwoodit eingebautes Wasser bis in die Mantelübergangszone versenkt wird. Das erklärt die Dynamik in diesem Teil des Erdmantels. Ohne die beträchtlichen Wassermengen, die in die Kristallstrukturen der Minerale der Erdkruste und des Erdmantels eingebunden sind und die bei der Plattensubduktion und bei der Gebirgsbildung in der Tiefe ausgetauscht werden, gäbe es keine Plattentektonik. Wie schon beschrieben wurde, ist die Subduktion der kalten Lithosphäre ein effizienterer Kühlmechanismus, als die Wärmeableitung durch die Kruste ins Weltall. Das hat die Erde zusätzlich abgekühlt, während die Energieabstrahlung der Sonne mit der Zeit um 30 % zugenommen hat. Das trägt wesentlich zur Stabilität des Klimas bei und ist für die Entstehung höheren Lebens von entscheidender Bedeutung. Die Lithosphären-Subduktion in den Erdmantel gibt es seit 3 - 4 Ga. Erst als vor 2,5 - 3 Ga die innere Wärmeproduktion der Erde durch radioaktiven Zerfall schwächer wurde (sie nimmt auch weiterhin langsam ab), konnte die an ein festes Material gebundene Eklogitbildung in der ozeanischen Lithosphäre die notwendige Tiefe und damit den notwendigen hohen Druck ab 35 km ohne aufzuschmelzen erreichen. Diese Eklogitisierung (Umwandlung von Basalten in ultrahochdruckstabile Eklogite, Plagioklas verschwindet, Granat und Omphazit bilden sich), verbundenen einer Verdichtung und spezifischen Beschwerung des Gesteins, erhöhte den Subduktionszug der Platten nach unten und verstärkte die weltweiten Plattenbewegungen. Die ständige Bildung von neuer und basaltischer Erdkruste aus dem Erdmantel an den Riftzonen und die gleichzeitige Versenkung an den Subduktionszonen hat über die Jahrmillionen zu einer starken Differentiation der Zusammensetzung der Kruste aus leichtschmelzendem und mit Plumes aufsteigendem Silizium-Aluminium-Magnesium und des Mantels aus schwerer schmelzendem Silizium-Magnesium-Eisen geführt. Dadurch sind viele für die Biosphäre bedeutende Elemente in die Obere Erdkruste gewandert, wie z.B. Stickstoff, Kohlenstoff, Chlor, Kalium, Phosphor, Schwefel, Calcium. Das gilt auch für Metalle, wie z.B. Silber, Gold, Zinn, Blei, Chrom, Uran, Zink, Kupfer, Mangan, Nickel und Seltene Erden, die durch spezielle Vorgänge an vielen Stellen der Oberen Erdkruste angereichert wurden. Auffallend ist, dass sich heute der Atlantik ohne Subduktionszonen nur durch Ridge Pusch öffnet, während der große Pazifik von Subduktionszonen mit Slab Pull-Vorgängen umgeben ist. Die möglicherweise entscheidende Rolle des Pazifiks bei der Plattentektonik ist hier noch zu klären. Bei der Gebirgsbildung gilt: die spröde Oberkruste (< 300 °C) wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird an duktilen Scherzonen mit mylonitischen Gefügen gestapelt und die duktil-plastische Unterkruste (> 400 - 500 °C) wird bei hohem und allseitigem Druck frei deformiert.

Es wird angenommen, dass die sich **ausbreitende Lebewelt** die Chemie und die Physik auf der Erdoberfläche und im Erdinneren bis heute wechselwirkend und auch verstärkend erheblich beeinflusst. Am Beispiel des Sauerstoffs lässt sich das darstellen: Zunächst waren die Erdatmosphäre und die Meere nahezu frei von Sauerstoff (anoxisch). Vor 3,8 Ga begannen frühe Cyanobakterien in den lichtdurchfluteten Meeren über die Photosynthese als Abfallprodukt ihres Stoffwechsels Sauerstoff freizusetzen und tun das als Hauptsauerstoffproduzent bis heute. Der Sauerstoff hat das im Meerwasser leicht lösliche Eisen vulkanischen Ursprungs (Fe^{2+} , z.B. aus Pyrit, FeS_2) in schwer lösliches Eisen $^{3+}$ (Hämatit, Fe_2O_3 und Magnetit, Fe_3O_4) oxidiert. Dieses wurde ausgefällt und in großen Mengen als rote und chemisch-biogene Bändereisenerze am Meeresgrund zu den heute begehrten Eisenerzlagern sedimentiert. Vor 2,48 Ga trat mit der allmählichen Verarmung von Fe^{2+} wegen dem nachlassenden Vulkanismus erstmals freier Sauerstoff in die Meere und mit 0,5 % erstmals in die Atmosphäre über und es bildeten sich durch die Oxidation des Eisens im Gestein rote Böden auf der Erdoberfläche. Vor 1,6 Ga war das gelöste Fe^{2+} im Meerwasser fast erschöpft, es wurden immer weniger Bändereisenerze gebildet und der Sauerstoffgehalt im Meer und übergehend in die Atmosphäre stieg stark an. Durch die UV-Strahlung von der Sonne bildete sich aus dem Sauerstoff die schützende Ozonschicht, die ihrerseits die Erdoberfläche vor zu viel UV-Strahlung schützt ($\text{O}_2 + \text{UVC} \rightarrow \text{O} + \text{O}$; $\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$). So konnte sich die Lebewelt seit 600 Ma vom Einzeller bis zu den Säugetieren rasant entwickeln. Die schweren Bändereisenerze am Meeresgrund wurden zu einem großen Teil per Subduktion in den Erdmantel transportiert und haben diesem den Sauerstoff hinzugefügt (majoritärer Granat). Der Mantel und vielleicht auch der Erdkern wurden also durch die Tätigkeit der photosynthese-treibenden Organismen oxidativ mit Sauerstoff angereichert und das dürfte den Materialkreislauf der Erde und damit wiederum die Lebewelt bis heute erheblich beeinflussen. Ähnliche Wechselwirkungen sind auch für weitere chemische Elemente und Verbindung zu vermuten (Gaia Hypothese). Siehe dazu auch Kap. 3.5.2: Böden in Ludwigsburg und Kap. 5.3: Gesteinsverwitterung.

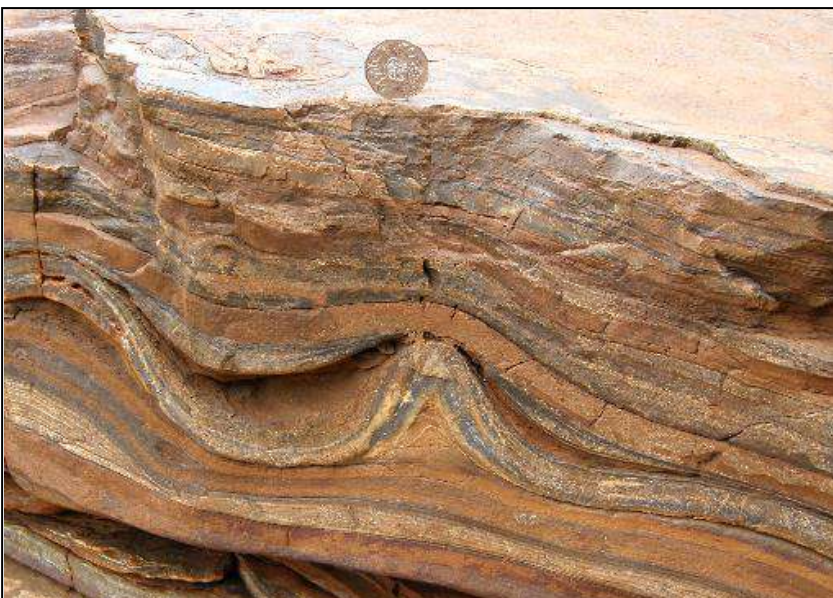


Abb. 6.6-3: Bändereisenerz

Deformed Banded Iron Formation in Dales Gorge, Pilbara, West Australia.

Bild: [Geomartin, Deformed BIF Dales Gorge](#), CC BY-SA 4.0

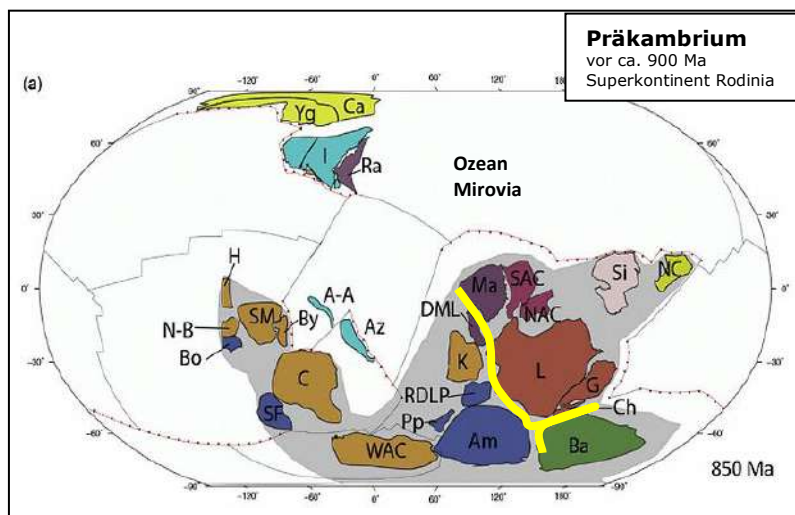


Abb. 6.7: Paläogeographische Rekonstruktion des Superkontinents Rodinia (grau schattiert) vor 900 Ma.

Durch die langsame und Milliarden Jahre andauernde Wanderung der relativ starren Kontinentalplatten mit dem Lithosphärischen Erdmantel auf der plastischen Asthenosphäre kam es auf der Erde zur Bildung von vermutlich 7 Superkontinenten mit tiefreichenden Kratonen. Die Älteren, Vaalbara, Ur, Kenorland und Columbia, sind hypothetisch (Abb.3). Nach Columbia vor 2,5 - 1,5 Ga entstand vor 1,1 Ga der Superkontinent Rodinia, der vor 800 Ma wieder auseinandergebrochen ist. Vor 550 Ma begann der Zerfall des kurzzeitig am Südpol existierenden Superkontinents Pannotia (600 – 540 Ma).

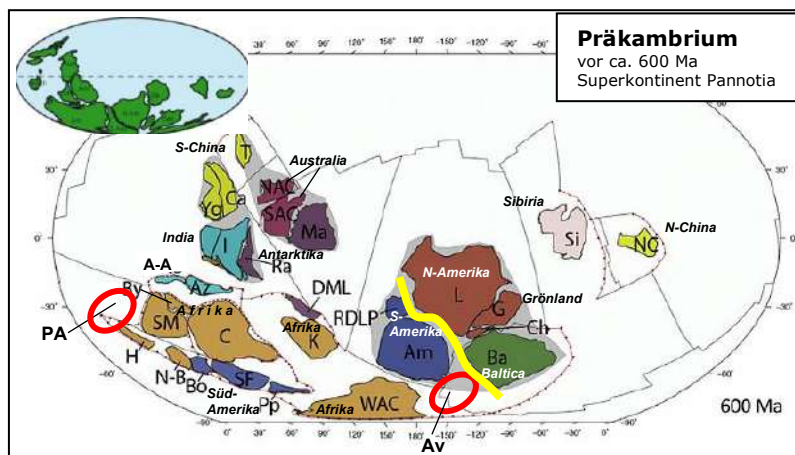
— = Grenville Orogenese

Abb.6.8: Paläogeographische Rekonstruktion des Superkontinents Pannotia (Groß-Gondwana) vor 600 Ma mit der Lage der Proto-Alpen (PA).

Es ist noch nicht klar, ob Pannotia ein echter Superkontinent war, oder nur eine lockere Zusammenlagerung einzelner Kontinentschollen.

A-A = Afif-Abas Terrane (Arabien); Am = Amazonia (S-Amerika); Av = Avalonia und Amoria mit Nord-Süddeutschland?; Az = Azania (Somalia, Madagaskar); Ba = Baltica (N-Europa); Bo = Borborema (S-Amerika); By = Bayuda (N-Afrika); Ca = Cathaysia (S-China); C = Congo (Afrika); Ch = Chortis (Mtl.-Amerika); DML = Dro.-Maud Land; G = Grönland; H = Hoggar (N-Afrika); I = India; K = Kalahari (S-Afrika); L = Laurentia (N-Amerika); Ma = Mawson (Antarktika); NAC = Nordaustralien; N-B = Nigeria-Benin (Afrika); NC = N-China; PA = Proto-Alpen; Pp = Paranapanema (S-Amerika); Ra = Rayner (Antarktis); RDLP = Rio de la Plata (S-Amerika); SAC = Südastralien; SF = Sao Francisco (S-Amerika); Si = Sibiria; SM = Sahara Metacraton (N-Afrika); T = Tarim (China); WAC = Westafrika; Yg = Yangtze (China).

Beide Grafiken aus: R.D. Nance, J.B. Murphy, 2018: Supercontinents and the case for Pannotia. Article in Geological Society London Special Publications · March 2018.



Farben: Nordamerika, Südamerika, Baltica, Sibiria, India und Mittlerer Osten, China, Afrika, Australien, Antarktika.

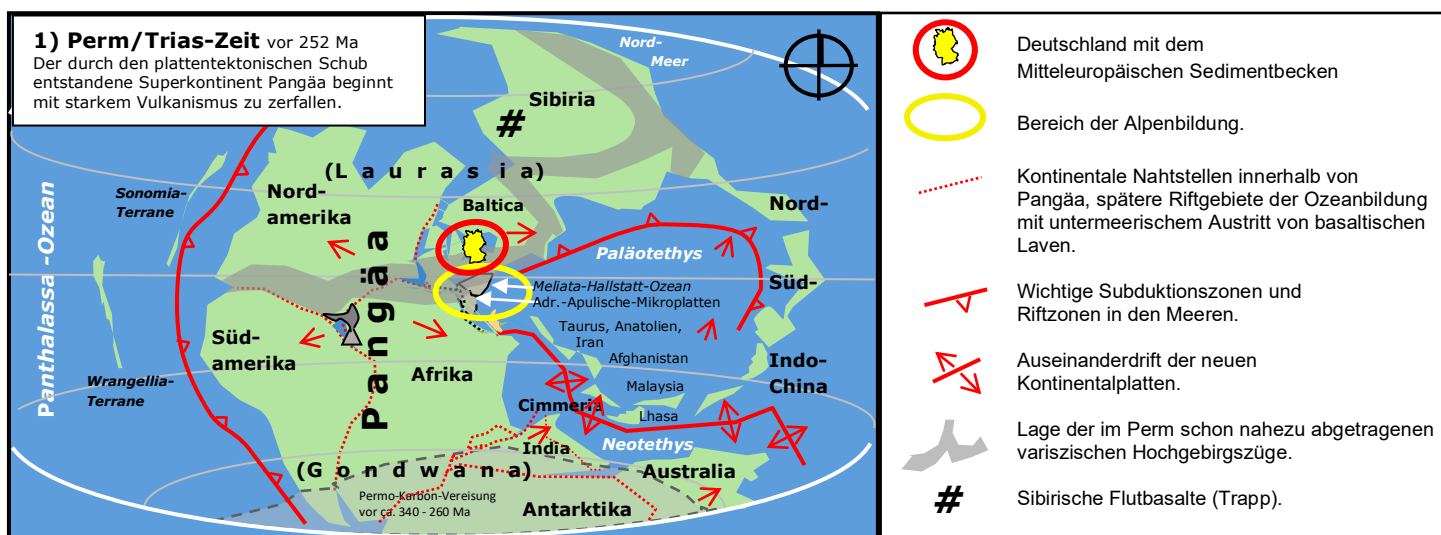


Abb. 6.9: Paläogeographische Karte des Superkontinents Pangäa vor 250 - 200 Ma.

Nach dem Zerfall des Superkontinents Pannotia (Abb. 6.8) vor 540 Ma sind die Kontinente bzw. Kontinentalplatten durch die Neubildung von vulkanisch-basaltischem Meeresboden an Riftzonen, durch Plattensubduktionen und durch die Bewegungen des Lithosphärischen Erdmantels auf der plastischen Asthenosphäre langsam wieder auseinandergedriftet. Während der Devon- und Karbon-Zeit vor 400 - 300 Ma wurden die einzelnen Kontinente durch diese plattentektonischen Bewegungen wieder zu einem neuen Superkontinent zusammengeschoben, der **Pangäa** genannt wird (Abb. 6.9). Dieser war vom **Panthalassa-Ozean** umgeben, dessen große östliche Bucht **Tethys-Ozean** genannt wird. Die bei der Bildung von Pangäa entstandenen langgezogenen Variszischen Hochgebirgsketten waren am Ende der Perm-Zeit vor 250 Ma wieder abgetragen. Das kimmerische Superterrane (Cimmeria) begann sich vor ca. 280 Ma mit Inselketten von Ost-Pangäa zu lösen und wanderte in der Perm/Trias-Zeit unter Bildung des Neotethys-Ozeans nach Norden. Dabei wurde der paläotethysche Meeresboden in den Untergrund von Laurasia gezogen und subduziert. An der Trias-Jura-Wende verschwindet die Paläotethys dann ganz. Cimmeria kollidierte vor 190 Ma unter Bildung des Kimmerischen Faltengebirges mit Laurasia und ist heute eine in den langgezogenen alpidisch-asiatischen Gürtel integrierte Gebirgsstruktur zwischen dem Balkan und Südostasien.

Fortsetzung Abb. 6.9-1.

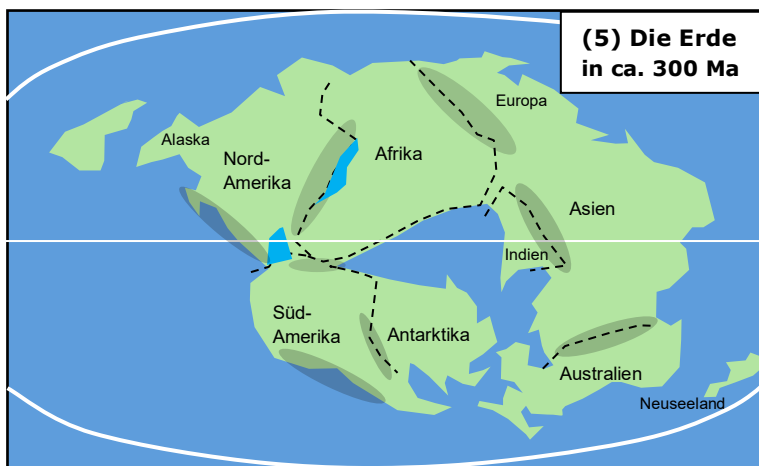
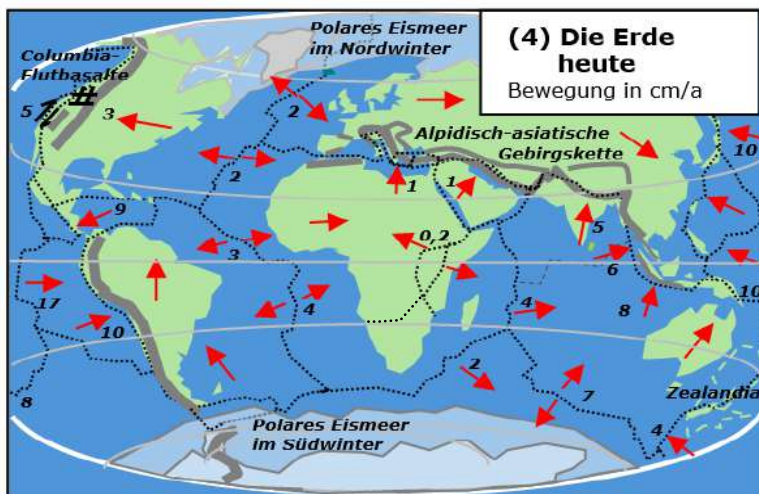
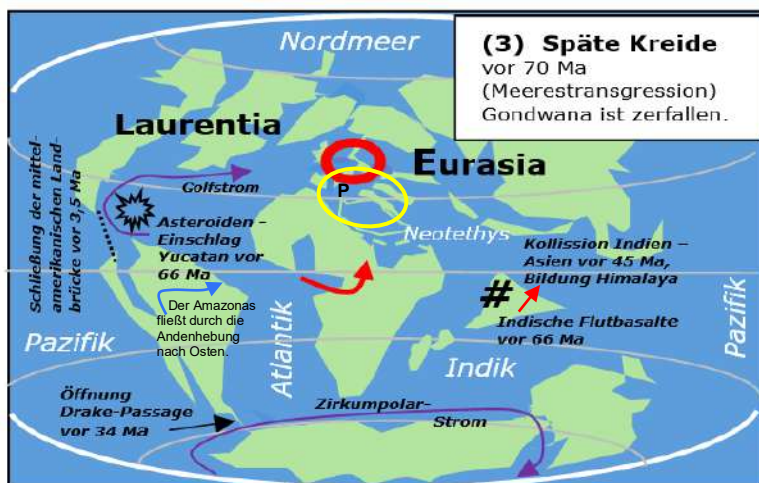
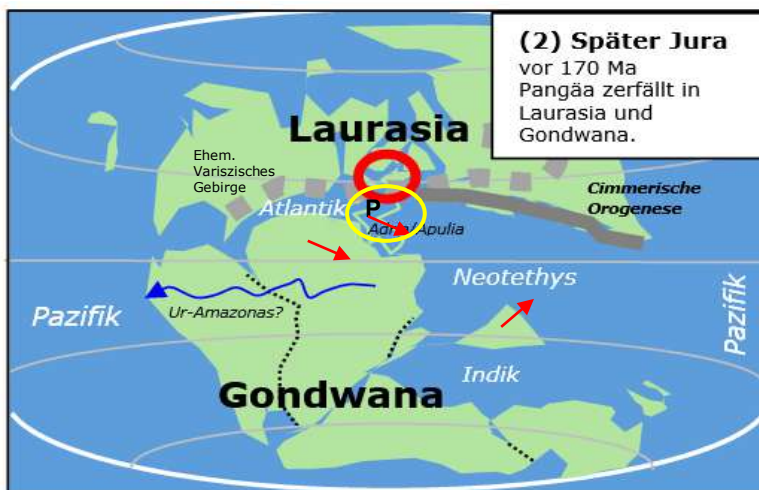


Abb. 6.9-1: Paläogeographische Karten der Verteilung von Land und Meer von der Jura- und Kreide-Zeit bis heute (Abb. 3).

Fortsetzung von Abb. 6.9

Im Zentrum des sich vor 325 Ma bildenden Superkontinents Pangäa kam es ab der Späten Trias-Zeit ab 250 Ma zu ersten tektonischen Rissen und Riftbildungen mit Vulkanismus. Vor 220 Ma begann der Zerfall des Superkontinents in die Teilgroßkontinente Laurasia im Norden und Gondwana im Süden. Dabei breitete sich der Neotethys-Ozean auch langsam nach Westen zwischen Eurasia und Afrika aus und ab 180 Ma öffnete sich zwischen Amerika und Afrika der Mittelatlantik, der sich über das Ligurische Becken mit der Tethys verband. Ab 130 Ma öffneten der Süd- und ab 60 Ma auch der Nordatlantik. Die Teile der flachmeereschen Adria-tisch-Apulischen Mikrokontinentalplatte im Bereich der West-Tethys, die bei der Alpenbildung eine zentrale Rolle spielen, sind in der Perm/Trias-Zeit vor 250 Ma noch mit Nordafrika bzw. mit Europa verbunden und wurden vom kleinen Meliata-Hallstatt-Ozean getrennt. Afrika wanderte mit Adria langsam nach Osten. Durch die damit einhergehende Krustendehnung und -schwächung und durch die Bildung des Mittelatlantiks entstanden von diesem ausgehend am Westrand der Tethys zwischen Europa und Afrika die beiden Penninischen Ozeane (P, Alpine Tethys). Vor ca. 140 Ma löste sich Adria/Apulien von Nordafrika und wanderte zunächst weiter nach Osten und dann nach Norden gegen Eurasia. Nach dem Zerfall von Gondwana und der Öffnung des Südatlantiks vor 130 Ma begann Afrika vor 100 Ma ebenfalls nach Norden gegen Eurasia zu rotieren. Das führte vor 55 Ma zur Schließung des oberpenninischen Piemont-Ozeans durch die Subduktion des Ozeanbodens nach Südosten und vor 45 Ma wurden auch die nördlich liegende Briançonnais-Schwelle und der unterpenninische Valais-Ozean in den Erdmantel subduziert. Vor 100 Ma begann mit der eoalpinen Orogenese auch die erste Gebirgsbildung in den Ostalpen. Der Teilkontinent Laurasia bestand noch bis vor 60 Ma, bevor er sich mit der weiteren Verbreiterung des Nordatlantiks in Eurasia und Laurentia (Nordamerika) aufgeteilt hat. Damit waren die heutigen 7 Kontinente entstanden. Die dick gepunkteten grauen Linien in **Bild 2** sind die ehemaligen variszischen Hochgebirgszüge, die beim Zusammenprall der Kontinente vor 380 - 310 Ma entstanden sind und die während der Späten Karbon- und der Frühen Perm-Zeit wieder abgetragen wurden. Dabei wurde Europa bis vor 30 Ma mit Sedimenten zugeschüttet. Heute sind z.B. die Mittelgebirge von Schwarzwald, Vogesen, Bayerischem Wald, Rheinischem Schiefergebirge, Ural, Massif Central, Teile des Atlasgebirges und Teile der komplex aufgebauten Appalachen basale und später durch die Plattentektonik teilweise wieder herausgehobene Reste dieses ehemals größten Gebirges der Erde (Abb. 6.15 und 6.14-1).

Bild 3: Beginn der alpinen Hauptgebirgsbildung vor 100 Ma. Trennung Australien-Antarktika vor 40 Ma, Entstehung des Zirkumpolar-Stroms, Beginn der langsamen weltweiten Abkühlung nach einer 200 Ma andauernden Warmphase, Entstehung des Himalayas und des tibetischen Hochlandes vor 22 Ma mit mehr Verwitterung und mit mehr Bindung von CO₂. Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke vor 3,5 Ma, Entstehung des Golfstroms. Ausgeprägte Kalt(Eis)zeitphase ab 2,6 Ma (Pleistozän, Quartär). Roter Kreis = Mitteleuropäisches Sedimentbecken Gelber Kreis = Bereich der Alpenbildung

Abb. 6.9-2 Pangäa-Proxima - Die Verteilung der Kontinente in der Zukunft.

Das ist eines von mehreren Szenarien, wie die Erdoberfläche durch die plattentektonischen Bewegungen in 250 - 400 Ma aussehen könnte. Es bildet sich der Superkontinent Pangäa-Proxima. Die möglichen neuen Gebirgsbildungen entlang der Kollisionsszonen der ehemaligen Kontinente sind grau dargestellt.

Grafik umgezeichnet und verändert nach National Geographic, The Walt Disney Company (Germany) GmbH.

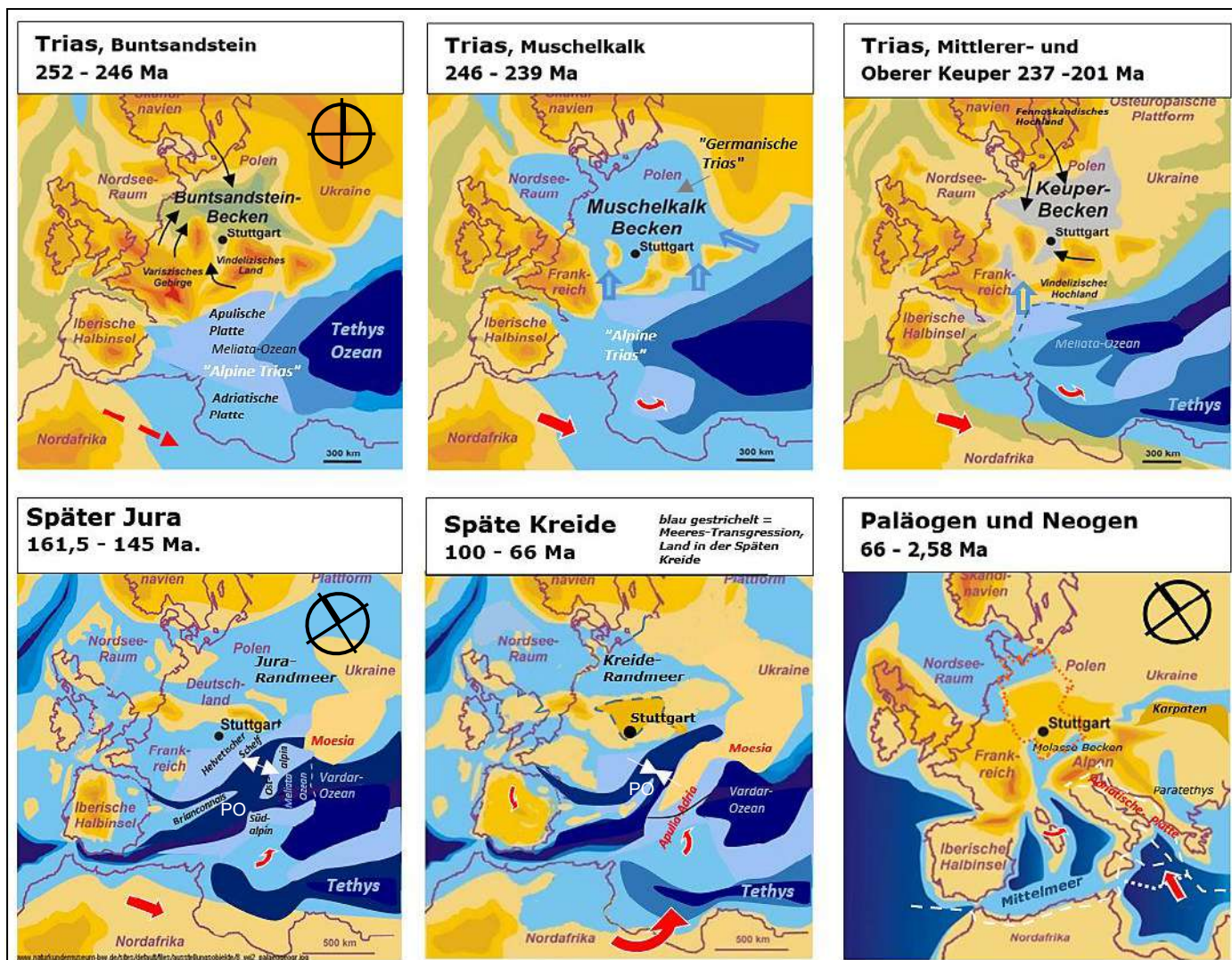


Abb. 6.9-3: Paläogeographische Karten der Verteilung von Land und Meer in Europa von der Jura-Zeit bis heute.

Dargestellt ist die Lage des Mitteleuropäischen Beckens mit der germanischen Trias im Norden und die Adriatisch-Apulischen Platte mit der alpinen Trias im Süden. Mit dem Auseinanderbrechen von Pangäa bewegte sich Afrika zunächst nach Osten. Das führte zu einer Erdkrustenverformung mit Ausdünnung, Schwächung, mit Brüchen und mit Vulkanismus. Es kam zur Westausdehnung des Tethys-Meeres mit der Bildung einiger kleiner Meeresbecken mit ozeanischem Rifting und von dazwischenliegenden flachmarinen Mikrokontinenten. Mit der Öffnung des Zentralatlantiks vor 170 Ma entstand südlich vor Europa die Penninische Ozeane (PO) und dabei wurden Tiefwassersedimente und basaltischer Meeresboden an auseinanderdriftenden Riftzonen abgelagert. Auf den flachmarinen Kontinentalschelfen von Südeuropa (Helvetikum) und der Apulisch-Adriatischen Platte (Ost- und Südalpin) wurden bei einem tropischen Klima mächtige und großteils karbonatische Sedimente mit Riffen abgelagert. Mit der Nordrotation von Adria/Apulien und ab 100 Ma auch von Afrika wurde die Erdkruste mit diesen Ablagerungen komprimiert. Die Ozeanböden wurden subduziert und die ozeanischen und die flachmarin-kontinentalen Sedimente wurden in der Tiefe zusammengeschoben, gefaltet, überschoben und wurden nach Norden bis über den Rand von Südeuropa aufgestapelt. Schließlich wurden diese über 60 km mächtige und leichtere Erdkruste auch unter dem Einfluss von Plattenabrisen in der weichen Asthenosphäre isostatisch herausgehoben und der Erosion ausgesetzt. Die heutigen Alpen sind entstanden (Abb. 6.15, 6.29-1). Grafik verändert und ergänzt nach R. Schoch, Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, www.naturkundemuseum-bw.de.



Abb. 6.9-4: Eine sehr alte Marmorplatte auf einem Friedhof in Baltimore als Beispiel für die Plastizität (Duktilität) von Gesteinen.

Diese Marmorplatte liegt schon 100 Jahre oder länger und hat sich ohne Temperaturerhöhung nur durch die länger anhaltende Schwerkraft nach unten verformt. Marmor ist also, ebenso wie Steinsalz, auch unter Oberflächenbedingungen plastisch. Calcit reagiert ab 200 - 300 °C, Quarz ab 300 °C und Steinsalz reagiert schon ab 100 °C duktil.

Originaltext: „Ein Marmordenkmal auf dem Gelände der Westminster Hall und des dazugehörigen Friedhofs in Baltimore, Maryland. Die horizontale Oberfläche erfährt eine langsame duktile Verformung, da sie unter ihrem eigenen Gewicht nachgibt. Der Schriftsteller Edgar Allan Poe ist in der Nähe beigesetzt.“

Bild und Text aus: *Physical Geology*, First University of Saskatchewan Edition von Karla Panchuk, CC BY-NC-SA 4.0

<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/>

Bild: Ray Pennisi (2007) CC BY-NC 2.0

6.2 Alpine Ablagerungsräume und tektono-lithologische Einheiten der Alpen

Abb. 6.11: Von der Späten Trias bis zum Mittleren Jura vor 230 - 160 Ma wurde das immer niedriger werdende Vindelizisch-Böhmische Land (Vindelizische Schwelle) als Rest des variszischen Gebirges am Südostrand des Mitteleuropäischen Beckens abgetragen. Dort bildete sich ab dem Frühen Jura vor 190 - 160 Ma zwischen dem Nordrand der westlichen Neotethys und dem südeuropäischen Kontinentalrand ein flacher Ablagerungsraum, der **Alpiner Schelf** genannt wird (Abb. 6.9-3, 6.29-1). Zunächst gab es dort noch eine germanisch-faziell dominierte und terrestrisch-limnisch-marine Sedimentation, ähnlich wie im Mitteleuropäischen Becken, die dann in eine mächtige und alpin-vollmarine Sedimentation überging. Mit der Bildung des Mittel(Proto)-Atlantiks zerfiel der Superkontinent Pangäa währenddessen in zwei Teile: **Laurasia** mit Nordamerika und Eurasia im Norden und **Gondwana** mit Südamerika, Afrika, Indien, Antarktika und Australien im Süden (Abb. 6.9-1). Afrika wanderte unter der Bildung des Mittelatlantiks mit Gondwana langsam nach Osten und das führte an der Grenze zu Laurasia im Bereich der Neotethys zu einer Dehnung, Ausdünnung und Schwächung der Lithosphäre und Erdkruste mit Brüchen und Vulkanismus. Der Neotethys-Ozean vergrößerte sich durch die Bildung kleiner Mikroplatten mit kontinentalen und ozeanischen Bereichen weiter nach Westen und so wurden Afrika und Eurasia getrennt. Verursacht durch langsame und konvektive Massenbewegungen und durch aufsteigende Mantelplumes im tiefen und heiß-plastischen Erdmantel, aber v.a. durch gravitative Bewegungen der Lithosphäre, haben sich die Europäische, die Adriatisch-Apulische und die Afrikanische Kontinentalplatte dabei zunächst einige Jahrmillionen lang auseinanderbewegt. An den schmal-langgezogenen und als **Riftzonen** bezeichneten Nahtstellen dieser Platten kam es in den bis über 4000 m tiefen, aber kleinen und ozeanartigen Becken zum Aufstieg und zum untermeerisch-glutflüssigem Austritt von großen Mengen an basaltischen Vulkaniten (Kissenlaven) und in der Tiefe wurden Gabbros und Serpentine aus dem Erdmantel abgelagert. Das führte zusammen mit der Ablagerung von unterschiedlich mächtigen Tiefseesedimenten aus Mergel, Tonen, Kalken und Radiolariten zu einer Neubildung von sedimentärem und basaltisch-gabbroidem Ozeanboden mit einer langsamen Verbreiterung der Ozeane (Abb. 2, Abb., 6.29-1). Heute bauen Fragmente dieser Ablagerungen als **Ophiolith-Deckenkomplexe** (Abb. 6.34) v.a. im Penninikum viele Gesteinsdecken und Gebirgszüge in den Alpen auf. Durch dieses Seafloor-Spreading bildete sich zwischen Nordamerika und Afrika/Europa und später zwischen Afrika und Südamerika auch der Atlantik.

Vom sich plattentektonisch weiter öffnenden Mittelatlantik ausgehend, bildete sich nach Osten zwischen Afrika und Südeuropa eine Tiefseerinne, die sich in den folgenden Jahrmillionen zum 600 - 800 km breiten, über 1000 km langen und zweigegliederten Penninischen Ozeanbecken vergrößert hat. Damit wurde der Alpine Schelf in den an Südeuropa angrenzenden Helvetischen Schelf mit dem randlich zum Penninikum tieferen Lepontikum und in den teils noch an Nordafrika angrenzenden Adriatisch-Apulischen Schelf und Mikrokontinent mit den flachmarinen Salassischen, Ostalpinen und Südalpinen Ablagerungsräumen aufgeteilt (Abb. 6.9-3, 6.11, 6.30-2). Diese sechs alpinen Ablagerungsräume (Domänen), **Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum, Ostalpin und Südalpin**, stellen die unterschiedlich entstandenen Tektono-Lithologischen Einheiten der Alpen dar und bilden mit ihren Gesteinen heute die großen Deckensysteme und Gebirgsteile (Abb. 6.1-1, 6.11, 6.58, 6.25-3, 6.9-4). Die ursprünglich nebeneinander liegenden Ablagerungsräume sind eine räumlich-fazielle Gliederung, in deren Gesteine die Ablagerungszeiträume von der Perm-Zeit bis zur Neogen-Zeit mehr oder weniger ausgeprägt vertreten sind. Sie waren damals, wie auf den Abbildungen 6.15, 6.24 und 6.30-2 zu sehen ist, teils ozeanartige Tiefseebecken und -tröge und teils mehr oder weniger flache Meeres- und Schelfgebiete, oft mit achipelartigen Inselgruppen, später mit kleinen gebirgigen Festländern und mit unterschiedlichen Raumlagen zwischen den eurasischen und afrikanischen Urkontinenten. Je nachdem, ob es sich um flache und warme Schelfmeere, tiefere Schelfmeere, untermeerische Kontinentalabhänge oder um Tiefseebecken gehandelt hat, kam es dort zur Ablagerung von unterschiedlichen Sedimenten. Festlandsnah wurden terrestrisch-fluvioklastische Konglomerate mit Sand-, Ton- und Mergelsedimenten eingeschwemmt und abgelagert. Innerhalb der zyklisch langsam absinkenden Flachmeerbereiche auf Adria/Apulia und am helvetischen Rand von Südeuropa kam es zur Ablagerung von mächtigen Karbonatsedimenten. In den weiträumigen, lichtdurchfluteten und tropisch-warmen Watt- und Flachmeeren wurden hier durch chemische Ausfällung mit biogenem Einfluss mikrokristalline Kalkschlämme lagenweise sedimentiert und es sind frühdiagenetische Dolomite entstanden. Manche flachmarine Kalksedimente wurden durch die Aufnahme von Magnesium aus dem Meerwasser spätdiagenetisch in fossilarme Dolomite umgewandelt, die heute in den italienischen Dolomiten und in vielen anderen Teilen der Alpen unterschiedlich stark gebirgsbildend sind. Aus den im Flachmeer und in Strandnähe oft zermalenen Schalenresten abgestorbener Meeres-tiere (Ammoniten, Brachiopoden, Muscheln, Riffbildner etc.) wurden bioklastische Kalke (Schalentrümmerkalke, Schillkalke) gebildet. Oft bildeten sich im tropisch-warmen Flachwasser große Algen-, Schwamm- und später auch Korallenriffzüge, die zusammen mit dem mächtigem Riffschutt heute in den Alpen viele Gebirgszüge aufbauen, z.B. in den Dolomiten. Zwischen den Kalken und Dolomiten wurden in Zeiten mit etwas tieferem Wasser und in Becken lagenweise dünne und auch mächtigere Tonmergel sedimentiert. Im heiß-ariden Klima wurden bei der Austrocknung von episodisch vom Weltmeer abgeschnürten Meeresbereichen und in Becken auch sulfatisch-salinare Evaporite abgelagert. Die flachen Schelfgebiete haben sich unter dem Gewicht der mal mehr und mal weniger starken Sedimentation zwar zyklisch und langanhaltend abgesenkt, sie hatten infolge dieser dynamischen Sedimentation aber eine nur wenig schwankende und meistens geringe Wassertiefe. Durch dieses Sedimentationsgleichgewicht konnten sich so über die Jahrmillionen mehrerer Tausend Meter mächtige und zyklisch geschichtete Flachmeer- und Gezeitsedimente ablagern und in den festlandsfernen und etwas tieferen Mesopelagial-Bereichen wurden auch mächtigere Tonmergel und Radiolarite abgelagert. In den ozeanischen Tiefseebecken und -trögen zwischen den kontinentalen Flachmeeren wurden Tiefseetone, kieselige Radiolarite und geringmächtige Karbonate sedimentiert und im Oberpenninischen Ozean sind mächtige Lavamassen entlang der sich spreizenden und vulkanischen Riftzonen (Seafloor-Spreading) untermeerisch glutflüssig ausgetreten (Basalte und in der Tiefe Gabbros und Serpentine, Abb. 6.34). Im schmalen und nicht so tiefen unterpenninischen Valais-Meeresarm hat sich nur eine unvollständige ozeanische Kruste mit wenigen Magmatiten entwickelt und es

wurden dort, ebenso wie im Oberpenninischen Ozean, mächtige **Bündnerschiefer** aus fossilarmen und sandigen Kalk-Ton-Glimmerschiefern abgelagert. Vor ca. 135 Ma löste sich Apulia von Nordafrika/Gondwana ab und änderte seine Plattenbewegung gegen den Uhrzeigersinn rotierend von Osten nach Norden gegen Europa. Damit endete die Verbreiterung des Oberpenninischen Ozeans und es begann sein Zusammenschub und die Versenkung seiner Tiefseesedimente und magmatisch-vulkanischen Ozeanböden an langgezogenen Subduktionszonen unter das südöstlich liegende Ostalpin in den Erdmantel. Vor 130 Ma begann mit der Öffnung des Südatlantiks das Auseinanderbrechen von Gondwana und Afrika, Antarktika, Australien und Indien wurden selbständige Kontinente. Das führte auch zur Rotation der Bewegung von Afrika von Osten nach Norden gegen Eurasia und Adria/Apulia wurde noch mehr gegen und schließlich auf den europäischen Kontinentalrand geschoben. So ging die **Ozean-Kontinent Kollision** in eine **Kontinent-Kontinent Kollision** über und der Zusammenschub und Übereinanderschub der zuvor abgelagerten und zu Gesteinen verfestigten flach- und tiefmarinen Sedimente und Magmatite in der Tiefe der Erdkruste nahm zu. Ab 130 Ma bildeten sich alpenparallel langgezogene und tiefer werdende Tröge und die flächige Sedimentation ist in die schmale **Flyschsedimentation** aus submarinen Rutschmassen mit einer engen Wechselfolge von Sand-, Ton- und Mergelsteinen, teilweise mit Kalksteinbänken, mit Geröllen und mit Blöcken (Wildflysch) übergegangen (Abb. 6.12.-1, 6.33, -1, -2). So wurden über lange Zeiträume die sedimentär-magmatischen Grundlagen für das spätere Alpengebirge geschaffen und es begann die eigentliche Gebirgsbildung der Alpen wie wir sie heute sehen.

Das Helvetikum (Helvetier = keltischer Volksstamm, Helvetia = neulateinisch für Schweiz, von Schwyz - indogermanisch = "Das helle Tal") wird in Unter(Nord)helvetikum und Ober(Süd)helvetikum mit dem Ultrahelvetikum gegliedert und wird in Frankreich "Dauphinois" genannt. Das Helvetikum ist der nördlichste (externe) alpine Sedimentationsraum und die tektono-lithologisch tiefste Einheit in den Alpen. Es wurde als letzte Einheit von der nord- und westgerichteten Alpenüberschiebung und -faltung erfasst und ist in den Zentral- und Westalpen an der Oberfläche weit verbreitet. Die oft kalkdominierten Sedimente wurden auf dem flachen und küstenfern auch tieferen, subtropischen Helvetischen Schelf entlang der südeuropäischen Küste des Tethys-Ozeans abgelagert, das Unterhelvetikum im Norden und das mächtigere Oberhelvetikum weiter südlich. Schon während der Perm-Zeit wurden am südeuropäischen Kontinentalrand die Abtragungsreste der Variszischen Gebirges als siliziklastische Schuttmassen und Vulkanite in großen Schwemmfächer auf der durch die permische Dehnungstektonik entstandene Trog- und Schwellenlandschaft als Gegenstück zu den Rotliegendesedimenten in Mitteleuropa abgelagert. Diese im alpinen Raum **Verrucano** genannten Sedimente sind in mehreren tiefer eingesenkten und von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Graben- und Beckenstrukturen zunächst unter jüngerer Bedeckung erhalten geblieben und wurden in die alpine Decken-tektonik miteinbezogen, gehoben und teils stark erodiert. Der Verrucano besteht aus terrestrisch-fluvioklastischen und durch Eisenoxid (Fe_2O_3) oft rötlich gefärbten Schuttmassen aus später schwach metamorphisierten Tonen, Sanden und konglomeratischen Geröllen mit Vulkaniten (Abb. 6.35). Auch die Sedimente der Trias wurden in Südeuropa zunächst noch als überwiegend terrestrische Fazies (Germanische Trias) flächig abgelagert. Nach der Abtragung des Vindelizischen Landes als Rest des Variszischen Gebirges am Südrand von Europa von der Späten Trias- bis zum Mittleren Jura-Zeit entwickelte sich die kontinental-helvetische Plattform zu einem vollmarinen Schelf. Bei einer unregelmäßigen Subsidenz kam es zur diskordanten und zyklischen Ablagerung von teils noch sandigen, aber überwiegend flachmarinen und karbonatischen Sedimenten mit Oolithen (Alpine Trias). Die Tiefe dieses Schelfs nahm mit der Entfernung zum nördlichen Festland zu, sodass dort auch tonig-mergelige Sedimente abgelagert wurden. Der Schelf grenzte aber noch direkt an den adriatischen Schelf der Westtethys an. Mit dem Einbrechen des Oberpenninischen Ozeantrogs zwischen Europa und Adria/Apulia, ausgehend von dem sich im Westen öffnenden Atlantik, senkte sich ab dem Mittleren Jura vor 180 - 160 Ma der breite Schelfbereich etwas ab und das Helvetikum wurde zum Südrand von Europa. Damit waren Europa und Adria/Apulia getrennt. Von der Jura- und Kreide-Zeit vor 170 - 66 Ma bis in die Späte Paläogen-Zeit vor 25 Ma kam es auf dem helvetischen Schelf bei weiteren zyklischen Absenkungen festlandsnah zu detritisch-klastischen und zu bioklastischen Ablagerungen (Schillkalk aus Schalenresten von Muscheln, Ammoniten, Foraminiferen, Riffschutt etc.) und im sehr warmen und flachen Meerwasser zu einer ruhigen Sedimentation von mächtigen und (bio)chemisch entstandenen Kalkschlämmen mit der Bildung von Schwamm-, Algen- und Korallenriffen. Daraus sind die oft massigen, geschichteten und fossilreichen Kalksteinen mit z.T. mächtigen Lagen von Mergelsteinen entstanden, z.B. der Quintenkalk, Schrattenkalk, Seewenkalk, die Drusberg-Schichten und als Hauptgipfelbildner der Kieselkalk. Mit dem Beginn der Alpenüberschiebung im südlich gelegenen Tethys-Raum vor 110 - 80 Ma senkte sich das helvetische Schelfmeer weiter ab und in den tieferen und küstenfern-mesopelagischen Bereichen wurden vermehrt dunkle Tonmergel und Tone abgelagert, z.B. die Seewen-, Amden- und die Wang-Formation. Die Mächtigkeit dieser Sedimente nimmt mit der Entfernung zum nördlichen Festland zu. Diese Gesteine bilden heute die mächtigen Kalkgebirge mit Mergellagen entlang dem Nordrand der Schweizer Alpen von Savoyen, Berner Oberland, Appenzellerland bis nach Vorarlberg (Schweizer Kalkalpen). Die immer mehr aus dem Meer aufsteigenden kleinen Inseln und Festländer waren der Erosion ausgesetzt und die Sedimente wurden mit der zunehmenden Einengung in langgezogenen und tiefen Meeresrinnen als Nordhelvetischer Flysch abgelagert. Wegen Sedimentationsunterbrechungen und Erosion fehlen in der helvetischen Schichtfolge einige erdgeschichtliche Bereiche. Bei der Gebirgsbildung wurden die oberhelvetischen Gesteinsdecken im Miozän vor 25 Ma gehoben, vom kristallinen Untergrund der südeuropäischen Externmassive abgesichert und als allochthone Gesteinsdecken weit nach Norden und Nordwesten über den Flysch und auch über die Molasse viele Kilometer auf den europäischen Kontinentalrand geschoben und dabei in Schuppen und Falten gelegt (Säntis). In Frankreich wurden die Dauphinois-Decken nach ihrer Abscherung nur ein wenig nach Westen verschoben und sind damit parautochthon. "Autochthon" = die Gesteine wurde allenfalls minimal bewegt und sind im Verband. "Parautochthon" = die Gesteine wurde gering gegenüber der ursprünglichen Unterlage verschoben. "Allochthon" = die Gesteine wurde weit verschoben und ist nicht mehr im Verband.

- **Zum Unterhelvetikum** (früher Infrahelvetikum) gehören die prävariszisch- und variszisch-kristallinen Extern(Zentral)massive aus Gneisen, Migmatiten und eingeschmolzenen Graniten und deren (par)autochthone Sedimentbedeckung. In Frankreich sind das das Mt. Blanc-, Aiguilles Rouges-, Belledonne-, Pelvoux- und das Mercantour/Argentera-Massiv, in der Schweiz das Aar-Massiv mit seiner (par)autochthonen Sedimentbedeckung und in Österreich das Tauernkristallin mit seiner Unteren Schieferhülle (Abb. 6.47). In der Schweiz gehören zum Unterhelvetikum alle Decken unterhalb der Hauptüberschiebung des Glarner- und des Wildhorn-Diablerets-Deckenkomplexes und der Axen-Drusberg-Decke, z.B. die Morcles-Decke als Abscherung des Mont Blanc-Massivs, die Doldenhorn-Decke, die Sardona-Decke und die Tschep-Schuppe mit Sedimenten von Perm bis Paläogen. Dazu gehören auch die in der Schweiz besonders verbreiteten subalpinen Flyschdecken (Unter-, bzw. Nordhelvetischer Flysch), die in der stark kompressiven Spätphase der Alpenbildung untermeerisch von den steilen Kontinentalabhängen als lawinenartige Suspensions- und Schuttströme in die sich durch die Kompression bildenden Tiefseegräben und -becken abgerutscht sind. Die Externmassive aus variszischen und älteren (ordovizischen) Gneisen und Migmatiten mit den darin vor 340 - 280 Ma durch Krustendehnung spät- und postvariszisch eingeschmolzenen Graniten und mit ihrer permomesozoischen Sedimenthülle wurden beim Zusammenschub der überlagernden Decken zwar nicht komplett in die alpine Tektonik miteinbezogen, aber in der Tiefe schwach alpin-metamorph überprägt, plastisch deformiert, durch kleine Überschiebungen tektonisch zerlegt, verschuppt und z.T. um mehrere Kilometer nach Westen, Nordwesten und Norden verkippt und verschoben. Dabei wurden sie z.T. eingeklemmt und später als große Krustenspäne blasenartig herausgepresst. Mit der Hebung, dem Abrutschen und der Abtragung ihrer südlichen Sedimenthülle sind diese Massive vor 20 - 12 Ma an die Erdoberfläche gekommen und sind seitdem ebenfalls der Abtragung ausgesetzt. Dadurch ergeben sich heute gute Einblicke in diese z.T. über 300 Ma alten Gesteine. Das Kristallin des externen Aar-Massivs ist vor 14 - 12 Ma an die Oberfläche gekommen und dieses kann mit seinen zahlreichen kleinen Abscherungen und Verschiebungen auch als Ansatz einer tektonischen Decke betrachtet werden (Abb. 6.40).

- **Zum Oberhelvetikum** gehören neben den permzeitlich-terrestrischen und teils schwach metamorphen Verrucano-Sedimenten (Illanz-, Tavetsch-, Glarner-Decke) und der paläozoischen Gotthard-Kristallindecke die sedimentären und im Paläogen/Neogen allenfalls sehr schwach metamorphisierten Gesteinsdecken (Anchizone, 150 – 250 °C) von den Karbonatplattformen der küstenferneren Flachscheffbereiche aus der Zeit von Trias bis Eozän vor 200 - 35 Ma. Diese liegen heute oberhalb der Helvetischen und der Glarner Hauptüberschiebung, z.B. der Wildhorn-Diablerets Deckenkomplex, die Axen-Decke, die Drusberg-Decke und der Obere und Untere Glarner-Deckenkomplexe mit der Säntis- und Mürtschen-Decke und mit dem Illanzer-, Tavetscher- und Glarner-Verrucano. Bei der Gebirgsbildung wurden die oberhelvetischen Karbonatgesteinsdecken im Miozän vor 25 Ma gehoben und vor 20 Ma als letzte der vier alpinen Großeinheiten vom kristallinen Untergrund der südeuropäischen Externmassive abgesichert. Sie wurden in einigen Kilometern Tiefe bei bis zu 250 °C und bevorzugt auf den weichen Ton- und Mergelgesteinen als allochthone Gesteinsdecken zwischen 50 km (Chaines Subalpines) und 100 km (Säntis-Decke) weit nach Nordwesten und nach Norden über die Externmassive und deren Sedimenthülle auf den europäischen Kontinentalrand geschoben. Dabei wurden sie auf komplizierte Weise in sich überschoben, verschuppt, verfaltet, deformiert und sehr schwach metamorphisiert, heute eindrucksvoll zu sehen im Säntis-Gebirge in der Schweiz (Abb. 6.40). Auch der Unterhelvetische Flysch wurde dabei überschoben und die weichen Molasseschichten wurden bis zu 25 km weit überfahren, gestaucht, verfallen und auch in sich ein wenig überschoben (Kap. 6.7). **Das Ultrahelvetikum** westlich des Thuner Sees wird in der neuen tektonischen Karte der Schweiz -TK 500- ins Oberhelvetikum gestellt und ist der tiefere Übergangsbereich (Tiefschelf) mit mesopelagischen Kalk- und Mergelsedimenten zwischen dem flachen oberhelvetischen Schelf im Norden, dem Lepontikum und dem penninischen Tiefseetrog im Süden.

Die helvetischen Sediment- und Kristallingesteine treten heute breitflächig in den französischen Westalpen (Dauphinois) und nördlich der Linie Rhonetal - Val Bedretto - Chur in den Schweizer Nord- und Zentralalpen, aber nur als schmaler und unterbrochener Schuppensaum in den Ostalpen am Nordrand der deutsch-österreichischen Nördlichen Kalkalpen und im Kristallinkern des Tauernfensters zutage. Die nach Westen und nach Norden geschobenen oberhelvetischen Decken in Frankreich, in der Schweiz und am Alpennordrand liegen teils wenige und teils viele Kilometer weit von ihrem Ablagerungsort entfernt und sind damit "parautochthon" bzw. "allochthon".

Das Lepontikum (Lepontier = keltisch-etruskischer Stamm zwischen Gotthard und Lago Maggiore) ist ein Teil des europäischen Festlandrandes und ist als heute strukturelle Erhebung (Dom) der Übergang vom Außenbereich des flachen südeuropäisch-helvetischen Schelfmeers zu den tiefen penninischen Ozeanbecken (ehemals Sub- bzw. Infrapenninikum). Bei der Plattenkollision zwischen Eurasia und Afrika vor 40 - 30 Ma wurde das Lepontikum nach Nordwesten geschoben. Es besteht im Kern aus tiefer versenktem, variszisch-europäischem Grundgebirge (Ortho- und Paragneise, Amphibolite), die teilweise mehrere orogene Zyklen durchlaufen haben (kaledonisch, variszisch, alpin), sowie aus einer vor 32 - 18 Ma alpin metamorphisierten, autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung aus perm- und triaszeitlichen Konglomeraten, Quarziten und Dolomiten mit jungmesozoischen Kalken, Marmoren, Mergel und Brekzien (Abb. 6.9-4 bis -6). Die Gesteine bilden heute den vor 15 Ma im Zuge der Plattenablösung nach der Subduktion in den Erdmantel und durch den Nordschub des Insubrischen (Ivrea)-Indenters um fast 20 km herausgehobenen Lepontischen Dom (vertikale Einengung, seitliche Zerdehnung) und formen die Gebirgszüge südlich der Gotthard-Massivdecke im schweizerischen Tessin und in Norditalien, z.B. die Antigorio-, Monte Leone-, Lebendun-, Cima-Lunga-, Simano-, Verampio-, Maggia-, Adula- und Leventina-Lucomagno-Decke und die Migmatite des Gruf-Komplex. Tektonisch wird das Lepontikum von der Toce- und Ticino-Kulmination geprägt und wird seitlich von der Simplon-Rhone-Störung im Westen und von der Forcola-Störung im Osten begrenzt (Abb. 6.9-4 bis 6.9-6).

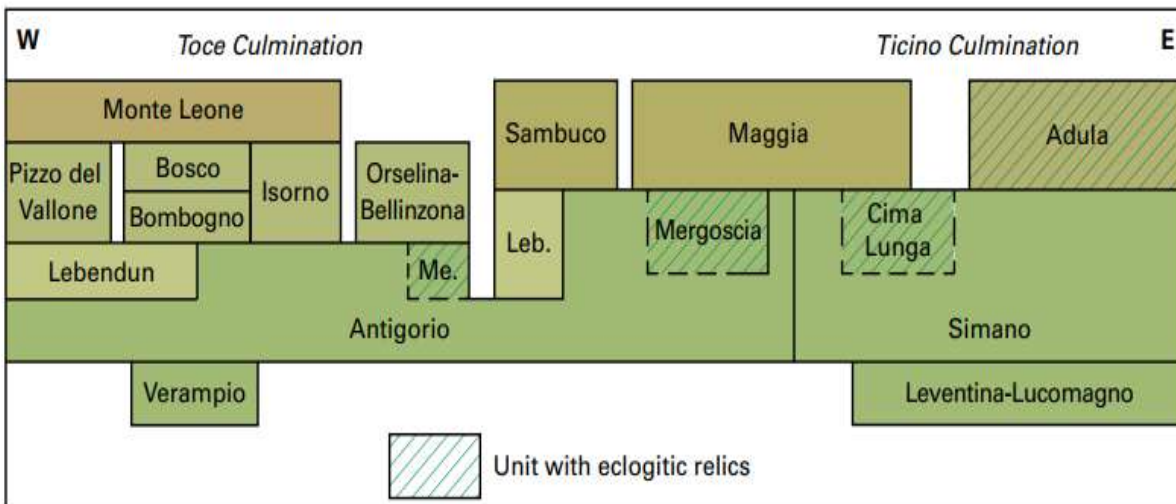


Abb. 6.9-4: Diagramm der Überlagerung der lepontischen Einheiten.

Die gestrichelten Linien stellen die betreffenden Deckenkontakte dar.

Quelle: D. Bernoulli et al 2024: Tectonic Map of Switzerland 1:500'000, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern, Ed. Ves Gouffon.

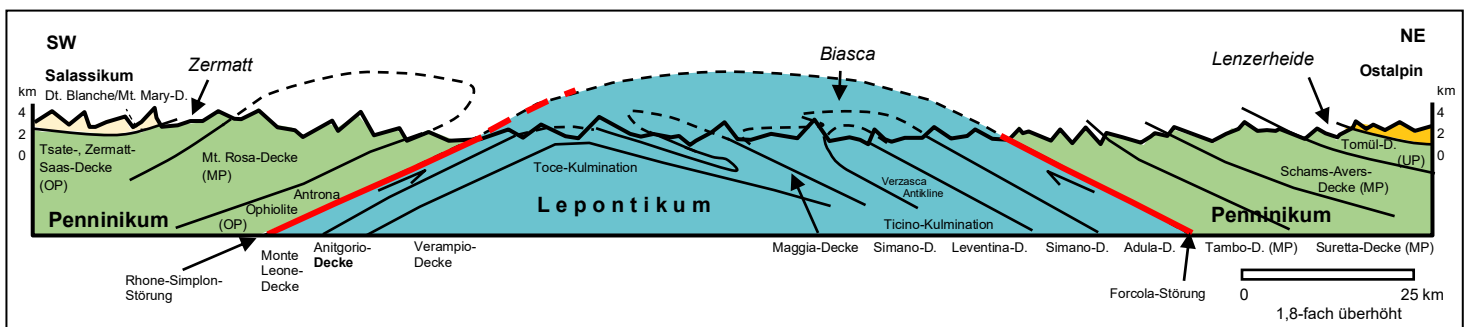


Abb. 6.9-5: Schematischer geotektonischer Profilschnitt Zermatt - Lenzerheide mit dem Lepontikum.

Die ehemals sub(infra)penninischen Gesteine im Lepontin der Schweiz und Italiens, die Monte Leone-Decke im Südwesten bis zur Adula-Decke im Nordosten (Lepontischer Dom), werden in die neue tektonische Einheit "**Lepontikum**" gestellt, das ursprünglich am südeuropäischen Rand zwischen dem Unterpenninikum und dem Helvetikum lag. Es besteht heute aus knapp 300 Ma alten kristallinen Grundgesteinen (Granite, Gneise, Glimmerschiefer) und wird lokal durch eine dünne autochthone oder parautochthone und mesozoische Metasedimentdecke begrenzt (Trias bis Eozän, Glimmerschiefer, Marmore, Quarzite). Die Gesteinseinheiten wurden vor 32 - 18 Ma amphibolitfaziell alpin metamorph überprägt und wurden vor 15 Ma im Zuge der Plattenablösung nach der Subduktion im Erdmantel gehoben. OP = Oberpenninikum, MP = Mittelpenninikum, UP = Unterpenninikum.

Grafik umgezeichnet und verändert aus: A. Steck et al. 2013: Tectonics of the Lepontine Alps: Ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. Swiss Journal of Geosciences 106.

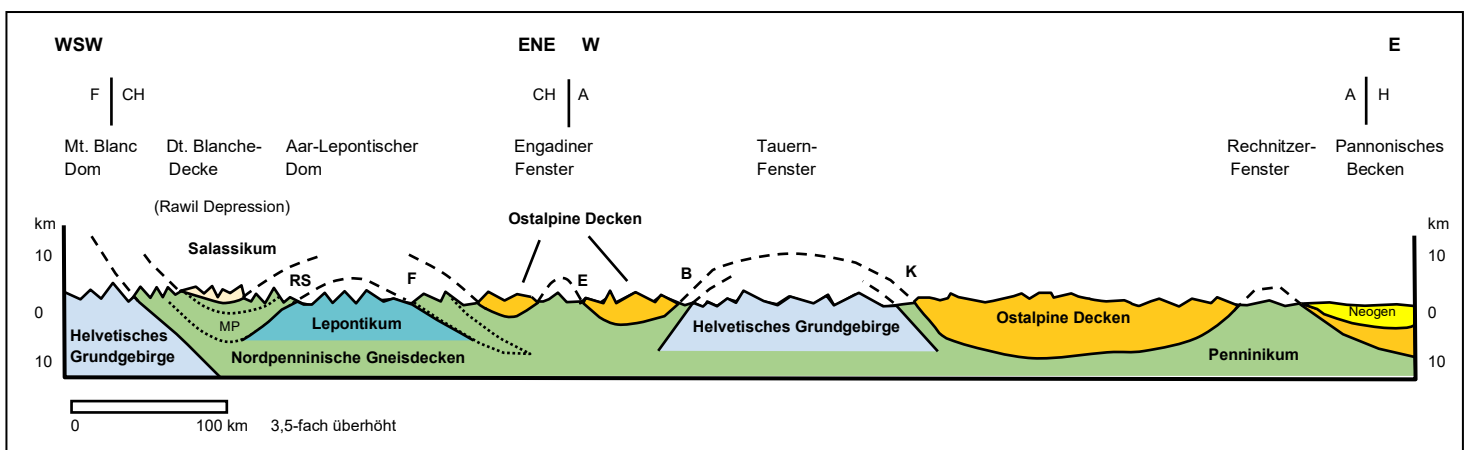


Abb. 6.9-6: Geotektonisches Tiefenprofil vom Mt. Blanc-Dom zum Pannonischen Becken.

Das schematische Längsprofil von Nordwesten nach Osten zeigt den unregelmäßig wellenförmigen Verlauf der Lagerung der alpinen Überschiebungsdecken entlang der Alpenlängsachse von den französischen über die Schweizer und die österreichischen Alpen in das Pannonische Becken. Das Profil erstreckt sich über 850 km Länge und zeigt die fensterartigen "Dome", oft Kristallinaufbrüche, unterbrochen von muldenartigen "Depressionen". Die Wellenlängen schwanken zwischen knapp 100 km und über 350 km, die Amplituden liegen bei 5 - 10 km. Die Ursachen für diese Wellen sind die West-Ost-Zerdehnung der Alpen und die unterschiedlichen Tiefenstrukturen von West-, Zentral- und Ostalpen. Diese Tektonik zeigt uns tiefe Einblicke in den Bau der Alpen. Schnittlage siehe Abb. 6.25.

Große Abschiebungsbrüche, die bei der Ost-West-Zerdehnung der Alpen entstanden sind:

RS = Rhone-Simplon-Störung; F = Forcola-Störung; E = Engadiner-Störung; B = Brenner-Störung; K = Katschberg-Störung; MP = Mittelpenninikum. Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: Jürg Meyer (2021): Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie.

Kap. 22: Die Alpenwellen. Haupt, Bern. Nach W. Fritsch, I. Dunkl, J. Kuhlmann. 2000: Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. Tectonophysics 327.

Das Penninikum (penninus, keltisch = Götter der Berge, später für Pass oder Berg, römisch für St. Bernhard-Pass, Mons Penninus und Penninische Alpen, heute Walliser Alpen genannt) wird in das Unter(Nord)penninikum (Valais-Trog), in das Mittelpenninikum (Briançonnais Schwelle) und in das Ober(Süd)penninikum (Piemont-Ligurisches Becken) gegliedert. Mit dem langsamen Auseinanderdriften der Pangäa-Kontinentalplatten von Amerika und Afrika, beginnend vor 240 Ma, hat sich die afrikanische Kontinentalplatte mit der noch daran hängenden Apulischen Mikroplatte entlang von Transformstörungen (seitlich-horizontale Blattverschiebungen) nach Osten an Europa vorbeigeschoben. Das führte an der Grenze zwischen dem helvetischen Schelfbereich am Südrand der Europäischen Platte und dem ost- und südalpinen Schelfbereich auf der Adriatischen Platte zu einer Dehnung, Ausdünnung und Schwächung der Erdkruste mit Brüchen und Vulkanismus. So entstand ab dem Mittleren Jura vor etwa 170 Ma zwischen Afrika und Südeuropa vom sich bildenden Mittelatlantik ausgehend ein zunächst ein- und dann zweigeteilter und langgezogener Meeres- und Ablagerungsraum, der vor 120 – 100 Ma seine größte Breite hatte. Damit waren Afrika mit Adria/Apulia an seinem Nordrand und Europa getrennt. Adria und Apulia vereinigten sich zur Adriatisch-Apulischen Platte und vor ca. 55 Ma bzw. 45 Ma wurden die penninischen Ozeanböden im Zuge dieser nach Norden schiebenden Platte in den Erdmantel subduziert. Die in die Tiefe versenkten Gesteine erfuhren eine oft druckbetonte Metamorphose mit Überschiebungen und Stauchungen. Das mit der weiteren Raumverkürzung teilweise wieder gehobene Penninikum liegt heute als Kernzone im Zentrum der Alpen, ist in den Zentral- und in den Westalpen an der Oberfläche weit verbreitet und hat auch Teile des Helvetikums nach Norden überschoben. Die aus sedimentären und v.a. aus untermeerisch-magmatischen Gesteinen bestehenden Decken wurden dachziegelartig komplex zerhackt, überschoben, gestapelt und verfaltet und sind auch wegen der starken Einbeziehung des basalen und älteren kristallinen Grundgebirges in die Überschiebungen der am stärksten tektonisch beanspruchte Teil des Alpengebirges. Der penninische Ablagerungsraum gehörte zum Ozeanbecken der westlichen Neotethys und wird wie folgt gegliedert (Abb. 6.11, 6.15, 6.15-1):

- **Das breitere Piemont-Ligurische-Ozeanbecken** wird **Oberpenninikum** genannt, lag nördlich bis nordwestlich des flachmeeri-schen ost- und südalpinen Kontinentalrandes von Adria/Apulia, bildete sich ab der Perm-Zeit durch Krustendehnung und Krustenausdünnung und bestand ab der Jura-Zeit bis ins Paläogen vor 160 – 55 Ma. Bis in die Kreide-Zeit vor ca. 100 Ma hat sich das 4000 - 5000 m tiefe Becken durch die Bildung von großen Mengen an neuem und magmatisch entstandenem Meeresboden entlang von langgezogenen Spreizungs-Riftzonen mit Transformstörungen an den divergierenden Plattenrändern bis auf 350 - 450 km verbreitert (Seafloor-Spreading). Die untermeerisch und glutförmig austretenden Basalte (Kissenlava) und die tiefer gebildeten Gabros und Serpentine wurden großflächig als mächtige ozeanische Kruste abgelagert und bilden als Ophiolith-Komplexe heute Gebirgszüge. Dazu wurden unterschiedlich mächtige und dünnbankige Tiefseekalke, sandige tonige Bündnerschiefer und Radiolarite (-> Hornstein, Quarzsedimente aus den Kieselsäure-Skeletten von Einzellern -Radiolarien) sedimentiert.

- **Der schmalere Valais-(Ozean)trog** wird **Unterpenninikum** genannt und entstand im Zuge der weiteren Atlantiköffnung mit der Ablösung von Iberia von Westeuropa zusammen mit dem Pyrenäen-Becken ab der Frühen Kreide-Zeit vor 140 Ma bis ins Paläogen vor 45 Ma (Abb. 6.15). Dieser Trog entwickelte sich südlich bis südöstlich zwischen dem flachmarinen südeuropäisch-helvetischen mit dem daran anschließenden und tieferen Iepontischen Ablagerungsraum und der flach- bis später auch tiefmarinen Iberia-Briançonnais-Schwelle. Der Valais-Trog war wahrscheinlich nur eine 500 – 600 km lange und 200 km breite Vertiefung in der kontinentalen Kruste und reichte nicht sehr weit nach Nordosten. Mit den geringen untermeerischen Basaltaustritten in mittlerer hemipelagischer Tiefe bildete sich nur wenig ozeanische Kruste, aber es wurden mächtige, tiefmarine und fossilarme Mischsedimente aus Bündnerschiefern abgelagert, die heute viele "Valais-Gebirge" charakterisieren.

In beiden alpinen Ozeanen wurden über der basaltischen Kruste und mit dieser verzahnt unterschiedlich mächtige und tiefmarine Sedimente aus fossilarmen, dünnbankigen, glimmerhaltigen und dunklen Tiefwasserkalken, Tiefsetonen, Radiolarite und seltener aus Evaporiten abgelagert. Ab der Kreide-Zeit wurden auch vermehrt sandige Kalke und im Paläogen auch Sande der nahegelegenen Festländer sedimentiert. Aus dem trockengefallenen Südeuropa und von den Inseln des Briançonnais wurden mächtige kalkig-tonig-sandige Mischsedimente eingeschwemmt, die in der Schweiz und in Österreich **Bündnerschiefer**, in Frankreich **Schistes Lustres** und in Italien **Calceschisti** (Kalk-Ton-Schiefer) genannt werden (Abb. 6.35). Diese können als Überreste von Akkretionskeilen mit ozeanischen und randlich-kontinentalen Gesteinen angesehen werden und kommen im Unterpenninikum häufiger und mächtiger vor als im Oberpenninikum. Sie treten heute in den französischen Alpen, in den Schweizer Alpen im Wallis, in Graubünden und im Engadiner Fenster (Abb. 6.11-2) und in Österreich in der Umrahmung des tektonisch aufgewölbten Tauernfensters und im Rechnitzer Fenster oft mächtig und breitflächig zutage und wurden bei der Subduktion schwach bis mittelgradig metamorphoriert. Ebenso wie im Helvetikum wurde auch im Penninikum der klastischen Abtragungsschutt der langsam aufsteigenden und gebirgigen Festländer und Inseln an den steilen Abhängen der Kontinentalschelfe und v.a. an den Rändern der Akkretionskeile der Subduktionszonen in die Tiefseebecken und -rinnen abgelagert. Mit der zusammenschiebenden Gebirgsbildung kam es zum Abrutschen dieser großen und auch durch Erdbeben instabil gewordenen submarinen Sedimentpakete und so bildeten sich zwischen 130 und 20 Ma die zyklisch in tiefen Trögen abgelagerten und sandig-tonig-kalkigen **Flyschsedimente**, die in der mittleren Tiefsee oft mit den Bündnerschiefern verzahnt sind. Die sedimentären und die magmatischen Meeresböden des oberpenninischen Piemont-Ozeans wurden schon im Mesozoikum von Transformstörungen zerhackt, in Schollen zerlegt, bei ihrer Subduktion (Versenkung) ab 90 Ma durch die nach Norden schiebende Adriatische Platte an Akkretionskeilen spanartig fragmentiert und in der Tiefe metamorphorisiert (Ozean-Kontinent Kollision, Abb. 6.29). Bei der anschließenden Obduktion (Wiederaufstieg) ab ca. 40 Ma mit dem Zusammenschub der ozeanischen und der kontinentale Mikroplatten gegen die relativ starre kontinentaleuropäische Platte und mit der dadurch ausgelösten alpinen Gebirgsbildung wurden sie weiter fragmentiert und z.T. ausgewalzt (Kontinent-Kontinent Kollision). Ob es im unterpenninischen Valais-Trog eine Subduktion gab, ist noch nicht geklärt. Die bei der Gebirgsbildung wieder gehobenen Reste der penninisch-ozeanischen Erdkruste bilden heute als oft ausgewalzte **Ophiolith-Komplexe** die Suturzonen als Grenzen zwischen den konvergierenden ozeanischen Kontinentalplatten in den West- und Zentralalpen und im Tauernfenster (Abb. 6.34). Im Unterpenninikum gibt es aber nur wenige Ophiolite. Am deutsch-österreichischen Nordrand der Ostalpen tritt das Unterpenninikum ab Feldkirch heute nur noch als saumartig langgezogener und allenfalls schwachmetamorpher Rhenodanubischer Flysch zutage, der überwiegend aus Ton- und Sandsteinen eines Akkretionskeils besteht (Abb. 6.22).

- **Die schmale Iberia-Briançonnais-Schwelle** wird **Mittelpenninikum** genannt und war eine 600 - 700 km lange, 100 - 200 km breite und zunächst noch flachmarine Hochzone mit Inseln. Sie trennte als kontinentaler und submariner Rücken die beiden penninischen Tiefseebecken und kann zusammen mit dem später noch um 90° nach Osten gedrehten Korsika-Sardinnen als spornartiger Ostausläufer der westeuropäischen Iberischen Mikroplatte angesehen werden. Die Gesteine dieser kontinentalen Erdkruste waren relativ leicht und wurden daher bei der Subduktion unter die Adriatische Platte vor 50 Ma weniger tief subduziert, aber deformiert und teils metamorph überprägt. Sie bestehen heute aus mächtigen, fast vollkommen vom paläozoischen Grundgebirge abgescherten und teils metamorphosierten, flachmarinen bis mesopelagischen Ablagerungen mit Breccien in Randbereichen. Das sind Quarzite und kohleführenden Schichten des Paläozoikums und v.a. tonig-mergelig-sandige Kalke und Dolomite, Tonmergelsteinen und Evaporite mesozoisch-känozoischen Alters. In der Kreidezeit sank die Briançonnais-Schwelle bis ca. 1000 m unter den Meeresspiegel ins Mesopelagial ab und es wurden v.a. Mergel abgelagert. Wie im übrigen Penninikum wurden auch hier die variszisch und postvariszisch geprägten und polymetamorphen Grundgebirgsgesteine aus Gneisen, Migmatiten und Graniten bei den Deckenüberschiebungen mit eingefaltet und überschoben. Der schmale Briançonnais-Ablagerungsraum lief nach Osten ins heutige Österreich spornartig aus, sodass die mittelpenninischen Gesteine heute nur in den West- und in den Zentralalpen, nicht aber östlich des Engadiner Fensters zu finden sind. Auch die mittel- bis hochmetamorphen Internmassive Monte Rosa, Gran Paradiso und Dora Maira werden als von dem europäischen Grundgebirge abgescherte und blasenartig eingeklemmte Fragmente ins Mittelpenninikum gestellt und haben Deckencharakter.

Am externen Nordwestrand der Alpen in Frankreich und in der Schweiz befinden sich heute zwei markante und vom südöstlich liegenden "Hauptpenninikum" isolierte Gebirgsstöcke, die Préalpes-Chablais und die Préalpes-Romandes, sowie einige kleine Inseln. Diese werden als **allochthone Klippendecken** bezeichnet und gehören mit ihren schwach metamorph beeinflussten mesozoischen Sedimenten zum Mittel- und teilweise zum Oberpenninikum. Sie wurden bei der Alpenkompression im Süden von ihrem kristallinen Untergrund der Siviez-Mischabel- und der Mont Fort-Decke abgeschert und als tektonische Decken über das Valais, das Helvetikum und teilweise auch über die Faltenmolasse an die 100 km weit an den Nordwest- und Nordrand der heutigen Alpen überschoben. Diese Klippen bestehen v.a. aus achizonalen Kalksteinen, aber auch aus Ton- und Flyschgesteinen und aus Evaporiten. Dazu gehören auch die penninischen Deckenreste weiter im Osten in der Zentralschweiz mit den sandig-tonigen Flyschgesteinen der Schlieren- und der Wägitaler-Decke, die Deckenfragmente am Stanserhorn und am Buochserhorn, die Mythen-Klippen und die Iberger-Klippen mit oberostalpinen Gesteinsresten im Gipfelbereich. Dort wurde die ursprünglich viel mächtigere penninische Bedeckung bis auf diese Reste abgetragen.

Verursacht durch die Bewegungsänderung von Adria/Apulia vor ca. 135 Ma und von Afrika vor ca. 100 Ma von Osten nach Norden gegen Europa und verbunden mit dem Ende der Subduktion der penninischen Ozeanböden und mit der Schließung der beiden Penninischen Ozeane vor 55 Ma und 45 Ma kam es zu einer bis heute anhaltenden Kontinent-Kontinent Kollision von Adria/Apulia mit Europa. Mit dieser weiteren horizontalen Einengung und Lithosphärenverkürzung begann die eigentliche Gebirgsbildung der Alpen (Abb. 6.50-1). Es kam zu einer Verfaltungen und Aufstapelung der Gesteinsdecken am Südrand von Europa und damit zu einer Verdickung der spezifisch leichten, oben festen und unten plastischen Erdkruste auf über 60 km Mächtigkeit. Die gestapelte Kruste sank zusammen mit dem Lithosphärischen Erdmantel tief in die schwerere und sehr plastische Asthenosphäre ein und das führte zu einer isostatischen Ausgleichsbewegung. Dabei wurden Teile der subduzierten und metamorphosierten penninischen Ablagerungen wieder gehoben und mit dem Nord- und Westschub der Alpen in zahlreichen kompliziert zerhackten und verschachtelten Decken auf die nördlich und westlich gelegenen helvetischen Decken und mit diesen weiter auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben. Diese Gesteinsdecken können heute Flächen von über 20 km quer und über 50 km längs zu den Alpen mit 3 - 5 km Mächtigkeit haben (Abb. 6.16). Vor 35 - 20 Ma kam es innerhalb der weichen Asthenosphäre im Oberen Erdmantel auch zu mehreren Abrissen der tief subduzierten südeuropäischen und der ostalpinen Lithosphärenplatten und die damit einhergehende Gewichtsentlastung hat die isostatische Hebung der tief versenkten Alpengesteine mit der Heraushebungen von Inselbögen und mit gebirgigen Festländern weiter unterstützt (Abb. 6.6 und Kap. 6.5). Die penninischen Gesteinsdecken bestehen heute aus im Neogen teils schwach und mittel bis stark metamorphosierten mesozoischen Sedimentgesteinen, aus basaltisch-gabbroiden und serpentinierten Ozeanböden und aus schwachmetamorphen Flysch-sedimenten, z.B. der unterpenninische Rhenodanubische Flysch am östlichen Nordrand der Alpen und der oberpenninische (?) Helminthoiden Flysch in den französischen Westalpen. Auch das nochmal alpin metamorphosierte variszisch-kristalline Grundgebirge wurde, anders als im Helvetikum, vielerorts in die penninische Deckentektonik miteinbezogen.

In den West- und in den Zentralalpen treten die penninischen Gesteinsdecken in den französischen, in den westitalienischen und in den Schweizer Alpen südlich des Rhonetals und südlich und östlich des Rheintals bis etwa zur Linie Lichtenstein, Prättigau, Lenzerheide und Bergell/Bernina breitflächig zutage und bilden dort die Gebirgszüge. Weiter nach Osten taucht das penninische Deckengebäude in die Tiefe ab, sodass in der Ostschweiz und in Österreich die ostalpinen Deckenstapel die überwiegenden Bereiche der Gebirgslandschaften an der Oberfläche aufbauen (Abb. 6.11-2, 6.11, 6.22). In den zentralen Ostalpen treten mittel- bis hochmetamorphe penninische Gesteine aber in vier später domartig herausgehobenen und erodierten Bereichen im kleinen Gargellenfenster, im Unterengadiner Fenster, (Abb. 6.11-2), im großen Tauernfenster (Großglockner) und am Ostrand der Alpen im Rechnitzer Fenster zutage. Ansonsten ist das Penninikum dort unter den breitflächig darüber geschobenen ostalpinen Gesteinsdecken begraben und überdeckt seinerseits die tiefer liegenden helvetischen Decken (Abb. 6.47). Die Gesamtmächtigkeit der penninischen Ablagerungen (Tiefseesedimente, untermeerische Basalte, Flysch) wird auf bis zu 5000 m geschätzt. Die Hauptmasse des Penninikums ist aber bei der Plattensubduktion im Erdmantel verschwunden, oder wurde bei der Heraushebung der Alpen aus dem Meer schon abgetragen.

Die Beschreibungen der tektonischen Einheiten "Salassikum, Südalpin und Ostalpin" gibt es ab Seite 141 und 145.

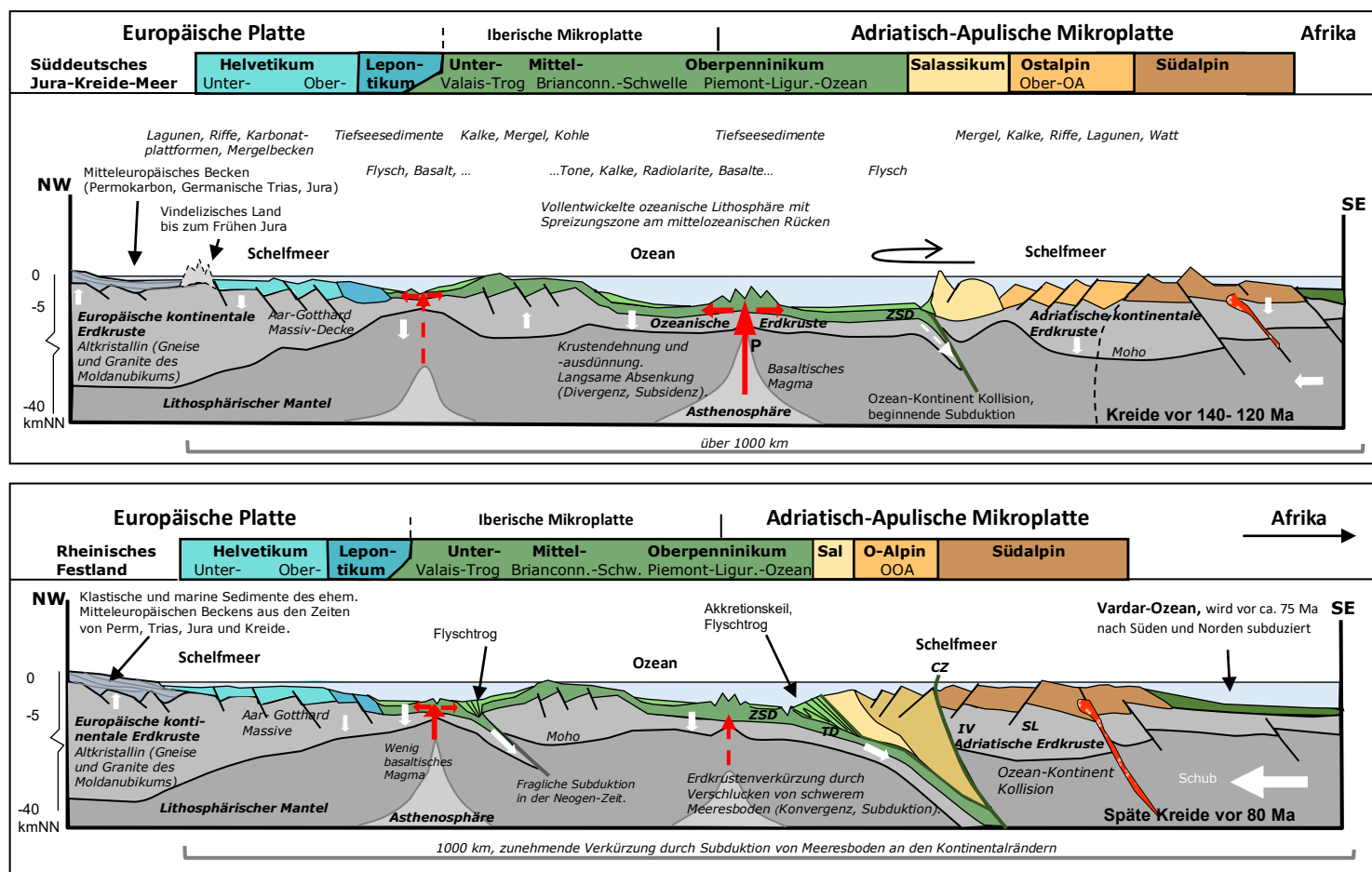


Abb. 6.10: Schematische geotektonische Profilschnitte der alpinen Ablagerungsräume in der Kreide- und in der Paläogen-Zeit.

Durch das Auseinanderdriften der großen Kontinentalplatten (Divergenz) im Zuge des Zerfalls von Pangäa kam es zwischen Eurasia und Nordafrika zu einer Krustendehnung und -schwächung und zum Aufstieg und untermeerischen Austritt von Magma und Lava (Riftbildung, Seafloor-Spreading) an dem sich bildenden mittelozeanischen Rücken. Mit der langsam breiter werdenden basaltischen Ozeankruste entstand im frühalpinen Raum über die Jahrmillionen der über 1000 km lange, bis 800 km breite, in sich gegliederte und überwiegend tiefmarin-ozeanische Penninische Ablagerungsraum. Dieser ist dabei schubweise abgesunken (Subsidenz) und wurde mit z.T. mehrere tausend Meter mächtigen Sedimenten (Bündnerschiefer), mit den o.g. untermeerisch-basaltischen Magmatiten (ozeanische Kruste) und ab 120 Ma stellenweise auch mit dem Abtragungsschutt der kleinen Inseln und Festländer (Flysch) gefüllt (Bild oben). An den Rändern dieses Ablagerungsraums lagen flachmarine und zyklisch absinkende Mikrokontinente, auf denen bei einem tropisch-feuchten Klima unter biogenem Einfluss überwiegend mächtige Karbonatsedimente mit Riffen abgelagert wurden. Durch den nun beginnenden Schub der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte nach Norden und Nordwesten gegen Europa und später auch von Afrika wurde die gegliederten marinen und kontinentalen Ablagerungsräume über die Jahrmillionen bis heute auf etwa 150 - 250 km breite zusammengeschoben (Konvergenz). Die mit dem Zusammenschub immer mächtiger werdenden Sedimentpakete und die Magmatite wurden in bis über 60 km tief in den plastischen Lithosphärischen Erdmantel versenkt (Subduktion), dabei oft unter großer Hitze und Druck in kristalline Metamorphite umgewandelt und z.T. auch angeschmolzen. Die Gesteine wurden dabei gefaltet, zerschert und in große Decken übereinandergestapelt. Durch eine isostatische Ausgleichsbewegung in Verbindung mit mehreren Abrissen der tief in die Asthenosphäre subduzierten Lithosphärenplatten wurden Teile dieser Gesteinspakete wieder bis an die Erdoberfläche gehoben (Obduktion), weiter überschoben und abgetragen. Sie bilden heute das schroffe und tief zertalte Alpengebirge (Abb. 6.6, 6.6-1).

Bild oben: Der schematische Profilschnitt zeigt die alpinen Ablagerungsräume zwischen der Südgrenze von Eurasia und der Nordgrenze von Afrika in der Zeit vom Späten Jura bis in die Frühe Kreide. Der kleine **Ablagerungsraum des Salassikums** hat sich vom Ostalpin nach Nordosten getrennt und hatte eine andere tektonische Entwicklung. Nach dem Wiederandocken wurde es in den Akkretionskeil der Subduktion miteinbezogen, tief versenkt und metamorphorisiert. P = partielle Aufschmelzung durch Druckentlastung.

Bild unten: Der schematische Profilschnitt zeigt die alpinen Sedimentationsräume beim Zusammenschub des Oberpenninischen Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision) zur Zeit der Späten Kreide bis ins Frühe Paläogen, als der Nordschub von Afrika dazugekommen ist. Hellgrau = kristallines Grundgebirge; TD = Tsate-Decke; ZSD = Zermatt-Saas-Decke; IV = Ivrea-Verbano-Zone; CZ = Canavese-Zone des Periadriatischen Bruchsystems – Seitenverschiebung und später Rücküberschiebung; Sal = Salassikum (Mt. Mary/Dt. Blanche-Decke, Sesia-Zone – Cervinia-Terrane); SL = Serie dei Laghi (Südalpin).

Nächste Seite Abb. 6.11: Stratigraphie und Tektonik der Alpen.

Oben: Karte der stratigraphischen Gliederung der Alpen und die Lage der Profilschnitte.

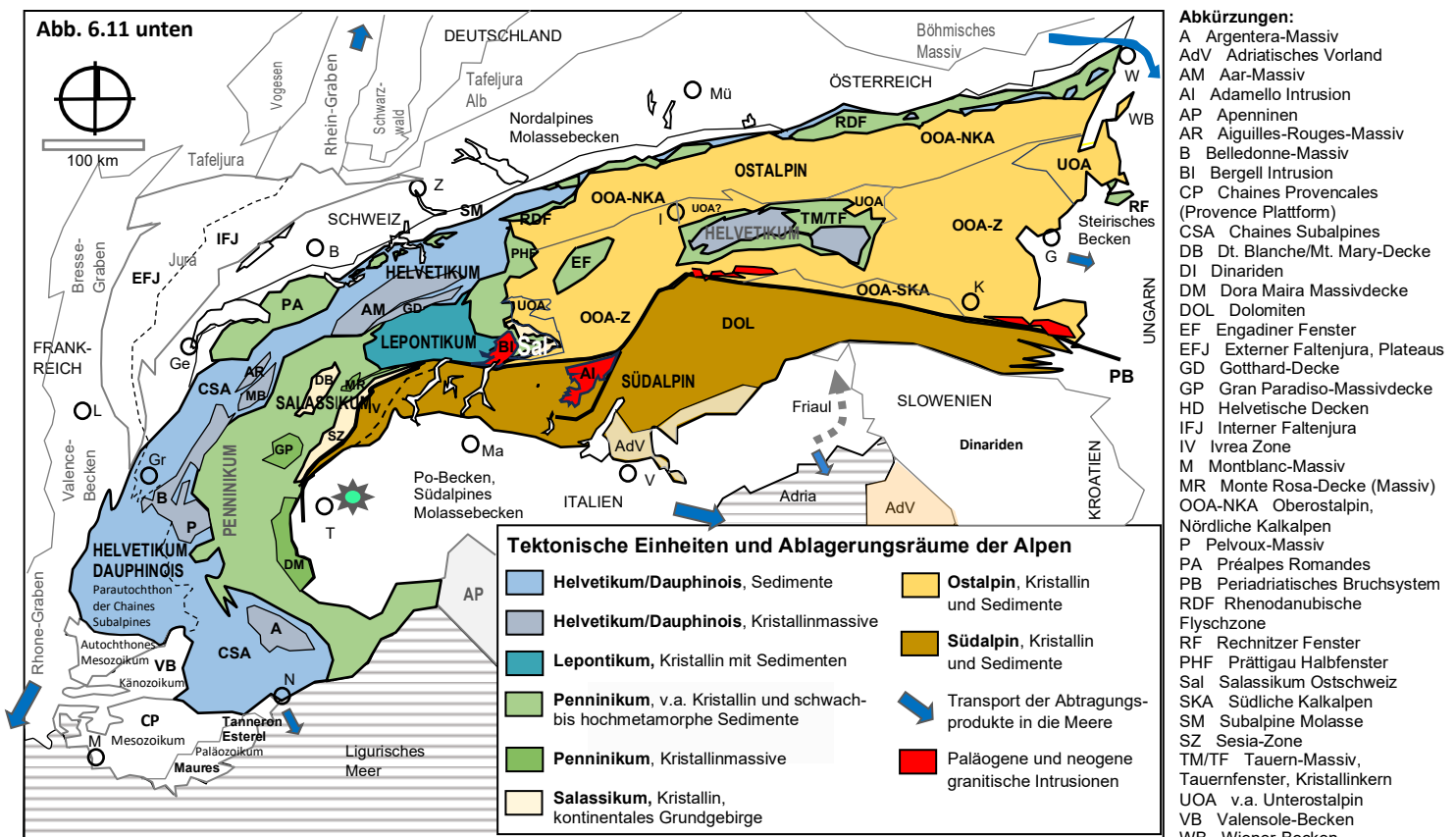
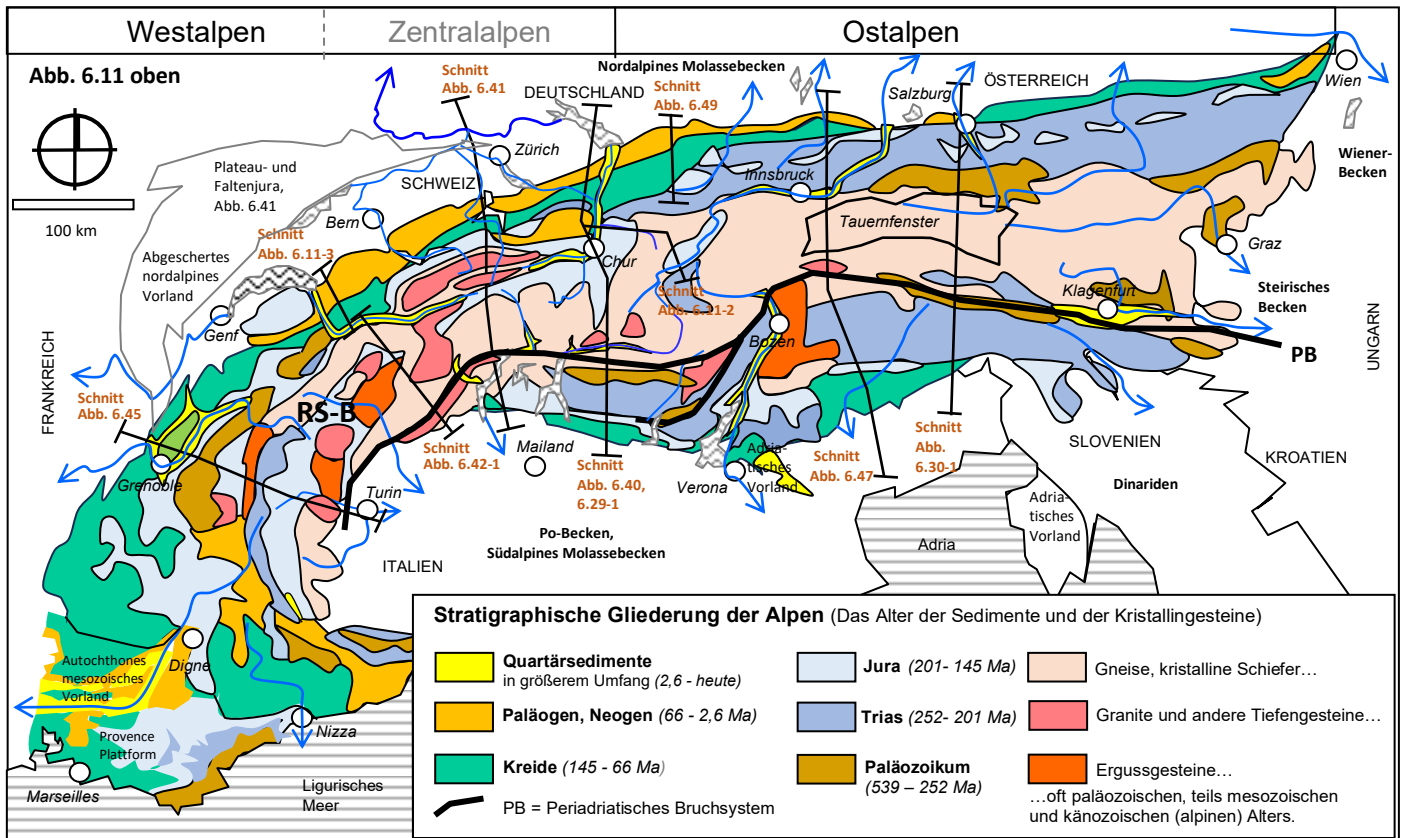
Die Karte zeigt die stratigraphische Gliederung der Ablagerungen der Alpen mit den Zeitsystemen. Der geochronologische Zeitrahmen (Ablagerungszeiten) ist in Klammern angegeben.

Grafik umgezeichnet und ergänzt nach: wissenmedia, wissen.de

Unten: Karte der tektono-lithologischen Einheiten der Alpen.

Die Karte zeigt die tektonische Gliederung der Alpen mit der Lage der nebeneinander und mehr oder weniger zeitgleich bestehenden Sedimentationsräume, deren Gesteine beim Zusammenschub der Alpen teils in den Erdmantel subduziert, teils übereinandergestapelt und wieder gehoben wurden.

Karte mit Daten aus: Tektonische Karte der Schweiz, 2024, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern.



Tektono-lithologischen Einheiten der Alpen.

Die Gesteine der alpinen Sedimentationsräume (Domänen) **Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum, Ostalpin und Südalpin** wurden bei der Alpenbildung subduziert, überschoben, gestapelt, gefaltet und teils wieder gehoben. Dabei wurden sie weit nach Norden und Westen und beim Südalpin, beeinflusst durch Plattenabrisse, wieder etwas nach Süden überschoben (bivergentes Gebirge). Der Abtragungsschutt der Alpen liegt größtenteils in den randlichen paläogenen und neogenen Becken und Gräben und in den angrenzenden Meeren. EF- Engadiner Fenster, TF- Tauernfenster, PF- Prättigau-Halbfenster und RF- Rechnitzer Fenster sind sogenannte **geotektonische Fenster**, in denen nach einer örtlich starken und kuppelartigen Heraushebung mit gleichzeitiger Erosion tiefer und oft metamorphe tektono-lithologische Einheiten der Alpen an die Oberfläche gekommen sind (erosiver Durchbruch). Im Wiener-, im Steirischen- und im Pannonischen Becken liegen die Reste der dort tiefer eingesunkenen und abgetragen Alpen unter jungen Molasse-Schuttsedimenten.



= Die Adriatisch-Apulische Platte wandert heute insgesamt nur noch wenig nach Norden, aber sie dreht sich mitsamt dem italienischen Stiefel mit einem halben Grad/Mio. Jahre gegen den Uhrzeigersinn um einen Punkt bei Turin. Der größte Schub dieser Platte wird heute nördlich von Udine in Friaul, Italien mit etwa 2 – 3 mm/a gemessen. Das ist auch die erdbebenreichste Region der Alpen.

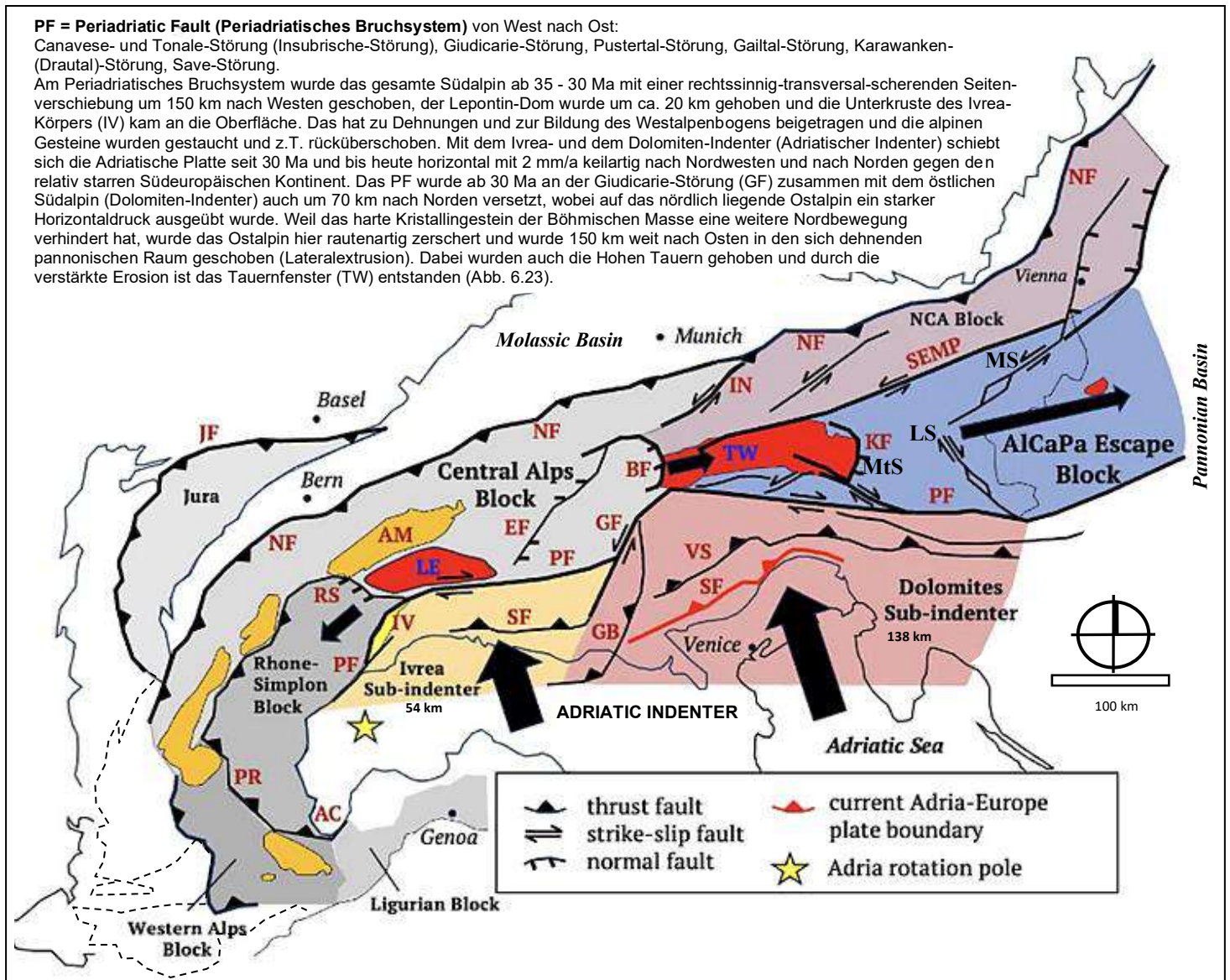


Abb. 6-11-0: Krustenblöcke während dem neogenen bis rezenten Eindrücken der Alpen und bedeutende tektonische Störungszonen.

Zu sehen sind 2 Horizontal eindrückende Blöcke (Indenter) an der deformierten Vorderkante der Adriatischen Platte:

- Dolomiten-Sub-Indenter (rotbraun)
- Ivrea-Sub-Indenter (gelbbraun) ...einschließlich der Ivrea-Zone IZ (gelb).
- Die dicken Pfeile zeigen die neogene Bewegung der Adriatischen Platte relativ mit den Indentern zu Europa an. Die Eindellung nimmt ostwärts vom gegen den Uhrzeigersinn rotierenden Pol (gelber Stern) der Adriatischen Platte relativ zu Europa zu.

Die dünnen schwarzen Pfeile zeigen die Bewegung eingedellter orogener Blöcke relativ zu Europa an:

- AlCaPa-Fluchblock (blau) (Alpine-Carpatische-Pannonische Region), NCA (violett).
- Die eingekehrte orogene Kruste der Zentralalpen bildet den Zentralalpenblock, der kinematisch mit der Jura-Falten- und Überschiebungsdecke verbunden ist.
- Die Jura-Überschiebungsfrent (JF) und die nördliche orogene Front (NF) begrenzen den vorderen Teil des alpinen Orogens.
- Die südliche orogene Front (SF) begrenzt den hinteren Teil.
- Die Westalpen und der Ligurische Block erfuhren im Paläogen und im Neogen eine oroklinale Biegung gegen den Uhrzeigersinn.

Weitere Strukturen:

- orange – Äußere Grundgebirgsmassive einschließlich des Aarmassivs (AM)
- rot – Paläogene und neogene post-deckenmetamorphe Dome (LE – Lepontin, TW – Tauernfenster).

Tektonische Störungen:

- | | |
|---------------------------------|--|
| AC Argentera-Cuneo-Störung | MtS Mölltal-Störung |
| BF Brenner-Inntal-Normalstörung | NF Nördliche Orogenfront |
| EF Engadin-Störung | PF Periadriatische Störung |
| GB Giudicarie-Gürtel | PR Penninische Front |
| GF Giudicarie-Störung | RS Rhône-Simplon/Mt. Blanc-Störungssystem |
| JF Jura-Überschiebung | SEMP Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung |
| KF Katschberg-Normalstörung | SF Südliche Orogenfront (aktiver Abschnitt rot markiert) |
| LS Lavanttal-Störung | VS Valsugana-Überschiebung. |
| MS Mür-Mürztal-Störung | |

Grafik und Text ergänzt aus: M. R. Handy, 2025: Orogenic structure and topography track subduction singularities during slab delamination and detachment. *Nature Scientific Reports* 15, 2025.

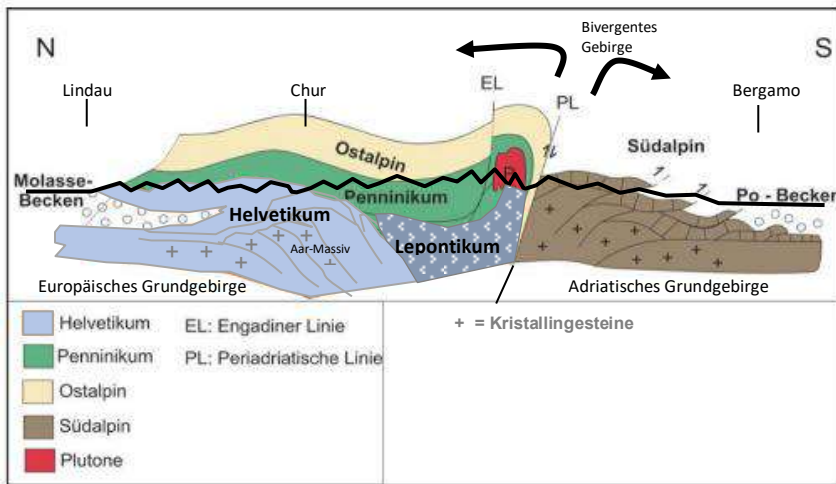


Abb. 6.11-1: Schematischer geotektonischer Profilschnitt der Zentralalpen heute.

Überschiebungen der tektono-lithologischen Einheiten der Alpen nach Norden und nach Süden.
EL = Engadiner Linie; PL = Periadriatisches Lineament (bedeutende tektonische Verwerfungen bzw. Horizontal- und Vertikal-Störungen und Bruchzonen in den Alpen)

Ergänzt aus: B. Gritsch (2020): *Geologie und Geochronologie der Norischen Decke der Grauwackenzone*. Masterarbeit am Institut für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz.

Nach N. Froitzheim, Vorlesungsskript "Geologie der Alpen". Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Universität Bonn.

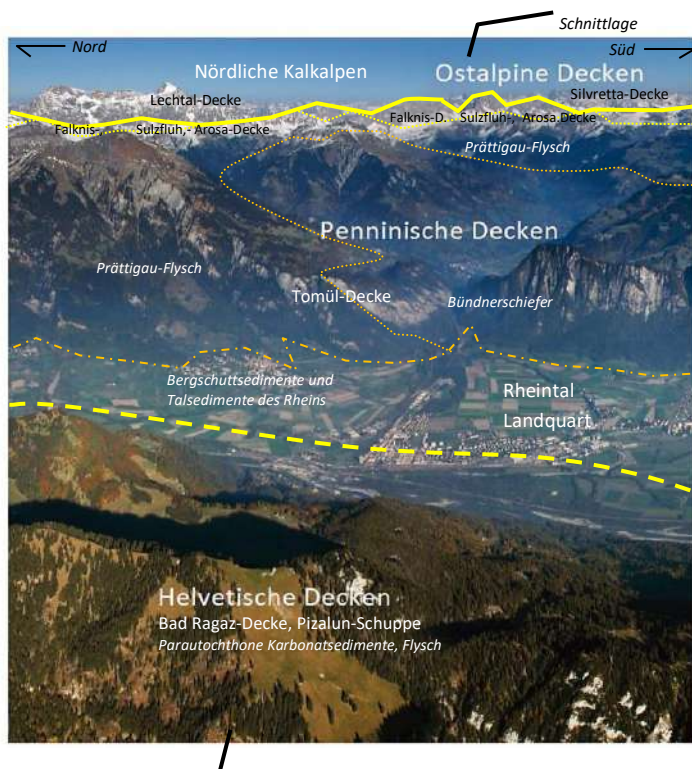


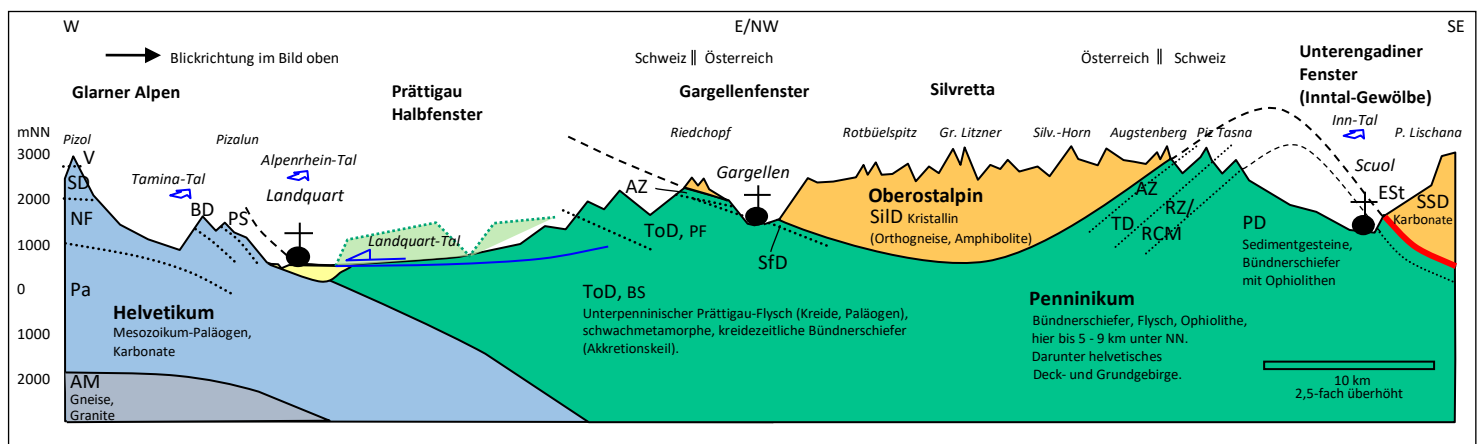
Abb. 6.11-2: Deckenbau in der Ostschweiz, Prättigau Halbfenster, Gargellenfenster und Engadiner Fenster.

Blick über das Rheintal bei Landquart (Graubünden, CH) nach Osten ins Prättigau (geotektonisch Prättigau-Halbfenster genannt) und zu den österreichischen Ostalpen. Die Deckenpakete des zuunterst liegenden Helvetikums, des Penninikums und zuoberst des Ostalpins liegen nach Osten hin einfallend. Das Südalpin liegt außerhalb des rechten Bildrandes.

Gelbe Linien = Decken-Hauptgrenzen; gestrichelt = ...unter 300 - 400 m mächtigen Talschutt-Sedimenten des Alpenrheins liegend (Abb. 6.11).

Bild ergänzt aus: *Helvetisch – Penninisch – Ostalpin – Südalpin. Zentrale Begriffe der Alpengeologie mit hohem Verwirrungs-Potenzial*. J. Maier, Schweizer-Alpinclub SAC, www.rundumberge.ch www.sac-cas.ch/de/

Der schematische Profilschnitt unten zeigt im Westen das mit 13 - 10 % starke Abtauchen der alpinen Deckenkomplexe im Prättigau-Halbfenster in der Ostschweiz vom Rheintal über das Prättigau zur Silvretta in Österreich. Die Tamina-Schlucht ist, genau wie das Hochtal der Lenzerheide, ein über 500.000 Jahre altes Urtal des Alpenrheins, der damals noch in den West-Alpenrhein (Tamina) und in den Ost-Alpenrhein (Lenzerheide) getrennt war. Mit der Alpenhebung hat sich der Rhein dann ein neues Tal gesucht und sich im Bereich der weicheren Gesteine der Überganszone Helvetikum-Penninikum eingeschnitten. Im Südosten wölbte sich das Penninikum mit dem vor 10 - 5 Ma angelegten Innalgebirge auf. Dort wurde das unter den oberostalpinen Decken liegende Penninikum im 55 km langen und 17 km breiten Unterengadiner Fenster ab 7 Ma erosiv freigelegt (Abb. 6.9-6). Farben wie in Abb. 6.11.



Oberostalpin:

SiID= Silvretta-Decke, kristalline Grundgebirgsdecken, Krustenspäne; SSD = S-carl-Sesvenna-Decke, Karbonatsedimente.

Penninikum:

SfD = Sulzfluh-Decke (Mittelpenninikum); AZ = Arosar Zone mit Ophiolithen, östlich Fimber-Zone (Oberpenninikum); TD = Tasna(Fimber)-Decke (Mittelpenninikum, Flysch); RZ = Ramosch-Zone (Unterpenninikum, Ophiolithe); RCM = Roz-Campatsch-Melange (Unterpenninikum, Flysch, Sedimente); PD = Pfunds-Decke (Unterpenninikum, Bündnerschiefer mit Ophiolithen); ToD = Tomül-Decke mit BS = Bündnerschiefer; PF = Prättigau-Flysch - Unterpenninikum; EST = Engadiner Störung, bedeutende Seitenverschiebung vor ca. 30 Ma mit Hochpressen der leicht formbaren penninischen Gesteine vor ca. 10 Ma, Erosion seit ca. 7 Ma.

Helvetikum:

V = Verrucano (Glarner Deckenkomplex, Oberhelvetikum); SD = Sardona-Decke (Unterhelvetikum); BD = Bad Ragaz-Decke (Unterhelvetikum); PS = Pizalun-Schuppe (Unterhelvetikum); NF = Unterhelvetischer Flysch; Pa = Parautochthon (Kaminspitz-Schuppe, Unterhelvetikum); AM= Aar-Massiv (Unterhelvetikum);

Grafik mit Daten aus: *Tektonische Karte der Schweiz*, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern; und aus: M.P. Gwinner (1971): *Geologie der Alpen*, Abb. 318, Schweizerbart, Stuttgart.

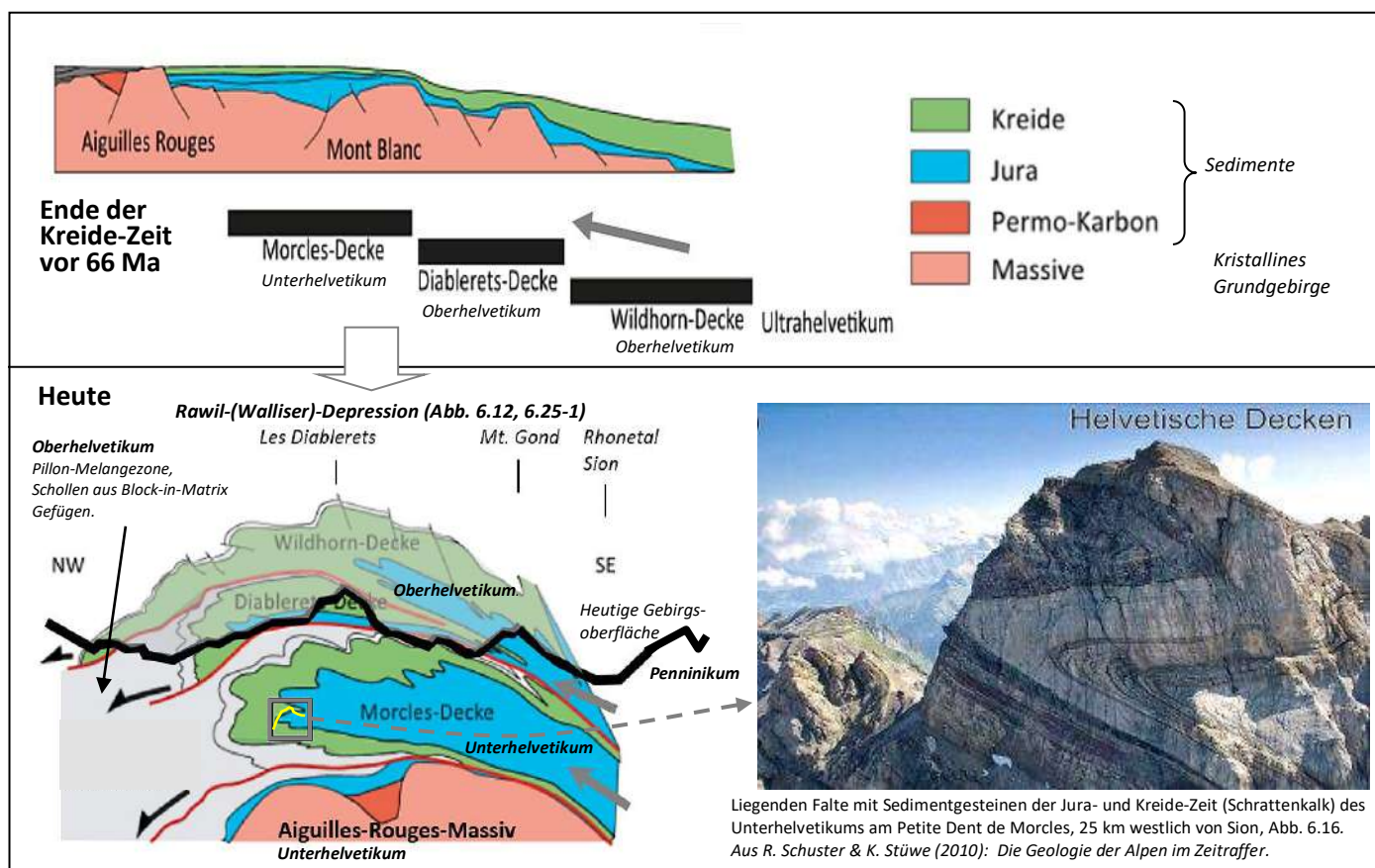


Abb. 6.11-3: Paläogeographischer Schnitt und Rekonstruktion des helvetischen Deckenstapels im Bereich Rhonetal – Les Diablerets in der West-Schweiz.

Bild oben: Die Situation nach der Sedimentation am Ende der Kreide-Zeit und vor der Überschiebung der tektonischen Decken nach Nordwesten.
Bild unten: Die heutige Lage der Decken als liegende Riesenfalte nach der Überschiebung. Die bis heute abgetragenen Bereiche sind grau unterlegt.
 Grafik ergänzt aus: Ramsay, 1985 und Huggenberger, 1985; aus: H. Weissert, I. Stössel (2009): Der Ozean im Gebirge. 3. Aufl., vdf Hochschulverlag, ETH Zürich.

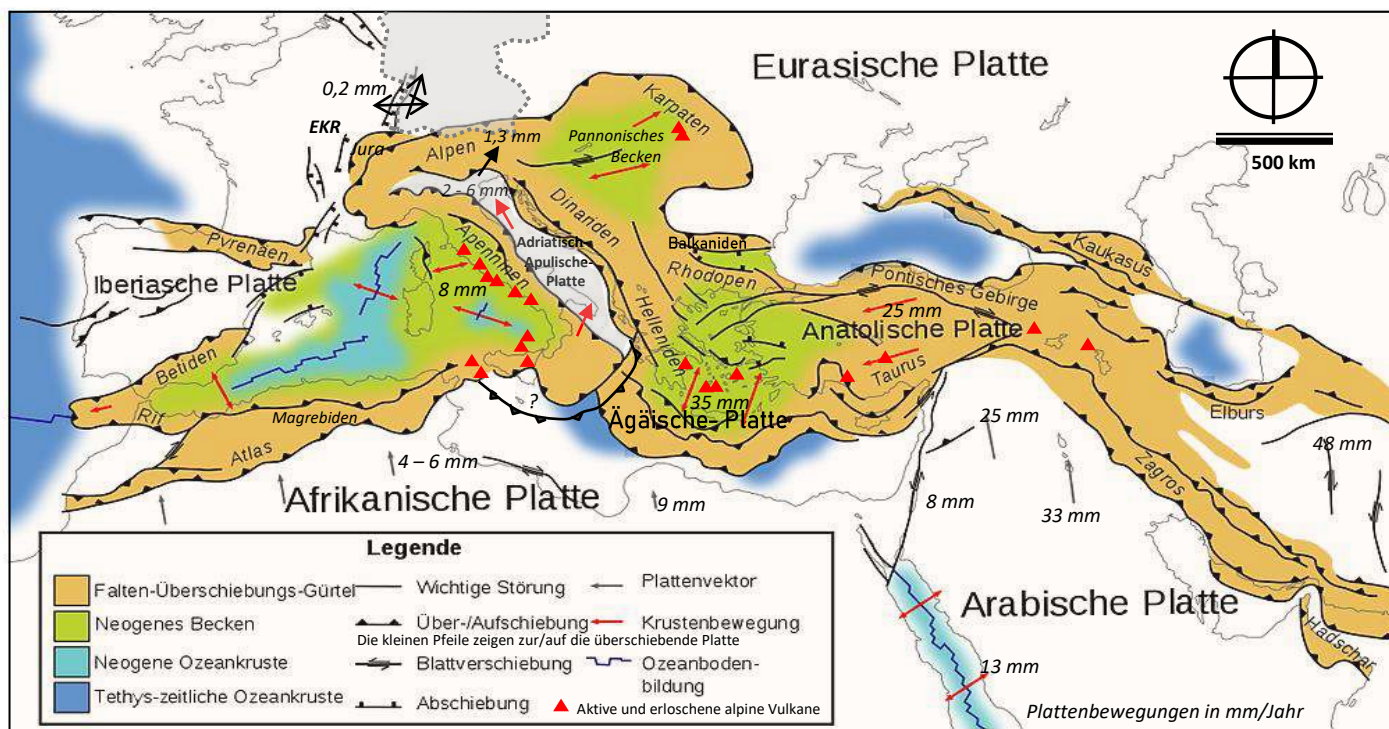


Abb. 6.11-4: Großtektonische Übersichtskarte des heutigen Mittelmeerraums von Nordafrika bis zum Persischen Golf.

Die Karte zeigt die alpidischen Gebirgszüge, ihre tektonische Strukturen und Abgrenzungen an der Erdoberfläche und die Reste alter Ozeankrusten. Die Anzahl der in Fragmente unterteilten Mikroplatten zwischen Eurasia und Afrika/Arabia ist noch in der Erforschung. Das nördliche Alpenvorland wandert nach SSE. Die Adriatische Platte wandert weiter nach N und NW. Die Apenninen werden gedehnt und werden niedriger, während die Dinariden wie auch die Alpen weiter eingeeignet werden und in die Höhe wachsen. Die Alpen verkürzen sich mit wenigen Millimetern/Jahr in NNW-SSE-Richtung. EKR = Europäisches Känozoisches Riftsystem, hier zerbricht Europa unter dem Druck des von Süden schiebenden Adria und Afrika.
 Grafik, ergänzt: Woudloper, Tectonic map Mediterranean EN, CC BY-SA 1.0

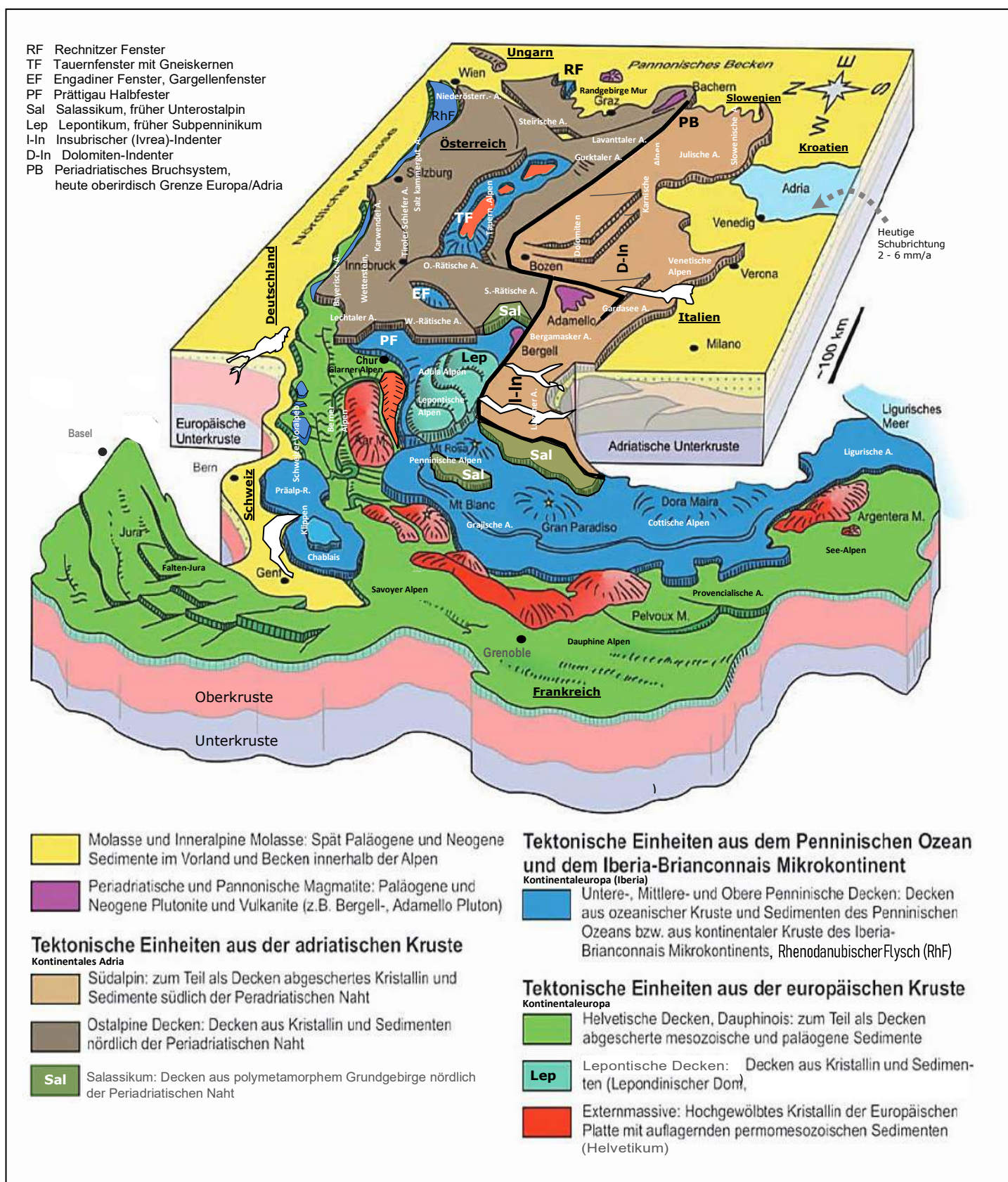


Abb. 6.12: Schematisches Blockbild der tektonischen Einheiten der Alpen in heutiger Zeit.

Der Blick geht von Westen nach Osten. "Tektonische Fenster" sind durch die Erosion entstanden "Lücken" in durch große tektonische Brüche beeinflussten, oft angehobenen und überschobenen Gebirgsstrukturen, die Einblicke in den tieferen Untergrund (Deckenbau, Grundgebirge etc.) zeigen. Grafik verändert und ergänzt aus: R. Schuster, & K. Stüwe (2010): *Die Geologie der Alpen im Zeitraffer*. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark Bd. 140, Graz 2010.

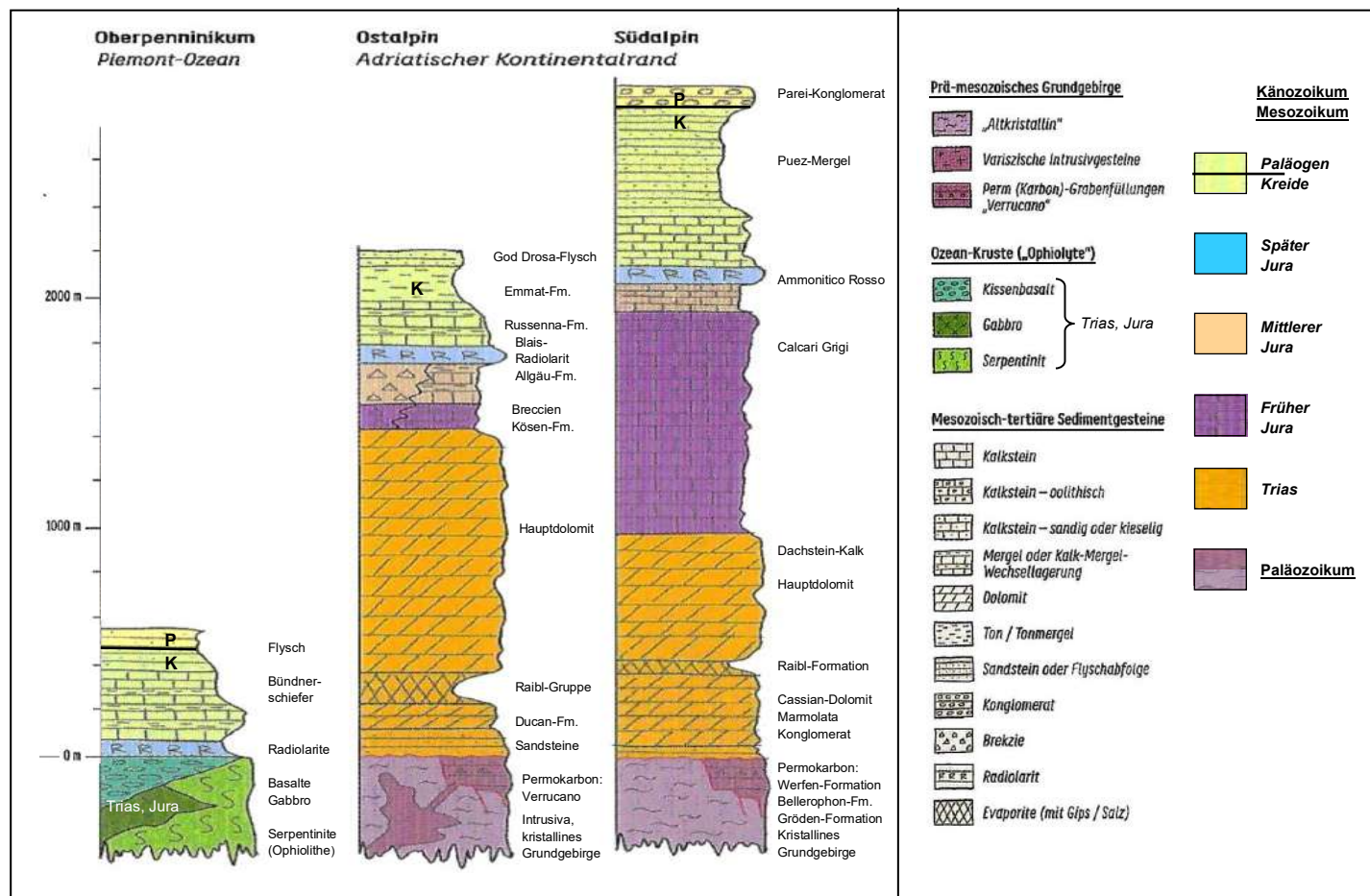
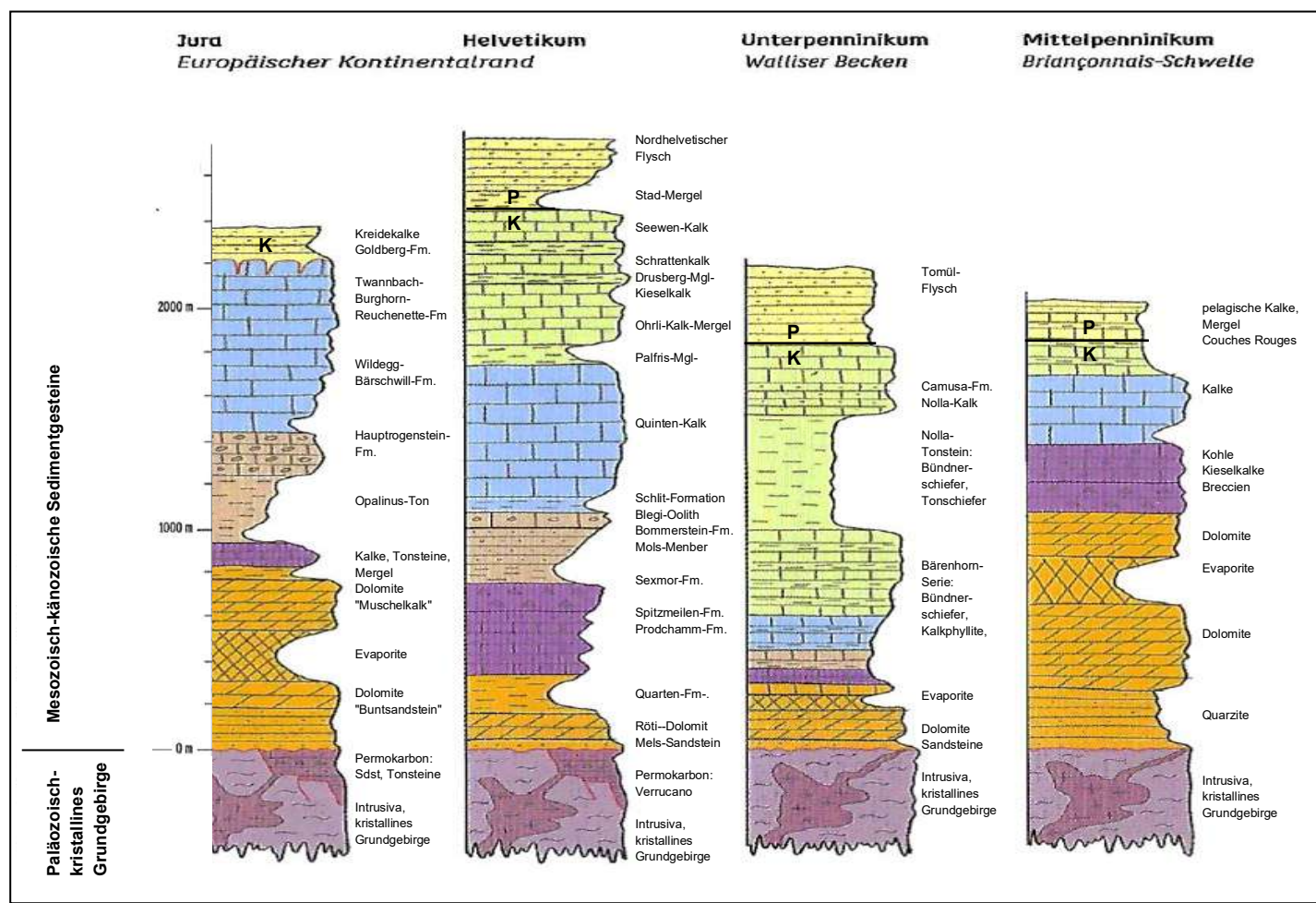


Abb. 6.13: Stark vereinfachte Schemata der Abfolge der Sedimentschichten und der ozeanischen Magmatite in den Alpen. Dargestellt sind die abgelagerten Schichtfolgen (Zeit-Systeme und -Serien) vor der alpinen Kompression und vor den weiten Überschiebungen und Deformationen zu den heutigen Alpen (Abb. 6.56). Grafik ergänzt nach: Jürg Meyer (2021): *Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie.* 1. Auflage. Haupt, Bern.

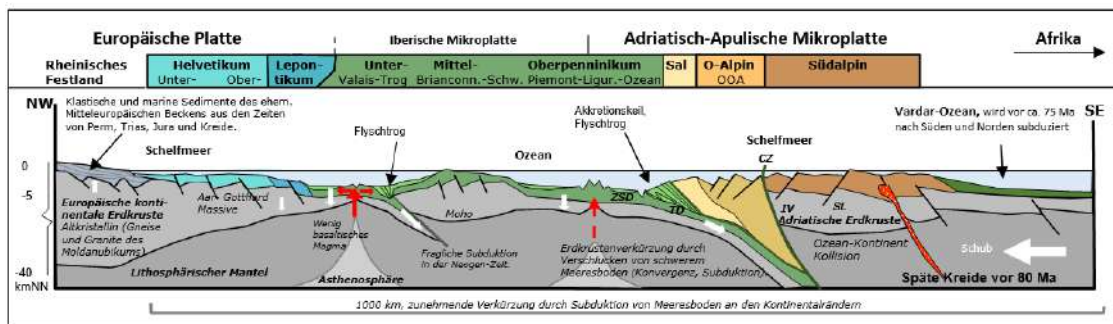


Abb. 6.14:
Schematischer
geotektonischer
Profilschnitt der
Ablagerungsräume
vor ~ 80 Ma.
(Abb. 6.15, Bild 2)
Text siehe Abb. 6.39.

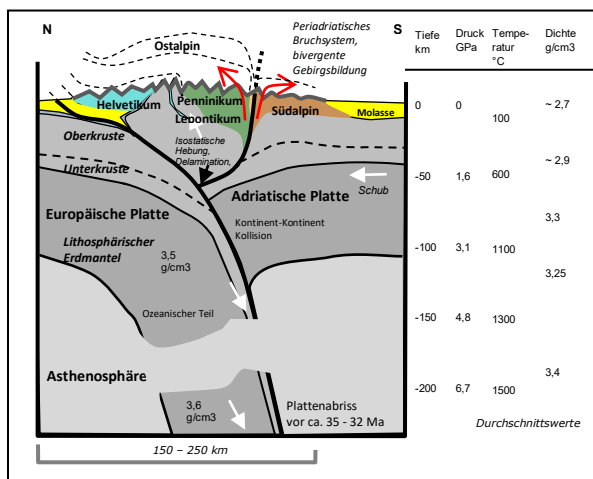


Abb. 6.14-1: Schematisches geotektonisches Tiefenprofil der Zentralalpen heute.

Der Profilschnitt zeigt die heutige Situation nach dem Zusammenschub der Alpen von über 1000 km auf 150 – 270 km Breite. Die Bildung des bivergenten Hochgebirges und des Periadriatischen Bruchsystems wurde auch mit ausgelöst durch die Abrisse der in die weiche Asthenosphäre subduzierten, südeuropäischen und der adriatischen Lithosphären-Platten im Bereich der Ostalpen, der Zentralalpen und der Westalpen. Zu den Plattenabrissen kommt es durch die Erwärmung und damit Schwächung der Platten zusammen mit dem Zug des Gewichts (Zerrspannung). Die Darstellung der Abrisse als "durchgebrochenes Brett" ist schematisch. In der Realität vermutet man komplexe Vorgänge, welche die Platten dünn auseinanderziehen, wie einen Reißverschluss einreisen, abreißen und schlauchartig fragmentieren (Kap. 6.6). In den West-, Zentral- und Ostalpen wurde die Europäische Platte ein Stück weit unter die Adriatische Platte subduziert, in den Ostalpen hat sich das später umgekehrt (Abb. 6.47). Die Temperaturangaben sind Anhaltswerte. In Subduktionsgebieten steigen die Temperaturen mit der Tiefe langsamer, im Bereich von mittelozeanischen Riftzonen und von Hotspots deutlich schneller.

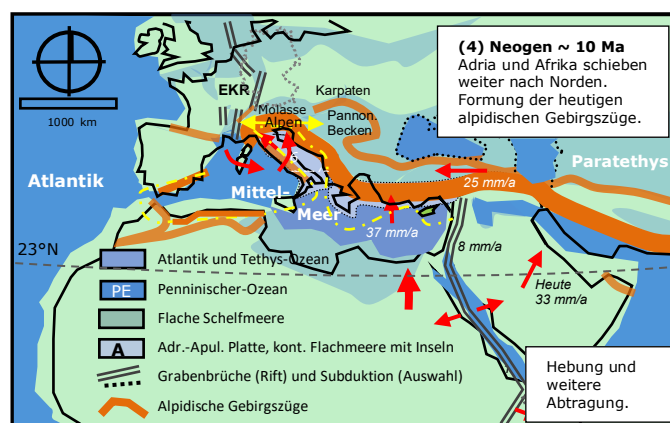
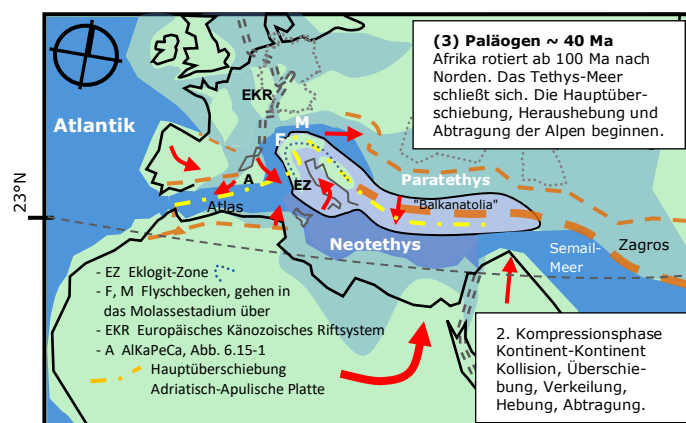
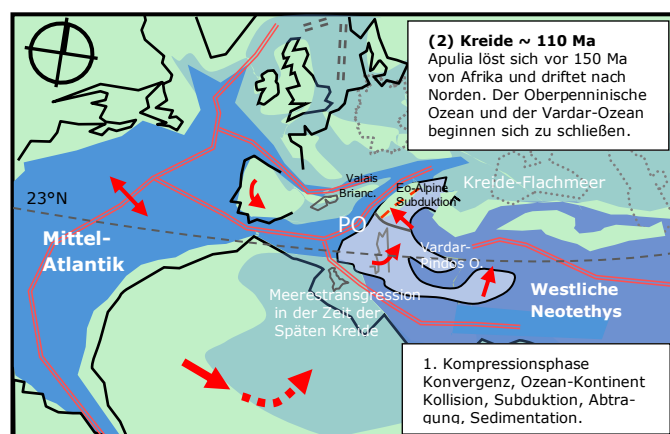
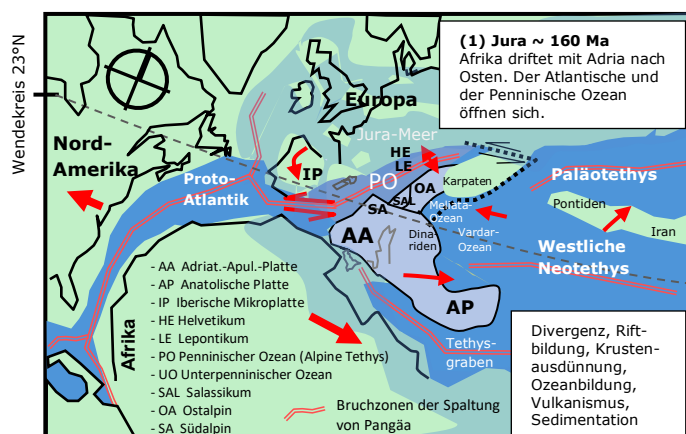


Abb. 6.15: Paläogeographische Übersichtskarten zur Entstehung der Alpen (siehe Abb. 6.59).

Die Westausdehnung der Tethys führte vor ca. 250 Ma zu ersten Riftbildungen im Zentrum von Pangäa. Mit dem anschließenden Zerfall des Superkontinents vor 240 – 150 Ma wanderte die große afrikanische Kontinentalplatte zunächst nach Osten. An ihrem Nordrand entstanden im Bereich der Westtethys kleine Kontinentfragmente mit dazwischenliegenden kleinen ozeanartigen Meeren und vor 170 Ma öffnete sich dort der Oberpenninische Ozean. Durch die Öffnung des Südatlantiks rotierte Afrika ab 100 Ma und verstärkt seit 80 Ma nach Norden und drückt bis heute gegen den relativ starren eurasischen Kontinent. Dadurch schoben sich die inzwischen von Nordafrika getrennte Adriatisch-Apulischen Mikroplatten und weitere östlich gelegene Mikroplatten ebenfalls nach Norden. Dieser Schub führte zur Schließung der kleinen Ozeane, insbesondere der Penninischen Ozeane, an Subduktionszonen. Es kam zur Überschiebung und zur Aufstapelung der mächtigen und zu Gesteinen verfestigten flachmarinen und tiefmarinen Sedimente mit den untermeerischen Magmatiten. Seit ca. 35 Ma kommt es durch einen isostatischen Ausgleich dieses tief in den Erdmantel eingesunkenen Gesteinspakets zur Hebung des Alpengebirges. $\longleftrightarrow$ = Lateralextrusion der Alpen. Grafiken mit Darstellungen nach R. Blakey, NAU Geology. Deep Time Maps, <https://deeptimemaps.com/> und nach B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

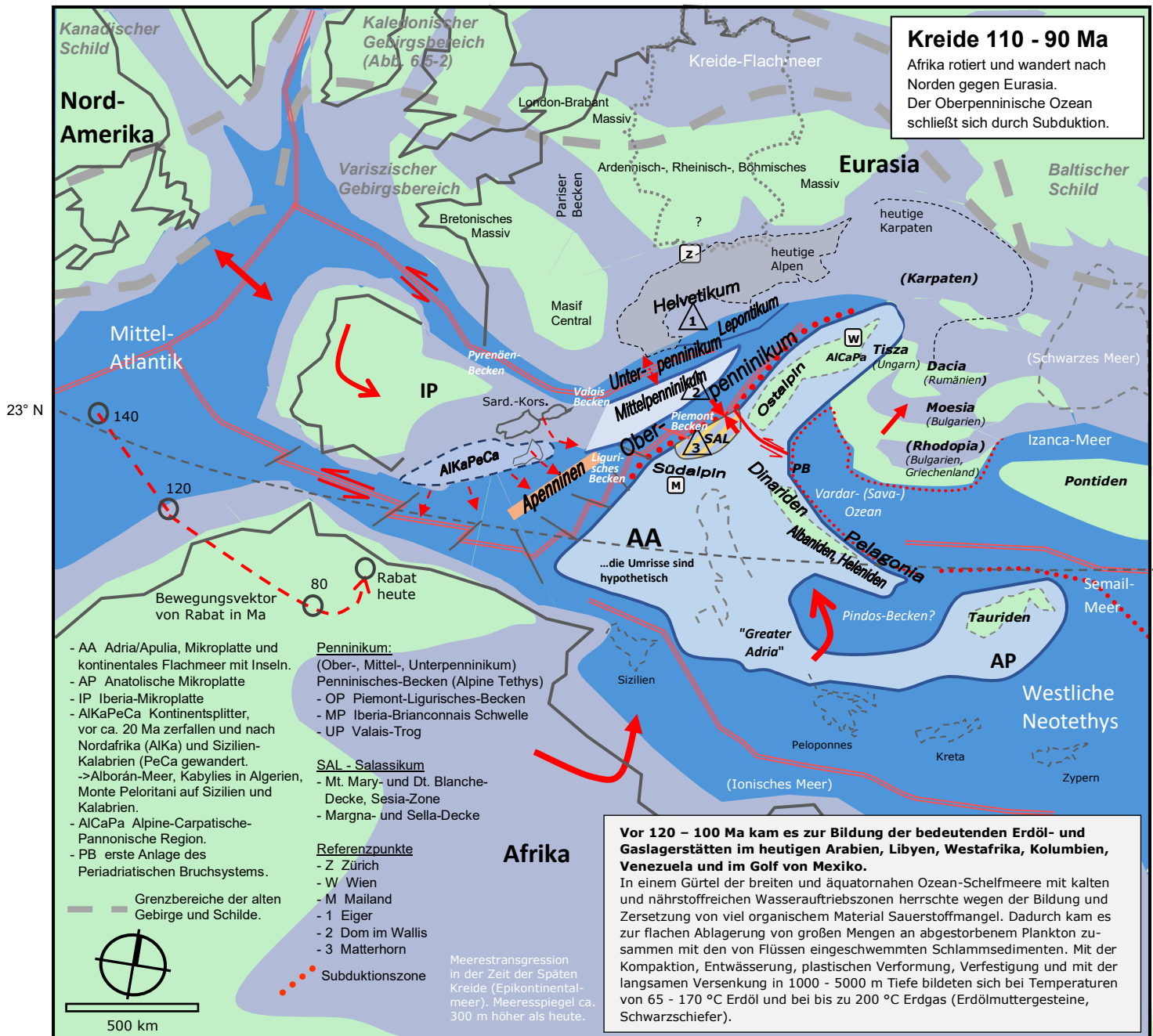


Abb. 6.15-1: Paläogeographische und paläotektonische Übersichtskarte der Adriatisch-Apulischen und der Anatolischen Mikroplatte mit den alpinen Ablagerungsräumen und den Meeren der alpinen Westtethys in der Kreide-Zeit vor 110 - 90 Ma.
Die plattentektonischen Bewegungen des zerfallenden Pangäa-Großkontinents führten ab 180 Ma bzw. 130 Ma zur Öffnung des Mittelatlantiks, des Südatlantiks und ab 60 Ma auch des Nordatlantiks. Die Iberische Mikroplatte mit ihrem weit nach Osten reichenden Briançonnais-Sporn drehte sich unter Öffnung der Biskaya gegen den Uhrzeigersinn nach Südosten. Verursacht durch die Drehung der Bewegungsrichtung von Adria/Apulien vor ca. 150 Ma und von Afrika vor ca. 100 Ma von Osten nach Norden und durch deren Plattenschub schlossen sich nacheinander der Vardar-Ozean vor 70 Ma, die Penninischen Ozeane vor 55 und vor 45 Ma, die westliche Paläotethys und später auch die Neotethys. Die schwere und tiefmarin-basaltische Erdkruste mit den unterschiedlich mächtigen Sedimenten der alpinen Ozeane wurden nach Südosten in den Erdmantel gezogen (subduziert), gestaucht, überschoben und metamorphosiert. Einige Fragmente wurden später beim Zusammenschub wieder gehoben und als Ophiolithe ebenso, wie die am Akkretionskeil abgeschabten Flysch-Sedimente, in die Gebirgsbildung miteinbezogen. Die leichteren und mächtigeren kontinental-flachmarinen Sedimente auf Adria/Apulien und auf dem Briançonnais wurden beim Zusammenschub ebenfalls versenkt und je nach Tiefe unter Druck und Wärme z.T. metamorph umgewandelt. Nach ihrem isostatischen Wiederaufstieg bei der Gebirgsbildung wurden die in der Tiefe gefalteten, aufgestapelten und überschoben Gesteinspakete über dem Meeresspiegel der Abtragung ausgesetzt. Der südliche und der östliche Teil der Adriatisch-Apulischen Platte wurde stark fragmentiert und zu einem großen Teil unter Süd- und Osteuropa in den Erdmantel versenkt (Greater Adria). Vor 120 - 100 Ma sind im Tethys-Meer die großen Erdölvorkommen vom Mittleren Osten bis nach Kasachstan entstanden. Die abgestorbenen Reste von Meereskleinlebewesen (v.a. Algen) haben sich in tieferen Schelfbereichen unter Sauerstoffabschluss und bei 60 - 200 °C mit der Zeit von Faulschlamm in Öl und in Gas umgewandelt.
Rote Doppellinien = Grabenbrüche und Transformstörungen, Divergenz, Platten bewegen sich auseinander oder aneinander vorbei;
Rote gepunktete Linien = Subduktionszonen, Konvergenz, Platten kollidieren, "Verschlucken" (Subduktion) von Meeresboden in den Erdmantel.
Grafik mit Darstellungen nach R. Blakey, NAU Geology. Deep Time Maps, <https://deeptimemaps.com/> und nach J. Maier (2021): Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie. Haupt, Bern.
Die Darstellungen in den paläogeographischen Karten in diesem Manuskript können die Lage der Festländer, Küstenlinien, Ozeane, Meere und der Mikroplatten zu den Urzeiten nur ungefähr wiedergeben und weichen je nach Autor etwas voneinander ab. Sie zeigen aber auf der Grundlage der aktuellen Forschung die prinzipiellen geotektonischen Situationen und veranschaulichen großräumig die plattentektonischen Vorgänge bei der Kontinentaldrift, die auch zur Bildung der Alpen geführt haben.

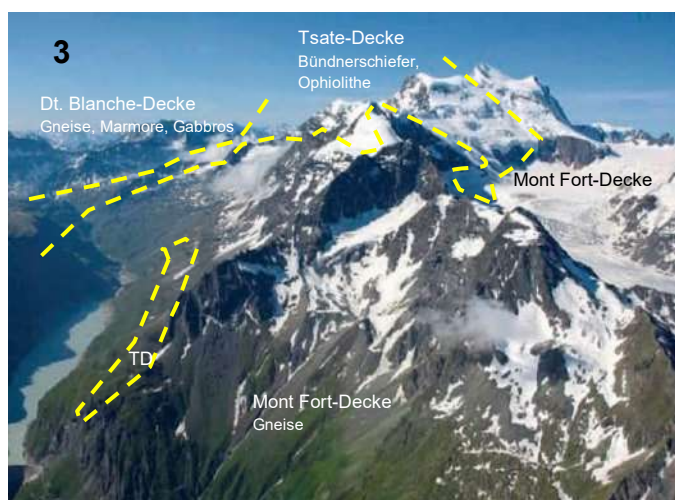
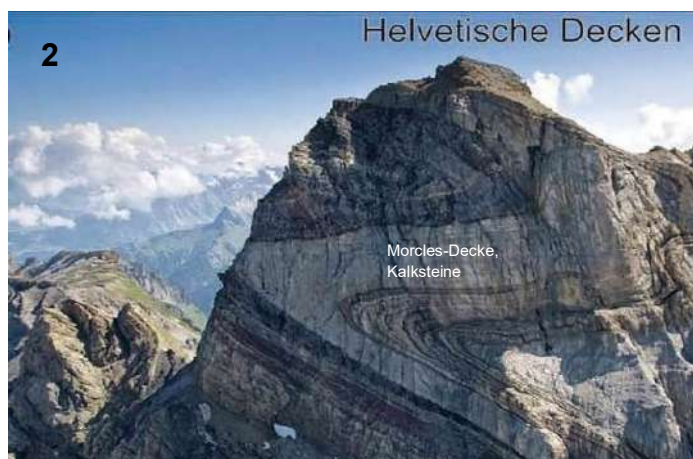


Abb. 6.16: Charakteristische Gebirgszüge in den Westalpen.

(1) Der Mt. Blanc (4808 mNN) gehört zu einem unterhelvetischen Extern-Massiv aus variszischen Gneisen, Glimmerschiefern und Graniten.

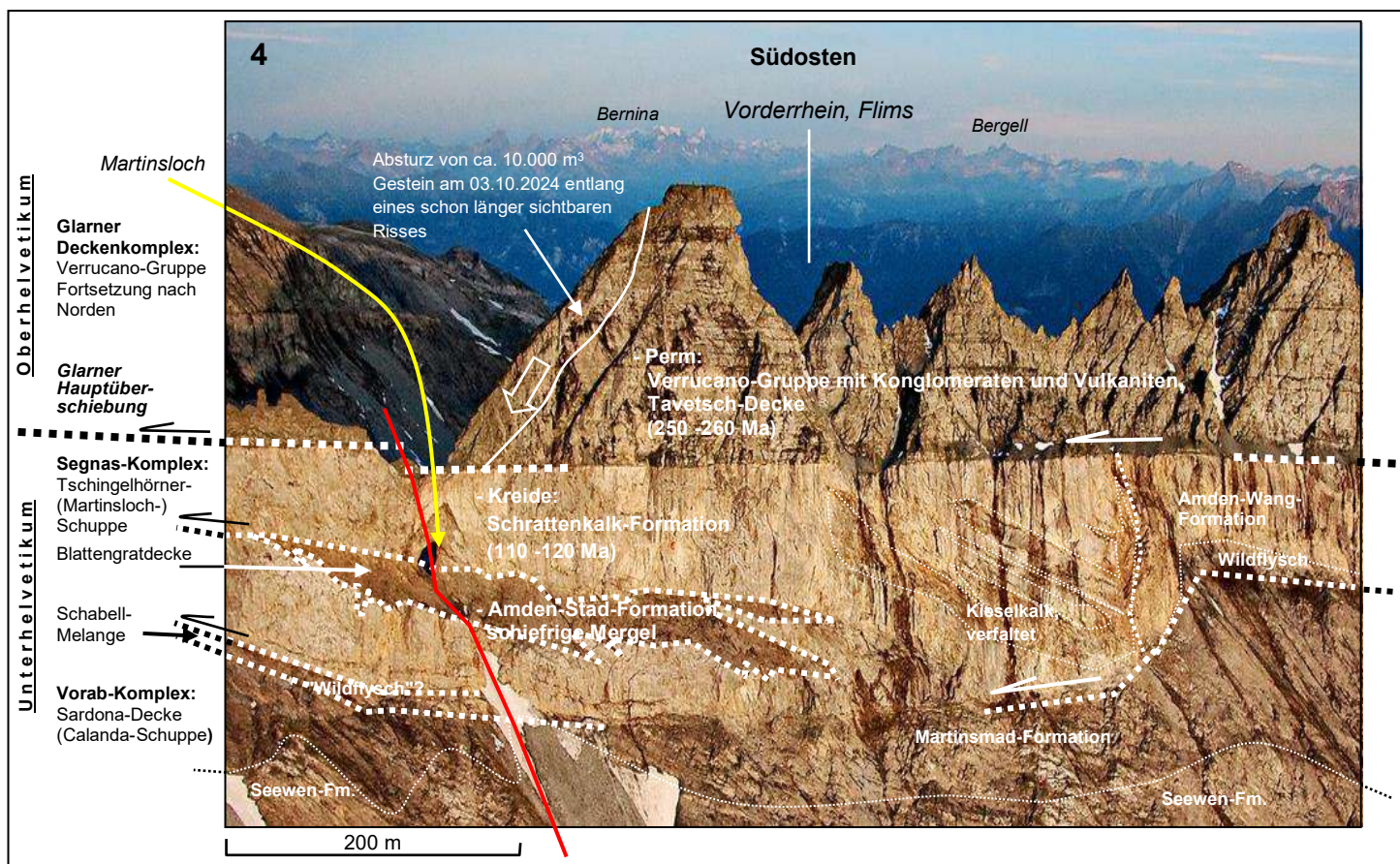
(2) Liegende Falte der unter(infra)helvetischen Morcles-Decke aus Kalksteinen der Kreide-Zeit (Schrattenkalk) im Gipfelbereich des Petite Dent de Morcles (2929 mNN) in der Westschweiz (Abb. 6.11-3).

(3) Die Gneise der mittelpenninischen Mont Fort-Decke, die oft weicher geformten aber hier am Grand Combin härteren Bündnerschiefer und die Ophiolithe der oberpenninischen Tsate-Decke (Ozeansedimente) bilden als Überschiebung und Rückfaltung die West- und Ostflanke des Grand Combin (4314 mNN) im Wallis in der Westschweiz.

(4) Zeitlich inverse Gesteinslagerung an der Glarner Hauptüberschiebung mit den Tschingelhörnern (2849 mNN) zwischen Flims und Elm in der Schweiz. Hier wurde vor 25 - 10 Mio. Jahren ein 3 km dickes und 5000 km² großes oberhelvetisches Gesteinspaket aus siliziklastischen Konglomeraten mit Vulkaniten (Verrucano) aus der Perm-Zeit in 10 - 15 km Tiefe bei 320 °C mit einigen Zentimetern pro Jahr 40 km weit nach Norden über jüngere unterhelvetische Gesteine der Kreide- und der Jura-Zeit und über Flyschgesteine der Paläogen-Zeit überschoben (Pfeile = Schubrichtung). Der engräumige Deckenbau und die Verschiebungen innerhalb der Decken zeigen die

Komplexität. Das Martinsloch ist durch Erosion in der hier nur einige Meter schmalen Felswand entstanden. Hier kreuzen sich zwei tektonischen Klüfte im Kalkstein und im weichen Mergel und schwächen die dünne Felswand.

Bild 1 - 3 ergänzt aus R. Schuster & K. Stüwe (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Bd. 140, Graz. Bild 4: Touristeninfo Glarnerland.ch, Foto von R. Homberger. Geologische Deutung nach Bas den Brok et al. 2021, Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 1174 Elm, Erläuterungen. Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.



Zum Salassikum (Salasser = keltischer Stamm im Aostatal) gehören die ehemals ins Unterostalpin gestellten Margna- und Sella-Decke im Schweizer Graubünden und die klippenartigen Decken der Dt. Blanche- und der Mt. Mary-Decke im Wallis als nordwestliche und teilerodierte Fortsetzung der steil stehenden Sesia-Zone im norditalienischen Piemont. Das variszisch metamorphosierte Salassikum wurde in der Jura-Zeit vor ca. 130 Ma mit der Öffnung des Oberpenninischen Ozeans in Form von Inseln vom passiven Rand der Adriatischen Platte als Mikrokontinent (Cervinia-Terrane) in den östlichen Ozeanteil abgetrennt (Dehnungsallochthon) und dockte mit der Subduktion dieses Ozeans in der Späten Kreide-Zeit wieder an den sich bildenden Akkretionskeil von Adria/Apulia an (Abb. 6.10). Am Ende der Kreide-Zeit vor 67 Ma wurde es im Zuge der Schließung des Oberpenninischen Ozeans nach Südosten unter Adria/Apulia tief subduziert und alpin hochdruckmetamorph überprägt. Später wurde diese kontinentale und polymetamorphe Grundgebirgseinheit bei der nordgerichteten Überschiebung wieder um einige 10er Kilometer gehoben und seine tieferen Gesteine kamen im Bereich der heutigen Westalpen im Piemont und vom Wallis bis nach Graubünden an die Oberfläche (Abb. 6.39). Das im Piemont steilstehende Salassikum wurde nach Norden horizontal über das Penninikum geschoben und bis auf die heutigen klippenartigen Reste abgetragen (Abb. 6.44).

Das Südalpin besteht an der Oberfläche aus Gesteinen, die auf dem an Nordafrika vorgelagerten apulischen Flachscheff und Mikrokontinent abgelagert wurden. Dieser löste sich vor ca. 220 Ma von Afrika, wanderte nach Norden und schloss sich als kontinental-flachmariner Ablagerungsraum ohne tiefes Meer direkt an den adriatisch-ostalpinen Ablagerungsraum an (Adria/Apulia). Heute liegt das Südalpin, abgegrenzt durch das Periadriatische Bruchsystem, südlich neben dem Ostalpin und dem Penninikum (Abb. 6.11, 6.11-0). An der Basis besteht es aus hoch- und niedrigmetamorphen Gesteinen der kontinentalen Kristallinkruste aus Gneisen und Graniten mit Gabbro- und Dioritintrusionen und aus paläozoischen Sedimenten, die vor 360 – 320 Ma während der variszischen Gebirgsbildung zuletzt metamorphosiert wurden und deren Metamorphosegrad von Westen nach Osten abnimmt. Darüber folgen permotriadische Plutonite und Vulkanite und darüber die mächtigen mesozoischen Karbonatsedimente von Trias, Jura, Kreide und etwas Paläogen. Eine alpine Metamorphose hat im Südalpin nur örtlich und geringgradig stattgefunden und es gab keine kreidezeitlichen Überschiebungen. Im Gegensatz zu den weit nordvergent überschobenen Alpen ist es tektonisch auch weniger komplex aufgebaut, ist von Auf- und Abschiebungen geprägt und wurde ab 25 Ma einige Kilometer weit südvergent (nach Süden gerichtet) auf die Po-Ebene rücküberschoben (Abb. 6.29-1).

- Im östlichen Südalpin (Italien - Trentino, Südtirol, Friaul, Venetien und Slowenien) gehört der Brixner Quarzphyllit aus vor 540 - 440 Ma im Kambrium und im Ordovizium sedimentierten und variszisch geringgradig metamorphosierten Sand- und Tonsteinen mit Magmatit-Intrusionen zum kristallinen Basement (Abb. 6.18). Vor 290 – 280 Ma ist dort der Brixner Granit in der Tiefe eingeschmolzen und langsam auskristallisiert. Darüber beginnt die Gesteinsfolge der Gebirgsgruppe der "Dolomiten", z.B. das in wüstenhafter Umgebung abgelagerte Waidbrucker Konglomerat aus vor 320 – 290 Ma abgetragenen Brixner Quarzphyllit. Darüber folgt der frühpermzeitliche, bis zu 4000 m mächtige und sich über 2000 km² ausdehnende Bozener-Quarzporphyr (Etsch-taler Vulkanit- Gruppe), der vor 290 – 274 Ma aus einer ca. 50 km breiten Vulkancaldera in Form von glühenden Tuffen (Glutwolken, Ignimbrite) explosiv ausgeworfen wurde. Es war das größte vulkanische Ereignis im Alpenraum. Darüber liegen diskordant abgelagerte Konglomerate, Sand- und Tonsedimente der Grödnert-Formation aus der Abtragung des Quarzporphyrs. Darauf folgen die für das heutige Dolomitengebirge so charakteristischen, oft massigen und sehr mächtigen, flachmarinen und oolithischen Karbonatsteinserien der Südlichen Kalkalpen aus der Permo-Trias und örtlich auch aus der Jura-, Kreide- und Paläogen-Zeit. Diese bestehen aus Algen-, Schwamm- und teils aus Korallenriffsedimenten mit mächtigen Riffkalkschuttablagerungen, aus bioklastischen Kalken mit Schalenresten von Meerestieren (Muscheln, Ammoniten, Brachiopoden etc.), aus chemisch-biologisch ausgefällten und mikrokristallinen Seichtwasserkarbonaten und aus oft tiefer abgelagerten Tonen und Mergel (Abb. 6.17-1, 6.18, 6.20). Die Karbonatserien der mächtigen Hauptmassive der Dolomiten wurden in der Späten Perm-Zeit, großteils in der Trias-Zeit vor 240 – 205 Ma und mit Mergel auch noch in der Jura- und Kreide-Zeit bis vor 66 Ma auf diesen flachmarin-lagunären und unregelmäßig, aber recht schnell absinkenden und tropischen Riffplattformen und in den dazwischen liegenden breiten Beckenbereichen (Riff-Becken-Relief) bei einem über die Millionen Jahre deutlich schwankenden Meeresspiegel abgelagert. Dabei kam es auch zu Phasen mit tieferem Wasser und zu Verlandungen. In den Dolomiten sind das die Bellerophon- und Werfener-Formation, Sarl- und Schlerndolomit, Wengener- und Raibler-Schichten, Hauptdolomit und der Dachsteinkalk (Abb. 6.24, 6.38, 6.47), sowie paläozoische Karbonatgesteine in den Karnischen- und Julischen Alpen und in den Südkarawanken. In den Kalksedimenten wurde das Calcium-Ion dann teilweise durch das kleinere Magnesium-Ion aus dem Meerwasser ersetzt ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Dieser "Dolomitisierung" genannte Prozess kann primär (frühdiaogenetisch) im flachen und sehr salzhaltigen Meer schon während der Ablagerung durch Ausfällung unter Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien stattfinden oder, wie hier in den Dolomiten, sekundär (spätdiaogenetisch) durch Mineralaustausch aus eindringendem und magnesiumhaltigem Porenwasser nach der Ablagerung der Kalkschlämme (Abb. 6.20). Das wegen der mineralischen Umwandlung von Calcit in Dolomit oft fossilarme Dolomitgestein macht aber nur einen Teil der südalpinen Karbonatgebirge aus. Auch Kalksteine, Tonsteine, Mergelsteine, Sandsteine, Konglomerate und Vulkanite kommen oft vor. Punktuell gibt es aus der Tiefe aufgestiegene, aber noch innerhalb der überlagernden Sedimentgesteine langsam auskristallisierte, magmatische Plutone, wie z.B. der permzeitliche Cima d'Asta-Granit und der triaszeitliche Monzoni-Granit. In der Trias-Zeit gab es bis vor 236 Ma auch durch Krustendehnung verursachte, starke basisch-vulkanische Aktivitäten an der Oberfläche und in den Becken zwischen den großen Riffkomplexen lagerten sich Pillowlaven und hyaloklastische Brekzien ab (Erkalten von Lava unter Wasser- oder Eisbedeckung). Das belegt eine intensive Dehnungs- und Bruchtektonik zu Beginn der alpidischen Sedimentabfolge. Die Dolomiten sind von der alpinen Gebirgstektonik weniger stark beeinflusst, haben sich vor 13 – 7 Ma stärker gehoben und in dieser Spätphase gab es nur kleine und nach Süden gerichtete Überschiebungen. Im Südosten der Alpen geht das Südalpin in die externen Dinariden über. Anders als die meisten west- und nordalpinen Berglandschaften sind die Berge im Gebiet der "Dolomiten" im Ostteil des Südalpins oft durch einen zunächst sanft gewellten und weitflächigen Anstieg der Alpen aus den Tälern heraus mit einem dann abrupten Wechsel zu steilen und oft senkrechten Zinnen, Türmen und pultartigen Felsplateaus charakterisiert (Abb. 6.17-1).

Diese markanten Gebirgsgruppen sind die trotz der Erosion heute noch gut erhaltenen und freipräparierten ehemaligen Riffkomplexe. Sie sind somit die Reste einer alten und flachen Atoll- und Lagunen-Landschaft, die ähnlich wie die heutigen Bahamas entstanden ist. Stellenweise kann man noch Reste der alten Riffabhänge mit dem abgerutschten Riffschutt erkennen (Abb. 6.19). Die heutigen Täler und Joche sind oft an die leicht erodierbaren Ablagerungen der tieferen Meeresbecken mit Schutt- und Mergelablagerungen gebunden, welche die rundlichen Riffkomplexe getrennt haben. Da die ursprüngliche Form des Ablagerungsraumes inselartig war und weil das östliche Südalpin mit den Dolomiten von der nördlich stattfindenden und oft aufgewölbten Gebirgsbildung der Alpen kaum beeinflusst und deformiert wurden, sind die Berggruppen und Täler seltener in der alpentypisch oft vorkommenden Südwest-Nordost-Richtung ausgerichtet. Die rundlichen Riffkomplexe entwässern bis heute auch radial in alle Richtungen. Nur in der Spätphase der Gebirgsbildung kam es zu kleinen und südgerichteten Überschiebungen. Im Folgenden ein Zitat aus L. Keim, 2008, Geologie im Gebiet Schlern – Seiser Alm: Vom Tethysmeer zum Gebirge. Gredleriana Vol. 8/2008: *"Das Gebiet des Schlern und der Seiser Alm gilt als Paradebeispiel einer Riff-Becken-Landschaft aus der Zeit der Mittel- und Obertrias. Dieses im ehemaligen Tethysmeer entstandenen Gebirge liegt heute nahezu unverändert an der Landoberfläche und kann daher bestens erforscht werden. Der Touristensteig führt vom einstigen tiefen Meeresbecken der Seiser Alm entlang des Riffhanges auf das Riff und die dahinter liegende Lagune bei den Schlernhäusern."* (Abb. 6.18). Das Mineral und Gestein "Dolomit" ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$) wurde nach dem französischen Geologen Déodat de Dolomieu benannt, der das nur schwach mit Salzsäure reagierende, spröde und kantiger als Kalkstein (CaCO_3) brechende und wegen des Eisengehalts oft gelbliche Dolomitgestein in den Stubai-Alpen in Österreich gesammelt und vom Schweizer Mineralogen Henri de Saussure hat analysieren lassen. Früher wurden die "Gebirgsgruppe der Dolomiten" wegen des grauen Dolomitgesteins "Monti Pallidi – Bleiche Berge" genannt. Größere Teile der Dolomiten bestehen aber auch aus weißlich-grauen Kalksteinen, Tonsteinen, Mergelsteinen, Sandsteinen, Konglomeraten und aus Vulkaniten.

- **Der Westteil des Südalpins** (Italien - Lombardei, Piemont und Schweiz - Tessin) ist tektonisch etwas stärker deformiert als der Ostteil und wird heute vom Lombardisch-Giudicarien Falten- und Überschiebungsgürtel geprägt, der sich vom Späten Oligozän bis zum Späten Miozän vor 27 – 19 Ma entwickelt hat. Er umfasst südlich entlang des Periadriatischen Bruchsystems ebenfalls das prävariszisch- und das variszisch-kristalline Grundgebirge mit der Strona-Ceneri-Zone (Serie dei Laghi - Rhyolithe, Gneise, Amphibolite der mittleren Erdkruste) und mit der Ivrea-Verbano-Zone (Gabbro, Diorite, Gneise, Kinzigite der unteren Kruste). Das ist der bei der Alpenbildung im Oligozän und im Miozän am Nordrand des Südalpins fast senkrecht gestellte und permzeitlich hochmetamorphe, mittlere und untere Teil der kontinentalen Kruste mit hoher Dichte. Am Südwestrand entlang der Periadriatischen Bruchzone treten an einigen Stellen linsenartig die ultrabasischen Gesteine des tiefliegenden Ivrea-Körpers zutage. Diese Peridotite mit einer Dichte von 3,2 – 3,5 g/cm³ sind die an der heutigen Oberfläche erodierte Intrusionen des Oberen Erdmantels, der hier durch die Alpenbildung ebenfalls schräg bis fast senkrecht gestellt wurde. Das dichtere Gestein führt dort und in der weiteren Umgebung zu einer deutlich messbaren Schwereanomalie (Abb. 6.17-1). Die südlich und östlich liegenden Bereiche im Lombardischen Basin mit dem Monte Nudo-Becken, dem Monte Generoso-Becken und die Bergamasker Alpen werden von trias-, jura- und kreidezeitlichen Kalken (Südliche Kalkalpen) über terrestrischem Jungpaläozikum (Verrucano mit frühpermischen Vulkaniten) und von paläozoischen Gneisgesteinen (Orobischen Decken) im Norden aufgebaut (Abb. 6.17-1, 6.41). Im Nordosten wurde der Adamello-Pluton vor 40 - 32 Ma in der Tiefe eingeschmolzen. Das Südalpin wird heute vom weit nach Norden über den südeuropäischen Kontinentalrand geschobenen Ostalpin und vom Penninikum durch das sich von Italien bis nach Slowenien erstreckende, vermutlich prävariszisch angelegte und vor 35 - 30 Ma wieder reaktivierte **Periadriatische Bruchsystem** tektonisch getrennt. Nördlich von dieser 700 km langen, ca. 1 km breiten, transversal-scherenden (transpressiven) und bedeutendsten Bruchzone der Alpen mit einem breiten metamorphen Mylonitgürtel wurde das Penninikum um ca. 20 km angehoben, sodass dort hochmetamorphe Kristallinegesteine mit großen Verschiebungen an die Oberfläche kamen, während südlich auch Sedimente vorherrschen. Das Südalpin wurde dabei auch um 150 km horizontal rechtsdrehend nach Westen verschoben (Abb. 6.11). Verursacht wurde die Reaktivierung dieser Störungszone durch die Nord(west)wanderung der Adriatisch-Apulischen Platte mit dem **Insubrischen(Ivrea)-Indenter** und mit dem **Dolomiten-Indenter** (Abb. 6.11-0, 6.12). Das hat die West- und Ostalpen komprimiert, so dass diese nach Westen geschoben und gebogen wurden, bzw. auch 150 km weit nach Osten in das Pannonische Becken ausgewichen sind (Abb. 6.23). Infolge dieser tektonischen Trennung von Ostalpin und Südalpin wurden die südalpinen Gesteinsdecken bei der Alpenhebung, auch in Verbindung mit einem Plattenabriss vor 35 - 25 Ma, um 5 - 10 km und an tiefer liegenden Überschiebungsflächen um maximal 30 km nach Süden über die Poebene geschoben und geneigt, während die nördlich liegenden Gesteinsdecken und -falten von Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum und Ostalpin weit nach Norden und Westen überschoben und geneigt wurden (Abb. 6.47). Die Alpen sind so zu einem tektonisch **bivergenten Gebirge** geworden (in zwei Richtungen gekippt, Abb. 6.11-1) und die Horizontal- und Vertikalbewegungen wurden im Subduktionsraum der alpinen Kontinentkollision durch weitere Lithosphären-Plattenabriss in der Asthenosphäre noch entscheidend unterstützt (Abb. 6.54-1). In der Paläogen-Zeit vor 40 - 15 Ma kam es im Bereich der tektonischen Schwächezonen des Periadriatischen Bruchsystems zum Aufstieg von einer Kette von granitischen Plutonen, wie z.B. der Traversella-Granit (31 Ma), Karawanken-Tonalit (32 Ma), Biella-Granit (31 Ma), Bergeller-Granodiorit (31 Ma), Adamello-Tonalit (40 Ma), Rensen-Granit (30 Ma), Riesenferner-Granodiorit (30 Ma), Smrekovec-Andesit (23 Ma) und der Pohorje-Granodiorit (19 Ma). Es gab aber keine großräumig alpinen Aufschmelzprozesse mit plutonischen Gesteinen. Die großen Granitplutone in den granitischen Intern- und Externmassiven und Decken von Aar, Gotthard, Mt. Blanc, Monte Rosa, Gran Paradiso, Belledonne, Pelvoux, Dora Maira und Argentara sind lange vor der Alpenbildung vor ca. 300 Ma spätvariszischen intrudiert. Im Südalpin gibt es einige perm- und triaszeitliche Granitintrusionen, wie z.B. der permzeitliche Brixener Granit (280 Ma). Entlang der Periadriatischen Bruchzone verlaufen auch große Längstäler, wie z.B. das Valtellinatal, Addatal, Drautal, Gailtal und das Pustertal, deren erodierende Flüsse in den tektonisch zerrütteten und intensiv geklüfteten Gesteinen weniger Widerstand vorfanden. Südalpine Gesteine bauen heute das Alpengebirge in der Schweiz im Süd-tessin, in Italien in den Provinzen Piemont, Lombardei, Trentino, Alto Adige (Südtirol), Venetien, Friaul und in Slowenien auf. Ganz im Südosten geht das Südalpin in die externen Dinariden über, wo sich entlang der Adria die verkarsteten Karbonatplattformen in Slowenien, Kroatien, Bosnien, Serbien, Montenegro und in Albanien anschließen. Siehe Abb. 6.17-1 - 6.20 und Abb. 6.47.

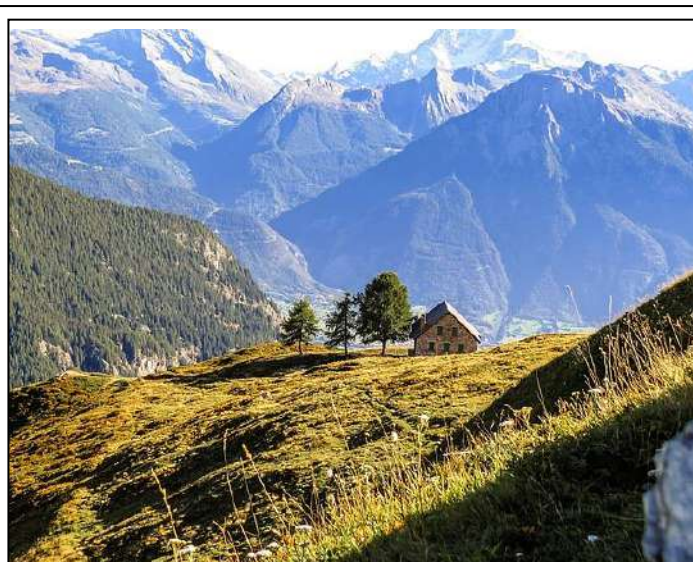
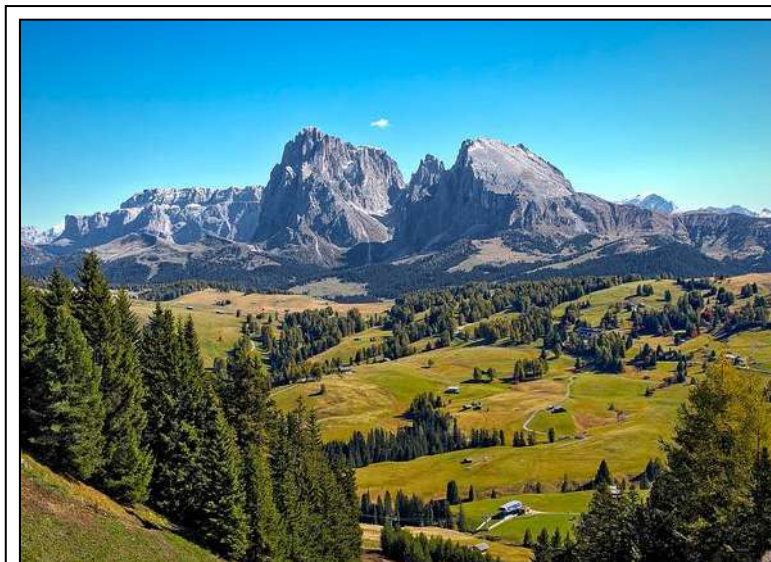


Abb. 6.17: Berglandschaften in den Dolomiten (Südalpin) und am Aar-Massiv (Helvetikum).

Links: Breite und aus den Tälern flach ansteigende Almen mit einem abrupten Übergang zu den steilen zinnen- und pultartigen Bergmassiven an der Seiser-Alm in den Dolomiten. Das sind durch die Erosion herauspräparierten Reste ehemaliger und rundlicher Riffkomplexe.

Rechts: Enge U- und V-Täler mit direkt ansteigenden Bergflanken in den Gneisen, Migmatiten und Graniten des variszischen Aar-Massivs am Aletsch-Gletscher. *Bildquelle: Pixabay, li. Paelzerbu, re. MyriRoet.*

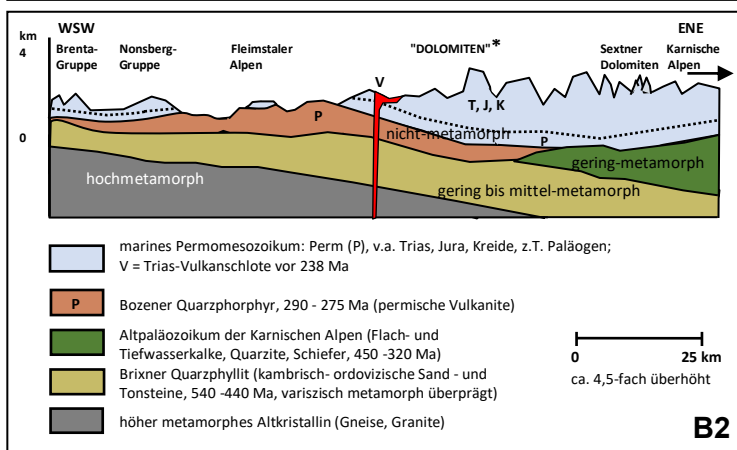
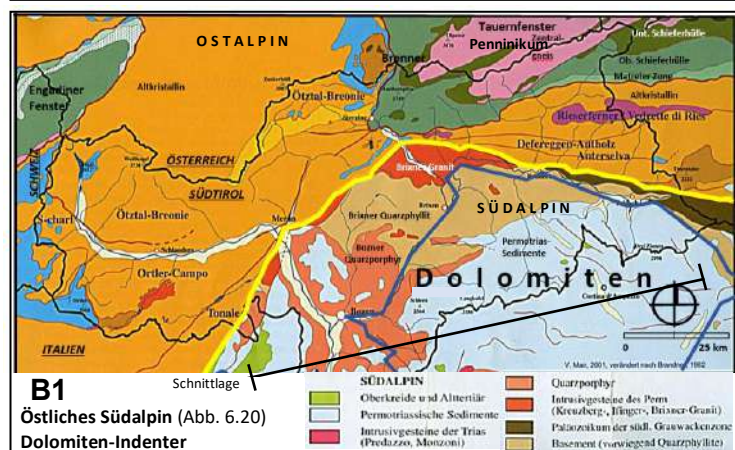
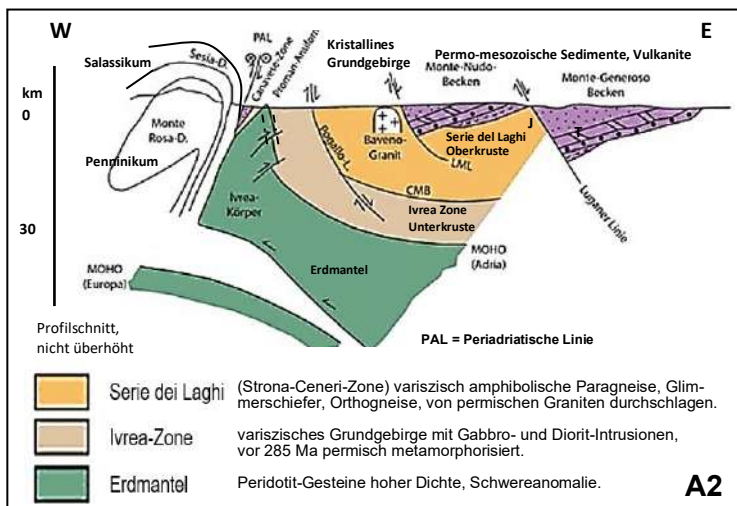
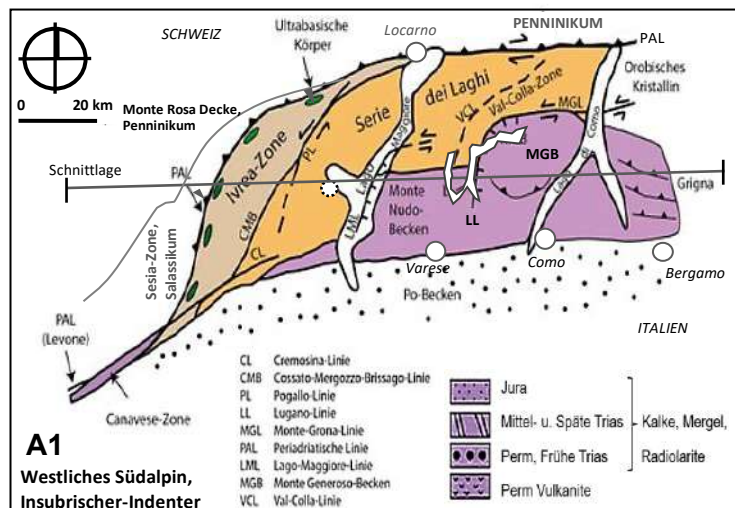


Abb. 6.17-1: Tektonik des Südalpins

Oben A1, A2: Geotektonische Karte und Profilschnitt des westlichen Südalpins.

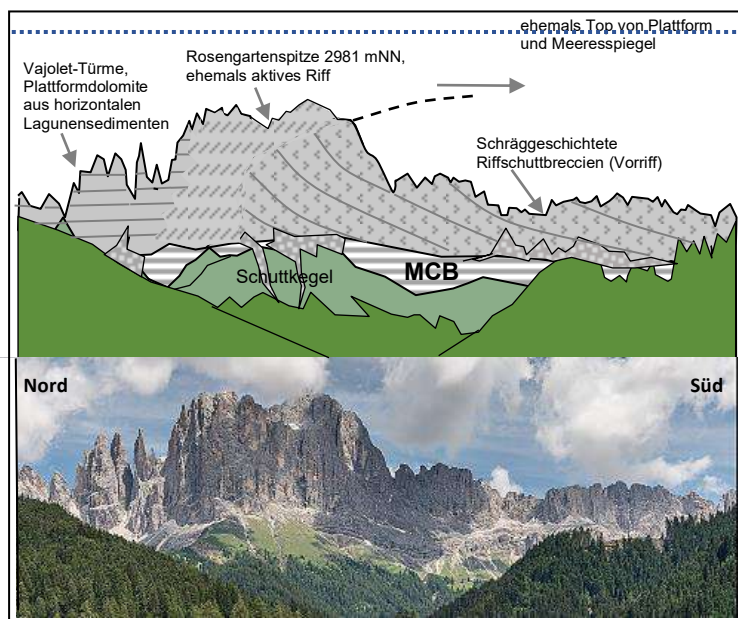
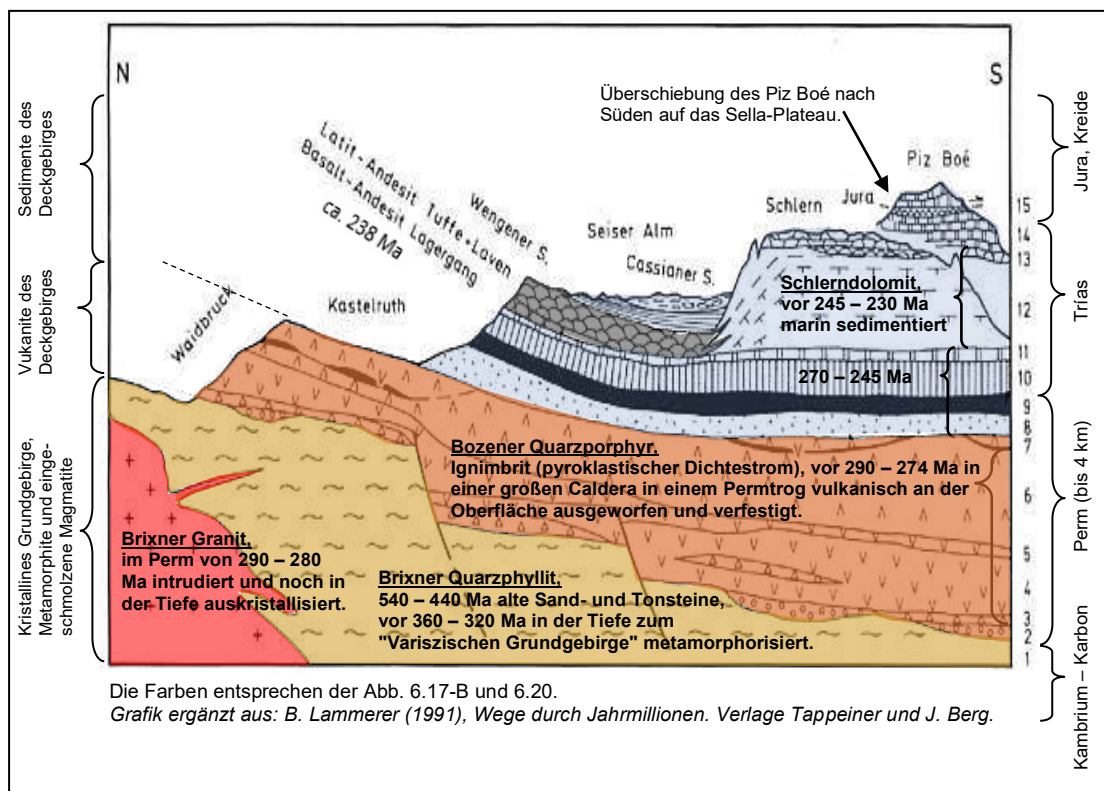
Die Karte und der Profilschnitt zeigen den tektonischen Aufbau des Südalpins westlich des Comer Sees.

Unten B1, B2: Geotektonische Karte und Profilschnitt des östlichen Südalpins.

Die Karte zeigt den tektonischen Aufbau in Südtirol. Der schematische Profilschnitt zeigt die Abnahme des variszischen Metamorphosegrades im Untergrund von Westen nach Osten, siehe Abb. 6.20. * Die Vulkanite und Sedimente der Dolomiten wurden vor 300 - 30 Ma über Quarzphyllit an Land, an Küsten und in flachen und in tieferen Meeresbecken abgelagert und haben sich mit der Zeit zu Felsgesteinen verfestigt.

Text und Grafiken ergänzt: oben aus: N. Froizheim, Geologie der Alpen Teil 3: Das Südalpin, Univ. Bonn.

Unten links aus: Stingl, V. & Mair, V. (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ), und unten rechts umgezeichnet und verändert mit Daten nach N. Froizheim s.o. und Bögel & Schmidt (1976), Kleine Geologie der Ostalpen, Ott Verlag, Thun.



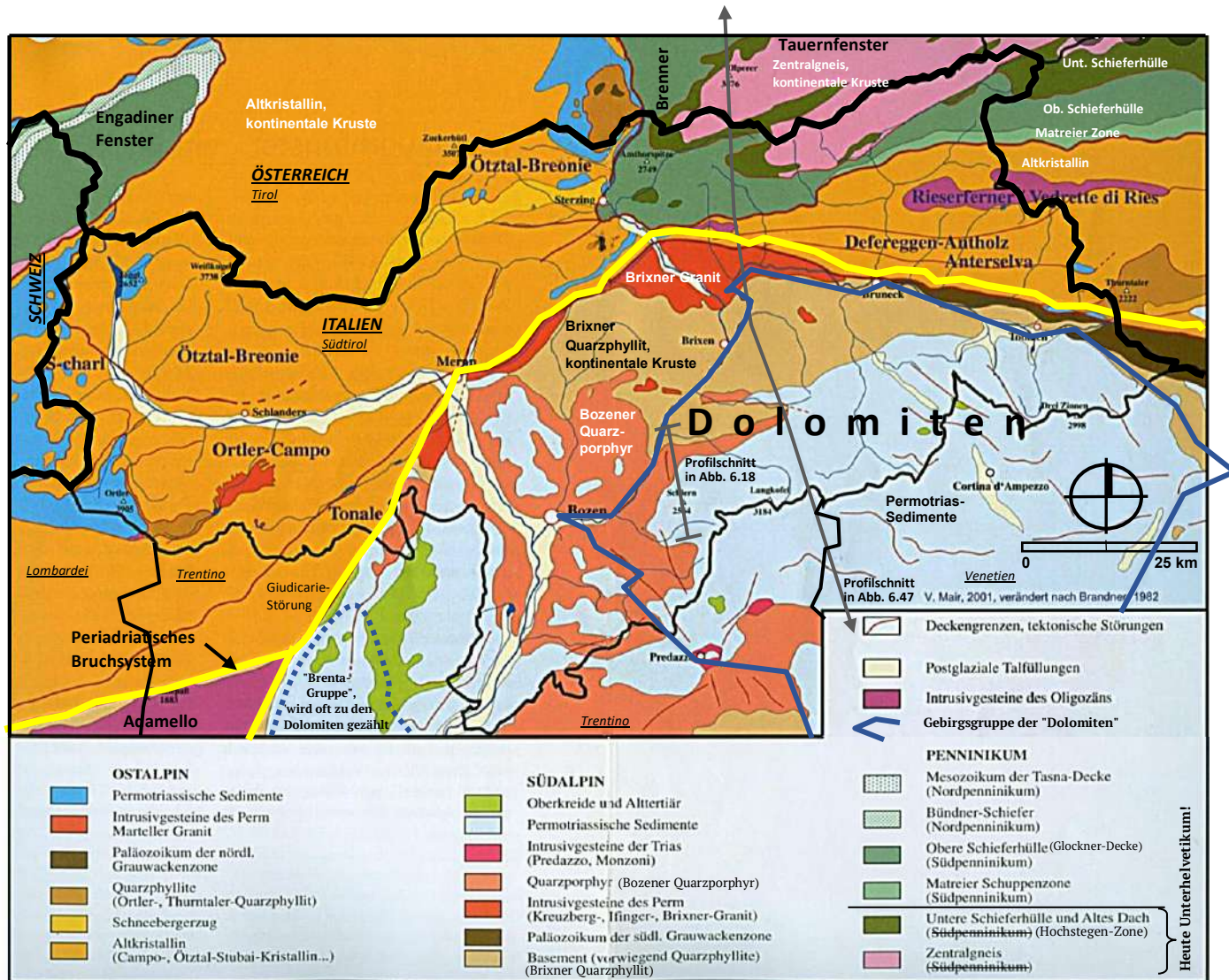


Abb. 6.20: Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Südtirol.

Die Karte zeigt die Geologie von Ostalpin und Penninikum nördlich und nordwestlich des Periadriatischen Bruchsystems. Südlich ist das Südalpin mit den Dolomiten dargestellt. Vergleiche auch mit dem geotektonischen Profilschnitt in Abb. 6.47.

Grafik ergänzt aus: Stingl, V. & Mair, V. (2005): *Einführung in die Geologie Südtirols*. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ).

Das Ostalpin ("Austroalpin", lat. "Austria" = Österreich, ursprünglich urgermanisch und althochdeutsch von austar = "Im Osten") wird in das Unterostalpin und in das Oberostalpin mit dem Oberen- und Unteren Zentralostalpin gegliedert (Abb. 6.21, 6.22). Einige ehemals ins Unterostalpin gestellten Gesteinsdecken im Wallis, im Piemont und in Graubünden werden wegen der anderen tektonischen Entwicklung heute eigenständig als "Salassikum" bezeichnet und das Ostalpin reichte im Westen nur bis Graubünden. Das Ostalpin wurde am Nordwestrand des flachmarinen und auch von Inselgruppen geprägten Bereichs des adriatischen Mikrokontinents abgelagert, der vor ca. 180 Ma bei der Bildung des Penninischen Ozeans vom südeuropäisch-helvetischen Kontinentalrand abgetrennt wurde. Das Unterostalpin wurde nördlich, das Oberostalpin wurde weiter südlich abgelagert. Das frühere Mittelostalpin wird zum Oberostalpin gezählt und die Gliederung des Ostalpin ist in der Diskussion. Der apulische Mikrokontinent mit dem Südalpin war damals noch durch den Meliata-Ozean von Adria getrennt und war Nordafrika vorgelagert (Abb. 6.9-3). Die Schließung dieses Ozeans begann vor ca. 200 Ma und endete vor ca. 150 Ma. Damit haben Adria und Apulia vor 150 – 140 Ma zum Adriatisch-Apulischen Mikrokontinent vereinigt. Der genaue Werdegang dieser Plattenbewegungen mit kleinen Ozeanen und mit Mikrokontinenten ist in der Erforschung. Das Ostalpin ist heute der tektonisch höchste Deckenstapel der Alpen und besteht aus mächtigen und karbonatischen Sedimentgesteinen aus den Zeiten von Perm, Mesozoikum und Känozoikum (Nördliche Kalkalpen mit Dolomiten und Kalken), aber auch aus weitverbreiteten und mächtigen variszischen Kristallingesteinsdecken aus Gneisen und Glimmerschiefern als Unterkruste der Adriatischen Platte (österreichische Zentralalpen). Ab der Mittleren Trias-Zeit vor 240 Ma wurden die damals noch kontinentalen Bereiche von Adria und Apulia am westlichen Tethysrand durch weitere Absenkungen der sich ausdünnenden Erdkruste von einem Schelfmeer der sich nach Westen ausdehnenden Neotethys überflutet, das während der Trias/Jura-Zeit noch direkt an das südeuropäische Helvetikum angrenzte. Auf dem schnell absinkenden Flachschelf kam es während der Mittleren und Späten Trias in warmen, flachen und atollartigen Lagunen und in Wattenmeeren zur chemisch-biologischen Ausfällung und zur Ablagerung von bis über 4000 m mächtigen und geschichteten Seichtwasserkarbonaten mit Dolomiten und Evaporiten (Plattformkalke). Ab der Jura-Zeit kam zur Bildung von Schwamm-, Algen- und später auch von Korallenriffsedimenten und es wurden vermehrt Kalke und Mergel, z.T. mit Schalenresten von Meerestieren (bioklastische Schillkalke), abgelagert. Mit der weiteren Absenkung des Meeresbodens und der Schelfränder bis in die Kreide-Zeit und ins

Frühe Paläogen kam es im tieferen mesopelagialen Meer zur Ausbildung von Ammonitenkalken und Mergel, Radiolariten und Kieselkalken. Wie im Helvetikum und im Südalpin hat auch auf diesen Karbonatplattformen die hohe Sedimentationsrate die zyklische Absenkung gut ausgeglichen, so dass die Meerestiefe zunächst nur geringfügigen Schwankungen unterlag (Sedimentationsgleichgewicht, Abb. 6.23). Ab dem Mittleren Jura vor 170 Ma kam es im südöstlichen Ostalpin im Hallstätter- und Berchtesgadener Faziesraum auch zu ersten Deckenstapelungen. Vor ca. 130 Ma wurde das südliche Oberostalpin über das nördliche Unterostalpin geschoben. Das Unterostalpin wurde dabei intrakontinental in der Tiefe gestapelt und vor ca. 100 Ma bei hohen Drücken aber eher mäßigen Temperaturen bis zur Eklogit-Fazies (Pyroxen, Granat) metamorphosiert (Abb. 6.29-1, Abb. 6.30). Im Oberostalpin kam es zum Abgleiten von Deckenteilen in tiefere Beckenbereiche und damit begann die ostalpine Gebirgsbildung. Vor 100 Ma wurden das Ostalpin gehoben und über 150 km weit über das Penninikum und über das Helvetikum auf den Rand südeuropäische Lithosphärenplatte geschoben, in sich gestapelt und verfaultet. Durch den starken Horizontaldruck des Dolomiten-Indenters aus Süden wurde das Ostalpin ab 25 Ma weiter nach Norden gegen Europa und gegen die harte Böhmisches Masse geschoben, dabei rautenartig zerschert und ist dann horizontal nach Osten in das Pannonische Becken ausgewichen (Abb. 6.22, 6.23). Große tektonische Auffaltungen wie im Helvetikum und im Penninikum sind im Ostalpin aber nicht bekannt. Ostalpine Gesteine treten heute als oberste nordvergente Deckenkomplexe in den nördlichen italienischen Alpen in den Provinzen Piemont, Lombardei und Trentino und in der Schweiz im Tessin und in Ostgraubünden zutage. Flächendeckend verbreitet sind sie in Österreich in den westlichen, zentralen und östlichen Ostalpen, im südlich gelegenen Drauzug sowie in den langgezogenen und weit nach Norden verschobenen Nördlichen Kalkalpen mit einem schmalen deutschen Anteil und in Slowenien (Abb. 6.11). Die schwerer faltbaren ostalpinen Trias-Kalke gehören wegen ihrer Erosionsbeständigkeit heute zu den wichtigen Höhenbildnern dieser Gebirgsregionen (Abb. 6.22 - 6.24 und Abb. 6.47 – 49).

- **Das Oberostalpin** macht die Hauptmasse der ostalpinen Gesteine aus. Es besteht im Norden aus den bis über 3000 m mächtigen und von der Perm-Zeit, v.a. in der Trias-Zeit und bis in die Kreide-Zeit abgelagerten Seichtwasserkarbonaten aus Dolomiten, Kalken und Mergel mit klastischen Ton- und Sandsteinen. Sie bilden die heute über 500 km lang und 20 - 50 km breit aufgeschlossenen und allenfalls an der Basis sehr schwach metamorphen Nördlichen Kalkalpen. Diese werden mit einer Neuinterpretation der Deckengliederung (*Erläuterungen zu Blatt 88 Achenkirch. A. Gruber et al. 2022, Geologische Karte der Republik Österreich, Geologische Bundesanstalt Wien*) in die Allgäu-Decke (Bajuvarikum), in die Inntal-Lechtal-Decke (Karwendel-Decke; Tirolikum) und in der Osthälfte in die Dachstein-, Berchtesgaden- und Hallstatt-Decke (am höchsten liegendes Juvavikum) gegliedert (Abb. 6.47). Im Jura sank der Meeresboden um über 1000 m ab und es wurden geringmächtige kieselige Sedimente abgelagert. Die 90 - 40 Ma alten, bis zu 2600 m mächtigen und transgressiven Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Kalksteine der Gosau-Gruppe sind der Abtragungsschutt einer bergigen Inselwelt im Meeresrinnen, die durch eine Ost-West-Streckung des Deckenstapels entstanden sind (Abb. 6.30-1, Bild 4). Die ursprünglich v.a. in der Trias-Zeit weit im Süden abgelagerten Karbonatsedimente der Nördlichen Kalkalpen wurde in der Kreide-Zeit vor 120 - 100 Ma während der Eoalpinen (Kretazischen) Orogenese erstmals in Decken gelegt. Bei der nordvergenten Gebirgsbildung wurde im Eozän vor 100 - 20 Ma Teile des ostalpinen Deckenstapels mit den Nördlichen Kalkalpen und mit der Grauwackenzone gehoben, von ihrem kristallinen Untergrund der aufsteigenden Hohen Tauern und von der Unterkruste abgeschert und ist bevorzugt entlang der basalen und weichen Schiefer- und Salzgesteine abgeglitten. Dabei wurden der Deckenstapel in mehreren Teildecken zerlegt, dachziegelartig als Scherdecken gestapelt und komplett über 150 Kilometer weit nach Norden über das Helvetikum und über das Penninikum auf den Rand der sich langsam absenkenden südeuropäische Lithosphärenplatte geschoben (Känozoische Orogenese, Abb. 6.23). Je südlicher die ostalpinen Gesteine abgelagert wurden, desto nördlicher und höher liegen sie heute. Südlich der komplett allochthonen Nördlichen Kalkalpen bilden die ebenfalls breit über das Penninikum und über das Helvetikum geschobenen zentralostalpinen Decken die Gebirgsoberfläche. Diese bestehen aus über 540 Ma alten Sedimenten und Vulkaniten, die zusammen mit darin intrudieren Granitgneisen zunächst z.T. prävariszisch, hochgradig variszisch und dann in der Kreide-Zeit teilweise nochmals basal und randlich alpin metamorphosierten wurden. Dieses Grundgebirge mit der Silvretta-, Ortler-, S-charl-, Ötztal- und Gurktal-Decke etc. und mit dem Koralpe-Wölz-Deckensystem besteht heute aus Ortho- und Paragneisen mit hochdruckmetamorphen Eklogiten, aus Quarziten, Amphiboliten, Quarzphylliten, Grün- und Glimmerschiefern und aus Marmoren und hat stellenweise eine permomesozoische Sedimentbedeckung (Abb. 6.24, 6.22, 6.31, 6.47). Zum Oberostalpin gehören auch die südlich gelegenen Karbonatgesteine der Gailtaler-Alpen mit dem Drauzug und der Nord-Karawanken (südliche Kalkalpen), sowie die Schiefer, Phyllite und die Kalksteine der Nördlichen Grauwackenzone.

- **Das Unterostalpin** liegt an der Basis des Ostalpins und stammt vom nordwestlichen Kontinentalrand Adrias. Es besteht aus den heute in den Ostalpen nur lokal und basal auftretenden, hochmetamorphen Kristallingesteinen (kontinentales Krustenmaterial vom Proterozoikum bis Karbon, polymetamorphes und variszisches Grundgebirge) und aus alpin metamorphen Sedimenten der Perm- bis Jura-Zeit. Diese sind an den Kontinentalrändern zum Helvetikum und zum Penninikum entstanden, z.B. das Tarntaler Mesozoikum, die Radstädter Decken, die Semmering- und Wechsel-Decken und der Innsbrucker Quarzphyllit (...wird heute auch ins Oberostalpin gestellt). In der Südschweiz (Engadin, Poschiavo) tritt das paläozoisch-kristalline Unterostalpin mit der Err-, Bernina-, Tschirpen- und Ela-Decke stellenweise auch mit permomesozoischen Sedimenten auf. Bei der Alpenbildung wurde das nördlich abgelagerte Unterostalpin vom südlich abgelagerten Oberostalpin überschoben und dieses liegt heute auf dem und nördlich des Unterostalpins (Abb. 6.23).

Durch den starken Norddruck der Adriatisch-Apulischen Platte und vermutlich auch durch die Plattenabrisse übten dort ab dem Frühen Neogen vor 25 Ma die zwei keilartig schiebenden **Platten-Indenter** einen starken Horizontaldruck auf die West- und die Ostalpen aus. Dabei wurde das **Periadriatische Bruchsystem**, heute die Trennung zwischen Europa und Adria/Apulia, im Bereich östlich des Etschtals durch den **Dolomiten-Indenter** um über 70 km nach Norden versetzt. Weil eine weitere Verschiebung gegen das nördlich gelegene, alte und harte Böhmisches Kristallinmassiv nicht möglich war, kam es zu einem

tektonischen und rautenartigen Zerschneiden und zum Zergleiten der noch relativ weichen ostalpinen Überschiebungsdecken mit einer Ausweichbewegung der Gesteinsdecken um 150 km nach Osten in Richtung des sich dehrenden Pannonischen Beckens. Dieser Druck und die Entlastung durch das abgleitende Deckgebirge unterstützte auch die Emporwölbung der Hohen Tauern ab 20 Ma mit der erosiven Herauspräparierung der unterlagernden penninischen und helvetischen Kristallingesteine im Tauernfenster (Abb. 6.23). Durch diese starke und kollapsartige Längszerdehnung wurden im Ostalpin weniger Gesteine abgetragen als in den Westalpen. Im Westen hat der **Insubrische(Ivrea)-Indenter** durch die leichte Drehung von Adria/Apulia als rechtssinnige Seitenverschiebung seit 30 Ma keilartig nach Norden und nach Westen gedrückt, den Lepontinischen-Dom im Tessin angehoben und, auch bedingt durch den bei hohen Temperaturen nicht plastisch verformbaren, weil quarzfreien Ivrea-Körper (Peridotite des Erdmantels), den Westalpenbogen mit Rückfaltungen und Rücküberschiebungen mitverursacht. Beide Indenter sind damit auch für die bivergente Tektonik der Alpen seit 30 Ma mitverantwortlich. Bei der Alpenbildung gibt es also nicht nur eine Nord- und Westkompression mit weiten Überschiebungen, sondern vor 23 – 10 Ma aus unterschiedlichen Gründen auch eine seitliche Zerdehnung und ein Auseinanderfließen tiefliegender, erhitzter und damit relativ plastischer Gesteine in Ost-West-Richtung (Einengung, Herauspressung, seitliche Dehnung, transpressive Bewegung). Die gesamte Längszerdehnung (Lateralextrusion) der Alpen wird auf ca. 300 km geschätzt. Weitere bedeutende Seitenverschiebungen gab es entlang des Periadriatischen Bruchsystems, wo das Südalpin um 150 km nach Westen versetzt wurde, in den Westalpen an der Rhone-Simplon- und Forcola-Störung als Begrenzung des Lepontinischen-Doms und in den Ostalpen an der Engadiner-Störung, an der Inntal-Störung, an der Lavanttal-Störung und am 400 km langen Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Störungssystem (SEMP-Störung) (Abb. 6.11-0).

	Unterostalpine Decken	Oberostalpin: Untere Zentralostalpine Decken	Oberostalpin: Obere Zentralostalpine Decken
Permomesozoikum	östliches Graubünden (z. B. Piz Ela), südliche Tuxer Alpen (<i>Tamtal-Decke</i>), Radstädter Tauern, Wechsel Fenster, Wiesmather Fenster; von Schmid ^[4] auch als permomesozoische Bedeckung der oberostalpinen Grundgebirgsdecken betrachtet: Mürtal – Semmering, Westrand von Leithagebirge und Hundsheimer Berge (vermitteln bereits zu den Kleinen Karpaten)	tiefteste Decke der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum), ^[5] Hoch Dukan, Sesvenna-Gruppe, westliche Ortler-Alpen, Südrand des Rätikons, Brenner-Mesozoikum (Kalkkögel, Series-Kette, Tribulaune), schmale Vorkommen in den Nockbergen (Stangalm-Mesozoikum) und Murbergen, Ostrand der Seckauer Tauern (Alpiner Verrucano)	höhere Decken der Nördlichen Kalkalpen (Tirolikum, Juvavikum) inkl. Gosau-Becken, Blaser-Decke (über dem Brenner-Mesozoikum), schmale Vorkommen in den Nockbergen (eingerollt und überkippt am Pfannock ^[6]), Kainach-Gosau, unter dem Grazer Paläozoikum eingeklemmte Gosau-Schuppen, Krappfeld, Sankt Paul im Lavanttal, <i>Drauzug</i> mit nordöstlichen Karawanken (Hochobir, Petzen) und Hauptkamm der Gailtaler Alpen (Dobratsch, Reißkofelgruppe, Lienz Dolomiten)
schwach metamorphes Paläozoikum	(fehlt)	(fehlt)	Steinacher-Decke – Sattelberg, Grauwackenzone, Eisenkappel, Gurktaler Decke (östliche Nockberge) – Murauer Paläozoikum, Grazer Paläozoikum, Sausal, Poßruck, kleine inselartige Vorkommen im Südburgenland
Heute * SALASSIKUM!	Sesia-Zone / Dent-Blanche-Decke (Matterhorn),		
polymetamorphes Grundgebirge	östliches Graubünden (Piz d'Err, Piz Bernina), Wechsel Fenster, Wiesmather Fenster; von Schmid ^[7] auch als oberostalpine Grundgebirgsdecken betrachtet: Tuxer Alpen (Innsbrucker Quarzphyllit), Mürtal (Stuhleck), Bucklige Welt, Ödenburger Gebirge, Leithagebirge, Ostrand der Hundsheimer Berge (vermitteln bereits zu den Kleinen Karpaten)	Silvretta, Ötztaler und Stubai Alpen, östliche Ortler-Alpen, Südrand der Venedigergruppe (Lasöring), Schobergruppe, Bundschuh – westliche Nockberge, Niedere Tauern, Seetaler Alpen, Saualpe, Bachergebirge, Poßruck, Koralpe, Pack- und Stubalpe, Gieinalpe, Troiseck-Flöding-Zug	klassisches Oberostalpin (Tollmann): einzelne kleine Schürflinge an der Basis der Grauwackenzone (Kristallin von Anger, Kaintallegg, Traidersberg); Oberes Zentralostalpin: auch Villgratner Berge, Kreuzkogelgruppe, Basis der Gailtaler Alpen, Eisenkappel ^[8]
			Die Gliederung ist in der Diskussion!

Abb. 6.21: Geotektonische Gliederung des Ostalpins.

* Die Sesia-Zone, die Mt. Mary- und die Dt. Blanche-Decke im Wallis sowie die Margna- und Sella-Decke im östlichen Graubünden gehörten zum Adriatisch-Apulischen Mikrokontinent. Sie wurden aber früh abgetrennt und hatten vor ihrem Wiederandocken eine andere tektonische Entwicklung. Heute werden sie eigenständig als "Salassikum" bezeichnet. Die Lechtal-Decke war wohl einmal das sedimentäre Oberteil der kristallinen Silvretta-Decke. Tirolikum und Grauwackenzone lagen über der kristallinen Koralpe-Wörz-Decke.

Quelle ergänzt: Wikipedia "Ostalpin".

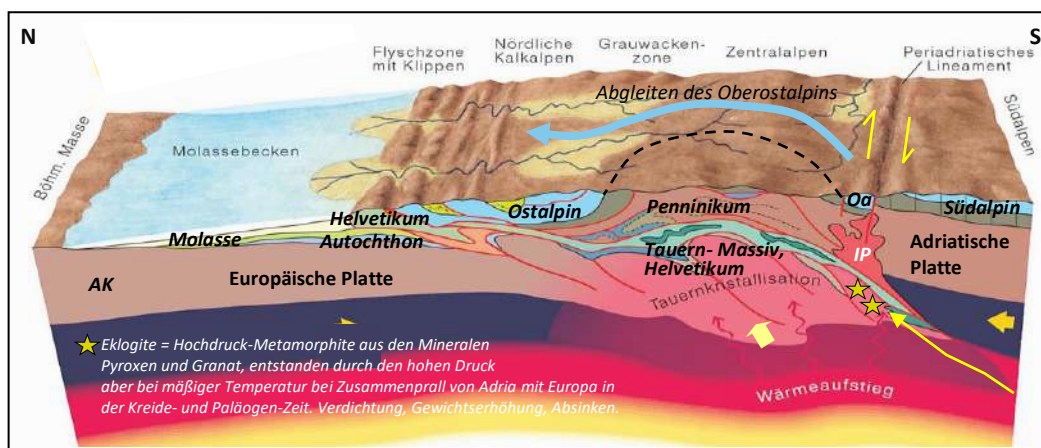


Abb. 6.21-1: Geotektonische 3D-Darstellung

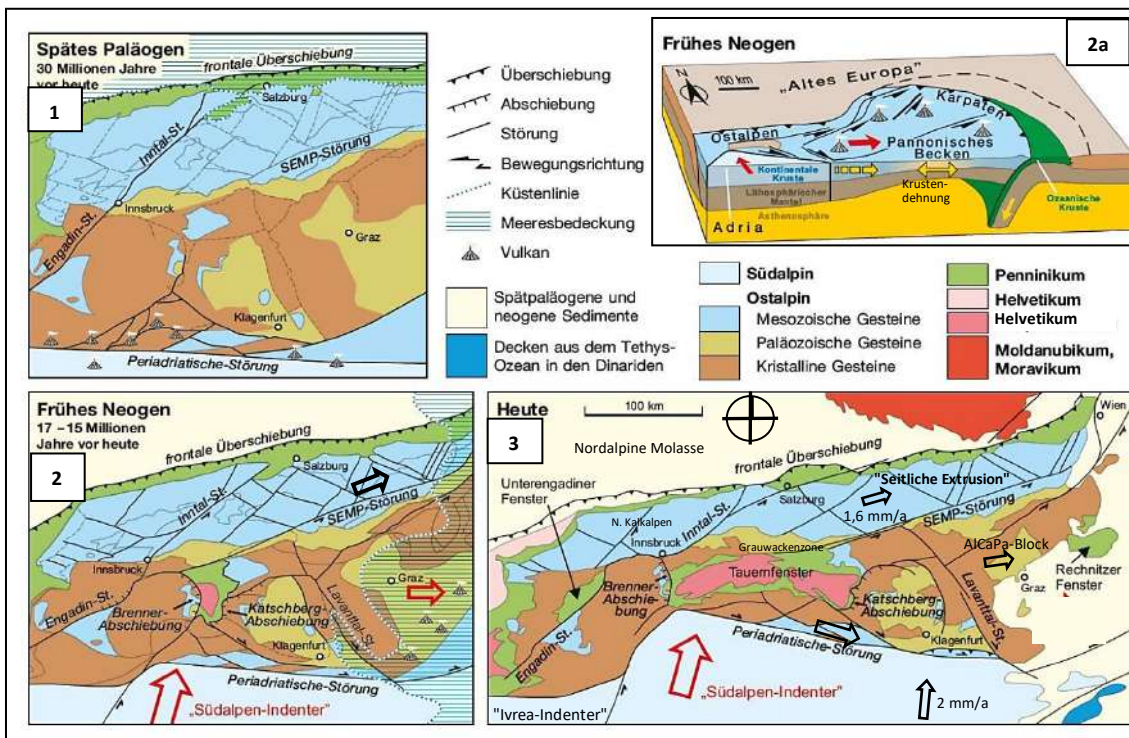
- Molasse-Becken
- Zentrale Ostalpen
- Südalpin im

Späten Paläogen vor 35 Ma. Das überhöhte und vereinfachte Blockbild zeigt den Nordschub der Adriatisch-Apulischen Platte mit Faltungen und Überschiebungen auf den Südrand der Europäischen Platte. IP = alpin intrudierte Plutonite; AK = europäisches Altkristallin, Kristallingesteine, die überwiegend vor oder während der variszischen Ära gebildet, metamorphosiert und später von Granitplutonen durchschmolzen wurden.

Grafik ergänzt aus: R. Schuster et al. (2013): *Rocky Austria – Eine bunte Erdgeschichte von Österreich*. Verlag der Geologischen Bundesanstalt Österreich.

den nördlichen Karakopen. Der "Innsbrucker Quarzphyllit" wird von manchen Autoren ins Oberostalpin gestellt. Die Ostalpen mit dem Ostalpin und mit dem Südalpin sind mit weniger komplexen Überschiebungen tektonisch einfacher aufgebaut als das Helvetikum und das Penninikum in den Westalpen.

Grafik ergänzt aus: M. Meschede (2015): Die Entwicklung der Alpen. In: Geologie Deutschlands. Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg; verändert nach M. Janak et al. (2004): First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. *Tectonics*. Vol. 23, TC 5014, 2004.



Der anhaltende Nordschub der Adriatischen Platte mit der Aufstapelung und Verdickung der alpinen Kruste führte, auch ausgelöst durch einen Erdkrustenplattenabriss, zu einer vertikalen Stauchung und horizontalen Verschiebung entlang der Giudicarie-Störung im Bereich der Ostalpen um ca. 80 km nach Norden. Die penninischen Decken wurden in der Tiefe plastisch verformt und die darüber geschobenen ostalpinen Decken wurden ab 30 Ma durch den Druck in einzelne Krustenblöcke zerschert. Sie sind an langen Seitenverschiebungen um 150 km kollapsartig nach Osten in den sich dehrenden Panninischen Raum der

Paratethys ausgewichen (Bild 3), unter dem die weiter im Osten liegenden Karpaten subduziert wurden. Die Hohen Tauern wurden zusammengepresst und angehoben. Das kühlte die Gesteine ab und es entstanden Klüfte, in denen Minerale aus heißen Fluiden auskristallisiert sind (Tauerngold, Bergkristalle etc.). Die Abbildungen zeigen die großen Störungszonen als Hauptbewegungsbereiche der Extrusion: Inntal-Störung, SEMP- (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg)-Störung, Mur-Mürz-Störung, Lavanttal-Störung, Periadriatische-Störung, die Katschberg- und Brenner-Abschiebung als Begrenzung des Tauernfensters, die Lavanttal-Störung und an der Grenze zu den Westalpen die Engadin-Störung (Abb. 6.11-0). Hier nicht dargestellt sind die Rhone-Simplon- und die Forcola-Störung als Begrenzung des Lepontin-Doms und die Aosta-Ranzola-Störung in den Westalpen, die ebenfalls durch die Raumverkürzung und Zerdehnung in den Alpen seit 30 Ma entstanden sind. Im Bereich der SEMP-Störung werden heute noch Bewegungen von 1,6 mm pro Jahr nach Osten gemessen und es sind hier, wie in anderen Alpengebieten, auch stärkere Erdbeben möglich. Entlang der Störungen wurden Gebirgskuppen herausgehoben und anderenorts sind Becken und tektonische Fenster entstanden. Bei der alpinen Gebirgsbildung gibt es also nicht nur Kompression mit Überschiebungen und Faltungen, sondern aus unterschiedlichen Gründen auch eine seitliche Zerdehnungen und ein Auseinanderfließen tiefliegender, erhitzter und damit weicher Gesteinsbereiche (mit dem Gebirgsaufstieg gravitativer Kollaps). Beispiele sind der Lepontinische-Dom und das Tauernfenster (Einengung durch zwei Indenter, Herauspressung, seitliche Zerdehnung - transpressive Bewegung). Die gesamte West-Ost-Längszerdehnung der Alpen wird auf ca. 300 km geschätzt. *Grafik ergänzt aus: H.P. Schönlaub (2019): Die Entstehung der Alpen. Werden und Vergehen eines Gebirges. Alpine Raumordnung Nr. 42. Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins. Quelle: Geologische Bundesanstalt, Wien.*

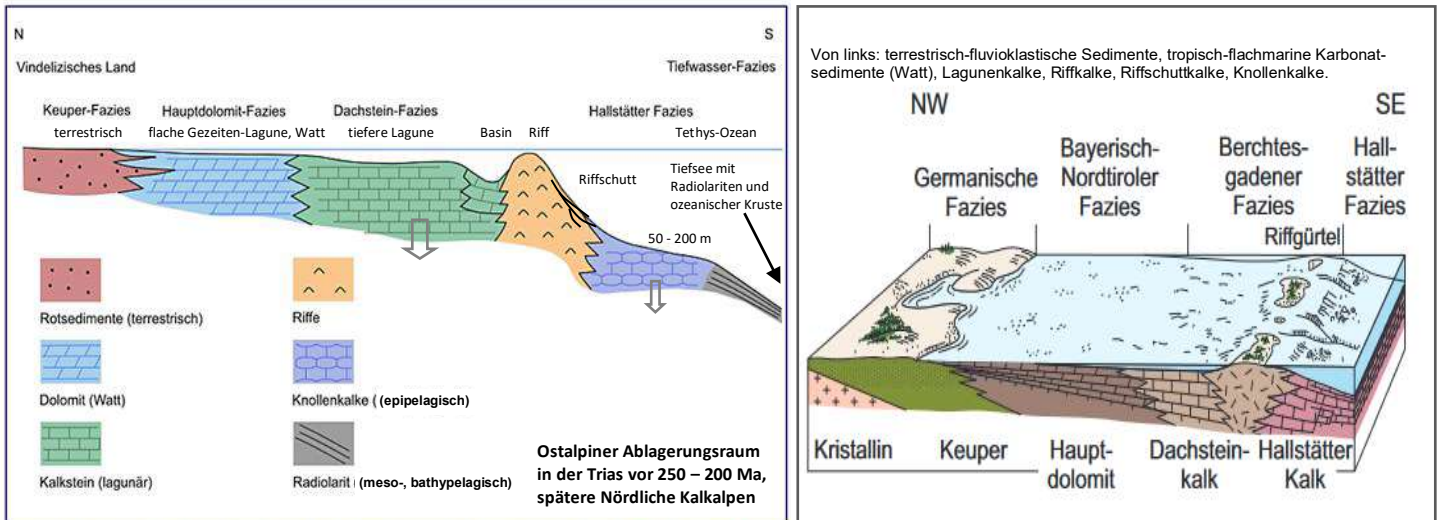
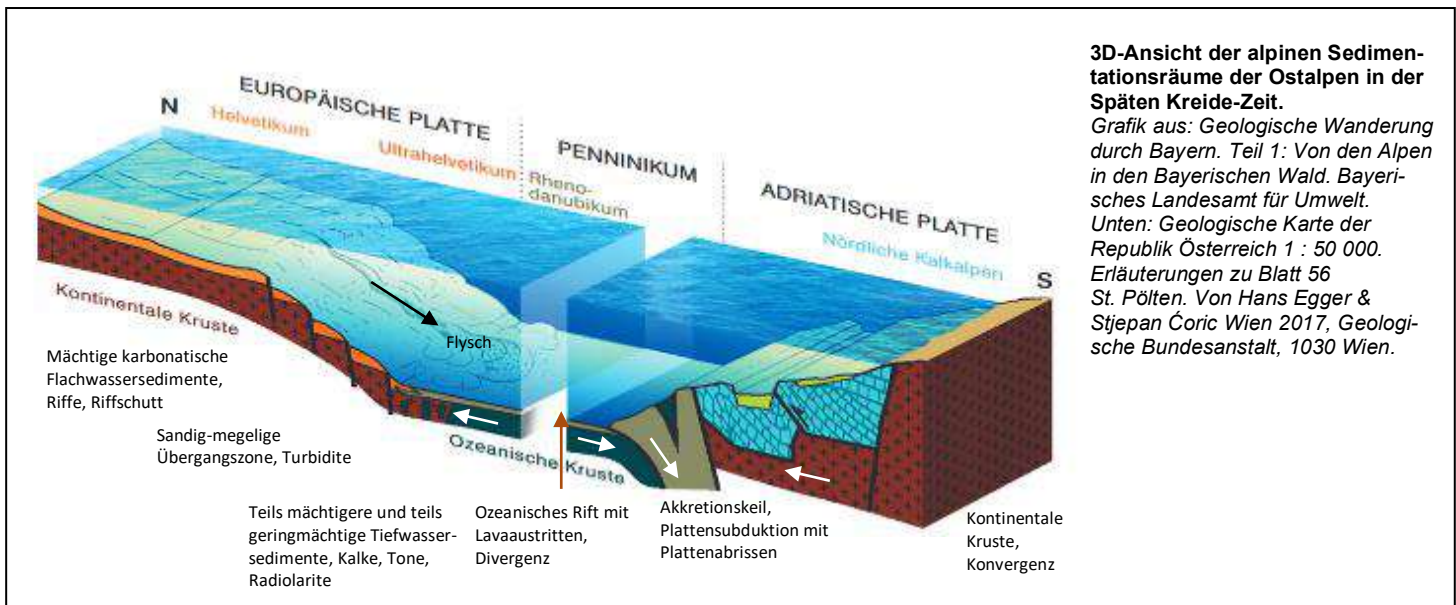


Abb. 6.24: Schemaschnitt und 3D-Schnitt der Faziesräume der Nördlichen Kalkalpen im oberostalpinen Flachmeer der Trias-Zeit. "In den Nördlichen Kalkalpen können für die Trias-Zeit drei karbonatische Faziesbereiche unterteilt werden. Sie repräsentieren etwa die Nord-Südabfolge der Sedimentationsräume vom südeuropäischen Festland über einen Watt- und Lagunenbereich zu Riffkalen und Riffschutt an der Außengrenze des Schelfmeeres, das schließlich zur Tiefsee mit dem offenen Ozean der Tethys überging. In der Jura-Zeit zerbrach diese Karbonatplattform und es wurden Mergel und Radiolarite abgelagert" (Abb. 6.24-1).

Text und Grafik links ergänzt aus: Geologie-digital.de, Ostalpin, Abb. 4. Nach P. Faupl (2003): Historische Geologie, Wien. Rechts: siehe unten.

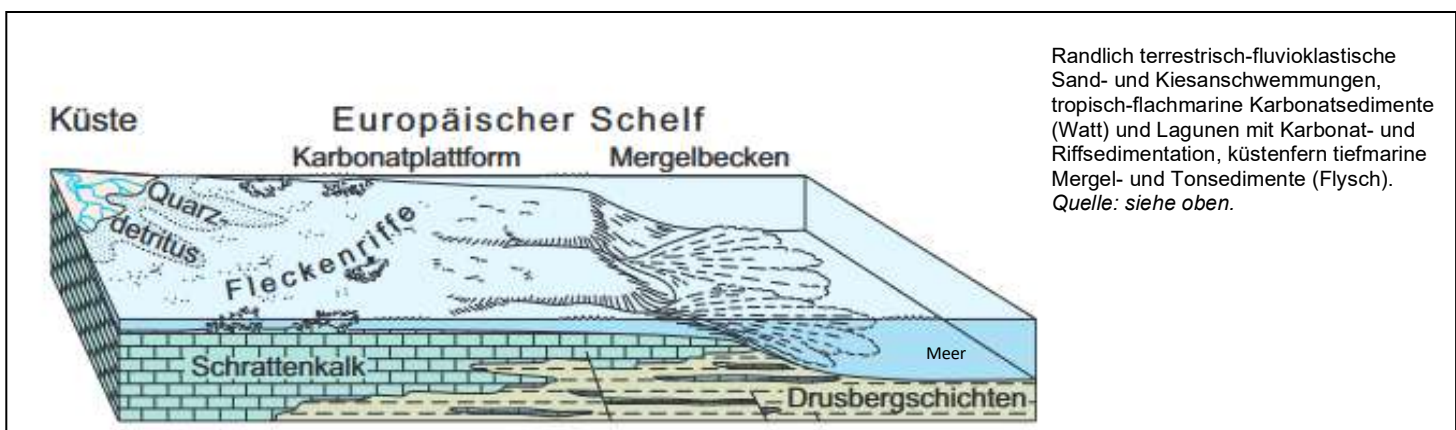
Epipelagisch = bis 200 m Tiefe; mesopelagisch = 200 – 1000 m, bathypelagisch = 1000 – 4000 m (Abb. 27a).

An den Außenrändern der Riffe bildeten sich große Mengen an abgerutschtem kalkigem Riffschutt. Im Karbon und Perm waren das v.a. Algen- und Schwammriffe und im Mesozoikum Schwamm-, Algen- und später auch Korallenriffe. In den flachmarinen Lagunen zwischen den Riffsäumen und den einzelnen Inseln wurden in den mit Kalzium übersättigten Gezeitenbereichen mit wenig Wellenschlag fein laminiert Kalkschlamm unter dem Einfluss von Bakterien (Mikrobenmatten), sowie Kalksandbänke aus Schalenresten von Meerestieren abgelagert. Die großen und oft isolierten Karbonatplattformen in den alpinen Flachmeeren und heute z.B. im Bereich der Bahamas senkten sich unter dem Gewicht der biogenen Karbonatproduktion und -sedimentation langsam ab, wobei die geringe Wassertiefe wegen der schnellen Nachproduktion mehr oder weniger konstant geblieben ist.



3D-Ansicht der alpinen Sedimentationsräume der Ostalpen in der Späten Kreide-Zeit.

Grafik aus: Geologische Wanderung durch Bayern. Teil 1: Von den Alpen in den Bayerischen Wald. Bayerisches Landesamt für Umwelt. Unten: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000. Erläuterungen zu Blatt 56 St. Pölten. Von Hans Egger & Stjepan Ćoric Wien 2017, Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien.

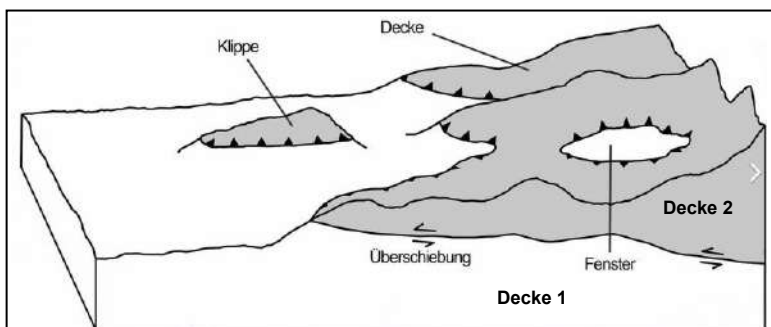
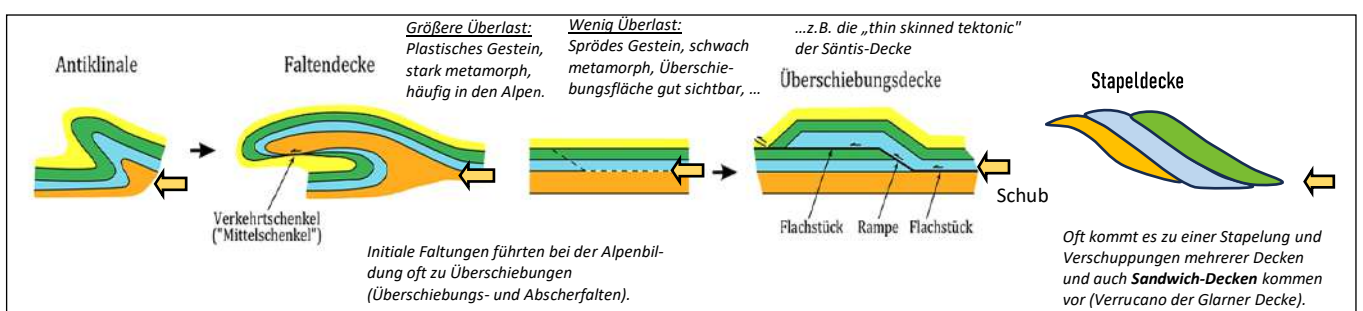


Randlich terrestrisch-fluvioklastische Sand- und Kiesanschwemmungen, tropisch-flachmarine Karbonatsedimente (Watt) und Lagunen mit Karbonat- und Riffsedimentation, küstenfern tiefmarine Mergel- und Tonsedimente (Flysch). Quelle: siehe oben.

Abb. 6.24-1: 3D-Ansicht des Helvetischen Schelfs in der Kreide- und Paläogen-Zeit vor

Alpine Gesteinsdecken, Deckentektonik (Abb. 6.4, 6.11-3)

Bei der geologischen Kartierung der Alpen und auch bei vielen anderen Gebirgen wurde festgestellt, dass die Gesteinsschichten oft nicht **jünger über älter** liegen, wie es nach der Sedimentation üblich wäre (Superpositionstheorie von Nicolaus Steno 1669, Prinzip der Überlagerung), sondern man findet häufig über weite Bereiche eine wellig-horizontale oder flach bis steiler geneigte und **zeitlich inverse Gesteinslagerung**, "**älter über jünger**". An den zeitinversen Nahtstellen der Schichten ist oft eine mehr oder weniger scharfe und gut erkennbare Trennlinie mit ausgewalzten Gesteinsfragmenten und mit Fließ- und Knetstrukturen (tektonische Breccien aus Kakirit, bei höheren Temperaturen aus Kataklasit und Mylonit) zu sehen. So wurde klar, dass hier kilometerlange Gesteinsüberschiebungen in der Tiefe bei hohen Druck- und Temperaturbedingungen aus einer Richtung stattgefunden haben müssen (Abb. 6.16). Der Millionen Jahre andauernden Zusammenschub der flachmarinen und tiefmarin-ozeanischen Gesteine der sechs alpinen Ablagerungsräume durch die Nordwanderung von Adria/Apulia und von Afrika gegen das relativ starre Eurasia fand überwiegend im Bereich von Subduktionszonen statt. Bei der Versenkung wurden die noch zusammenhängenden und weitgehend horizontal liegenden Gesteinsschichten durch die seitlich einengenden Lithosphärenbewegungen der alpinen Kompressionstektonik ohne Ausweichmöglichkeiten an den Akkretionskeilen der Subduktionszonen abgeschabt, wellig gefaltet, deformiert und in Fragmente zerlegt. Mit dem weiteren Schub wurden die Gesteine der Erdkruste bis über 60 km tief in den weicheren Lithosphärischen Erdmantel versenkt, dabei schräg- und steilgestellt, auch überkippt, weiter zerlegt und deckenartig übereinandergestapelt. So kam es zu den heute durch die Erosion sichtbaren und inversen Gesteinslagerungen. Mit zunehmender Versenkungstiefe wurden die Gesteine auch erhitzt und unterschiedlich stark und oft druckbetont (Eklogit) metamorph umgewandelt. Die Faltung, Zerlegung und die Überschiebung der Gesteine in Decken und deren langsamer Transport und Stapelung fanden bei der Versenkung und bei der späteren Hebung in 10 km bis über 70 km Tiefe bei Gesteinstemperaturen von 200 - 900 °C statt (Abb. 6.4, 6.29-1, 6.44). Ab 10 - 20 km Tiefe und ab 300 - 500 °C sind Calcit, Quarz und Feldspäte an den Kristallgrenzen plastisch verformbar und die Gesteine reagieren hier bei sehr langsamen Bewegungen durch die wandernden Kontinentalplatten unter den Scherbelastungen (Spannung) nicht spröde-brüchig, sondern nachgiebig (duktil) (Abb. 6.78). Die Gesteinsdecken entstehen und bewegten sich bevorzugt an und auf Abscher- und Gleithorizonten aus leicht verformbaren Gesteinen, wie Kalk-Tonschiefer, Mergel-, Gips- und Salzgesteinen und deren Auslaugungsresten (Rauwacken). Hochmetamorphe paläozoische Gneisdecken werden oft durch dünn ausgewalzte und mesozoische Schiefer (Bündnerschiefer), Quarzite, Dolomite, Marmore und Flyschgesteine voneinander getrennt (Deckentrenner, Leithorizonte). Decken, die an tektonisch aufsteigenden Gebirgstteilen viele Kilometer weit abgerutscht sind und dabei gefaltet wurden, wie z.B. die Helvetischen Decken an der Nordseite des Aar-Massivs (Säntis-Decke), nennt man Gleitdecken (Abb. 6.29-1). Im Zuge der isostatischen Alpenhebung und der damit verbundenen starken Erosion über dem Meeresspiegel sind Teile dieser tief versenkten Decken wieder nach oben gepresst worden, wurden dabei weiter übereinander geschoben und sind noch tief in der Erdkruste von den sich hebenden Bereichen auch kilometerweit abgeglitten. Diese **Überschiebungsdecken** sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform und machen diese zu einem Überschiebungsgebirge. Die über 200 tektonischen Decken sind von einigen Metern bis fast 10 km mächtig, können einige Kilometer und bis über 150 km weit transportiert worden sein und können von wenigen km² bis zu 1600 km² umfassen, z.B. die Silvretta-Decke im Ostalpin. Die Überschiebungsdecken der Alpen bestehen aus überwiegend flach- und tiefmarinen, permomesozoischen und känozoischen Sedimentgesteinen und aus Fragmenten ozeanischen Magmatiten (Ophiolithe), die auch oft metamorph sein können. Im Penninikum wurde auch das unterlagernde und bei den Überschiebungen mit abgescherte paläozoisch-kristalline Grundgebirge in größerem Ausmaß als Grundgebirgsdecken in die Deckentektonik miteinbezogen. Manche Decken und die etwas verschobenen und auch dachziegelartig gestapelten Massive bestehen ganz aus diesen Kristallingesteinen (Aar-Massiv, Gotthard-Decke etc.). Auch die känozoischen Sedimentgesteine der Subalpinen Molasse wurden durch den Nordschub der Alpen oberflächennah und ohne Metamorphose zerlegt, gefaltet und deckenartig verschuppt. Überschiebene Gesteinsdecken sind fast immer allochthon und liegen heute viele Kilometer weit weg von ihren Ursprungs- und Ablagerungsorten. Nur leicht abgescherte und gering verschobene Decken und Gesteine, z.B. 10 - 30 km am Aar-Massiv, werden als Parautochthon bezeichnet. Ein bekanntes und anschauliches Beispiel einer großen Überschiebung mit einer Sandwichlage des Verrucano ist die gut sichtbare **Glarner Hauptüberschiebung** in der 330 km² großen **Tektonik-Arena Sardona** in den Schweizer Kantonen Glarus, Graubünden und St. Gallen (Abb. 6.16, Kap. 6.4). Hier ist die für die Deckentektonik charakteristische inverse Gesteinslagerung gut zu sehen. Der genaue Mechanismus der Deckenbildung und des Deckenschubs in der Tiefe der Erdkruste, bei dem auch ein erhöhter Porenwasserdruck, heiße Fluide und Methangase eine Rolle spielen, ist in der Erforschung.



Deckenbildung

Grafik ergänzt aus: N. Froizheim, Geologie der Alpen Teil 1, Vorlesungsmanuskript. Steinmann-Institut, Universität Bonn.

Abb. 6.24-2: Deckenüberschiebung

"Tektonische Fenster" sind durch die Erosion und oft in Verbindung mit domartigen Hebungen entstandene Lücken in überschobenen Gebirgsstrukturen (älter liegt über jünger), die Einblicke in den tieferen Untergrund (Decken, Grundgebirge) ermöglichen.

Grafik: Woudloper, Überschiebungssystem, CC BY-SA 3.0

Talbildung in den Alpen

Man könnte annehmen, dass die Alpentäler mit ihren Flüssen oft radial, dem Gefälle von den hohen Kernen des Gebirges nach außen folgend, in Richtung der Vorländer verlaufen sollten. Das ist in Decken- und Überschiebungsgebirgen aber nicht ausschließlich der Fall. Letztlich verlassen viele Flüsse die Alpen zwar in etwa radial, aber auf Karten und Luftbildern erkennt man innerhalb des Gebirges auch viele breite und tiefe **Längstäler**, die über lange Strecken und recht geradlinig in etwa entlang der Längsachse des Alpenbogens verlaufen und das innere Gebirge entwässern. Auch im Himalaya, in den Kordilleren der Anden und in den Rocky Mountains gibt es diese großen Längstäler. Bäche und Flüsse erodieren ihre Täler bevorzugt im Ausstrichsbereich von relativ weichen, oft schwer wasserdurchlässigen und damit erosionsempfindlichen Ablagerungen, wie z.B. in Ton-, Mergel-, Schiefergesteinen und in tongebundenen Sandsteinen. Bei den Alpen verläuft der west- und umbiegend der nordvergente Decken- und Faltenbau weitgehend parallel zur Gebirgslängsachse. Daher verlaufen die Ausstriche der geschichteten Ablagerungen und Deckenaufstapelungen mit abwechselnd härteren und weicheren Gesteinen oft über viele 10er oder an die 100 km weit ungefähr längsachsenparallel. Vergleicht man nun die Verläufe einiger großer Alpenflüsse und Täler mit der Tektonik und mit den Gesteinsarten, wird der Zusammenhang erkennbar. Diese Längstäler sind also bevorzugt entlang der Grenze von weicheren und härteren Gesteinen entstanden, wo die Flüsse weniger Widerstand für ihre Erosion vorgefunden haben, oder/und wo sie an härteren Gesteinen abgelenkt wurden. Erst nach einer längeren und relativ geradlinigen Strecke innerhalb des Gebirges kam es dann irgendwo wieder zur radialen Anzapfung und zum Durchbruch nach Westen, Norden oder Süden in die Molassevorländer. Denselben Effekt auf die Bildung von Längstälern haben auch die langgezogenen tektonischen Störungszonen. Das sind Auf- und Abschiebungen und oft kombiniert mit Horizontalverschiebungen der Gesteinsschichten gegeneinander, die bei der Alpenbildung durch die Subduktions-Kollisions-Hebungszyklen sehr zahlreich und langgestreckt entstanden, und die über viele Millionen Jahre bis heute wirksam sind. Durch die scherenden Bewegungen der an den Grenzflächen aneinander vorbeigleitenden Gesteinen bildeten sich auch in härteren Gesteinsschichten oft hunderte Meter breite und langgezogene Bereiche mit einer enggeklüfteten Auflockerung, Verwitterung und starken Gesteinszertrümmerung. Das zerriebene Gestein wird bei niedrigerer Temperatur "Kakirit", bei niedriger Metamorphose "Kataklasit" (tektonische Breccie) und ab ca. 280 °C Bildungstemperatur plastisch verformter und metamorphosierter "Mylonit" genannt. An diesen tektonischen Schwächezonen greift auch die Wassererosion bevorzugt an und beschleunigt die Talbildung. Oft wirken die gesteinsauflockernden Störungszonen und Grenzbereiche von harten und weichen Gesteinen auch zusammen. Beispielhaft dafür ist das Waliser Rhonetal in der Schweiz von Martigny bis Brig. In der Achse dieses breiten und tiefen Längstals verläuft die Rhone-Simplon-Störung mit ihren zertrümmerten und tief verwitterten Gesteinsbereichen und ebenso die Grenze zwischen den harten und steil südfallenden Kalksteinen des Helvetikums am Nordrand und den weicheren Sand-, Ton- und Schiefergesteinen des Penninikums am Südrand des Tals (Abb. 6.25-1). Das hat die breite und tiefe Erosion im Rhonetals stark begünstigt. Die vom Penninikum im Süden kommenden Flüsse des Wallis biegen im Rhonetal an den harten helvetischen Gesteinen nach Süden um und schneiden sich als Rhone in die weicheren penninischen Gesteine im Talgrund ein. Die östliche Fortsetzung des Rhonetals verläuft im schmalen und weichen Sedimentbereich zwischen den harten Kristallingesteinen von Aar-Massiv und Gotthard-Decke über den Furkapass und das Urserental. Dann weiter nach Osten über den Oberalpbass zur Surselva mit helvetischen Sand- und Tonsteinen und in das Vorderrheintal mit Verrucano (Abb. 6.12). Dieselbe Situation gibt es auch im Tal von Chamonix in den weichen Parautochthon-Sedimenten zwischen den Granit- und Gneisgebirgen des Mont Blanc- und des Aiguille Rouges-Massivs. Auch die Längstäler des Briener-Sees und des Walensees verlaufen entlang solcher hart-weicher Gesteinsgrenzen. Die fluviatile Erosion entlang von zerrütteten Störungszonen war und ist auch im Engadiner Inntal (Engadin-Störung), im Inntal zwischen Landeck und Wörgl (Inntal-Störung), sowie entlang dem längs durch die Alpen verlaufenden Periadriatischen Bruchsystem im Veltlin, im Val Morobbia-Centovalli, im Addatal, im Val di Sole, im Drautal, im Gailtal und im Pustertal bei der Talbildung wirksam (Abb. 6.11-0, 6.12, 6.25-1). Entlang der rautenartigen Störungszonen, die im Rahmen der Ostausdehnung (Extrusion) der Ostalpen in das Pannonische Becken entstanden sind, haben sich ebenfalls Längstäler gebildet (Abb. 6.23). Auch die kaltzeitlichen Gletscher haben in den auch durch die Tektonik zerrütteten Gesteinen besonders effizient erodiert.

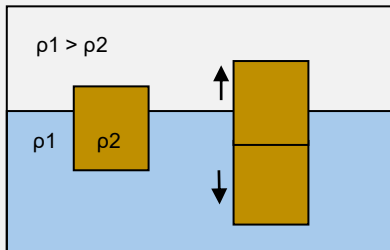
Irgendwann muss das Flusswasser der Längstäler die Alpen verlassen und das geschieht über die **Quertäler**. Diese erodieren zwar auch bevorzugt in weicheren Gesteinen, in den Alpen haben sich viele Quertäler aber auch in Bereichen von quer zum Gebirgssstreichen verlaufenden und aufgelockerten Störungszonen eingeschnitten. Nach einer rückschreitenden Erosion von den Vorländern in das sich hebende Gebirge haben sie dort die Längstäler angezapft oder wurden von diesen angezapft. Ein anschauliches Beispiel ist das Rhone-Längstal, das bei Martigny scharf nach Nordwesten zum Genfer See umbiegt und sich nun quer zum Gebirgs- und Deckenstreichen der helvetischen und der penninischen Decken und auch durch die harten Kristallingesteine des Aiguilles Rouges-Massivs eingeschnitten hat. Inneralpine und alte Quertäler sind viele Täler im Wallis, wie z.B. das Val d'Heremence, das Val d'Herens, das Val d'Anniviers, das Mattertal und das Saastal, welche die Alpen am Beginn ihrer Hebung als Quertäler verlassen haben, aber später nach weiterer Heraushebung und Erosion vom jüngeren Rhone-Längstal angezapft und umgelenkt wurden. Auch das Hinterrheintal (Domleschg, Schons), das Safiental und das Valsertal haben sich quer durch die unterschiedlich harten penninischen Decken eingeschnitten. Spektakulär eingetieft ist das quer zum Gebirgssstreichen verlaufende Reusstal, das sich vom Gotthard-Pass nach Norden über Andermatt und über die enge und tiefe Schöllenen Schlucht bis zum Urnersee im Vierwaldstätter See tief in die harten Kristallingesteine von Gotthard-Decke und Aar-Massiv und in die Kalksteine der helvetischen Decken eingeschnitten hat. Ursächlich ist hier eine N-S verlaufende Störung im Helvetikum. Das Vorderrhein-Längstal biegt bei Chur nach Norden zu einem asymmetrischen Quertal um, verläuft aber weiterhin bis Maienfeld entlang der ebenfalls nach Norden umbiegenden tektonischen Grenze zwischen den harten helvetischen Kalken am Westrand und den weicheren penninischen Sand-Tonsteinen am Ostrand, die hier im Rheintalgrund verläuft ("Unechtes Quertal", Abb. 6.10-a.). Von Sargans bis Balzers und von Buchs bis zum Bodensee durchquert der Rhein dann die SW-NE streichenden Strukturen von Helvetikum und Subalpiner Molasse bis zum Bodensee ("Echtes Quertal – quer zu den Schichten"). Am Beginn der Heraushebung und Erosion der Alpen gab es eher kurze Längstäler, die schnell radial umbogen sind. Mit der nord- und westvergenten Kompression, Hebung, Gesteinsüberschiebung und mit der Ost-West-Verlängerung der Alpen sind dann die heutigen Längstäler entstanden und vertieft worden. Schließlich haben auch die mächtigen kaltzeitlichen Gletscher mit ihren Schuttmassen und Schmelzwässern in den vergangenen 2 Ma entscheidend zur Ausformung der Alpentäler beigetragen (V-Form -> U-Form) und haben diese oft noch verbreitert und erheblich vertieft (Kap. 6.8). Der Abriss der ab 32 Ma in die Asthenosphäre subduzierten Lithosphärenplatten hat durch die Entlastung die Alpenhebung erheblich beschleunigt und das hatte auch Auswirkungen auf die dann schnellere und schubweise Talbildung in den Alpen.

Abb. 6.24-3: Täler machen Berge

Mit Text und Grafik ergänzt und umgezeichnet aus Jürg Meyer (2021):

"Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie. Haupt, Bern.

Die Anwendung des archimedischen Auftriebsprinzips auf das System Erdmantel – Erdkruste hat sehr zum Verständnis der Zusammenhänge von Tal- und Gebirgsbildung zusammen mit dem örtlichen Klima beigetragen. Die Gesteine der Lithosphäre (Erdkruste, Lithosphärischer Mantel) sind spezifisch leichter als die Gesteine des Unteren Erdmantels und der Asthenosphäre. Bei der stark einengenden (konvergenten) Gebirgsbildung der Alpen und ähnlicher Gebirge wurden mächtige und oft flachmarine Gesteinsschichten und tief untermeerisch ausgeflossene basaltische Ozeanböden als kontinentale und ozeanische Erdkrustenblöcke abgeschert und zahlreich übereinander geschoben. Diese Deckenüberschiebungen finden plastisch in größerer Tiefe ab 150 °C bis über 300 °C statt. Das führte im Laufe der Zeit zu einer Verdickung und Beschwerung der Erdkruste und diese versank in den schwereren Lithosphärischen Erdmantel. Es ist wie bei einem im Wasser schwimmenden Holzstück, auf das ein weiteres Holzstück aufgelegt wird. Man erkennt, dass das jetzt dickere Holzpaket (Krustenpaket) zwar tiefer einsinkt, aber auch etwas höher aus dem Wasser herausragt als zuvor. Das ist ein Grundprinzip der horizontalen und vertikalen Krusten- und Plattenbewegungen und Gebirgsbildungen auf der Erde und wird "isostatischer Ausgleich" genannt.

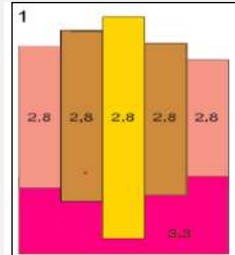


Auftriebsprinzip nach Archimedes, Isostasie:

li: Holzstück im isostatischen Kräftegleichgewicht: 3/4 unter Wasser 1/4 über Wasser.

ρ = Dichte Wasser und Holz

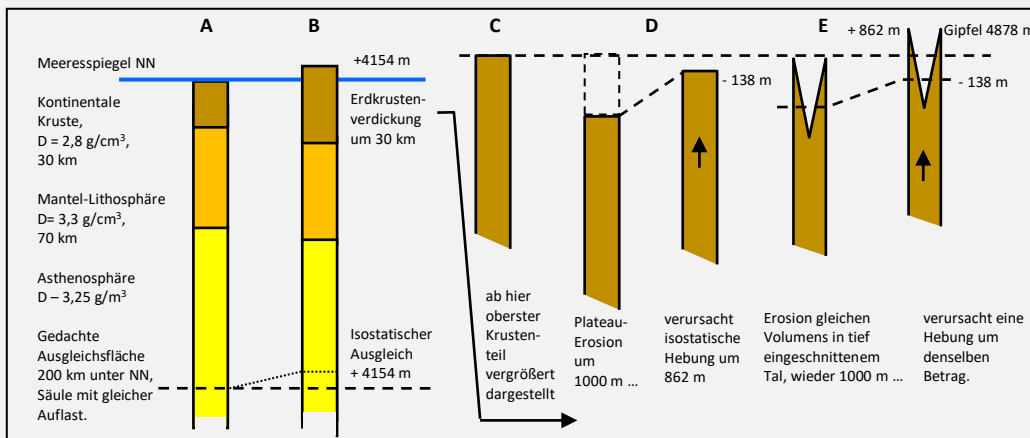
re: Ein zweites, gleichschweres Holzstück wird daraufgelegt: Das doppelt so dicke und auch doppelt so schwere Holz reicht tiefer ins Wasser, ragt aber auch höher heraus. Ein Gebirge ragt etwa um das 5 – 6-fache seiner Höhe in den Erdmantel hinein. Durch die ständige und wegen der Höhe schnelleren Abtragung steigt der Erdkrustenteil immer weiter aus dem Mantel auf.



Isostasie nach Airy: Leichte Lithosphären-Krustenstücke ($D = 2,8 \text{ g/cm}^3$) "schwimmen" auf dem schwereren, plastischen Erdmantel ($D = 3,5 \text{ g/cm}^3$) und drücken sich in diesen ein. Ausgleich durch Auftrieb.

Grafik: Wikipedia, Kurgus, gemeinfrei.

Wenn Erdkrustenteile isostatisch über den Meeresspiegel herausgehoben werden, setzt sofort die Erosion durch fließendes Wasser ein. Die Erosion wird mit zunehmender Höhe stärker und es wird mehr Gestein abgetragen. An einem theoretischen Beispiel veranschaulicht sieht das wie folgt aus: An einem 4154 mNN hoch liegenden Hochplateau werden 1000 m Gestein sehr gleichmäßig wegerodiert. Isostatisch berechnet steigt diese Platte dabei um 862 m auf. Damit liegt die Oberfläche nach 1000 m Abtrag also nur um 138 m tiefer auf 4016 mNN. Auf diese Art können Gesteine aus großer Tiefe an die Oberfläche gelangen, während das Niveau nur geringfügig absinkt. In der Realität erodiert nicht eine breite Platte vollkommen gleichmäßig, sondern als Beispiel ein Gebirgsstück mit einem tief eingeschnittenen V-Tal. Das "mittlere Krustenniveau" sinkt wie vorher um 138 m, aber das V-Tal wird durch die Erosion eines mächtigen Flusses wesentlich tiefer liegen. Zum Ausgleich haben sich die seitlichen Bergspitzen auf 4878 mNN angehoben. "Je tiefer die Täler, je höher die Berge! Täler machen Berge".



- A) Erdoberfläche auf Meereshöhe.
- B) Verdickung der Kruste durch Kontinentkollision.
- C) Ab hier oberster Krustenteil vergrößert.
- D) Plattenerosion und isostatische Hebung.
- E) Gebirgserosion mit tiefem V-Tal und isostatischer Hebung. Mittleres Krustenniveau gleich wie D, Gebirgsgipfel höher.

Grafik umgezeichnet nach: W. Frisch, M. Meschede, 2013: Plattentektonik. Primus-Verlag, 5. Auflage. Model nach P. Molnar & Ph. England, 1990: Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? Nature 346.

Weil die alpine Erosion wesentlich vom Klima und v.a. von den Niederschlägen abhängig ist, wird klar: mehr Niederschläge, mehr Erosion, tiefere Täler, höhere Berge... höheres Relief, mehr Erosion... Rückkopplungseffekt. Mit dieser Schlussfolgerung nimmt man an, dass der indische Monsun (jahreszeitlich abhängige und starke Niederschläge an der Südabdachung des Himalayas) mitverantwortlich ist für den über 8000 m hohen und tief zertalten Südrand des Himalayas. Beim Mt. Everest wird eine zusätzliche Erhöhung um bis zu 50 m durch die vor 89.000 Jahren begonnene und sehr tiefe Erosion des benachbarten und wasserreichen Flusses Arun vermutet. Dieses Bergmassiv hat auch heute noch eine Hebungsrate von 2 - 4 mm/a, wobei der Hebung durch die Flusserosion ca. 0,5 mm ausmacht. Das nördlich anschließende, aber sehr trockene tibetische Hochland ist bei derselben Erdkrustendicke ein 4000 - 5500 mNN hohes und nur flach zertaltes Plateau. Das saisonale und sehr niederschlagsreiche Monsunklima in Indien hat zur Erosion der tiefen Täler im Himalaya geführt und hat vermutlich zum hohen Aufstieg dieses Gebirges beigetragen, weil eine stärkere Talerosion aus isostatischen Gründen die Gebirgshebung verstärkt. Das führte zu einer verstärkten Verwitterung mit mehr Bodenbildung und zur Bindung von mehr CO₂. Das Eiszeitalter begann. Die Erosionsraten in den Alpen liegen heute zwischen 0,2 und 0,4 mm/a, auch mitverursacht durch den zusätzlichen isostatischen Aufstieg wegen der nach der Würm-Kaltzeit abgeschmolzenen Gletscher. Die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei 0,5 mm/a und in den Zentralalpen bei Chur und im Rhonetal bei Brig bei 1 mm/a, auch weil sich dort die Flüsse schneller in die relativ weichen Bündnerschiefer einschneiden. Im westlichen Alpenbogen ist die Hebung im Gleichgewicht zur Erosion und in den Ostalpen ist die Erosion stärker. Vermutlich klimatisch bedingt beschleunigte sich die Erosion in den Alpen in der Späten Neogen-Zeit vor 10 Ma und in der nachfolgenden Quartär-Zeit nahm sie nochmals zu. Ursächlich waren vermutlich veränderte Windsysteme mit zunehmenden Niederschlägen und in der Quartär-Zeit seit 2,6 Ma die starken Erosionskräfte in den Kaltzeiten mit der verstärkten Abtragung durch die Gletscher, sowie Bergstürze, Hangrutsche und Flüsse nach dem Rückschmelzen der Gletscher am Beginn der darauffolgenden Warmzeiten. Klima und Niederschläge scheinen bei Gebirgsbildungen also eine wichtige Rolle zu spielen. Die Erosion der Alpen wird noch einige 10er-Millionen Jahre andauern, bis die Lithosphäre ihre normale Dicke von 35 - 40 km erreicht hat und die Isostasie ausgeglichen ist. Sollte die Wanderung von Afrika nach Norden aber so lange anhalten, könnte südlich der Alpen ein weiteres Hochgebirge entstehen und den Werdegang der Alpen und der Apenninen stark beeinflussen.

6.3 Erste Kompressionsphase der Alpen in der Jura- und Kreide-Zeit

NW-SE gerichtete Eoalpine (Kretazische) Orogenese in den Ostalpen mit Schwerpunkt vor 100 – 80 Ma.

Nach der Schließung des Meliata-Ozeans, Ozean-Kontinent Kollision, Subduktion der oberpenninischen Ozeankruste unter die Adriatisch-Apulische Mikroplatte, Orogenese und Prägung des Ostalpins, Öffnung des Valais-Ozeantrogs.

Abb. 6.15, 6.15-1, 6.30-1: Mit dem Zerfall des Superkontinents Pangäa ab 250 Ma und mit der Öffnung des Mittelatlantiks ab ca. 180 Ma wurde der südliche Teil "Gondwana" mit Afrika aus Pangäa herausgelöst. Afrika ist nach Osten gewandert und das führte auch zur Ostwanderung der zunächst noch mit Nordafrika verbundenen Apulischen Mikroplatte. Vor ca. 200 Ma löste sich Apulia mit dem flachmarin-südalpinen Ablagerungsraum von nordafrikanischen Kontinentalrand ab, rotierte mit seiner Bewegung langsam nach Nordosten und das verursachte die Schließung des sich vor ca. 250 Ma keilartig öffnenden Meliata-Hallstatt-Ozeans als westliche Bucht des Neotethys-Ozeans. Die Apulische Mikroplatte vereinigte sich dann mit der nördlich gelegene Adriatischen Mikroplatte zum Adria/Apulia-Mikrokontinent. Das hat Druck auf die mächtigen Sedimentkomplexe an ihrem Südostrand ausgeübt und im Mittleren Jura kam es am Ostrand von Adria/Apulia zu ersten Überschiebungen der ostalpinen Schelfsedimente. Mit der weiteren Nordostwanderung von Adria/Apulia hatte der vor 180 – 160 Ma entstandene Oberpenninische Ozean zwischen der Europäischen und der Adriatisch-Apulischen Platte vor 120 - 100 Ma seine größte Ausdehnung. Im Späten Jura vor 135 Ma setzte die eoalpine Faltungsphase in den Ostalpen ein und griff allmählich auch auf die Zentralalpen über (Abb. 6.30-1). Durch diese weiter nach Norden einengende Plattenbewegung bildete sich auch innerhalb von Adria/Apulia eine Subduktionszone und der nördliche Teil schob sich unter den südlichen Teil. Dabei wurden die ostalpinen Decken von der Unterkruste und vom Mantel abgetrennt, komplex gestapelt und über die Gesteine des gerade in Subduktion übergehenden Oberpenninikums geschoben (Abb. 6.30-1, 6.30-1). Schon vor der Hauptphase der alpidischen Gebirgsbildung ab der Paläogen-Zeit bildeten sich hier in der Kreide-Zeit vor 100 Ma die ersten Falten- und Deckenstrukturen der dann 100 – 200 km weit nach Norden geschobenen und heute allochthonen Nördlichen Kalkalpen, der Dolomiten und die Ophiolithe in den Dinariden und in den Karpaten. Währenddessen wurden im flachmarinen Helvetikum und im zentral- und westalpinen tiefmarinen Penninikum weiterhin Sedimente und Magmatite abgelagert. (Abb. 6.30-1). Am Ende der Kreide-Zeit wurde das frühalpide Gebirge im Osten wieder weit abgetragen und es wurden die fluviatil-klastischen Gosau-Sedimente abgelagert. Die Relikte des Meliata-Ozeanbodens finden sich heute als Ophiolith-Decken in den Westkarpaten und in den internen Dinariden. Der flachmarinen adriatisch-apulische Mikrokontinent drückte nun zunehmend und leicht gegen den Uhrzeigersinn rotierend nach Norden und damit begann seine bis heute anhalten Bewegung gegen Europa, während sich Afrika bis vor 100 Ma noch weiter nach Osten bewegte (Abb. 6.23, 6.30-1). Vor etwa 130 Ma löste sich der Iberia-Mikrokontinent (Spanien) von Westeuropa ab und rotierte unter Öffnung der Biscaya nach Süden und Osten. Am östlichen Iberia trennte sich im Zuge der weiteren Öffnung von Atlantik und Biscaya das kontinental-mittelpenninische Iberia-Briançonnais als flachmariner und später tieferer Sporn mit Inseln zusammen mit Korsika und Sardinien von der heutigen Provence ab und dazwischen bildete sich ab ca. 130 Ma der schmale, ozeanisch-tiefmarine und unterpenninische Valais-Trog (Abb. 6.16). Die Details der Bildung, Entwicklung und der Schließung der kleinen Meere mit ihrer ozeanartigen Basaltkruste und der flachmarinen Mikrokontinente im Zuge des Zerfalls von Pangäa sind noch in der Erforschung.

Mit der Öffnung des Südatlantiks ab 130 Ma begann nun auch Afrika gegen den Uhrzeigersinn nach Norden zu rotieren und drückte seit 90 Ma verstärkt gegen Adria/Apulia und gegen Eurasia. Das setzte auch Adria/Apulia mit seinen schon überschobenen Deckenstapeln wieder in Bewegung und es kam zu einer Ozean-Kontinent Kollision am Südostrand des Südpenninischen Ozeans. Die Subduktion führte am Rand der Ozeanplatte zur Bildung von Akkretionskeilen und zur Heraushebung von Inseln und kleinen Festländern über den Meeresspiegel und damit zu deren Erosion. Die Erosionsschutt wurden in der Kreide- und Paläogen-Zeit vor 130 - 34 Ma und stellenweise bis vor 22 Ma an den steilen Kontinentalabhängen zwischen den Schelfrändern und den Tiefseebecken und v.a. an den Subduktionszonen untermeerisch in schmalen und langgezogenen Tiefseerinnen als marin-klastische **Flyschsedimente** abgelagert. Diese wurden mit der weiteren Gebirgsbildung langsam nach Norden und Westen verlagert und wurden dabei auch von den alpinen Decken überschoben, verformt, tiefer versenkt und teilweise metamorph umgewandelt (Abb. 6.33-1, 6.33-2). Der südöstliche Teil der Adriatisch-Apulischen Platte, "**Greater Adria**" genannt, wurde bei der Alpenbildung stark fragmentiert und in Einzelteilen unter dem heutigen Südeuropa und unter Kleinasien bis zu 1500 km tief in den Erdmantel versenkt. Teile und Reste dieser Gesteinseinheiten sind heute in den Gebirgen des Balkans, in Griechenland und in der Türkei bis hin zum Kaukasus zu finden (Abb. 6.26-1). Die bei der Subduktion in der Tiefe oft metamorph umgewandelten lepontischen und penninischen Decken und ihre Gesteine, oft Bündnerschiefer (v.a. im Valais-Trog) und Ophiolithe (v.a. im Piemont-Ozean), bilden heute große Teile der Zentral- und der Westalpen und sind durch Hebungen und der damit verstärkten Erosion in den domartig aufgewölbten "Geologischen Fenstern" im Lepontin, im Engadin, bei Gargellen, in den Hohen Tauern (Großglockner) und bei Rechnitz im Burgenland in Österreich unter den ostalpinen Decken freigelegt worden. In den Abb. 6.6 und 6.6-2 ist dargestellt und beschrieben, dass die ozeanischen Lithosphärenplatten nicht so sehr von der Mantelkonvektion bewegt wurden und werden, sondern hauptsächlich durch gravitative Schub- und Zugkräfte innerhalb der Erdkrustenplatten weg von der erhöhten vulkanischen Riftzone (Ridge Push). Beim Anprall gegen die Gesteine eines massiven aber leichten Kontinentalblocks (Ozean-Kontinent Kollision) tauchen die dünnen, nun abgekühlten und damit dichter und schwerer gewordenen ozeanischen Plattenteile mit einem zunehmend gravitativen Zug (Slab Push) tief und mehr oder weniger steil in den Erdmantel ab. Ergänzend zum Plattenschub von Apulia und Afrika haben auch der Zug und der Sog der subduzierten Penninischen Ozeanplatte und die Delamination der Kruste vom Mantel mit einem dann beschleunigten Aufstieg der leichteren Kruste eine erhebliche Rolle bei der Nord- und Westkompression der Alpengesteine gespielt ("Slab-Rollback-Effect" und "Trench Suction-Effect", Abb. 6.29-1).

6.4 Zweite Kompressionsphase der Alpen in der Paläogen- und Neogen-Zeit

N-S gerichtete Känozoische Orogenese im gesamten Alpenraum vor 65 – 5 Ma mit Schwerpunkt vor 35 – 15 Ma. Schließung der penninischen Ozeane, Kontinent-Kontinent Kollision.

Abb. 6.15, 6.15-1, 6.29-1, 6.30-1: Die zweite Gebirgsbildungsphase erfasste den gesamten Alpenraum und damit endete auch die Erweiterung des Neotethys-Ozeans. Adria/Apulia bewegte sich, leicht gegen den Uhrzeigersinn rotierend, weiter nach Norden und die oberpenninisch-ozeanische Kruste wurde an breiten Akkretionskeilen mit der Bildung von Flysch-Sedimenten abgeschabt, in Fragmente und in Späne zerlegt, an die weiter heranschiebende Adriatisch-Apulische Platte angelagert und tief unter diese nach Südosten in den Erdmantel subduziert. Die nicht so tief subduzierten Teile wurden nach ihrer Erhitzung und metamorphen Umwandlung und nach der Schließung des oberpenninischen Piemont-Ozean und des unterpenninischen Valais-Trog vor ca. 55 Ma bzw. 45 Ma wieder gehoben, gestapelt, gefaltet und verschuppt und als große Deckenkomplexe, oft mit Ophiolithen (ozeanisch-basaltische Kruste, Abb. 6.34), übereinander geschoben. Dabei wurden die metamorphen Gesteine stellenweise von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert und auch Teile des Altkristallins wurden abgeschert und in die penninische Deckentektonik miteinbezogen. Am Höhenpunkt dieser zweiten Kompressionsphase vor 35 – 20 Ma schob sich der nördliche Teil von Adria/Apulia mit den ostalpinen und mit den tief subduzierten penninischen Gesteinsdecken weiter nach Norden und nach Nordwesten gegen und auf den relativ starren südeuropäischen Kontinentalrand. Dieser trat in die Subduktion mit ein und bog sich nach unten in die weiche Asthenosphäre. Die 35 – 40 km mächtige, leichte und stabilere europäische Erdkruste lässt sich aber kaum subduzieren und so wurde die Subduktion gestoppt. Die Subduktion ging damit in eine Kontinent-Kontinent Kollision über und seitdem verkeilt sich Europa mit Adria/Apulia. Das führte zu einer weiteren Stapelung und Versenkung der alpinen Decken auf über 60 km Mächtigkeit. Diese verdickte Erdkruste sank dabei immer tiefer in den plastischen Erdmantel ein, erwärmte sich und wurde weicher. Das führte schließlich zu einer isostatischen Hebung (Obduktion) des spezifisch leichteren Krustenmaterials aus dem schwereren Erdmantel, zunächst in den Zentralalpen und dann auch in den Westalpen. Der schon tief in die Asthenosphäre subduzierte, aber noch feste südeuropäisch-penninische Lithosphärensporn unter den Zentralalpen unterlag starken Zerrspannungen, riss vor ca. 32 Ma in 150 km Tiefe ab und versank tief in den Erdmantel. Weitere Plattenabrisse der tief subduzierten Lithosphäre in den Ost- und in den Westalpen haben auch dort zu Gewichtsentlastungen geführt und haben den isostatischen Auftrieb verstärkt. Die schnelle Erosion der über dem Meeresspiegel aufsteigenden Gesteine hat zu weiteren Gewichtsentlastungen geführt und die schubweise Hebung zum Gebirge weiter beschleunigt. Das war der Beginn der **Hauptphase der alpinen Orogenese** mit Hebungen um bis zu 5 mm/a (Abb. 6.21, 6.29, 6.29-1, 6.30-1, 6.30-2).

Der Abriss der subduzierten Lithosphärensporne in der Asthenosphäre hat dann zur weiteren Reaktivierung des vermutlich schon variszisch oder prävariszisch angelegten **Periadriatische Bruchsystems** beigetragen. Diese 700 km lange, ca. 1 km breite und steil stehende tektonische Störungzone der Alpen verläuft oft entlang von großen Längstätern (bevorzugte Erosion entlang der tektonisch zerrütteten Bruchzone) von Norditalien bei Turin längs durch die Alpen bis nach Slowenien (siehe Kap. 6.2, Südalpin, Abb. 6.11-0, 6.30-1, 39). An dieser Bruchzone hat sich das südlich liegende Südalpin um 150 km rechtsdrehend horizontal nach Westen verschoben und das nördlich liegende und tief versenkte Ostalpin und das Penninikum wurde um ca. 20 km Kilometer angehoben (transversal scherend, transgressiv), so dass dort tiefer liegende und höher metamorphosierte Kristalline Gesteine an die Oberfläche gekommen sind. Dieses Bruchsystem war ursprünglich eine horizontale Seitenverschiebung, die mit der Alpenbildung auch zu einer Rücküberschiebung für die südalpinen Decken wurde. Südlich dieser großen Störung entwickelte sich das Südalpin als eigenständiger und nun tektonisch südvergenter Teil mit relativ kurzen Überschiebungen von 10 km und in der Tiefe von 30 km Länge auf die Po-Ebene, und das macht die Alpen zu einem ein bivergenten Gebirge. Verursacht durch das Aufsteigen der heißen Asthenosphäre im Zuge der Plattenabrisse stiegen vor 40 - 15 Ma entlang dieser Bruchzone einige granitische Schmelzen innerhalb der Erdkruste auf und kristallisierten als die einzigen alpinen Plutone noch in der Tiefe langsam aus, z.B. die Granite und Tonalite von Biella, Bergell, Adamello, Brixen (Perm), Rensen, Riesenferner und das Pohorje-Massiv in Slowenien. Die heute in Südbayern und in Österreich liegenden Nördlichen Kalkalpen des Ostalpins sind vor 90 - 25 Ma von den sich hebenden Hohen Tauern abgerutscht und wurden in zahlreiche Deckenfragmente zerlegt und über 100 Kilometer weit nach Norden über die penninischen und helvetischen Gesteinsdecken auf den südeuropäischen Kontinentalrand geschoben (Abb. 6.49). Die in der Tiefe und durch den starken tektonischen Schub wirkenden Temperaturen und die hohen Drücke verursachten in den unterlagernden penninischen Gesteinen eine druckdominierte Dynamometamorphose mit Eklogitbildung, zu sehen z.B. im Tauernfenster (Abb. 6.46). Die helvetischen Gesteine am südeuropäischen Kontinentalabhang (früher Ultrahelvetikum) und die Flyschsedimente wurden von ihrer sich hebenden kristallinen Unterlage des Aar-Massivs und von der Gotthard-Decke aus Gneisen, Migmatiten und eingeschmolzenen Graniten abgetrennt und wurden weit nach Norden bis auf die Molasse überschoben und verfaltet. Der ehemalige Untergrund der helvetischen Decken südlich der Internmassive wurde tiefer versenkt, z.T. metamorph umgeformt und später nach oben gepresst (Abb. 9.29, 6.30-1).

Vor ca. 60 Ma begann sich der Tethys-Ozean in Kleinasien zu schließen. In den verbliebenen Restmeeren der sich vor 35 Ma bildenden **Paratethys** entstanden die langgezogenen und gebirgigen Inselketten und Festländer der weiter aufsteigenden und über dem Meeresspiegel der Abtragung ausgesetzten Ur-Alpen. Weiter im Osten entstanden die Gebirgszüge auf dem Balkan und in Vorderasien. Vor 45 – 35 Ma wurden die im zentralen Alpenraum sehr tief versenkten und metamorphen Anteile der Erdkruste vom Mantel abgeschert, gestapelt und verfaltet. Sie bilden heute die kristallinen Decken im Lepontikum in der Schweiz und in Norditalien. Mit der weiteren Kompression ging vor 35 Ma die schmale und tiefmarine Flyschsedimentation in die flache und überwiegend terrestrisch-limnische Molassesedimentation der westlichen Paratethys über und das langgestreckte und asymmetrische Nordalpine Molassebecken als Ablagerungstrog für den alpinen Abtragungsschutt entstand (Kap. 6.7). Die tiefen Flyschbecken wurde vor 34 - 22 Ma zugeschüttet und überfahren. Der über viele Millionen Jahre andauernde Kompression

der Lithosphärenplatten hat die zu Festgesteinen umgewandelten Sedimente und die Kristallingesteine so weit zusammengeschieben, dass diese heute stellenweise 30 bis über 200 Kilometer weit entfernt von ihren ursprünglichen Ablagerungsgebieten liegen (Abb. 6.6, 6.6-2). Sie sind oft verfaltet, oft metamorph verändert und als über 200 tektonische Gesteinsdecken dachziegelartig und verschuppt übereinandergestapelt. So gehören z.B. im Gebiet um Zermatt einige Gipfelregionen zur 750 km² großen Dt. Blanche- und Mt. Mary-Decke (Matterhorn, Abb. 6.42 bis 6.45), deren Gesteine ursprünglich weit südlich im Grenzgebiet von Penninikum, Ostalpin und Südalpin im Ablagerungsraum des **Salassikums** lagen. Diese Gesteine aus einem zu Gneisen metamorphisierten Granitpluton, aus Gabro, Marmoren und aus metamorphen Schelfsedimenten, wurden weit nach Norden überschoben und liegen heute wellig-horizontal als klippenartige Erosionsreste über Resten jurazeitlicher Ablagerungen aus Bündnerschiefern der mittleren Tiefsee und aus Ophiolithen des nordwestlich von Adria/Apulia gelegenen oberpenninischen Ozeanbeckens. Der Hauptteil dieses alten und schweren Ozeanbodens wurde bei der Kontinentalkollision aber tief in den Erdmantel unter Adria/Apulia subduziert. Die Abbildungen 6.29-1, 6.30-2 und -2a zeigen die ursprünglichen und weit südlich gelegenen Ablagerungsräume vor 110 - 90 Ma und die heutige Lage der Gesteine in den Schweizer Alpen. Die viele Kilometer weit reichenden Überschiebungen, Verschuppungen und Faltungen führten in vielen Bereichen der Alpen zu einer **zeitlich inversen Lagerung der Gesteinsschichten**. Das bedeutet, dass man in dem heute von der Erosion tief zertalten Hochgebirge oft mächtige und ältere Gesteinspakete und -decken viele Kilometer weit über jüngeren Gesteinen überschoben findet, obwohl nach der "Superpositionstheorie (Überlagerung) von Nicolaus Steno" Sedimente und Vulkanite auf der Erde zunächst immer jünger über älter abgelagert werden. Sobald aber eine langanhaltende und weitreichende Kompressionstektonik und Subduktion mit ins Spiel kommen, können die schweren ozeanischen Lava- und Magmagesteine mit ihrer Sedimentbedeckung viele Kilometer tief in den Erdmantel gezogen und dort während der metamorphen Umwandlung und beim späteren Wiederaufstieg schräggestellt, steilgestellt, verfaltet, überkippt und überschoben werden. So entstanden die kilometerweiten Decken mit inversen Gesteinslagerungen, wie wir sie heute überall in den Alpen sehen (Abb. 6.4). Eine Ausnahme zur Superpositionstheorie sind die oft in großer Tiefe schmelzflüssig intrudierten und auskristallisierten Plutonite und Ganggesteine, welche die älteren Gesteine durchdringen, sodass hier nach dem "Prinzip der gegenseitigen Schnittverhältnisse" "jung neben, zwischen und auch unter alt" liegen kann. Die viele Quadratkilometer großen und oft mächtigen Überschiebungsdecken sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform und machen diese zu einem **Überschiebungsgebirge**. Ein bekanntes Beispiel und Weltnaturerbe ist die gut sichtbare **Glerner Hauptüberschiebung** in der 330 km² großen **Tektonik-Arena Sardona** in den Schweizer Kantonen Glarus, Graubünden und St. Gallen. Hier wurde eine 250 - 300 Ma alte Gesteinsdecke aus permzeitlichem Verrucano (schwach metamorphe und klastische Schuttmassen mit Vulkaniten) in 10 - 15 km Tiefe bei über 300°C etwa 40 km weit über die 150 Ma alten Kreidekalke (Schratten-Kalk mit Wildflysch) und über die nur 35 - 50 Ma alten nordhelvetischen Flyschgesteine aus der Paläogen-Zeit (Sardona-Flysch in der Sardona-Decke) geschoben. Mit diesen oft mehrfachen und stellenweise auch sandwichartigen Deckenüberschiebungen und Verschuppungen haben sich hier, wie auch in vielen anderen überschobenen Teilen der Alpen, die normalen zeitlichen Ablagerungsverhältnisse umgekehrt (Abb. 6.4, 6.16).

6.5 Heraushebung und Abtragung der Alpen

Die Abbildungen 6.15 und 6.15-1 zeigen die paläogeographische Entwicklung des Alpenraums. Die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten Vorgänge werden hier zusammengefasst:

Die Vergrößerung der Westtethys zwischen Eurasia und Nordafrika ging einher mit einer Erdkrustendehnung, -ausdünnung (Divergenz) und -schwächung. Vom sich bildenden Atlantik ausgehend kam es zur Entstehung von mehreren kleinen, bis über 4000 m tiefen und durch das basaltische Rifting auch ozeanartigen Meeren. In diesen wurden unterschiedlich mächtige und tonig-kalkig-kieselig-biogene Tiefseesedimente abgelagert und an den divergierenden vulkanischen Riftzonen wurden mehr oder weniger gut entwickelte und mächtige basaltisch-gabbroide Ozean-Tiefseeböden gebildet. Dazwischen lagen kontinentale Mikroplatten, auf den es in lagunenartigen Flachmeeren mit Riffen zu einer mit der Zeit mächtigen, zyklischen und überwiegend flachmarin-karbonatisch-biogenen und randlich auch zu einer klastischen Sedimentation kam. Die dann folgende Nordbewegung von Adria/Apulia und später zusammen mit Afrika gegen Eurasia führte zu einer Erdkrustenverkürzung (Konvergenz) mit einer tiefen Versenkung und Metamorphose der Ozeankruste an einer langen Subduktionszone am Südrand des Oberpenninischen Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision). Mit der Schließung der Penninischen Ozeane vor ca. 55 bzw. vor 40 Ma kam es ab 40 Ma zur Kontinent-Kontinent Kollision von Adria/Apulia mit Europa. Bei diesem massive Krustenzusammenschub nach Norden und Nordwesten wurde nach der schweren iberisch-europäischen Ozeankruste auch der südeuropäische Kontinentalrand vom kontinentalen Adria/Apulia überschoben, wurde nach unten gebogen und dabei etwas subduziert. Da sich die leichte, mächtige und steife europäische Platte aber kaum subduzieren lässt, kam die Subduktion zum Stillstand und es kam zu einer Verkeilung der beiden Platten mit dem tiefen Einsinken und mit einer Stapelung der alpinen Decken in den Erdmantel auf über 60 km Mächtigkeit. Das hat zu einer isostatischen Hebung (Obduktion) des leichteren Krustenmaterials aus dem schwereren Erdmantel geführt. Vor 32 - 20 Ma kam es zu Abrissen der tiefer in den Erdmantel versenkten ibero-europäischen und adriatisch-apulischen Ozean-Lithosphärensporne in den Westalpen, in den Zentralalpen und in den Ostalpen. Das hatte tiefgreifende Auswirkungen auf die Gebirgsbildung, führte zusammen mit Delaminationen der leichten Kruste vom schweren Mantel zu einer Gewichtsentlastung und hat wie eine Art Rückfederung (isostatischer Rückprall mit Erdbeben) die schubweise isostatische Hebung der alpinen Erdkruste bis auf 5 mm/a weiter verstärkt (Abb. 6.14-1). Auch "Slab-Rollback- und Trench-Suction-Effekte" an den abtauchenden Platten werden in Verbindung mit den Auftriebskräften als weitere bedeutende Faktoren bei der Gebirgsbildung angenommen (Plattenrückroll-Gebirge, Abb. 6.3, 6.6, 6.6-2). Damit begann die wichtigste Hebungsphase der alpinen Orogenese. Mit der schnelleren Hebung und mit dem Auftauchen von Inselbögen und kleinen gebirgigen Festländern über den Meeresspiegel vor 30 - 7 Ma setzte die Verwitterung und die rasche Abtragung der jungen Alpen durch Niederschläge ein, was die schubweise

Gebirgshebung durch Gewichtsentslastung weiter beschleunigt hat (Abb. 6.42-2, 6.29-1, 6.39). Das Zusammenspiel zwischen der Gebirgshebung und der Erosion durch Niederschläge zusammen mit einer tiefen Talbildung ist z.B. auch im Himalaya von erheblicher Bedeutung. Bei diesen plattentektonischen Vorgängen wurde der ursprünglich über 1000 km breite alpine Ablagerungsraum zu einem heute noch 150 - 270 km schmalen und langgezogenen Gebirgssaum zusammengeschoben, aufgestapelt und im Westen auch horizontal stark umgebogen. Im Zuge der Plattenabriss und des verstärkten und keilartigen Schubs von Adria/Apulia nach Norden und nach Nordwesten kam es auch zur Reaktivierung des Periadriatischen Bruchsystems. Südlich von dieser großen Störung mit einer horizontalen und einer vertikalen Bewegung um 150 bzw. 20 km entwickelte sich das Südalpin als eigenständiger und nun tektonisch südvergent überschobener Teil und so wurden die Alpen zu einem bivergenten Gebirge.

Durch den Nord- und Nordwestschub von Adria/Apulia sind ab 20 Ma die nördlichen Teile von Adria (Adriatischer-Indenter) am und mit dem Periadriatischen Bruchsystem als **Insubrischer(Ivrea)-Indenter** im Westen und als **Dolomiten(Südalpen)-Indenter** im Osten keilartig nach Nordwesten und nach Norden geschoben worden (Abb. 6.23). Das hatte wieder eine erhebliche Umgestaltung und Hebung der jungen Alpen zur Folge. Die Vertikalbewegungen am Periadriatischen Bruchsystem um bis zu 20 km haben ab 30 bzw. 15 Ma zum Aufsteigen des Lepontischen Doms und der Hohen Tauern mit der Bildung des Tauernfensters geführt. Die Horizontalbewegung der Südalpen um ca. 150 km nach Westen haben in Verbindung mit der Aufheizung und Erweichung der Gesteine in der Tiefe zur Bildung des Westalpenbogens beigetragen. Der Dolomiten-Indenter wurde an einem markanten Knick entlang der SW-NE streichenden Giudicarie-Störung abgetrennt und 80 km weit nach Norden geschoben. Dabei wurden die über die penninischen Decken geschobenen ostalpinen Decken durch den Druck rauteartig in einzelne Krustenblöcke zerschert. Diese sind dann an langen Seitenverschiebungen mit Abschiebungen kollapsartig um 150 km nach Osten in den sich ausdehnenden Pannonischen Raum der Paratethys mit dem bis zu 5 km tiefen und mit Sanden und Tonen gefüllten Wiener Becken und mit dem Sterischen Becken ausgewichen, weil eine weitere Nordwanderung von den alten und harten Kristallingesteinen des Böhmisches Massivs gestoppt und abgelenkt wurde. In den Alpen wurde insgesamt eine seitliche Zerschersungs- und Ausweichbewegung und damit eine axiale Ost-West-Zerdehnung um ca. 300 km als Lateralextrusion verursacht (Abb. 6.23). Diese tektonischen Bewegungen haben sich an großen Störungszonen abgespielt, die reaktiviert, verstärkt und neu gebildet wurden, z.B. die Mt. Blanc/Rhone/Simplon-, Pogallo-, Engadin-, Brenner-, Katschberg- Inntal-Störung und die SEMP-Störungszone (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg). Weiter bedeutende Störungszonen gibt es entlang vom Pöls-, Lavant-, Mur-, Mürzt-, Isel- und Mölltal (Abb. 6.11-0). Die Bildung des Unterengadiner-, des Tauern- und des Rechnitzer Fensters erfolgten an einigen dieser großen Abschiebungen. Vor 30 – 20 Ma wurden die Zentralalpen hochgepresst und die Südalpen wurden weiter nach Süden verkippt und verschoben. Zusammenfassen kann man sagen, dass sich das Alpengebirge v.a. durch Auftriebskräfte gebildet hat. Eine Subduktion gibt es in den Alpen heute nicht mehr, wohl aber noch im Apennin.

Vor etwa 25 - 20 Ma stiegen die relativ leichten und blasenartig eingepressten Kristallindome auf. In den Westalpen sind das die helvetisch-europäischen Externmassive Argentera/Mercantour, Pelvoux, Belledonne, Aiguilles Rouges und Mt. Blanc und die mittelpenninischen Internmassive Dora Maira, Gran Paradiso und die Monte Rosa-Decke. In den Zentral- und in den Ostalpen sind ab 20 - 10 Ma das unterhelvetische Aar-Massiv und die oberhelvetische Gotthard-Decke und vor 14 Ma ist das unterhelvetische Tauern-Massiv durch den Horizontalschub des Insubrischen- und des Dolomiten-Indenter mit heute noch 2 mm/a in Verbindung mit tektonischen Abschiebungen am Brenner und am Katschberg an die Oberfläche gekommen (Abb. 6.23). Diese Massive wurden schon während der prävariszischen Gebirgsbildungen vor über 450 Ma und während der variszischen Gebirgsbildungen vor ca. 400 - 350 Ma tief in der Erdkruste gefaltet, überschoben und metamorphosiert. Spät- und postvariszisch sind dort vor ca. 335 - 295 Ma im Zuge des Auseinanderfließens des Gebirges unter seiner eigenen Last und verbunden mit einer Druckentlastung Granitschmelzen intrudiert und als Plutone in der Tiefe langsam auskristallisiert. Das gesamte Aar-Massiv inklusiv seiner (par)autochthonen Sedimenthülle wurden dann noch einmal alpin bei mindestens 300 °C schwachmetamorph überprägt und ist damit polymetamorph. Bei einem normalen geothermischen Gradienten war also die Überdeckung hier mindestens 12 - 15 km mächtig. Über dem Tauern-Massiv in Österreich wird eine Überdeckung von mindestens 10 km vermutet. Durch die starke Hebung der Massive und durch die damit verursachte Erosion ihrer mächtigen Bedeckung wurden die Massive direkt der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt und so hat man heute gute Einblicke in den tieferen Untergrund dieses alten, präalpinen und kristallinen Grundgebirges. Mit ihrer Aufwölbung wurden einige Massive auch um 15 – 50 km nach Norden und Nordwesten verschoben bzw. verkippt und haben damit Deckencharakter. Die starke alpine Hebung der Massive hat dazu geführt, dass die angelagerten und überlagernden oberhelvetischen Gesteinsdecken an der Nordseite des Aar-Massivs um fast 100 km weit nach Norden abgeglitten sind und dabei überschoben, verschuppt und intensiv verfault wurden, heute gut sichtbar im Säntis-Gebirge in der Schweiz. Vor ca. 30 Ma stieg auch der **Lepontische-Dom (Lepontikum)** aus variszischem Grundgebirge (Gneise, Amphibolite) mit einer alpin metamorphen Sedimentbedeckung aus perm- und triaszeitlichen Konglomeraten, Quarziten und Dolomiten sowie aus jungmesozoischen Kalken, Mergel und Brekzien in der Zentralschweiz um ca. 20 km auf und wurde der Abtragung ausgesetzt (Abb. 6.41).

Der zunehmende Abtragungsschutt der zunächst nur als Inseln des alpinen Akkretionskeils und später als gebirgige Festländer über den Meeresspiegel herausgehobenen Alpengesteine wurde ab 130 Ma in die sich beim Zusammenschub bildenden, tiefmarinen und alpenparallel schmaler werdenden **Flyschtröge** verfrachtet (unterfüllte Becken). Durch die weiteren Überschiebungen der Gesteinsdecken auf den Südrand der Europäischen Platte und durch den immer voluminöser werdenden Abtragungsschutt wurden die tiefen Flyschrinnen mit der Zeit nach Norden und nach Nordwesten verlagert und wurden mit der endgültigen Heraushebung der Alpen bis vor 33 - 22 Ma eingeengt, zugeschüttet, überschoben, versenkt und z.T. metamorph überprägt. Der südeuropäische Plattenrand wurde mit dem aufgestapelten Gewicht der Akkretionskeile und durch die

Subduktion weiter nach unten in den Erdmantel gebogen (Abb. 6.29-1, Bild 4) und das hat vor 33 Ma zur Bildung des keilförmigen, 900 km langen, 30 - 150 km breiten und heute bis über 4 km mächtigen **Nordalpinen Molassebeckens** geführt, das seitdem einen Großteil des Abtragungsschutts der nördlichen Alpen aufnimmt (überfülltes Becken, Abb. 6.29-1, Kap. 6.7). Weitere und bis zu 10 km tiefe Molasse- und Schuttablagerungen gibt es rund um die Alpen in Italien unter der Po-Ebene, in Frankreich, Österreich, Ungarn, Slowenien, Kroatien und in den angrenzenden Meeren (Abb. 6.63). Der immer weiter nach Norden schiebende Alpenkörper hat sich vor etwa 20 – 10 Ma auch bis zu 30 km weit über Teile der Nordalpinen Molasse geschoben und deren Sedimentgesteine entlang der Alpen aufgebogen, abgeschert, verschuppt, verfaltet und in sich überschoben. So sind die **Aufgerichtete Vorlandmolasse und die Faltungen, Überschiebungen und Verschuppungen der Faltenmolasse (Subalpine Molasse)** entstanden (Abb. 6.65). Dabei wurde der Molassetrog auch weiter nach Norden zur Schwäbischen Alb abgedrängt (Kap. 6.7). Der Schub durch die aufsteigenden Externmassive wirkte in der Westschweiz unter dem Molassekörper hindurch weit nach Nordwesten (Fernschub) und verfaltete vor 10 - 2 Ma Teile des **Schweizer- und des Französischen Juras** (Abb. 6.41). Die Abscherungsflächen und die Gleitschichten für diese Faltung waren die relativ weichen und mobilen Sulfat- und Salzgesteine aus der Trias-Zeit. Die letzten Deckenvorschübe in den Alpen erfolgten vor 15 – 5 Ma und erfassten v.a. den Alpennordrand. Die **Dolomiten** haben vor 13 – 7 Ma eine stärkere Hebung erfahren. Vor 20 Ma sind bei der Bildung des Westligurischen Ozeans die Teile des **AlKaPeCa-Kontinentsplitters** vor Südostspanien zerfallen und sind getrennt nach Nordafrika, nach Sizilien und nach Kalabrien gewandert (Abb. 6.15, 6.15-1). Dabei drifteten und drehten sich vor 35 – 15 Ma auch **Korsika und Sardinien** um 90° nach Osten. Das führte zur Öffnung des provencalischen Meeresbeckens und hat die Krümmung des Westalpenbogens weiter verstärkt. Vor 15 Ma wurden die **Kettengebirge im Nahen Osten** aufgefaltet und das **Rote Meer** zwischen Afrika und Arabien riss auf. Afrika und die Ägäisch-Anatolische Mikroplatte kollidierten mit Vorderasien und nördlich davon wurde vor 12 Ma das **Paratethys-Meer** vom Weltmeer abgetrennt. Vor 10 Ma bildete sich mit der Ostdrift von Kalabrien das **Tyrrhenische Meer** und bei Indien und Australien verschwanden durch die Plattensubduktion die Reste des ehemals großen Tethys-Ozeans. Das heutige Mittelmeer ist ein Restmeer des ehemaligen westlichen Tethys-Ozeans, und von der im Nordosten liegenden Paratethys sind seit 7 Ma **das Pannonische Becken, das Schwarze Meer, das Kaspische Meer** und die heute nahezu trockengefallene **Aralsenke** übriggeblieben. Der große Süßwassersee im Pannonischen Becken trocknete vor 6 - 4 Ma aus und die weiten Grassteppen der Pannonischen Tiefebene sind entstanden. Vor 6 - 4 Ma ist der Meeresspiegel durch eine Maximalvereisung des Südpols (1000 m mehr Eisbedeckung und 100 km mehr Schelfeis als heute) um ca. 70 m gefallen und es kam zusammen mit tektonischen Bewegungen zur Schließung der Straße von Gibraltar. Das führte zu einer mehrfachen und weitgehenden Austrocknung des Mittelmeers und in den tiefen Meeresbecken haben sich mächtige Steinsalzschieichten gebildet. Während dieser **Messinischen Salinitätskrise** kam es auch zu einer deutlich stärkeren Tiefenerosion der nach Süden entwässernden Alpenflüsse mit bis zu 700 m unter dem heutigen Meeresspiegel liegenden Canyons. So sind auch die ursprünglich sehr tiefen und V-förmigen Schluchten der heutigen Südalpen-Seen Gardasee, Iseo, Comer See und Lago Maggiore entstanden, deren heutige Becken von den alpinen Gletschern und Schmelzwässern während der pleistozänen Kaltzeiten U-förmig überprägt und nach deren Rückschmelzen wieder mit einigen 100 Metern glazigener Schuttsedimente aufgefüllt wurden. Auch der tiefe Einschnitt des Gorges du Verdon in der französischen Provence wurde durch die Austrocknung des Mittelmeeres beeinflusst. Im Mittelmeer verdunstet auch heute noch mehr Wasser (ca. 1,2 m/Jahr), als durch die Flüsse und Niederschläge nachkommt. Das wird durch die thermohaline Zirkulation und Strömung in der 300 m tiefen Straße von Gibraltar ausgeglichen, wo salzreiches, schweres Tiefenwasser in den Atlantik und salzarmes, leichtes Oberflächenwasser, verstärkt durch die Westwinde, in das Mittelmeer fließen.

Es wird angenommen, dass die Alpen erst ab 32 - 25 Ma durch die isostatische Hebung der auf über 60 km verdickten Erdkruste in Verbindung mit den tektonischen Vorgängen bei mehreren Plattenabrissen von Westen her bis zur Brenner-Linie zu einem 2000 bis über 3000 m hohen Gebirge wurden. Das wurde vor ca. 25 Ma wieder etwas abgetragen und sanfter geformt als heute. 10 - 5 Ma endete die Deckenstapelung der Alpen und vor 10 - 7 Ma begann im gesamten Alpenraum einschließlich der vorgelagerten Becken eine langsame statische Hebung ohne nennenswerte Tektonik. In den letzten 7 Ma haben sich die Alpen so um stellenweise über 1000 m zum heutigen Hochgebirge gehoben. Auf den Gipfelfluren der Kalkalpen, z.B. auf dem Dachstein und Hochschwab in Österreich, liegen Schotterreste, die dort vor mehr als 20 Ma in noch viel tieferer topographischer Position von Flüssen abgelagert wurden. Das ist ein Hinweis darauf, dass die Hebung der Alpen in diesem Teil sehr jung ist. Neuere Untersuchungen zeigen, dass die Zentralalpen in ihrer Höhe seit 20 Ma nahezu unverändert sein sollen. Vor Während der pleistozänen Kaltzeiten in den vergangenen 2,6 Ma gab es in den Alpen und auch in anderen Gebirgen eine verstärkte Erosion durch den periodischen Wechsel von Vergletscherungen und Abschmelzungen. Die Hebung in den Alpen hat sich dann als isostatischer Ausgleich zur Erosion im Vergleich zur Neogen-Zeit verstärkt. Weil die Hebung im Durchschnitt bis heute stärker als die Abtragung ist, haben sich auch unter dem Einfluss der Erosion der eiszeitlichen Gletscher mit ihrer schuttbeladenen Schmelzwässern und durch die verstärkte Frostverwitterung tief zertalte und schroff zerklüftete Hochgebirgsketten mit steilen und pyramidenartigen Berggipfeln und mit instabilen Felswänden gebildet, die je nach den Abtragungs- und Hebungsraten mal flacher und mal höher waren. Die genaue Höhe der Ur-Alpen lässt sich nicht rekonstruieren, aber wahrscheinlich erleben wir die höchste Phase gerade jetzt. Die höchsten Berge der Alpen, z.B. Mont Blanc, Dufourspitze, Matterhorn, Finsteraarhorn, Bernina und Großglockner, bestehen vorwiegend aus härteren Gesteinen, wie z.B. Graniten, Amphiboliten, Diorit und Gneisen. Die gesamte Hebung der alpinen Gesteinsstapel hat bisher ca. 15 bis 30 km betragen (Abb. 6.39) und die Gebirgswurzel sollte bei 1500 mNN Durchschnittshöhe in 50 km Tiefe liegen. Sie liegt aber bei 60 km Tiefe, so dass die Alpenhebung etwas zurückgeblieben ist und die Alpen noch höher aufsteigen können. Diese Vorgänge sind aber noch nicht geklärt. Die Hebung der Alpen beträgt heute 0,3 - 1,8 mm/a, mitverursacht durch die starke pleistozäne Erosion und durch die Gewichtsentlastung des vor 12.000 Jahren weit abgeschmolzenen Gletschereises der Würm-Kaltzeit (Kap. 6.8). Die Erosionsraten liegen heute zwischen 0,2 und 0,4 mm/a, die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei 0,5 mm/a und in den beiden Hebungszentren der Schweiz im Rheintal bei Chur und im Rhonetal bei Brig bei 1 mm/a, auch, weil sich dort die Flüsse schneller in die relativ weichen und oft

gering wasserdurchlässigen Bündnerschiefer einschneiden. Das sind 1000 m Nettohebung pro 1 Mio. Jahre. Im westlichen Alpenbogen ist die Hebung im Gleichgewicht zur Erosion und in den Ostalpen ist die Erosion etwas stärker. Der isostatische Ausgleich ist erreicht, wenn nach langer Abtragung die tief in den Erdmantel eingedrückte Erdkruste und Gebirgswurzel so weit aufsteigen konnte und abgetragen wurde, dass der Auftrieb wegfällt und die Krustenverdickung bei 35 - 40 km ausgeglichen ist. Ab dann, in vielleicht 30 - 40 Ma, wird das Restgebirge nur noch abgetragen. Das ist z.B. beim viel älteren und schon Ende der Perm-Zeit wieder abgetragen Variszischen Hochgebirge der Fall. Hochgebirge können nur bis zu einer bestimmten Grenze wachsen. Die immer stärker verdickte Kruste sinkt in den weichen Mantel tiefer ein, erwärmt sich und wird weich. Es kommt zur Delamination der unteren von der oberen Erdkruste und der unteren Lithosphäre vom weniger dichten oberen Teil und das dadurch hoch aufgestiegene Gebirge fließt unter seinem eigenen Gewicht in der Tiefe gravitativ auseinander. Darüber hinaus wird die mächtige Oberkruste brüchig und fällt auseinander. Dieser "Orogenkollaps" genannte Vorgang kündigt sich möglicherweise am Tibetplateau in Asien an. In den Alpen können heute auch noch Horizontalbewegungen von etwa 1,3 mm nach Nordosten gemessen werden.

Der starke plattentektonische Nord- und Nordwestschub von Afrika und von Adria/Apulia mit der Bildung der Pyrenäen, der Alpen und der Apenninen hat in Europa in Verbindung mit dem schwächeren Gegenschub der nordatlantischen Riftzone bei Island auch zur Bildung der Grabenbrüche des 1100 km langen **Europäischen-Känozoischen-Riftsystems** (European Central Rift System - ECRIS) beigetragen, das vom Viking- und Zentralgraben in der Nordsee über den Niederrheingraben, den Eger Graben im Osten, den Leine- und Hessengraben, den Oberrheingraben mit der Heraushebung von Vogesen und Schwarzwald bis zum Limagne- und zum Rhone-Bresse Graben im Süden Frankreichs und dort weiter ins Mittelmeer bis zum Valencia Trog verläuft. Diese Gräben markieren den Beginn des Auseinanderbrechens von Europa und stehen möglicherweise auch im Zusammenhang mit dem Rote-Meer-Graben und mit dem Jordan-Graben. Es kann aber nicht vorhergesagt werden, ob der europäische Kontinent im Zuge des weiteren Nordschubs von Afrika wirklich auseinanderbricht, oder sich wieder zusammenschiebt und ein neues Gebirge südlich der Alpen entsteht. Der Alpenschub verursachte und beeinflusst bis heute auch die Bildung vieler tektonischer Strukturen in Mitteleuropa bis hin zu den Britischen Inseln, z.B. die Bildung von tektonischen Gräben, Bruchschollen, Mulden- und Sattelstrukturen, Verwerfungen, Schichtverbiegungen, Gesteinsklüften und die Erdbebenaktivität. Die sehr aufschlussreiche Abb. 6.50-1 zeigt die heutigen Alpen, Apenninen und Dinariden mit den südeuropäischen, mit den adriatisch-apulischen und mit den ozeanartigen tektonischen Einheiten, sowie die aktuellen horizontalen und vertikalen Krustenbewegungen.

Für das Alter der Alpen können 4 Möglichkeiten rekonstruiert werden:

- 1) **Ab 240 Ma** kam es nach dem Aufbrechen des Superkontinents Pangäa und ab ca. 190 - 180 Ma mit der Öffnung des Mittelatlantiks zur Bildung der alpinen Ablagerungsräume in der westlichen Neotethys am Südrand von Eurasia. Es begann die Ablagerung von mächtigen Flachmeer-Sedimenten und von Tiefsee-Vulkaniten, deren Gesteine heute weite Teile der Alpen aufbauen.
- 2) **Vor 135 Ma** begann eine stärkere Einengung, als sich Adria/Apulia als eigenständige Mikroplatte von Afrika weg gegen den Penninischen Ozean und damit gegen Europa bewegte. Damit begann eine Ozean-Kontinent Kollision mit einer nach Süden und Südosten gerichteten Subduktion des Ozeanbodens unter das Ostalpin mit breiten Akkretions(Orogen)keilen und es kam zu Decken-Überschiebungen im Ostalpin.
- 3) **Vor 100 Ma** verstärkte sich diese Ozean-Kontinent Kollision durch die nun beginnende Nordwanderung von Afrika gegen Adria/Apulia und gegen Eurasia. Dabei kam es zu einer tiefen und südgerichteten Subduktion von großen Bereichen der Ozeanböden mit mächtigen Decken-Überschiebungen und Aufstapelungen. Das führte zu einer Krustenverkürzung und -verdickung mit einer starken und horizontalen Süd-Nord-Einengung des Gebiets und es begann die eigentliche Orogenese der Alpen.
- 4) **Vor 50 – 30 Ma** begann nach der Schließung der Penninischen Ozeane die Kontinent-Kontinent Kollision von Eurasia mit Adria. Die dabei entstandene Erdkrustenverdickung auf über 60 km am südeuropäischen Kontinentalrand führte ab 35 - 30 Ma in Verbindung mit mehreren Plattenabrissen zu einer starken isostatischen Hebung mit Erosion und vor ca. 10 - 7 Ma wurden die Alpen nach einer weiteren statischen Hebung zum heutigen Hochgebirge.

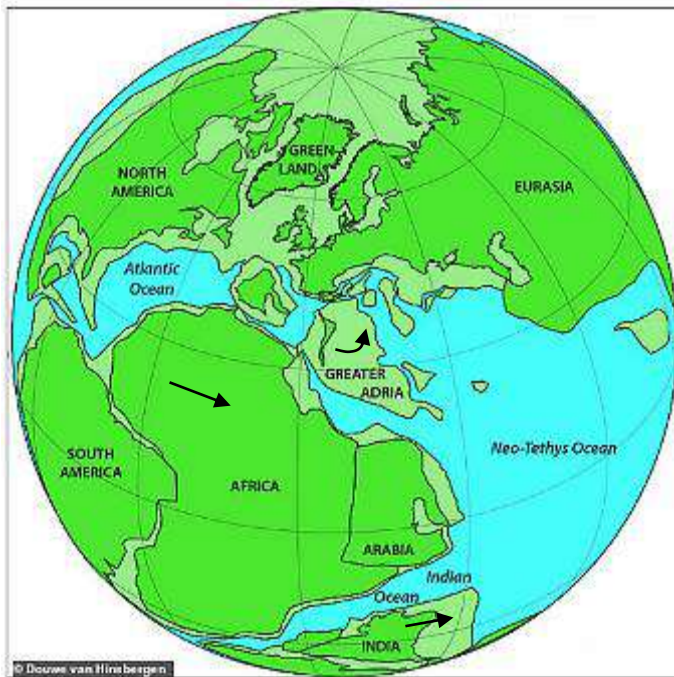
Häufig wird die 100 Ma-Marke als Geburtsdatum der Alpen genannt.

Die am Bau der Alpen beteiligten Gesteinskomplexe können bezüglich ihres Alters und ihrer Entstehung in sechs Gruppen eingeteilt werden (Abb. 6.31):

1. Ehemaliges prävariszisches und variszisches Gebirge (heute kristallines Grundgebirge aus Gneisen und Graniten): bei der variszischen Orogenese Karbon verformte und metamorph überprägte Gesteine. Der variszische Metamorphosegrad geht von schwachmetamorph bis eklogit- und granulitfaziell.
2. Bedeckung des Grundgebirges: vorwiegend mit Sedimentgesteinen und untergeordnet mit Vulkaniten aus Perm, Mesozoikum und Känozoikum.
3. Mesozoische Ophiolithe, also ehemalige Ozeanböden (Serpentinit, Gabbro, Basalt).
4. Sedimentbedeckung der mesozoischen Ozeanböden.
5. Paläogene und neogene Intrusiva, meist Tonalit und Granodiorit, v.a. entlang der Periadriatischen Bruchzone.
6. Posttektonische Sedimentbedeckung mit untergeordneten Vulkaniten, meist im Paläogen und Neogen.

Nr. 1 bis 4 können alpin metamorph oder unmetamorph vorliegen („alpin“ bedeutet, dass die Metamorphose während der alpinen Orogenese stattfand, also seit dem Späten Jura). Das ehemalige variszische Gebirge ist auch oft polymetamorph, d.h. es hat mehrere Zyklen von Metamorphosen bei vorangegangenen Gebirgsbildungen mitgemacht.

Text verändert aus: N. Froizheim, *Geologie der Alpen Teil 1: Allgemeines und Ostalpin*, Univ. Bonn.



"Greater Adria"

In einer Veröffentlichung von 2019 wird die Adriatisch-Apulische Mikroplatte zusammen mit dem großen südlichen und östlichen Teil "Greater Adria" genannt und als "heute nahezu versunkener Mikrokontinent" bezeichnet. Greater Adria (Adria-Apulia) wurde von der Trias bis zur Kreide überwiegend von tropisch-warmen Flachmeeren mit Riff-Lagunen bedeckt und es kam dort zu mächtigen Kalk-, Dolomit- und Mergelablagerungen aus Flachwasser-, Becken- und Riffschutt-Sedimenten. Dieser kleine Kontinent begann sich vor etwa 160 Ma vom Afrika abzulösen, ist zunächst noch nach Osten und dann nach Norden gewandert. Vor 120 Ma stieß Greater Adria mit Europa und mit Kleinasien zusammen und die im Norden an der Oberfläche abgelagerten marinen Sedimente wurden bei dieser Kollision abgeschabt und bilden heute die Südalpen und die Dinariden. Ein südlich gelegener Teil bildet einen Streifen von Turin über den Apennin und die Adria bis zum italienischen Stiefelabsatz. Der größte Teil dieser Lithosphärenplatte wurde aber bei der alpinen Kontinentkollision stark fragmentiert und unter Südeuropa bis zu 1500 km tief in den Erdmantel gezogen. Reste der abgeschabten Plattenfragmente (u.a. Ophiolithe - Meeresboden) sind in den Gebirgen der Balkanstaaten, in Griechenland und in der Türkei bis hin zum Kaukasus erhalten geblieben. (Abb. 6.26-1). Hellgrün = überflutete Schelfbereiche.

Abb. 6.26: Lage von "Greater Adria" in der westlichen Bucht des Neotethys Ozeans vor 140 Ma.

Grafik ergänzt aus: Douwe van Hinsbergen et al. (2019).

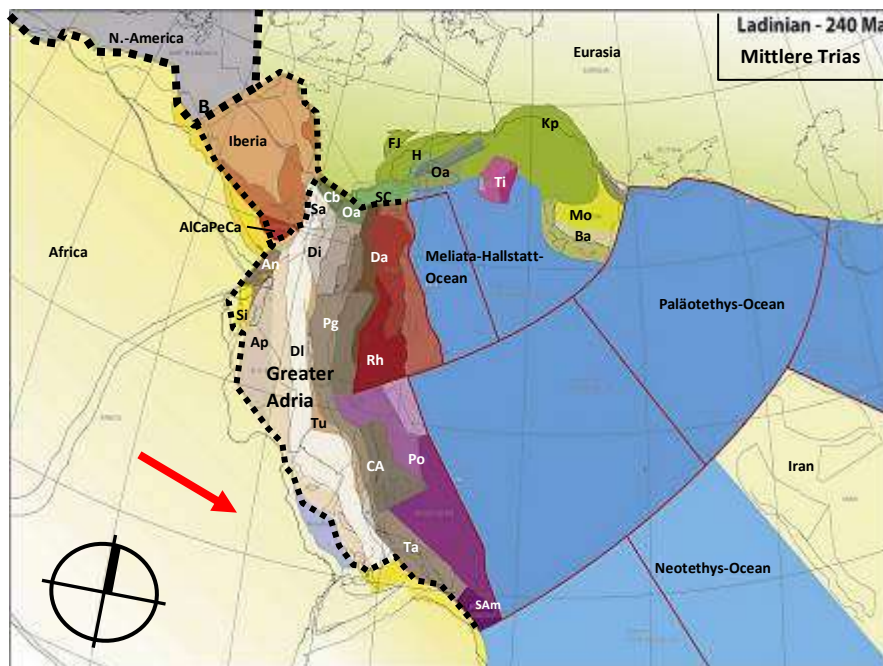
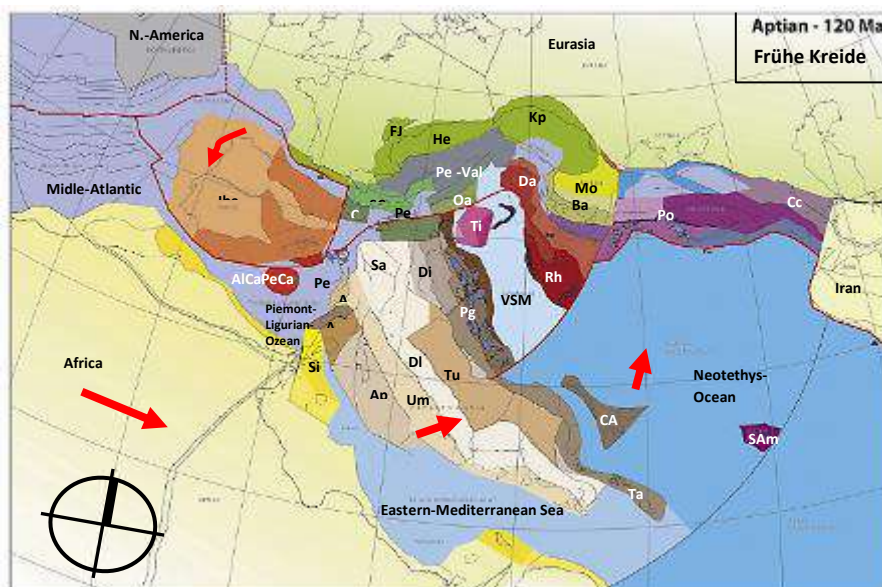


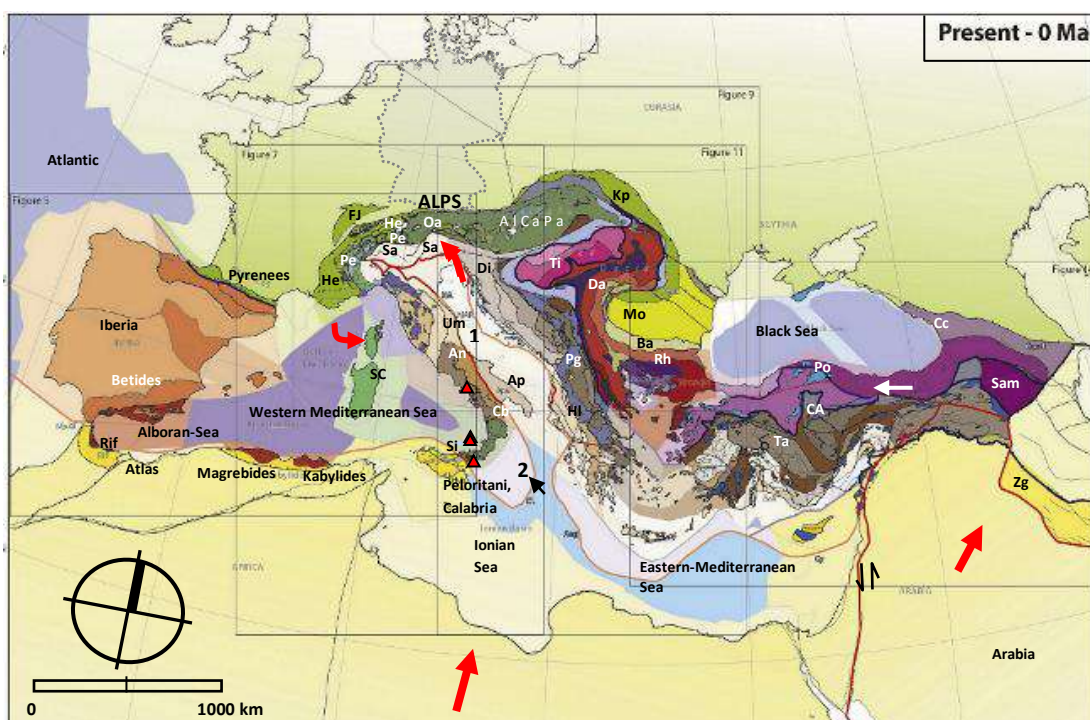
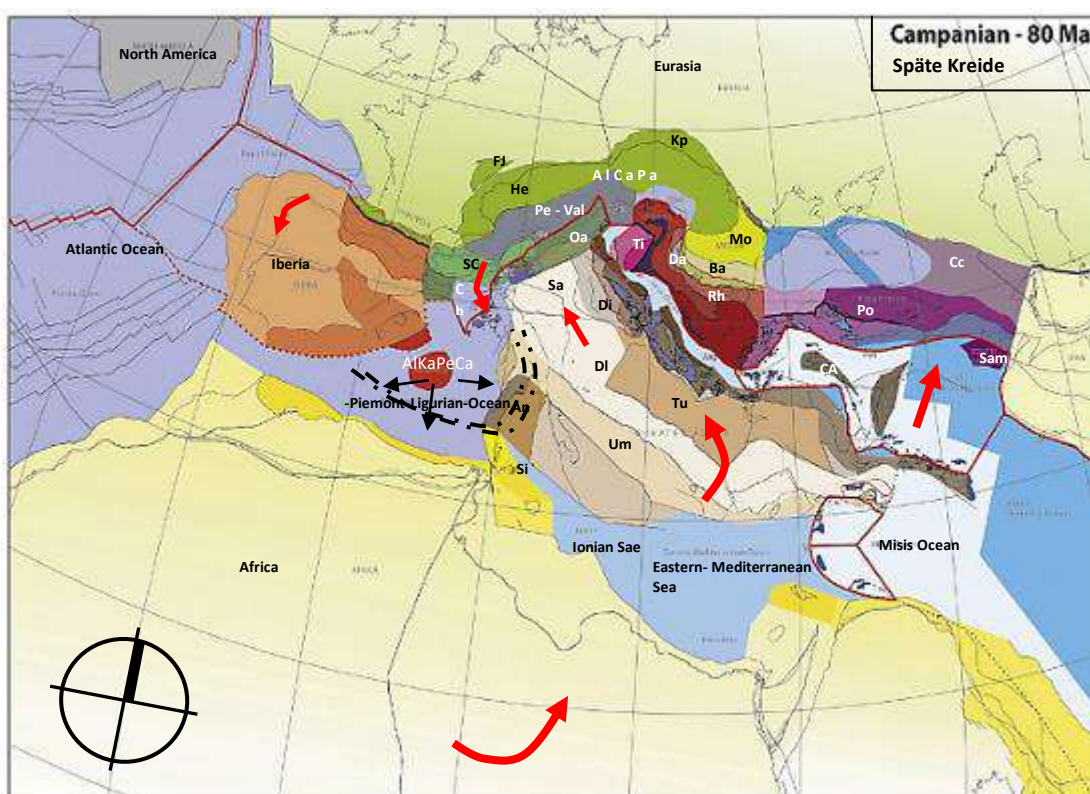
Abb. 6.26-1: Greater Adria, 240 Ma – Present.

Die Wanderung der Sedimentationsgebiete und der Plattenfragmente von Greater Adria vor 240, 140, 120, 80 Ma und die heutige Lage.

- AlCaPa Alpine-Carpatische-Pannonische Region
- AlKaPeCa Alboran, Kabylia, Peloritani, and Calabria
- An Apennin
- Ap Apulia
- B entstehende Bruchzonen vom sich öffnenden Mittelatlantik nach Osten
- Ba Balakniden
- CA Central Anatolia
- Cb Calabria
- Cc Caucaisa
- Da Dacia
- Di Dinariden
- DI Dalmatia,
- FJ Falten-Jura
- He Helvetikum
- Grün europäischer passiver Kontinentalrand
- HI Heleniden
- Kp Karpaten
- Mo Moesia
- Oa Ostalpin,
- Pe Penninikum
- Pg Pelagonia
- Po Pontiden
- Rh Rhodopia
- Sa Südalpin,
- SAm Süd-Armenien
- SC Sardinia-Corsica, Briançonnais
- Si Sicilia
- Ta Tauriden
- Ti Tisza
- Tu Tuscan
- Um Umbria
- Val Valais
- VSM Vardar-Sava-Meer
- Zg Zagros



Fortsetzung nächste Seite.



AlKaPeCa = südost-iberischer Kontinentsplitter (Terrane), der vor ca. 20 Ma zerfallen und dessen Fragmente nach Nordafrika und Sizilien-Süditalien gewandert sind, -> Alborán-Meer, Costa del Sol in Spanien, Kabylides in Algerien, Monte Peloritani auf Sizilien und Calabria in Süditalien.

AlCaPa = Alpine-Carpatische-Pannonische Region. Zusammengesetztes Terrane und geologische Einheit der östlichen Ostalpen, der Westkarpaten und mit penninischen Teilen. Zeigt bedeutende Einblicke in die dortige Alpengeologie.

▲ zugehörige Vulkane der Liparischen Inseln und Vesuv/Phlegreärische Felder. Der Ätna auf Ost Sizilien ist vermutlich ein basaltischer Hotspot-Vulkan. Neben der Bedrohung durch einen Ausbruch besteht dort auch die Gefahr eines großen Erdbebens mit Tsunami, wie er vor 8000 Jahren schon einmal vorgekommen ist. 1 = heutige Flyschablagerung aus dem Apennin. 2 = Subduktion ozeanischer Kruste der Resttethys mit Akkretionskeil.

Die paläotektonischen Karten verdeutlichen die Verschiebungen und Fragmentierungen der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte und weiterer Mikroplatten im Zuge der Alpenbildung und zeigen die tektonische Komplexität der alpinen Gebirge von Nordafrika bis nach Vorderasien. Detaillierte Beschreibung der Vorgänge siehe Abb. 6.29-1.

Grafiken ergänzt. Details und die umfangreiche Kartenlegende sind nachzulesen bei: Douwe J.J. van Hinsbergen et al. (2019): *Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic*. – Univ. Utrecht/NL, *Gondwana Research* 81, 2020, Elsevier und DIE WELT.

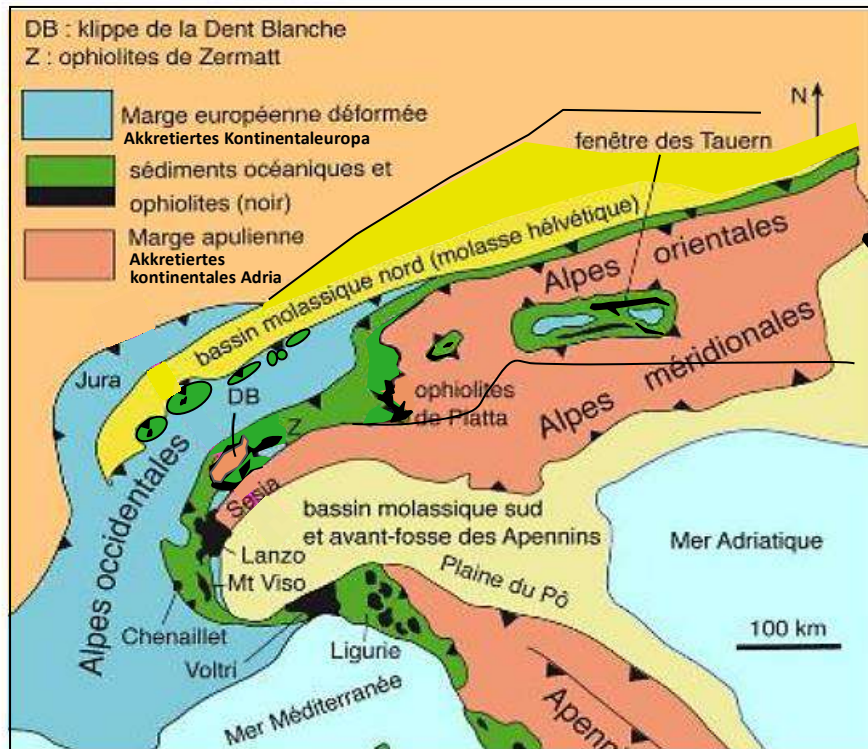
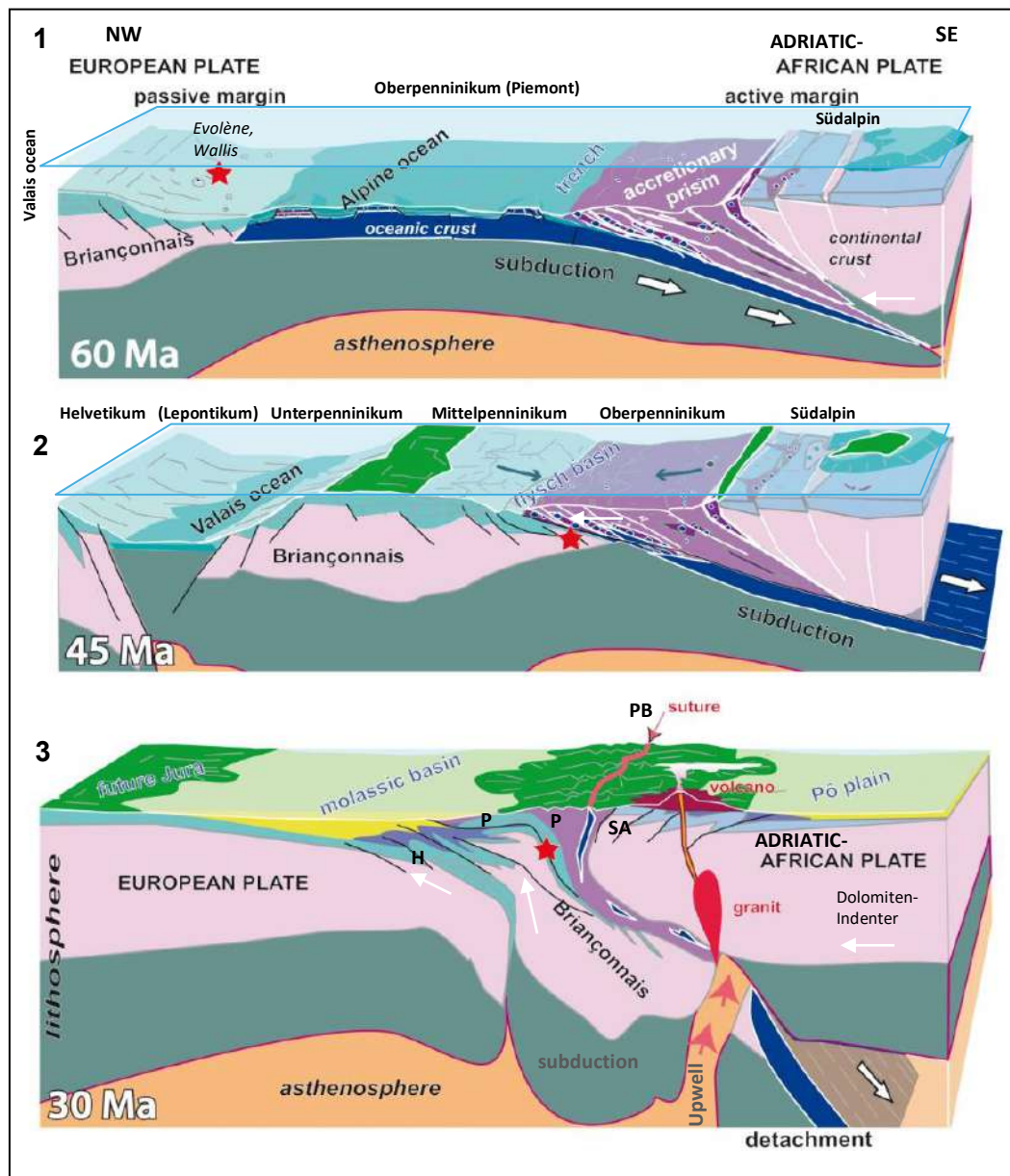


Abb. 6.28: Geographische Grobgliederung der Alpen mit dem penninischen Ophiolith-Gürtel. Die Karte zeigt die West-, Ost- und Südalpen mit den Molassegebieten. Grün und Schwarz hervorgehoben sind die an der Oberfläche liegenden ozeanischen Sedimente des Penninikums mit den Ophiolithen (Ophiolith-Gürtel, Abb. 6.34). Die Ophiolithe markieren hier die Suture (Naht) der kollidierten Kontinente Adria/Apulia und Europa. Größere Ophiolith-Vorkommen gibt es auch in den alpinen Gebirgen der Apenninen, auf dem Balkan, in Griechenland und in der Türkei (Abb. 6.50-1).
Grafik ergänzt aus: Christian Nicollet: *TP Alpes: reconstitution de L'histoire géologique, BCPST et 2 Géologie* Ed Dunod Géosciences Ed Berlin.

Abb. 6.29: Paläotektonische 3D-Rekonstruktion der Schließung des Penninischen Ozeans für den Bereich Wallis, Westschweiz.

Ab ca. 120 Ma wurde der oberpenninische Ozeanboden aus Magmatiten und Tiefseesedimenten durch den Nordschub der Adriatisch-Apulischen Platte nach Süden und Südosten unter diese tief subduziert und es begann die Schließung dieses Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision). Im Bereich der heutigen Westschweiz und in Ostfrankreich gab es kein Ostalpin.



(1, 2) Zur Zeit der zweiten Kompressionsphase der Alpenbildung wurden vor ca. 55 bzw. 45 Ma der oberpenninische Piemont-Ozean und der unterpenninische Valais-Trog geschlossen. Die Bildfolge zeigt diese Subduktion mit der Bildung eines Tiefseegrabens mit Flyschbecken und mit der Bildung von Akkretionskeilen (accretionary prism). Die dabei abgeschabten und abgescherten ozeanischen Sedimente und Magmatite wurden in den Erdmantel versenkt, metamorphosiert, überschoben und später teils als penninische Gesteinsdecken wieder gehoben und nach Norden und Westen über das dabei mitüberschobene Briançonnais und über das Helvetikum auf den Südrand der Europäischen Platte geschoben.

(3) Vor 35 - 32 Ma hat ein Plattenabriss in der Tiefe bei der Kontinent-Kontinent Kollision die damals beginnende isostatische Hebung über den Meeresspiegel und damit die Erosion der Alpen noch beschleunigt. Material aus der Asthenosphäre konnte aufsteigen und hat granitische Plutone und Vulkanite in und auf der Erdkruste gebildet.
PB = Periadriatische Bruchzone, Trennung zwischen Europäischer und Adriatischer Platte; H = Helvetikum; P = Penninikum; SA = Südalpin; ★ Lage der Gemeinde Evolène im Wallis.

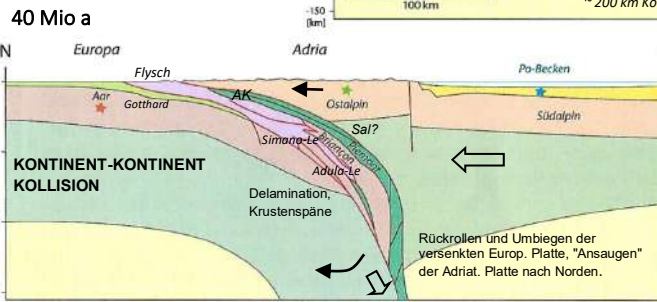
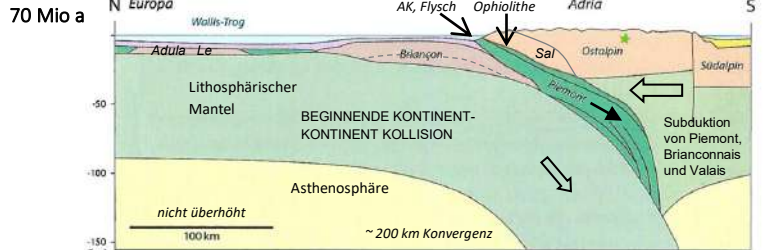
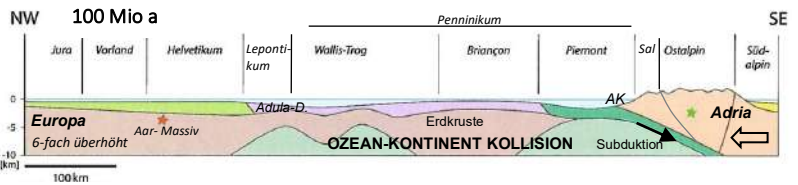
Grafik ergänzt aus: Evolène Geo. *Geology of Val d'Herens. Evolène-Région Tourisme. Place du Clos Lombard 6, 1983 Evolène, Wallis, Swiss.* <https://www.evolene-geologie.ch/geology/geology-herens-159.html>

Gebirgsbildung im Bereich der Ostschweiz

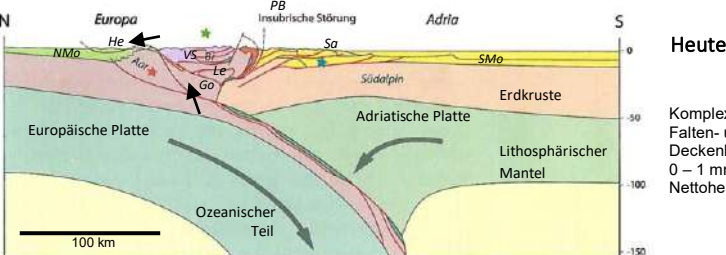
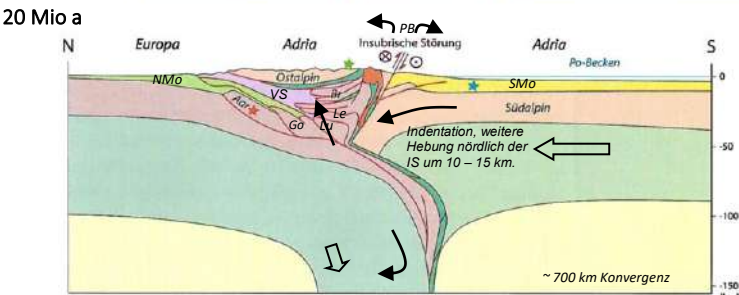
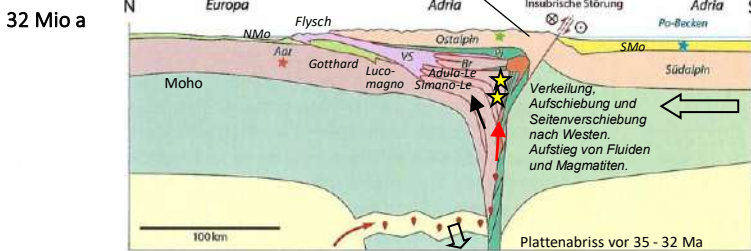
Durch den Nordschub von Adria/Apulia und etwas später auch von Afrika begann sich der oberpenninische Piemont-Ozean vor ca. 130 Ma an einer nach Süden und Südosten unter das Ostalpin abtauchenden Subduktionszone wieder zu schließen.

Der Piemont-Ozean ist fast geschlossen. Die basaltisch-ozeanische Kruste mit den Tiefseesedimenten und das Salassikum wurden unter der Bildung eines Akkretionskeils (AK) übereinander geschoben, großteils in den Lithosphärischen Erdmantel gezogen (subduziert), überschoben, gestapelt und unter Hochdruck oft in Eklogite metamorphosiert. Teile davon wurden später wieder etwas gehoben (obduziert) und von den ostalpinen Gesteinsdecken weiter überschoben. Im teils flach- und teils tiefmarinen Briançonnais hat ebenfalls die Subduktion begonnen. In den langgezogenen aber schmalen Tiefseegräben am Subduktionsrand wurde der Erosionsschutt als Flysch abgelagert. Der Flysch wirkte wegen seines hohen Tongehalts wie ein Schmiermittel und unterstützte als Deckentrenner das Gleiten der Überschiebungsdecken.

Der Piemont-Ozean, die mittelpenninische Briançonnais-Schwelle und der unterpenninische Valais-Trog wurden komplett von der Adriatischen Platte überschoben und die penninischen Ozeane sind verschwunden. Die versenkten ozeanischen und kontinentalen Krustenteile und die zugehörigen Sedimente wurden in der Tiefe weiter überschoben und liegen als oft metamorphe Gesteine unter den ostalpinen Überschiebungsdecken. Die Subduktion und Unterplattung hat den europäischen Kontinentalrand erreicht und die Umbiegung der Iberischen und der Europäischen Platte wanderte weiter nach Norden (Plattenrückrollgebirge, Abb. 6.6).



Ab 35 Ma wurde die Europäische Platte stärker in die alpine Subduktion miteinbezogen und verlangsamt diese wegen ihrer größeren Steifigkeit. Die sich im Alpenraum zunehmend aufgestapelte und stark verdickende Erdkruste drückte sich tief in den südeuropäischen Erdmantel ein und der isostatische Ausgleich und Aufstieg aus dem Meer in Verbindung mit der Abtragung begann. Viele subduzierte und sich lösende Erdkrustenspane wurden übereinandergestapelt, stiegen wieder auf und bildeten Überschiebungsdecken.



Heute

Komplexer Falten- und Deckenbau mit 0 - 1 mm/a Nettohebung.

NMo Nordalpine Molasse, Sande, Mergel, Kiese
SMo Südalpine Molasse, Sande, Mergel, Kiese
Sa Südalpin, Magmatite, Sedimente
Sal Salassikum, Kristallin
Pi Piemont (Oberpenn.), Bündnerschiefer, Ophiolithe, Kristallin
Br Briançonnais (Mittelpenn.), Sedimente, Krist.

Le Lepontikum, Kristallin, Sedimente
VS Valais (Unterpenninikum), Sed., Bündnerschiefer
Go Gotthard-Decke (oberhelvetisches Kristallin)
He Oberhelvetikum, Sedimente, oft Karbonate, Flysch
Aar Aar-Massiv (unterhelvetisches Kristallin)
PB Periadriatisches (Insbrisches) Bruchsystem
AK Akkretionskeil, Flysch

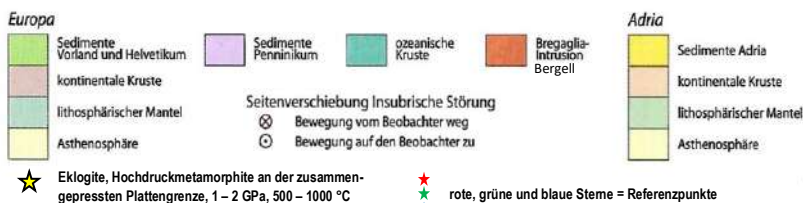


Abb. 6.29-1: Profilschnitte und paläotektonische Rekonstruktion für den Bereich der Ostschweiz von der Späten Kreide-Zeit bis heute.

Die nicht überhöhten Profilschnitte zeigen die Entwicklung der Deckentektonik im Bereich der Ostschweiz und in Norditalien von vor 100 Ma bis heute. Die Teile des Penninischen Ozeans schlossen sich vor ca. 55 - 45 Ma in Etappen. Die mächtigen Sediment- und Basaltgesteine der breiten alpinen Ablagerungsräume und Teile des kristallinen Basements wurden über die Jahrmillionen durch den Schub der Adriatisch-Apulischen Platte und des afrikanischen Kontinents subduziert, zusammengeschoben, z.T. wieder obduziert, gefaltet und überschoben. Seit 34 Ma werden diese Gesteine im Zusammenhang mit Plattenabbrissen zum heutigen Alpengebirge gehoben und der Abtragung ausgesetzt.

Grafiken ergänzt aus: O.A. Pfiffner (2019): *Landschaften und Geologie der Schweiz*, 1. Aufl., Haupt, Bern.

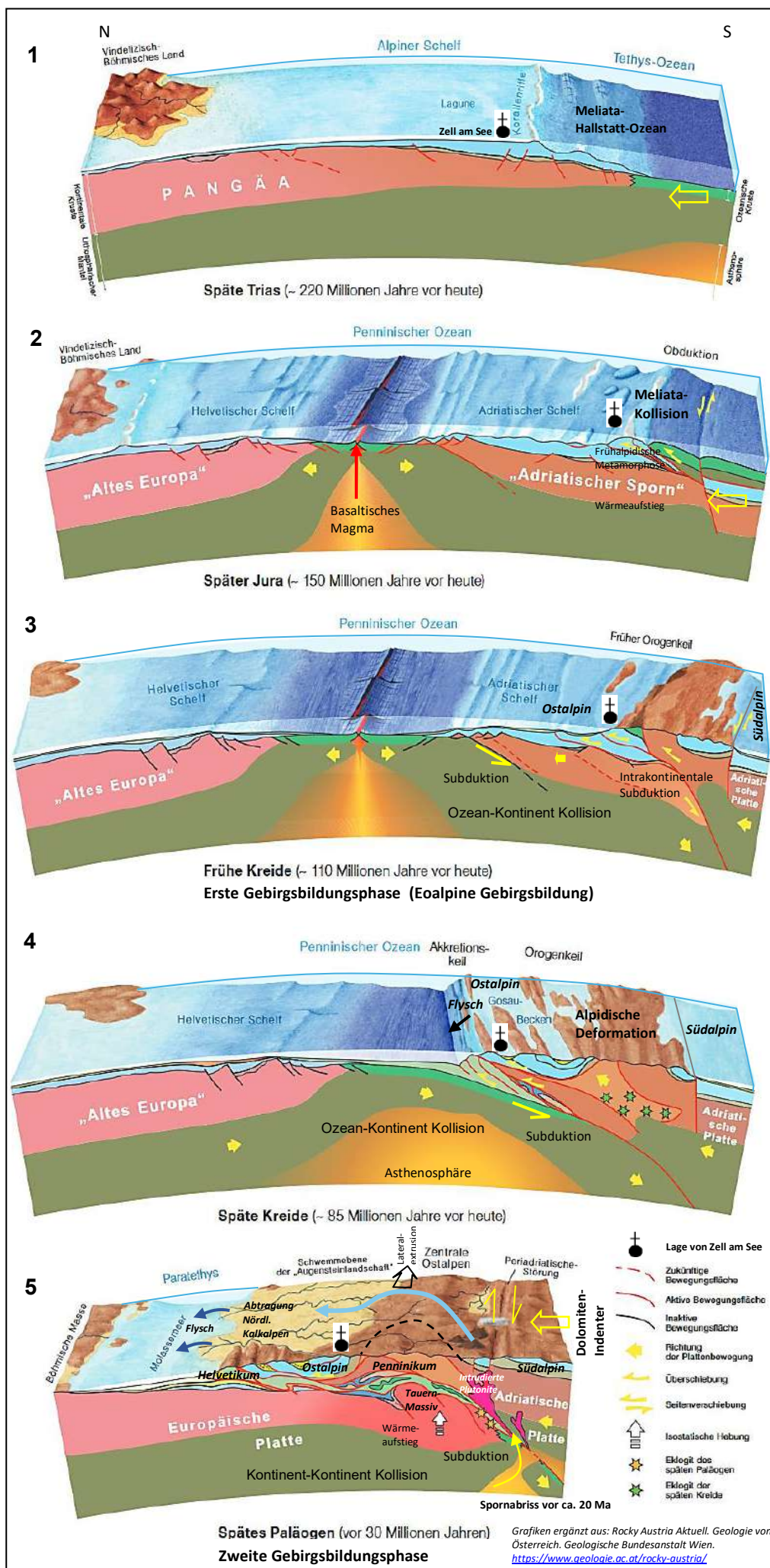


Abb. 6.30-1 Paläotektonische 3D-Rekonstruktion der Bildung und Schließung des Penninischen Ozeans für den Bereich der Ostalpen (Tauernfenster).

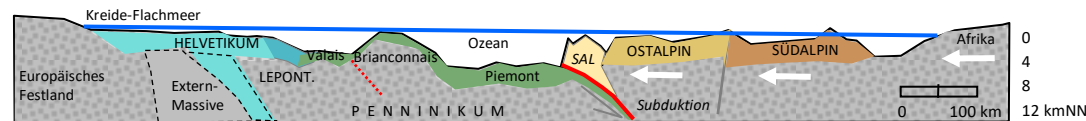
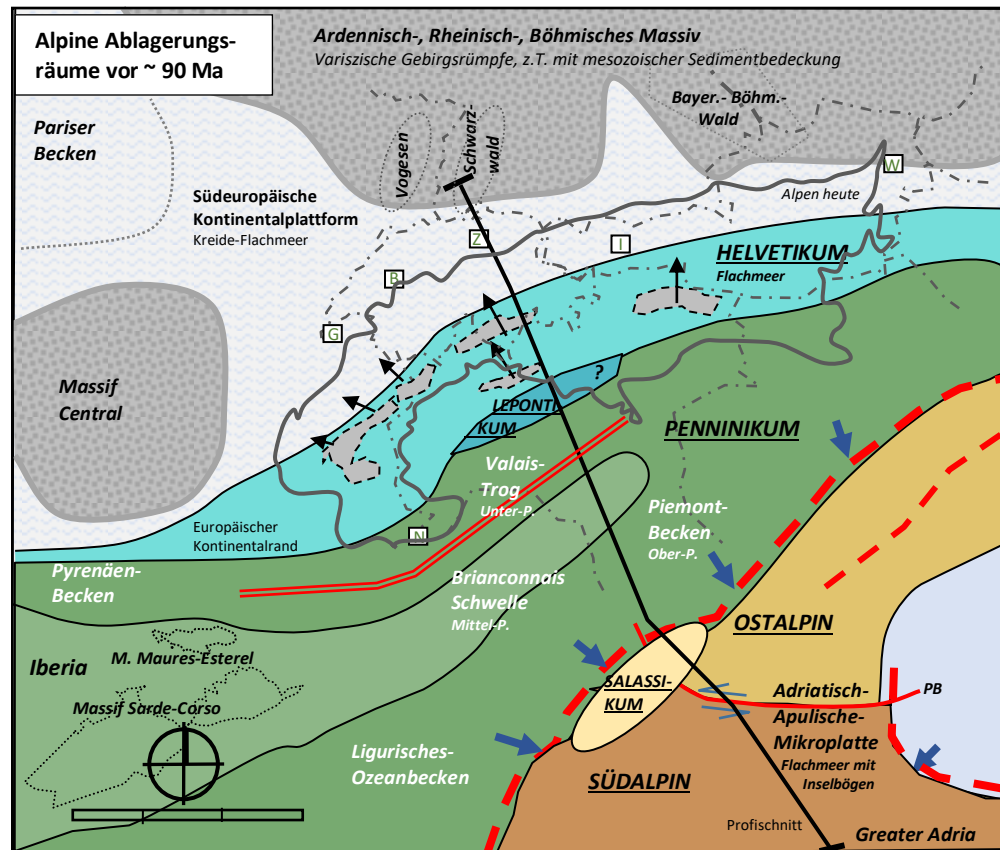
(1) In der Trias-Zeit lag südlich des Vindelizisch-Böhmischen Landes der alpine Kontinentalschelf als warmes und flach-lagunäres Randmeer des tiefen und westlichen Tethys-Ozeans. Dort wurden in Gezeitenbereichen (Watt) und in Flachmeeren große Mengen an Kalkschlämmen mit Kalkschalenresten von Meerestieren (Algen- und Schwammriffe, Muscheln, Brachiopoden etc.) und mit Tonen und Tonmergel abgelagert, die zu Gesteinen verfestigt heute die Kalkalpen bilden.

(2) In der Jura-Zeit kam es mit der Ostwanderung von Afrika im Zuge des Zerfalls des Superkontinents Pangäa und mit der Öffnung des Mittelatlantiks im westlichsten Ausläufer der Neotethys zu einer Erdkrustendehnung. Dort entstand zwischen Europa und Adria/Apulia der Oberpenninische Ozean, dessen dünne Erdkruste sich durch Riftbildungen mit dem untermeerischen Austritten basaltischer Magmatite stetig verbreitert hat. Der kontinentale Flachmeer-Südrand von Europa wird Helvetischer Schelf bzw. -Sedimentationsraum genannt. Südlich des tiefmarinen Penninischen Ozeans befand sich auf dem Adriatischen Sporn seit der Mittleren Trias ein kontinentaler Flachschelf mit den ostalpinen und südalpinen Sedimentationsräumen. Vom Meliata-Ozean ausgehend gab es erste Überschiebungen auf den Adriatischen Schelf.

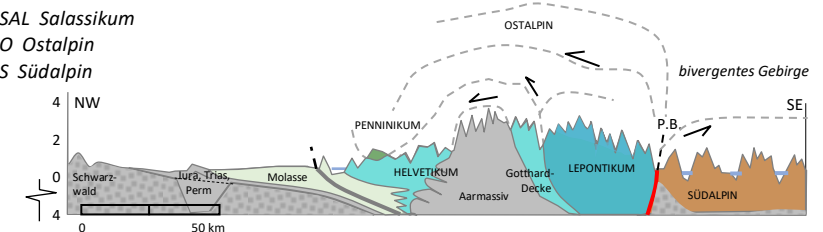
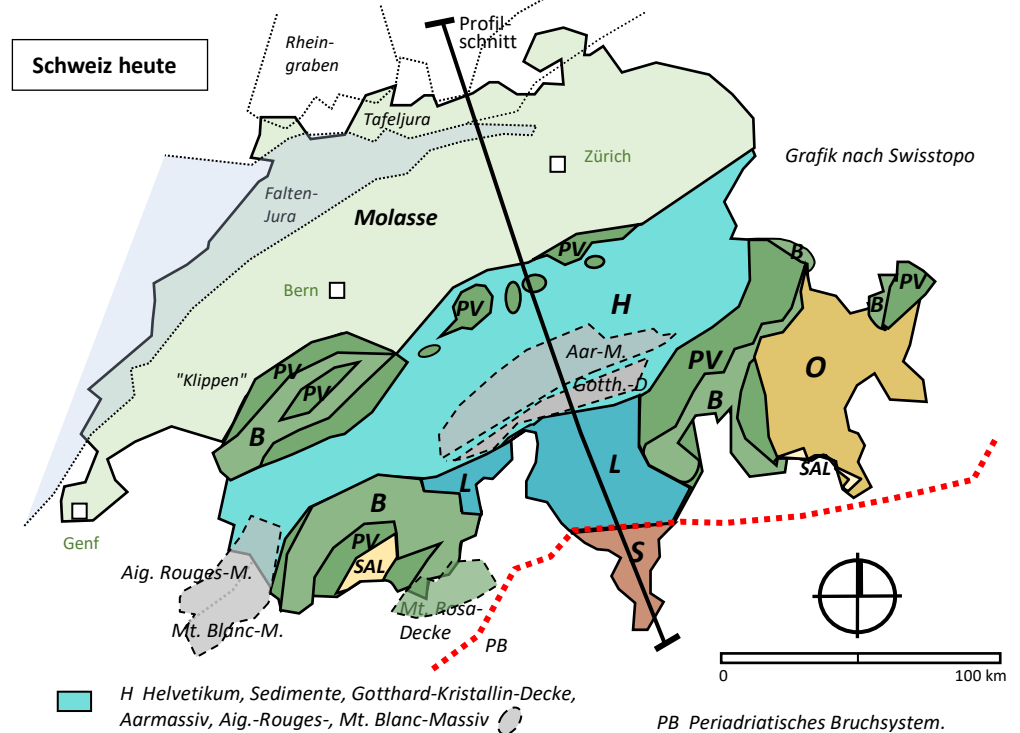
(3) Die Sedimentablagerungen auf den Schelfgebieten und die sedimentär-magmatischen Ablagerungen in den tiefen Ozeanen wurden breiter und mächtiger. Mit der Überschiebung eines Teils der Adriatischen Platte auf den adriatischen (ostalpinen) Schelf und dessen Subduktion kam es zur ersten Gebirgsbildungsphase mit Überschiebungen und Auffaltungen und zur Bildung erster Festländer. Die Schließung des Penninischen Ozeans durch diesen Plattenschub von Südosten begann.

(4) Der Oberpenninische Ozean wurde durch den Schub der Adriatischen Platte vor 85 Ma schon deutlich verkleinert und verschwanden vor ca. 55 Ma. An der Subduktionszone bildete sich ein mächtiger Akkretionskeil aus den abgeschabten Ablagerungen mit einer Tiefseerinne und mit Flyschsedimenten aus der Abtragung der aufsteigenden Inseln und Festländer. Der penninische Ozeanboden gestaut und in den Erdmantel unter die Adriatische Platte gezogen. In der Tiefe kam es zur Überschiebung und zur metamorphen Umwandlung der versenkten Gesteine (Eklogite). Im Gosau-Becken wurde von der Späten Kreide bis ins Eozän der Abtragungsschutt der bergig aufgestiegenen Inselwelt abgelagert.

(5) Die Adriatische Platte mit dem Ostalpin wurde weit nach Norden auf den Südrand der Europäischen Platte geschoben und hat, in mehrere Decken zerlegt, die Ablagerungen des Helvetikums und des darüberliegenden Penninikums überschoben (Kontinent-Kontinent Kollision). Der Dolomiten-Indenter schob sich nach Norden und hat die Lateralextrusion der Ostalpen ausgelöst (Abb. 6.23). Damit begann sich vor 50 Ma der Kristallindom unter den Tauern zu heben und das Oberostalpin ist von dort weit nach Norden "abgeglitten". Mit der Subduktion und mit dem Abreißen des europäischen Plattensporms im Erdmantel vor 33 - 30 Ma beschleunigten sich die Hebung mit der Abtragung und die Ablagerung der Erosionsprodukte ging vom schmalen und tiefen Flyschstadium in das flache und breiter werdende Molassestadium in den Vorländern der Alpen über. Weitere Plattenabriss in den Ost- und Westalpen unterstützen diese zweiten Gebirgsbildungsphase mit der Haupthebung vor 25 - 10 Ma zum heutigen Hochgebirge.



Schweiz heute



Europäisches Festland in der Frühen Kreide-Zeit.

Alpine Ablagerungsräume, Tief- und Flachmeere mit Inseln.

Lage der Extern/Internmassive während der Kreide-Zeit.

Subduktionszone unter das Süd- und Ostalpin.

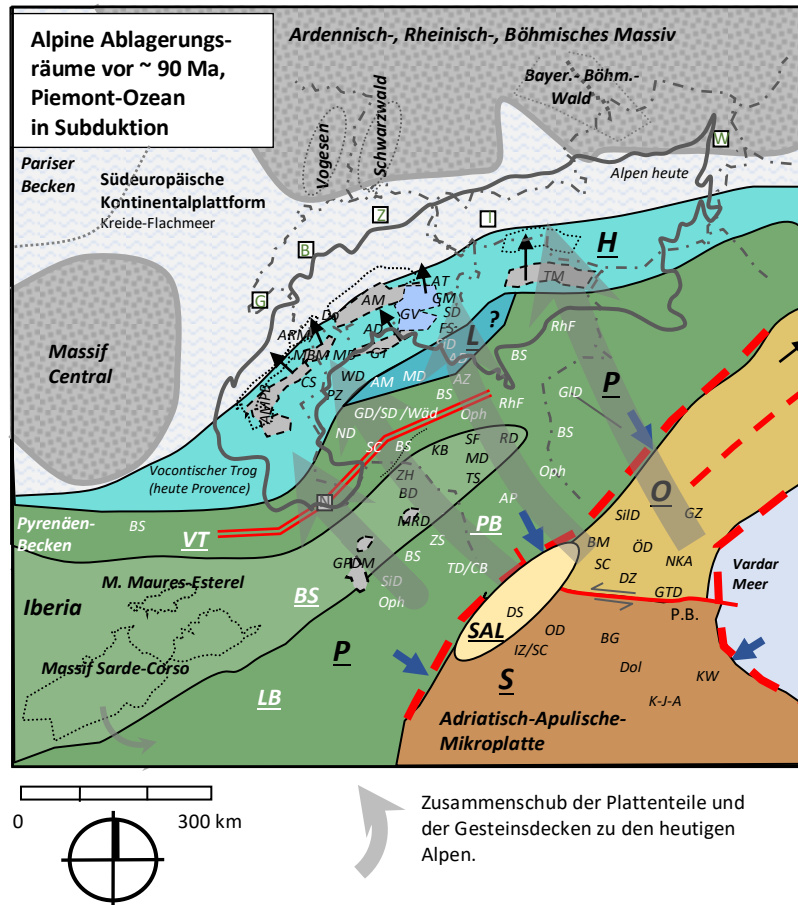
Heutige Umgrenzung der Alpen.

Lage der Alpenländer und Orte.

Abb. 6.30-2: Paläotektonische Karte der alpinen Ablagerungsräume und Meere zur Zeit der Kreide-Zeit und Karte der heutigen Lage der Gesteine und Überschiebungsdecken im Schweizer Alpenraum.

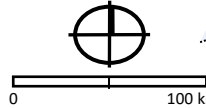
Abb. links: Schematische Karte der paläotektonischen Verhältnisse am südlichen Rand von Ur-Europa. Dargestellt sind die alpinen Ablagerungsräume während deren Nord- und Nord-Westverschiebung durch die Gebirgsbildung und die Lage der kristallinen Massive (vgl. mit Abb. 6.27, 27-1). Zwischen der europäischen Kontinentalplattform mit dem flachen Kontinental-Randmeer (Helvetikum) und dem apulisch-adriatischen Kontinental-Flachmeer mit dem Ostalpin und dem Südalpin liegt der tiefe und sich durch Plattensubduktion schon schließende Penninische- (Piemont-Ligurische) Ozean mit dem Valais-Trog, getrennt durch die flachmarine Iberia-Briançonnais-Schwelle.

Abb. rechts: Die heutige Situation mit der Lage der alpin-tektonischen Gesteinseinheiten in der Schweiz nach deren Überschiebung, Aufstieg und Erosion zum bivergenten (nach Norden und Süden überschobenen) Hochgebirge. Die überhöhten Profilschnitte unten sollen die Dreidimensionalität veranschaulichen. Man beachte die unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Maßstäbe.



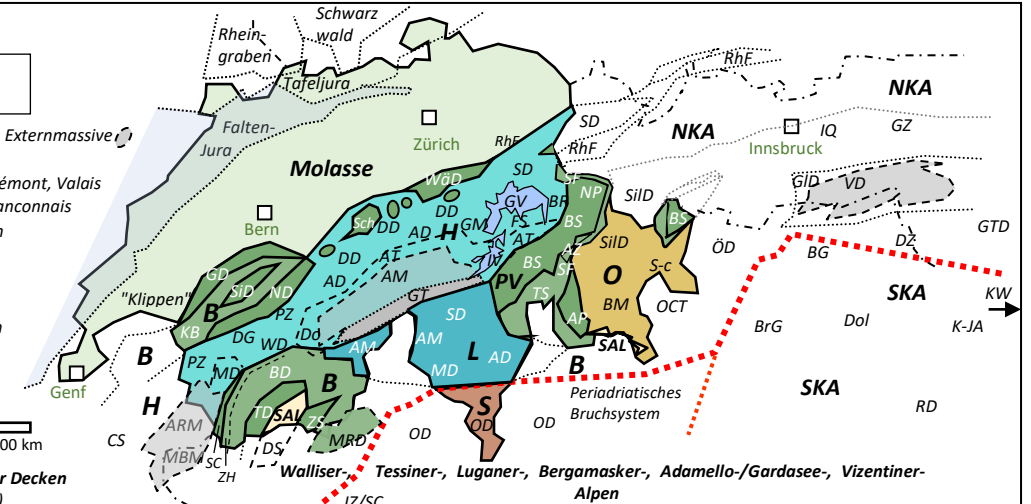
Schweiz heute

- H Helvetikum, Externmassive
- L Lepontikum
- PV Pennin.: Piémont, Valais
- B Pennin.: Briançonnais
- Sal Salassikum
- O Ostalpin
- S Südalpin
- Autochthon, Parautochthon



Auswahl tektonischer Decken (jeweils alphabetisch)

Unter- und Ober-Helvetikum	AD-DD-SD Axen-, Drusberg-, Säntis-Decke (OH)
	AT Autochthon, Parautochthon, Tschep-Schuppe (UH)
Lepontikum	BR Bad-Ragaz-Decke (UH)
	CS Chaines Subalpines (UH)
Penninikum	DG Diablerets-, Mt. Gond-, und Gellhorn-Decke (OH)
	FS Subalpiner Flysch und Sardona-Decke (UH)
Valais Unterpenninikum	GM Glarner-(Schilt), Mürtchen-Decken (OH)
	GT Gotthard- und Tavetscher-Kristallin-Decke (OH)
Briançonnais Mittel-	GV-IV Glarner-, Ilanzer-, Tavetscher Verrucano (OH)
	MD-Do Morcles-, Dolden-Decke, Autochth.-Paraut. (UH)
Piémont Ober-	PZ Pillon-Melangezone (OH)
	WD Wildhorn-Decke (OH)
Südalpin	AM Antigorio-, Mt. Leone-, Lebendun-Decke
	AD Adula-Decke
Valais Unterpenninikum	MD Maggia-Decke
	SiD Simano-Decke
Briançonnais Mittel-	BS viele Bündnerschiefer - Schistes-Lustres (Aul-, Vals-, Tomül-, Grava-Decke) und Misoer Zone
	GD-Sch-WäD Gurnigel-, Schlieren-, Wägitaler- D. (Flysch)
Piémont Ober-	GID Glockner-Decke
	NP Nordpenninischer Flysch (Prättigau-Flysch)
Südalpin	ND Niesen-Decke (Flysch)
	Oph wenige Ophiolithe
Briançonnais Mittel-	RhF Rhenodanubischer-Flysch (Üntschen-, Sigiswang-Decke)
	SC Zone Sion-Courmayeur
Piémont Ober-	BD Bernhard-Decke = Siviez-Mischabel-D., Mt.-Fort-Decke
	KB Klippen-, Breccien-Decke
Südalpin	MRD Mt. Rosa-Kristallin-Decke
	SF Schamser-, Falknis-, Sulzfluh-, Tasna-Decke
Briançonnais Mittel-	TS Tambo-, Suretta-Decke
	ZH Zone Houllière-Decke, Pontis-Ruginenta-Decke
Piémont Ober-	AP Avers-, Plata-Decke
	AZ Arosa-Zone (Oph)
Südalpin	BS Bündnerschiefer (ZS, TD)
	Oph Ophiolithe (ZS, TD)
Briançonnais Mittel-	SiD Simmen-Decke (Flysch)
	TD Tsaté-Decke mit Frilhorn- und Cimes Blanches-Decke (CB)
Piémont Ober-	ZS Zermatt-Saas-Decke (Schistes-Lustres, Ophiolithe etc.)



Sal.	DS Dt. Blanche-, Mt. Mary-Decke, Sesia-Zone mit Diorit-Kinzigit-Zone im Wallis und im Piemont. Margna-, Sella-Decke (MS) in der Ostschweiz
Unter- und Oberostalpin	BM Bernina-, Err-, Ela-Decke (Unterostalpin -UO)
Unter- und Oberostalpin	DZ Drau-Zug, Nord-Karawanken (Wurzel Oberostalpin -OO)*
	GTD Gurktaler-Decke (OO)
Südalpin	GZ Grauwacken-Zone (OO)
	IQ Innsbrucker Quarzphyllit (UO, OO ?)
Südalpin	NKA Nördliche Kalkalpen (Inntal-, Lechtal-, Allgäu-Decke) (OO)
	OCT Ortler-, Campa-, Tonale-Decke (OO)
Südalpin	ÖD Ötztal-Decke (OO)
	S-c S-charl-Decke (OO)
Südalpin	SiLD Silvretta-Decke (OO)
	BG Brixen-Granit
Südalpin	BrG Brenta-Gruppe*
	Dol Dolomiten* (Brixner Quarzphyllit, Bozener Quarzporphyr, permomesozoische und kanozoische Sedimente - SKA)
Südalpin	IZ/SC Ivrea-Zone, Strona Ceneri-Zone
	K-JA Karnische- und Julische Alpen*
Südalpin	KW Süd-Karawanken*
	OD Orobische Decken
Südalpin	* = Südliche Kalkalpen (SKA)

Auswahl Kristallin-Massive

Helvetikum	AM Aar-Massiv, Gneise, Migmatite, Gneise (UH)
Helvetikum	GT Gotthard-Tavetsch-Decke (OH) siehe helvetische Decken
	AMPB Argentera/Mercantour-, Pelvoux-, Belledonne-Massiv (UH)
Helvetikum	ARM/MBM Aiguilles-Rouges-, Mont-Blanc-Massiv (UH)
	VD Venediger-Kristallin-Deckensystem im Tauernfenster (UH)
Bri.	GPDM Gran-Paradiso-, Dora-Maira-Massiv (MP)

Abb. 6.30-3: Karten der alpinen Ablagerungsräume mit den tektonischen Decken zur Kreide-Zeit und die heutige Lage der Überschiebungsdecken im Schweizer Alpenraum.

Karten wie bei Abb. 6.30-2, zusätzlich mit der Lage einiger alpiner Gesteinsdecken zur Zeit ihrer Ablagerung (links) und deren heutige Lage nach der Faltung und Überschiebung (rechts). Kartenlegende siehe Abb. 6.30-2.

Grafiken mit Daten und Ausschnitten aus: Tektonische Karte der Schweiz, 1 : 500 000, Bundesamt für Landestopographie, swisstopo, 3084 Wabern und mit Daten aus: O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen, 4. Auflage, Haupt, Bern und aus M.P. Gwinner (1971): Geologie der Alpen, Schweizerbart, Stuttgart.

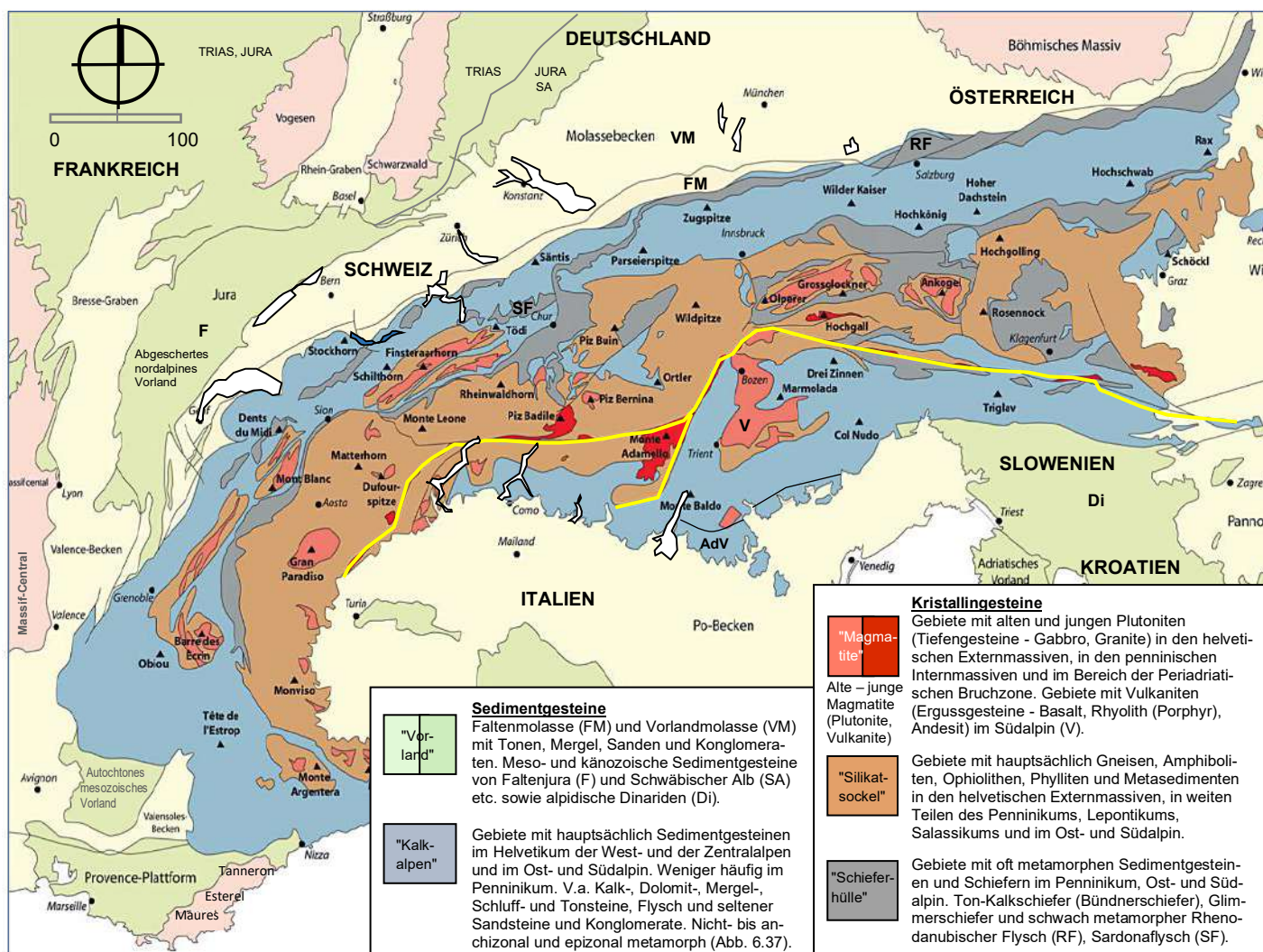


Abb. 6.31: Gesteinsverbände und Gesteinsarten in den Alpen.

Die Karte zeigt die Verbreitung der Hauptgesteinsarten in den Alpen. Siehe auch Abb. 27. *Verändert und ergänzt aus: J. Meyer, Th. Schreiber (2011): Achtung Stein! Teil 1, in bergundsteigen 2/2011. Nach O.A. Pfiffner (2010): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.*



Bild: [Mmparedes, Basalto1](#), CC BY-SA 3.0

Basalte: SiO₂-arme (basische) und dunkle Ergussgesteine (Vulkanite aus Plagioklas, Pyroxen und Olivin). Auf dem Festland und weltweit untermeerisch an ozeanischen Riftzonen dünnflüssig austretend und zu feinkörniger Kissenlava kristallisierend. Bilden zusammen mit dem gleich zusammengesetzten Tiefengestein **Gabbro** (Plutonit) und mit Sedimenten die tiefen und breiten Ozeanböden. Diese wurden oft fragmentiert in alpine Akkretionskeile eingebunden und sind heute Bestandteil der bei der Gebirgsbildung entstandenen Ophiolithkomplexe. Vorkommen alpenweit und v.a. im Penninikum. Hochdruckmetamorphe Basalte und Gabbros werden **Eklogite** genannt.



Bild: [Ondrej Pelech, Rochovce granite01](#), CC BY-SA 3.0

Granite: Sammelbegriff für richtungslos mittel- bis grobkörnige, gesprenkelte, SiO₂-reiche (saure) Tiefengesteine (Magmatit - Plutonit aus Feldspat, Quarz, Glimmer). Oft entstanden in der oberen kontinentalen Erdkruste in 5 – 50 km Tiefe. In den Alpen als Einschmelzungen in den Gneismassiven während und kurz nach der variszischen Gebirgsbildung vorkommend (Mt. Blanc-Massiv, Aar-Massiv etc.). Rein alpin nur als plutonische Intrusionen während der Paläogen- und Neogenzeiten entlang dem Periadriatischen Bruchsystems entstanden (Bergell, Adamello, Riesenferner etc.).



Bild: [Grabenstedt, Quarzporphyry](#), CC BY-SA 3.0

Rhyolithe (Quarzporphyry): Feinkörnig-glasige, sehr SiO₂-reiche (saure) und schwer fließfähige Ergussgesteine mit gut sichtbaren Kristalleinsprenglingen in der Grundmasse. Durch die Verwitterung von Eisenmineralen oft rötlich gefärbt. Entlang von Bruchzonen zur Oberfläche aufsteigend mit explosivem Vulkanismus in Form von Glutwolken und Aschen als Äquivalent zum Tiefengestein **Granit**. Großes Vorkommen im Südalpin Italiens (Bozener Quarzporphyry aus einer großen Vulkan-Caldera), im Penninikum des Wallis und im Helvetikum als Bestandteil von Verrucano in den Glarner Alpen in der Schweiz.



Bild: [Grabenstedt at German Wikipedia](#) Modifications: [Cornischong at Luxembourgish Wikipedia](#), [Gneis Bännergneis vom Baikalsei](#), CC BY-SA 3.0

Gneise: Sammelbegriff für Metamorphite (Umwandlungsgesteine) der Amphibolitfazies. Entstehen unter oft gerichtetem Druck (Spannung, 0,3 - 1,2 GPa) und Temperaturen um 500 - 600 °C in 10 - 50 km Tiefe aus Magmatiten (oft Granit -> Orthogneise, deformierter Granit) und aus metamorphisierten tonig-, mergelig, sandigen Sedimenten (Paragneise). Im Gegensatz zu feinkristallinen Schiefen mittel- bis grobkristallin, grobplattig, gebändert, parallel eingeregelt und auch mit linsigen Strukturen. Gneise bilden zusammen mit Migmatiten und mit den später eingeschmolzenen Graniten die zentralen Massiv der Alpen und den tieferen prävariszischen und variszischen Untergrund in Europa (Grundgebirge aus Altkristallin).



Ophiolith-Komplexe: Charakteristische Gesteinsabfolge aus überwiegend basaltisch-gabbroidem Ozeanboden, die im Zuge einer Ozean-Kontinent Kollision bei der Gebirgsbildung fragmentiert, überschoben und verfalltet bzw. eingefaltet wurden (Suturzonen). In Kollisionsorogenen oft polymetmorph und verbreitet im Penninikum (Details in Abb. 6.34).



Bild: Mineralienatlas.de
(CC-BY-NC-SA) V.3.0

Kristalline Schiefer: Sammelbegriff für metamorph umgewandelte Magmatite und tonreiche Sedimente zu sehr feinkristallinen, feinlagig eingeregelt, stark geschieferten und gut spaltbaren Gesteinen. Weit verbreitet als Bündnerschiefer (Ton-Kalk-Glimmerschiefer) im Penninikum und als Tonschiefer, Grünschiefer (Phyllite) und Glimmerschiefer im Ostalpin (Innsbrucker Quarzphyllit, Grauwackenzone) und im Südalpin (Brixener Quarzphyllit).



Bild: Lysippos, Lydite kbt 1,
CC BY-SA 3.0

Radiolarite: Flach- und tiefmarines, biogenes, oft rot, grün, grau, schwarzes und gebändertes Sedimentgestein (Hornstein) aus mikrokristallinem Quarz. Es besteht hauptsächlich aus dem Endoskelettmaterial der einzelligen Radiolarien des Meeresplanktons. Vorkommen im Penninikum Frankreichs und Graubündens, in den Ostalpen (Nördl. Kalkalpen) und in den Südalpen (Südliche Kalkalpen, Südkarawanken).



Bild: Luidger, Hochkarstspitze Woerner MQ, CC BY-SA 3.0

Kalksteine: Marine Sedimente aus Calciumkarbonat (CaCO_3), die v.a. bei flachmariner Entstehung auf langsam absinkenden Plattformen mächtige, dunkel- bis blaugraue und hellgraue bis gelbliche Sedimentgesteine bilden. Kalkstein ist oft biogenen Ursprungs und ist aus Schalenresten von Meerestieren, als Reste von Schwamm-, Algen- und Korallenriffen oder biochemisch durch die Ausfällung aus übersättigten Meerwasserlösungen unter dem Einfluss von Bakterien als mikrokristalliner Schlamm entstanden (Schlammsteine). Weite Verbreitung in den Alpen im Helvetikum (Seealpen, Ligurische-, Provenzalische-, Dauphine- und Savoyer Alpen, Berner- und Glarner Alpen, Rätikon), im Ostalpin (Nördliche Kalkalpen - Wettersteinkalk, Dachsteinkalk, Drauzug, Nordkarawanken) und im Südalpin (Südliche Kalkalpen, Dolomiten, Südkarawanken, Karnische Alpen, Julische Alpen).

Bild ganz oben: Ophiolith
Matt Affolter (Qfl247) (talk) (Transferred by bramfab/Original uploaded by Matt Affolter (Qfl247)).
ItalyPillowBasalt, CC BY-SA 3.0



Bild: kallerne, Tri Cime panorama 2,
CC BY-SA 4.0

Dolomitsteine: Oft seichtmarine Sedimentgesteine aus Magnesiumkarbonat $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, die primär chemisch durch Ausfällung von Calciumpartikel mit Zufuhr von Magnesium aus dem Meerwasser oder sekundär durch spätdiagenetische Dolomitisierung von Kalksteinen entstanden sind. Dolomit ist oft grau, verwittert gelblich bis bräunlich, ist oft gröber-kristallin, ist etwas härter, viel spröder und kantiger als Kalkstein und reagieren schwächer mit Salzsäure. Verbreitung v.a. im Ostalpin (Nördliche Kalkalpen) und im Südalpin (Südliche Kalkalpen, Dolomiten). Kalksteine und Dolomitsteine metamorphosieren unter hohem Druck und Temperatur in grobkristallinen **Marmor**.



Bild: Philipendula, Col St Jean
(Marnes bleues) 3 F. CC BY-SA 3.0

Mergelsteine: Marin-klastische, auch chemisch-biogene, graue und grau gelbe Sedimentgesteine (Schlammsteine) aus feinen, siliziklastischen Ton- und Schluffablagerungen mit unterschiedlichen Anteilen an gleichzeitig ausgefälltem Kalk. Entstehen oft in seichten bis tieferen Schelfbereichen, z.B. im Helvetikum und im Penninikum.

Tonsteine: Unterschiedlich gefärbte und im ruhigen und auch tieferen Wasser abgesetzten feinsten Schwebeteilchen (bis 0,002 mm aus Tonmineralen). Vorkommen auch als Ton- und Mergelsteinfugen zwischen mächtigen Karbonatsteinverbänden im Ostalpin, im Südalpin und in den Flyschgesteinen. In den Alpen oft zu Tonschiefer, Phyllit, Hornfels, Blauschiefer und Glimmerschiefer metamorphosiert.



Bild: Vined auf Pixabay

Sandsteine: Klastisch-fluviatile, glaziale und äolische Sedimentgesteine aus Quarzkörnern (SiO_2) als rötliche bis gelbliche und verwitterungsresistente Reste von plutonischen und vulkanischen Gesteinen mit Ton- und Feldspatanteilen. Ablagerung auch als Anschwemmungen von Festlanderosionen in küstennahe Flachmeere und Schelfe. In den Alpen oft gemischt mit anderen Gesteinsarten, z.B. in der Grauwackenzone des Ostalpins, im Südalpin (Grödnere Sandstein und Wengen Formation), in Flyschgesteinen, in Bündnerschiefern, in Kalksandsteinen und weiträumig in den voralpinen Molassesedimenten. In Gebirgen oft zu **Quarzit** metamorphosiert. Es gibt auch Sande aus Karbonaten, Vulkaniten und aus Gips.



Bild: Hans Weingartz, Tuerk35,
CC BY-SA 2.0 DE

Konglomerate: Grobkörnige, oft grau-gelbliche, klastisch-fluviatile Sedimentgesteine aus gerundeten Kiesen und Geröllen unterschiedlicher Herkunft mit sandiger Matrix und karbonatisch fest verbacken. Größere Vorkommen gibt es v.a. am Alpenrand und im Alpenvorland (große Nagelfluhschwemmfächer der Molasse, -> Napf-, Hörnli-, Hochgrat-Fächer etc.) sowie örtlich am Ostrand des Tauernfensters, im Verucano des Helvetikums, an der penninisch-ostalpinen Deckengrenze und in den Dolomiten, z.B. das Marmolada-Lava-Konglomerat.



Bild: Tomasz Kuran
(Meteor2017), Carpathian flysch
cm04, CC BY-SA 3.0

Flysch-Gesteine: Fein- bis grobklastische und fossilarme Tiefseesedimente und Gesteinsverbände aus rhythmisch abgelagerten, helleren und harten Sandsteinen und seltener aus Kalksteinen in Wechsellagerung mit oft dunklen und weicheren Mergel- und Tonsteinen (Schlammsteine), oft mit gradierter Schichtung und mit Geröllen. Entsteht bei der langsamen Subduktion alpiner Gesteinsdecken durch das untermeerische Abrutschen und Absetzen von Erosionssedimenten vom Kontinentalabhang in die Tiefseebecken und -rinnen. Flysch ist oft gefaltet und oft schwach- bis mittelgradig metamorph. Größere Vorkommen gibt es in der schmalen aber 800 km langen "Flyschzone" am Nordrand der Ostalpen in Deutschland und in Österreich als unterpenninischer Rhodanubischer Flysch, im Penninikum in Frankreich und in der Schweiz als Cheval Noir-Flysch, Helminthoiden-Flysch, Simmen-, Gurnigel-, Schlieren-, Wägitaler- und Prättigau-Flysch, im Helvetikum als Helvetische Flysche und im Südalpin als Lombardischer Flysch (Abb. 6.33ff).

Flyschsedimente, Akkretionsablagerungen aus Turbiditströmen (Trübestrome, Suspensionsströme)

sind der in unterfüllten Becken und Trögen tiefmarin abgelagerte, fossilarme und klastische Abtragungsschutt eines sich bildenden Gebirges und entstehen oft über Subduktionszonen mit sedimentären Akkretionskeilen (Abb. 6.6-2). Der Begriff „Flysch“ entstammt dem lokalen Dialekt im schweizerischen Simmental und soll auf einen alten Flurnamen für „rutschendes Gestein“ zurückgehen. Er bezeichnet einen unterschiedlich zusammengesetzten, schiefrigen, leicht spaltbaren, oft zu Plättchen verwitternden, oft gut geschichteten, oft gering verfestigten und leicht erodierbaren Gesteinsverband. Während der Kreide- und der Paläogen-Zeit vor 130 - 25 Ma kam es durch die Wanderung von Adria/Apulia von Südosten nach Norden und Nordwesten zur Subduktion des penninischen Meeresbodens unter diesen Mikrokontinent. An den Subduktionszonen entstanden mit dem Abhobeln des Meeresbodens breite Akkretionskeile und langgezogene gebirgsparallele Meereströge, die mit der langsamen Nord- und Nordwestwanderung und mit der Hebung des adriatisch-apulischen Flachmeeres schmaler, steiler und tiefer wurden. Gleichzeitig hoben sich aus dem Flachmeer immer mehr Inselgruppen und gebirgige Festländer heraus, die sofort der Abtragung ausgesetzt waren. Der fein- bis grobklastische Erosionsschutt aus Ton, Schluff, Sand und aus Geröllen mit Gesteinsblöcken wurde auf die vorgelagerten und schmaler werdenden kontinentalen Schelfränder und Akkretionskeile am Rand der penninischen und der helvetischen Ablagerungsräume geschwemmt. Mit der zunehmenden Ablagerungsmächtigkeit und mit der Versteilung der Kontinentalabhänge wurden dieser Schutt instabil und es kam, ausgelöst durch Scherbrüche und Erdbeben, immer wieder zum lawinenartigen Abrutschen dieser Sedimente als mächtige Suspensions- und Schuttströme in die vorgelagerten und tiefen Meereströge (Abb. 6.33ff, 6.39). Diese „Turbidite“ bildeten dann in kurzer Zeit (Tage, Wochen) große und bis über 100 km lange Areale und erodierten auch tiefe Canyons. Nach dem Absetzen der schnell transportierten Rutschsedimente lagerte sich darüber eine enge Wechselfolge mit den „normal“ und in Jahrhunderten abgesetzten, tiefmarinen (pelagischen) Ton-, Mergel und Kalksedimenten ab. Flysch ist also eine zyklische Abfolge aus diesen sehr langsam abgesetzten, fossilarmen und feinkörnigen Schlammsedimenten (oft weiche und dunkle Tonsteine und Tonschiefer) mit lawinenartig abgelagerten, gradiert geschichteten und fein- bis grobklastischen Schuttsedimenten (oft harte und grau-gelbliche Sandsteine). Später verfestigten sich diese Sedimentkomplexe zu mehr oder weniger eng geschichteten Gesteinsabfolgen (Bouma-Sequenz). Oft wurden Flyschsedimente auch unterhalb der Kalkkompensationstiefe von 3500 – 5000 mNN abgelagert. Hier lösten sich absinkende Karbonate infolge der niedrigen Temperatur und des hohen Drucks auf und es kam dort nicht zur Ablagerung von Karbonaten. Ungeschichtete und sandig-brekziöse Gesteinsmassen mit mächtigen Felsblöcken (Olistholithe) werden Wildflysch genannt. Die Flyschtröge entwickelten sich oft aus den Ablagerungen der Bündnerschiefer und wurden beim Zusammenschub von den alpinen Gesteinsdecken zugeschoben und als weiche Deckentrenner in die Deckenstapel miteingebaut. Dabei wurden die Sedimente und Gesteine z.T. auch in die Subduktion miteinbezogen, verschuppt, verformt, tiefer versenkt, dann oft schwach- bis mittelgradig metamorph in Tonschiefer, Phyllite und Quarzite umgewandelt und oft verfallert. Nach den Lithosphären-Plattenabbrissen und der damit verbundenen starken Hebung der Alpen geht die Flyschsedimentation (unterfüllte Becken) ab 33 Ma (Abb. 6.6) und in Österreich ab ca. 20 Ma in die breiter werdende und überwiegend flache Molasse-Sedimentation in den Gebirgsvorländern über (überfüllte Becken, Kap. 6.7). Wegen der immer weiter nach Norden und Nordwesten gewanderten Subduktionszonen werden die heute in den Alpen anzutreffenden Flyschbildungen von SE nach NW immer jünger (südalpine und penninische Flysche 130 - 56 Ma, helvetische Flysche am südeuropäischen Kontinentalrand 65 - 20 Ma). Flyschgesteine neigen wegen ihres oft höheren Tonanteils im verwitterten Zustand zu Rutschungen und wurden von den eiszeitlichen Gletschern oft zu gerundeten Bergkuppen mit weiten Tälern erodiert. Flyschsedimente gibt es auch in älteren Gebirgen, wie z.B. die Kulm-Fazies im stark abgetragenen und variszischen Rheinischen Schiefergebirge. *„Flysch ist sozusagen das letzte Wort eines Ozeans, der während der Kollision zwischen zwei Kontinenten verschwindet.“ F. Neukirchen. Bewegte Bergwelt: Gebirge und wie sie entstehen (S.265). Springer Berlin Heidelberg.*

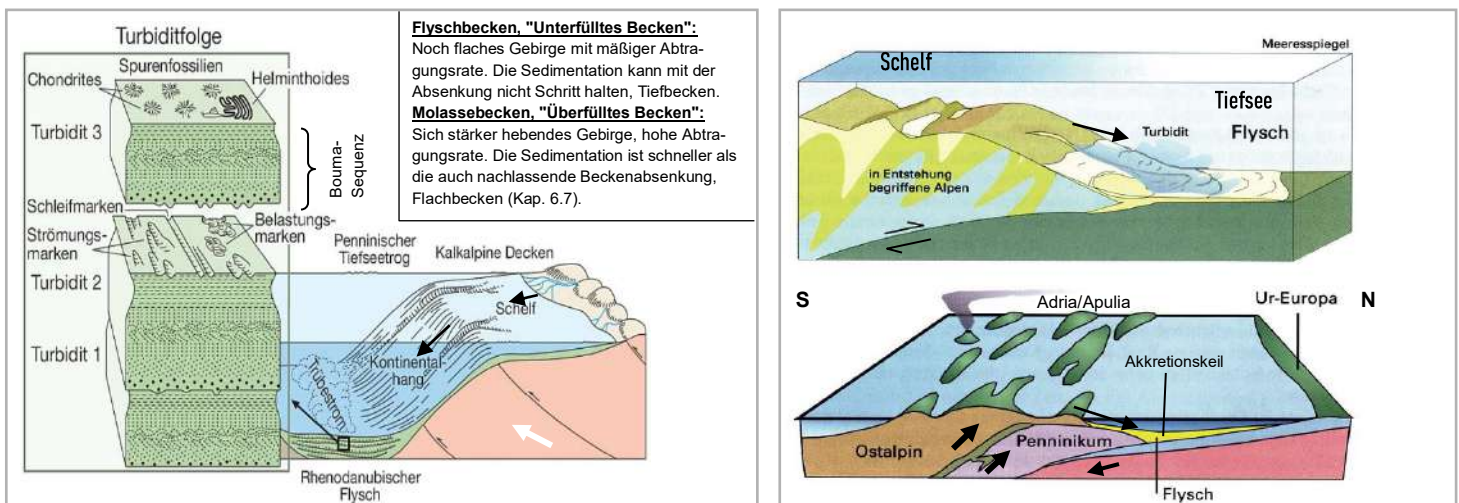


Abb. 6.33: Schema und 3D-Blockbilder der Turbidit-Flysch-Sedimentation.

Die Grafiken zeigen das untermeerische Abrutschen der terrestrischen und marin-klastischen Sedimente von einem Kontinentalabhang in einen Tiefseegraben und den rhythmischen Wechsel der Ablagerungszyklen mit der gradierten Schichtung (Partikelgröße nimmt zur Oberseite ab).



Die Bilder zeigen Rhenodanubischen Flysch aus dem Akkretionskeil des Unterpenninikums aus dunkelgelbem Sandstein und grauem Schiefer im Rötchenbachtal bei Halblech-Füssen am Nordrand der bayerischen Alpen. Die Schichten wurden im Zuge der Alpenkompression steilgestellt.

Grafik oben links und Bild unten rechts: LFU-Bayern – Geotope, Flysch im Rötchenbachtal. Bild oben rechts ergänzt aus: Präsentation von M. Feldmann, Geologie der Schweiz, Auffaltung der Alpen und Metamorphose, ETH-Zürich, geo-life.ch. Bild unten links: [Jensibua](#), [Rötchenbach Flysch](#), CC0 1.0.

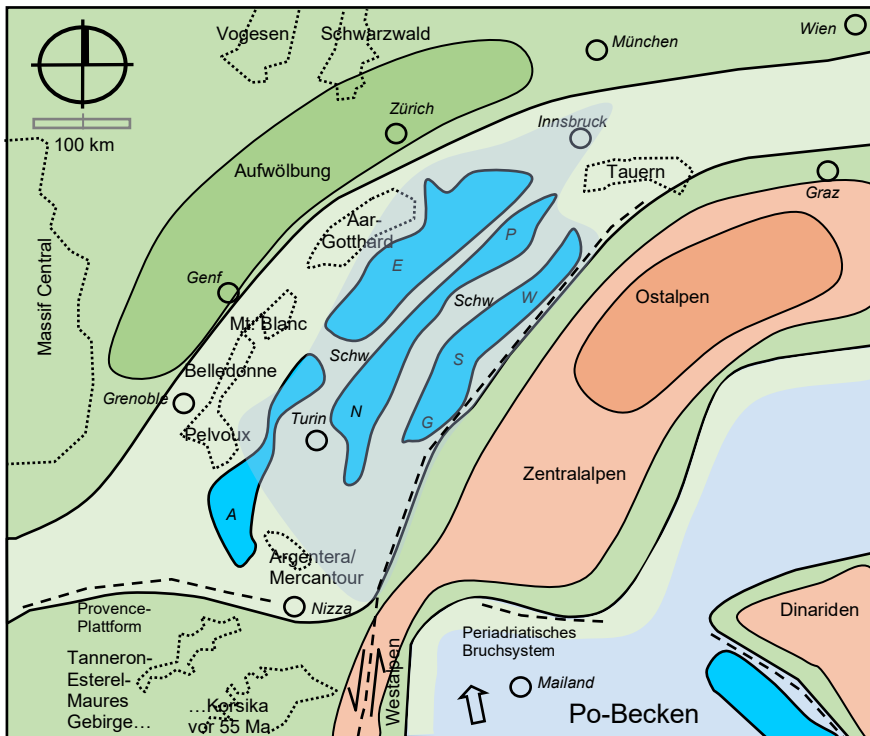


Abb. 6.33-1: Paläogeographische Karte des Alpenraums vor 55 Ma.

Die Karte zeigt schematisch helvetische und penninische Flyschtröge in den Alpen und in den Dinariden. Der mineralische Detritus wurde von den benachbarten Hochländern und von den Schwellen (Schw) zwischen den Trögen in diese geschüttet. Im Laufe der Nord- und West-Wanderung der Alpen wanderten die Flyschtröge mit, wurden dabei schmaler, wurden z.T. überfahren, tiefer versenkt, teils schwach metamorphosiert und gingen dann in die flachere Molassesedimentation der Gebirgsvorländer über. Die Städte und die gepunktet dargestellten Massive zeigen deren heutige Lage, Korsika und Esterel-Maures ihre Lage vor 55 Ma.

Grafik umgezeichnet und ergänzt nach: O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.

- Hochland, Bergland
- Land
- Küstenbereiche
- Flaches bis mitteltiefes Meer
- Tiefe Flyschtröge mit Schwelle (Schw)
- Überschiebungszonen

Helvetikum: E = Einsiedeln-Formation; G = Argens-Konglomerat

Penninikum: N = Niesen-Flysch; P = Prättigau-Flysch; G, S, W = Gurnigel-, Schlieren-, Wägital-Flysch

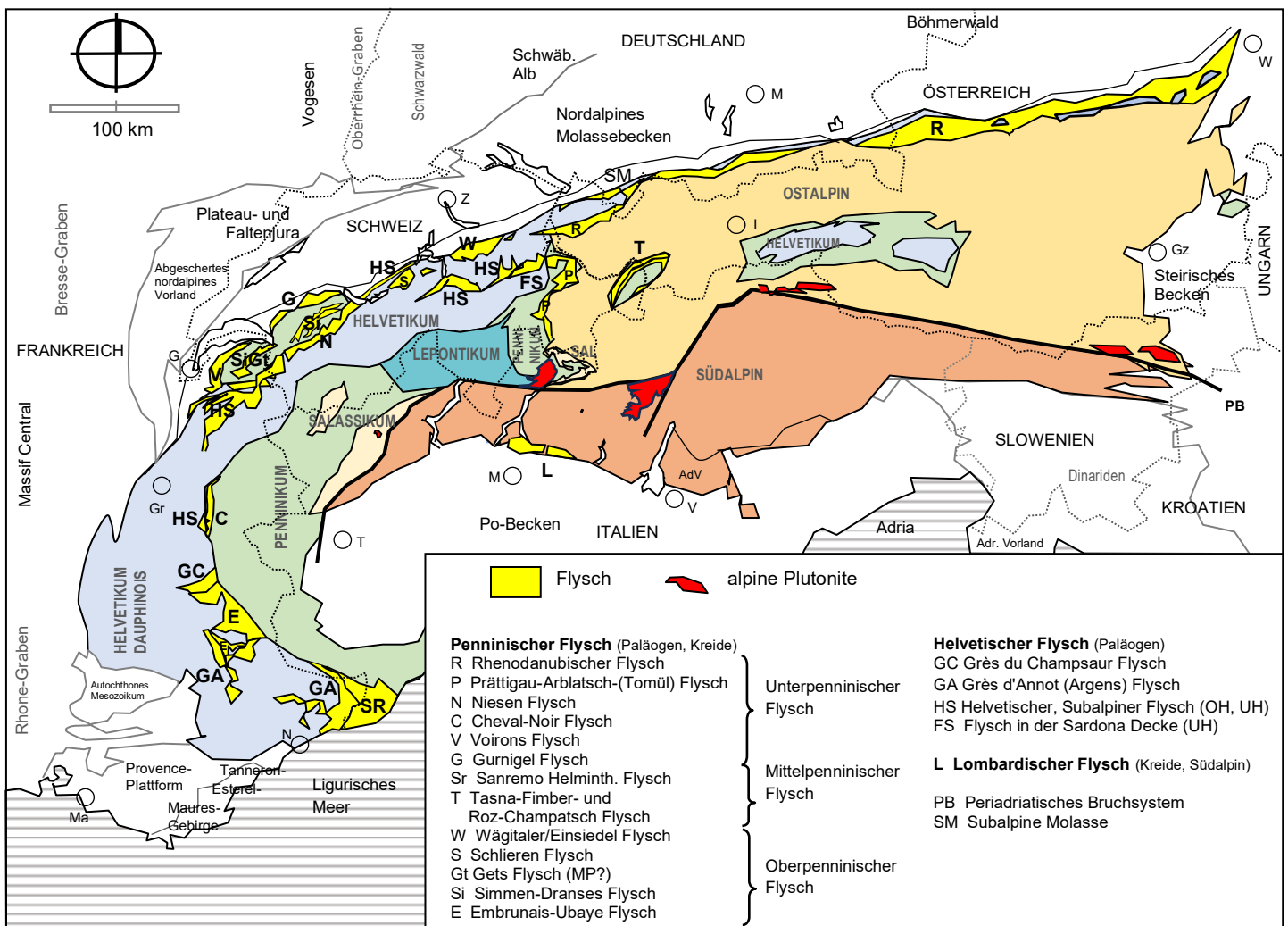


Abb. 6.33-2: Zusammenhängende Flysch-Vorkommen in den Alpen.

Ophiolithe (gr. Stein mit Schlangentextur)

sind keine Gesteinsart, sondern eine charakteristische Gesteinsabfolge (-verband). Sie bestehen aus Ca-, Mg- und Fe-reichen basischen, ultrabasischen (siliziumarmen) und oft grünlich-dunklen Gesteinen der ozeanischen Kruste, die bei der Ozeanboden-Subduktion als komplettes oder fragmentiertes Stück in die Tiefe versenkt und später bei der Gebirgsbildung z.T. wieder gehoben (obduziert) und weiter fragmentiert in das entstehende Gebirge eingebaut wurden. Ophiolithe entstanden oft über sich bildenden Suprasubduktionszonen von ozeanischen Plattenkollisionen und werden in den Suturzonen von Gebirgen (Naht zwischen kollidierenden Kontinenten) angetroffen (Abb. 6.28).

Wikipedia schreibt: "Ophiolithe sind Bestandteile der ozeanischen Lithosphäre (spezifisch der ozeanischen Kruste), deren vor allem basische und ultrabasische Gesteinsserien des Ozeanbodens [Gesteine mit relativ wenig Siliziumdioxid- SiO_2] im Zuge einer Ozean-Kontinent-Kollision (Bsp. Anden) auf das Festland geschoben (obduziert) wurden. Der Begriff ophiolithisch wird allerdings auch für Deckenkomplexe verwendet, die keinen direkten Bezug mehr zur ozeanischen Kruste haben, sondern nur typisch für Ozean-Kontinent-Kollisionen sind."

Eine vollständige Ophiolithabfolge vom Hangenden zum Liegenden sieht wie folgt aus: **a)** oft geringmächtige pelagische Tiefseesedimente, wie z.B. rote Tone, Karbonate und Radiolarite, die in den landfernen Tiefseebecken über die Jahrtausende aus Karbonat- und Kieselskeletten abgestorbener Algen und von Plankton abgelagert wurden; **b)** basische Vulkanite (bei hohen Wasserdruck gebildete Kissen-Basalte, von feinkörnigen Gabbro-Gängen durchsetzt); **c)** basische Intrusivgesteine, wie gebänderte oder massige Gabbros; **d)** ultrabasische Peridotite (Mantelgesteine) bzw. seine metamorphe und hydratisierte Form Serpentin. Die Bildung von Ophiolithen erfolgt also nicht auf einmal, sondern in Intervallen. Ob die oberste Sedimentschicht zum Ophiolithkomplex gezählt werden soll, ist strittig. Beim Zusammenschub und bei der Subduktion wurden die Gesteine metamorph verändert, fragmentiert, zerschert, zerbrochen und oft ausgewalzt. Nach ihrer Hebung bei der Gebirgsbildung befinden sie sich in den internen Gebirgszonen entlang der Naht (Sutur) zwischen den kollidierten Kontinenten und als Späne in ehemaligen Akkretionskeilen der Subduktionszonen. Wegen der tektonischen Zerschörungen und Fragmentierung bei der Akkretion, bei der Metamorphose und bei der späteren Überschiebung tritt die o.g. Idealabfolge aber selten auf. Ophiolith-Komplexe sind grundsätzlich allochthon, d.h. sie sind anderenorts entstanden und weit verschoben worden und sie sind subduktionsbedingt oft polymetamorph. Große penninische Ophiolithkomplexe gibt z.B. in der Großglockner-Region im Tauern-Fester in Österreich (Prasinit = ungeschieferter Grünstein aus Basalten), in Graubünden und im Wallis in der Schweiz, im Aostatal in Italien (Rodingit = Metasomatit aus Ca-Al-Silikaten) und im Penninikum der Cottischen Alpen in Frankreich. In den Hohen Tauern wurden die magmatischen und sedimentären Tiefseesedimente im Zuge der Deckenüberschiebung in über 10 km Tiefe versenkt und dort metamorph in kristalline Schiefer (Blau-, Grünschiefer und Chloritschiefer, Eklogite) umgewandelt. Durch den weiteren Schub aus Süden wurden sie dann wieder stark gehoben und werden bis heute durch die Gebirgserosion freigelegt und abgetragen. Ein bekannter Ophiolith ist der Großglockner in den Hohen Tauern in Österreich.

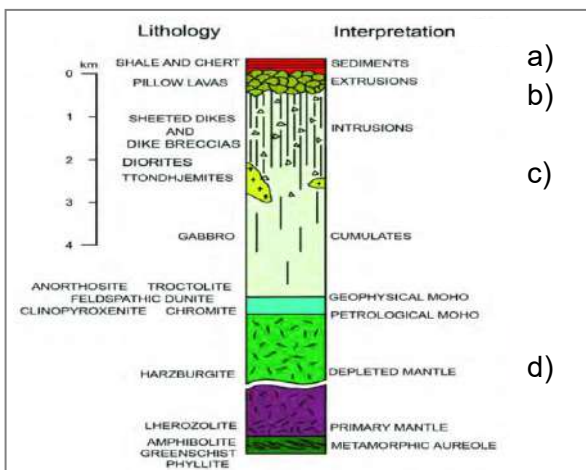
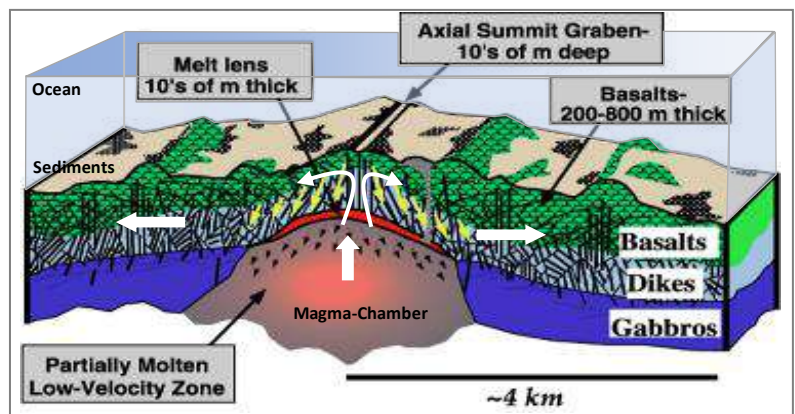
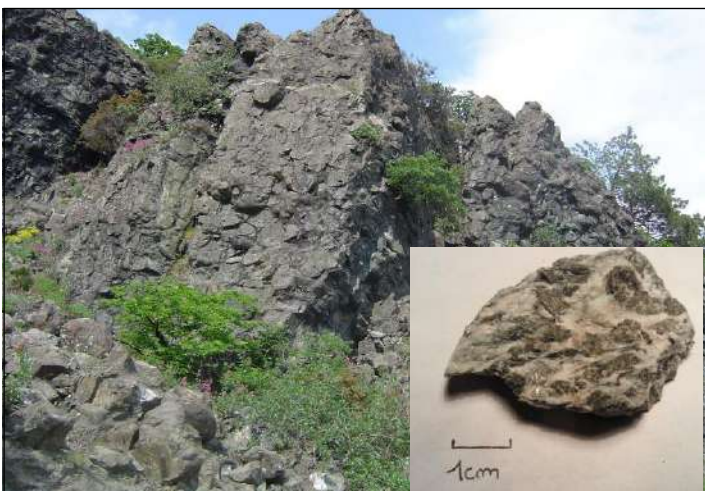


Abb. 6.34: Ophiolithe

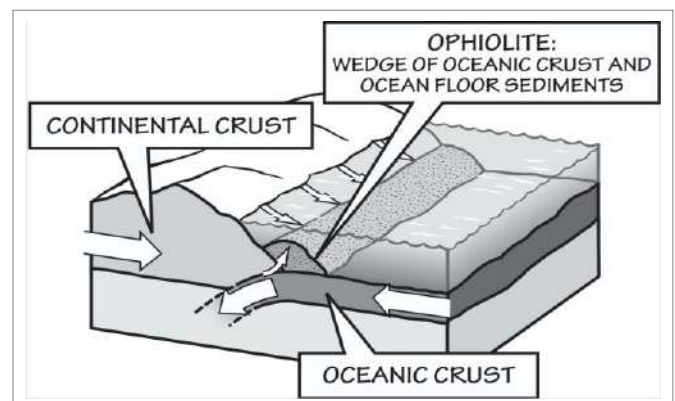
Idealisiertes Schema einer Ophiolith-Sequenz. Beschreibung im Text oben. Die alpinen Ophiolithe sind etwas einfacher aufgebaut. Grafik verändert aus: S. Stouge, G. Bagnoli, D. McIlroy (Ed.). (2017): Cambrian – Middle Ordovician Platform-Slope Stratigraphy, Palaeontology and Geochemistry of Western Newfoundland. ResearchGate, June 2027.



Schematisches 3D-Blockbild der ozeanischen Kruste, die durch den Aufstieg von Magma aus dem Erdmantel und der schnellen Ausbreitung des Meeresbodens (Seafloor-Spreading) erzeugt wurde. Die gelben Pfeile zeigen Verformungen aufgrund von Verwerfungen, Brüchen und Blockrotation in den unteren Laven und Dikes. Grafik ergänzt nach: J.A. Karson et al., 2002: Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: Implications for subaxial processes at the East Pacific Rise. - Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Vol. 3, January 2002.



Links: Kissenlava einer Ophiolithsequenz im nördlichen Apennin. Bild: [Matt Affolter \(Qf1247\)](#) (talk) (Transferred by [bramfab](#)/ Original uploaded by [Matt Affolter \(Qf1247\)](#)), [ItalyPillowBasalt](#), CC BY-SA 3.0



Oben: Bildung von Ophiolithen an einer Subduktionszone aus einer Kombination von ozeanischer Kruste und Meeresbodensedimenten.

Grafik: [Jim Houghton, Xrksvi](#), [CC BY-NC-SA 4.0](#)

Kleines Bild links: Fasergabbro aus einer ca. 160 Ma alten Ophiolith-Sequenz des ehemaligen Piemont-Ligurischen-Ozeans am Mont Chenaillet in den Cottischen Alpen in Frankreich.

Bild: [Max.kit](#), [Gabbro vert le chenaillet](#), CC BY-SA 4.0

Bündnerschiefer

sind ebenso wie Ophiolithe, Verrucano, Flysch und Molasse ein Gesteinsverband aus verschiedenen Gesteinsarten und können als ein Vorläufer von Flysch betrachtet werden. Die grünlich-grauen bis grau-braunen und auch silbrig glänzenden Bündnerschiefer, die auch zusammen mit eingeschuppten Stücken aus magmatischer Ozeankruste (Ophiolithen) auftreten, werden in den französischen Westalpen wegen ihres seidigen Glanzes nach der oft hochdruckmetamorphen Umwandlung "Schistes Lustres" (Glanzschiefer) und in Italien "Calceschisti" (Kalkschiefer) genannt. Die stellenweise zu weit über 1000 m Mächtigkeit überschobenen Gesteine bestehen aus unterschiedlichen Mischungen von v.a. im mitteltiefen (hemipelagischen) Valais-Becken, aber auch im tieferen (eupelagischen) Piemont-Ozeanbecken abgelagerten Sedimenten. Das sind tonig-schiefrige, kalkige, teils sandige und glimmerhaltige Mischsedimente mit Breccien, die oft als hunderte Meter mächtigen und monotonen Gesteinsserien ausgebildet sind. Die Bündnerschiefer sind fossilarm, sind allenfalls mit Mikrofossilien gliederbar und wurden während der Jura- und der Kreide-Zeit vor 150 – 80 Ma auch nahe an den Küstenrändern und über den Subduktionszonen des Unter- und des Oberpenninikums abgelagert, wo die Sedimente lawinenartig eingeschwemmt wurden. Mit dem Zusammenschub der tiefen Meeresbecken wurden die Bündnerschiefer an Akkretionskeilen gestauch, in die Tiefe versenkt und teils sehr schwach metamorph (Prättigau) bis stark metamorph (Tessin, Wallis) in Kalk-, Ton-, Glimmer- und Kalkglimmerschiefer mit Marmoren umgewandelt. Die oft deutlich gebankten, geschichteten und auch verfalteten Schiefer sind teils erheblich deformiert und wurden stark in die alpinen Deckenüberschiebungen und dort auch als "Schmiermittel" und "Deckentrenner" miteinbezogen. Viele Bündnerschiefer gehen ab der Späten Kreide auch in die Flyschserie über. Nach ihrer West- und Nordverlagerung und Hebung im Zuge der alpinen Gebirgsbildung sind Bündnerschiefer heute in weiten Gebirgsbereiche im Ober- und Unterpenninikum im Westalpenbogen der französischen Alpen und in den Schweizer Alpen zu finden. In den österreichischen Alpen liegen sie unter den Überschiebungsdecken des Ostalpins und sind nur im Bereich des Engadiner-Fensters, des Tauernfensters und des Rechnitzer-Fensters an der Oberfläche aufgeschlossen. Wegen ihrer relativ leichteren Erodierbarkeit sind die Berge im Bereich dieser oft schwer wasserdurchlässigen Gesteine mit einigen Ausnahmen (Grand Combin im Wallis) etwas weicher geformt als in den Gebieten mit Kristallin- und Karbonatgesteinen. Die Wassererosion kann hier gut angreifen, sodass sich in den Austrichsbereichen oft stärker verästelte Bachsysteme (Rinsen) und an den Grenzen zu den härteren Gesteinen auch langgezogene und breite Täler, wie z.B. das Rhonetal im Wallis und das Rheintal in Graubünden in den unterpenninischen Bündnerschiefern gebildet haben (Abb. 6.22-4).

Verrucano (benannt nach der Typuslokalität am Castel Verruca in der Toskana)

ist ein oft rötlich (Hämatit, Fe 3+) und bei Eisenreduktion (Fe 2+) auch grünlich oder graubraun gefärbter und relativ erosionsresistenter Gesteinsverband. Dieser festländisch-fluvioklastische und oft siliziklastische Abtragungsschutt des Variszischen Gebirges wurden während der Perm-Zeit vor 299 – 252 Ma bei einem trocken-heißen Wüstenklima auch durch große Temperaturunterschiede vom Gebirge erodiert und wurde durch episodische Starkregenfälle mit saisonalen Flüssen und Schichtfluten über eher kurze Strecken transportiert. Das Material wurde randlich in grobklastischen Schuttfächern und im Beckeninneren auch als feinerer Schutt in den sich durch die Dehnungstektonik bildenden, stellenweise bis über 3 km tiefen und von Brüchen durchzogenen Grabensenken Südeuropas und des späteren Alpenraumes abgelagert, und ist dort stellenweise bis heute erhalten geblieben. Vergleichbar dazu wäre heute z.B. die Sedimentation im Death Valley in den USA. Das Äquivalent im außeralpinen Mitteleuropa sind die Tröge mit permischen Rotliegendesedimenten, z.B. im Untergrund von Baden-Württemberg und in der Nordschweiz. In den Alpen entstand der heute gering bis mittelstark metamorphisierte Verrucano aus unterschiedlichen Mischungen von groben festländischen Breccien und Konglomeraten mit Schiefer- und Feldspatfragmenten und von Sand-, Schluff- und Tonsteinen mit durch die Krustendehnung und Ausdünnung geförderten vulkanischen Gesteinen, wie z.B. Rhyolith (Glimmerschiefer). In den Schweizer Alpen bedeckt der "Glarner Verrucano" als gut erkennbare und stark erodierte Überschiebungsdecke mit oft brüchigen und gezackten Bergspitzen über jüngeren Kalk- und Flyschgesteinen Teile der Tektonikarena-Sardona und benachbarte Gebiete in den Kantonen Glarus, St. Gallen und Graubünden (Tschingelhörner zwischen Flims und Elm, Abb. 6.16-3). Verrucano kommt großflächig im Helvetikum vor, ist aber auch in allen anderen Ablagerungsräumen der Alpen und im Apennin anzutreffen. In der Nordschweiz liegen an der Basis eines überdeckten Permtrogs auch Gesteine des Späten Karbon (Permokarbon).



Abb. 6.35:

Bündnerschiefer

Oben links: Geschichtete Bündnerschiefer bei Sierre im Mittelwallis...

Oben rechts: ... und im Domleschg, Graubünden, Schweiz.

Bilder: Jürg Maier, Schweizer Alpenclub SAC,

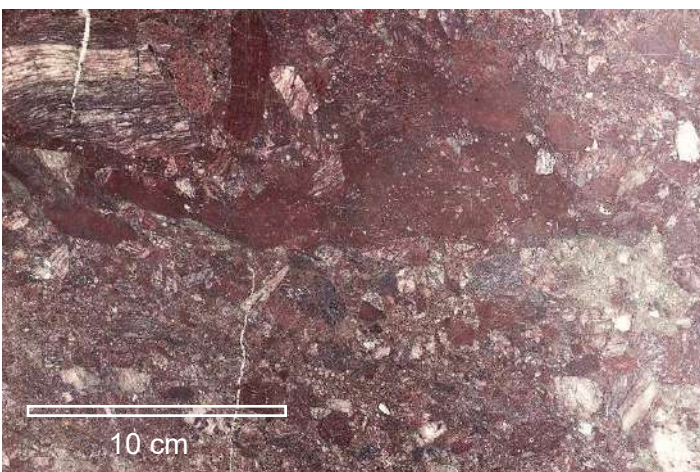
<https://www.sac-cas.ch/de/>.

Verrucano

Verrucano-Konglomerat eines Permtrogs im Aiguilles Rouges-Massiv am Dent de Morcles bei Collonges, Wallis, Schweiz (Abb. 6.11-3).

Bild: Jürg Maier, Schweizer Alpen-Club SAC,

<https://www.sac-cas.ch/de/huetten-und-touren/sac-tourenportal/gesteinszonen/verrucano-ablagerungsabfolgen-5c/>

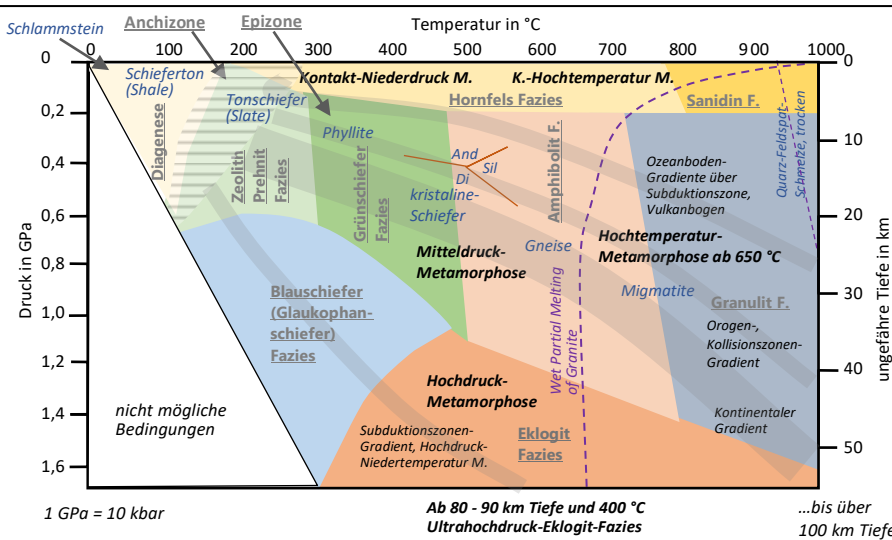


Gesteinsmetamorphose (gr. metamorphoos = umgestaltet, Umwandlung von Gesteinen in der Tiefe durch hohen Druck und hohe Temperatur). Die kontinentale Erdkruste besteht zu 91 % aus metamorphen Gesteinen. Das paläozoisch-prävariszische und das variszische kristalline Grundgebirge unter den jüngeren mesozoischen Sedimentschichten der Kontinente wird von metamorphen Gesteinen (Gneisen, Migmatiten) und von den darin eingeschmolzenen plutonischen Graniten gebildet. Viele heutige Mittelgebirge, wie z.B. der Schwarzwald, Bayerischer Wald, Rheinisches Schiefergebirge und die Appalachen, bestehen aus diesem alten Grundgebirge und sind die in jüngerer Zeit wieder gehobenen Resten älterer und abgetragener Hochgebirge (Kaledoniden, Varisziden etc.). Das Grundgebirge/Altkristallin in den zentralen Gebieten der jungen Alpen wurde prävariszisch und variszisch metamorphosiert, dann stellenweise von eingeschmolzenen Graniten durchdrungen und später im Mesozoikum noch einmal alpin metamorph überprägt. Darüber liegen neben unmetamorphen Sedimentgesteinen viele jüngere Metamorphite, die bei der alpine Subduktion in der Tiefe entstanden sind, und die bei der Gebirgsbildung wieder gehoben wurden. Während die alpine Metamorphose in den Ostalpen bei der ersten Kompressionsphase der Alpen in der Kreide-Zeit vor 110 – 90 Ma stattfand, wurden die Westalpen erst vor 65 – 20 Ma im Paläogen und im frühen Neogen alpin metamorphosiert (Abb. 6.37). Metamorphite entstehen durch tektonische Versenkung von großen Gesteinspaketen (Sedimente → Paragesteine, Magmatite → Orthogesteine, Polymetamorphite) in die Erdkruste von ca. 2 km bis stellenweise über 100 km Tiefe, z.B. bei Kontinentkollisionen und bei Gebirgsbildungen mit Deckenüberschiebungen. Die Hauptfaktoren sind die Gesteinszusammensetzung, hohe Temperaturen, Fluide als Ionentransporteur und Reaktanten, sowie hoher Druck und Spannungen als Ursache für das Gefüge. Die Druck- und Temperaturzunahme in der tieferen Erdkruste von 0,2 bis über 2 GPa und 150 bis 1000 °C führt im Festkörperzustand oder schwach fließfähig zu einer Änderung der Mineralzusammensetzung und der Kristallstruktur (Kristallwachstum, chemischen Umwandlung, Neubildung der Minerale, Rekristallisation, Diffusion). Alle vorhergehenden Strukturen, wie z.B. Schichtungen und Fossilien, gehen dabei verloren. Je nach den Ausgangsgesteinen aus verschiedenen Mineralen (Edukt, Protolith) können komplexe Mineralneubildungen entstehen. Typische Vertreter der Metamorphite sind gefaltete und oft stark deformierte Schiefergesteine, wie z.B. Ton- und Mergelschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Granulite etc. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal ist oft eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Schieferung (Foliation, Lineation). Diese entsteht durch Mineralneubildung, Mineralentmischung und Mineraleinregelung (v.a. tafelige Minerale der Glimmer- und Chloritgruppe) unter dem hohen und oft gerichteten Druck (Spannung) und durch hohe Temperaturen, wie z.B. ab 300 – 400 °C schwach fließfähige und gebänderte Gneise mit linsigen Strukturen. Höher metamorphe Gesteine sind geringer oder nicht geschiefert. Die bei der Gebirgsbildung sehr tief versenkte Metamorphite schmelzen je nach ihrer chemischen Zusammensetzung ab 650 – 800 °C teilweise auf (partielle Schmelzbildung, Anatexis) und haben nach dem Abkühlen eine auffällige, oft grobgemengte, hell-dunkel gebänderte und auch eingefaltete Textur. Sie werden Anatexite bzw. Migmatite (Mischgestein aus metamorphen und geschmolzenen magmatischen Anteilen) genannt. Es gibt aber auch ungeschieferte (isotrope und monomineralische) Metamorphite, wie z.B. Marmor aus Dolomit- und Kalksteinen und Quarzite aus Quarzsandsteinen. Breit gebänderte Hornfelse entstehen bei der Kontaktmetamorphose von Sedimenten mit aufsteigenden und sehr heißen Schmelzen in geringer Tiefe und bei niedrigem Druck. Durch Hebungen im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen, wie z.B. bei Gebirgsbildungen, kommen viele metamorphe Gesteine mit der Zeit wieder an die Erdoberfläche (Exhumation), aber eine Rückumwandlung (Retrogradie) der Minerale findet nur bei einem sehr langsamen Aufstieg und dann unvollständig und nur an den Korngrenzen statt, weil das in der Tiefe freigesetzte Wasser fehlt. Ausnahme: Ozeanboden-Metamorphose mit Meerwasserzutritt (Hydratation, Serpentinisierung). Die höchsten alpinen Metamorphosegrade, auch mit Migmatiten, findet man im Tessin, im Wallis und im Tauernfenster, da dort durch eine stärkere alpine Hebung und der damit verbundenen Erosion besonders tiefe Gebirgsbereiche bis heute an die Erdoberfläche gekommen sind. Bei der Gebirgsbildung entstehen an den Subduktionszonen durch die sehr hohen Drücke von > 1,2 GPa und bei Temperaturen von 500 – 900 °C Hochdruckmetamorphite, wie z.B. Eklogite (Klinopyroxen und Granat), mit einer sehr hohen Dichte von 3,5 g/cm³ als Kennzeichen einer subduzierten ozeanischen Kruste. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Chlorite, Karbonate (Marmor), Granate, Staurolith, Hornblende und Disthen (Abb. 27, 6.36).

Abb. 6.36: Gesteinsmetamorphose

Druck-Temperaturbereiche und Tiefen der Gesteinsmetamorphose für basische (basaltische) Gesteine. Je nach der tektonischen Situation gibt es verschiedene Metamorphosegradienten. Ab 650 °C und 15 – 35 km Tiefe kann es in granitischen Gesteinen zu partiellen Aufschmelzungen kommen (Anatexis, Migmatisierung), bei basischen Gesteinen ab 800 °C. D = Diagenese; And, Di, Sil = Stabilitätsbereiche von Andalusit, Disthen, Sillimanit, das sind gleichzusammengesetzte Kristallmodifikationen des Aluminiumsilikats Al₂SiO₅, die als Geothermobarometer wichtige Hinweise auf die Metamorphosegeschichte eines Gesteins liefern; Hornfelse = oft feinkörnige Metamorphite ohne Schieferigkeit aber mit breiter Bänderung. Slate = feinkörnig-blättriger Schiefer aus Schlammstein. Sanidinit = seltene Fazies mit hoher Temperatur und geringem Druck. Es ist in der Erforschung, ob bei Gebirgsbildungen in der Tiefe nicht auch andere Druckverhältnisse herrschen könnten, z.B. ein tektonischer bedingter Überdruck mit bis zu 50 % des Gesamtdrucks.

Grafik zusammengestellt nach verschiedenen Quellen.



Weit verbreitete metamorphe Gesteine - vom Protolith zum hochgradigen Metamorphit

	Unmetamorph	Schwach metamorph	mittelstark metamorph	stark metamorph
	Kalkstein		Kalkmarmor, zunehmend grobkörnig	nicht geschiefert
	Dolomit		Dolomitmarmor, zunehmend grobkörnig	
Protolith	Tonstein	Tonschiefer	Phyllit	Glimmerschiefer
	Schlammstein			Metapelit-Granulit
	Mergel	Mergelschiefer	Kalkphyllit	Kalkglimmerschiefer / Hornblendeschiefer
				Granulit
	Quarz-Sandstein			Quarzit
				nicht geschiefert
	Konglomerat	Metakonglomerat		Quarz - Augengneis
	Granit	Metagranit		Granitgneis / Augengneis
	Basalt	Metabasalt	Grüngestein / Prasinit	Amphibolith
				basischer Granulit
Fazies: Anchizone Zeolithfz. Prehnitfz. Grünschieferfazies Amphibolitfazies 10 – 45 km Granulitfazies				
Blauschieferfazies < druckbetont > Eklogitfazies ab 35 km				

Diese Abfolgen gelten für einen normalen Metamorphose-Gradienten. Bei Kontakt- oder Hochdruckmetamorphose können aus verschiedenen Protolithen weitere metamorphe Gesteinstypen entstehen.

Ausgangsgesteine (Protolith) und Metamorphosearten.

Grafik ergänzt aus: unesco-sardona.ch, Merkblatt metamorphe Gesteine und Metamorphose, J. Mayer 2010.

Anatexis (Migmatisierung, partielles Schmelzen von Gestein bei > 650 °C in 15 – 35 km Tiefe. Migmatite entstehen oft bei Gebirgsbildungen):

- Paläosom = älterer, fester Anteil,
- Neosom = jüngerer, geschmolzener Anteil
- Metatexis = Anfangsstadium
- Diatexis = höheres Stadium
- Magma = stark bis fast vollkommen geschmolzen.

Schieferung und Metamorphosegrad

- Phyllite = sehr starke, feine Schieferung
- Schiefer = deutliche, enge Schieferung
- Gneise = schwächere, gröbere Schieferung
- Felse = Paralleltextur, keine Schieferung, niedriger Druck aber 600 – 800 °C.

Je feinkörniger das Sediment ist, desto ausgeprägter ist die Schieferung. Mit Zunahme des Aufheizungsgrades Abnahme der Schieferung, weil wasserhaltige und blättrige Schichtsilikate durch wasserfreie und nichtblättrige Minerale ersetzt werden.

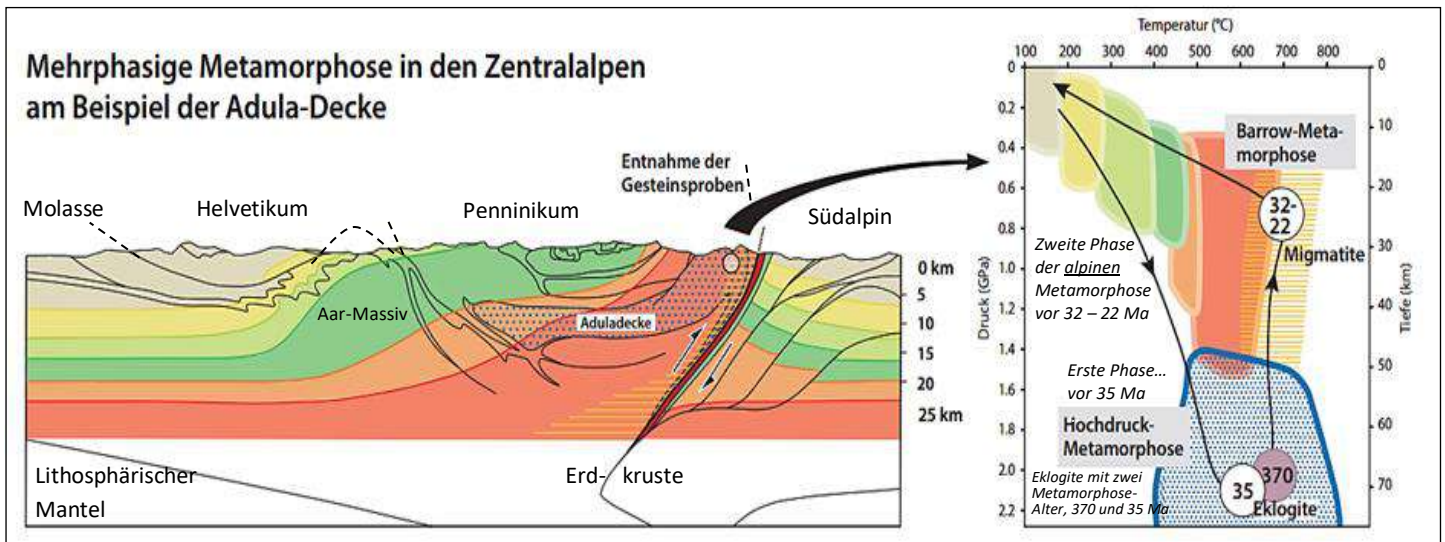


Abb. 6.36-1: Profilschnitt (Abb. 6.37) mit der zweiphasigen alpinen Metamorphose in der Adula-Decke im Schweizer Graubünden und in der italienischen Lombardei mit dem dazugehörigen Druck-, Temperatur- und Tiefendiagramm. In der lepontischen Adula-Decke kommen sowohl hochdruckmetamorphe Eklogite aus großer Tiefe, als auch niederdruckmetamorphe Migmatite aus flacheren Bereichen vor. Hier haben nacheinander zwei Metamorphosephasen stattgefunden. Die blau punktierten Bereiche (Eklogite) wurden von der tiefen Hochdruckmetamorphose während der alpinen Subduktion vor 35 Ma erfasst. Die rot-grün-gelben Bereiche wurden von der flacheren Barrow-Metamorphose (großräumig ausgeglichene Druck-Temperatur-Regional-Metamorphose feinklastischer Sedimente) infolge der Überschiebung der Decken vor 35 - 22 Ma bei der Kontinent-Kontinent Kollision geprägt. Die Zahlen in den Kreisen sind die Metamorphosealter in Ma. Weiß hinterlegte Zahl = jüngere alpine Metamorphosen; grau = ältere Metamorphose der variszischen Gebirgsbildung; orange gestreift = Migmatite. Die Grade der "alpinen Metamorphose" verlaufen nördlich der Periadriatischen Bruchzone quer durch die schwarz abgegrenzten Überschiebungsdecken. Die Überschiebungen sind hier also älter, als die "alpine Metamorphose". Generell gilt: Die spröde Oberkruste bis ca. 15 km Tiefe wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste bis ca. 25 km wird an duktilen Scherzonen gestapelt (Mylonitbildung), die duktile Unterkruste > 25 km Tiefe wird frei deformiert. Der Ablauf der alpinen Metamorphose, Versenkung, Tiefe, tektonischer Überdruck, Hebung etc. ist in der Diskussion. Grafik ergänzt aus: M. Wyss, J. Hermann. CSI-Alps, *Geologie als Spurensuche erlebbar machen*. Modul 5, M. Wyss. <https://www.csi-alps.unibe.ch/>

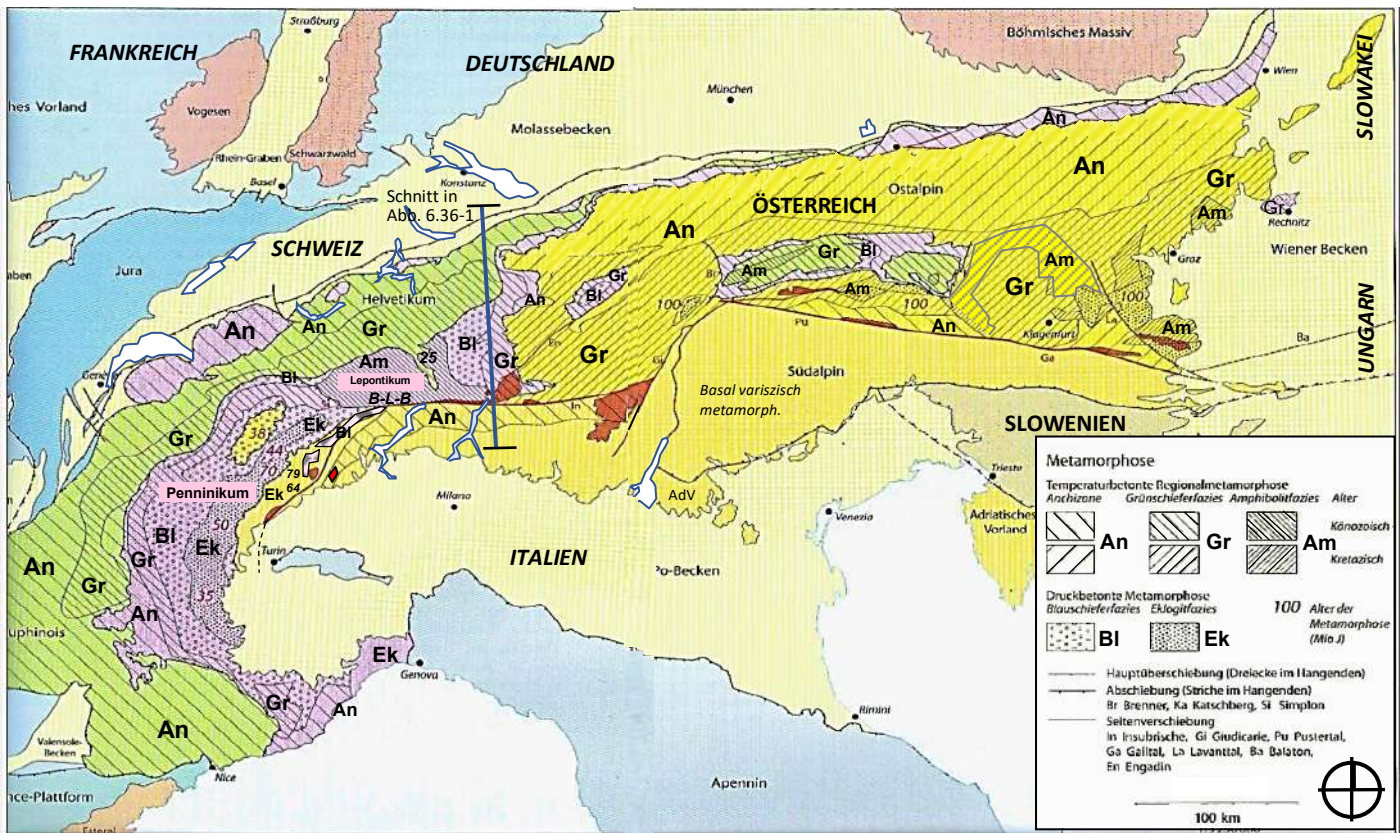


Abb. 6.37: Karte der "alpinen" Metamorphose der Gesteine.

Die vereinfachte Karte zeigt den Grad und das Alter der Metamorphose der Gesteine während der alpinen Gebirgsbildung vor 110 – 15 Ma. Die Grundgebirgsmassive und die Grundgebirgsdecken wurden teils prävariszisch und hauptsächlich bei der variszischen Gebirgsbildung vor 400 - 300 Ma metamorphosiert und wurden später teils noch einmal alpin metamorph überprägt. Die kreidezeitliche Metamorphose vor 110 – 90 Ma ist auf das Ostalpin beschränkt. Das Südalpin ist basal variszisch metamorph und alpin allenfalls geringgradig überprägt. Das Zentrum der Zentral- und der Westalpen und Teile des Tauern- und des Engadiner-Fensters wurden ab 65 Ma und im Lepontin (Tessin) vor 30 – 20 Ma auch druckbetont mittel- bis hochgradig alpin metamorphosiert und der Metamorphosegrad nimmt vom Nordrand der Alpen bis zur Insubrischen Störung zu (~ 650 °C bei Biasca, Locarno, Bellinzona, B-L-B). Grün = Helvetikum; pink = Penninikum, Lepontikum; gelb = Ostalpin, Salassikum; hellgelb = Südalpin; rotbraun = periadriatische Intrusivgesteine (Granite, Tonalite); känozoisch = Paläogen, Neogen, Quartär; kretazisch = kreidezeitlich.

Grafik ergänzt aus: O. A. Pfiffner, 2015: *Geologie der Alpen*. UTB, Haupt, Bern. Zusammengestellt nach R. Oberhänsli et al. 2004. *Metamorphic structure of the Alps*. Commission for the Geological Map of the World, SGMW, Paris.

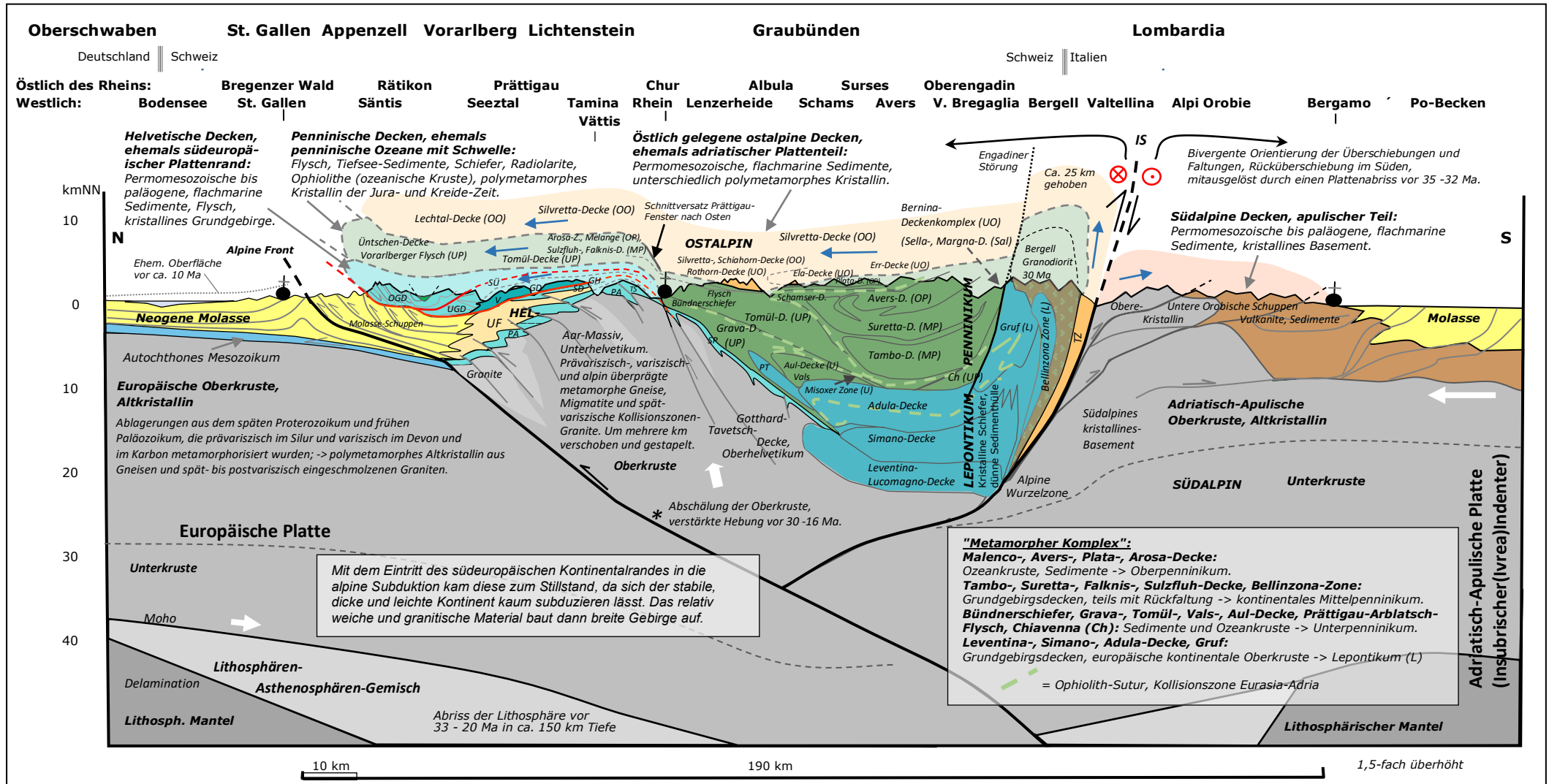


Abb. 6.40: Geotektonischer Profilschnitt durch die östlichen Westalpen in heutiger Zeit.

Der Tiefenschnitt zeigt überhöht und vereinfacht einen Bereich in der östlichen Schweiz und in Norditalien zwischen St. Gallen und Bergamo. Oberhalb der heutigen Gebirgsoberfläche sind die bereits erodierten Gesteinsdecken nur wenige Kilometer weiter im Osten gestichelt dargestellt. Direkt östlich der Achse des Alpenrheins von Bregenz bis Vaduz, im Prättigau, bei Arosa, auf der Lenzerheide und im Avers bauen zunächst noch die höher liegenden penninischen Deckenstapel die Gebirgslandschaft auf. Diese tauchen dort mit ca. 10° (18 %) nach Osten ab, und die sie darüberliegenden und mächtigen ostalpinen Decken formen die Gebirgslandschaften in der Ostschweiz und in Österreich (Abb. 6.11). Im Zentrum des Profilschnittes liegen das (par)autochthone Aar-Massiv und die parautochthone Gotthard-Decke als Grundgebirge des helvetischen Schelfs. **Autochthon** bedeutet: ...heutige Lage sehr nahe am Ablagerungsort und im Verband. **Parautochthon** bedeutet: ...etwas vom Ablagerungs-ort verschoben. **Allochthon** bedeutet: ...weit verschoben, nicht im Verband. Die Faltungen und Überschiebungen der Gesteinsablagerungen von ca. 1000 km auf 100 - 250 km Breite bis auf den südeuropäischen Untergrund haben innerhalb der oberen Erdkruste bei Temperaturen von 200 - 300 °C oder mehr stattgefunden. Die helvetischen Decken OGD und UGD wurden südlich des Aarmassivs abgelagert und wurden beim Zusammenschub der Alpen und auch im Zuge der Hebung des Aarmassivs weit nach Norden transportiert (Abb. 6.29-1). In diesem und in den folgenden tektonischen Profilschnitten sind nur die wichtigsten Überschiebungen, Verwerfungen und Bruchzonen schematisch dargestellt.

= Abschälen der Oberkruste von der Unterkruste; IS = Insubrische Störung des Periadriatischen Bruchsystems; (OO) = Ober- und (UO) = Unterostalpine Decken; (Sal) = Salassikum; TZ = ostalpine Tonale-Zone; (OP) = Oberpenninische-, (MP) = Mittelpenninische-, (UP) = Unterpenninische- Decken; **Oberhelvetikum:** OGD = Oberer Glarner Deckenkomplex (Säntis-Drusberg-Decke); UGD = Unterer Glarner Deckenkomplex (Gonzen-Zone, Blattgrad-, Glarner- und Mürtschen-Decke mit Glarner Verrucano (GD, V); SÜ = Säntis-Überschiebung; GH = Glarner Hauptüberschiebung -> Grenze Ober-/Unterhelvetikum. **Unterhelvetikum:** PA = Par-, Autochthon der Massive; UF = Unterhelvetischer Flysch; TS = Tschäp-Schuppe; SD = Sardona-Flyschdecke mit Blattgrat-Decke; SP = Scopi Piora-Schuppe; PT = Piz Terri-Decke.

Der überhöhte und vereinfachte Profilschnitt zeigt den tektonischen Bau und die Gliederung der Westschweiz vom Mittelland zu den italienischen Süd-Alpen. Die blauen Pfeile veranschaulichen die Überschiebungen der oft gefalteten Sedimente durch den Schub der Adriatisch-Apulischen Platte. Der größte Teil der 1 - 2 km mächtigen helvetischen Decken ist bei der Gebirgsbildung vom sich hebenden Aar-Massiv abgeglitten und allochthon bis über 50 km weit nach Norden und Nordwesten überschoben und intensiv gefaltet worden (Säntis). Die jüngeren Molasseschichten wurden dabei zum Teil weit überfahren, abgeschert, in sich überschoben, verfault und bilden die Falten(Subalpine)molasse. Im westlichen Schweizer Mittelland sind die Molassesedimente (Vorlandplateau) mit den Triassedimenten vom kristallinen Untergrund entlang der weichen und triaszeitlichen Evaporite abgeschert und etwas nach Norden verlagert worden. Durch diesen Fernschub aus den Alpen ist die breite Faltenjura mit der schmalen Lägernkette als östlichster und spornartiger Ausläufer entstanden (Abb. 6.67). Im Tessin wurden die Lepontischen Decken um ca. 20 km angehoben und bilden die Aufwölbung des hochmetamorphen "Lepontischen Doms". Die hier gestrichelten Bereiche über der Gipfflur wurden im Zuge des Aufstiegs der Alpen aus dem Meer fortlaufend erodiert und als klastische Sedimente großteils in den Molassebecken abgelagert und von dort in die Meere geschwemmt. Die Alpen waren wahrscheinlich nie höher als heute.

Oberhelvetikum: DD = Wildhorn-Drusberg-Decke inkl. B = Bürgenstock-Schuppe und H = Habkern-Melangezone (Wildflysch); AD = Axen-Decke, oft Karbonate; Gotthard-Decke, Kristallin.

Unterhelvetikum: UF = Unter(Nord)helvetischer; SF = Subalpiner Flysch; PA = parautochthone und autochthone permomesozoische bis paläogene Karbonatsedimente; Aar-Massiv aus Gneisen, Migmatiten, Graniten.

Penninikum: ZSC = Zone Sion-Courmayeur, UP; MR = Monte Rosa-Decke, MP; ZSD = Zermatt-Saas-Fee-Decke, OP.

Lepontikum: LD = Lebedun-Decke; AD = Antigorio-Decke; VD = Verampio-Decke; OZ = Orselina-Zone; SD = Samboco-Decke; MD = Maggia-Decke.

Südalpin: Ivrea-Körper = Peridotite des Erdmantels, Schwereanomalie; C = Canavese-Zone, Grundgebirge, permomesozoische Sedimente; CS = externe und interne Canavese-Störung (Insubrische Störung) des Periadriatischen Bruchsystems. PS = Pogallo-Störung; LMS = Lago Maggiore-Störung.

Schweizer Faltenjura: Vor 10 – 2 Ma wurde 25 – 80 km nordwestlich der Alpen der an die Molasse anschließende Französisch-Schweizer Jura durch Fernschub auf 370 km Länge und maximal 75 km Breite gestaucht. Ursache waren die damals aufsteigenden und dabei nordwestwärts schiebenden Externmassive des europäischen Untergrunds. Bei einer Verkürzung von 2 bis 35 km wurden die Gesteine der Trias und die überlagernden und harten Kalk- und Mergelgesteine des Juras bei niedrigen Temperaturen entlang der weich verformbaren triaszeitlichen Gips- und Anhydritlagen aufgeworfen. So entstanden die "Faltenstrukturen" aus Brüchen und Überschiebungen im harten Kalkstein. Auch die tiefer liegenden permokarbonischen Schichten und die kristalline Basis wurde stellenweise in diese Tektonik miteinbezogen. Der "Faltenjura" (Abscher-Faltengebirge) wird als "Interner Faltenjura" in den Typ "Kettenjura" (wenig abgetragen) und in den Typ "Freiberger Jura" (stärker abgetragen) gegliedert. Weiter im Nordwesten schließt sich die Hochebene des "Plateaujura" als "Externer Faltenjura" an, wo die nur schwach gefalteten und breiten Plateaus durch schmale und stark abgetragene Faltengürtel getrennt werden. Im Norden folgt die Nordfranzösische Schichtstufenlandschaft mit dem ungefalteten, aber im Einflussbereich des Oberrheingrabens durch Brüche tektonisch zergliederten "Tafeljura" (Bruchschollengebirge). Die Jurafaltung geht bis heute z.B. im südlichen Oberrheingraben und im Sundgau weiter.

Grafiken 6.40 und 6.41 mit Daten u.a. nach: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern und nach O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.

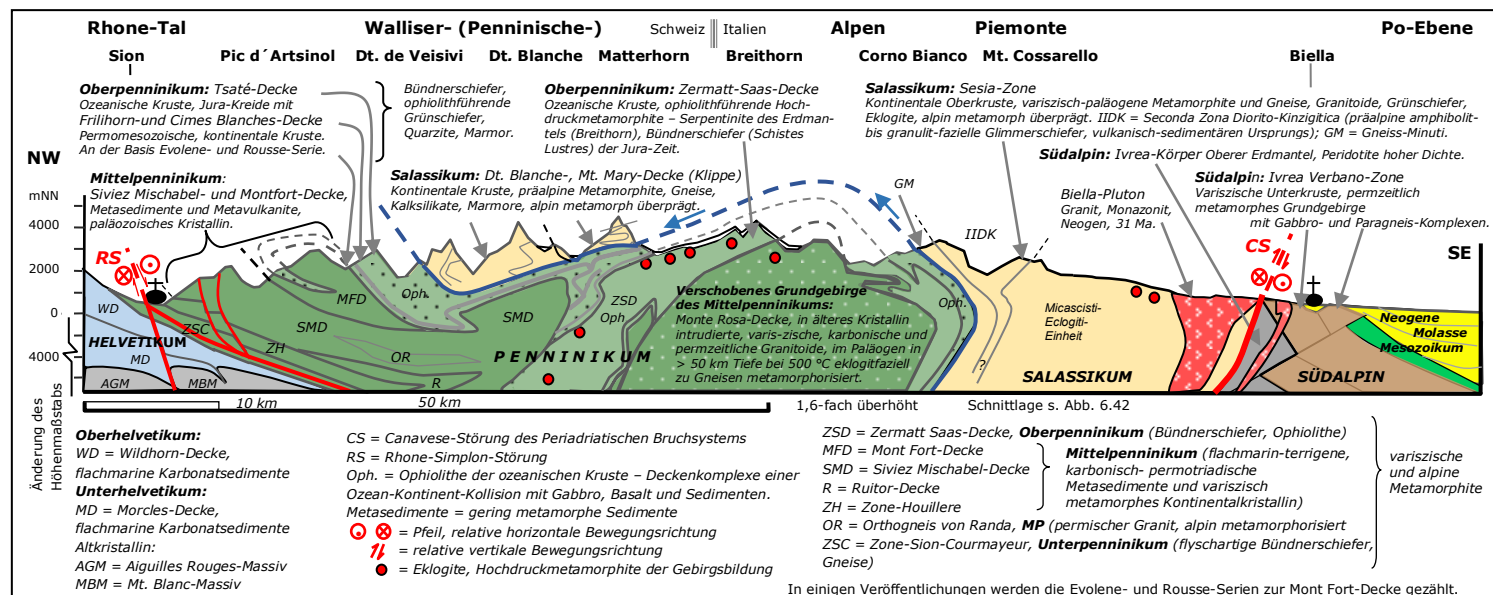
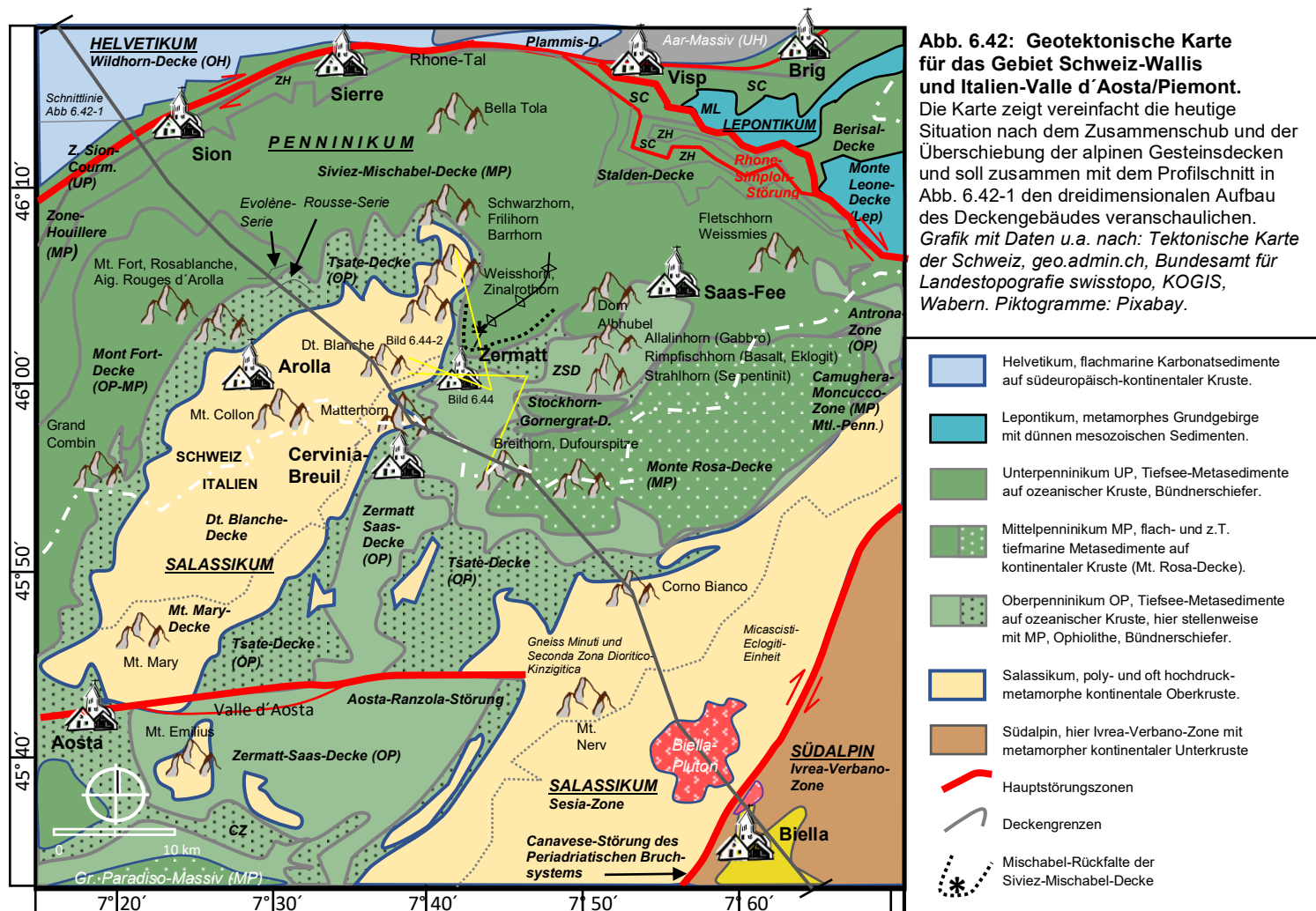


Abb. 6.42-1: Geotektonischer Profilschnitt für das Gebiet der Walliser- (Penninischen-) Alpen und der Piemontesischen Westalpen in heutiger Zeit.

Der überhöhte und vereinfachte Profilschnitt zeigt den geotektonischen Bau und die Gliederung der Walliser- (Penninischen-) Alpen mit den Gesteinen aus den tektonischen Einheiten. Dargestellt ist die Überschiebung der adriatischen Dent-Blanche- und der Mt. Mary-Decke aus kontinentaler Erdkruste (Gneise und Gabbro) über den Ophiolithen und Schistes Lustres (Bündnerschiefer) der ozeanisch-oberpenninischen Decken. Darunter folgen die polymetamorphen Kristallingesteine der mittelpenninischen Decken aus Gneisen, Schiefern und Quarziten. In den weichen Sedimenten der unterpenninischen Zone-Sion-Courmayeur wurde das Rhonetal eingeschnitten. Die Dent-Blanche-Decke, die Mont-Mary-Decke und die Sesia-Zone (Cervinia-Mikrokontinent im Oberpenninischen Ozean, ehemals Unterostalpin) werden der neuen tektonischen Domäne des "Salassikum" zugeordnet. Die Canavese-Störung (CS) des Periadriatischen Bruchsystems trennt die nördlich gelegenen West- und Ostalpen von den Südalpen. An dieser Naht haben sich die Südalpen 100 - 150 km nach Westen verschoben und die Zentralalpen haben sich gegenüber den Südalpen um ca. 20 km gehoben. Das führte dazu, dass dort heute nördlich kristalline Gesteine an der Oberfläche liegen, während südlich auch Sedimente auftreten. Das Periadriatische Bruchsystem existierte schon vor der Alpenbildung und wurde alpidisch reaktiviert (Abb. 32c-1, 36e, 37a). Die Monte-Rosa-(Massiv) Decke und das südlich gelegene Gran-Paradiso- und Dora-Maira-Massiv wurden als kontinentale Krustenteile tief in die alpine Subduktionszone versenkt. Wegen ihrer geringeren Dichte und durch den seitlichen Druck sind sie blasenartig wieder aufgestiegen, wurden der Erosion ausgesetzt und bilden heute hohe Gebirgsgruppen. Grafik mit Daten nach: F. Negro et al. 2013: Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemonte-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. Swiss Journal of Geosciences, April 2013; nach: A. Steck et al. 2015: Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy: Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. Swiss Journal of Geoscience, Vol. 108, 2015 und nach: Tektonische Karte der Schweiz mit Erläuterungen, Daniel Bernoulli et al., Yves Gouffon (Ed.), 2024, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, KOGIS, Wabern.

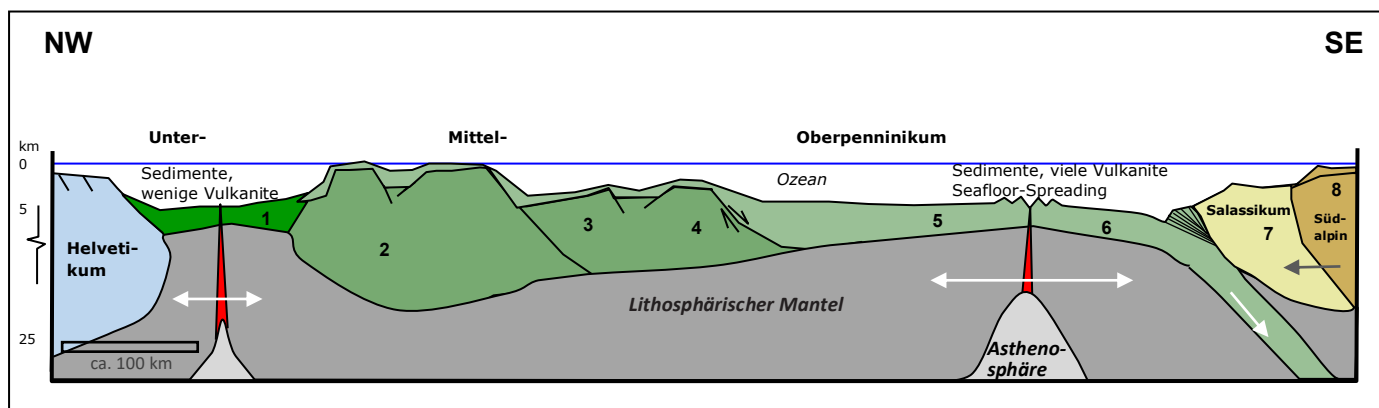


Abb. 6.43: Geotektonische Lithosphärenschnitte durch die Westalpen, Schweiz – Norditalien vor ca. 100 Ma.

Die Grafik zeigt einen schematischen und stark überhöhten geotektonischen Tiefenschnitt zur Jura-Zeit mit den penninischen tief- und flachmarinen Ablagerungsräumen 1 = Valais (Unter-), 2 – 4 = Briançonnais (Mittel-), 5, 6 = Liguro-Piemont (Oberpenninikum) und im NW und SE begrenzt durch die helvetischen bzw. 7, 8 = salassischen und südalpinen Flachmeere.

Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: S. Skora et al., 2015: Evidence for protracted prograde metamorphism followed by rapid exhumation of the Zermatt-Saas Fee Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 33, Issue 7.

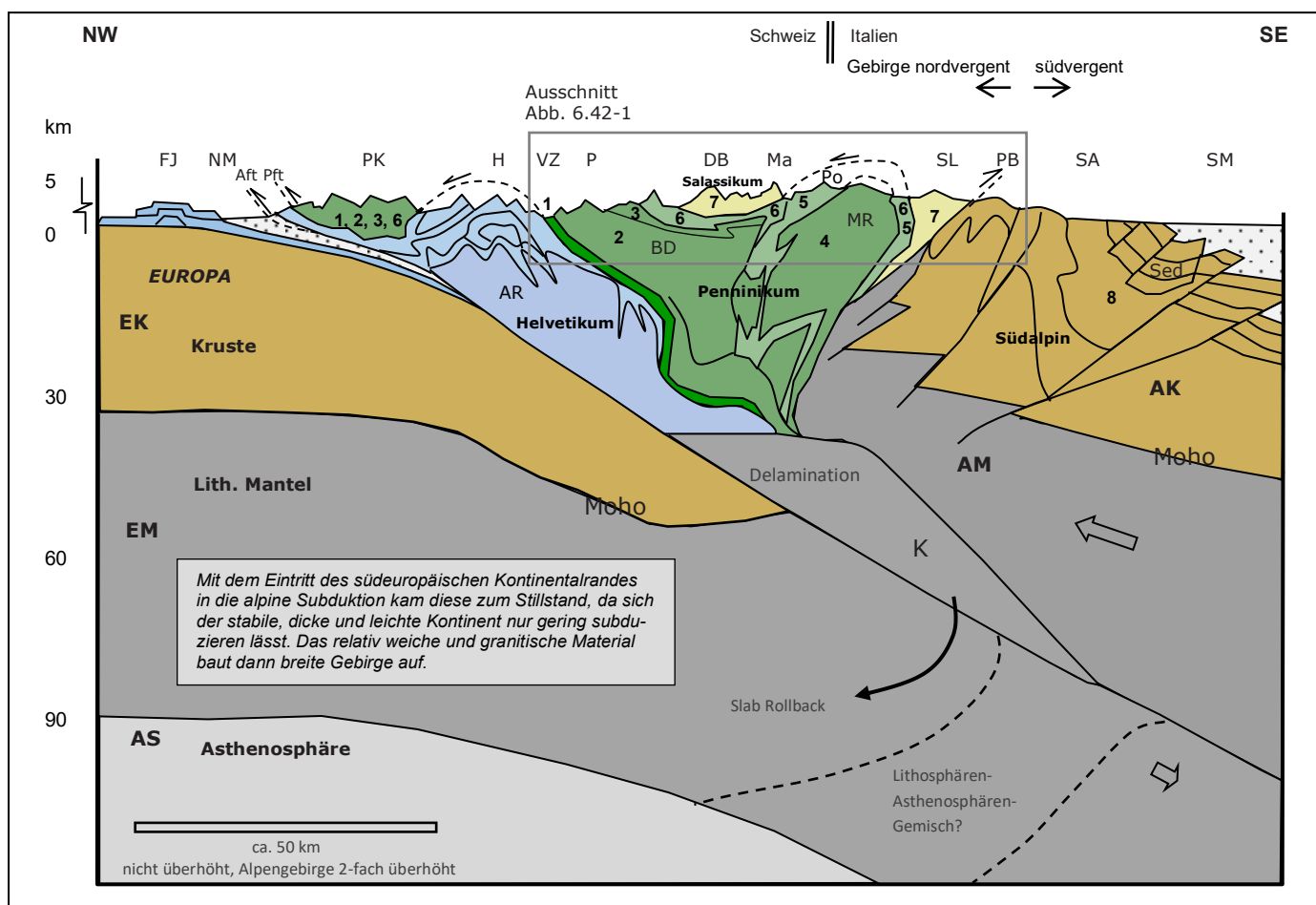


Abb. 6.43-1: Geotektonischer Lithosphären-, Asthenosphärenschnitt der Westalpen, Schweiz - Norditalien in heutiger Zeit.

Der schematische Tiefenschnitt zeigt eine geotektonische Übersicht vom Schweizer Jura über das Wallis ins norditalienische Piemont. Adria/Apulia schiebt sich über Südeuropa. UP, MP, OP = Unter-, Mittel-, Oberpenninikum. Details in Abb. 6.42-1, 6.42, 6.44.

Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: Giorgio V. Dal Piaz et al., 2003: Geological outline of the Alps. *Academia, Episodes*, Vol.26, no.3, 2003.

Lithosphäre der westlichen Alpen:

- **Salassikum (7):** Sesia-Lanzo-Zone (SL) und Mt. Mary-, Dt. Blanche-Decke (DB) einschließlich Matterhorn (Ma).
- **Penninikum (P):** Ophiolithische Einheiten des Oberpenninikums (5, 6 = Po - OP), Monte-Rosa Decke (4 = MR - MP), Bernhard-Deckenkomplex (2, 3 = BD - MP). Darunter die unterpenninische Valais-Zone (1 = VZ - UP), penninische Klippen (PK), Pft = penninische Frontalüberschiebung.
- **Helvetikum (H), Lepontikum?:** Grundgebirge mit Sedimentdecken (H), Aiguilles Rouges-Massiv (AR), Aft = alpine Frontalüberschiebung.
- **Nordalpine Molasse: (NM).**
- **Jura-Gürtel:** mit Faltenjura (FJ).
- **Süd-alpin: (8 = SA), Sed = Sedimente, adriatische Kruste (AK).**
- **Süd-alpine Molasse:** Po-Ebene (SM).
- **Keil des europäischen Mantels:** eklogitisierte Krusteneinheiten (Wurzel) (K). Schweres Gestein sinkt ab. Leichte Kruste erhält mehr Auftrieb und steigt auf.
- **Europäischer Lithosphärischer Mantel:** kontinentale Kruste (EK) und Mantel EM; Asthenosphäre (AS).
- **Adriatischer Lithosphärischer Mantel:** Mantel (AM); Periadriatisches Bruchsystem (PB).

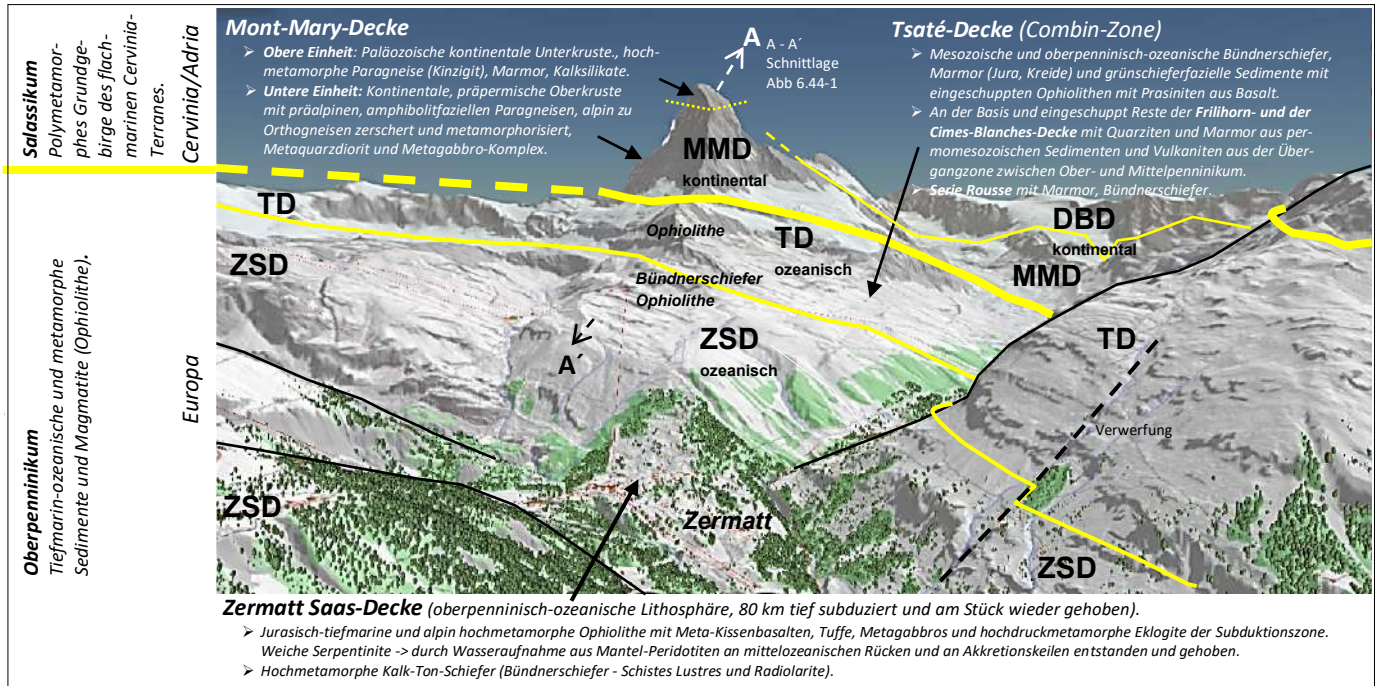


Abb. 6.44: Deckenbau am Matterhorn (4478 mNN) in den Walliser-Alpen der Schweiz.

Die Grafik mit einer Ansicht vom Unterrothorn (3103 mNN) nach Südwesten zeigt den alpinen Deckenbau im Bereich von Zermatt und am Matterhorn. Der obere Teil des durch die eiszeitliche Erosion und Gletscherschiff pyramidenartig geformten Berges (Karling) besteht aus Gesteinen der kontinentalen Mont-Mary-Decke aus dem Salassikum als nördliche Fortsetzung der ebenfalls salassischen Sesia-Zone im Piemont. Darunter folgen Gesteine der oberpenninisch-ozeanischen Tsaté-Decke mit eingeschuppten Resten der kontinentalen Cimes Blanches- und der Frilhorn-Decke. Die Basis bilden hier die mächtigen Gesteinsformationen der ozeanischen Zermatt-Saas-Decke aus dem breiten und tiefen oberpenninischen Ablagerungsraum. Dargestellt sind hier die ungefähren Lagen der Deckengrenzen (siehe Abb. 6.5 und 6.42). Das Wallis mit dem Matterhorn gehört mit seiner vielfältigen Deckentektonik zu den interessantesten geologischen Gebieten in den Alpen.

Grafik ergänzt aus: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, KOGIS, Wabern.

Vor etwa 100 Ma kam es zu einer Änderung der ostwärtigen Bewegungsrichtung der Afrikanischen Platte und diese schob nun zusammen mit der Adriatisch-Apulischen Platte nach Norden gegen Eurasia. Das verstärkte die tiefe süd- und südostwärts gerichteten Subduktion des oberpenninischen Ozeanbodens zusammen mit dem von der Adriatischen Platte abgekoppelten Cervinia-Terrane unter den bereits vor 120 Ma angelegten adriatisch-ostalpinen Deckenstapel in den Erdmantel. Die Ozeanböden wurden dabei an Akkretionskeilen von ihrer Unterlage abgeschabt, fragmentiert, in die Tiefe versenkt, metamorph verändert, überschoben und gestapelt. Durch den anhaltenden Nordstich von Afrika und mit der Schließung der penninischen Ozeane vor 55 – 45 Ma wurden diese Fragmente wieder gehoben, auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben, weiter zerschert und stellenweise ausgewalzt. Dabei wurden auch die Grundgebirgsgesteine des zum "Salassikum" gehörenden Cervinia-Terranes von Süden über die penninischen Gesteine der heutigen Tsaté-, Cimes Blanches- und Zermatt Saas-Decke geschoben (Abb. 6.21, 6.41-2). Mit der Alpenhebung und Erosion ab ca. 25 Ma sind dann die weiträumigen penninischen und die klippenartigen salassischen Deckenkomplexe der Mt.-Mary- und der Dt.-Blanche Decke mit ihren schroffen Gebirgsformationen entstanden.

- Dt. Blanche-Decke - DBD - im Westen und Mt. Mary-Decke - MMD - im Osten ("Dt. Blanche-Klippe", Abb. 6.42): Diese überwiegend aus präalpinen Kristallingesteinen bestehende und große "Erosionsklippe" aus mehreren überschobenen Teildecken ist die Fortsetzung der sich 25 km südöstlich im Piemont befindlichen und steil stehenden Sesia-Zone. Sie entstammt dem tieferen Grundgebirge eines kleinen, kontinentalen Erdkrustenfragments (Cervinia-Terrane), das sich am westlichen adriatisch-apulischen Kontinentalrand gelöst hat und später bei der Subduktion dort wieder angedockt hat. Es wurde mit der oberpenninischen Ozeankruste versenkt, später wieder gehoben und gehört zur tektonischen Einheit des Salassikums (Abb. 6.43, 6.43-1). Die Obere Einheit der Mt. Mary-Decke besteht aus amphibolitfaziellen und metapelitischen Paragneisen (Kinzigit), Marmoren und Kalksilikaten einer ehemaligen variszischen Unterkruste. Die geringer metamorphe Untere Einheit besteht aus Grundgebirge der Oberkruste mit präalpin amphibolitfaziellen Paragneisen, die alpin zu Orthogneisen zerschert und metamorphosiert wurden und am Matterhorn auch aus permischen Metagabbros. Die im Paläozoikum entstandene Gesteine der Dt. Blanche/Mt.-Mary-Decke wurden spätvariszisch und dann nochmals alpin metamorph überprägt und waren früher ein Teil der nahe an Nordafrika liegenden Adriatisch-Apulischen Mikroplatte, so dass oft der missverständliche Satz zu lesen ist: "Das Matterhorn war vor der Alpenbildung ein Teil von (Ur-)Afrika". Heute versteht man Adria/Apulia als eine von Nordafrika abgelöste und eigenständig bewegte Mikroplatte.

- Tsaté-Decke (TD): Die tiefmarinen Ausgangssedimente dieser Decke aus Radiolariten und Kalk-Tonschlamm wurden während der Jura- und der Kreide-Zeit im nordwestlich von Adria/Apulia gelegenen Becken des Oberpenninischen Ozeans abgelagert. Sie bildeten zusammen mit der an untermeerischen Spreizungszonen ausgetretenen ozeanischen Kruste aus basaltischen Vulkaniten, Gabbros und Serpentiniten den breiten Ozeanboden. Im Zuge der Alpenbildung wurden diese Sedimente und Magmatite oft als Akkretionskeile abgeschabt, fragmentiert in die Tiefe versenkt, dort metamorph umgewandelt, kompliziert gefaltet und überschoben. Im Zuge der Hebung und Abtragung des Gebirges kamen diese Gesteine als Kalk-Ton-Glimmer-Schiefer (Bündnerschiefer, Schistes Lustres, Calcschists) mit eingeschuppten Ophiolithen wieder an die Oberfläche. Die stark zerscherten und oft ausgewalzten Gesteine haben an der Basis des Matterhorns wegen ihrer geringeren Verwitterungsresistenz eine etwas sanftere Morphologie als die härteren Gesteine der viele markante Gipfel bildenden Mt.-Mary- und Dt.-Blanche-Decke (Matterhorn, Gabelhörner, Zinalrothorn, Dent Blanche, Weisshorn). Zwischen dem Grand Combin und dem Frilhorn im Westen liegen an der Basis Quarzite, Dolomite, Marmore und Bündnerschiefer der **Rousse-Serie** über Kalksteinen und Breccien der **Evolène-Serie** der kontinentalen Mont Fort-Decke.

- Cimes Blanches-Decke, Frilhorn-Decke innerhalb der TD: Eingeschuppt und oft nahe der Basis der Tsaté-Decke befinden sich Reste der metamorphen Cimes Blanches- und der dünnen trias- bis kreidezeitlichen Frilhorn-Decke aus Quarziten und Marmoren aus der Übergangszone zwischen dem Ober- und Mittelpenninikum. Beide Decken und die Tsaté-Decke sind stark zerschuppt und niedriger metamorph als die darunter liegende Zermatt-Saas-Decke und werden auch als "**Combin-Zone**" bezeichnet. Diese ist im Wallis und vom Aosta-Tal bis in die südlichen französischen Alpen verbreitet.

- Zermatt Saas-Decke (ZSD): Die tiefmarinen Ausgangssedimente dieser Gesteinsdecke, Radiolarite und kalkig-pelitisches Gesteine, wurden, wie auch die der Tsaté-Decke, zusammen mit basaltischen Magmatiten (Kissenlaven), Gabbros und Serpentiniten im tiefen oberpenninischen Piemont-Ozean während der Jura-Zeit abgelagert und bildeten dort den Meeresboden. Die Gesteine wurden in der Paläogen-Zeit vor 50 – 40 Ma bei der Subduktion der ozeanischen Kruste unter die Adriatisch-Apulische Platte gezogen und im Gegensatz zur geringer metamorphosierten Combin-Zone in 70 - 100 km Tiefe hochdruckmetamorph und teilweise eklogitfaziell umgewandelt (Basalt, Gabbro -> Eklogite). Bei Wiederaufstieg im Zuge der Gebirgsbildung wurden sie unter Wasseraufnahme z.T. in Serpentinite und in Blau- und Grünschiefer rückumgewandelt. Diese 60 km breite ozeanische Lithosphäre ist dann nahezu "am Stück" wieder an die Oberfläche aufgestiegen und besteht heute aus ähnlichen Gesteinen wie die Tsaté-Decke: Kalk-Tonschiefer (Bündnerschiefer) mit eingelagerten Ophiolithen (Metabasalt, Metagabbro). Nach der Nordverschiebung und Faltung liegen die stark zerscherten Teile dieser Ophiolith-Serien heute über den Gesteinen des ehemaligen südlichen Kontinentalrandes von Europa. Die Zermatt Saas-Decke bildet heute die Basis des Matterhorns und reicht bis ins Tal nach Zermatt, nach Nordosten zum Allalinhorn bei Saas Fee und weit nach Süden in das Aosta Tal und bis zum Gran Paradiso-Massiv in Italien (Abb. 6.42).

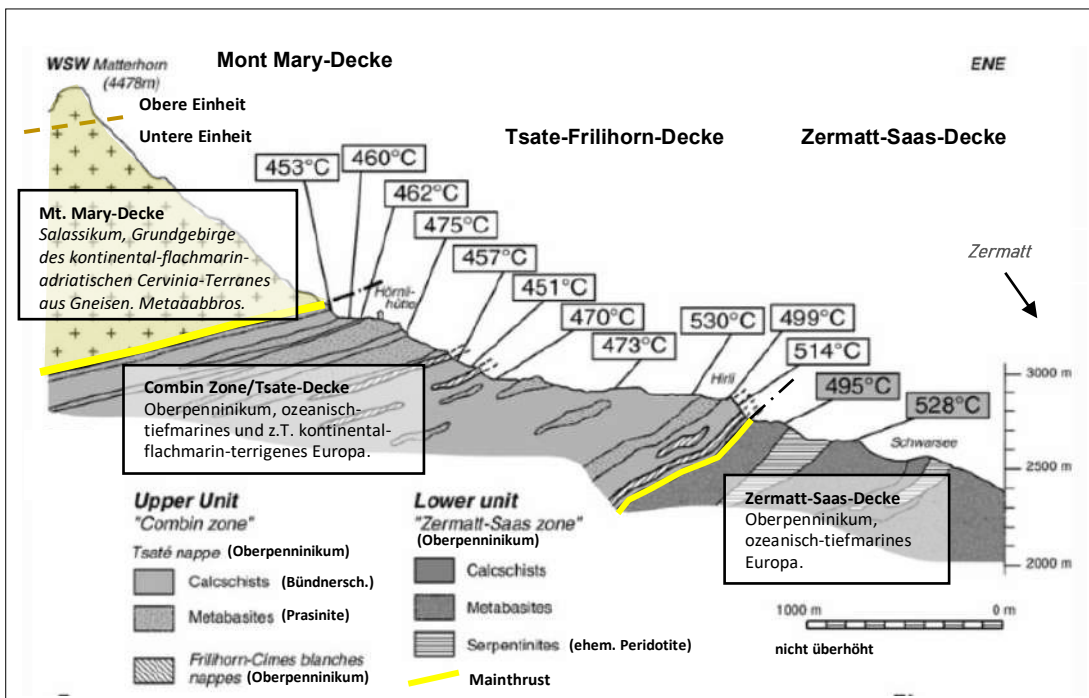


Abb. 6.44-1: Profilschnitt Matterhorn – Schwarzsee.

Der geotektonische Schnitt zeigt im Vergleich zu Abb. 6.44 die Lage der kontinentalen Mont Mary-Decke des Salassikums, der oberpenninisch-ozeanischen Tsate-Decke mit Resten der ebensolchen Frilihorn- und Cimes Blanches-Decke (Combin-Zone), der oberpenninisch-ozeanischen Zermatt-Saas-Decke und die spektroskopisch ermittelten Spitzentemperaturen bei deren Metamorphose. Gelbe Linien = Hauptüberschiebungen; Calcschists = Kalkschiefer (Bündnerschiefer); Metabasites = Metamorphite aus den basischen Magmatiten Basalt, Andesit, Gabbro; Serpentinities = Metamorphite, durch Einlagerung von Meerwasser umgewandelte ultramafische, olivinreiche Peridotite (Fe- und Mg-haltige dunkle Minerale) aus basaltischem Magma.

Grafik ergänzt aus: F. Negro et al., 2013: Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemonte-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. Swiss Journal of Geosciences volume 106, pages 63–78 (2013).

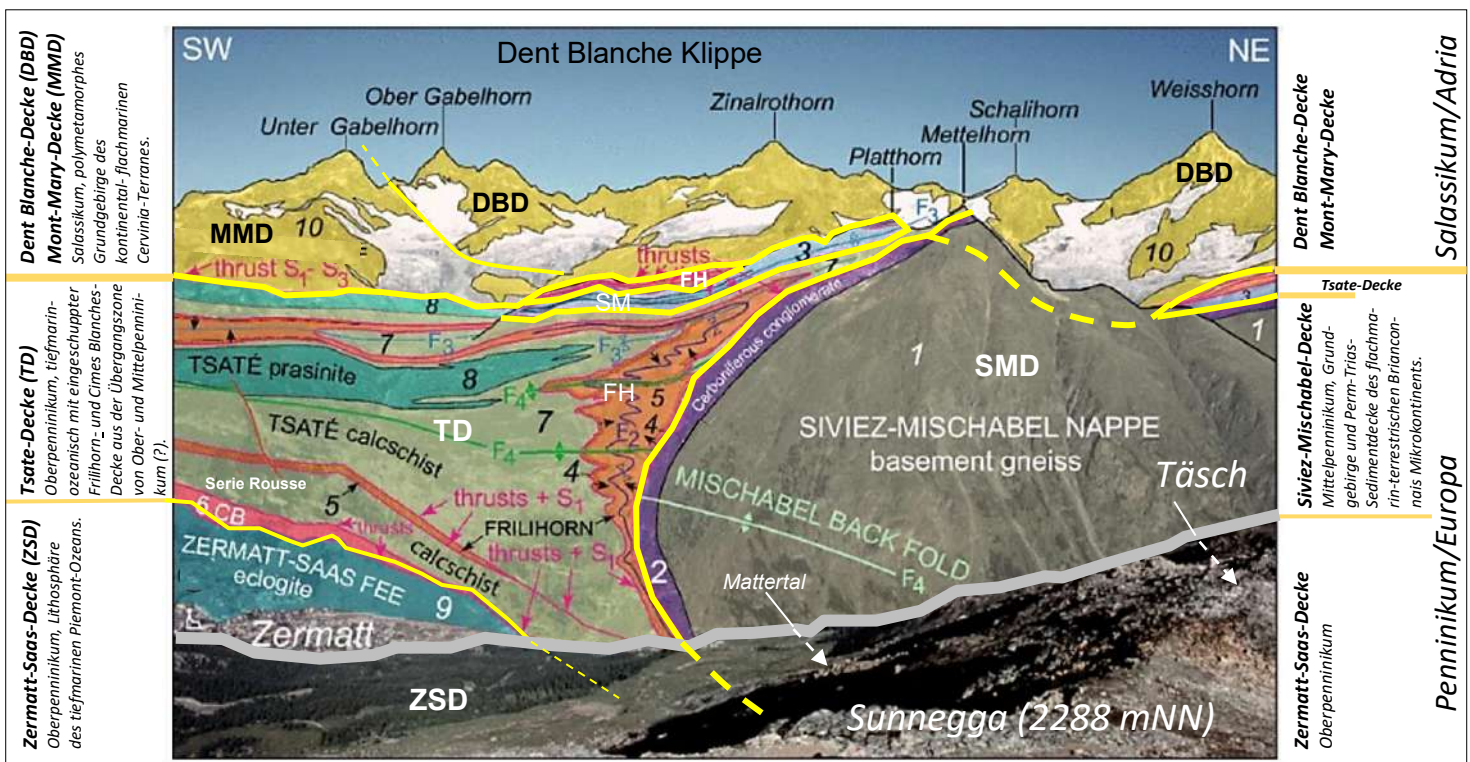


Abb. 6.44-2: Ansicht der Westseite des Mattertals im Wallis, Schweiz.

Das Foto, aufgenommen von der Station Sunnegga (2288 mNN) über das Mattertal nach Westen, zeigt die Westseite des Tals zwischen Zermatt und Täsch mit den darüber gezeichneten geotektonischen Strukturen. Rechts unter der Dt. Blanche- und der Mt. Mary-Decke (DBD/MMD) des Salassikums, neben der Tsate-Decke (TD - Combin Zone) des Oberpenninikums und über der oberpenninischen Zermatt-Saas-Decke (ZSD) sieht man die große und hier fast horizontal liegende Rückfaltung der Siviez-Mischabel-Decke (SMD) aus mittelpenninischem Grundgebirge nach Süden, verursacht wegen der keilartigen Nordwanderung und Einengung durch den "Insubrischen Indenter".

Originaltext: "1 = Grundgebirgsgneis der Siviez-Mischabel-Decke; 2, 3 = deren sedimentäre Deckschicht; 2 = Karbon-Konglomerate; 3 = SM - Barrhorn-Serie (Mesozoikum-Eozän); 4, 5 = FH - Frilihorn-Serie (Mesozoikum); 4 = Frilihorn-Quarzit; 5 = Frilihorn-Dolomit; ↑ = nach oben jünger werdende stratigraphische Polarität; 6 = CB - Cimes-Blanche-Decke (Permo-Mesozoikum); 7 = Kalkschiefer der ophiolithischen Tsaté-Decke; 8 = Prasinite, Metabasit der Tsaté-Decke; 9 = eklogitische Zermatt-Saas-Fee-Ophiolithdecke; 10 = Grundgebirgsdecke Dt.-Blanche/Mt.-Mary. Rote Linien stellen mehrfach gefaltete Überschiebungsflächen dar; F2 die axiale Fläche der Falten der zweiten Phase; F3 die axiale Fläche der Falten der dritten Phase, die Faltenachsen F2 und F3 sind parallel zu einer NW-gerichteten Streckungslineation mit Scherindikatoren von oben nach NW ausgerichtet; F4 die axialen Flächen der Mischabel-Rückfalte mit ihrer um 22° nach W einfallenden Faltenachse."

Prasinite = ungeschieferter Grünstein aus metamorphisiertem Basalt; Calcschists = Kalkschiefer (Bündnerschiefer).

Grafik ergänzt aus: A. Steck et al. 2015: Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. Swiss Journal of Geosciences volume 108, pages 3–34 (2015).

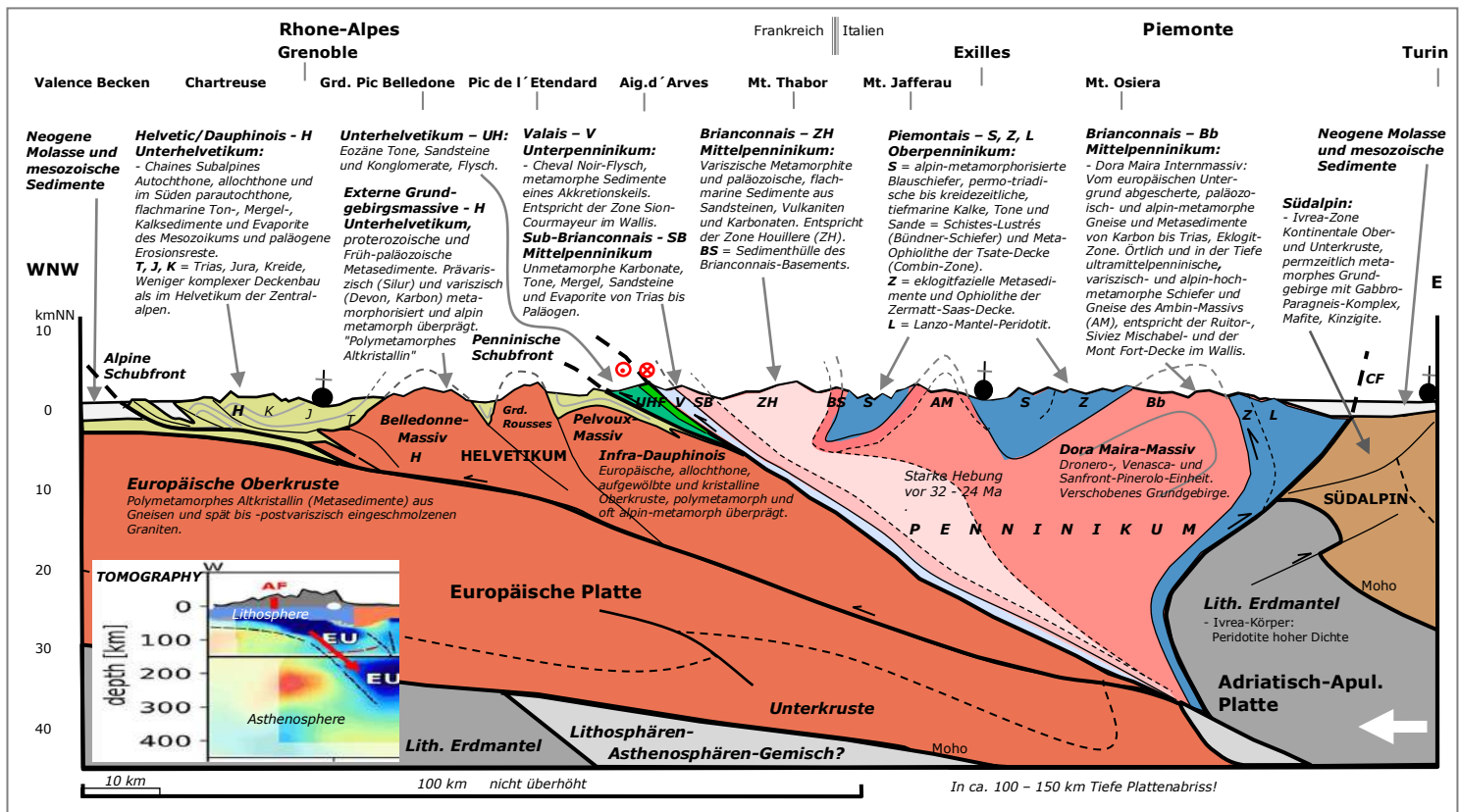
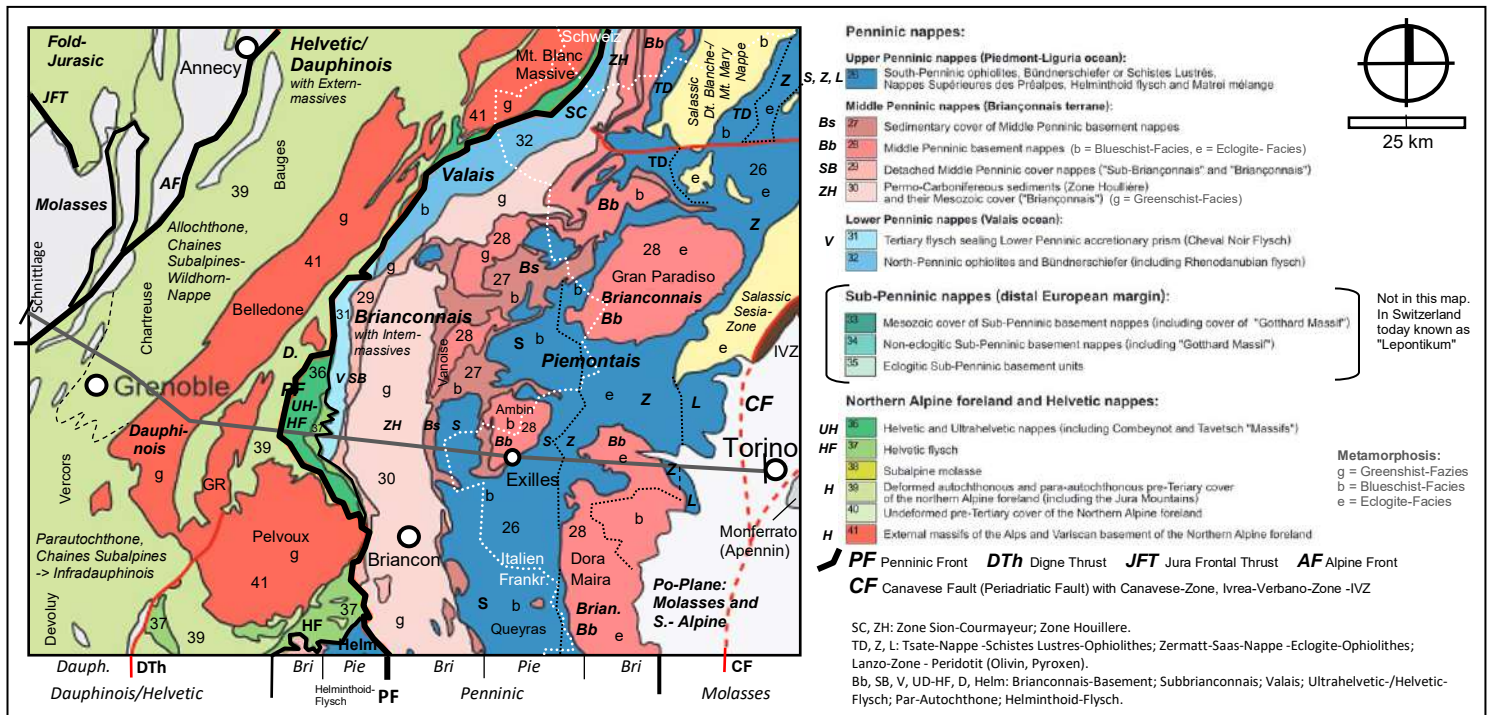


Abb. 6.45: Geotektonischer Profilschnitt und Karte durch die französischen-italienischen Westalpen in heutiger Zeit.

Der nicht überhöhte und vereinfachte Profilschnitt und die Karte unten zeigen den Bau, die Gliederung und die Lage der geotektonischen Einheiten in den französischen und italienischen Westalpen zwischen dem Valence-Becken, Grenoble und Turin. Die Externmassive Mt. Blanc, Belledonne, Grd. Rousses und Pelvoux gehören zum Dauphinois (Helvetikum), die internen Dora Maira- und Gran Paradiso-Massive gehören zum Penninikum. Der Westalpenbogen wurde durch die Nordwestwanderung und die Rotation der Adriatischen Platte (Indenter) geformt. Die Zuordnung einiger alpinen Gesteinsdecken und der Internmassive zu den Ablagerungsräumen ist noch nicht in allen Details erforscht. Farben wie in der Karte unten. CF = Canavese-Störung (Fault) des Peri-adriatischen Bruchsystems. Kleines Bild: Tiefenschnitt seismische Tomographie (Abb. 6.51). Profilschnitt mit Daten u.a. nach: M. Faure, Y. Chen (2018): *Geological Excursion in the Western Alps*, 2018. Orléans University-Institute of Geology and Geophysics und nach S.M. Schmid et al. (2016): *Ivrea mantle wedge, arc of the Western Alps, and kinematic evolution of the Alps-Apennines orogenic system*. *Swiss J Geosci* (2017).



Geotektonische Karte ergänzt aus: S.M. Schmid et al. (2004): *Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen*. *Eclogae geol. Helv.* 97 (2004). Birkhäuser, Basel.

- Außeralpin = Voralpen mit Faltenjura und Molasse, flachmarine und fluviatil-limnische Sedimente.
 - Dauphinois = Helvetikum, kontinentale Kruste und überwiegend flachmarine Sedimente.
 - Ultradapinois = Kontinentalabhängig von flachen Helvetikum in die Tiefsee des Penninikums mit Mergel und Tiefwassertonen anstelle von Karbonaten.
 - Inftradapinois = tektonische Lage unter der basalen Überschiebung der Decken. Externmassive und deren (par-)autochthone Sedimenthülle.
 - Valais = Unterpenninikum, ozeanische Kruste, Tiefseesedimente, Bündnerschiefer, Vulkanite.
 - Briançonnais = Mittelpenninikum, kontinentaler Krustensporn, flachmarine und z.T. tiefmarine Sedimente, Kristallin.
 - Piemontais = Oberpenninikum, breite ozeanische Kruste mit Tiefseesedimenten und mit Vulkaniten.
 - Salassikum = Dent Blanche- und Mont Mary-Decke mit Sesia-Zone, kristalline kontinentale Kruste.
 - Südalpin = Ivrea-Verbano Zone - IVZ, permzeitlich metamorphes Grundgebirge mit Gabbro-Paragneis-Komplex - Mafite, Kinzigite.
- Auf dem Kartenausschnitt nicht vertreten sind die weiter im Osten liegenden Domänen Lepontikum und Ostalpin.

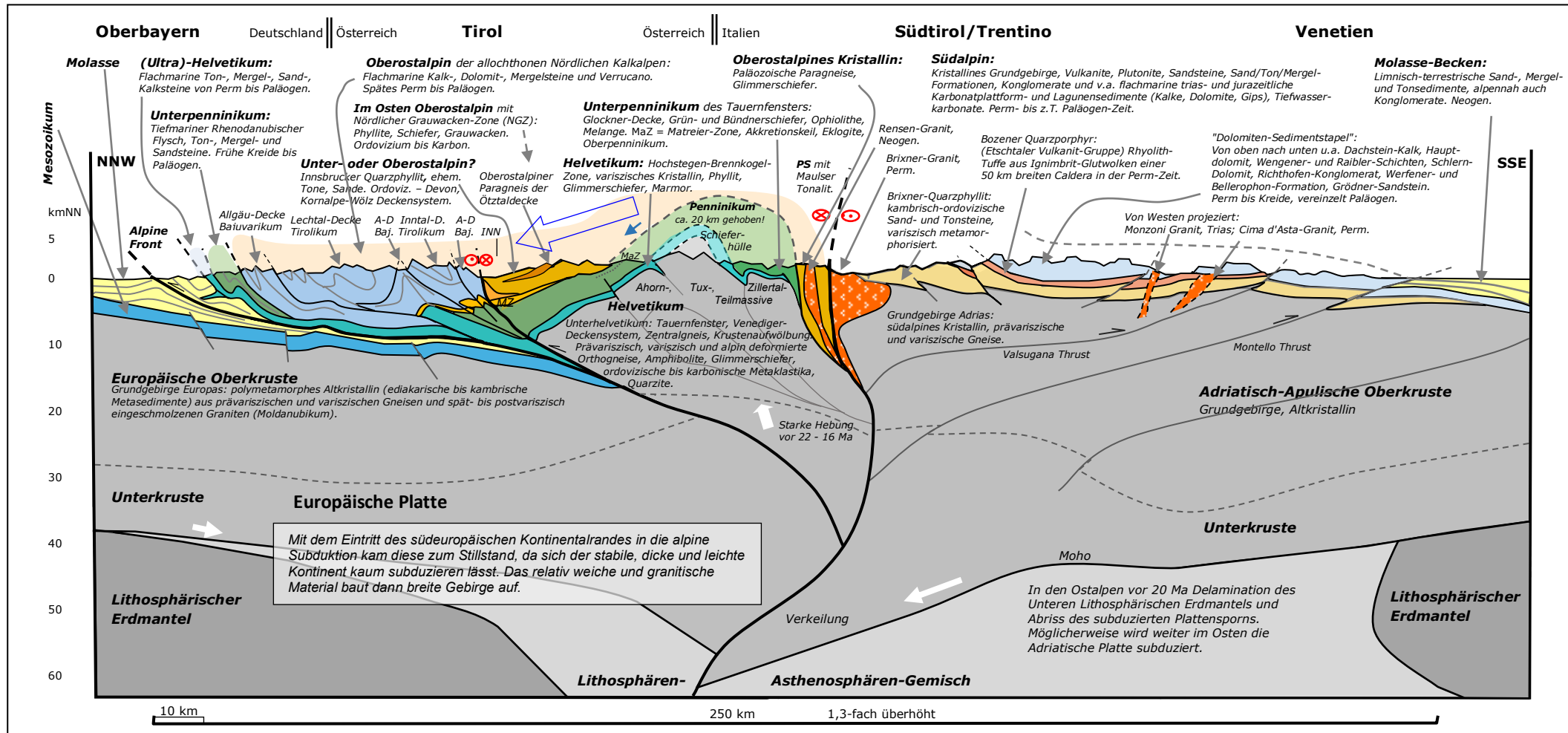


Abb. 6.47: Geotektonischer Profilschnitt durch die Ostalpen in heutiger Zeit.

Der überhöhte und vereinfachte Tiefenschnitt etwa entlang der Linie Penzberg - Hall - Brixen - Padua zeigt den Aufbau und den tieferen Untergrund der Bayerischen, der Tiroler und der Südtirol/Trentiner Alpen (Abb. 6.48, 6.49). Mit der Überschiebung der Alpen ist die Europäische Platte zunächst unter die Adriatisch-Apulische Platte abgetaucht (Abb. 38a). In den Ostalpen hat sich das vor ca. 20 Ma im Zusammenhang mit dem Eindringen des Dolomiten-Indenter möglicherweise umgekehrt und die Adriatische Platte wird subduziert. Die Deckengliederung der Nördlichen Kalkalpen ist in der Diskussion.

Ostalpin: Die Nördlichen Kalkalpen sind als eine Art "große Rutschung" von ihrem ursprünglichen Untergrund der Tauern nach Norden abgeglitten und haben sich allochthon in viele Teildecken zerlegt:

Allgäu-Decke = Bajuvarikum; Inntal- und Lechtal-Decke = Tirolikum; MZ = Mischzone mit Unterostalpin; IS = Inntal-Störung; Innsbrucker Quarzphyllit = prävariszische Sand- und Tonsteine mit permischer Metamorphose.

↙ = Abgleiten der Ostalpine Decken mit den Nördlichen Kalkalpen vom sich hebenden Tauernmassiv nach Norden vor ca. 40 - 20 Ma.

Penninikum: Das komplex aufgebaute Tauernfenster von oben nach unten: Matreier Zone (OP) mit Melange aus ostalpinen Schuppen und penninischen mesozoischen Sedimenten (Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer); Glockner-Decke (UP) aus vor 30 Ma während der Tauern-Kristallisation mittelmetamorphosierten und ozeanischen Sedimenten der Kreide- und Jura-Zeit (Bündnerschiefer, Grünschiefer, Amphibolite, Metagabbros).

Helvetikum: Hochstegen-Brennkogel-Zone (Rote Wand-Modereck-Decke) = (Par-)autochthon aus permischen Metakonglomeraten und Quarziten, triassischen Dolomit- und Kalkmarmoren, jurasisch-kretazischen Brekzien, Phylliten, Glimmerschiefern, Quarziten und Kalkschiefern; Eklogit-Zone als Rest einer Subduktionszone; Venediger Deckensystem mit Zentralgneis aus karbon-permzeitlichen und alpin-metamorphosierten granitoiden Plutoniten, prävariszisch polymetamorphe Serien und postvariszisch metaklastischer Bedeckung, wurde im Tauernfenster früher ins Penninikum gestellt. PS = Pustertal-Störung des Periadriatischen Bruchsystems.

Südalpin: Brixner Granit; Brixner Quarzphyllit = prävariszische Sand- und Tonsteine mit geringer variszischer Metamorphose; Gliederung des Dolomiten-Sedimentstapel siehe Abb. 6.18. Farben wie in Abb. 6.48.

Grafik mit Daten nach: O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern und nach A. Gruber et al (2022): Geologischer Karte der Republik Österreich, Blatt 88 Achenkirch, Geol. Bundesanstalt Wien.

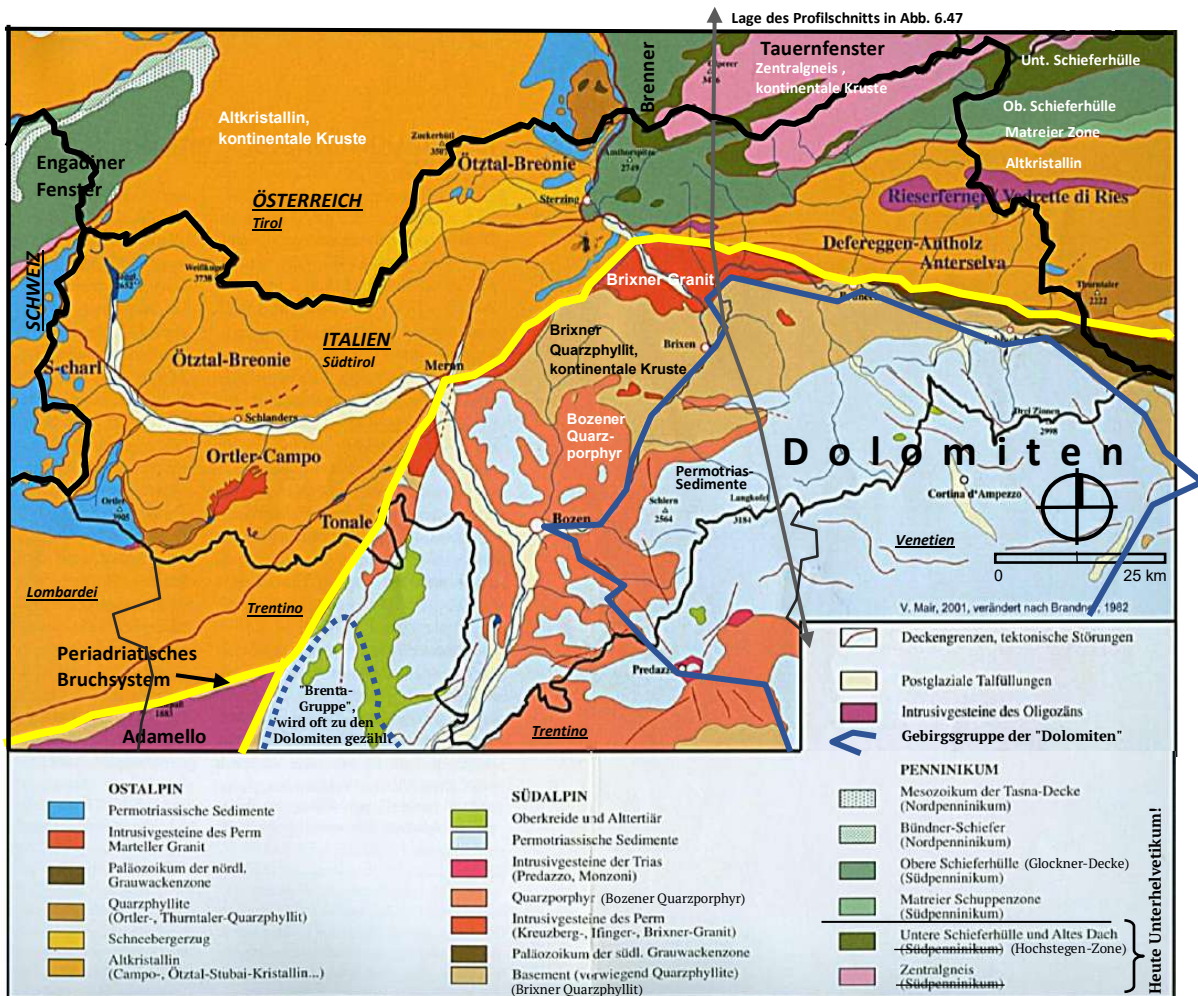


Abb. 6.48: Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Südtirol.

Hier nochmal die Geologie von Ostalpin und Penninikum nördlich und nordwestlich des Periadriatischen Bruchsystems. Südlich ist das Südalpin mit den Dolomiten (Südliche Kalkalpen) dargestellt. Vergleiche auch mit dem geotektonischen Profilschnitt in Abb. 6.47.

Grafik ergänzt aus: V. Stingl, V. Mair (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ).

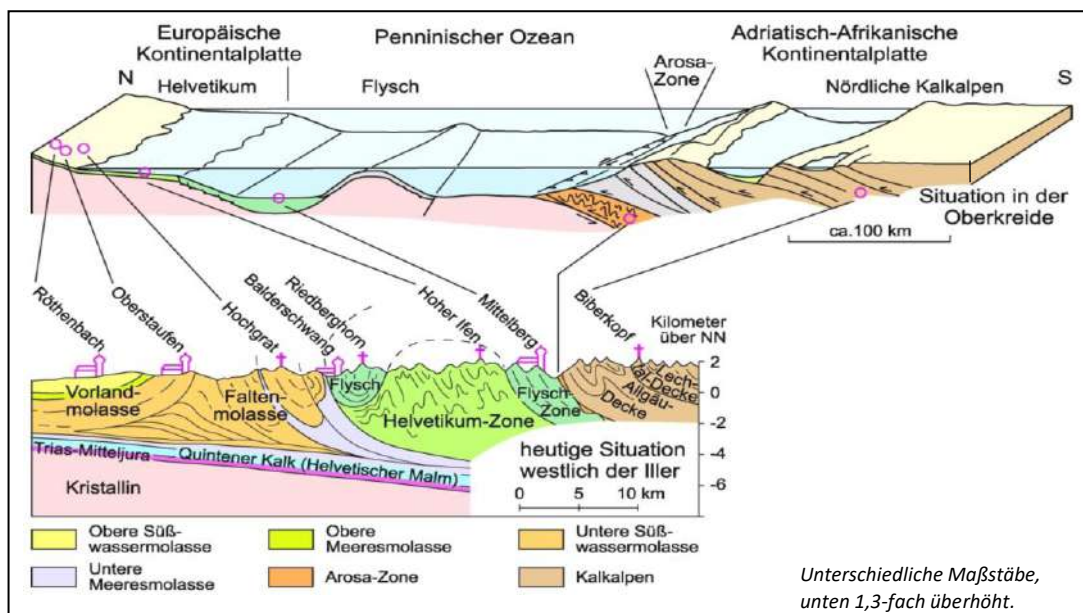


Abb. 6.49: 3D-Bild und geotektonischer Profilschnitt westliches Allgäu und Lechtaler Alpen.

Der Schnitt oben zeigt die Situation in der Späten Kreide vor 90 Ma. Verursacht durch die Bewegung der Adriatisch-Apulischen Platte nach Norden mit der Subduktion des schweren Ozeanbodens schlossen sich die Penninischen Ozeane. Die mächtigen Ablagerungen am Meeresboden wurden keilartig abgeschabt und zu einem erheblichen Teil tief in den Erdmantel subduziert, verfallt und überschoben.

Der Schnitt unten zeigt die heutige Situation. Links von Norden die Vorlandmolasse mit der Aufgerichteten Molasse und die Faltenmolasse (Kap. 6.7). Nach Süden folgen Rhenodanubischer Flysch (Unterpenninikum, Valais-Trog), Oberhelvetikum (Säntis-Decke), wieder Rhenodanubischer Flysch, Reste der geringmächtigen oberpenninischen Arosa-Zone und die breiten Überschiebungsdecken der zum Oberostalpin gehörenden Nördlichen Kalkalpen. Der Vergleich der Horizontalmaßstäbe an den Profilen zeigt die starke Verkürzung durch den Zusammenschub der Gesteine im Zuge der Alpenbildung. Auf Abb. 6.11 ist die Schnittlage eingezeichnet.

Grafik: Bayerisches Landesamt für Umwelt, www.lfu.bayern.de/geologie/geologie_bayerns/tektonik/alpen/index.htm

6.6 Der tiefere Untergrund der Alpen, Seismische Tomographie

Die systematische geologische und tektonische Kartierung und Erforschung der Alpen begann im 18. Jahrhundert und erlebte im 19. und 20. Jahrhundert Höhepunkte. Stellvertretend für die zahlreichen Forscher seien hier Otto Ampferer, Emile Argand, Marcel Bertrand, Hans-Conrad und Arnold Escher von der Linth, Belsazar Hacquet, Albert Heim, David Lugeon, Horace Benedict de Saussure, Hans Schardt, Gustav Steinmann, Bernhard Studer, Eduard Suess und Pierre-Marie Termier genannt.

Wegen der ausgeprägten Topographie von den höchsten Gipfeln mit fast 4900 mNN am Mont Blanc bis in die Täler von Rhein, Rhone und Ticino bei 400 bis 200 mNN und durch tiefere Einblicke über "geologischen Fenster" konnten die Geowissenschaftler nach lebhaften Debatten schließlich den prinzipiellen Bau der Alpen an der Oberfläche und bis wenige Kilometer in die Tiefe entschlüsseln und darstellen. Geholfen haben dabei auch die zahlreichen Tunnelbauprojekte und einige tiefe Bohrungen. Der tiefere Untergrund, der für die Erkenntnisse zur Entstehung und zum Aufbau eines Kollisions- und Überschiebungsgebirges entscheidend ist, blieb aber weitgehend unbekannt, sodass hier nur Vermutungen und Theorien möglich waren. Das änderte sich in den 1960er Jahren mit der Anerkennung und den Erkenntnissen zur Plattentektonik, die als die Hauptursache für die Gebirgsbildungen erkannt wurde. Ab den 1980er Jahren wurden die Tiefenstrukturen der Alpen im Rahmen der Forschungsprogramme **ECORS-CROP**, **NFP 20**, **TRANSALP**, **EASI etc.** mit geophysikalischen Methoden untersucht. Durch die Auswertung von sprengseismischen und vibroseismischen Reflektionsprofilen und von Erdbeben konnten Strukturen und Grenzflächen auch in größeren Tiefen erkannt werden, die zusammen mit Erkenntnissen aus Bohrungen und Kartierungen das prinzipielle Bild des geotektonischen Aufbaus der Alpen bis über 200 km tief in den Erdmantel zeigen. Im Detail waren in der Tiefe aber noch viele Fragen offen. Mit der zunehmenden Rechenleistung von Computern wurde seit den 1990er Jahren die EDV-gestützte **"Seismische Tomographie"** entwickelt. Durch die Analyse der Laufzeitunterschiede von seismischen Erdbebenwellen (P-Wellen- Laufzeittomographie) sind zwei- und dreidimensionale Einblicke wie eine Art "Ultraschallbild" tief in das Erdinnere möglich. In heißen und dichteren Gesteinen werden die Wellen verzögert, in kälteren und weniger dichten Gesteinen beschleunigt. Damit lassen sich z.B. die bis 60 km tief reichende Gebirgswurzel der Alpen und die Geometrie und Struktur der etwas kälteren und bei der Kontinentalkollision tief in den heißen Erdmantel subduzierten und auch abgerissenen Lithosphärenplatten erkennen. Es hat sich gezeigt, dass die alpine Tektonik auch außerhalb der Alpen nicht nur die Erdkruste, sondern die gesamte Lithosphäre deformiert hat. Seit 2016 wird der Untergrund der Alpen bis in 700 km Tiefe mit den internationalen Forschungsprogrammen und Experimenten **"AlpArray"** und **"Adria Array"** untersucht. Das sind über 1000 Seismographen, die im und um das Gebirge herum und bis in die Tiefen des Mittelmeeres installiert wurden. Damit werden die häufiger vorkommenden schwachen bis mittelstarken Erdbeben aufgezeichnet und als 2D- und 3D-Darstellungen ausgewertet (3D-Darstellungen siehe Abb. 6.51 ff).

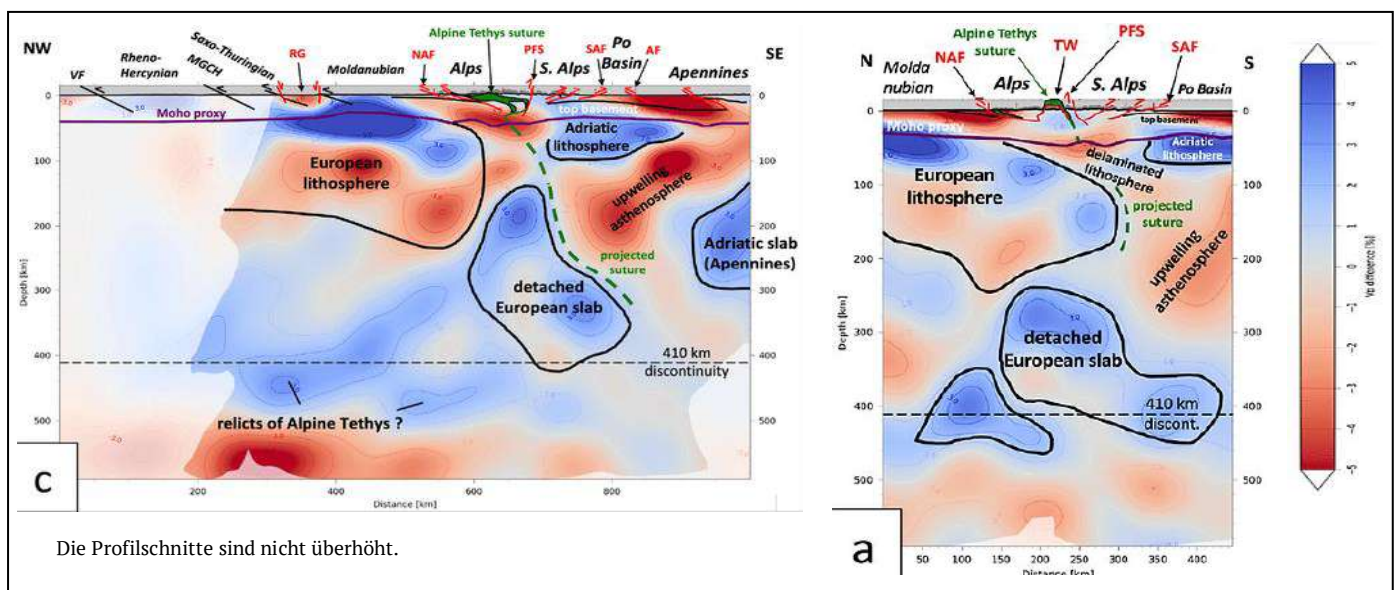


Abb. 6.50: Seismisch-tomographische Tiefenschnitte im Bereich der Zentralalpen und der Ostalpen.

Bild links: Die Lage des Tiefenschnitts entspricht in Teilen in etwa der Lage des Schnitts in Abb. 6.40 und geht von der Schwäbischen Alb über die Ostschweiz und die Apenninen bis Korsika. Man sieht das tiefe Abtauchen der Europäischen Lithosphäre unter die Adriatische Lithosphäre bei der Kontinent-Kontinent Kollision.

Bild rechts: Die Lage dieses Tiefenschnitts entspricht in etwa der Lage des Schnitts in Abb. 6.47 und geht vom Bayerisch-Böhmischen Wald bis zur Adria.

Dargestellt sind die Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen. Blaue Farben zeigen schnellere, rote Farben langsamere Geschwindigkeiten als der Durchschnitt. Die schwarzen Umgrenzungen sind die Interpretation der Grenzen der Kontinentalplatten. Zu erkennen ist der Plattenabriss der Europäischen Lithosphäre und deren Absinken in die weiche Asthenosphäre.

NAF = North Alpine Front; TW = Tauern Window; PFS = Periadriatic Fault System; SAF = South Alpine Front; AF = Apenninic Front; 410 km discontinuity = Obergrenze der Übergangszone vom Oberen in den Unteren Erdmantel, markante Zunahme der Wellengeschwindigkeit durch eine druckbedingte Änderung der Kristallstruktur des Minerals Olivin.

Grafik aus: M.R. Handy et al. 2021: *Orogenic lithosphere and slabs in the greater Alpine area – interpretations based on teleseismic P-wave tomography*. *Solid Earth*, 12, 2021.

Die 2D-Tiefenschnitte geben den räumlichen Charakter der Plattensubduktion nur unvollkommen wieder. In der Realität handelt es sich bei der Plattensubduktion um komplexe Vorgänge, bei denen die Platten bei der Platznahme in der Tiefe dünn auseinandergezogen, eingerissen, wie einen Reißverschluss auseinandergezogen und auch schlauchartig fragmentiert wurden und werden (Abb. 6.50b, 6.53).

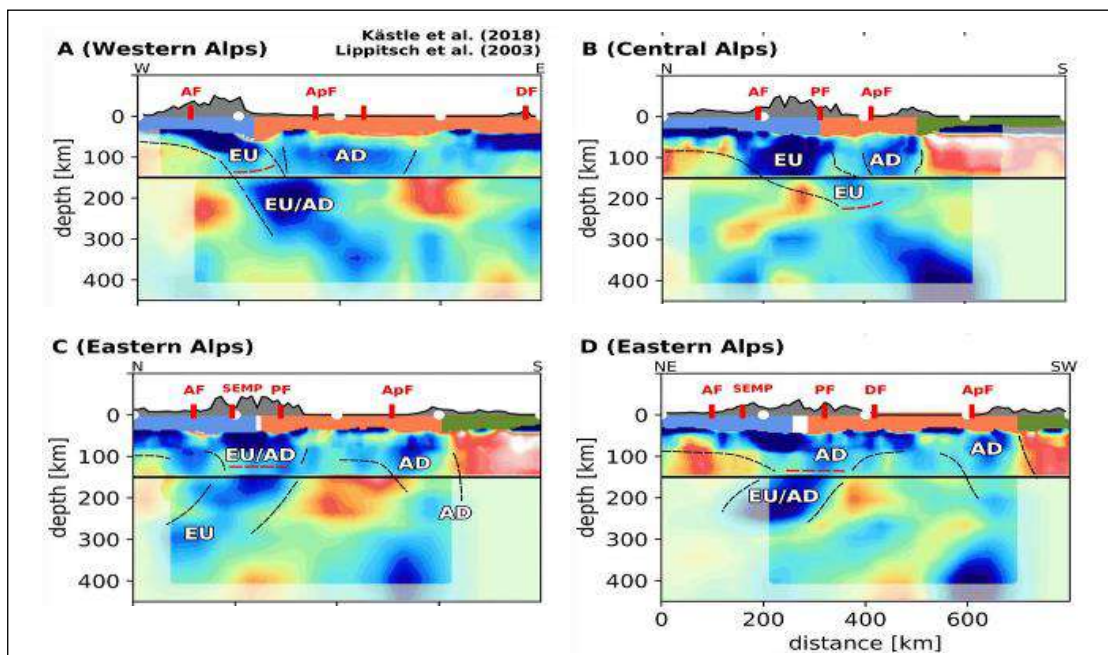
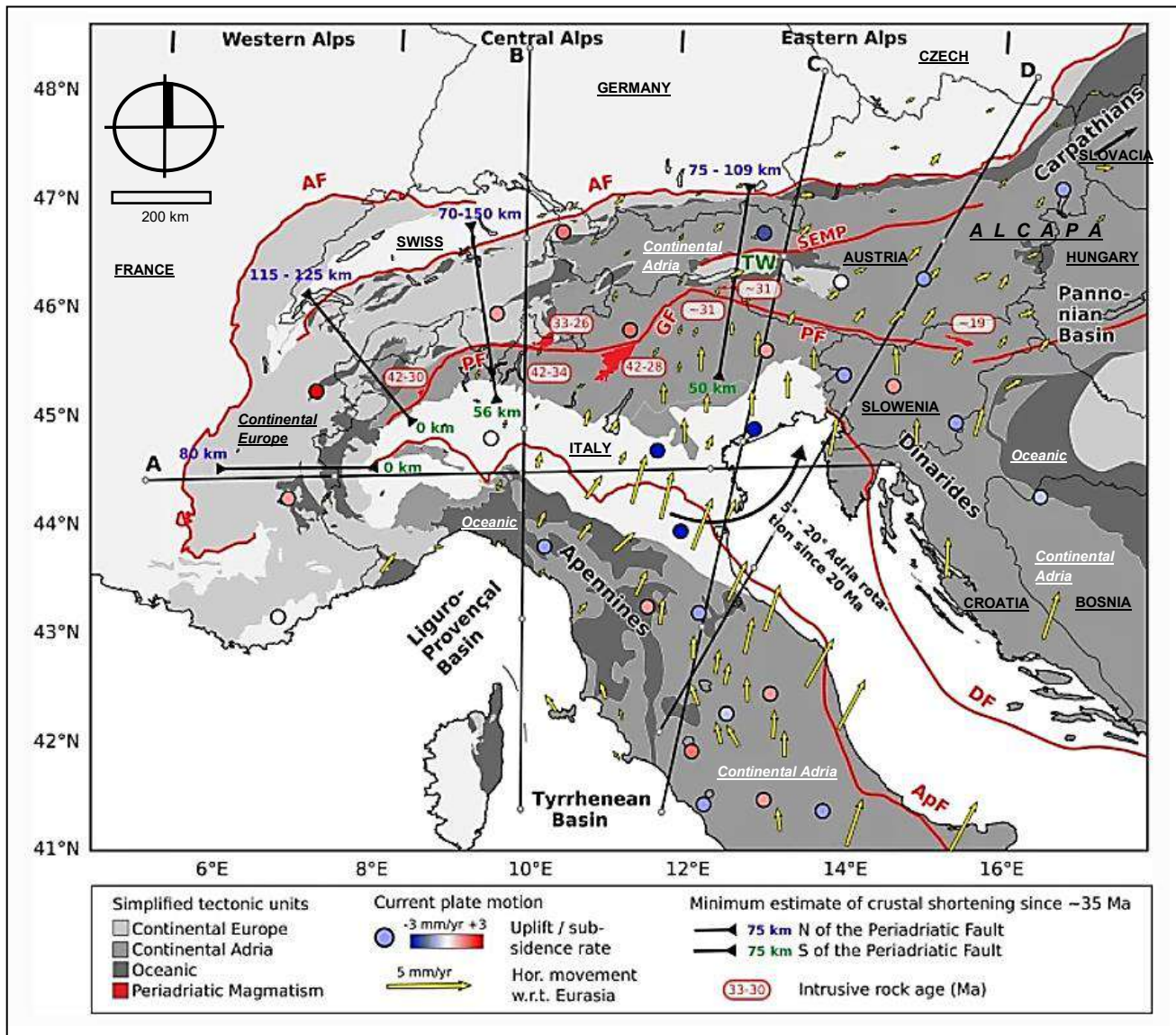


Abb. 6.50-1 oben: Karte des heutigen Alpenraums mit der Lage der Tiefenschnitte in Abb. 6.51 und weiteren geotektonischen Daten. Die Übersichtskarte zeigt die Oberflächenausstriche der kontinental-europäischen, der adriatischen und der ozeanischen Einheiten. Dazu die horizontalen und vertikalen Bewegungen der Lithosphäre mit der Erdkruste seit 35 Ma. AF = Alpine Front; ApF = Apenninic Front; DF = Dinaric Front; A - D = Schnitte in Abb. 6.51; ALCAPA = Alpine-Carpatisch-Pannonische Region

Abb. 6.51: Tiefenschnitte der seismischen Tomographie in den Alpen.

Zu sehen sind 4 Tiefenschnitte durch die Alpen, Apenninen und Dinariden mit den Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen. Blaue Farben zeigen schnellere, rote Farben langsamere Geschwindigkeiten als der Durchschnitt. Die roten Pfeile zeigen die in den Erdmantel abtauchenden Kontinentalplatten mit rot gestrichelt - vermutete Plattenabriss. Das Gebirgsrelief darüber ist überhöht dargestellt. EU = Europa; AD = Adria; PF = Periadriatic Fault; SEMP = Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Fault; AF = Alpine Front; ApF = Apulic Front; DF = Dinaric Front. Siehe Abb. 6.50 und 6.6.

Beide Grafiken ergänzt aus: E.D. Kästle et al. (2020): Slab break-offs in the Alpine subduction zone. *International Journal of Earth Sciences*, Volume 109, Springer, 2020.

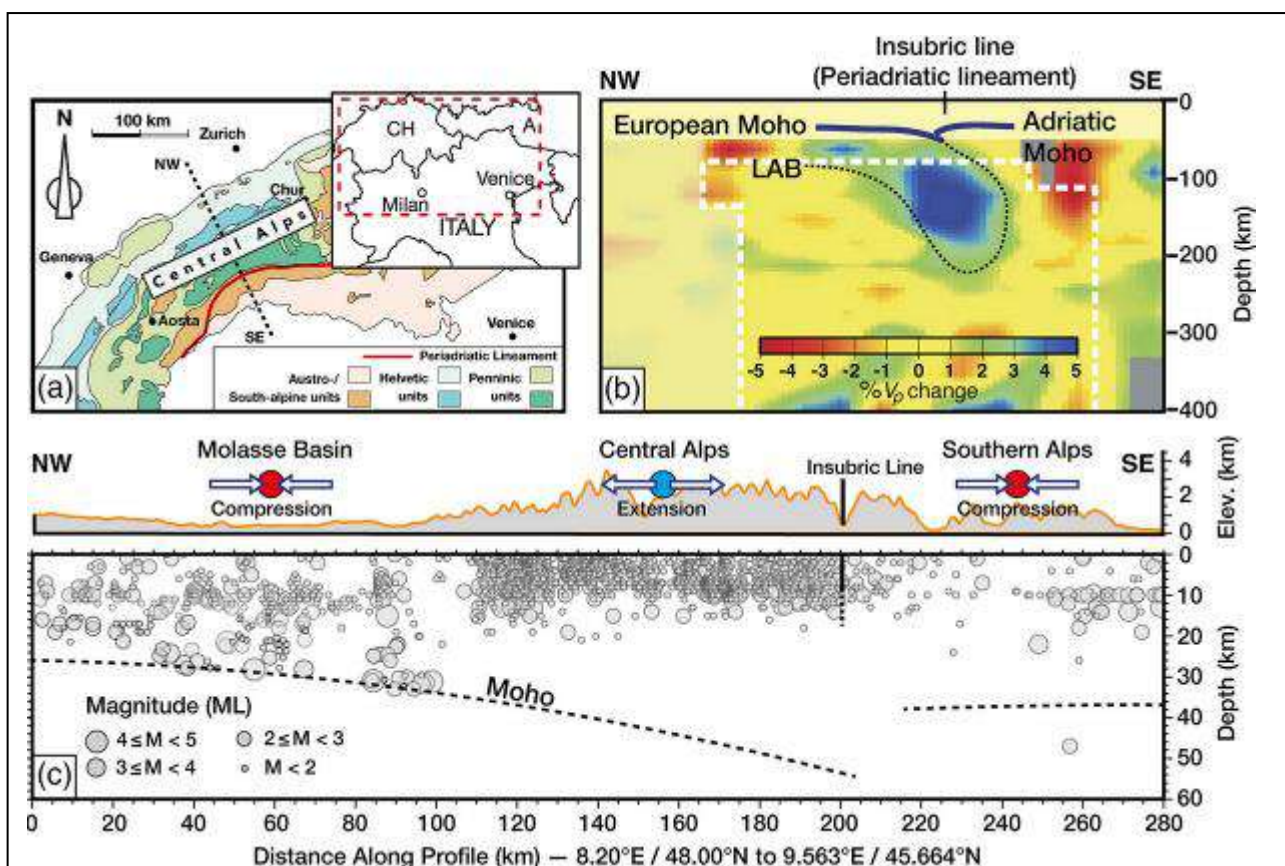


Abb. 6.52: Geophysikalischer Tiefenschnitt der Zentralalpen.

Das Bild rechts oben zeigt die Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen mit dem Abtauchen des Sporns der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte.

Das Bild unten zeigt das topographische Profil und Querschnitt mit den Erdbeben-Hypozentren.

Grafik aus: L.D. Zilio et al. 2020: Slab Rollback Orogeny Model: A Test of Concept. *Geophysical Research Letters*, V. 47, I. 18.

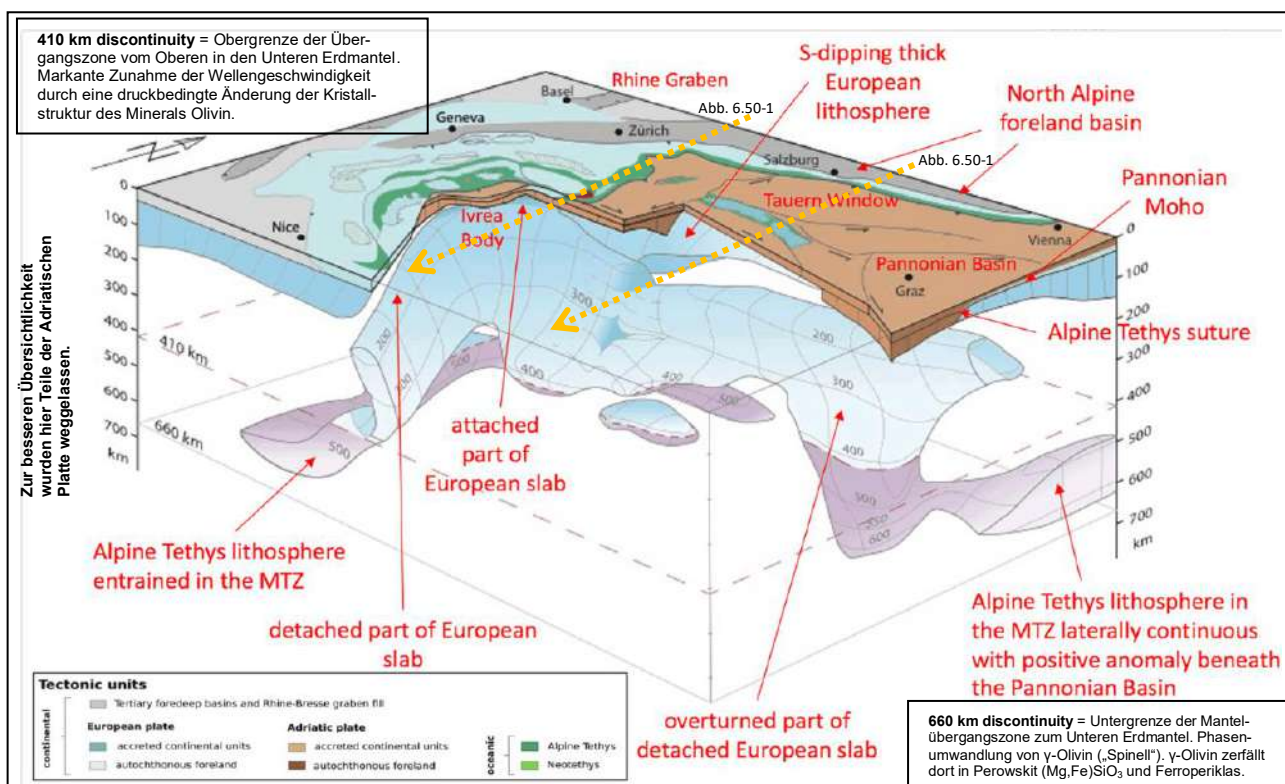


Abb. 6.53: 3D-Konfiguration der Subduktionsplatten im heutigen Alpenraum, Teil 1.

Der Blick nach Nordwesten zeigt Teile der Europäischen und der Adriatischen Lithosphärenplatten im Bereich der Alpen mit den Abrissen des lithosphärischen Platten. MTZ = Mantelübergangszone (Abb. 6.50); = Schnittlagen B + C in Abb. 6.50-1, 6.51.

Originaltext: „Dreidimensionale Darstellung der Subduktionsplatten unter den Alpen aus südöstlicher Richtung. Die Geometrie der Subduktionsplatten basiert auf Projektionen aller vertikalen tomographischen Profile in Anhang B und horizontalen Schnitten aus dem Modell von Paffrath et al. (2021b). Die tektonische Karte der Oberfläche wurde anhand von Karten von Schmid et al. (2004) und Schmid et al. (2008) vereinfacht.“

Grafik ergänzt aus: M. R. Handy et al. (2021): *Orogenic lithosphere and slabs in the greater Alpine area – interpretations based on teleseismic P-wave tomography*. *Solid Earth Discus* (European Geosciences Union - EGU).

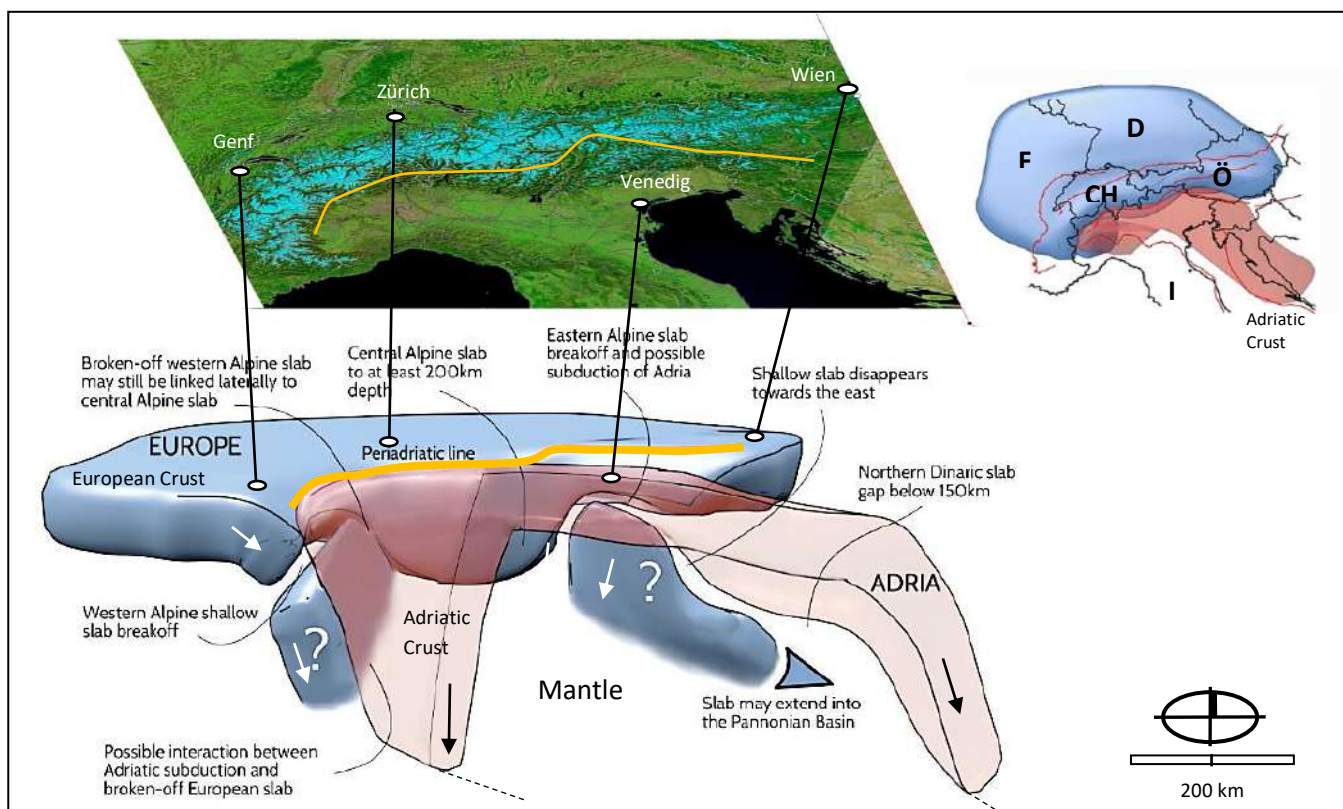


Abb. 6.54: 3D-Konfiguration der Subduktionsplatten im heutigen Alpenraum, Teil 2.

Mit Blick nach Norden sind Teile der Europäischen und die Adriatischen Platte mit den Subduktionszonen und den Plattenabrissen im Bereich der Alpen und der Dinariden zu sehen. Nach neueren Erkenntnissen wurden die Platten nicht als zusammenhängende Flächen versenkt, sondern sind eingerissen und eher schlauchartig fragmentiert. Originaltext: "Schematische Darstellung einer möglichen Konfiguration der europäischen und der adriatischen Platte gemäß Szenario (IV). Fragezeichen kennzeichnen spekulative Positionen der abgebrochenen europäischen Platten. Der größte Teil der Apennin-Platte (Adria) ist in der Skizze zur besseren Übersichtlichkeit ausgeblendet."

Grafik mit Satellitenbild ergänzt aus: E.D. Kästle et al. (2019): Slab Break-offs in the Alpine Subduction Zone. *Solid Earth Discuss* (European Geosciences Union - EGU). Satellitenbild verändert: MODIS, DLR.

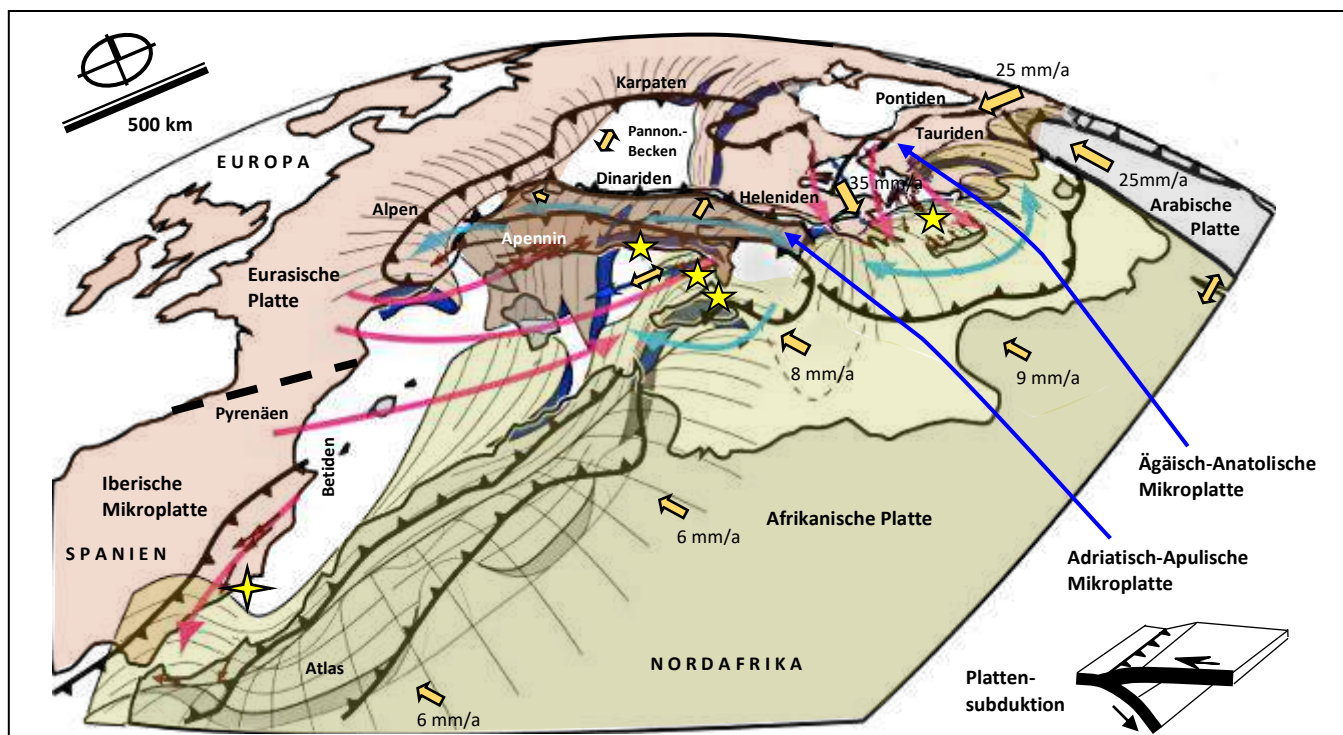


Abb. 6.54-1: 3D-Grafik der Konfiguration der Kontinentalplatten im heutigen Mittelmeerraum.

Die Schemakarte zeigt mit Blick nach Nordosten die größeren alpinen Subduktionszonen mit dem Abbiegen und Abtauchen der Plattenränder. Im Westen taucht die Afrikanische Platte unter die Europäisch-Iberische Platte ab. In den Alpen, in Italien und auf dem Westbalkan tauchen die Eurasische Platte und die Adriatisch-Apulische Platte untereinander ab und im östlichen Mittelmeer tauchen die Afrikanische und die Arabische Platte unter die Ägäisch-Anatolische Platte ab (Abb. 6.50, 6.55). Europa bewegt sich kaum.

Blaue und rote Pfeile = Plattenbewegung seit 50 Ma; gelbe Pfeile = heutige Bewegungen;

★ = aktive Vulkane in Süditalien und Santorin in der Ägäis; ★ = überkippte Alboran-Platte;

▲ = Front der überschiebenden Platte gegenüber der subduzierten Platte.

Grafik ergänzt aus: L. Jolivet et al. (2009): From Mantle to Crust. *Stretching the Mediterranean*. *EPSL* 285/1 – 2.

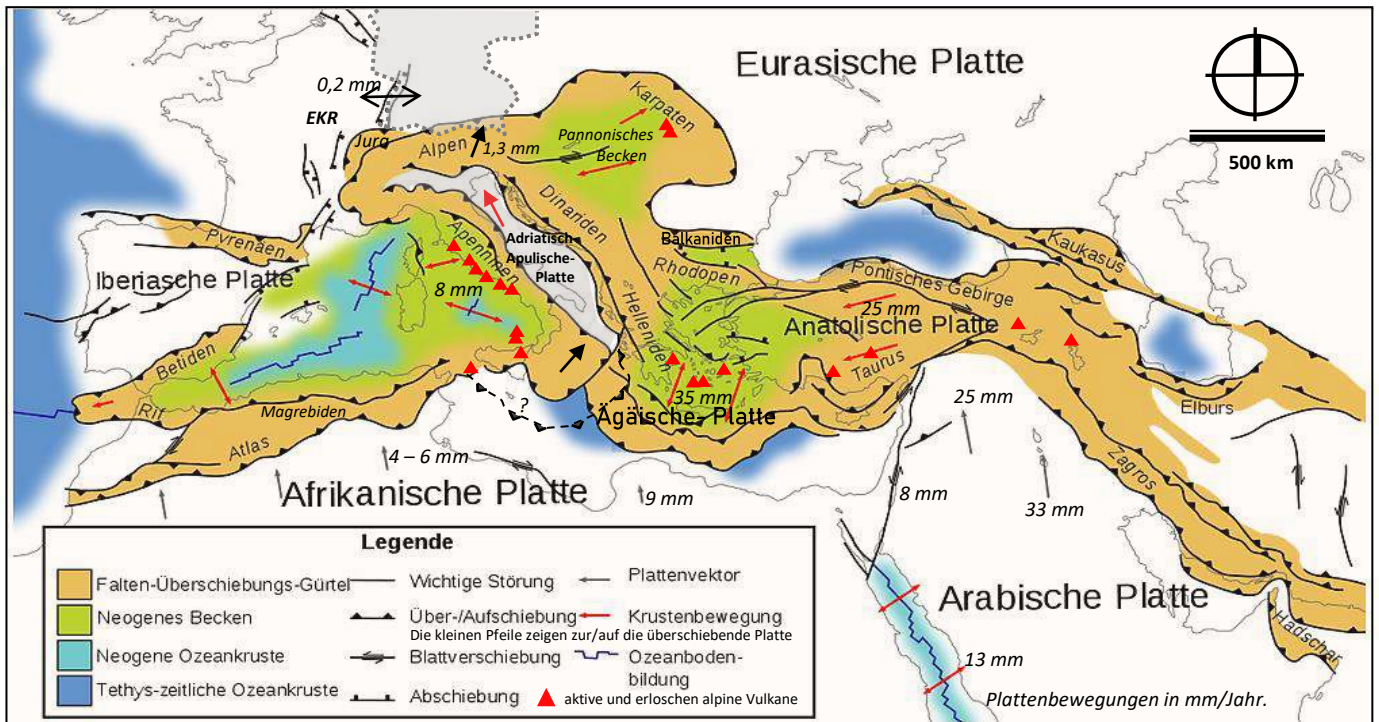


Abb. 6.55: Hier nochmal die großtektonische Übersichtskarte des heutigen Mittelmeerraums von Nordafrika bis zum Persischen Golf.

Die Karte zeigt die heutigen alpidischen Gebirgszüge mit den tektonischen Strukturen und Abgrenzungen an der Erdoberfläche und die alten Ozeankrustenreste. Das nördliche Alpenvorland wandert nach SSE. Die Adriatische Platte wandert weiter nach N und NW. Die Apenninen werden gedehnt und werden niedriger, während die Dinariden wie auch die Alpen weiter eingeeignet werden und in die Höhe wachsen. Die Alpen verkürzen sich mit 0,5 mm/a in NNW-SSE-Richtung. EKR = Europäisches Känozoisches Riftsystem, hier zerbricht Europa unter dem Druck des von Süden schiebenden Adria und Afrika. Grafik ergänzt: [Woudloper, Tectonic map Mediterranean EN, CC BY-SA 1.0](#)

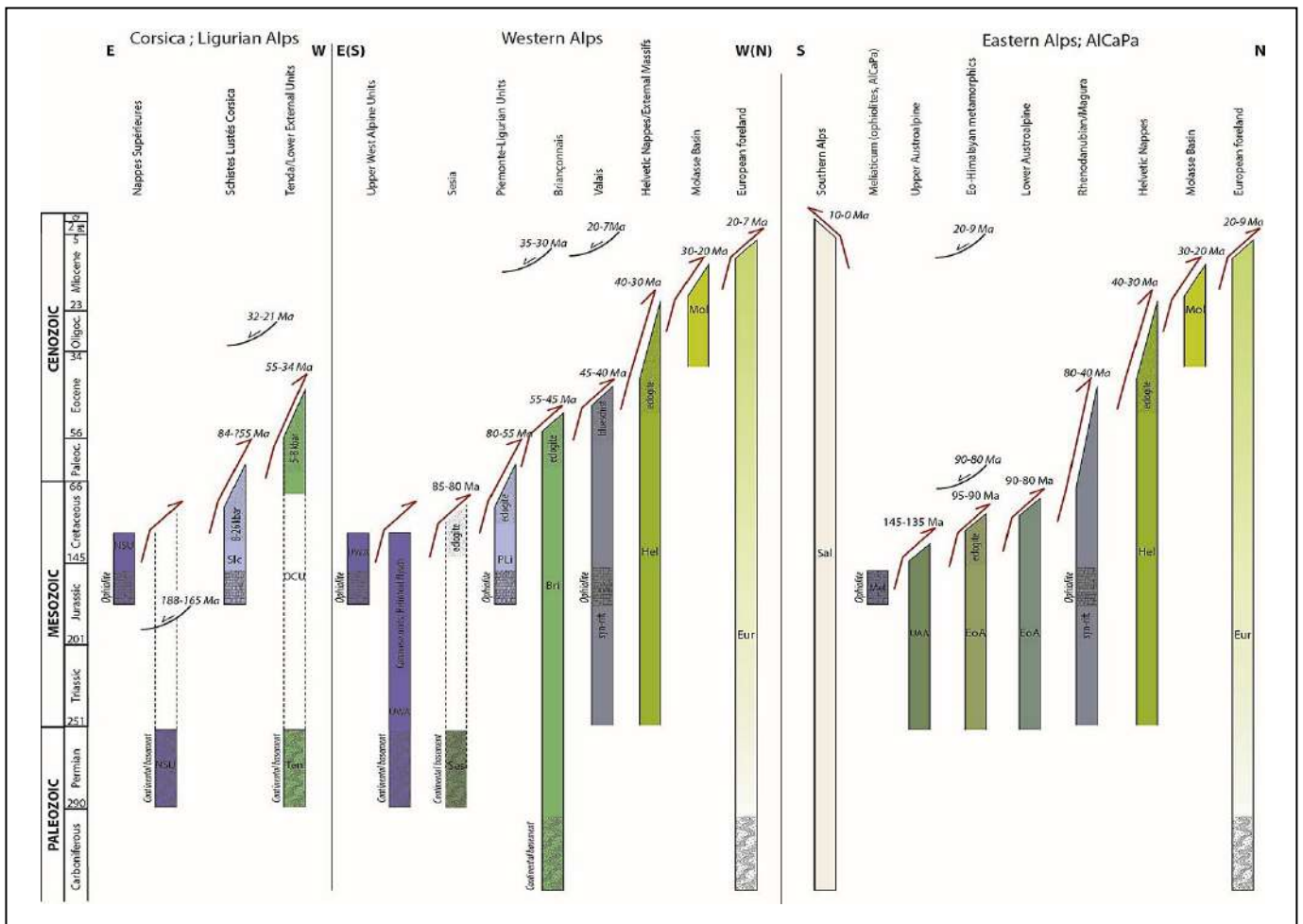


Abb. 6.56: Schema und Zeitablauf der Überschiebungen der alpinen Ablagerungen.

Die Grafik zeigt die Überschiebungsphasen der Hauptablagerungsbereiche der Ligurischen Alpen, der West- und der Ostalpen.

Grafik aus: *Figur 11* aus Douwe J.J. van Hinsbergen et al. (2019): *Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic*. – Univ. Utrecht/NL, Gondwana Research, Sept. 2019, Elsevier.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X19302230>

Gebirgstypen

Die Alpen sind kein Faltengebirge, sondern ein bivergentes **"Decken- und Überschiebungsgebirge"**, das im Zuge einer Kontinent-Kontinent Kollision entstanden ist (**Kollisionsgebirge**). Es gibt dort zwar viele Gesteinsfaltungen vom Milimeterbereich bis zu kilometerweiten Großstrukturen als Begleiterscheinungen der Deckenbildung, aber die zentralen Bauelemente (Tektonik) der Alpen sind die über 200 großen und viele Kilometer weit und tief überschobenen Gesteinsdecken aus den unterschiedlichen Sedimentationsräumen. Nach der teils flachmarinen und teils tiefmarinen Ablagerung und nach der Verfestigung der Sediment- und Vulkanitkomplexe zu Gesteinen wurden diese durch den Nord- und Nordwestschub von Adria/Apulia und später auch von Afrika gegen Europa voneinander und auch vom variszischen-kristallinen Grundgebirge abgeschert und stapelweise und damit auch zeitlich invers zu Gesteinsdecken übereinander geschoben. Auch das Grundgebirge wurde, v.a. im Penninikum, oft in diese Deckentektonik miteinbezogen. Der Himalaya ist auch ein Überschiebungsgebirge, aber im Gegensatz zu den Alpen, die tektonisch bivergent nach Norden und Westen und mit dem "Südalpin" nach Süden ausgerichtet sind, ist der Deckenbau im Himalaya monovergent nach Süden ausgerichtet. Es gibt auch Gebirge, in denen andere Bauweisen dominieren. Das erst 5 Ma alte und damit alpin entstandene Zagros-Gebirge im Iran ist ein reines **"Faltengebirge"** ohne Überschiebungen. Die Anden sind ein **"Subduktionsgebirge"**. Hier taucht die dünne und schwere pazifische Nazca-Ozeanplatte seit 200 Ma mit der Bildung eines Tiefseegrabens unter den leichteren südamerikanischen Kontinent ab. Die Nazca-Platte wird dabei nicht, wie früher angenommen, nur geschoben (Ridge Push). Durch Abkühlung noch schwerer geworden, zieht sie vom erhöht liegenden mittelpazifischen Rift gravitativ nach Osten weg (Ridge Pull) und versinkt schließlich aktiv ziehend unter Südamerika im Erdmantel (Slab Pull, Abb. 2b und 6.6). Im Absenkungsbereich wird die Platte durch physikalische Effekte dann etwas nach Westen zurückgebogen. Das führte in den Anden zu Dehnungen und es bildeten sich durch das Aufsteigen wasserhaltiger Magmen aus dem Bereich der tief subduzierten Platte hohe und oft explosive Schichtvulkane. Entlang der Subduktionszonen bildeten sich Tiefseegräben und untermeerische Akkretionskeile, deren leichte Sedimente nur teilweise versenkt und gegen Südamerika gedrückt an den Anden aufgestapelt wurden (Abb. 6.6). Das Harzer Vorland und in großem Maßstab die Rocky Mountains werden als **"Bruchfaltengebirge"** bezeichnet. Die nordamerikanischen Westküsten-Kordillern und in gewisser Hinsicht auch die komplex aufgebauten Rocky Mountains sind ein **"Terrane-Akkretionsgebirge"**. Wie bei den Anden ist hier die ozeanische Kruste der Juan de Fuca-Platte unter die nordamerikanische Kontinentalplatte abtaucht und so sind ebenfalls explosive Schichtvulkane entstanden (Mt. St. Helens, Mt. Rainier etc.). Darüber hinaus wurden auf der ozeanischen Platte aber noch verschiedene Mikrokontinente (Terranes) mitgeliefert, die wegen ihrer geringen Dichten nicht subduziert wurden, sondern an den Westrand des Kontinents angedockt haben (Kalifornien). Dabei sind mit den unter Druck aufsteigenden und heißen Fluiden Erze, Silber und Gold aus den Gesteinen ausgelaugt und an Störungszonen konzentriert abgelagert worden. Japan, die Aleuten und die kleinen Antillen sind **"Inselbogenegebirge"**, bei denen eine ozeanische Platte unter einer anderen ozeanischen Platte abtaucht und wo sich ebenfalls ein Tiefsee graben mit Akkretionskeil und mit Vulkanen gebildet hat. So ist der pazifische Feuerring entstanden, der seinen Namen von den zahlreichen, ringsum liegenden und durch Subduktion und Gebirgsbildung erzeugten Vulkanketten hat. Hawaii, die Kanaren, Reunion und als Spezialfall die Insel Island auf einer ozeanischen Spreizungszone (Rift) sind **"Hotspot-Gebirge"**. Diese vulkanischen Gebirgsinseln entstehen, wenn ein sogenannter Mantelplume (Manteldiapir) von der sehr heißen Erdkern-Mantel-Grenze in 2900 km Tiefe als einige Kilometer schmaler Kanal nach oben steigt und sich mit seiner großen Hitze und durch Druckentlastung durch die dünne und feste Erdkruste schweißt. Es entstehen basaltische Vulkaninselgruppen, die mit einer sehr dünnflüssigen Lava flache und sehr breite Schildvulkane bilden. Wegen der langsamen Wanderung der Lithosphärenplatte über den bis über 100 Ma weitgehend stationär verbleibenden Hotspots haben sich diese Vulkangruppen zu langen Inselketten entwickelt (Hawaii -> Midway-Inselkette). Mantelplumes unter Kontinenten bilden große Vulkanregionen, oft in Zusammenhang mit Grabenbildungen, z.B. in der Eifel (?) und in der Auvergne. Beim überwiegend vulkanisch gebildeten Äthiopischen Hochland wird ein sehr breiter Mantelplume unter Ost- und Westafrika vermutet, der auch für den langen Ostafrikanischen Grabenbruch mit seinen zahlreichen Vulkanen (Kilimanjaro) ursächlich ist. In Indien, in Sibirien und in Oregon-USA kam es vor Jahrmillionen an solchen Stellen zu gigantischen Plateaubasalt-Ausflüssen. Der Französisch-Schweizer Jura kann als **"Abscher-Faltengebirge"** bezeichnet werden (Abb. 6.41). Dieses Faltengebirge ist durch den Fernschub der aufsteigenden Alpen unter die Molasse hindurch gebildet worden, wobei sich die festen karbonatischen Sedimentgesteine im Faltenjura vom weicheren Mergel-Tonstein-Untergrund gelöst, aufgestellt und gefaltet haben (Abb. 6.41). Viele gefaltete Mittelgebirge, wie z.B. der Harz und das Rheinische Schiefergebirge sind an sich alte Faltengebirge, werden auch als **"Bruchschollengebirge"** bezeichnet. Zunächst wurden auch hier die Phasen der Falten- und Überschiebungsgebirge durchlaufen. Nach Abtragung und Absenkung kam es dort später durch die Alpenbildung zu einem starken Druck (Einspannung) aus Süden und das metamorphe und sehr feste Gestein dieses alten Gebirgsrumpfes zerbrach in einzelne Schollen. An den Bruchstellen kam es zu Hebungs- und Senkungsvorgängen mit vertikalen und horizontalen Verschiebungen und zur Bildung von Gesteinsschollen mit Gräben und Horsten. Auch der ungefaltete Französisch-Schweizer Tafeljura wird als Bruchschollengebirge bezeichnet. Das Rheinische Schiefergebirge und die Appalachen können auch als alte und stark abgetragene **"Rumpffaltengebirge"** bezeichnet werden. Weitere und auch parallel verwendbare Begriffe sind **Rumpfgebirge** (Schwarzwald), **Massengebirge** (Harz), **Kuppengebirge** (Letenye in Ungarn), **Kettengebirge (Kordillere)** (Teile der Alpen, Anden, Rocky Mountains etc.), **Plateaugebirge** (Tibet), **Kammgebirge**, **Schild** (Baltischer Schild), **Vulkanisches Gebirge** (Mittelozeanische Rücken, Vogelsberg, Auvergne), **Inselberg** (Uluru in Australien). In vielen Gebirgen kommen neben der Hauptgebirgsform auch Kleinformen anderer Gebirgstypen vor.

Hier nochmal die Zusammenfassung der Vorgänge bei der Bildung der Alpen und vergleichbarer Gebirge.

Bei der Entstehung der Alpen und allgemein bei Plattenbewegungen kam und kommt es zu horizontalen und vertikalen, zu divergierenden (Extension) und konvergierenden (Kompression), zu transversalen (scherenden) und zu transpressiven (Scherung mit gleichzeitigem Druck) Bewegungen der kontinentalen und der ozeanischen Lithosphärenplatten. Das führte zu Ozeanbildungen, zu tiefen Subduktionen, zu Faltungen und zu großen Überschiebungen mit einer Aufstapelung der in den flachen und tiefen Meeren abgelagerten Sediment- und Magmasteine. Die Alpen bilden ein doppelt vergentes Orogen mit einem kristallinen Kern und bestehen zu einem großen Teil aus zusammengeschobenem Meeresboden. Wie bei einem Eisberg ist nur ein kleiner Teil an der Oberfläche sichtbar, ein Teil wurde schon abgetragen und ein großer Teil befindet sich noch im Untergrund.

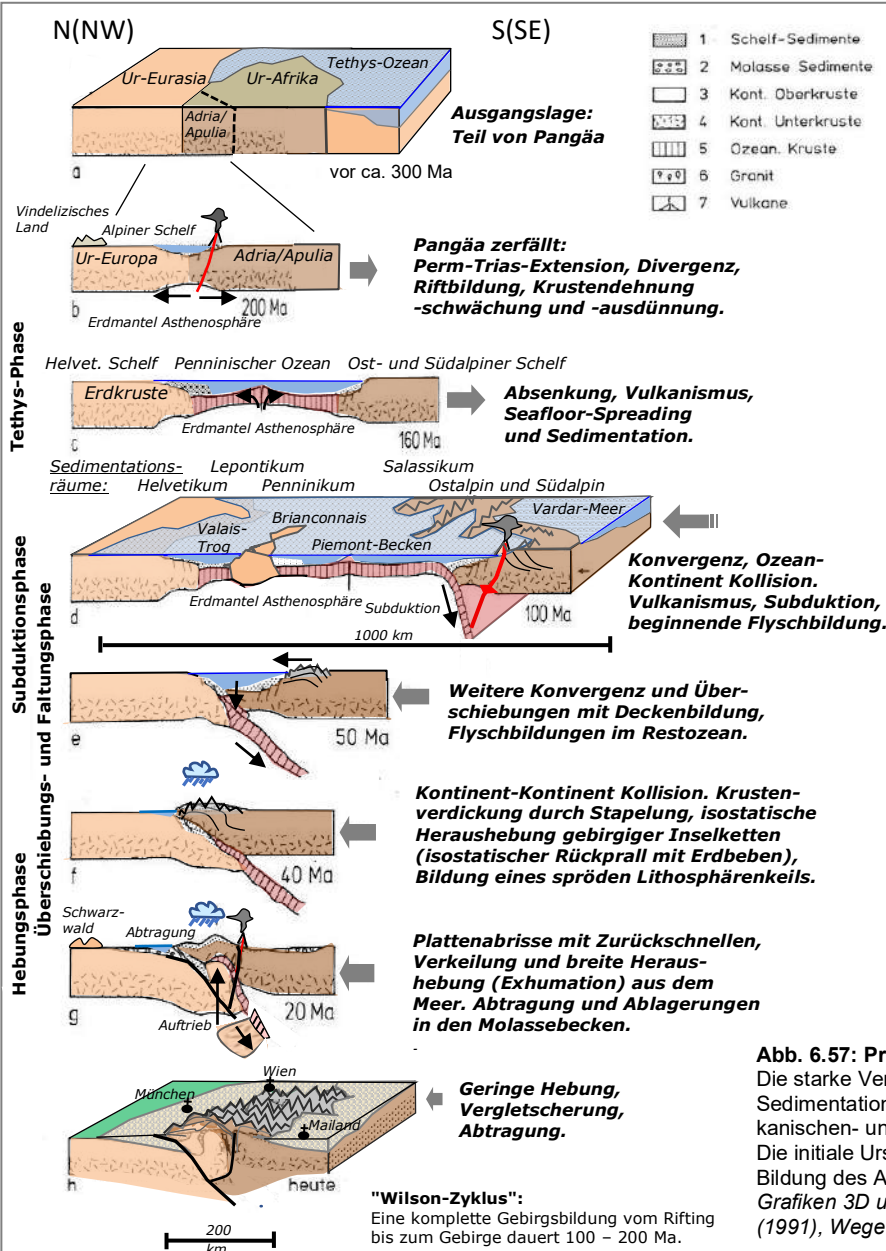
1) Divergenz, Rifting, Spreading und Drifting. Extension in der Perm-, Trias- und Jura-Zeit: Weitreichende plattentektonische Bewegungen im Zuge des Zerfalls von Pangäa mit der Öffnung des Mittelatlantiks. Ostwanderung von Afrika und dadurch in der Westethys zwischen Afrika und Eurasia Krustendehnung (Divergenz), Krustenausdünnung und -schwächung mit Brüchen, mit Vulkanismus und mit Grabenbildungen. Bildung von Mikrokontinenten und kleinen Becken mit ozeanartigem Rift-Vulkanismus. Ablagerung von mehr oder weniger mächtigen Tiefseesedimenten und großflächige Bildung von mächtigem und neuem Meeresboden aus Basalt, Gabbro und Serpentin an den untermeerischen Riftzonen (Seafloor-Spreading mit ozeanischer Kruste). Mächtige chemisch-biogene und stellenweise klastische Sedimentation in den flachen Schelfmeeren auf den Mikrokontinenten

2) Ozean-Kontinent Kollision. Konvergenz und Subduktion in der Kreide- und Paläogen-Zeit: Seit ca. 130 Ma Krustenverkürzung (Konvergenz) in den Meeren zwischen Adria, Afrika und Eurasia. Versenkung der schweren Ozeanböden an Subduktionszonen in den Erdmantel mit untermeerischer Abschürfung der Sedimente und Vulkanite an Akkretionskeilen. Versenkung, Kompression und Überschiebung mit Hochdruck-Metamorphose und Vulkanismus. Ab 130 Ma durch weitere Konvergenz und Nordwanderung von Afrika, Bildung von tiefen Flyschbecken und -rinnen mit klastischer Sedimentation der Erosionsprodukte der aus dem Meer aufsteigenden Inseln und Festländer. "Eoalpine Orogenese" der Ostalpen.

3) Kontinent-Kontinent Kollision in der Paläogen- und Neogen-Zeit: Nach der Subduktion der schweren Ozeanböden, Kollision der steifen, weniger dichten, damit leichten und daher kaum subduzierbaren europäischen mit der adriatischen Kontinentalplatte. Verkeilung der Platten und tiefes Einsinken in den relativ weichen europäischen Erdmantel. Weitere Kompression und Stapelung der harten sedimentären und der vulkanischen Gesteine und der (auch älteren) Metamorphite. Dabei Erdkrustenverdickung auf über 60 km. Orogenese der gesamten Alpen.

4) Hebung und Abtragung von der Späten Paläogen-Zeit bis heute: Weiterer Schub nach Norden und Nordwesten mit Hebung (Obduktion) der Sedimentgesteine und von Teilen der subduzierten Ozeanböden durch isostatischen Aufstieg der leichteren Erdkruste bei der Gebirgsbildung. Weitere Faltung, Stauchung, Überschiebung und Aufstapelung der Gesteine mit der Bildung von Ophiolithen aus den vulkanischen Tiefseeböden. Ab 33 Ma unter den Ost-, Zentral- und Westalpen bis heute mehrere Abrisse der tief versenkten Lithosphärenplatten und durch die Entlastung verstärkte isostatische Hebung der mächtigen und leichten Erdkruste aus dem schwereren Erdmantel. Aufstieg aus dem Meer zum Hochgebirge. Dadurch zunehmende Verwitterung, Abtragung und Ablagerung der Schuttmassen in den tiefen und schmaler werdenden Flyschrinnen und ab 35 Ma übergehend in die breiter und flacher werdenden Molassebecken in den Vorländern des Gebirges (Kap. 6.7). Die stärkere Verwitterung und Abtragung des wachsenden Gebirges beschleunigte den isostatischen Aufstieg.

5) Morphologische Formung in der Kalt- und Warmzeiten während der Quartär-Zeit: Tiefgreifende morphologische Umgestaltung des Alpengebirges durch mehrmalige und massive Vergletscherungen, Frostverwitterung, Lockerung und Abschürfung großer Gesteinsmassen. Versteilung der Gipfelregionen mit Karbildung, Vertiefung der Täler. V-Täler (Kerbtäler) werden in U-Täler (Trogtäler) erodiert. Nach den Gletscherrückschmelzungen verstärkte Abtragung mit großen Bergstürzen und mit mächtigen Schutt- und Schotterablagerungen in den Tälern und in den Gebirgsvorländern (Kap. 6.8).



Profilsequenz der Alpenbildung (Text: B. Lammerer 1991)

- Ausschnitt eines Krustensegmentes vom Pangäa-Ausgangszustand.
- Krustendehnung in der Triaszeit führt zu einer Einschnürung der Erdkruste. Der Erdmantel steigt an, die Oberfläche sinkt ab. Gräben bilden sich, an deren Randstörungen Vulkanite aufdringen.
- Afrika trennt sich von Eurasien, der Penninische Ozean reißt auf.
- Die Kontinentalplatten nähern sich wieder, der Penninische Ozean wird subduziert. Ein Tiefseegraben bildet sich, in den Trübeintröme die charakteristischen Flyschsedimente der Nordalpen schütten. Erste Überschiebungen (z. B. die Gipfelüberschiebungen) und eine erste Hochtemperatur-Metamorphose (sogenannte „Schneeberger Kristallisation“) erfolgen.
- Durch die Kollision vor 50 Millionen Jahren ist der Penninische Ozean vollständig verschwunden. Ein Teil seiner Sedimente (Basalte und Ultrabasite) wird abgeschürft und als Penninische Decken nach Nordwesten verfrachtet.
- Die alten, hochmetamorphen Gesteine der Unterkruste der Adriatischen Platte (Altkristallin) schieben sich als ostalpine Decken mehr als 100 km weit über die Sedimente des Eurasischen Südrandes (Helvetikum) und die penninischen Decken. Diese werden durch das Gewicht der auflagernden Decken bis zu 30 km in die Tiefe gedrückt (z. B. Bereich der Zillertaler Alpen). Eine frühe Hochdruckmetamorphose tritt auf.
- Eine Erwärmung auf etwa 550° C folgt dem Druckanstieg im Verlauf von 20 Millionen Jahren. Die helvetischen Gesteine werden plastisch deformiert und nach oben gepresst.
- Die helvetischen Gesteine erreichen stellenweise wieder die Oberfläche (z. B. im Tauernfenster). An anderer Stelle, z. B. in den Ötztaler Alpen, ist noch die Basis der ostalpinen Decken erhalten. Als Massenausgleich für die starke Hebung in den Zentralalpen sinken die Vorländer ab. Das nördliche Alpenvorland und die Poebene füllen sich mit mächtigen Schuttmassen.
- Die Hebungstendenz wird noch mindestens 20 Millionen Jahre lang anhalten, bis die Krustenverdickung unter den Alpen wieder ausgeglichen ist. In Südtirol werden dann Gesteine an der Oberfläche sein, die heute noch 10 bis 30 km tief liegen. Erst südlich von Trient wird die Hebung schnell abklingen.

Abb. 6.57: Profilschnitte und Blockbilder zur Entstehung der Alpen. Die starke Verkürzung der ursprünglichen an die 1000 km breiten alpinen Sedimentationsräume auf etwa 150 - 270 km durch den Schub der Afrikanischen- und der Apulisch-Adriatischen Platte ist deutlich erkennbar. Die initiale Ursache der Alpenbildung ist der Zerfall von Pangäa mit der Bildung des Atlantiks durch die Ostwanderung von Afrika. Grafiken 3D und farbig umgezeichnet und ergänzt aus: B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

Tektono-lithologische Einheiten der Alpen	Untergliederung	Gesteine	Alter der Gesteine	Fazies	Metamorphose Stärke, Alter	Ehemalige Lage der Ablagerungsräume	Heutige Lage der Gesteinsdecken	Alter der Überschiebung/Faltung, Hebung	Großräumige Tektonik
Südalpin (überwiegend flachmarin-lagunär auf kontinentaler Kruste)	- Ostteil - Westteil	Ost: Basement aus Quarzphyllit mit Graniten . Darüber Konglomerate, Quarzporphyr, oolithische Plattformkalke, Dolomite, Riffsedimente, Mergel . West: Basement aus Gneisen, Glimmerschiefern, Graniten, Gabbros , Diorite, örtlich Peridotite des Erdmantels. Darüber mesozoische Kalksteine, Dolomite , Vulkanite, Konglomerate, Sand- und Tonmergelsteine.	V.a. Paläozoikum (Perm) und Mesozoikum mit Trias. Geringere Anteile aus der Jura-, Kreide- und Paläogen-Zeit.	Basis mittel- bis hochmetamorph. Darüber unmetamorphe, oft flachmarin-lagunäre Sedimente.	Basement variszisch mittel- bis hochmetamorph. Darüber nur örtliche gering-gradige alpine Metamorphose.	Randlage auf dem südlichen Teil der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte zwischen Afrika und Europa.	In den Südalpen in Norditalien und in der Südschweiz. Karnische Alpen in Österreich und Slowenien.	Ab 25 Ma Überschiebung um 5 – 10 km, tiefer bis 30 km nach Süden. Hebung vor 13 – 7 Ma	Südvergent und tektonisch wenig komplex mit kleinen paläogenen und neogenen Aufschiebungen ohne große Decken.
Ostalpin (überwiegend flachmarin-lagunär auf kontinentaler Kruste)	- Oberostalpin - Unterostalpin	OA: Plattformkalke, Mergel- und Dolomitsteine, Riffsedimente von Perm bis z.T. Paläogen. Paläozoische Grauwackenzone mit Schiefer, Sand-, Kalksteinen, Quarzphyllit (?). Kreidezeitlich metamorphes Grundgebirge (Zentralostalpin) - Gneise, Glimmerschiefer . UO: Proterozoische bis karbonische, oft poly- und hochmetamorphe Kristallingesteine , Innsbrucker Quarzphyllit (?). Kreidezeitliche Metamorphite aus Perm-, Trias- und Jura-Sedimenten.	Paläozoikum, Mesozoikum und Känozoikum mit Trias, Jura, Kreide, Paläogen. Variszisch und alpidisch metamorphisiertes Grundgebirge.	In der Frühen Trias terrestrisch, später flachmarin-lagunär, hemipelagisch. Unter- und Zentral-OA metamorph.	Nicht- bis basal gering- (Nördl. KA) und mittel- bis z.T. hoch- und polymetamorphe (Zentralostalpine Decken). Variszisch und Kreide.	Randlage auf dem nördlichen Teil der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte zwischen Afrika und Europa.	Breitflächig in den Ostalpen. In Slowenien, Österreich, Ostschweiz und Norditalien. Weite Nordverschiebung der nördlichen Kalkalpen.	Erste Überschiebung ab ca. 170 Ma. Weitere vor ca. 100 und ab 50 Ma. Vor 25 - 10 Ma seitliche Zerderung nach Osten um 150 km und Zerschierung. Hebung vor 30 – 15 Ma.	Nordvergent mit großen Decken. V.a. die Nördlichen Kalkalpen sind weit nach Norden überschoben, komplex und rautenartig zerschert und nach Osten zerdehnt.
Salassikum (...wie Ostalpin, kontinentales Terrane)		Variszisch metamorphe Ortho- und Paragneise , Metagabbros, Marmore, Kalksilikate, nochmal alpin metamorphisiertes Grundgebirge.	Paläozoikum, variszisch und alpin metamorph.	Mittel bis hoch und polymetamorph. Teils Sedimente.	Mittel-hoch metamorph, variszisch und alpin.	Randlage und Basement nordwestlich von Ost- und Südalpin. "Cervinia-Terrane".	Kleine Decken in der Ostschweiz und in Italien. Klippen in der Westschweiz. Wurzel in Italien.		Nordvergente Decken.
Penninikum (Unter- und Oberpenninikum: tiefmarin, trogartig und z.T. mit breiter ozeanischer Kruste. Mittelpenninikum: flachmarin-kontinental und später meso-pelagisch bis 1000 m Tiefe auf kontinentaler Kruste)	- Unter(Nord)-penninikum - Mittelpenninikum (Iberische Mikroplatte) - Ober(Süd)-penninikum <i>Die beiden "Ozeane" waren . 200 bzw. 400 km breit und 500 bzw. 1000 km lang. Die sie trennende mittelpenninische Schwelle war 100 - 200 km breit.</i>	UP: Fossilarme Mergel, Tone, Sande mit Kalken, oft zu mächtigen Bündnerschiefer metamorphosiert. Flyschgesteine , Radiolarite, örtlich Evaporite. Unvollkommene Ozeankruste mit Basalten, Gabbros, Serpentiniten als später gehobene und überschobene Ophiolithe. MP: Kristalline Grundgebirgsdecken und teils metamorphosierte und flach- bis tiefmarin-kontinentale Ablagerungen aus tonig-mergelig-sandigen Kalken, Schlamm- und Tonsteinen mit kohleführenden Schichten . OP: Mergel, Tone, Sande, teils zu Bündnerschiefer metamorphosiert. Radiolarite , etwas Tiefwasserkalke. Breite und metamorphosierte Ozeankruste aus Basalten, Gabbros, Serpentinite als Ophiolithe , sowie 130 - 35 Ma alte Flyschgesteine . Im Penninikum wurde das kristalline Grundgebirge aus Gneisen und Graniten oft in die Deckenüberschiebungen miteinbezogen. Kristallines Grundgebirge mit dünner, mesozoischer Sedimentdecke im Tessin und im Piemont.	Paläozoisches Grundgebirge. Mesozoikum und Känozoikum mit Trias, Jura, Kreide, Paläogen. Ab ca. 130 Ma. im OP Plattensubduktion nach Südosten unter Adria/Apulien. Intrusion der periadriatischen granitischen Plutone vor 43 - 19 Ma.	UP: Trogartig, Tiefmarin, z.T. terrestrisch. MP: Flachmarin-kontinental, z.T. terrestrisch, später tiefmarin. OP: Überwiegend ozeanisch, tiefmarin. Präalpin und alpin metamorph.	Vor 400 - 300 Ma hohe Metamorphose des Grundgebirges mit alpiner Überprägung. In den Zentralalpen oft alpine, mittlere bis Hochdruckmetamorphose vieler Sedimente z.T. ab ca. 100 Ma, v.a. ab 60 und ab 30 – 20 Ma. Die penn. "Klippen" und der Rhenodanubische Flysch sind schwach metamorph.	Lage zwischen Südeuropa und Adria/Apulien. UP: Schmäler Valais-Ozeantrug im Norden. MP: Überwiegend flachmarine Iberia-Brianconnais Schwelle (Terrane) in der Mitte. OP: Tiefes Piemont-Ligurisches-Ozeanbecken im Süden. Ab ca. 120 Ma <i>Zusammenschub und Subduktion der kleinen Ozeane und Mikroplatten durch den Nord-schub von Adria/Apulien und von Afrika.</i>	Breitflächig in den Westalpen in Frankreich, Schweiz und in Norditalien. In den Ostalpen im Untergrund unter dem Ostalpin, sowie an der Oberfläche im Engadiner-, im Gargellen-, im Tauern- und im Rechnitzer-Fenster. Rhenodanubischer Flysch am Alpen-Nordrand in Österreich und in Deutschland.	Subduktion ab ca. 130 Ma. Beginn der Kontinental-kollision mit Europa vor ca. 45 Ma. Das Ostalpin überfuhr und scherte das Penninikum ab. Hebungsbeginn vor ca. 30 Ma, Letzte Deckenvorschübe vor 15 – 5 Ma. <i>Stärkere Hebung in den ganzen Alpen seit ca. 7 Ma.</i>	Nord-, nordwest- und westvergente Decken. In zahlreiche große und dachziegelartige Deckenkomplexe überschoben und gestapelt. Das kristalline Grundgebirge wurde mit einbezogen. Örtlich Rücküberschiebungen nach Süden. Vor 35 - 20 Ma <i>Abriss von subduzierten Plattenteilen im Erdmantel. Verstärkung der isostatischen Hebung. und Beginn des sich verbreiternden Molassestadiums.</i>
Lepontikum (europäischer Kontinentalrand)	- West - Ost	Überwiegend Kristallin und mesozoische Sedimente des Lepontinischen Doms im Tessin und im Piemont.	Paläozoikum und Perm – Trias.	Metamorph, z.T. marin.	Hoch- und Poly-metamorph.	Distaler südeuropäischer Kontinentalrand.	Tessin (CH) und Piemont (I).	Vor ca. 20 Ma.	Nordvergente Decken.
Helvetikum (Dauphinois) (überwiegend flachmarin-lagunär, teils Tiefschelf und terrestrisch-fluvioklastisch auf kontinental-europäischer Kruste)	- Unter(Nord) - helvetikum - Ober(Süd) - helvetikum - Ultrahelvetikum, heute zu Oberhelvetikum gehörend.	UH: Parautochthone kalkig-mergelige Sedimenthülle über variszisch und auch alpin metamorphem Grundgebirge aus Gneisen, Migmatiten und Graniten in den Externmassiven. OH: Verrucano aus Brekzien mit Vulkaniten und Konglomeraten in Permtrögen. Später Sande und mächtige Wechselfolgen aus Plattform- und Riffkalken mit Tonschiefer, Mergel- und Tonsteinen, Flysch . Oft weit nach Norden überschoben. UH: Mesopelagische Kalk- und Mergelsteine aus dem tieferen Übergangsbereich zum Penninikum, Flysch .	Paläozoisches, kristallines Grundgebirge. Sedimente von Perm, Trias, v.a. Jura und Kreide, Paläogen.	In der Trias terrestrisch-fluviatil. In Jura-Kreide-Paläogen flachmarin-lagunär, teils Tiefschelf-Ablagerungen. Grundgebirge und Perm sind metamorph.	Variszisch- und alpin-metamorphes Grundgebirge. Schwach metamorpher Verrucano. Mesozoisch-känozoische Sedimente gering bis unmetamorph.	Kontinentale- und später breite, flache und tiefere Schelfplattform am Südrand des südeuropäischen Kontinents zum westlichen Tethys-Ozean. OH im Süden, UH im Norden abgelagert.	Breitflächig überschoben in Frankreich und in der Schweiz, wenig in Norditalien. Schmäler Saum am Alpen-Nordrand in Deutschland und in Österreich. Zentralgneis im Tauernfenster.	Hebung vor 30 - 20 Ma. Vor 20 Ma Abgleiten des OH von Aar-Massiv und Gotthart-Decke, Überschiebung und Faltung um fast 100 km nach Norden.	Nord-, nordwest- und westvergent. V.a. in der Schweiz oft zu komplex gefalteten und verschuppten Decken weit nach Norden überschoben. Geringere Überschiebungen in den französischen Alpen.

Abb. 6.59: Übersichtstabelle zur Geologie und Tektonik der Alpen.

Spalte Gesteine, Fettschrift: verbreitete und charakteristische Gesteine.

6.7 Nordalpine Molasse - der Abtragungsschutt der Alpen (Paläogen, Neogen, 35 - 5 Ma)

Im Zuge der Nordwanderung und Kollision der Adriatischen und der Afrikanischen Lithosphärenplatten mit der nördlich gelegenen Eurasischen Platte seit etwa 110 Ma wurden die beiden Penninischen Ozeane vor ca. 55 Ma und vor 45 Ma geschlossen. Die zu Gesteinen verfestigten Sedimente und die basaltischen Ozeanböden der ehemals getrennten Ablagerungsräume der Alpen wurden dabei zu über 60 km Mächtigkeit übereinander geschoben, verfaltet und tief in den Erdmantel gedrückt. Durch isostatischen Ausgleich und unterstützt durch die Plattenabriss wurden Teile davon schubweise wieder gehoben und mit ca. 5 mm/Jahr weiter nach Norden und Nordwesten gegen Südeuropa geschoben. Dabei wurden der Abtragungsschutt der immer weiter aus dem Meer aufsteigenden Inselgruppen und kleinen Festländer ab der Kreide-Zeit vor 130 Ma als **penninischer und helvetischer Flysch** abgelagert (Abb. 6.33 ff). Das geschah am damaligen Alpennord- und -westrand im vorgelagerten Restmeer, in gebirgsparallel schmalen Tiefseebecken und in den Tiefseegräben der Subduktionszonen in Form von zyklisch und untermeerisch abrutschenden und sedimentierten fein- bis grobklastischen Trübeströmen. Diese schmalen und tiefen Flyschbecken (unterfüllte Becken) am Rand des alpinen Orogenkeils sind dann bis vor 33 - 20 Ma mit den Alpen weiter nach Norden und Westen gegen die Europäische Platte gewandert, wurde weiter eingengt und wurden schließlich durch die alpinen Gesteinsüberschiebungen geschlossen. Der penninische Flysch wurde dabei auf das Helvetikum überschoben und wurde dann seinerseits von den ostalpinen Decken überfahren und teils schwach metamorph dem Alpengebirge angegliedert. Mit der Nord- bzw. Westwanderung der sich bildenden Alpen wurde auch der südeuropäische Plattenrand überfahren und das führte zum dessen Eintritt in die alpine Subduktion. Die Last des sich überschiebenden Gebirgskörpers und die tektonischen Spannungen auf die Europäische Platte nahmen zu und es kam zu einer flexurartigen Biegung und keilförmigen Absenkung der Platte mit ca. 3 - 5° nach Süden. So bildete am Nordrand der Alpen im Französisch-Schweizerischen und im Deutsch-Österreichischen Voralpengebiet zwischen Chambéry in Frankreich und Linz in Österreich ab 33 - 20 Ma das heute 900 km lange und 30 - 150 km breite **Nordalpine Molassebecken** (Abb. 6.11) und damit haben die Reste der mit dem Tethys-Meer verbundenen Flyschbecken das flachere Molassestadium erreicht (Abb. 6.33ff, 6.62 – 6.67, 6.69). In diesem sich langsam absenkenden und breiter werdenden, teils flachmarinen und brackischen, aber überwiegend terrestrisch-limnischen Vorlandbecken (überfülltes Becken) wurde der bis über 4000 m mächtige Abtragungsschutt der höher aufsteigenden und damit stärker erodierenden Alpen durch die aus dem Gebirge austretenden Flüsse sedimentiert.

Man unterscheidet: **Untere Meeresmolasse (UMM)**, **Untere Brackwassermolasse (UBM)**, **Untere Süßwassermolasse (USM)**, **Obere Meeresmolasse (OMM)**, **Obere Brackwassermolasse (OBM)**, **Obere Süßwassermolasse (OSM)** (Abb. 6.62). Mehrere Kilometer mächtige grob- bis feinklastische alpine Erosionsablagerungen gibt es auch im intramontanen Wiener Becken, im Steirischen Becken, im Pannonischen Becken bis zum Donaudelta, sowie am Westrand der französischen Alpen vom Bresse-Graben bis zur Rhone-Mündung, im Oberrheingraben und mit bis zu 10 km Mächtigkeit als **Südalpine Molasse** in der norditalienischen Poebene. Seit 33 Ma wurden ca. 500.000 km³ Erosionsschutt aus den Alpen in diese Vorlandbecken und in die Meere transportiert (Abb. 6.63). Auch der Abtragungsschutt älterer und heute abgetragener Gebirge wird als Molasse bezeichnet, so z.B. das Späte Karbon und das Rotliegende der Perm-Zeit als Molasse des Variszischen Gebirges. Der Begriff Molasse geht entweder auf das französisch-schweizerische "molle" für "weich" zurück oder auf das romanische "molare" für "mahlen" als Bezeichnung für Mühlsteine. Damit wurden die in frischem Zustand recht weichen Sandsteine im Alpenvorland bezeichnet, die nach Trocknung an der Luft aber schnell aushärten und als Mühlsteine Verwendung fanden.

Vor dem nördlichen Alpenrand biegen die Schichten des langen und schwach südfallenden Nordschenkels der **Vorlandmolasse** stark um und bilden den kurzen und steilen Südschenkel der **Aufgerichtete Vorlandmolasse**. Südlich daran anschließend liegt hinter der **Alpinen Front** als tektonische Haupttrennung zu den Alpen die langgezogene und 10 bis 20 km breite **Subalpine Molasse** oder **Faltenmolasse**. Diese wurde von der alpinen Einengungstektonik miterfasst und gehört damit strukturell zu den Alpen (Abb. 6.64). Die Ursache für diese massive Einengung sind die sich nach Norden und Nordwesten schiebenden Alpen, welche dort vor 20 - 8 Ma die Molasseschichten verbogen, gefaltet, verschuppt, in kleine Decken gelegt und diese auch 10 km bis über 30 km weit überschoben und tief unter sich begraben haben (Abb. 6.39). Die Abscherungshorizonte in der Molasse waren oft die weichen Tonmergel der Unteren Meeresmolasse. Die Subalpine Molasse bildet heute mit ihren aneinandergereihten und zusammengeschobenen Muldenstrukturen entlang dem Alpennordrand von Chambéry bis nach Salzburg eine alpenparallele Schichttrippenlandschaft. Diese besteht in den Talzügen oft aus weichen Sand- und Mergelsteinen, flankiert von bis über 1800 m hohen und schroffen Nagelfluh-Berggrücken und -ketten aus den zu harten und verwitterungsbeständigen Konglomeraten verfestigten alpinen Schotter-sedimenten der Megaschuttfächer (Abb. 9, 6.64, 6.65). Das Molassebecken stand dabei teils direkt und oft über eng verzweigte Flusssysteme mit dem Restmeer der Tethys im Südwesten und mit der sich bildenden Paratethys im Osten in Verbindung. Beim Austritt der mit Sedimenten beladenen Flüsse und Schichtfluten aus den steilen Gebirgstälern der aufsteigenden Alpen in das flache Vorland wurden mit der schnell nachlassenden Fließgeschwindigkeit zunächst die grobklastischen und sandigen Schotter als breite und radial in das Vorland vorbauende und dann z.T. auch axial umbiegende Schutt- und Schwemmfächer, sogenannte **Megaschuttfächer**, abgelagert. Weiter beckenwärts wurden dann Sande und die feineren Schluff-, Mergel- und Tonsedimente von Strömungen und von flachen und breit mäandrierenden Flusssystemen axial verteilt und abgelagert. Örtlich kam es dort auch zur Bildung von dünnen Kalksteinbänken, dem sogenannten **Albstein**. Aus dem nördlich gelegenen Festland der Süddeutschen Tafel und aus dem im Nordwesten aufsteigenden Schwarzwald wurden grob- und feinklastischen Karbonat- und Tonsedimenten von den dort nach Süden und Südosten fließenden Flüssen und Schwemmfächern in das Molassebecken transportiert und als bis zu 300 m mächtige **Juranagelfluh** (verbackene Flusssgerölle) abgelagert. Ein während der Oberen Meeres- und der Oberen Süßwassermolasse nach Südwesten gerichtetes, brackisches Fluss- und Ästuarsystem wird **Graupensandrinne** genannt. Der ca. 19.000 Jahre alte Bodensee ist heute noch ein großes Auffangbecken und eine Sedimentfalle für die mächtigen Schuttmassen des Alpenrheins. Die Schätzungen bis zum Zuschütten des Obersees mit Sand und Kies reichen von

ca. 15.000 Jahren bis über 40.000 Jahre. Es ist anzunehmen, dass in wenigen Zehntausend Jahren die Gletscher einer neuen Kaltzeit den Bodensee und Oberschwaben wieder zyklisch überfahren, und dass dabei das Bodenseebecken vom Eis wieder ausgeräumt wird (Abb. 6.69) Nach dem Rückschmelzen des würmzeitlichen Rheingletschers vor 16.500 Jahren reichte der Bodensee für kurze Zeit fjordartig noch weit nach Süden in die Bündner Alpen hinein und bis hinter Chur.

Die Nordalpine Molasse zeigt zwei große **Megazyklen** von marinen zu terrestrisch-limnisch-fluviatilen Bedingungen. Sie gliedert sich in eine Abfolge vom Meeres-, Brackwasser- und Süßwasserablagerungen, die seit 33 Ma und bis vor ca. 8 - 6 Ma abgelagert wurden. Die folgenden chronostratigraphischen Altersangaben der Molasseschichten orientieren sich an der "Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2022" der Deutschen Stratigraphischen Kommission mit Spannbreiten von 0,5 – 2 Ma, je nach der geographischen Lage im Becken.

Erster Zyklus

Übergehend aus den "unterfüllten" Flyschbecken am damals noch über 100 km weiter südlich gelegene Alpennordrand wurden im Oligozän vor 33 – 27 Ma die Schichten der bis 250 m mächtigen **Unteren Meeresmolasse (UMM)** mit flachmarinen, sandig-kiesigen und zur tieferen Beckenmitte hin kalkig-tonig-mergeligen Sedimenten als letzter Rest der alpinen Meere abgelagert. Diese Ablagerungen zeigen aber stellenweise noch flyschähnlichen Strukturen und die UMM ist heute nur in der Subalpinen Molasse am Alpennordrand zu sehen. Vor 30 Ma führten große Flüsse mit viel feinklastischen Sedimenten aus den schneller aufsteigenden Alpen zu "überfüllten Bedingungen" und der Übergang vom schmalen und tiefen Flysch- in das breiter und flacher werdende Molassestadium begann. Am Ende der UMM war dieses noch relativ schmale Becken weitgehend aufgefüllt und es setzten flachmarin-brackische Bedingungen ein. Mit einem globalen Absinken des Meeresspiegels und mit dem steigenden Sedimenteintrag durch die weiter aus dem Meer aufsteigenden Alpen begann der Westteil des Molassemeeres bis etwa nach München langsam zu verlanden und es bildeten sich die dünnen Mergelschichten der **Unteren Brackwassermolasse (UBM)**.

Vom Späten Oligozän bis ins Frühe Miozän vor 27 – 20,5 Ma wurden die bis 2500 m mächtigen Sedimente der **Untere Süßwassermolasse (USM)** in einer Schwemmlandschaft mit Seen und Flüssen weit über die UMM- und UBM-Ablagerungen nach Norden ausgreifend sedimentiert, denn mit der Nordwanderung der Alpen verlagerte sich auch das Molassebecken mit 5 - 10 mm/a nach Norden. Von den sich hebenden Alpen wurden am Gebirgsrand mit der nachlassenden Fließgeschwindigkeit erstmals mächtige Schottermassen, v.a. aus dem Penninikum und aus dem Ostalpin, in breiten Megaschuttfächern zunächst radial und dann beckenwärts axial umbiegend transportiert und abgelagert ("Alpine Nagelfluh", z.B. Rigi-, Hochgrat-, Nesselburgfächer). Die feinkörnigen und terrestrisch abgelagerten Sande, Tone, Mergel (Bunte Granitische Molasse) und auch Karbonate wurden im Becken axial transportiert und sedimentiert. Der Sedimenttransport erfolgte nach Osten zum marinen und bis vor 20 Ma noch flyschartigen Ablagerungsgebiet zwischen Salzburg und Linz. Mit der Nordwanderung der Alpen senkte sich das Becken weiter ab, was aber durch die ständige Sedimentation mal mehr und mal weniger stark kompensiert wurde. Von der nördlich gelegenen Süddeutschen Tafel schütteten Flüsse Gerölle, Kalksande und Kalkschluff in das Becken, die heute als "Ältere Juranagelfluh" bezeichnet werden. Die USM macht zusammen mit der jüngeren OSM den Hauptteil der Füllung des Molassebeckens aus und vor 19 Ma endete der Flyscheinfluss im Osten endgültig.

Zweiter Zyklus

Nach einer kurzen Unterbrechung der Sedimentation drang im Frühen Miozän wieder das Meer über eine schmale Meeresstraße von der östlich gelegenen Paratethys in das nun 60 km breite Molassebecken vor. Hier wurden vor 19 – 17 Ma bei einer verminderten Sedimentzufuhr aus den Alpen die bis über 350 m mächtige **Obere Meeresmolasse (OMM)** mit marinen Sand- und Mergelablagerungen und mit Schillkalken bei einer westlichen Wasserströmung abgelagert. Aus den weiter aufsteigenden Alpen heraus wurden bei Starkregen und durch Schichtfluten weiterhin sandige Schottermassen unter annähernd tropischen Klimabedingungen in das Molassebecken geschüttet und am Alpenrand als breite Schwemmfächer radial abgelagert (alpine Randfazies). Das OMM-Meer greift auch über das Verbreitungsgebiet der USM hinaus und reichte nach Norden bis zu den Weißjura-Kalksteinen der heutigen Schwäbisch-Fränkischen Alb. Dort hat dieses Meer mit seiner Brandung ein **Kliff** in den Kalkstein erodiert, dessen heute noch gut sichtbaren Reste, oft mit Löchern von Bohrmuscheln, sich als über 150 km lange Linie von Tuttlingen bis zum Nördlinger Ries verfolgen lassen. Dieses Meereskliff liegt heute bei Tuttlingen bei 900 mNN und östlich der Brenz bei 500 mNN und ist ein Beleg für die Hebung und Verkippung von Südwestdeutschland vor 21 – 10 Ma mit dem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau. Die Ablagerungen der OMM sind in Oberschwaben heute nur auf einem schmalen Streifen südlich der Donau und an den Ufern des Überlinger Sees zu sehen. Erst am Südrand der Aufgerichteten Vorlandmolasse und in der Faltenmolasse streichen die Schichten der OMM wieder an der Oberfläche aus. Mit dem Rückzug des Meeres am Ende des Frühen Miozän vor 18 – 17 Ma wurden die älteren Molasseschichten stellenweise wieder etwas abgetragen. Mit einer kurzen und schwachen Meerestransgression vor 17 – 16 Ma entstanden die geringmächtigen und sandig-feinkiesigen Schichten der **Oberen Brackwassermolasse (OBM)** unter brackisch-limnischen Verhältnissen in einer flachen Seenlandschaft. Zu dieser gehörte auch das über 300 km lange Flusssystem mit der 260 km langen, 8 km bis stellenweise 20 km breiten und durch eine langsame Hebung der Erdkruste als Paläo-Flusstal 40 m bis stellenweise 100 m tief in den Untergrund eingeschnittenen **Graupensandrinne**. Diese kann im Südwesten auch als schmaler Meeresarm oder als Ästuar des zurückweichenden OMM-Meeres angesehen werden, der mit der Zeit langsam ausgesüßt ist. Die Graupensandrinne fungierte zwischen 18 und 17(?) Ma gleichzeitig als Entwässerungsrinne der westlichen Böhmisches Masse, der Süddeutschen Tafel (Ur-Naab/Ur-Main-Flusssystem) und des Südschwarzwaldes. In diesem "Vorläufer der Donau" wurden in einem verflochtenen Flussarmsystem klastische Sedimente, eventuell später auch zusammen mit aufgearbeiteten Trümmern des vor 14,8 Ma entstandenen Ries-Asteroiden-Impakts als Glimmersande nach Südwesten bis ins heutige Schweizer Mittelland verfrachtet, wo diese Flüsse

in das westliche Tethys-Restmeer geflossen sind. Die genaue Alterseinstufung der Graupensandrinne in Verbindung mit den Molassesedimenten und mit den Ries-Trümmersedimenten ist in der Diskussion (Abb. 6.62 + 6.66-4). Direkt südlich der Graupensandrinne wurde der ca. 1 m mächtige **Albstein** aus terrestrisch-pedogenen und limnischen Karbonaten auf einer 20 km breiten und trockenfallenden Schwelle abgelagert. Weiter südlich wurden fluviatile Mergel und Sand abgelagert.

Ab dem Mittleren Miozän verlangsamten sich die Einengungs- und Überschiebungsbewegungen durch die Alpen, die Absenkungsrate des Molassebeckens wurde geringer und die Sedimentfüllung nahm zu und verdrängte das Meer. Ab 16 Ma wurde die bis fast 1000 m mächtige **Oberen Süßwassermolasse (OSM)** in einem zunächst nach Westen gerichteten Flusssystem mit Seen und Sümpfen abgelagert. Bei terrestrisch-fluvioklastisch-limnischen Ablagerungsbedingungen wurden mächtige und glimmerreiche Sande, Sandmergel, siltige Mergel und Tone abgelagert und zu Sand- und Schlammsteinen schwach verfestigt. Im Bereich der aus den Alpen heraustretenden Schwemmfächern, z.B. Hörnli- und Hochgratschwemmfächer, kam es weiterhin zu radialen und auch axial umbiegenden Schotterablagern (Abb. 6.68). Diese haben sich mit der Zeit zu harten und verwitterungsbeständigen Konglomeraten verfestigt und bilden heute zusammen mit der mächtigen USM-Nagelfluh die markanten Schichtrippen der Aufgerichteten- und der Subalpinen Molasse (Abb. 6.65). Von den nördlichen Zuflüssen der Süddeutschen Tafel wurde die Sedimente der "Jüngeren Juranagelfluh" in das Molassebecken geschüttet. Im Späten Miozän vor 10 - 7 Ma kam es durch die Hebung und Kipung des westlichen Teils des Beckens zur Umkehrung der westgerichteten Fließrichtung nach Osten zum Restmeer der Paratethys. Gegen Ende des Miozäns war das Molassebecken als flache Seen- und Sumpflandschaft dann vollständig mit Sedimenten gefüllt und diese reichten stellenweise bis über die Klifflinie der OMM auf Teile der südlichen Schwäbischen Alb. Damit endete vor 8 - 5 Ma das Molassestadium und die jüngsten Schichten der OSM sind schon wieder abgetragen. Mit der zunehmenden Verlandung entstand die aus den Alpen heraustretende Aare-Ur-Donau, die mit ihren Nebenflüssen den nordalpinen Raum und das Molassebecken nach Osten über das Pannonische Becken in den Pontischen See, dem Vorläufer des Schwarzen Meeres entwässert hat (Abb. 19b). Das Nordalpine Molassebecken ist nun, abgesehen von den geringmächtigen Sedimentablagerungen der pleistozänen Kaltzeiten, auch Abtragungsgebiet. Die reine Ablagerung des alpinen Abtragungsschutts ging in eine Umlagerung, Zwischenlagerung und Erosion der Sedimente über, bevor sie ins Schwarze Meer und über den Oberrheingraben in die Nordsee verfrachtet wurden. Im nördlichen Vorland Österreichs, Deutschlands und der Schweiz werden heute weite Bereiche der Molasse-schichten von einer dünnen und oft flächendeckenden eiszeitlichen Schicht aus steinig-lehmigen Grundmoränen (Basal Till), von bogenförmig weitgeschwungenen und hügelig erodierten Endmoränenzügen, von scharf angeordnete Drumlinhügeln und von nach Norden langgezogenen, ebenen und ineinander erodiert eingeschachtelten Schotterterrassen bedeckt. Weitere Ablagerungen sind tiefe tonig-torfigen Beckenfüllungen, sowie in den Tälern junge klastisch-fluviatile Talablagerungen aus der aktuellen Zeit des Holozäns. Diese Ablagerungen bilden heute am Alpennordrand eine Eiszerfallslandschaft (Kap. 6.8, Abb. 6.69, 6.70-2).

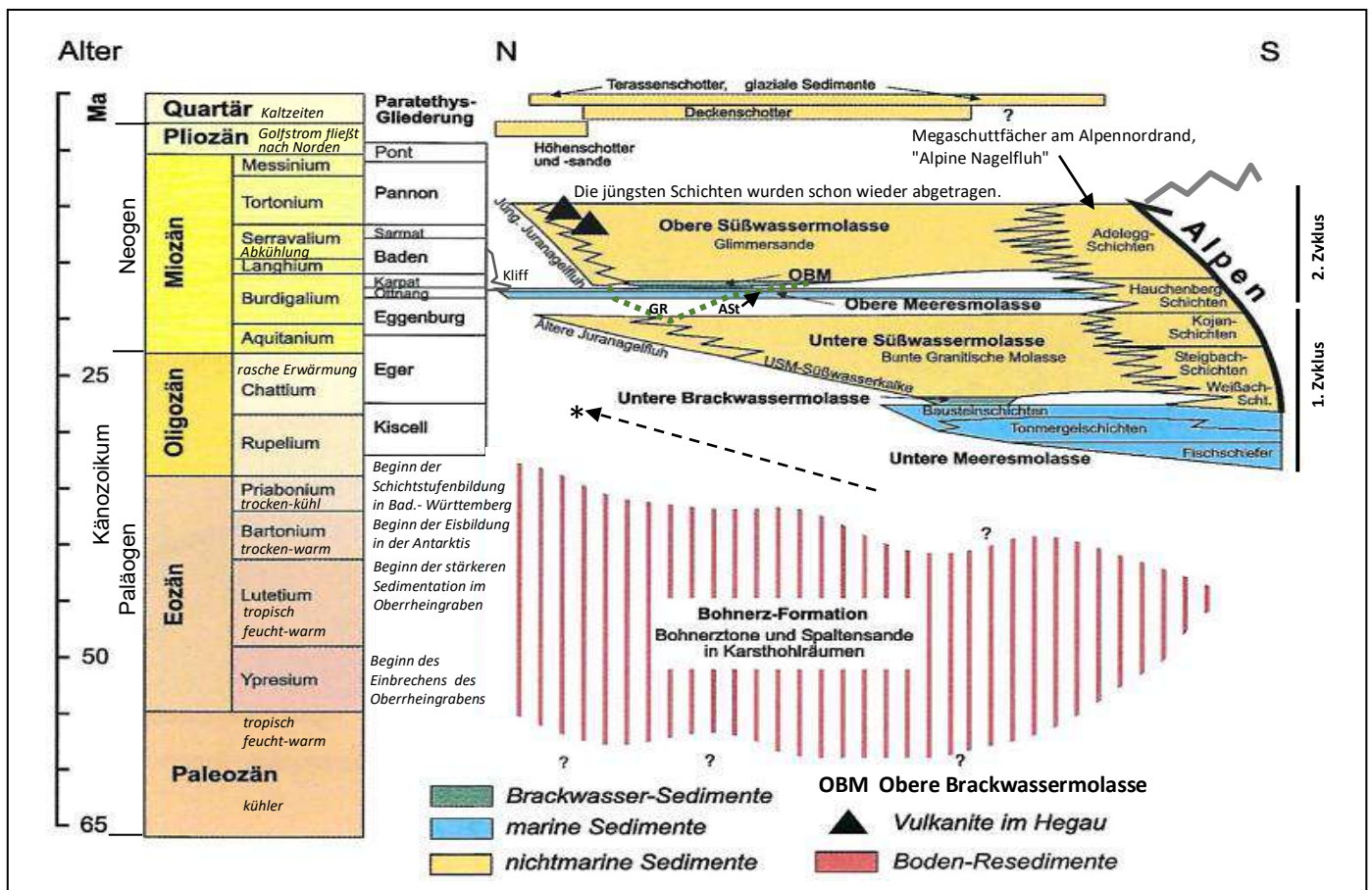


Abb. 6.62: Zeit-Raum-Darstellung der Sedimente im Molassebecken in Südwestdeutschland, Klima.

Die Grafik zeigt die allmähliche Nordwanderung der Molassesedimentation (*). Die Tektonik der "Aufgerichteten Molasse" und der "Faltenmolasse" sind in der stratigraphischen Tabelle nicht darstellbar (siehe Abb. 9, 6.64, 6.65). GR = Graupensandrinne; AST = Albstein
 Grafik ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, T. Simon (2024): Geologie von Baden-Württemberg. 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart.

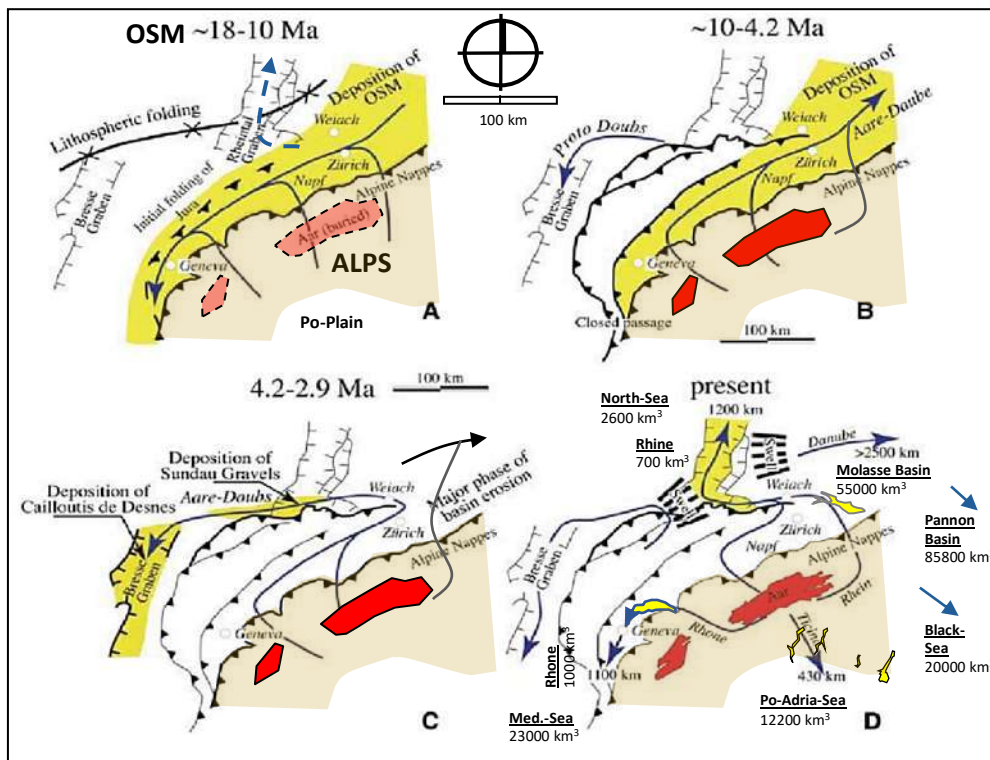


Abb. 6.63: Chronologie und Muster der Abflüsse der Westalpen.

Die gelben Farben auf der Kartenabfolge zeigen die Molasse-Ablagerungsräume mit den Transportwegen des Abtragsschutts aus den Alpen nach Nordosten und nach Westen zur Zeit der OSM bis heute. Neben den nord- und südalpinen Molassebecken (Oberschwaben, Po-Ebene) sind auch der Bodensee, der Genfer See, die oberitalienischen Seen, die großen intramontanen Becken entlang der Donau bis zum Schwarzen Meer und vor 34 – 18 Ma und heute der Oberrheingraben große Sedimentfallen und Ablagerungsgebiete für den alpinen Abtragsschutt. Weitere Schuttmassen wurden und werden bis in die Nordsee, während der Kaltzeiten vor die Bretagne in den Atlantik, ins Mittelmeer vor die Rhonemündung und in die nördliche Adria transportiert. Swell = weit gewölbte Landschaftsform mit bedeutender Wasserscheide; rot = durch Hebung und Erosion herauspräparierte Internmassive; "Cailloutis de Desnes" und "Sundgau Gravels" = Ablagerungen alpiner, sandiger Schotter von Desnes und im Sundgau aus der Reuver-Serie aus dem Späten Pliozän vor 3,6 – 2,5 Ma und aus dem Frühen Pleistozän.

Grafik ergänzt aus: F. Schlunegger und J. Mosar (2011): *The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps*. *International Journal of Earth Sciences* 100(5), Springer, modifiziert nach Ziegler und Fraefel (2009).

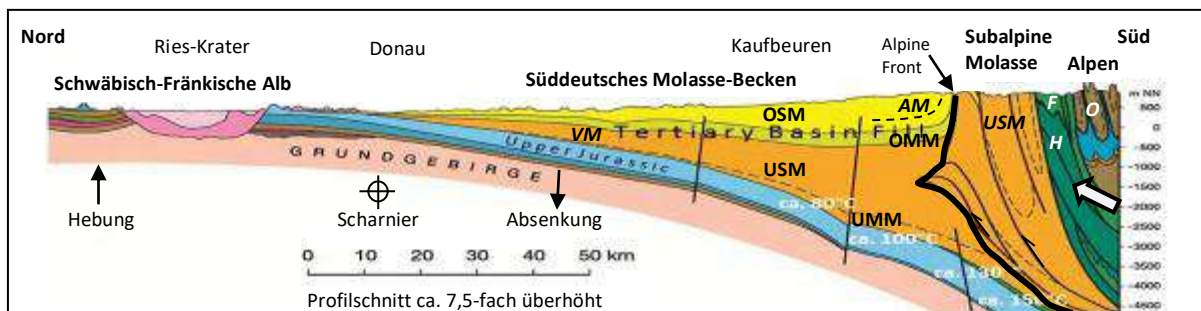


Abb. 6.64: Geotektonischer Profilschnitt Schwäbische Alb - Oberschwaben - Allgäuer Alpen.

Die Schichten der Nordalpinen Molasse beginnen südlich des Ries-Impakts am Rand der Schwäbischen Alb und biegen sich, verursacht durch die Last der alpinen Krustenstapelungen und Überschiebungen, flexurartig mit ca. 3 - 5° nach Süden ab (asymmetrisches Biegebecken). Die Subalpine Molasse wurde durch den Nordschub der Alpen von der Vorlandmolasse abgesichert, verfault, oft steilgestellt, in sich verschuppt und von den alpinen Decken bis zu 30 km weit überfahren. VM = Vorlandmolasse; AM = Aufgerichtete Molasse; SM = Subalpine Molasse; H = Helvetikum; F = Flysch; O = Ostalpin.

Grafik ergänzt aus: Geoera.eu nach Glaser et al. (2004): *600 Millionen Jahre Bayern*. Bayerisches Geologisches Landesamt, GeoBavaria.

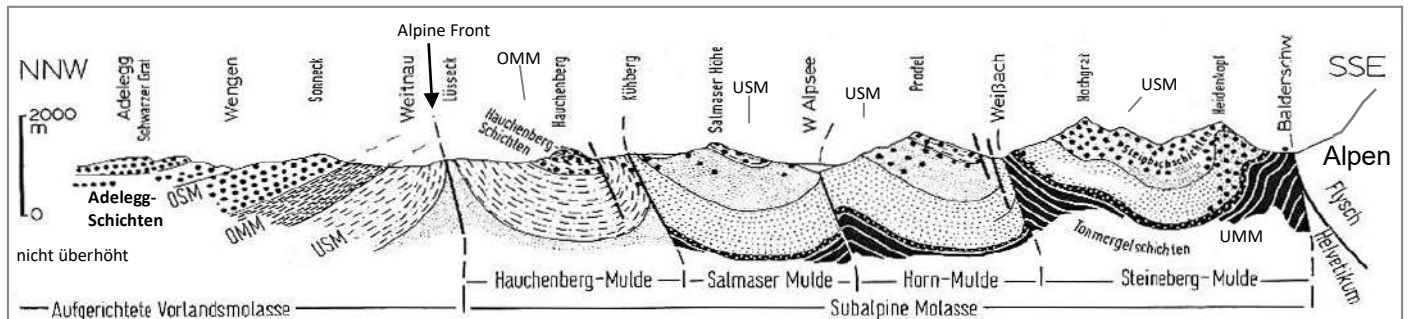


Abb. 6.65: Querprofil durch die Aufgerichtete Vorlandmolasse und durch die Subalpine Molasse der Allgäuer Voralpen.

Der Profilschnitt zeigt im NNW die aufgebogenen Schichten der Aufgerichteten Vorlandmolasse und nach SSE die Subalpine (Fallen-) Molasse. Diese Gesteine wurden vom Nordschub der alpinen Decken vor 20 - 5 Ma abgesichert, in Schuppen zerlegt, zu unsymmetrischen und nordflügel-dominierten Mulden gefaltet und teilweise auch überschoben. Die Erosionsformen der Mulden mit harten Konglomeratschichten im Zentrum bauen heute die oft schichtrippenartig langgestreckten Nagelfluh-Bergketten (Konglomerate der Megaschuttfächer) der den nördlichen Alpen direkt vorgelagerten Mittelgebirgslandschaften auf. Im Allgäu sind das im Nordwesten die "Nagelfluhhöhen" am Pfänder bei Bregenz und die von der Aufgerichteten Vorlandmolasse gebildeten Nagelfluhausstriche von Adelegg und Sonneck bei Isny. Nach Südosten folgt die 10 - 20 km breite Subalpine Molasse mit den "Nagelfluhhöhen" am Hauchenberg und an der Salmaser-Höhe und weiter südlich die "Allgäuer Nagelfluhschichtkämme" am Prodel/Kojen, am Hochgrat/Ridalphorn und am Splinger Kopf. Diese Schichtrippenlandschaften mit Nagelfluhkette finden südwestlich des Alpenrheintals in der Schweiz von Appenzell bis zum Genfer See ihre Fortsetzung.

Grafik verändert und ergänzt aus: O.F. Geyer u. M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Auflage, Schweizerbart, Stuttgart.

Nach O. Ganss u. P. Schmidt-Thome 1955.

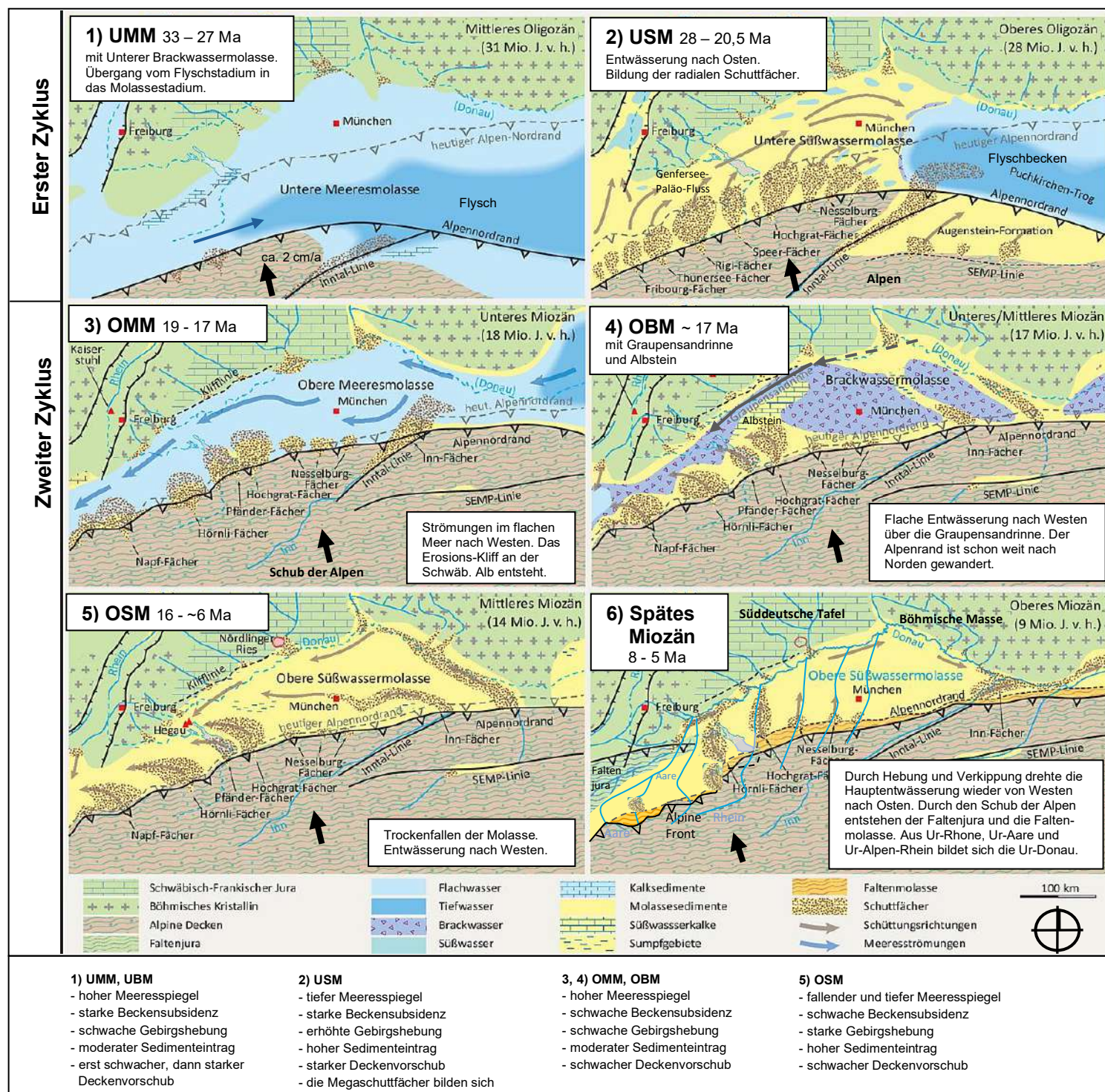


Abb. 6.66: Paläogeographische Karten der nordalpinen Molasse in Süddeutschland.

Die Bildfolge zeigt die Entwicklung des Nordalpinen Molassebeckens in der Paläogen- und Neogen-Zeit und die horizontale Bewegung der Alpen nach Norden und Nordwesten. Vor 33 Ma ging das Flyschstadium (unterfülltes Becken) im Westen und vor 20 Ma auch im Osten bei Salzburg/Linz in das Molassestadium (überfülltes Becken) über und der Abtragungsschutt der Alpen wurde durch große, radial aus den Alpen austretenden Flusssysteme bei Extremniederschlägen mit Schichtfluten in die randlichen Molassebecken rund um die Alpen geschüttet. Das sandige Schottermaterial wurde mit der Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit direkt beim Austritt aus den Alpen als breite und mächtige Schutt- und Schwemmfächer (Megaschuttfächer) radial und teils auch axial umbiegend abgelagert, und wurden mit der Zeit kalkig zu sandigen Konglomeraten mit zwischengelagerten Mergelhorizonten verfestigt. Die feineren Sand- Mergel- und Tonanteile wurden weiter transportiert und axial im teils marinen, aber überwiegend limnischen und z.T. fluvio-klastischen Becken verteilt (Beckenfazies). Das nordalpine Molassebecken sank dabei, auch verursacht durch die Last der alpinen Krustenstapelungen und Überschiebungen, langsam asymmetrisch ab (Biegebecken) und wurde von den nach Norden vorrückenden Alpen einige Kilometer überfahren und tektonisch deformiert. Dabei verlagerte sich die Sedimentation auch nach Norden und Nordwesten auf die Gesteine der Schwäbischen Alb (Abb. 6.62 bis 6.68). Während der UMM vor 34 - 18 Ma wurde auch der Oberrheingraben immer wieder von Süden und von Norden vom Meer überflutet, war dann mit dem Molassemeer oder mit dem Nordmeer verbunden. Dort kam es zu klastischen und zu marin-brackischen Ablagerungen und zur Ablagerung von alpinem Schutt mit dessen Verfrachtung über Norddeutschland in die Nordsee. Am Ende des Molassestadiums ab 8 - 5 Ma verlandete das Molassebecken und es bildete sich das nach Osten fließende Rhone-Aare-Donau-System mit dem zunächst noch nach Norden zur Donau fließenden Alpenrhein als Hauptentwässerung der Nordalpen, des Molassebeckens und von Teilen der Süddeutschen Tafel (Abb. 6.68). Im Laufe mehrerer kaltzeitlicher Gletschervorstöße während der Pleistozän-Zeit in das nördliche Alpenvorland wurden das Bodenseebecken und auch Oberschwaben mit dem Schussenbecken durch die Alpengletscher immer mehr ausgeschürft und um Hunderte Meter vertieft. Dort ist der östliche Alpenrhein vermutlich schon vor über 800.000 Jahren zum ersten Mal nach Westen zum Aare-Oberrhein und damit in die Nordsee geflossen. Weitreichende Gletschervorstöße bis an den Südrand der Schwäbischen Alb während der Hoßkirch-Kaltzeit und während der 2 bis 3 Riß-Kaltzeiten haben das Schmelzwasser aus dem Rheingletschergebiet aber immer wieder nach Norden zur Donau gelenkt (Abb. 19f, Abb. 20, Abb. 6.72, Kap. 6.8). Augenstein-Formation = fluviatiles Schwemmland im Eozän und Oligozän mit Quarzgeröllen aus dem Kristallin der Zentralalpen. Grafik verändert und ergänzt aus: M. Meschede (2018): *Geologie Deutschlands*. Springer, Berlin.

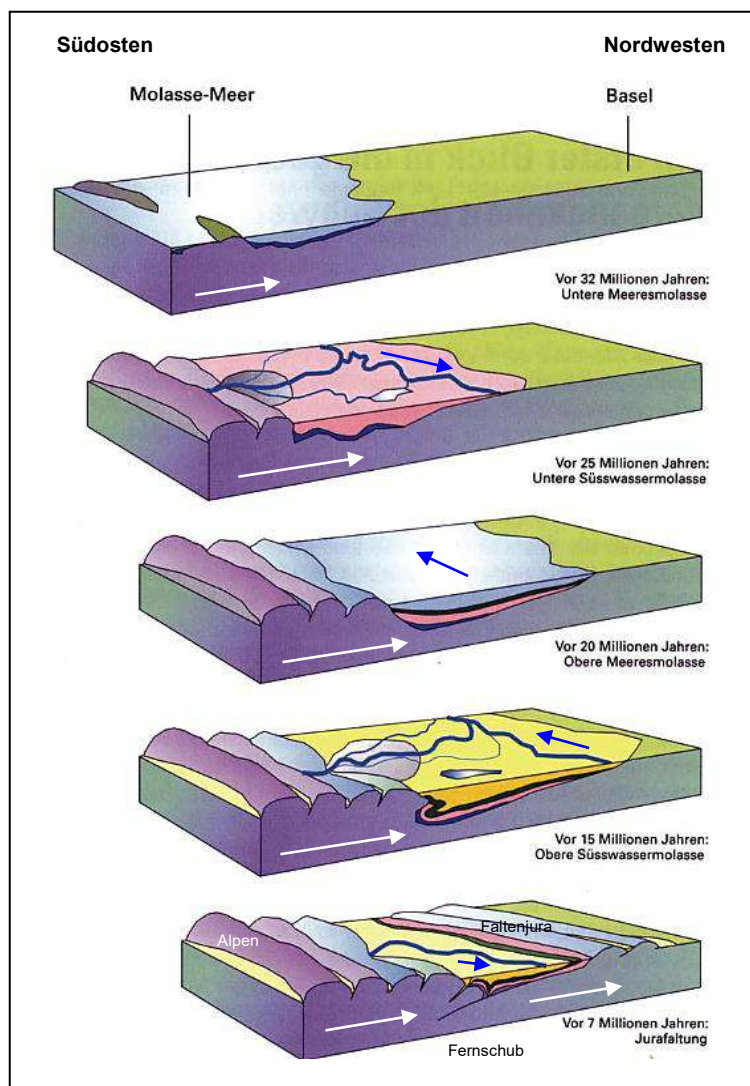


Abb. 6.67: Ergänzend zu Abb. 6.66, paläogeographisch-tektonische 3D-Abbildung für das Schweizer Molassebecken.

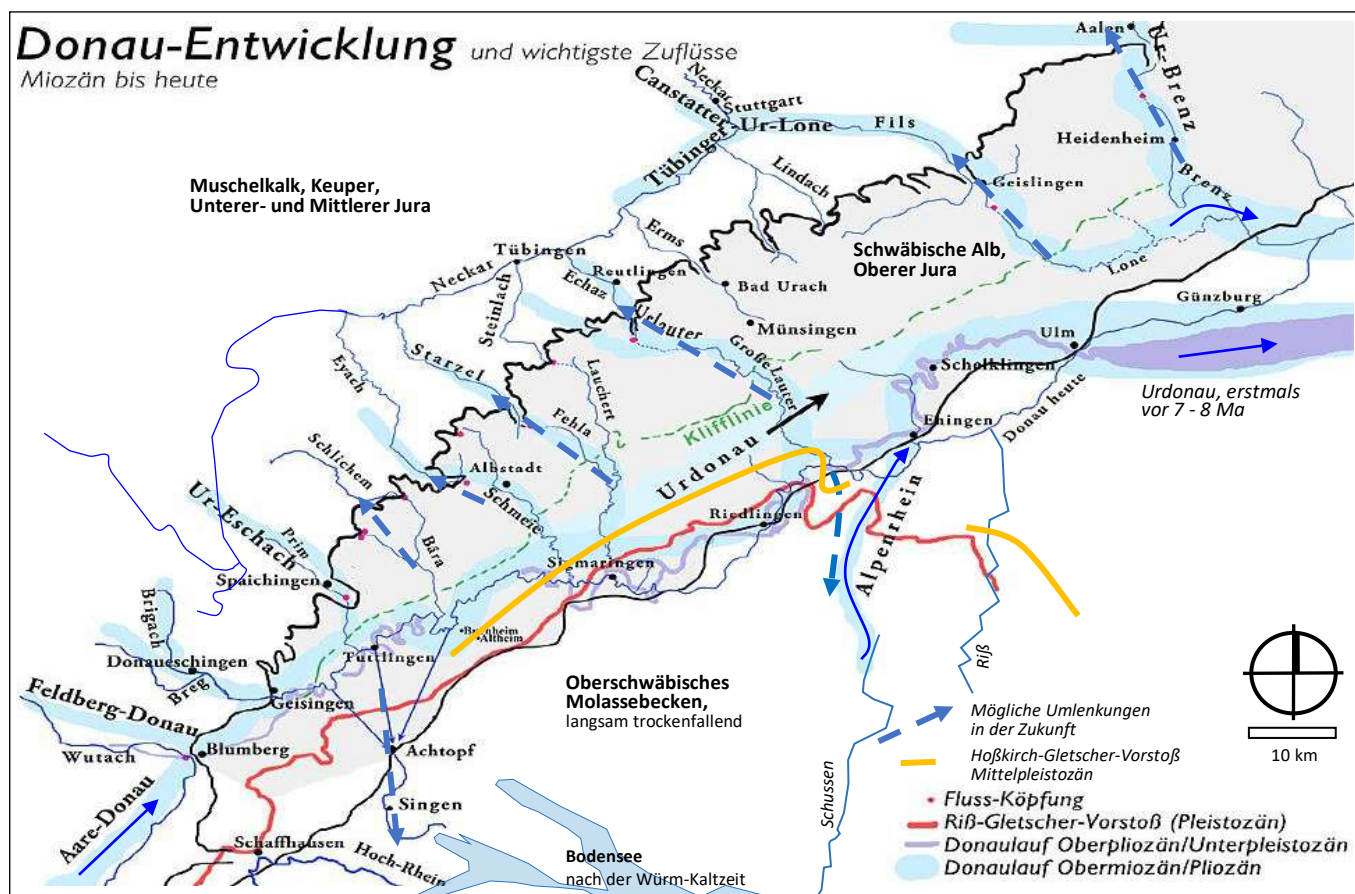
Im Gegensatz zum Südalpinen Molassebecken (Po-Becken), das sich mit ca. 1 mm/a senkt, hebt sich das Nortalpine Molassebecken heute geringfügig und ist Abtragungsgebiet. Grafik ergänzt aus: Präsentation von M. Feldmann, Geologie der Schweiz, Molasse, ETH-Zürich, geo-life.ch.

Unten Abb. 6.68: Donau vor ca. 20 Ma bis heute.

Die Karte zeigt den Verlauf der Ur-Donau (Rhône-Aare-Donau) und ihrer Nebenflüsse nach dem Trockenfallen des Molassebeckens. Darübergelegt ist mit dünnen blauen Linien das heutige Flusssystem. Gut zu erkennen ist die Umkehrung der Fließrichtungen am ehemaligen Oberlauf der Flüsse der Alb von Südosten zur Donau nach Nordwesten zum Neckar. Dieser Prozess wird sich mit der weiteren Erosion der Schwäbischen Alb fortsetzen und die obere Donau könnte in Zukunft über den Neckar oder über die Flüsse, die auch ihn anzapfen und umlenken zum Rhein und in die Nordsee entwässern. Auch eine endgültige Umleitung der Donau bei der schon heute bestehenden Versickerung zum Aachtopf und bei Ehingen durch die weiter nach Norden erodierende Schussen zum Bodensee-Rhein ist in der fernen Zukunft möglich (blau gestrichelte Pfeile). Bis dahin könnte es aber noch die eine oder andere Kaltzeit mit Vorlandvergletscherungen geben.

- Riß-Gletscher-Vorstoß vor 0,2 Ma
- Oberpliozän/Unterpleistozän vor 2,6 Ma
- Obermiozän/Pliozän vor 5,3 Ma

Grafik ergänzt aus: [Ustall, Urdonau+ Donau-Historie Schwäbische Alb](#), CC BY-SA 3.0 DE



6.8 Die Alpen vom Eiszeitalter bis heute (Quartär - Pleistozän, Holozän)

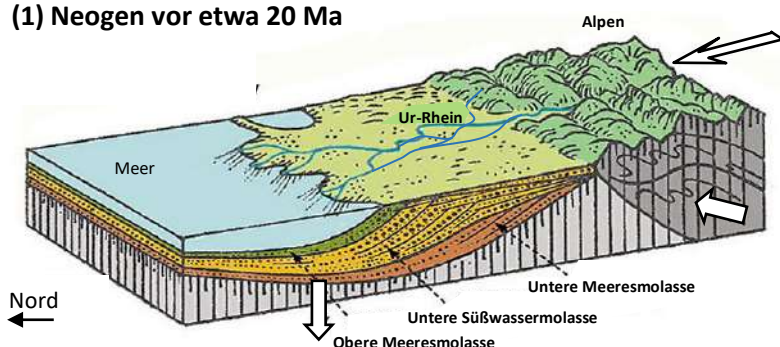
Nach der 250 Ma andauernden mesozoischen und känozoische Warmphase begann vor 2,6 Ma mit der Zeitperiode des Quartärs wieder eine Abfolge von zahlreichen und immer deutlicher ausschlagenden Warm- und Kaltzeitzyklen mit periodischen Vereisungen von den Nordpolargebieten bis in die kalt- und kühlgemäßigten Breiten auf dem eurasischen und auf den nord- und südamerikanischen Kontinenten (Abb. 1d). Die Gliederung dieser **Pleistozän** (Eiszeitalter) genannten Zeitepoche (gr. "Das am meisten Neue", 2,6 Ma – 12.000 a) ist noch in der Erforschung, ist noch nicht vereinheitlicht und ist in Abb. 1d und 6.75-2 dargestellt. In dieser Zeit kam es in vielen Gebirgen der Erde zu großen Vergletscherungen und das hat zu den heutigen schroffen Erosionsformen erheblich beigetragen. In den Zeiten davor, vom Perm bis ins Paläogen, war das Klima auf der Erde sehr warm und es gab auch an den Polen so gut wie keine Vereisungen. Eine erste Abkühlung erfolgte nach einem Optimum vor ca. 50 Ma und dann gingen die Temperaturen zyklisch zurück. Vor 2,6 Ma begannen die Kaltzeiten mit ersten gebirgsweiten Gletscherbildungen und während der letzten 0,87 Ma wurde es dann mit stärker werdenden Amplituden noch kälter. In ca. 12 Zyklen sind die zu Gletschern verdichteten Schnee- und Eismassen (Eis kann als Gestein aufgefasst werden) auch in die kühlgemäßigten Breiten von Nordamerika und Eurasien bis 40° nördlicher Breite vorgestoßen und haben große Bereiche des nordamerikanischen und des nordeuropäischen Gebirgs- und Flachlandes und ab 0,65 Ma das Alpenvorland für jeweils einige Tausend Jahre in zyklischer Abfolge oft kilometerhoch mit Eis bedeckt. Nur die nordostasiatischen Gebiete waren wegen des trocknen Klimas weniger stark vereist. Während der Würm-Kaltzeit gab es viele Zyklen von Gletschervorstößen und Rückschmelzungen. In den hochglazialen Phasen vor 68.000 - 61.000, vor 42.000 - 39.000 und vor 35.000 - 17.000 Jahren mit einem Höhepunkt vor ca. 24.570 Jahren wurden auch die alpinen Gebirgsvorländer im Schweizer Oberland, in Oberschwaben und in Bayern bis ca. 80 km weit nach Norden und Nordwesten vom hunderte Meter mächtigen Gletschereis überfahren (Abb. 1d, 6.72-2, 6.72, 6.69). Dann haben nur noch die höheren Alpengipfel aus dem Eis herausgeragt und es kam zu einem Absinken des weltweiten Meeresspiegels um bis zu 120 m, einhergehend mit dem Trockenfallen großer Landmassen, z.B. das Doggerland in der Nordsee. In den vergangenen 700.000 Jahren dauerten die Kaltzeiten durchschnittlich 100.000 Jahre und die Warmzeiten 10.000 - 20.000 Jahre. In den 1,9 Ma davor war die Zyklendauer etwas kürzer (Abb. 6.75-2). Innerhalb der jüngsten Würm-Kaltzeit vor 114.000 – 12.000 Jahren kennt man 25 kleinere Klimawechsel zwischen wärmeren Interstadialen und kalten Stadialen, sogenannte "Dansgaard-Oeschger-Ereignisse", in denen sich die Temperaturen nur in wenigen Jahrzehnten drastisch geändert haben. Während der Kaltzeiten und bei den zahlreichen Gletschervorstößen und -rückschmelzungen haben glazigene und fluvioglaziale Erosionsprozesse in Verbindung mit der Schwerkraft die Erosion in den Alpen und in den Vorländern weit schneller als heute voranschreiten lassen. Die niedrigen Temperaturen haben zu einer verstärkten Frostverwitterung mit einer starken klastischen Auflockerung der unterschiedlich harten Felsgesteine beigetragen. Die oft weicheren penninischen und helvetischen Flyschgesteine sind teilweise sehr erosionsanfällig, wohingegen Granit, Amphibolit, Diorit und Gneis resistenter sind. So bestehen auch die höchsten Berge der Alpen, z.B. Mont Blanc, Finsteraarhorn, Bernina und Großglockner vorwiegend aus diesen härteren Gesteinen. Das Gletschereis kann bei seinem Schub von mehreren Metern/Tag durch die Gebirgstäler in die Vorländer große und schon gelockerte Felsblöcke aus dem Gesteinsverband herauslösen und beim Transport zerkleinern. Viel Gestein wird auch durch die Frostverwitterung an den Steilhängen und als Schutt aus Steinen, Kies, und Sand auf, im und unter dem Eis abtransportiert. Dieses Gemisch aus Eis, Schutt und Wasser wirkte an den Talflanken und Talböden der Gletscher wie eine Rassel, hat die Gesteine abgehobelt und die V-förmigen Kerbtäler der Wassererosion in die U-förmigen Trogtäler der Gletschererosion verbreitert und oft einige 100 m vertieft (Abb. 6.71, 6.75-3). An der Basis, an den Rändern und auch auf und innerhalb der Gletscher haben sich in den kurzen Sommern Schmelzwasserrinnen gebildet, die zusammen mit dem tonig-schluffigen Erosionsmaterial wie ein Schmierfilm gewirkt und die Gletscherbewegungen verstärkt haben. Die heutigen schroffen Gebirgslandschaften der Alpen mit pyramidenartigen Berggipfeln, mit scharfen Graten, tiefen Karen, steilen Bergflanken und übertieften Tälern sind hauptsächlich durch die verstärkte Frostverwitterung, durch die Erosion der schuttbeladenen Gletscher, durch das Auftauen des Permafrostes in Verbindung mit Fels- und Bergstürzen während des Rückschmelzens der Gletscher und durch die gewaltigen Schmelzwasserfluten geformt worden. Im Hochgebirge hat die Karbildung durch die Gletschererosion zu einer Verteilung der alpinen Gipfelregionen geführt. Beispielhaft ist hier das Matterhorn als ein von Gletschern geformter Karling (Abb. 6.44). Die kaltzeitlichen Schuttmassen aus den stark erodierten Hochgebirgen wurden während der kurzen Hochglazialphasen in und auf den Gletschern bis weit in die Vorländer am Rande der Südalpen und in Süddeutschland stellenweise bis zur Donau transportiert und abgelagert (Piedmont-Gletscher, Abb. 6.72). In Oberbayern, im Allgäu, in Oberschwaben und im Schweizer Alpenvorland werden weite Bereiche der Molasseschichten heute von einer mehr oder weniger dünnen und oft zusammenhängenden Schicht aus flachen, unsortierten, ungeschichteten und steinig-lehmigen **Grundmoränen** (Basal Till, Geschiebemergel) bedeckt, die nach dem Zerfall und dem Abschmelzen (Rückzug) der Gletscher liegengeblieben sind. Im Bereich der über längere Zeiten stabilen Endstände (Schub und Abschmelzen halten sich hier die Waage, Schuttmaterial stapelt sich förderbandartig vor den Gletscherzungen) und der auch stabilen Rückschmelzstände der ehemaligen Vorlandgletscher verlaufen die wallförmig aufgeschütteten und weitgeschwungen gestaffelten **Endmoränenzüge** der Hoßkirch-, der Riß- und der Würm-Kaltzeiten quer durch das Land. Diese wurden je nach ihrem Alter bis heute zu flacheren oder steileren und mehr oder weniger unterbrochenen Hügelketten erodiert. Die vom Rheingletscher (Bodensee-Vorlandgletscher) nach Norden zur Donau und nach Westen zum Hochrhein (Aare) abfließenden Schmelzwässer haben in die weichen Molasseschichten tiefe Rinnen erodiert, die mit z.T. mehrere 10er-Meter mächtigen und sandigen **Schottern** aufgefüllt wurden. Diese viele Kilometer nach Norden langgezogenen und ebenen fluvioglazialen Schotterflächen gehören verschiedenen Kaltzeiten an und wurden durch die Jahrzehntausende lange Flusserosion stufen- und terrassenartig ineinander geschachtelt (seitlich-höherliegend = älter, tieferliegend = jünger, Abb. 6.70-2). Die älteren und höher über den Rändern der heutigen Talauen liegenden Schotterterrassen sind, vermutlich auch tektonisch bedingt, ausgefrant erodiert, sind kalkig zu Konglomeraten verfestigt und sind je nach ihrem Alter 2 m und oft mit Spalten bis über 10 m tief verwittert. Die jüngsten und würmkaltzeitlichen Schotter unter den heutigen Talauen sind locker gelagert, sind 0,5 m bis über 1 m tief verwittert

und sind heute bedeutende Grundwasserspeicher. Zu den kaltzeitlichen Gletscherablagerungen gehören auch die am Bodensee, beim oberbayerischen Eberfingen und im Züricher Oberland verbreiteten und 10 - 30 m hohen **Drumlin-Hügelketten**. Diese scharf und fächerförmig angeordneten, konvex bis langgestreckten und schaferrückenförmigen Hügel entstehen durch das Ausschmelzen, Absinken, Transportieren und Ablagern von viel Gesteinsmaterial an der Basis (Basal Till = Grundmoräne) eines nicht mehr durchgefrorenen oder nur temporär gefrorenen, nassen aber noch hunderte Meter mächtigen Gletschers unter bestimmten Scherwiderstands- und Spannungsbedingungen im Schutt und im Eis. Beim Austritt der großen Talgletscher in das flache Vorland und beim späteren Rückschmelzen kam es, auch abhängig von der Topographie, zu starken Tiefenerosionen und es bildeten sich große **Zungenbecken**, die nach dem Zerfall und Abschmelzen des Eises zum Teil mit Schottern und mit Moränen verfüllt wurden. Auf diese Weise haben sich auch die großen Alpenrandseen Bodensee und Genfer See in Verbindung mit Grabenbildung, der Vierwaldstätter See als komplexes Zusammenspiel mit der Alpenbildung, der Zürichsee, der Thuner-Brienzersee und die oberitalienischen Seen in Verbindung mit den hunderte Meter tiefen Flusserosionen bei den mehrmaligen Austrocknungen des Mittelmeers gebildet. Auch die Torfmoore mit mächtigen Beckentonen und kleineren Zungenbeckenseen, wie z.B. Pfurger-Burgweiler Ried, Wetenberger Ried, Wurzacher Becken, Federsee, Chiemsee, Tegernsee, Ammersee und Starnberger See sind durch glaziale Erosion entstanden. Diese vielfältigen glazialen Ablagerungen haben die Molasse-Akkumulationslandschaft des Voralpenlandes an der Oberfläche umgestaltet und bilden dort heute eine Eiszerfallslandschaft (Abb. 17 + 19). Durch die Gletschererosion wurden auch die großen Alpentäler, z.B. des Alpenrheins und der Alpenrhone, stellenweise 200 m bzw. 500 m tief unter den heutigen Meeresspiegel ausgeschürft und wurden beim spätaltzeitlichen Gletscher-rückzug mit Moränenmaterial, mit dem Abtragungsschutt randlicher Schuttfächer, mit Bergsturzmaterial und mit sandigen Flussschottern verfüllt. Die von den Vorlandgletschern herabwehenden kalten Fallwinde haben feinsten Staub aus den abgetrockneten und kahlen Schotterfluren im Alpenvorland und aus den breiten Schotterflächen des Oberrheingrabens bis weit in die nördlich und östlich gelegenen und eisfreien (periglazialen) und vollkommen entwaldeten Kältesteppe und Tundren (Mammutsteppen) getragen. Der überwiegend schluffhaltige Staub wurde dort bei nachlassender Windgeschwindigkeit als mehrere Meter mächtige **Lössdecken** in den windgeschützten und flach bewachsenen Beckengebieten und in den Tälern der süddeutschen Landschaften abgelagert und das Verwitterungsprodukt Lösslehm hat eine hohe Fruchtbarkeit und eine gute landwirtschaftliche Bearbeitbarkeit (Abb. 6.69). In den kurzen Warmzeiten (Interglaziale) kam es örtlich zu eng begrenzten und oft geringmächtigen **Kalktuff- und Travertinbildungen** (Süßwasser- und Sauerwasserkalke) an kalten und warmen Quellaustritten, auch durch den Aufstieg von Kohlendioxid aus Entgasungen der tieferen Erdkruste, z.B. in Stuttgart-Bad Cannstatt. Gegen Ende der Würm-Kaltzeit kam es ab 19.000 – 16.000 Jahren B.P. zum letzten schnellen Abschmelzen, Zerfall und "Rückzug" (ein besserer Begriff ist "Rückschmelzen") des maximal 8000 km² umfassenden Rheingletschers vom Vorland zurück in die Alpen. In den von den Gletschern übertieften Alpentälern verschwand das abstützende Eis und der Zusammenhalt des Gesteins durch den Permafrost ging verloren. So kam es in Verbindung mit Starkregenereignissen und Erdbeben zu zahlreichen kleinen und großen Bergstürzen, zur Ausbildung von breiten Schutt- und Schwemmfächern an den Talrändern und zur Ablagerung von bis über 500 m mächtigen Schutt-, Kies-, Sand- und Seesedimenten in den zuvor stark übertieften und mit Gletschereis gefüllten Trogtälern (Abb. 6.71, 6.75-3, 6.76). Vor 19.000 Jahren entstand mit dem Rückschmelzen des Rheingletschers bei Hemishofen und Stein am Rhein das zunächst noch kleine Gletscherzungenbecken des heutigen Bodensees. Dieser reichte nach dem weiteren Rückschmelzen vor 16.500 Jahren, verbunden mit dem Zürichsee und dem Walensee, fjordartig bis hinter Chur und hatte damit seine größte Ausdehnung. Die dazugehörigen Seebodensedimente und die Moränenreste reichen bei Dornbirn und Chur bis zu 600 m unter Gelände und bis vor 8.000 Jahren wurde dieser "Rheintalsee" wieder mit dem Abtragungsmaterial der Alpen zugeschüttet (Abb. 6.70-1). Seit ca. 16.000 Jahren ist das Voralpengebiet durchgehend eisfrei und vor 15.000 – 14.000 Jahre setzte dort die Wiederbewaldung ein. Vor 12.800 Jahren gab es in der Jüngeren Dryas-Zeit, möglicherweise durch die Trümmer eines Kometen verursacht, eine kurze Abkühlung und vor ca. 11.800 Jahren begann mit einer abrupten Erwärmung des Weltklimas um 6 °C die aktuelle Zeitserie des **Holozäns** (gr. "Das ganz Neue"). Das Eis auf der Nordhalbkugel schmolz rasch weiter ab und der im Hochglazial um bis zu 120 m tief abgesenkte Meeresspiegel stieg bis auf das heutige Niveau an (Abb. 6.75-2). Dabei wurden auch große und schon von Menschen besiedelte Landmassen überschwemmt, wie z.B. das Doggerland in der heutigen Nordsee (Abb. 6.72-2). Während und v.a. am Ende der Würm-Kaltzeit und auch während früherer Kaltzeiten entstanden durch die Bewegungen des Eises im und am Rand der abschmelzenden Gletscher sehr große aber oft nur kurzzeitig existierende Stauseen. Diese haben bei ihren oft mehrmaligen Ausbrüchen ab 12.900 Jahren mehrere Megafluten mit großen Erosionsschäden bis über 2000 km weit ins Vorland verursacht und hier könnten auch Kometentrümmer eine Rolle gespielt haben. Beispiele sind die Eisseen in Nordasien, der Baltische Eisstausee, der Lake Missoula in Montana-Washington-Oregon USA und der Lake Agassiz in Kanada mit dem letzten Ausbruch vor 8.200 Jahren. Die größeren Eisseeausbrüche hatten wahrscheinlich auch kurzzeitige Auswirkungen auf das Erdklima, weil erhebliche Mengen an Süßwasser in den Atlantik geströmt sind und dort den warmen Golfstrom gestört haben könnten. Auch die überlieferten Sintflut-Ereignisse können damit im Zusammenhang stehen. Die Erosion der Dover-Straße im Kanal zwischen England und Frankreich wird mit katastrophalen kaltzeitlichen Flutereignissen vor 425.000 Jahren am Ende der Hoßkirch- (Elster-) Kaltzeit, vor 225.000 Jahren während der Riß- (Saale-) Kaltzeit und auch während der Würm-Kaltzeit in Verbindung gebracht, ebenso die Bildung der großen Urstromtäler in Norddeutschland und in Polen. In der Übergangsphase von der Würm-Kaltzeit zur Holozän-Warmzeit gab es, vielleicht auch im Zusammenhang mit den Stausee-Ausbrüchen, noch mehrere stärkere Kälteeinbrüche mit jeweils über 100 Jahren Dauer und man vermutet in diesen schnellen Klimawechseln den Grund für das Aussterben einiger großer Säugetierarten in Verbindung mit dem sich vermehrenden und jagenden Menschen (Abb. 1d). Kleinere Eisseen mit Flutausbrüchen gab es auch im Bereich des Rheingletschers, z.B. bei Riedlingen. Im Schwarzwald kam es am Feldberg und an der Hornisgrinde durch die Erosion des Gletschereises zur Ausschürfung von kleinen Karen mit z.T. bis heute bestehende Moore und Seen, z.B. Feldsee, Titisee, Mumelsee. Seit der Holozän-Zeit werden kiesig-sandige Talfüllungen mit Torflinsen und durch die weitreichende Waldrodung und Bodenabschwemmung im Mittelalter auch mächtige Auenlehme in den mitteleuropäischen Tälern abgelagert. Durch den Wegfall der Eislast auf dem Gebirge, etwa 62 Billionen Tonnen im gesamten Alpenraum

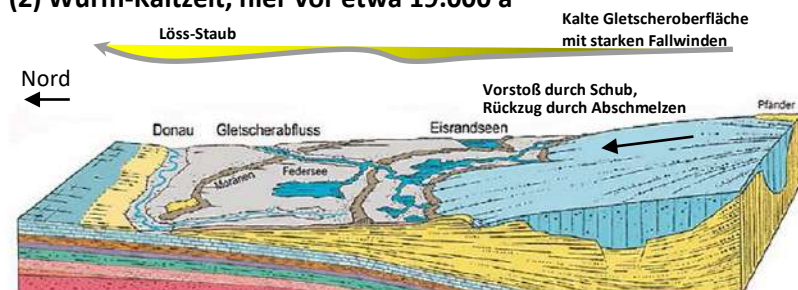
kommt es bis heute zu einer zusätzlichen Hebung der Alpen, ähnlich wie auch in Nordamerika und in Skandinavien. Untersuchungen des GeoForschungsZentrums in Potsdam zeigen, dass das abgeschmolzene Eis für 90 % der aktuellen Hebung verantwortlich sein soll. Autoren aus der Schweiz schätzen hier für die West- und Zentralalpen aber nur 10 – 30 % und für die Ostalpen 50 %. Das heutige Gewässernetz und die Wasserscheiden wurden ab den letzten 4 - 2 Mio. Jahren bis zum Ende der Würm-Kaltzeit vor 12.000. Jahren angelegt (Abb. 19f).

Die Hauptursachen für das aktuelle quartäre Eiszeitalter sind vermutlich die **durch plattentektonische Bewegungen ausgelöste Veränderungen der Meeres- und Luftströmungen und die damit verbundenen großklimatischen Veränderungen auf der Erde**. Nach der Trennung der Antarktischen von der Südamerikanischen und von der Australischen Platte und ihrer Wanderung zum Südpol mit der Öffnung der Drake-Passage vor 48 - 34 Ma bildete sich der Zirkumpolar-Meeressstroms und es kamen mehr Feuchtigkeit und Schnee-Niederschläge in die Antarktis. Vor 34 Ma begann die Vereisung des Südpoles und mit seiner kompletten Vereisung ab 14 Ma gingen die weltweiten Temperaturen deutlich zurück. Die antarktische Meerwassertemperatur ist von 18 °C vor 60 Ma auf knapp über 0 °C heute gefallen. Die schnelle Nordwanderung von Indien gegen Asien mit dem Aufstieg des Himalaya-Gebirges und von Tibet mit der Bildung des indischen Monsuns vor 22 Ma hatte, in Verbindung mit der starken Erosion, Verwitterung und der damit einhergehenden CO₂-Bindung, ebenfalls erhebliche klimatische Auswirkungen. Vor ca. 3,4 Ma schloss sich die mittamerikanische Landbrücke zwischen Nord- und Südamerika und mit dem dabei entstandenen Golfstrom kamen mehr feuchtere Luft und damit mehr Schneefälle mit Eisbildung nach Norden (Abb. 6.9-1 (3)). Ab 3 Ma war dann auch der Nordpol vereist. Die sich ständig verändernden Erdbahnparameter: - **Exzentrizität** (Erdbahn teils fast kreisförmig, teils leicht elliptisch -> hat die stärkste Klimawirksamkeit), - **Obliquität** (Neigung der Erdachse gegen die Erdbahnebene von 22,1 ° bis 24,5 °, derzeit 23,44 °) und - **Präzession** (Sonnennähe von Nord-Sommer und Nord-Winter, Ausrichtung der Erdachse, Taumeln des Kreisel) führen bei einer ungünstigen Überlappung zu einer Abnahme der Sonneneinstrahlung. Diese sogenannten **Milanković-Zyklen** sind nicht die alleinige Ursache, aber je nach ihrem Zusammenwirken mit einer klimatisch ungünstigen Plattentektonik oder Gebirgsbildung die Schrittmacher und Verstärker der bisher mindesten 4 großen Eiszeit-Epochen in der Erdgeschichte (Abb. 6.75-1). Bei den sehr warmen Klimaverhältnissen über 250 Ma vom Perm bis ins Paläogen wirkte sich eine ungünstige Konstellation der Erdbahnparameter dagegen nur gering und lokal auf das Klima aus. Nach aktuellen Forschungen beginnt oder endet eine Kaltzeit bei einem bestimmten Zusammenspiel von Obliquität und Präzession und eine geringe Exzentrizität führt zu einem Ende der Kaltzeit (S. Barker et al. 2025: *Distinct roles for precession, obliquity, and eccentricity in Pleistocene 100-kyr glacial cycles*. Science). Die nächste Kaltzeit wäre in etwa 10.000 a zu erwarten, wenn dem nicht die Aktivitäten des Menschen entgegenwirken. Es wird auch diskutiert, ob die langsame Umkreisung des Zentrums unsere Galaxie durch das Sonnensystem mit dem Durchqueren einer Zone mit dichterem interstellarem Gas und Staub vor 18 - 11 Ma die Ursache für diese Klimaänderungen sein könnte (Radcliffe-Welle).

(1) Neogen vor etwa 20 Ma



(2) Würm-Kaltzeit, hier vor etwa 19.000 a



(3) Holozän seit 12.000 Jahren



Abb. 6.69: 3D-Ansicht der Entwicklung des nördlichen Alpenvorlandes.

Bild 1: Der Abtragungsschutt aus Kiesen, Sanden und Tonen der rasch aufsteigenden und sich nach Norden und Nordwesten schiebenden Alpen wurde im absinkenden Alpenvorland der Schweiz, in Oberschwaben und in Bayern als sogenannte Molasse teils im Meer und überwiegend in sumpfigen Fluss- und Seenlandschaften abgelagert.

Bild 2: Während der Kaltzeiten schoben sich mehrfach mächtige Gletscher aus den Alpen bis weit in die flachen Vorländer. Es wurden große Mengen an glazien-klastischen Sedimenten als kuppige Moränenzüge, als Grundmoränen (Basal Till, Geschiebemergel) und als sandige Schotter in teils flachen, teils tieferen und langgestreckten Schmelzwasserrinnen abgelagert. Beim Ab(Rück)schmelzen der Gletscher entstanden Seen, Moore und Toteislöcher. Starke Winde führten zur Auswehung von feinem Löss-Staub aus den Gletschersedimenten in die vorgelagerten Grassteppen und Tundren.

Bild 3: Die kaltzeitlichen Sedimentablagerungen prägen heute die Landschaftsoberfläche im Alpenvorland als Eiszerfallslandschaft. Das Bodenseebecken wurde als größtes Erosionsbecken des Rheingletschers vermutlich tektonisch angelegt und wurde durch die Rheingletscher (Bodensee Vorlandgletscher) mehrerer Kaltzeiten um bis zu 1000 m unter das präglaziale Rampenrelief und im Seebereich um fast 550 m unter den heutigen Seespiegel ausgeschürft (Bodensee-Amphitheater). Heute liegen unter dem Seegrund bis in -150 mNN über 300 m Sedimente und bei Chur sind es im von den Gletschern tief ausgeschürften Alpenrheintal ca. 600 m Sedimentmächtigkeit. Der Bodensee entstand beim Gletscherabschmelzen von Nordwesten her vor ca. 19.000 Jahren. Bis vor 16.500 Jahren reichte er, verbunden mit dem Zürichsee und mit dem Walensee, fjordartig bis hinter Chur und seit ca. 16.000 Jahren ist das Voralpengebiet durchgehend eisfrei.

Grafiken ergänzt aus: Zweckverband Neuravensburger Wasserversorgungsgruppe. Aus Benz 2013.

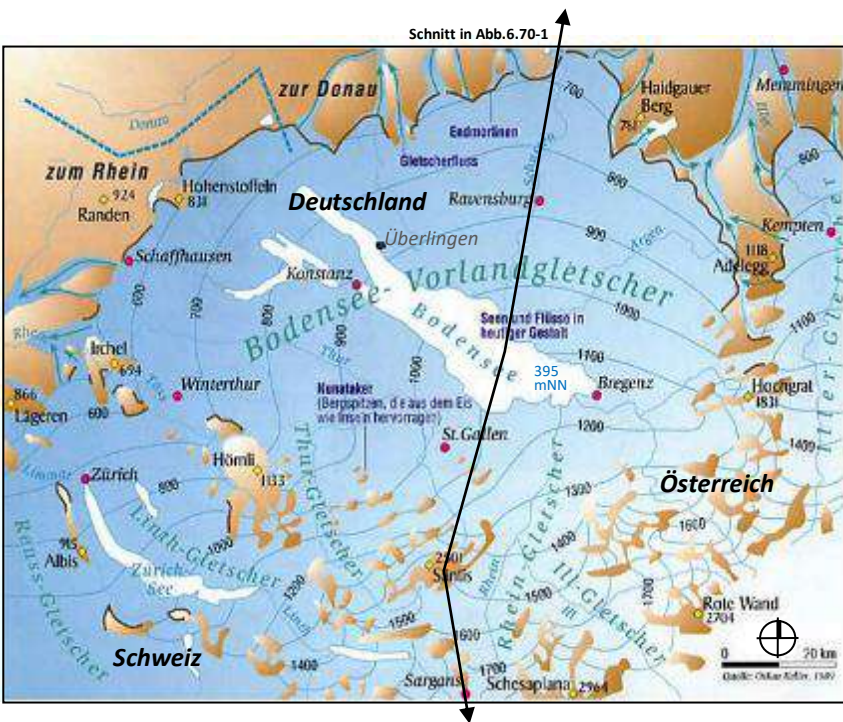


Abb. 6.70: Karte des Bodensee Vorlandgletschers im Hochglazial der Würm-Kaltzeit.

Die Karte zeigt die Gletscher der nordöstlichen Schweiz und von Vorarlberg (blau), die sich während der Würm-Kaltzeit mehrfach, und mit einem Höhenpunkt vor 24.000 Jahren, bis weit in das nördliche Alpenvorland geschoben haben. In den Alpen haben dann nur noch die höheren Gipfel aus dem Eis als sogenannte "Nunataker" herausgeragt. Die Höhenlinien geben die Lage der Gletscheroberfläche in Meter über dem heutigen Normalnull an.

Grafik ergänzt von Oskar Keller 1989 aus: Kommission Kultur der Internationalen Bodenseekonferenz 1998.

Bei dieser Gelegenheit sei erwähnt, dass **Eis als Gestein (kristallines Mineral)** betrachtet werden kann. Der instabile und weiche Schnee mit seinen filigranen Kristallen wird in kurzer Zeit diagenetisch über Firn in festes Eis verfestigt. Durch Druck und Kornvergrößerung bilden sich große Eiskristalle. Eis ist bei tiefer Temperatur spröde, sonst plastisch und bildet in Gebirgen fließfähige, aber beim Überfließen von Felsstufen auch spaltenbildende Gletscher.

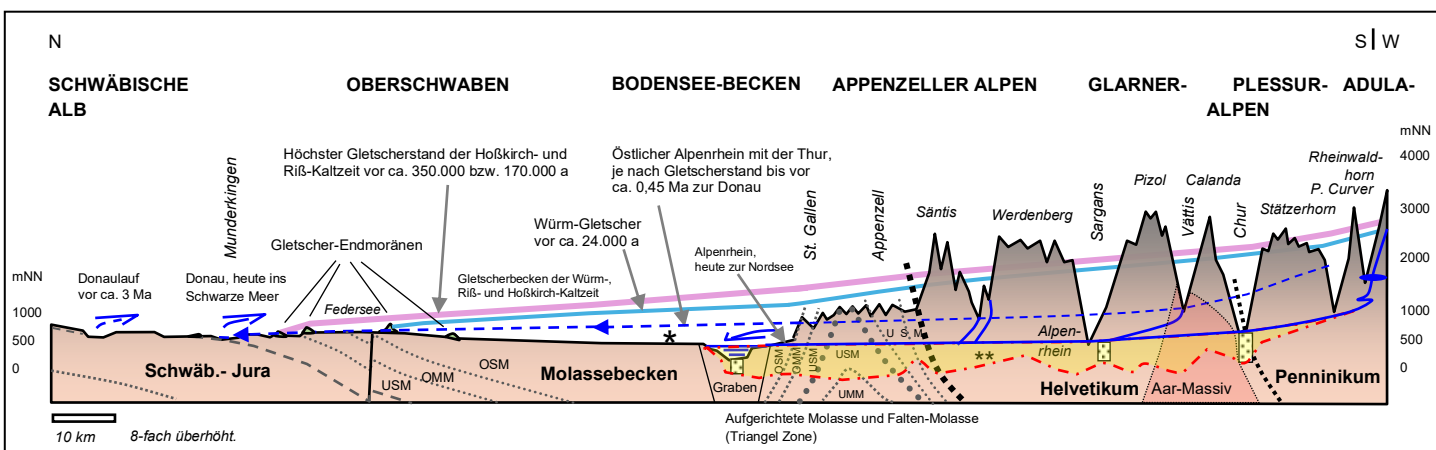


Abb. 6.70-1: Schematischer Profilschnitt Schwäbische Alb – Bodensee – Alpen, Gletscherstände.

Die Kaltzeitlichen Gletscher haben bei ihren Vorstößen ins Vorland die Oberfläche in Oberschwaben und im Bodenseeraum stark erodiert und dort bis fast 1000 m Materialhöhe abgetragen (*). Vor ca. 0,8 Ma und während der Vorlandvergletscherung floss ein östlicher Alpenrhein nach Norden zur Donau und eventuell ein westlicher in die Rhone-Aare. Heute fließt der Alpenrhein durch den Bodensee nach Westen und über den Hoch-, Ober-, Mittel- und Niederrhein in die Nordsee. Die Mächtigkeit der Moränen-, Seeboden- und Schotterersedimente im Alpenrheintal beträgt bis zu 600 m (**). Vgl. mit Abb. 6.69, 19f.

= Füllung des durch die Gletscher übertieften Alpenrheintals mit Möränenmaterial, Seesedimenten und mit sandigen Flussskiesen.

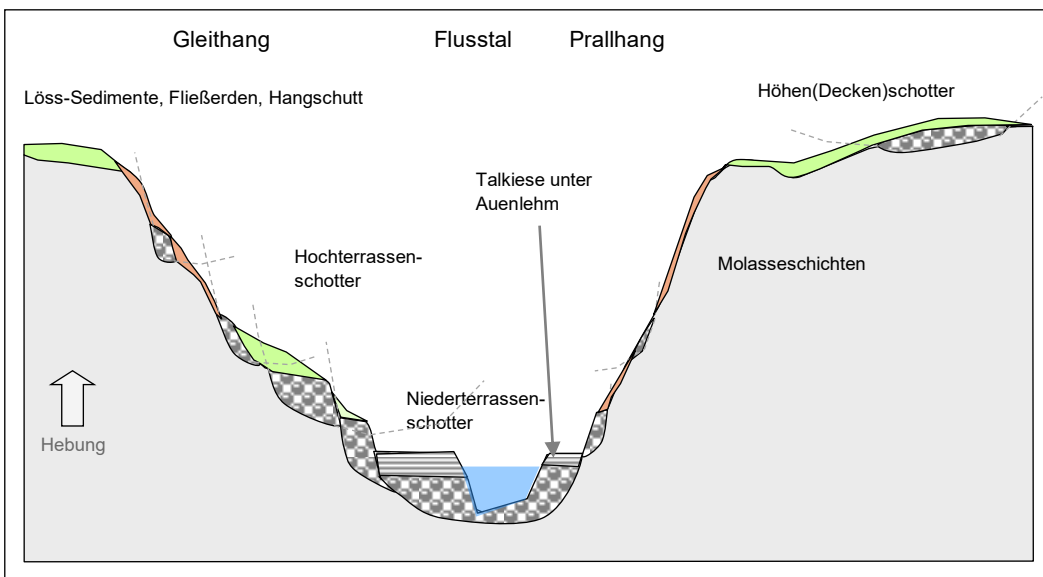


Abb. 6.70-2:
Einschneiden der Flusstäler,
Einschachtelung der Schotter-
terrassen im Pleistozän.

Im schematischen Profilschnitt ist das stufenartige Einschneiden eines Flusses und die Sedimentation der Flussschotter zusammen mit der tektonischen Hebung des Landes dargestellt. Auf der Hochfläche befinden sich Reste der ältesten Höhengotter. Weitere ältere Schotterablagerungen wurden an den Talrändern durch die Erosion größtenteils ausgeräumt und es blieben nur die eingeschachtelten Terrassen-Reste, oft mit einer Lössbedeckung, an den Hängen als Hochterrassengotter übrig. Im Talgrund liegen die oft breiteren Niederterrassengotter Würm-Kaltzeit und die Talkiese und Auenlehme aus der aktuellen Holozän-Zeit.

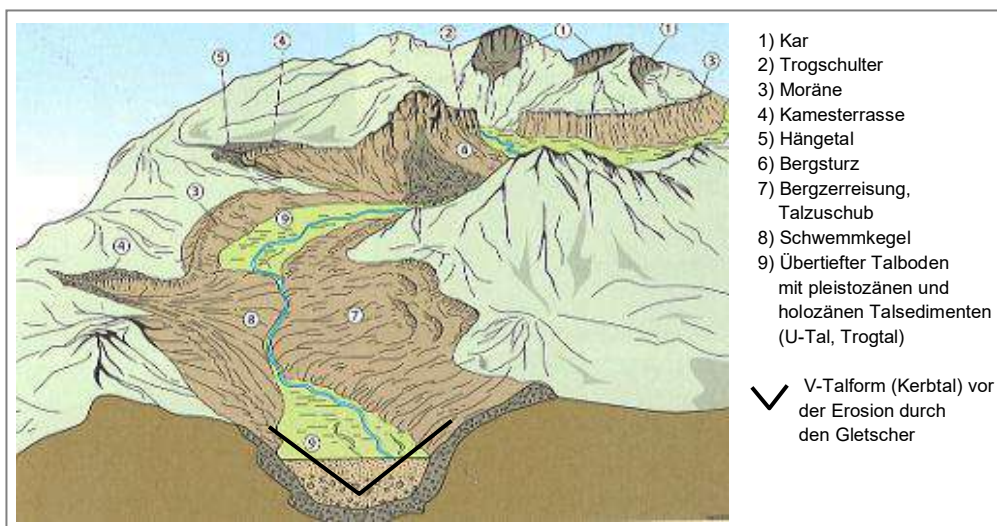


Abb. 6.71: 3D-Ansicht des Formenschatz und der Ablagerungen eines glazial überprägten alpinen Tales.

Die schematische Grafik zeigt die Abtragungen und Ablagerungen in einem Hochgebirgstal nach dem Abschmelzen eines großen Gletschers.

Grafik ergänzt aus: R. Glaser, (2009): *Eiskalte Tatsachen. Glaziale Prozesse und Formen.*

In: R. Glawion R. Glaser, H. Saurer (Hrsg.): *Physische Geographie.*

1. Auflage. Braunschweig, Westermann.

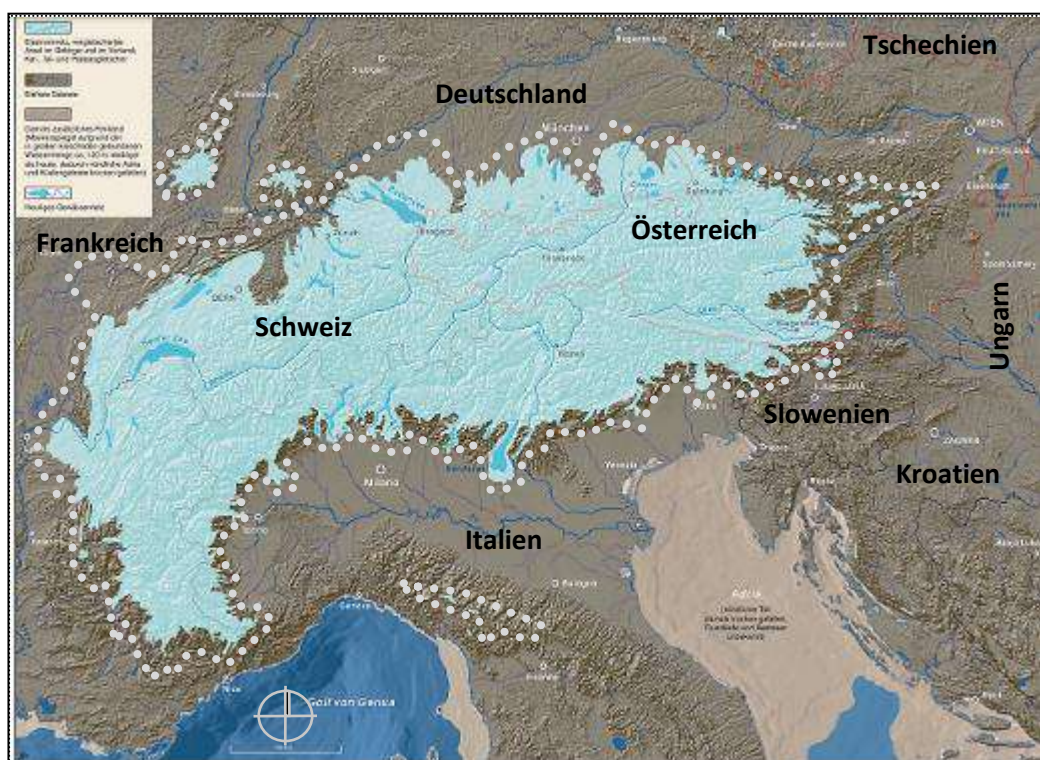


Abb. 6.72: Der Alpenraum zum Höhepunkt der letzten Kaltzeit.

Die Karte zeigt eine Rekonstruktion der maximalen Gletscherausbreitung während des Höhepunktes der letzten Kaltzeit (Würm) von 26.000 bis 20.000 Jahren und punktiert die maximale Eisrandlage der Riß- und der Hockirch/Mindel-Kaltzeiten.

Grafik ergänzt aus: *Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2013): Der Alpenraum zum Höhepunkt der letzten Eiszeit - Posterkarte. - Geol. B.-A., Wien.*

Nach D. van Husen, (1987): *Die Ostalpen in den Eiszeiten. Geol. B.-A., Wien.*

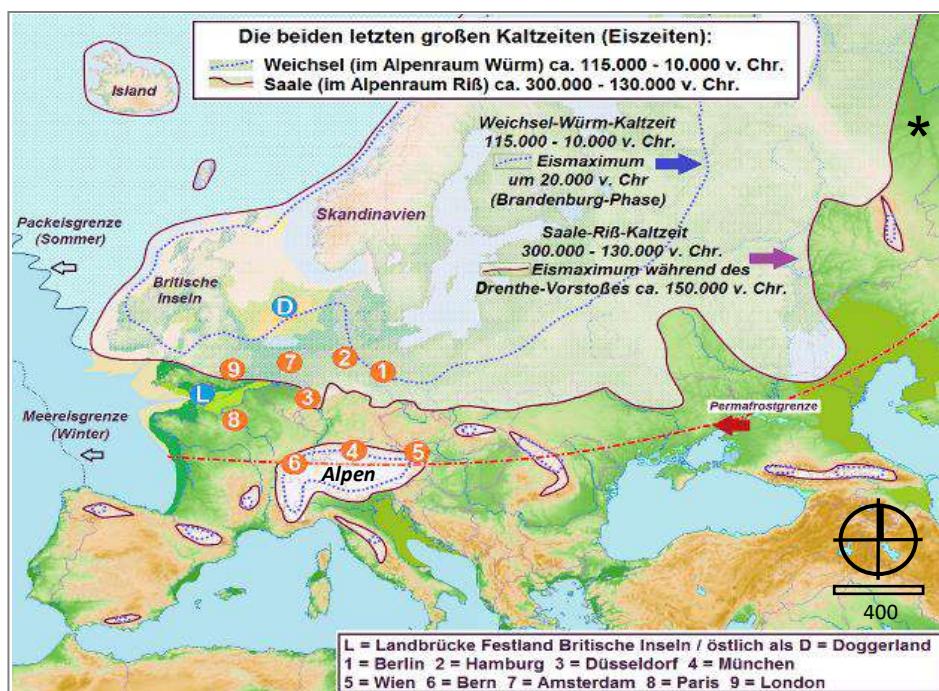


Abb. 6.72-2: Eisrandlagen der Gletscher in Europa.

Die Karte zeigt die Ausdehnung der Vergletscherung während der Würm-(Weichsel)-Kaltzeit und während der Riß-(Saale)-Kaltzeit (siehe Abb. 1d). Im nördlichen Alpenvorland von Baden-Württemberg reichten die Riß- und Hockirch-Gletscher bis zur Donau. Auch der Feldberg im Südschwarzwald hatte im Hochglazial eine Eisbedeckung und im Nordschwarzwald gab es viele kleine Kargletscher. Das Schwarze Meer ist mit seiner heutigen Ausdehnung eingezeichnet. Ein kaltzeitlich tieferer Wasserstand ist nicht sicher belegt. Es wird vermutet, dass die Süßwasserzuflüsse von Donau, Dnjepr und Don dort den Wasserstand auch mit dem Abschmelzen des asiatischen Inlandeises hochgehalten haben. Es gab also möglicherweise keinen spektakulären Durchbruch-Wasserfall vom ansteigenden Mittelmeer ins Schwarze Meer. Eher könnte es am Ende der Kaltzeiten umgekehrt gewesen sein.

* = In Sibirien und auf dem Tibetplateau gab es geringere Vereisungen, weil dort klimabedingt weniger Feuchtigkeit und damit weniger Schnee angekommen ist.

Grafik: [Juschki](#), [SaaleWeichsel x](#), [CC BY-SA 4.0](#)

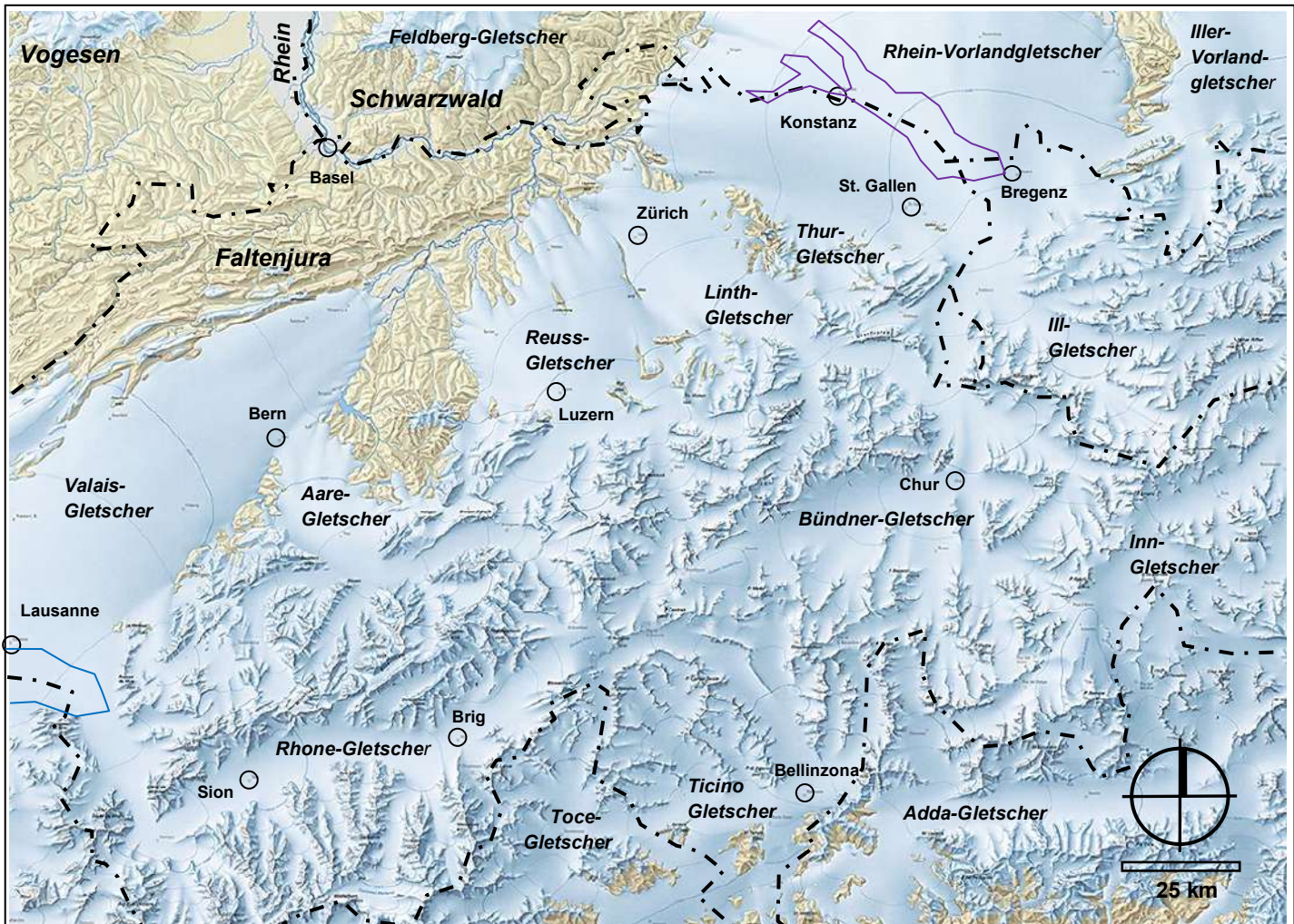


Abb. 6.73: Gletscherausdehnung während der Birrfeld/Würm-Kaltzeit in der Schweiz

Die Darstellung zeigt den Höchststand der Würm-Verdegletscherung in der Schweiz vor 24.000 Jahren. Nur die höheren Gipfel ragten aus dem Eis. Das Hellblau der Gletscheroberflächen darf nicht täuschen. Die waren durch Ober- und Seitenmoränen und in Richtung Vorland durch das Abschmelzen zunehmend mit Schutt bedeckt. Grafik ergänzt: swisstopo, Wabern.

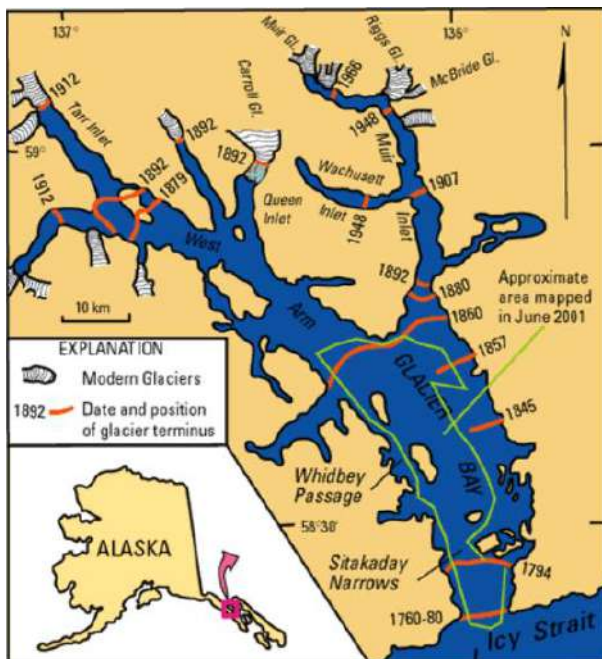


Abb. 6.74: Glacier-Bay-Nationalpark

Karte der Glacier Bay in Alaska. Die roten Linien zeigen die Positionen und die Daten der Gletscherenden beim Abschmelzen des Gletschers ab der zu Ende gehenden "Kleinen Eiszeit" ab 1780. Das grüne Polygon umreißt das ungefähre Gebiet, das im Mai/Juni 2001 mit einem Multibeam-System kartiert wurde.

Grafik: US-Geological Survey, Dr. Paul Carlson, ret. and Dr. Peter Barnes, ret., gemeinfrei.

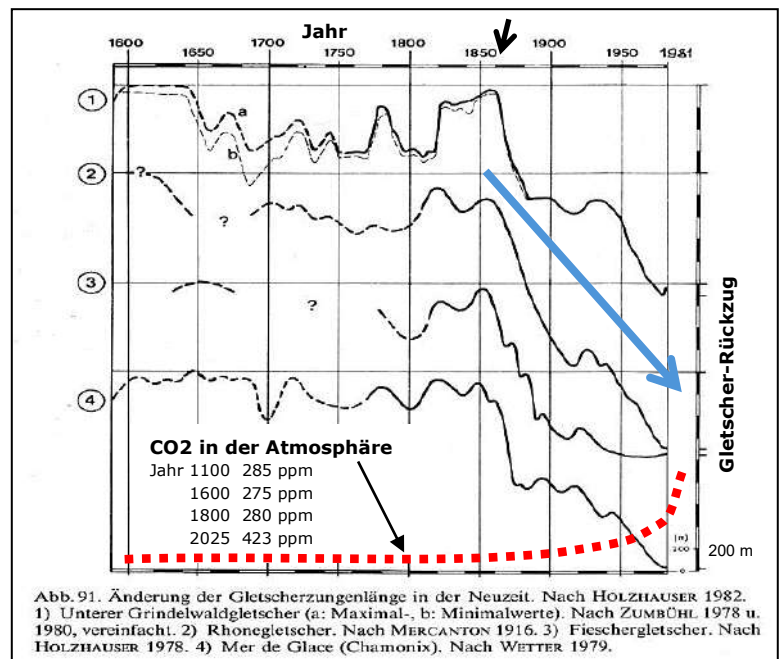
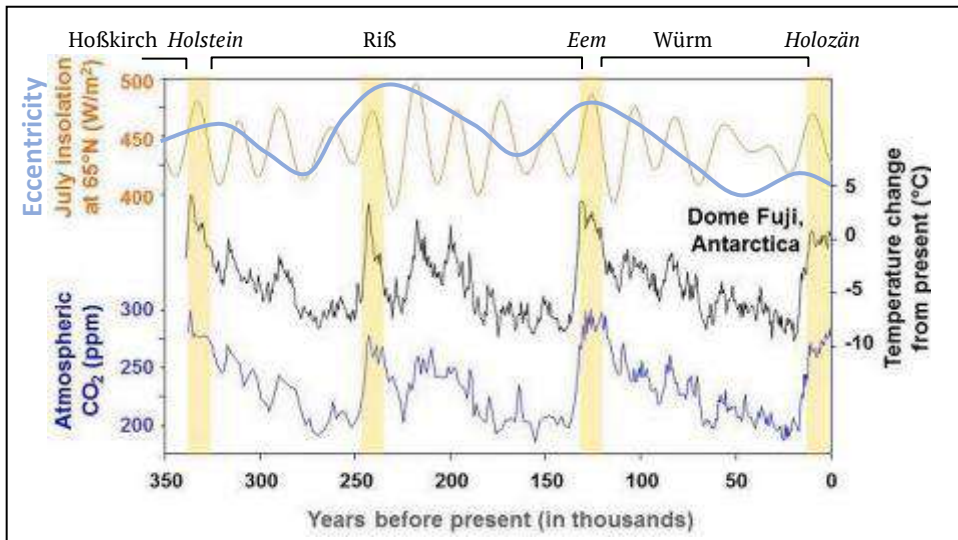


Abb. 6.75: Gletscherrückzug in den Alpen 1860 - 1981.

Die Alpengletscher haben sich seit etwa 1860 erheblich zurückgezogen. Auffallend ist die starke Rückzugsphase zwischen 1860 und 1920, die nicht mit dem Anstieg von CO₂ in der Luft zusammenhängen konnte.

Grafik ergänzt aus: A. Schreiner 1997. Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart, Stuttgart. Nach H. Holzhauser 1982: Neuzzeitliche Gletscherschwankungen. Geographica Helvetica 1982, - Nr. 2



Der hier erkennbare 100.000-Jahre Zyklus, angetrieben durch die Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne (obere blaue Linie), ist von 2,6 bis 1 Mio. Jahren noch ein 41.000-Jahre-Zyklus. Die Ursachen sind in der Diskussion. Vermutet wird das Zusammenspiel zwischen Sonneneinstrahlung, Präzession (Sonnennähe von Nord-Sommer und Nord-Winter), Exzentrizität (Kreis-Ellipse) und Obliquität (Achsenneigung). Michael Oldfield Jonas 2022: *The interglacial cycle is not a 100,000-year cycle, it is a shorter cycle with missing beats. World Journal of Advanced Research and Reviews, 2022, 13(03), vermutet einen 21.000-jährigen Präzessionszyklus.*

Abb. 6.75-1: Glazial-Interglaziale Zyklen der vergangenen Kaltzeiten.

In dieser Zeitreihe von Berger und Loutre 1991 mit der im Juli einfallenden Sonneneinstrahlung bei 65°N ist zu sehen, dass die Sonneneinstrahlung gleichmäßig mit einer Zyklizität von ~23.000 Jahren variiert (obere orangefarbene Linie). Im Gegensatz dazu dauern Glazial-Interglazial-Zyklen etwa 100.000 Jahre (mittlere schwarze Linie) und bestehen aus schrittweisen Abkühlungseignissen, gefolgt von schnellen Erwärmungen (Zeitreihe abgeleitet aus Wasserstoffisotopen im Eiskern des Dome Fuji aus der Antarktis). Das atmosphärische CO₂, gemessen an Blasen im Eis des Dome Fuji (untere blaue Linie), zeigt das gleiche Muster wie die Temperaturzeitreihe (Kawamura et al. 2007). Die gelben Säulen markieren Zwischenkaltzeiten. Siehe auch Abb. 1d. Grafik und Text ergänzt aus: K. Skrabbe et al. 2022: *World Atmospheric CO₂, Its ¹⁴C Specific Activity, Non-fossil Component, Anthropogenic Fossil Component, and Emissions (1750–2018). Health Physics 122(2): 291-305, February 2022.*

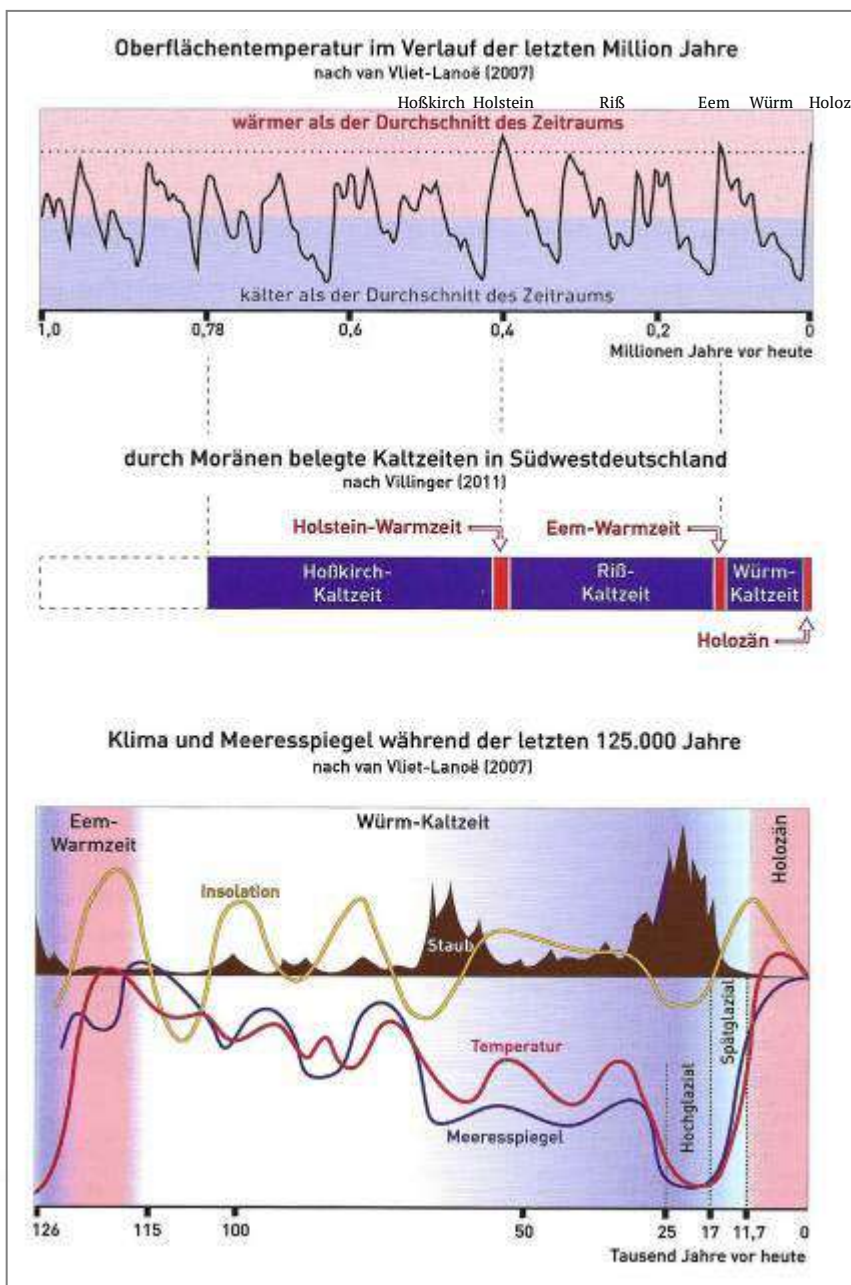


Abb. 6.75-2:

Oberen: Oberflächentemperaturen während der vergangenen 1 Mio. Jahren im Vergleich zum Durchschnitt.

Das Paläoklima wurde aus Sauerstoffisotopenuntersuchungen von Eisbohrkernen und Tiefseebohrkernen rekonstruiert. Es war oft kalt und die Warmzeiten dauerten nur kurz. Die Abkühlungen erfolgten langsam und schubweise, während die Erwärmungen sehr schnell erfolgten.

Unten: Temperatur, Insolation und Meeresspiegel vom Ende der Riss-Kaltzeit über die Würm-Kaltzeit bis zur Jetztzeit (Holozän).

Die Insolation ist die Menge an Wärmestrahlung, die auf der Erdoberfläche ankommt. Sie ist von den astronomischen Größen der Erdbahnparameter Exzentrizität, Ekliptikschiefe und Präzession abhängig, die als Hauptmotor für den Klimatakt der Kaltzeiten gelten, sofern sich die Erde durch plattentektonische Einflüsse (Einflüsse auf das Weltklima durch die Lage der Kontinente, Meeresströmungen, Gebirgsbildungen etc.) oder durch interglaziale Einflüsse (Raddcliffe Welle) in einer generellen Kaltzeitphase befindet. Die derzeitige pleistozäne Eiszeitphase wurde möglicherweise durch die Wanderung des antarktischen Kontinents vor 34 Ma zum Südpol mit der Entstehung des Zirkumpolarstroms und durch die Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke mit der Entstehung des Golfstroms ausgelöst. Aber erst vor 3 Ma begann auch die Vereisung des Nordpols, weil das Nordmeer die Eisbildung im Gegensatz zur Landmasse am Südpol gehemmt hat. Die ersten Inlandvereisungen auf den Nordhalbkugel entstanden vor 800.000 Jahren. In den vegetationsarmen und trockenen Hochphasen der Kaltzeiten wurde viel Staub von starken Winden verblasen und als Löss abgelagert. Während der Würm-Kaltzeit gab es vor 50.000 – 35.000 Jahren eine deutliche Warmphase mit Nilpferden im Oberrheingraben. Der jüngste Temperaturanstieg ab dem Ende der "Kleine Eiszeit" seit 1850 ist hier nicht dargestellt.

Grafik aus: H. Seyfried et al. (2021): *Die Landschaften von Baden-Württemberg. - Eine ästhetische Wanderung durch den Südwesten und seine geologische Geschichte. 2. Auflage. Schmidt-Verlag, Neustadt an der Aisch. Nach B. van Vliet-Lanoë (2007): The autocyclic nature of glaciations. Bull. SGF 178.*



Abb. 6.75-3:
Heutige Gletscher und Täler in den Alpen.
Links das Mer de Glace am Monte Blanc in Frankreich
Rechts das Lauterbrunnental in der Schweiz.
Das übertiefte U-Tal (Trogtal) ist durch die Erosion der Gletscher aus einem V-Tal (Kerbtal) entstanden.
Bilder aus: K. Stüve und R. Homberger (2017).
Die Geologie der Alpen aus der Luft. 5. Auflage, Weisshaupt Verlag, Gnas, CH.



Abb. 6.76: Flimser Bergsturz in Graubünden, Schweiz.
Das Bild zeigt die Bergstürze von Kunkels-Tamins, Flims und Bargis in das Vorderrheintal. Zunächst erfolgte der Taminser Bergsturz, kurze Zeit später vor ca. 9490 Jahren der große Flimser Bergsturz und dann der von Bargis. Die dicken weißen Linien sind die Abrisskanten. Damals ist ein bis zu 500 m mächtiges Gesteinspaket, überwiegend aus Kalkstein, in das Vorderrheintal gerutscht und hat eine ca. 11,3 km³ umfassenden, karbonatische und hochverdichtete Trümmernasse aus Pulver, Sand, Steinen und großen Blöcken auf ca. 60 km² hinterlassen. Dabei wurde der Vorderrhein zeitweise zum großen „Ilanzersee“ aufgestaut. Heute durchfließt er diese Trümmerlandschaft in einem tiefen Canyon.

Bergsturz in Flims, Blick nach Nordosten.

Bild ergänzt aus: R. Gerth, R. Homberger, O.A. Pfiffner, 2018: Tektonikarena Sardona. Faszination-UNESCO Welterbe. AS Verlag.

Berge in Abtragung

Seit dem Ende der letzten Kaltzeit taut der Permafrost in den Alpen auf und es gab und gibt neben zahlreichen kleinen immer wieder auch großen Murenabgängen, Fels-, Berg und Gletscherstürze. Hier eine Auswahl: Kurz nach dem Rückschmelzen des Rheingletschers hat sich vor 9.450 Jahren beim heutigen Flims in Graubünden, Schweiz der größte bekannte alpine Bergsturz mit einer Fläche von 52 km² ereignet. Er hat das Rheintal komplett aufgefüllt und den Vorderrhein aufgestaut. Im Jahr 1939 brachen bei Faidaz hier nochmal 100.000 m³ ab. Weitere große Bergstürze in historischer und von den Bewohnern erlebten Zeiten gab es in der Schweiz z.B. vor 15.000 Jahren auf der Lenzerheide, vor 9.000 Jahren und bis heute in Kandersteg, 563 am Le Grammont mit Tsunami und Rhoneaufstau am östlichen Ende des Genfer Sees, 1512 in Biasca am Fuße des Lukmanier-Passes, 1601 und 1687 als unterseeische Rutschungen im Vierwaldstättersee mit Tsunami, 1806 in Goldau, 1881 in Elm im Zuge des Schieferabbaus, 1964 am Bürgenstock in den Vierwaldstättersee, 1991 mit 15 Mio m³ im Mättertal bei Randa (Wallis), 2017 in Bondo am Piz Cengallo im Bergell. Im Mai 2025 wurde im Walliser Lötschental das kurz zuvor evakuierte Dorf Blatten bei einem kombinierten Bergsturz-Gletschersturz-Ereignis mit 10 Mio m³ Fels und Eis verschüttet. Seit Jahrhunderten rutscht in Graubünden das im Mai 2023 evakuierte Dorf Brienz mit dem breiten Berghang mit 1,2 - 6 m/Jahr ins Albulatal. 526 gab es im französischen Les Evouettes und 1191 nahe Grenoble bei Oisans größere Bergstürze. In Österreich gab es große Bergstürze vor 8.700 Jahren in Köfels, vor 3.750 Jahren stürzte die Nordflanke der Zugspitze ins Tal, vor 12.000 und vor 1.800 Jahren gab es die Pleitzach-Bergstürze im unteren Inntal, 1348 den Dobratsch-Bergsturz im Gailtal und 1932 Bergstürze in der Goldberg- und Ankogelgruppe. Diese großen Bergstürze haben oft die Flüsse in den verschütteten Tälern aufgestaut und nach deren erosivem Durchbruch kam es zu verehrenden und tödlichen Flutwellen. Darüber hinaus gab und gibt es ständig kleinere Felsabbrüche. Auch niederschlagsabhängige Rutschungen und Murenabgänge richten jährlich erhebliche Schäden an. Solche Massenbewegungen kommen in dem durch Erosion übersteilten Hochgebirge bis heute und in der Zukunft v.a. in niederschlagsreichen und in warmen Zeiten zusammen mit dem weiter langsamen Auftauen des Permafrostes vermehrt vor, der derzeit bei 2500 – 2800 mNN beginnt. Im Himalaya wurden gigantische Bergstürze an über 8000 m hohen Bergen kartiert. Gebirgshöhen über 9000 mNN sind die Grenze des physikalisch möglichen, denn höhere Berge würden durch ihr Gewicht zerbrechen und schneller als ihr Aufstieg im plastischen Erdmantel versinken und dort durch die Wärme basal auseinanderfließen. Berg- und Felsstürze, Muren und Rutschungen sind zusammen mit Bächen, Flüssen und Gletschereis der Motor der Abtragung in den Hochgebirgen.

6.9 Die Folgen der „Kleinen Eiszeit“ in den Alpen

Seit der Mensch die kohlenstoffhaltigen Bodenschätze der Erdkruste, Öl, Gas, Braunkohle und Steinkohle, ab ca. 1850 intensiv zu nutzen begann, stieg der Kohlendioxidgehalt in der Erdatmosphäre in 170 Jahren von 280 ppm auf 440 ppm = 0,044 % CO₂ an. Das führte nach derzeitigem Kenntnisstand mit einer Verzögerung seit den 1940er Jahren und deutlich erkennbar seit den 1980er Jahren zu einem Anstieg der weltweiten Durchschnittstemperaturen um etwa 1 – 1,5 °C. Im Hochmittelalter vom 10. bis ins 15. Jahrhundert waren die Gletscher im warmen "Mittelalterlichen Klimaoptimum" zurückgeschmolzen und die Baumgrenze in den Alpen lag 200 m höher als heute. In diesem milden und stabilen mitteleuropäischen Klima wurden gute Ernten eingefahren und die großen Kathedralen wurden gebaut. Ab dem 16. Jahrhundert begann eine deutliche Abkühlung, die "Kleine Eiszeit" genannt wird. Das hat zu Problemen bei der Nahrungsmittelversorgung der damaligen Bevölkerung geführt und war für den Ausbruch von Seuchen, Kriegen und für Auswanderungswellen mitverantwortlich. Die Alpengletscher sind vom 16. bis ins 19. Jahrhundert wieder größer geworden, sind viel Kilometer weit in die tiefer liegenden Täler gewandert, haben Nutzland überfahren und Siedlungen gefährdet. Damit hat sich auch die Lage in viele Schweizer Alpentäler z.T. dramatisch verschlechtert, wie im Bericht von *Markus Kaiser (2009): Zur Geschichte des Landschaftswandels im Alpenrhein. Teil 3: Die Folgen der Kleinen Eiszeit* auf der nächsten Seite zu lesen ist. Um 1850 endete die „Kleine Eiszeit“ und die Gletscher schmolzen rasch zurück (Abb. 6.75). Wenn man den Temperaturanstieg der Erde in den vergangenen 150 Jahren diskutiert, darf man nicht übersehen, dass die heutigen höheren Temperaturen aus dem Klima(kälte)tief der Kleinen Eiszeit angestiegen sind und das war damals keineswegs die "Optimaltemperatur".

Nach dem Ende der letzten Kaltzeit vor 12.000 Jahren gab es in der aktuellen Zwischenwarmzeit (Holozän) mehrere stärkere Klima- und Temperaturschwankungen (Abb. 1d). Dabei kam es zu Gletscherrückzügen in den Alpen bis in die Gipfelbereiche, wie z.B. im Atlantikum vor 6.000 Jahren und in der Römerzeit vor 2.000 Jahren. (*Christian Schlüchter, Ueli Jörin: Alpen ohne Gletscher? Holz- und Torffunde als Klimaindikatoren. In: Die Alpen. Nr. 6/2004. Schweizer Alpen-Club, 2004*). Wegen des aktuellen Gletscherrückschmelzens findet man heute in den Alpen Relikte aus diesen Zeiten mit einer sehr geringen Eisbedeckung, z.B. Holzreste, Pflanzenreste, Moorreste und auch menschliche Artefakte. Der aktuelle Gletscherrückzug hat in den Alpen um 1850 und in tieferen Lagen, z.B. in Alaska, 100 Jahre früher mit einem schnell einsetzenden Abschmelzen begonnen (Abb. 6.74, 6.75), ohne dass die Gründe bekannt sind. Bis in das Jahr 1920 hatten viele Alpengletscher schon 600 m bis über 1000 m an Länge verloren. Heute beträgt das Abschmelzen seit 1850 2 - 3 km und am Großen Aletschgletscher über 5 km. In der Glacier Bay in Alaska sind die großen Gletscher in der Meeresbucht zwischen 1800 und 1900 um 50 km und bis heute um über 80 km zurückgeschmolzen (Abb. 76-1). Dieselben Vorgänge wurden an den Gletschern des Kilimandscharo in Ostafrika nachgewiesen. Die weltweite Gletscherschmelze ist also nicht ganz neu. Geforscht wird über diese frühen Beobachtungen aber kaum und 1850 eignet sich nicht als Referenzjahr für die heutigen Klimamodelle. Auch muss darauf hingewiesen werden, dass der Mensch nach dem Ende der Würm-Kaltzeit vor 12.000 Jahren nach und nach große Teile der Wälder in den gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel abgeholzt hat. Fast ganz Europa, Nordasien und weite Teile Nordamerikas waren früher Wald-, Busch- und Sumpfland. Heute sind der Mittelmeerraum, Frankreich, Irland, England, Island und Bereiche der osteuropäischen Länder in weiten Teilen waldfrei (Abb. 6.77-1). Die Verkarstung der Kalkgesteine im Mittelmeerraum ist dadurch schneller vorangeschritten. Das leitet das Regenwasser schnell in die Tiefe und der Mittelmeerraum wurde trockener. Einige Teile des Mittleren Westens der USA und Kanadas haben schon die Ureinwohner durch Brandordnung in die Grassteppen verwandelt, in denen sich dann die Bisonherden stark ausbreiten konnten. Auch die Alpen waren unterhalb der Baumgrenze nahezu komplett Wald-, Busch- und Sumpfland und waren in der Warmphase vor 6.000 Jahren bis auf Reste in den höchsten Lagen eisfrei. Die heutigen romantischen Alpenlandschaften mit einer Mischung aus Wäldern und grünen Almen und mit der bunten Vielfalt der Almpflanzen ist erst durch die Rodungen für die Viehhaltung durch den Menschen entstanden. Zieht sich der Mensch aus den Alpen zurück, entstehen schnell wieder die alten und eher eintönigen Wald- und Buschlandschaften, wie sie in einigen, inzwischen entvölkerten Tälern in Norditalien, in Frankreich und in der Schweiz schon zu sehen sind und die Biodiversität geht verloren (Abb. 6.77). In der Schweiz sind in den vergangenen 25 Jahren etwa 300 Quadratkilometer Bergweidefläche aufgegeben worden. Immer mehr Kühe stehen nun ganzjährig im Stall.



Abb. 6.77: Alpen – vielfältige Kulturlandschaft und eintönige Verbuschung wegen aufgegebener Bewirtschaftung.

Links: Alm am Schlern in Südtirol. Bild: Pixabay, Adege.

Rechts: Aufgegebene Alm im Val Grande, Piemont. Bild: [Ford c prefect](#), [Abandoned alp in valgrande \(it\)](#), CC BY-SA 3.0

Der folgende Text ist ein Auszug aus

Markus Kaiser (2009): *Zur Geschichte des Landschaftswandels im Alpenrhein. Teil 3: Die Folgen der Kleinen Eiszeit.*
 In: Mario Broggi (2009), (Hrsg.) *Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Von der Erdgeschichte bis zur Gegenwart.*
 Verlag der Liechtensteinischen Akademischen Gesellschaft, FL-9494 Schaan.
 Markus Kaiser war bis zur Pensionierung 2008 Archivar im Staatsarchiv von St. Gallen.

"Die Folgen der kleinen Eiszeit"

Seit dem 16. Jahrhundert wurde das Klima instabil, die sogenannte «Kleine Eiszeit» begann. Feuchtkühle Perioden waren häufiger. Kälteeinbrüche brachten im Frühjahr oft ungewöhnliche Schneemengen. Extremniederschläge verursachten Hochwasser, besonders nach nasskalten Sommern. Überschwemmungen häuften sich von 1560 bis 1580, in den 1760er Jahren und vor allem im 19. Jahrhundert. Untersuchungen in den Pyrenäen erklärten Ende des 18. Jahrhunderts – in Unkenntnis der Klimageschichte – die Entwaldung der Berggebiete verursache Überschwemmungen und Erosion. Auf Deutsch erschien diese Theorie 1828. Zufällig begann kurz danach eine lange Serie alpiner Hochwasser. Das machte die Deutung zur anerkannten Lehre. Sie spielte beim Entstehen der Forstdienste und -gesetze eine wichtige Rolle. Die moderne Klimaforschung relativiert diese Lehrmeinung. Sie stellt fest: Hochwasser sind «primär durch natürliche Klimavariationen bedingt und stehen nicht in erkennbarer Weise mit menschlicher Tätigkeit in Zusammenhang». Zwar konnte nach dem Abholzen örtlich Erosion auftreten. Weil man aber ausgewachsene Bäume schlug, blieb der Unterwuchs erhalten: Er bewahrt den Boden in erster Linie. Wo man den Wald aber in Wiesen und Weiden umwandelte, schützte die sorgfältige traditionelle Nutzung vor Erosion. Es waren vielmehr die Feuchtperioden, welche die Erosionskraft steigerten. Alle geschiebeführenden Wildbäche entwässern instabile Gebiete. Dort verhindern auch intakte Wälder nicht, dass Hänge rutschen. Die Folgen veränderten die Talböden. Geschiebe füllte die Flussbetten. Die Flüsse brachen öfter aus und drohten ihren Lauf zu verlegen. Jedes Rheinhochwasser staute die Zuflüsse; 14 Prozent der Ebene lagen im Rückstaubereich. Wegen des höheren Normalwasserstands stieg das Grundwasser. Rheinnahes Land vernässte, was im 19. Jahrhundert zum Hauptproblem der Rheindörfer und ihrer Landwirtschaft wurde. Um 1860 beobachtete man in Haag, «dass die Obstbäume in großer Menge absterben und auf ausgedehnten Strecken nur Streue fortkommt, wonoch vor 10 oder 15 Jahren der üppigste Mais wuchs». Je mehr man die Flussbette einengte, umso mehr erhöhten sie sich, und je näher am Rhein die Neugüter lagen, desto gefährdeter waren sie. 1854 lesen wir: «Fortan wirkten die Ausbrüche weit verderblicher und verheerender, indem die ufereinbrechenden Gewässer jetzt fruchttragende Äcker und Heuwiesen fanden, wo sie früher mit Wuhrholzarten bestockte Auen oder nur Weideflächen vorgefunden hatten.»

Die Rheingemeinden versuchten, ihre Güter mit Wuhrn aus Holz, Steinen und Faschinen zu schützen. Landvogt Daniel Vögelin von Sax schrieb 1776, Wuhrwerk sei härteste, mühseligste Arbeit, mit «Angst und Schweiss erstritten» und verschleisse die Kräfte von Menschen und Zugtieren. In den nassen 1760er-Jahren wandten die Dörfer unterhalb von Kriessern dafür die halbe Arbeitszeit auf. Im letzten Abschnitt der «Kleinen Eiszeit» lösten Nässephasen und Überschwemmungen die Korrekturen aus. In den kühlfeuchten 1760er-Jahren erkannte man die Probleme, was zu regionaler Zusammenarbeit und zur Linthkorrektur führte.

Den «Eiszeitsommern» von 1812 bis 1822 folgten erste Projekte und zwischenstaatliche Regelungen. Die nassen Jahre 1846–1856 und die Katastrophen von 1868 in der Schweiz und 1888 in Vorarlberg lösten Gesetze über Wasserbau und Forstwesen, deren Finanzierung und die internationale Einigung über die Rheindurchstiche aus. Die erste dieser Phasen begann mit einem Einzelereignis. Vom 8. bis 11. Juli 1762 fielen von der Zentralschweiz bis ins Tirol gewaltige Regenmengen und führten zur grössten Überflutung der letzten 300 Jahre. Ungeheure Schuttmassen hoben die Flusssohle der Linth bei Ziegelbrücke. Der Spiegel des Walensees erhöhte sich auf Dauer, Ursache chronischer Probleme vor allem in Weesen und Walenstadt. Über alle Orte am Talrand brachen Rufen herein, in Ragaz, in Mels, Flums und anderswo. Die Bedeutung der Katastrophe wog schwer: Nun wurden Hochwasser- und Versumpfungsprobleme akut.

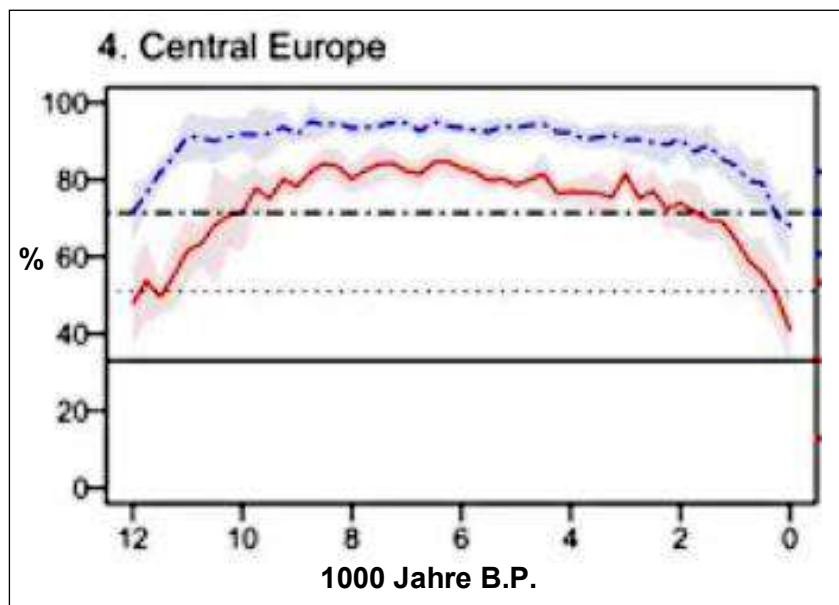


Abb. 6.77-1: Anteil von Waldbedeckung und Baumpollen in Mitteleuropa.

- Blaue Linie = durchschnittliche Baumpollenanzahl
- Schwarze Strichpunktlinie = durchschnittliche aktuelle Baumpollenanzahl
- Rote Linie = durchschnittliche Waldbedeckung
- Gepunktete Linie = durchschnittliche aktuelle Waldbedeckung

Ab dem Ende der Würm-Kaltzeit nahm die Waldbedeckung mit dem Abschmelzen der Gletscher und mit der Klimaerwärmung zu. Mit der Sesshaftwerdung der Menschen in Europa ab der Mittelsteinzeit begann die Waldbedeckung abzunehmen und ging ab dem Frühmittelalter durch die Bautätigkeit, Verhüttung und Ackerlandgewinnung etc. besonders stark zurück. Grafik aus: M. Zano et al. 2018: *European Forest Cover During the Past 12,000 Years: A Palynological Reconstruction Based on Modern Analogs and Remote Sensing.* *Front. Plant Sci., Sec. Agroecology, Volume 9* – 2018.

**Abb. 6.78****Tagliamento und Alpenrhein**

Oben: Das Bild zeigt die Naturlandschaft des Tagliamento auf einem Fächerdelta südlich von Gemona (Friaul, Italien) – der letzte große und naturnahe Wildfluss im Alpenbogen. So kann man sich die Situation des Alpenrheins und des Oberrheins vor den Eingriffen durch den Menschen vorstellen.

Bild: F. Neukirchen 2022:

Bewegte Berg. Gebirge und wie sie entstehen, 2. Auflage, Springer.

Unten: Blick in das regulierte und zur Kulturlandschaft veränderte Tal des Alpenrheins bei St. Gallen, Schweiz.

Bild: Pixabay, marcelkessler

