



Die Entstehung der Alpen

Werden und Vergehen eines Gebirges

Alpine Raumordnung Nr. 42

Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins

alpenverein
österreich



Impressum

Autor

Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub

Herausgeber

Österreichischer Alpenverein

Abteilung Raumplanung und Naturschutz

Olympiastraße 37, 6020 Innsbruck

raumplanung.naturschutz@alpenverein.at

www.alpenverein.at

ZVR-Zahl 989190235

Layout

Österreichischer Alpenverein, Manuela Brachmaier, BA

raumplanung.naturschutz@alpenverein.at

Lektorat

Mag. Christoph Slezak

Titelfoto/Abb. 1

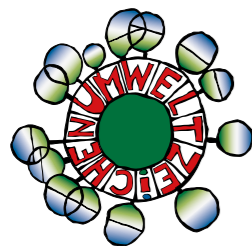
Physische Karte der Westhälfte von Europa. © Shutterstock

Druck

Sterndruck GmbH, 6263 Fügen

www.sterndruck.at

Innsbruck, April 2019



Die Entstehung der Alpen

Werden und Vergehen eines Gebirges

Von

Hans Peter Schönlaub

Kötschach-Mauthen
mit 54 Abbildungen

Alpine Raumordnung Nr. 42

Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins

Von Gondwana zu den Ostalpen – eine Zeitreise des Lebens zu unseren Füßen

Die Natur im alpinen Raum ist weitgehend intakt. Weltweit einzigartige Tier- und Pflanzenarten finden hier reichlich Lebensraum. Und diese Arten erzählen uns ihre Geschichten. Wie zum Beispiel der Steinadler, wenn er über Gipfel kreisend ein Murmeltier jagt. Dann weist er indirekt auf Lebensräume aus längst vergangenen Zeiten hin. Seine Lieblingsbeute gilt als Relikt eiszeitlicher Kältestepfen, einer Zeit also, in der Mammuts noch die alpine Tundren-Landschaft räumlich durchstreiften!

Doch nicht nur die belebte Welt spricht zu uns. In den „stummen“ Gesteinen unserer Berge stecken über 500 Millionen Jahre Erdgeschichte und damit zahlreiche Geschichten längst verschwundener Wesen, die als Fossilien in den Alpen Zeugnis ihrer Existenz ablegen! All dieses Wissen liegt uns zu Füßen, wir brauchen nur Steine aufzuheben und ihre Geschichten lesen lernen. Genau hierfür dient dieser Fachbeitrag aus der Serie „Alpine Raumordnung“!

Hans Peter Schönlaub erzählt von Trilobiten, Urzeitkrebse, die vor über 500 Millionen Jahren in einem Meer weit von Gondwana lebten. Dort hatten sich auch erste Gesteine der Alpen abgelagert, die sich dann vor etwa 450 Millionen vom urzeitlichen Riesenkontinent lösten, um die lange Reise nach Norden in die heutige Position der Alpen anzutreten. Auf ihrem Weg begegneten sie Geradhörnern, Vorläufern der Tintenfische, die sich im Flachmeer tummelten. Heute erinnern Fossilien in den Karnischen Alpen an diese phantastischen Tiere. Gleich zu dutzenden sind die versteinerten „Einhörner“ in einzelnen Felsblöcken entlang des Weges zu finden. Und plötzlich tauchen Sie auf einer Naturexkursion ein in tropische Meere mit 350 Millionen Jahren alten Riffgesteinen, durchstreifen ausgedehnte Wüsten am Rande riesiger Gebirge, die sich vor 250 Millionen Jahren in der Perm-Zeit hier ausbreiteten, bis Sie schließlich – nach über 500 Millionen Jahren in den heimischen Bergen ankommen! Mit diesem Heft lassen sich unsere Alpen wie auf einer Zeitreise durchwandern.

Sie halten keinen Gesteins- oder Mineralienführer in Ihren Händen, auch kein Lehrbuch über Landschaftsformen oder eine Beschreibung über

regionaltypische Gesteine und ihre Verwendungsmöglichkeiten. Vielmehr bietet dieses Heft eine bis dato einzigartige Zusammenfassung an Geschichten über fossile Lebensformen, die in unseren alpinen Gesteinen zu finden sind. Daher ist es NaturvermittlerInnen, Kräuter-, Wander- und BergführerInnen gewidmet. Es soll aber auch naturinteressierten Personen als Handwerkszeug dienen, die zum Wandern und Klettern mit den Steinen in Berührung kommen. Als Lesehilfe, um genau diese Geschichten des vergangenen Lebens zu verstehen und zu entschlüsseln!

„Die Entstehung der Alpen. Werden und Vergehen eines Gebirges“ ist auch ein politisches Werk. Es ist ein Plädoyer für den Erhalt unserer Berg- und Gesteinswelt, Eklogitlinsen, Bergkristallen und Steinöfen, damit dieser einzigartige Gedächtnisspeicher auch der Nachwelt zur Verfügung steht! UNESCO-Geoparks sind nicht einfach nur eine Schutzgebietskategorie. Sie bieten die Möglichkeit, den Landschaftsschutz im Zusammenhang mit großen gesellschaftlichen Herausforderungen zu sehen: mit dem globalen Klimawandel, der Erforschung der Evolution oder der Katastrophenvorsorge. Geoparks bringen den Menschen vor Ort ihr geologisches Erbe näher und stärken damit die Identifikation mit der Region. Gleichzeitig sind sie für die Förderung des Ökotourismus unverzichtbar. Dennoch werden Geoparks noch stiefmütterlich behandelt, vor allem in ihrer Budgetausstattung. Diese Broschüre soll auch diesbezüglich einen Stein ins Rollen bringen!

Mein ganz besonderer Dank gilt Ao. Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub dafür, dass er dem Alpenverein sein unbezahlbares Wissen für die wissenschaftliche Reihe „Alpine Raumordnung“ zur Verfügung gestellt hat. Ihnen wünsche ich eine belebende Lektüre des ARO Nr. 42 und der Geschichten, die vermeintlich stumme Gesteine zu erzählen wissen!

Liliana Dagostin

Leiterin der Abteilung Raumplanung und Naturschutz im Österreichischen Alpenverein

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	4
Kurzfassung – Der geologische Werdegang der Alpen	6
Abstract – The geological origin of the Alps	7
Einleitung	8
Geologie und Zeit	10
Zeitrechnung, Sedimente und Fossilien	17
Kurze Gesteinsgliederung	17
Schlüsselereignisse in der Geschichte der Erde	22
Die Vorgeschichte der Alpen – Spekulation oder Wahrheit?	25
Paläozoische Mikrofossilien in den Ostalpen – Artefakte oder Reste von Organismen	26
Radiometrische Altersdaten – „Rock Around the Clock“	27
Plutonismus und Vulkanismus – Boten aus der feurigen Unterwelt	29
Die „Zirkon-Story“ – edle Minerale in neuem Glanz	29
Paläogeographie – Geographie im Präkambrium und Erdaltertum	32
Übergang Präkambrium-Kambrium	33
Kurzfassung der Entwicklungsgeschichte der Alpen im Erdaltertum (Paläozoikum)	35
Kambrium – <i>Konturen der Uralpen</i>	39
Ordovizium – <i>Warmzeit und Eiszeit</i>	40
Silur – <i>das Plattenpuzzle</i>	41
Devon – <i>Karibik in den Alpen</i>	43
Karbon – <i>die Uralpen</i>	45
Perm – <i>im Griff der Wüste</i>	48
Das Erdmittelalter	50
Trias – <i>Paradies in den Alpen</i>	50
Jura – <i>im Zeitalter der Dinosaurier</i>	51
Kreide – <i>die Geburt der Alpen</i>	54
Die Erdneuzeit	57
Paläogen und Neogen – <i>Aufstieg der Alpen zu einem Gebirge</i>	57
Die heutigen Alpen – <i>Eiszeit und Ötzi</i>	60
Ausblick	62
Dank und Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins	68
Literatur	69
Bildnachweis	75

Kurzfassung – Der geologische Werdegang der Alpen

Der geologische Werdegang der Alpen beginnt entgegen vielen Lehrbüchern nicht erst in der Perm-Zeit. Es gab viele Ereignisse davor, die in den letzten Jahren und Jahrzehnten ans Licht gekommen sind. Sie setzen neue Impulse in der erdwissenschaftlichen Provenienzforschung, das ist die Erforschung der Herkunft erdwissenschaftlicher Zeugnisse. Belege dafür sind (1) eindrucksvolle Funde von Mikrofossilien (Conodonten, Acritarchen), die zwar nicht immer unumstritten sind, doch in ihrer überraschenden Vielfalt und Fülle organisches Leben in den Vorläufergebieten der Alpen im ausgehenden Proterozoikum und über die Grenze vom Präkambrium zum Kambrium wahrscheinlich machen. Dazu kommen (2) geochronologische Datierungen mit Gesamtgesteins- und Mineralaltern, insbesondere von Zirkonen. Sie ermöglichen eine völlige Neuorientierung in der Altersfrage von Kristallinkomplexen. Die 3. Säule bilden paläomagnetische Daten, die heute die Lage der Großkontinente Rodinia und Gondwana vor rund 1000 bzw. 550–650 Millionen Jahren recht genau widerspiegeln.

Der Großkontinent Rodinia zerfiel in den folgenden Jahrtausenden in Einzelplatten, die sich nahe der Grenze vom Präkambrium zum Kambrium zum Großkontinent Gondwana vereinigten. Begleitet wurde dieses Geschehen von einem jungproterozoischen bis mittelkambrischen Magmatismus. Nach den vorhandenen radiometrischen Altersdaten kommen diese präkambrischen und kambrischen Gesteine in der heutigen Silvretta-Gruppe, den Ötztaler Alpen, den Deferegger Alpen in Osttirol, den Seckauer Tauern in der Obersteiermark sowie im Bereich von Wismath (Bgl.), des Kaintaleggs (Stmk.) und des Ultental in Südtirol vor. Anhand ihrer geochemischen Signatur werden sie als Ausdruck eines aktiven und subduktionsbezogenen Plattenrandes interpretiert.

Bei den Zirkonpopulationen konzentrieren sich die Kristallisationsalter im Bereich von rund 700 bis 600 Millionen Jahren. Sie stammen entweder vom Avalonisch-Cadomischen Gürtel am ehemaligen aktiven Nordwestrand von Westgondwana oder dem Panafrikanischen Orogen zwischen Ost-

und Westgondwana. Durch die Cadomische Orogenese (Gebirgsbildungsphase) wurde somit am Nordrand von Gondwana ein Akkretionsorogen gebildet (= Anschoppung von Gesteinen zu einem Anwachskeil beim Abtauchen von Lithospärenplatten), das in der Folge als riesiges Reservoir von siliziklastischem Material für die ostalpinen Phyllitgebiete zur Verfügung stand.

Am Ende des Präkambriums bildete sich der Superkontinent Gondwana, der die heutigen Kontinente der Südhalbkugel der Erde einschließlich Indien und Teile Europas vereinigte. Im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung vor rund 300 Millionen Jahren wurden alle größeren Kontinentmassen im Superkontinent Pangäa vereinigt, der im Laufe der Erdzeitalter Jura und Kreide wieder zerfiel.

Bis es aber so weit war, war für die Vorläufer der Alpen noch eine lange Zeitreise um den halben Globus zurückzulegen. Wir begleiten dieses Geschehen über rund 600 Millionen Jahre Erdgeschichte. Für die Alpen sind der Trend und die Richtung dieser Reise vorgezeichnet: Es geht von hohen Breiten auf der Süderde, etwa der heutigen Position von Südafrika, in Richtung auf den Äquator und anschließend auf die Norderde. Tatsächlich ist diese lange Reise durch unterschiedliche Klimazonen und wechselnden Gesteinsbestand in den alpinen Gesteinen – vor allem in den Karnischen Alpen – gut dokumentiert. In der Kreide und im frühen Känozoikum führte schließlich die gegeneinander gerichtete, konvergierende Bewegung zwischen Afrika (Adriatische Mikroplatte) und Europa zum alpinen Gebirge. Dieses generelle Bild ist über Jahrzehnte gewachsen und heute gut abgesichert.

Abstract – The geological origin of the Alps

In contrast to many textbooks the geological history of the Alps starts prior to the Permian System. In fact, for this early time many new results have emerged and were published in recent years, offering a fresh perspective on the temporal and spatial relationship between sedimentation, i. e., the starting material of metamorphosed rocks, plate movement and mountain building processes. They have stimulated new activities in the related field of Earth scientific provenance studies to decipher the origin of Earth-science related documents.

Supporting documents are (1) new discoveries of microfossils (acritarchs, conodonts), which, however, are not always uncontroversial, but nevertheless shed new light on the organic development of the forerunner of the Alps during the late Precambrian and the passage from the Precambrian to the Cambrian Period. In addition, (2) new geochronological data based on whole-rock and mineral ages of zircons provide new hints at the age of crystalline complexes while (3) paleomagnetic data reflect reliable paleogeographic reconstructions for the supercontinents Rodinia and Gondwana 1.000 and 550–650 million years, respectively, before present.

The supercontinent Rodinia broke up in the following million years into several smaller tectonic plates, which assembled to the supercontinent Gondwana around the boundary from the Precambrian to the Cambrian. This amalgamation was accompanied by a Neoproterozoic to Cambrian magmatism. Based on the available radiometric age data such rocks occur in the Eastern Alps in the Silvretta, the Ötztal and Deferegger Alps in North and Eastern Tyrol, the Seckauer Tauern in Styria and in the surroundings of Wismath in Burgenland, Kaintalegg in Styria and in the Ulten Valley in South Tyrol. According to their geochemical signature, they may indicate an active and subduction-related plate margin.

The zircon population distribution reflects a crystallization age between 700 and 600 million

years. They are derived either from the Avalonian-Cadomian belt of the former active northwestern margin of western Gondwana or the Pan-African orogen between eastern and western Gondwana. Due to the Cadomian Orogeny at the northern margin of Gondwana an accretional orogen was formed, which apparently provided huge quantities of siliciclastic material for the phyllite complexes of the whole Alps.

At the end of the Precambrian the supercontinent Gondwana was formed which comprised the continents of the present southern Earth including India and parts of Europe. During the Variscan Orogeny some 300 million years ago all continental plates were assembled in the supercontinent Pangaea which split during the Jurassic and Cretaceous Periods due to the opening of the intervening Penninic Ocean separating the Adriatic and the European plates.

Prior to this destructive phase the forerunner of the Alps experienced a long odyssey around half of the globe. We accompany this structural evolution over some 600 million years of Earth's history. For the Alps, the trend and direction of this journey was clearly destined. It started from high latitudes of the southern globe, at approximately the present position of South Africa, towards the equator and further on to the northern part of the globe. During this drifting phase different climatic zones were crossed which are well documented in Alpine rocks, in particular in the Carnic Alps. Finally, during the Cretaceous and Cenozoic Era and Period the converging movements between the Adriatic and the European Plate resulted in the formation of the Alpine Orogen. This general state of knowledge has steadily grown over the past decades and seems to be well constrained in recent times.

Einleitung

Die kontinuierliche menschliche Besiedlung des Alpenraums begann gegen Ende der letzten Eiszeit vor etwa 13.500 v. Chr. und nahm seit der Bronzezeit (ca. 2.200 v. Chr.) stark zu. Schon seit mehr als 10.000 Jahren haben Steinzeitjäger in Europa (und in den Alpen) Bergbau betrieben, insbesondere auf der Suche nach Feuerstein. In den Alpen verdrängte die neolithische Landwirtschaft um etwa 4.500 v. Chr. die Jäger und Sammler der Mittelsteinzeit. Damals war der Mensch schon mehrheitlich von der Sammelwirtschaft und Jagd zur Landwirtschaft mit Ackerbau und Viehzucht übergegangen. In inneralpine Gebiete lockte ihn der Wildreichtum, die Weidewirtschaft, aber auch der Bergbau, der im späten 4. Jahrtausend v. Chr. im Nordalpengebiet mit der Gewinnung von Kupfer einsetzte und später mit der Suche nach Eisen, Blei und vor allem Salz fortgesetzt wurde.

Das legendäre Tauerntgold hat ebenfalls eine lange Geschichte. Ältester Beleg dafür ist der Fund eines keltischen Armreifens aus Tauerntgold im Rauriser Seidlwinkltal. Aber erst im 14. Jahrhundert kam es zur Blüte im Goldbergbau, der zusammen mit Kupfer und Salz lange Zeit die Basis für den Wohlstand der Salzburger Bischöfe bildete.

Die Geschichte des Alpinismus in den Alpen beginnt mit der Besteigung des Montblanc am 8. August 1786. Sie ist eng mit dem berühmten Naturforscher Horace-Bénédict de Saussure aus Genf verbunden. Er gilt als Vater der modernen Alpenforschung und wurde seinerzeit von Goethe, Hegel, Kant und Schopenhauer sehr geschätzt. Der französische Geologe de Dolomieu wollte sogar ein ganzes Gebirge nach Saussure benennen, was dieser aber ablehnte. Ab 1760 versuchten wagemutige Bergsteiger den Montblanc, den höchsten Berg der Alpen, zu bezwingen, scheiterten aber. Im Jahr 1786 schafften es schließlich der Mineraliensammler Jaques Balmat und der Arzt Michel-Gabriel Paccard bis auf den Gipfel. Damit begann das „Goldene Zeitalter des Alpinismus“, die Eroberung aller großen Alpengipfel bis 1865. Saussure selbst stand im Sommer 1787 auf dem Gipfel des Montblanc. Er hatte Kompass, Barometer, Thermometer, Teleskop und andere Gerätschaften bei sich, mit denen er barometri-

sche und thermometrische Messungen der Atmosphäre durchführen und sogar die Farbintensität der blauen Himmelsfarbe messen konnte. Daneben beschäftigte er sich auch mit pflanzenanatomischen und glaziologischen Fragen. Er starb am 22. Jänner 1799 in Conches nahe Genf.

Erste geologische Beobachtungen über die Alpen erschienen in der Barockzeit durch den Arzt und Naturforscher Belsazar de la Motte Hacquet, kurz Belsazar Hacquet (1739/1740 – 1815) genannt. Er bereiste große Teile der Alpen und verfasste auch wissenschaftliche Arbeiten. Wie M. Klemun 1988 schreibt, ist er der Begründer einer vielfältigen Durchforschung des Ostalpenraumes und steht am Beginn der naturgeschichtlichen Erschließung der Ostalpen auf breiter publizistischer Basis. Seit dieser Zeit beschäftigte die geologische Entwicklung der Alpen viele Wissenschaftler. Tatsächlich ist kein anderes Gebirge der Welt so im Detail kartiert, erforscht, beschrieben und interpretiert worden (R. Schuster & K. Stüwe, 2010). Es ist wahrlich keine Übertreibung, wenn R. Staub 1924 schreibt, dass in den Alpen das Geheimnis des Werdens der halben Welt liegt.

Geologie ist für viele Menschen ein abstraktes Konstrukt. Wenn aber Geologie nachvollziehbar ein Gesicht bekommt, wird das Fach verständlich. Denn nicht nur für Geologen bedeutet es fesselnde Naturgeschichte in 3D – cool, sexy und trendy –, die einen bewegt oder bewegen sollte! Kontinente zerfallen und verschieben sich auf der Erdoberfläche, Ozeane kommen und gehen, Berge tauchen aus dem Meer auf und verschwinden wieder, Vulkane brechen aus und speien Asche, Asteroiden schlagen auf der Erde ein und vernichten alles Leben, Beben lassen die Erde erzittern, Stein- und Schlammlawinen donnern von den Bergen oder Wildbäche und Flüsse treten über die Ufer – das ist lebendige Naturgeschichte, die niemanden kalt lässt! Solche Katastrophen verursachen großes menschliches Leid und immensen volkswirtschaftlichen Schaden. Die offensichtliche Zunahme von Extremereignissen gewinnt gerade im Lichte des gegenwärtigen vom Menschen verursachten Klimawandels eine beklemmende Aktualität.

Diesem negativen Bild stehen allerdings beschaulichere Glücksmomente gegenüber, wenn beispielsweise unerwartete Fossilien und Rohstoffe entdeckt werden, die eine Bereicherung jeder Sammlung darstellen oder gar von ökonomischer Bedeutung und Mehrwert für die Gesellschaft sind.

Von unschätzbarem Wert sind aber auch neue auf Fakten basierende geowissenschaftliche Erkenntnisse in der zweckfreien Grundlagenforschung, die mitunter herrschende Lehrmeinungen in Frage stellen oder zu völlig neuen Vorstellungen über die Entwicklungsgeschichte der Erde führen. Unwissenheit ist der Antrieb für die nimmermüde Neugierde, bestehende Wissensgrenzen zu überwinden und Neues zu entdecken. Das gelingt zwar nur in Ausnahmefällen und meist jenseits großer medialer Aufmerksamkeit, wird aber von der Fachwelt mit großem Respekt und Anerkennung aufgenommen.

In Suchmaschinen wie Google finden sich zum Begriff „Alpen“ rund 40 Millionen Treffer, zu „Entstehung der Alpen“ immerhin auch rund 428.000 Klicks. Das sind fixe Größen in der täglichen Wahrnehmung!

In Lehrbüchern zur Entstehung der Alpen beginnt die Naturgeschichte meist im Zeitalter des Perms am Ende des Erdaltertums. Ab dieser Zeit, das war vor ca. 300 Millionen Jahren, war der Superkontinent Pangäa die die Erde beherrschende Großplatte. Sie war das Resultat der Variszischen Gebirgsbildung im Karbon zwischen 380 und 300 Millionen Jahren (Kollision der Kontinentalplatten Laurasia und Gondwana). Dann öffnete sich im Osten von Pangäa zwischen der Europäischen und Adriatischen Platte die breite Bucht des sogenannten Tethys-Ozeans. Ein weiterer Ozean, der Penninische Ozean, spaltete Europa im Süden. Dehnungsprozesse, Absenkungen der Landgebiete und in weiterer Folge deren Überflutung führten zur Bildung mächtiger Meeresablagerungen, aus denen später die Nördlichen Kalkalpen und die Südalpen hervorgingen. Durch die Kollision der Europäischen mit der Adriatischen Platte in der Kreide verschwanden schließ-

lich die Ozeane und der zusammengestauchte Deckenstapel begann sich im Neogen zu einem Gebirge zu erheben.

Doch das ist nicht die volle Wahrheit. Denn der Beginn war wesentlich früher. Diesen älteren Spuren wollen wir hier zuerst nachgehen.

Geologie und Zeit



Abb. 2. Die Sanduhr als Symbol für die Vergänglichkeit in der Geologie. Die Konfrontation mit der Zeit bildet die Grundlage für die Ordnung von Ereignissen, ihre Dauer oder die Intervalle zwischen ihnen. © Shutterstock

Die Zeit ist in der Geologie die wichtigste Größe, doch muss man sie messen können (Abb. 2, 3, 4).

Geologie und Zeit betrifft u. a. Fragen wie

- das Alter der Erde
- das Alter von Gesteinen und Fossilien
- was war zuerst, was folgte später
- in welcher Zeit laufen geologische Prozesse ab
- wann startete das Leben auf der Erde
- entwickelte es sich gleichmäßig (Evolution) oder etappenhaft

■ sind die neuen Erkenntnisse der vergangenen 30–40 Jahre in das Kontinuum der ablaufenden Zeit einzuordnen und

■ wie alt sind die Alpen?

Die ältesten Objekte im Sonnensystem haben ein Alter von 4.568 Mio. Jahren (Bouvier & Wadhwa, 2010). Nach Jacobson et al. (2014) ist die Erde jedoch 20–90 Millionen Jahre jünger, also rd. 4.470 Mio. Jahre alt. Der Grund dafür ist die über diese Zeit erfolgte Akkretion zu einem festen Körper (Abb. 5, 6).

Zu einem für Laien leichteren Verständnis über das Alter der Erde von 4,6 Milliarden Jahren wird diese Zeit auf ein Jahr umgerechnet (Abb. 3).

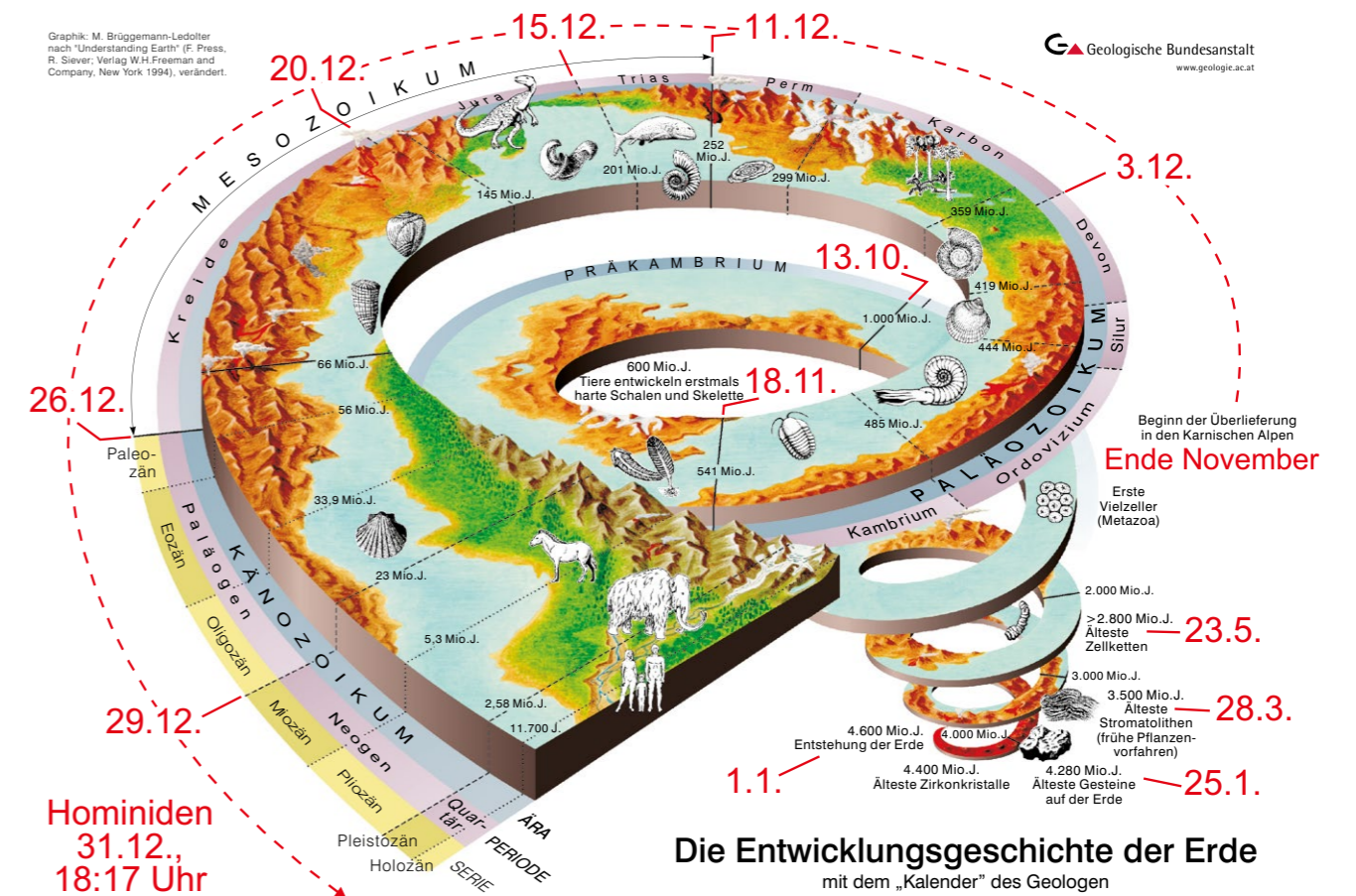


Abb. 3. Geologie und Zeit. Das absolute Alter der Erde umgerechnet (rot) auf 1 Jahr. © Geologische Bundesanstalt

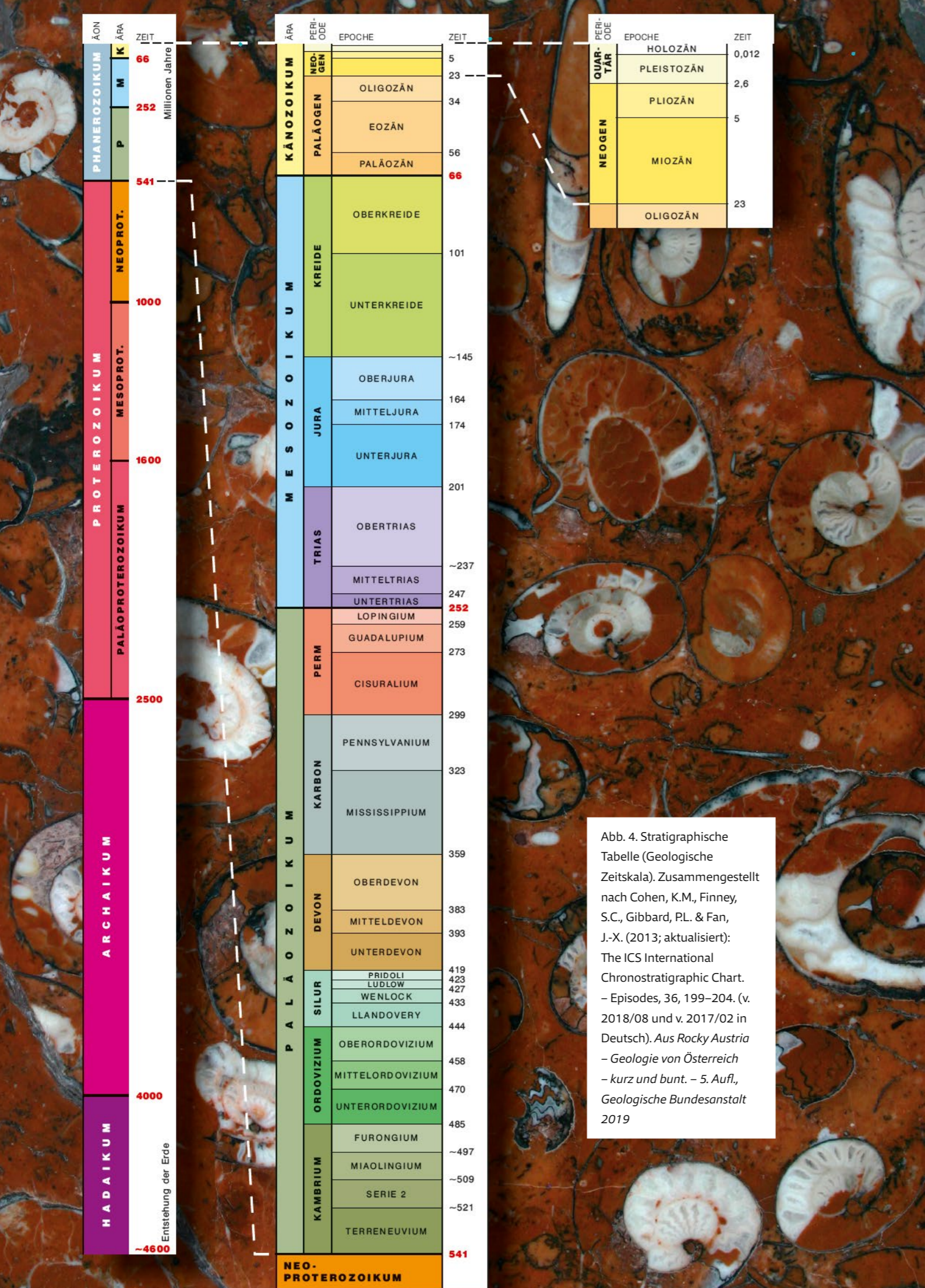


Abb. 4. Stratigraphische Tabelle (Geologische Zeitskala). Zusammengestellt nach Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; aktualisiert): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – Episodes, 36, 199–204. (v. 2018/08 und v. 2017/02 in Deutsch). Aus Rocky Austria – Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 5. Aufl., Geologische Bundesanstalt 2019

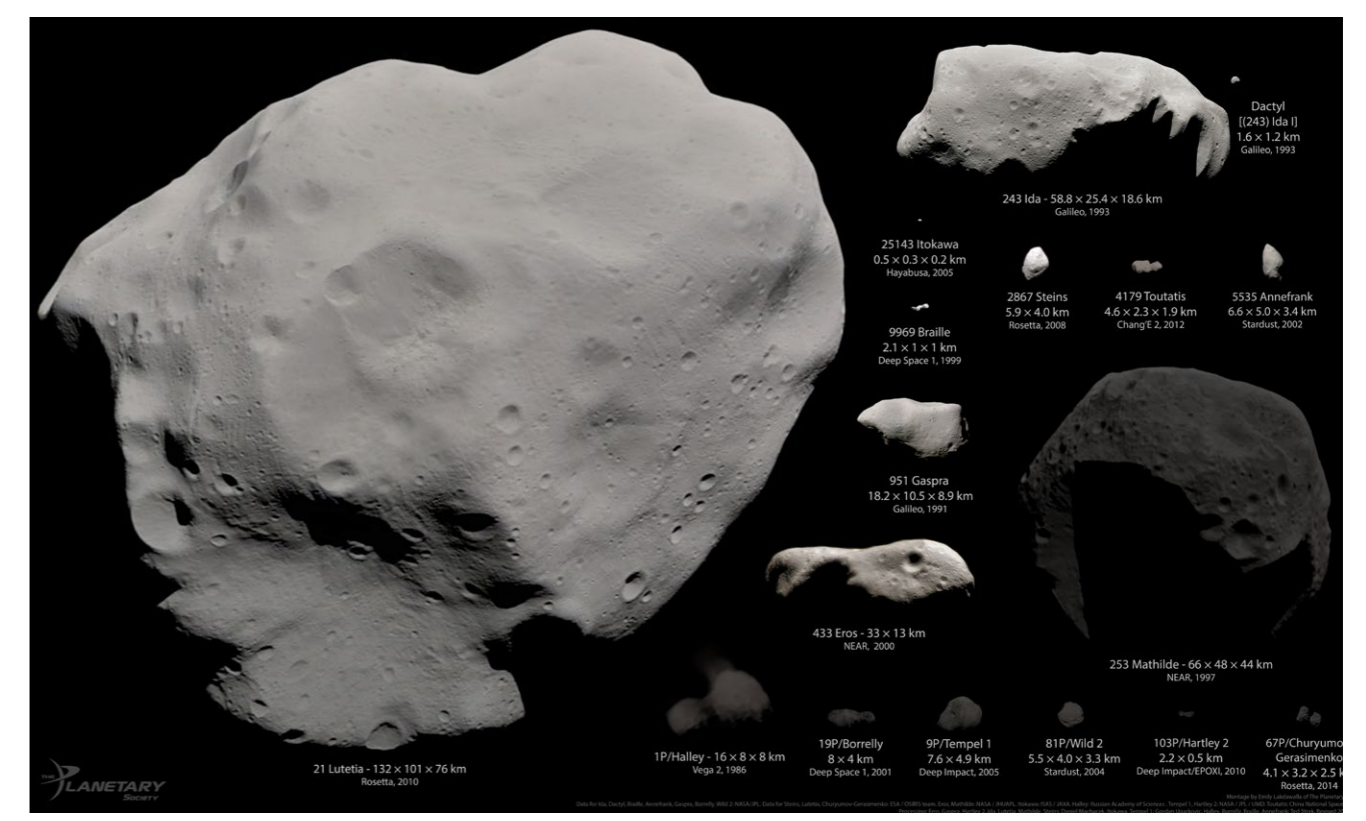


Abb. 5. Die ältesten Objekte im Sonnensystem haben ein Alter von 4.568 Mio. Jahren (Bouvier & Wadhwa, 2010). Nach Jacobson et al. (2014) ist die Erde, wenn die Zeit für die Akkretion berücksichtigt wird, aber 20–90 Millionen Jahre jünger, d. h. rd. 4.470 Mio. Jahre alt. © Planetary Society (Montage by Emily Lakdawalla. Data from NASA / JPL / JHUAPL / UMD / JAXA / ESA / OSIRIS team / Russian Academy of Sciences / China National Space Agency. Processed by Emily Lakdawalla, Daniel Machacek, Ted Stryk, Gordan Ugarkovic)

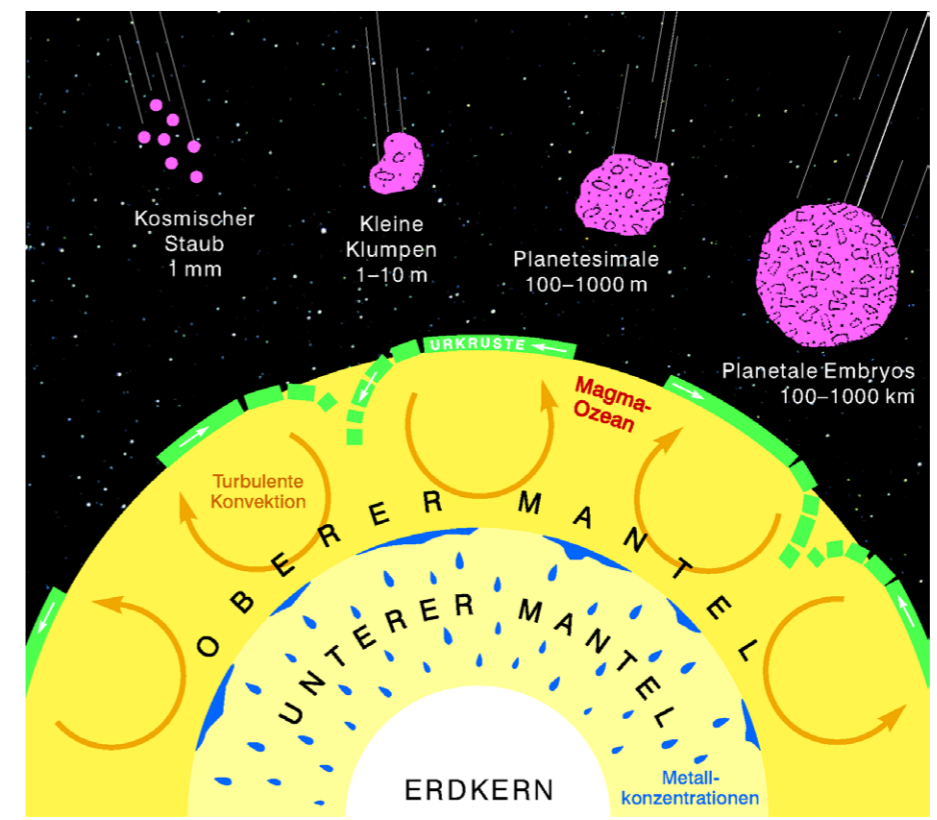


Abb. 6. Entstehung des metallischen Erdkerns und des silikatischen Mantels im Hadaikum. Nach H. Palme (2010, stark verändert)

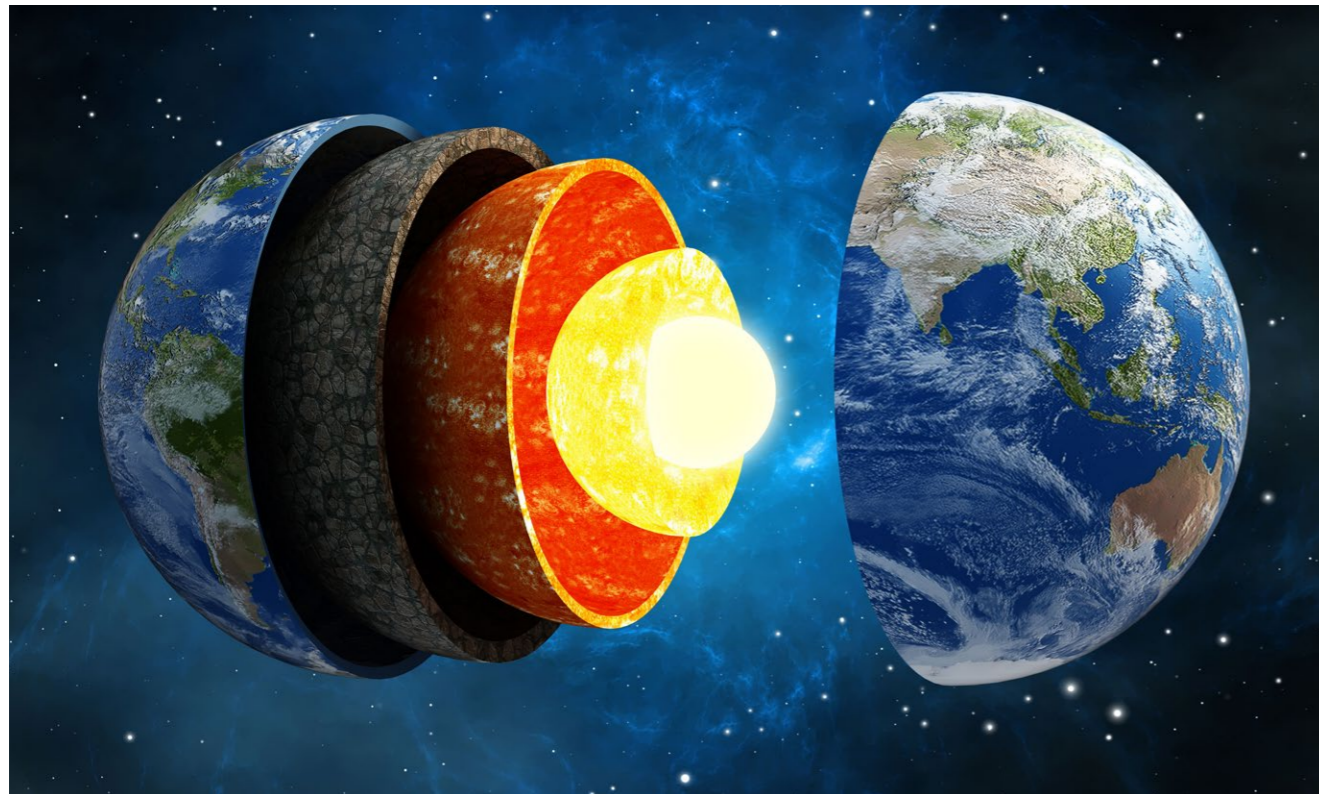


Abb. 7a. Schalen Aufbau der Erde mit Erdkern, unterem und oberem Erdmantel und Kruste. © Shutterstock

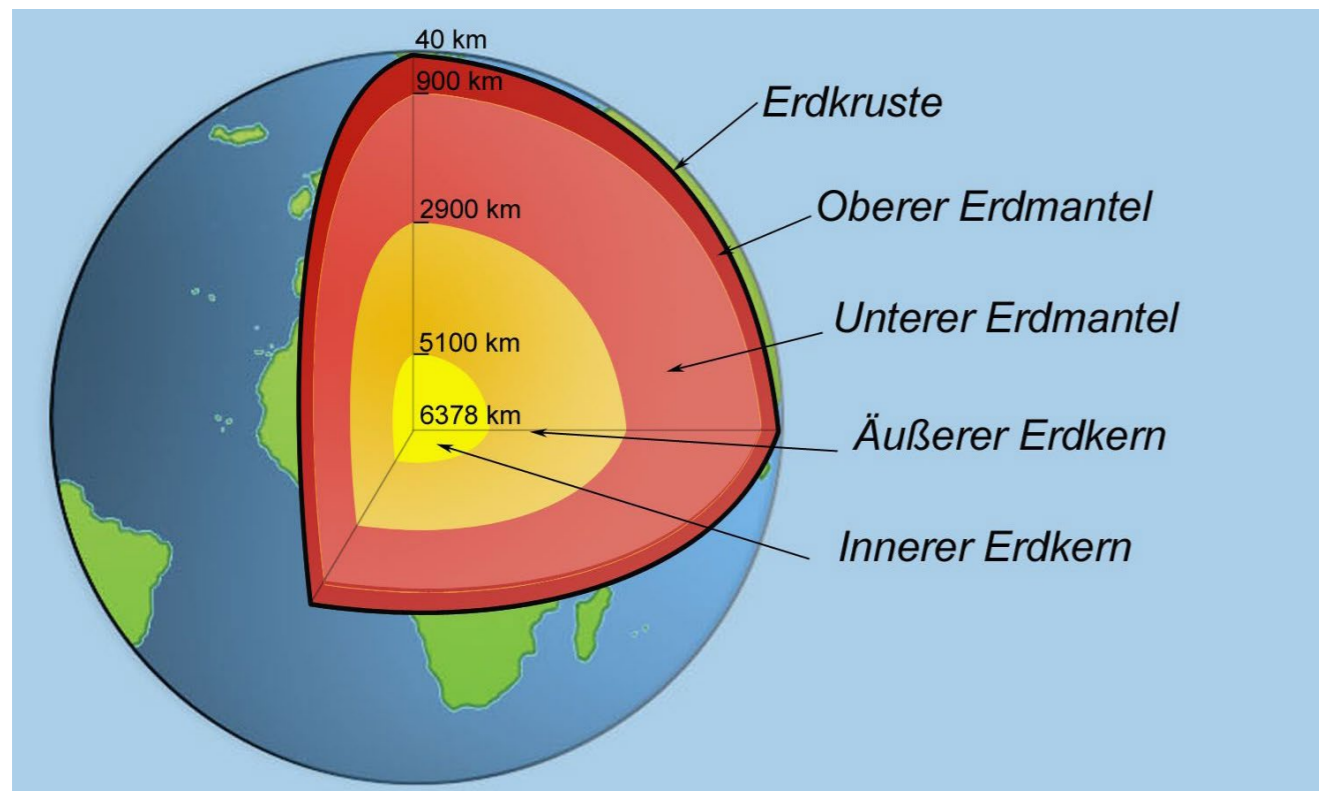


Abb. 7b. Heutiger Schnitt durch die Erde. © Shutterstock

Zwischen erster Kondensation vor rund 4,5 Mrd. Jahren und dem Impakt von Theia (Marsgroßer extraterrestrischer Körper, der nach der Theorie der Mondentstehung vor etwa 4,5 Milliarden Jahren mit der Erde kollidierte) differenzierte sich die Erde durch gravitative Stoffsonderung und Konvektionsströme in Kern, Mantel und Kruste (Abb. 6, 7). Weiterhin wurde sie von einem Bombardement von Asteroiden und Kleinplaneten (Planetesimalen) getroffen.

Spuren dieser alten Kruste sind auf der Erde in Einzelgebieten erhalten (Abb. 8). Das derzeit älteste Gestein ist der rund 4,03 Mrd. Jahre alte Acasta-Gneis in Kanada aus dem späten Hadaikum. Älter sind widerstandsfähige Körner von Zirkon, die Erosionsprodukte einer älteren Kruste darstellen. Rund 5 % der Zirkone im 3 Mrd. Jahre alten Jack-Hills-Konglomerat in Westaustralien sind älter als 3,8 Mrd. Jahre. Die Nuvvuagittuq-Grüngesteine

in der Hudson Bay Ostkanadas (Nuvvuagittuq Greenstone Belt – NGB) sind vielleicht sogar 4,3–4,4 Mrd. Jahre alt (O’Neil et al. 2012, 2013, 2019, Abb. 9, 10). Bei diesen Gesteinen handelt es sich um Felsite und Mafite. Erstere sind helle magmatische Gesteine, die hauptsächlich aus Quarz und Feldspat bestehen (Abb. 10a) während die zu 95 % dominierenden Mafite und Ultramafite in hohem Maße aus magnesium- und eisenhaltigen Mineralien zusammengesetzt sind.

Nach der wissenschaftlichen Bezeichnung handelt es sich um granatführende Plagioklas-Cumingtonit (=Kettensilikat aus der Gruppe der Amphibol-Mineralen)-Biotit-Amphibolite (Abb. 10b). Diese metavulkanische Gesteinsassoziation repräsentiert vermutlich die ältesten Gesteine auf der Erdoberfläche. Zu dieser Zeit könnten bereits frühe Mechanismen von Plattentektonik gewirkt haben.

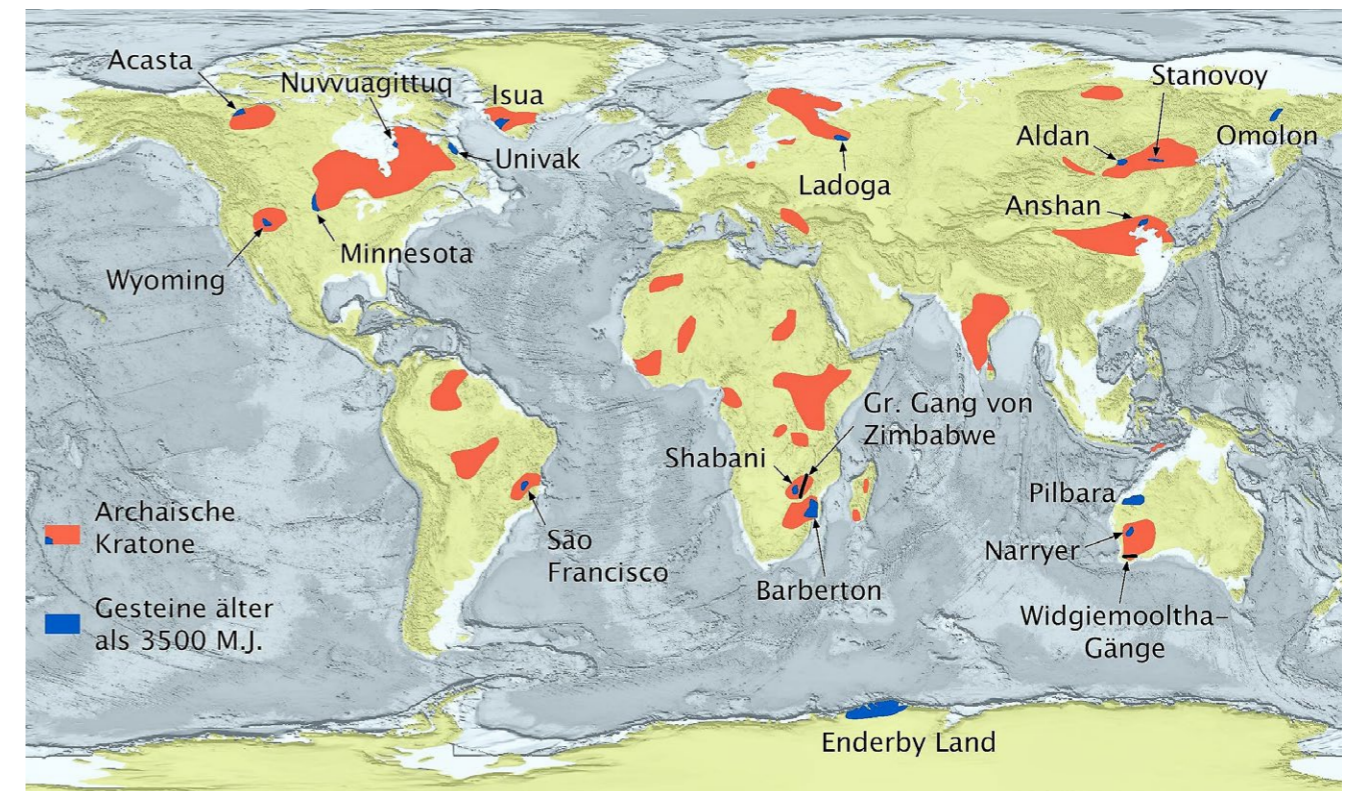


Abb. 8. Vorkommen und Gesteine aus dem Präkambrium. Schilde und Plattformen bilden Kratone (alte Kerne von Kontinenten). © W. Frisch & M. Meschede (2013)

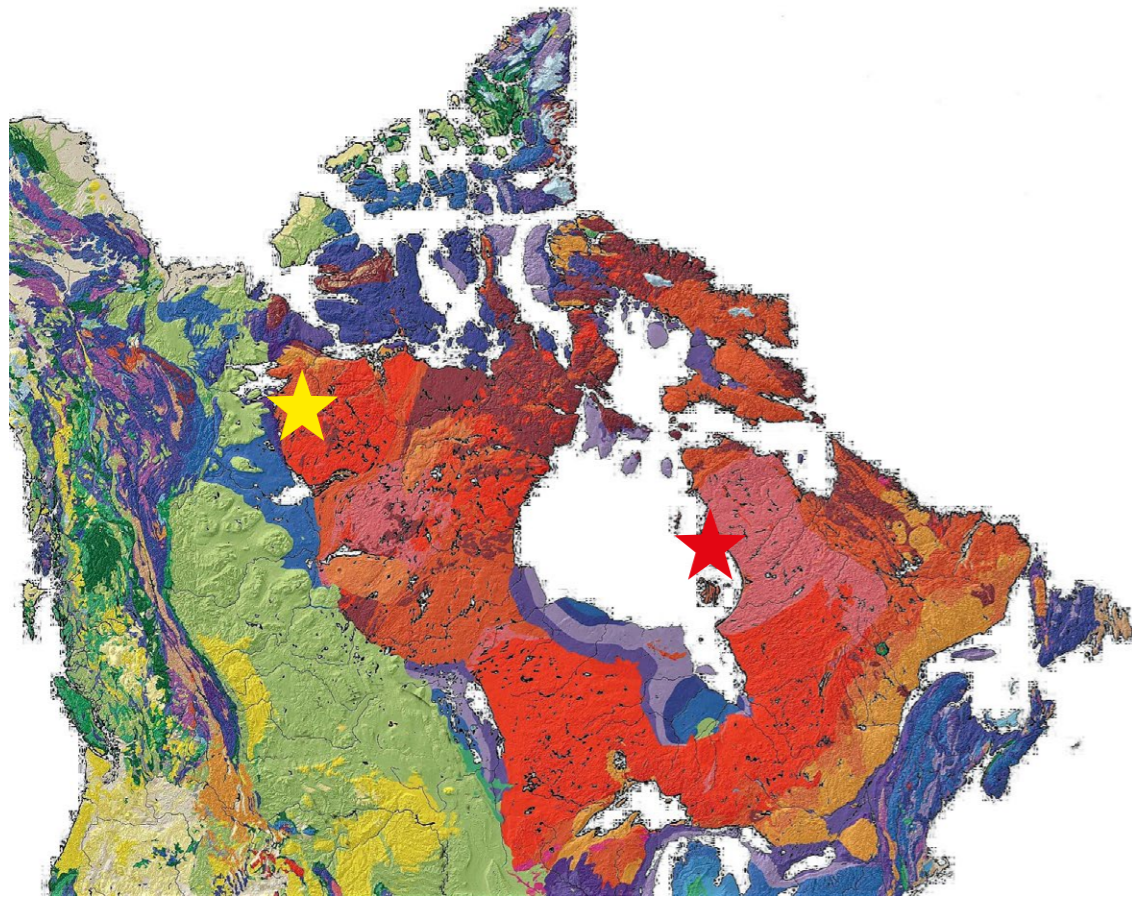


Abb. 9. Geologie in der Umrandung der Hudson Bay, Canada. Roter Stern symbolisiert Lage des Nuvvuagittuq-Grüngesteingürtels in der Superior-Gesteinsprovinz, Quebec Province. Lage des Acasta-Gneises in Slave-Provinz der Northwest Territories mit gelbem Stern.
© Geological Map of Canada, USGS



Abb. 10a, b. Küstenaufschluss des Nuvvuagittuq-Grüngesteingürtel und Amphibolit mit Granaten. © Jonathan O'Neil

Zeitrechnung, Sedimente und Fossilien

Von Laien wird wiederholt die Frage gestellt, wie Geologen das absolute Alter eines Gesteins bestimmen können. Die Antworten dazu ließen lange Zeit auf sich warten.

Schätzungen in früheren Jahrhunderten reichten von der von der Schöpfungsgeschichte abgeleiteten Vorstellung von Bishop Ussher von 4.004 Jahren über physikalische Überlegungen über die Abkühlung der Erde mit 75.000 Jahren bis zum Alter der Sonne oder dem Wärmefluss im Erdinneren bei rund 20 Millionen Jahren. Diese Werte schienen jedoch Erdwissenschaftlern als zu gering, da die Erosions- und Ablagerungsraten von Gesteinen ein Alter von viele hunderte Millionen Jahre Dauer wahrscheinlich machten. Auch die Evolution der Tier- und Pflanzenwelt sprach für eine sehr alte Erde.

Mit der Einführung der radiometrischen Datierung von Gesteinen revolutionierte sich das Verständnis über die Zeit in der Geologie. Das absolute oder radiometrische Alter eines

Gesteins wird der geologischen Zeitskala zugeordnet (Abb. 3, 4, 11). Sie gibt das relative Alter an, das auf der Abfolge von fossilführenden Gesteinsschichten basiert. Schalten sich in solche Gesteinsfolgen vulkanische Gesteine ein, können darin enthaltene Minerale mit verschiedenen Methoden absolut datiert werden und damit indirekt Rückschlüsse auf das Alter von Fossilien gezogen werden (Abb. 4,11).

Die radiometrische oder geochronologische Altersbestimmung beruht auf der Messung des Mengenverhältnisses natürlicher radioaktiver Elemente in einem Gestein bzw. Mineral. Zum Beispiel zerfällt das Radioisotop ²³⁵Uran über verschiedene Tochterisotope zu stabilem ²⁰⁷Blei. Die Halbwertszeit von 703,8 Millionen Jahren gibt an, dass in dieser Zeit die Hälfte des Mutterisotops in das Tochterisotop zerfallen ist. Hier drängt sich zum leichteren Verständnis der Vergleich mit einer Sanduhr auf: auch hier verändert sich „mit der Zeit“ die Menge des Sandes von oben nach unten.

Kurze Gesteinsgliederung

Ein Gestein besteht aus einem oder mehreren Mineralien. Mineralien wie Quarz, Feldspat und Glimmer sind auf der Erde sehr häufig, andere dagegen seltener. Nach ihrer Entstehung werden Gesteine in Magmatite (Tiefen- und Ergussgesteine), Sedimentgesteine (Ablagerungsgesteine) und Metamorphite (Umwandlungsgesteine) untergliedert (Abb. 12a, b, c).

- Magmatische Gesteine (Plutonite, Tiefen- und Ergussgesteine) entstehen bei Abkühlung von flüssigem Gesteinsmaterial (Magma) im Erdinneren oder von Lava, die an die Erdoberfläche aufsteigt und hier beispielsweise als Vulkan austritt. Bekannte Vertreter sind Granite, Basalte oder vulkanische Tuffe.
- Sedimentgesteine entstehen durch Verwitterung von Festgesteinen auf der Erd-

oberfläche oder im Meer. Zuerst bilden sich Lockersedimente (z.B. Flussschotter, Kies, Sand, Ton oder Kalkschlamm). Werden diese nach der Ablagerung in die Tiefe versenkt, verfestigen sie sich bei geringen Temperaturen und geringen Drücken zu Konglomeraten, Sand-, Ton- oder Kalksteinen.

- Metamorphe Gesteine bilden sich aus Sedimentgesteinen oder Magmatiten bei höheren Drücken und Temperaturen als bei der Sedimentbildung. Solchen Bedingungen sind Gesteine z. B. bei Gebirgsbildungen ausgesetzt, wenn sie in größere Erdtiefen versinken. Dabei werden ihre Minerale umkristallisiert (metamorph), und sie entwickeln oft ein schiefriges Aussehen. Typische Vertreter sind Gneise, Glimmerschiefer oder Marmore.

GEOLOGISCHE ZEITTAFFEL

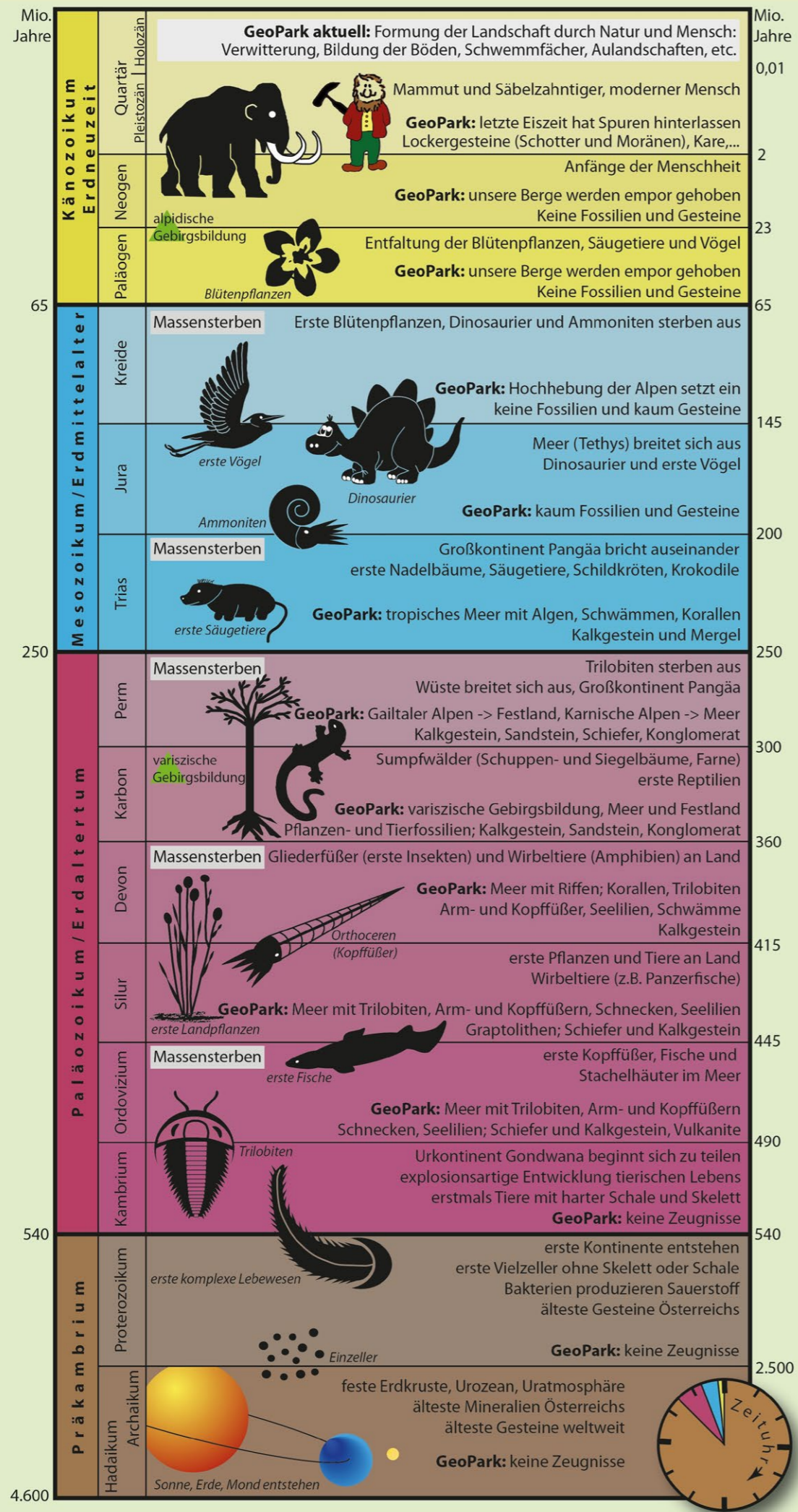


Abb. 11. Geologische Zeittafel mit Zuordnung einzelner wichtiger Fossilgruppen. © Geopark Karnische Alpen

Magmatische Gesteine



Abb. 12a, b, c, Seite 19–21. Die drei Hauptgruppen von Gesteinen. © Geopark Karnische Alpen

Sedimentgesteine (Ablagerungsgesteine)

Metamorphe Gesteine

KLASTISCHE GESTEINE

BIOGENE GESTEINE

CHEMISCHE GESTEINE



Schlüsselereignisse in der Geschichte der Erde

Die rund 4,5 Milliarden Jahre lange Geschichte der Erde ist ein Spiegelbild von beständigen Veränderungen. So wechselten sich in der geologischen Vergangenheit mehrmals hunderte Millionen Jahre dauernde Ruhephasen mit Zeiten von plötzlich eintretenden Krisen bis hin zu globalen Umbrüchen ab: Innerhalb geologisch kurzer Zeit von einigen tausend bis mehreren hunderttausend Jahren kam es auf der Erde wiederholt zu außergewöhnlich drastischen Verlusten von Populationen einer Art oder

ganzer Gattungen, die als Massenaussterben („mass extinctions“) bezeichnet werden und sich vom normalen Hintergrundsterben unterscheiden.

Zu den sogenannten „Großen Fünf“ (auch „Big Five“ genannt) zählen die Massenaussterben

- im jüngeren Ordoviz vor 444 Mio. Jahren (Artenschwund bis 85 %)

- im jüngeren Devon das Kellwasser-Ereignis vor 372 Mio. Jahren (65–75 %)
- an der Perm-Trias-Grenze vor 252 Mio. Jahren (75-95 %)
- an der Trias-Jura-Grenze vor 201 Mio. Jahren (rd. 70 %)
- an der Kreide-Paläogen-Grenze vor 66 Mio. Jahren (rd. 70 %).

Wahrscheinliche Ursachen für diese Ereignisse waren Vulkanismus, Einschläge kosmischer Körper (Asteroide), drastische Klimaänderungen,

Versauerung der Ozeane oder ozeanische anoxische Ereignisse. Weitere hypothetische Ursachen sind Gammablitz und sonnennahe Supernovae.

Hier sei ergänzt, dass es auch im frühen Proterozoikum vor rund 2,4 Milliarden Jahren eine große Sauerstoffkatastrophe gegeben hat, die als größtes Massenaussterben des gesamten Präkambriums gilt und bei der fast alle anaeroben Lebensformen, also solche, die für ihren Stoffwechsel keinen Sauerstoff brauchen, ausgelöscht wurden. Ein weiteres Massenaussterben fand an der Ediacarium-Kambrium-Grenze vor 541 Millionen Jahren statt und betraf die Auslöschung der Ediacara-Fauna.

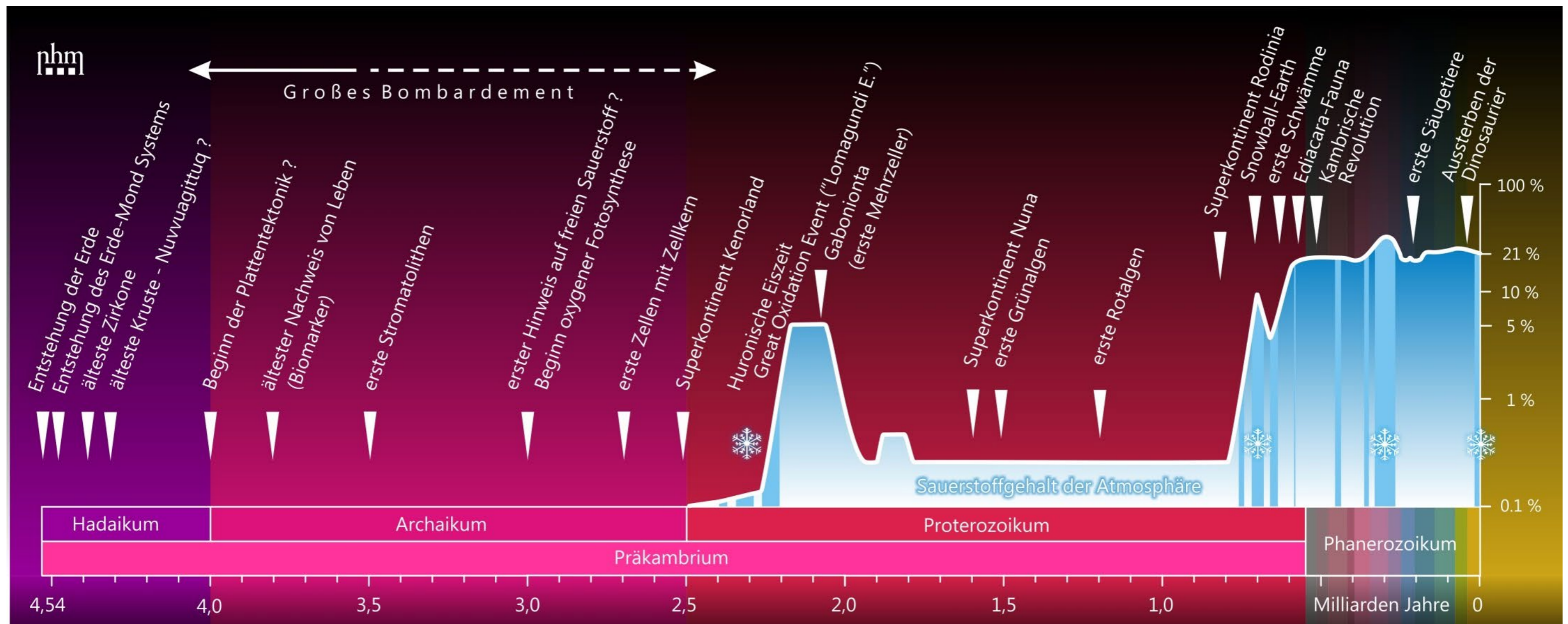


Abb. 13. Schlüsselereignisse in der Entwicklungsgeschichte der Erde, u. a. mit dem Anstieg des Sauerstoffgehaltes in der Atmosphäre (logarithmisch).

Grafik: Mathias Harzhauser, Naturhistorisches Museum Wien

Die Erde entstand aus einer gigantischen kosmischen Gas- und Staubwolke, die sich zu einem zentralen Proto-Stern zusammenballte. Darus entzündete sich vor rund 4.560 Millionen Jahren die Sonne und bald danach ihre Planeten. 40–50 Millionen Jahre später schlug auf der frühen Erde ein etwa Mars-großer Körper ein, dessen Reste zusammen mit Auswurfmaterial der Erde zum Mond verklumpten. Schon vor über 4 Milliarden Jahren bildeten sich die Ur-Atmosphäre, Ozeane und die ersten Gesteine. Umstritten ist, wann das Leben auf der Erde entstanden ist. Neuerdings glaubt man Anzeichen dafür in 3,7 Milliarden Jahre alten Gesteinen in Grönland gefunden zu haben. Allerdings wird nach der RNA-Welt-Hypothese ein wesentlich früherer Beginn des Lebens angenommen, nämlich bereits vor rund 4,35 Mrd. Jahren (R. F. Service, 2019). Lebensspuren von Mikroben sind hingegen in 3,5 Milliarden Jahre alten Ablagerungen in Australien nachgewiesen. Die ersten Lebewesen waren Bakterien, die über mehrere Milliarden Jahre die einzigen waren. Vor mindestens 2,7 Milliarden Jahren begannen sie, Photosynthese zu betreiben und Sauerstoff zu produzieren, der sich zuerst in den Ozeanen und dann allmählich in der Atmosphäre anreicherte. Aussagen zur Lage der Kontinente, d. h. zur Paläogeographie der Erdoberfläche, sind erst ab gut zwei Milliarden Jahren vor heute möglich (Abb. 13).

Mit dem Beginn des Erdaltertums (Paläozoikum) vor ca. 540 Millionen Jahren entwickelte sich aus heute noch nicht ganz geklärten Gründen die Tierwelt explosionsartig. Und „nur“ 50 Millionen Jahre später bildeten sich die ersten Gesteine und Fossilien in den Karnischen Alpen. Bis ca. 400 Millionen Jahre vor heute spielte sich Leben vorwiegend im Meer ab. Dessen ungeachtet wurde das Festland ab dem ausgehenden Ordovizium allmählich von Pflanzen erobert.

Wie oben erwähnt, kam es im Laufe der Erdgeschichte immer wieder zu Massensterben. Das größte ereignete sich vor rund 250 Millionen Jahren. 95 % aller Meeresbewohner starben aus. Mit diesem Kahlschlag endete das Erdaltertum und das Erdmittelalter (Mesozoikum) begann, das zum Zeitalter der Reptilien und Ammoniten wurde. Viele Jahre suchten Geologen nach den Gründen für diese Katastrophe (so auch 1986 am Gipfel der Kammlaiten am Naßfeld). Heute wird dafür ein rie-

siger Vulkanausbruch in Sibirien hauptverantwortlich gemacht. An der Trias/Jura-Grenze vor 200 Millionen Jahren und am Ende des Erdmittelalters vor 65 Millionen Jahren kam es zu weiteren Massensterben, Letzteres führte u. a. zum Aussterben der Ammoniten. Dafür war der Einschlag eines rund 10 km großen Asteroiden auf der Halbinsel Yukatan in Mexiko verantwortlich. Anschließend begann die Erdneuzeit (Känozoikum), das Zeitalter der Säugetiere. In dieser Zeit hoben sich die heutigen Alpen empor. Eine allgemein zunehmende Abkühlung der Erde, beginnend vor ca. 15 Millionen Jahren, und später starke kurzfristige Klimaschwankungen der Eiszeiten begünstigten ab 3 Mill. Jahren die Entstehung und Ausbreitung des Menschen, der vor 150.000 bis 200.000 Jahren von Afrika aus schließlich als der moderne Mensch *Homo sapiens* die Weltbühne betrat.

Geologen haben in letzter Zeit vorgeschlagen, ein neues vom Menschen beeinflusstes Zeitalter, das Anthropozän, einzuführen. Die Geburtsstunde soll um die Mitte des 20. Jahrhunderts gewesen sein, ein genaues Datum wird derzeit von einer Arbeitsgruppe diskutiert. Die allgemeine Akzeptanz dieser „Zeit des Menschen“ bleibt jedoch abzuwarten.

Die Vorgeschichte der Alpen – Spekulation oder Wahrheit?

Je weiter die erdwissenschaftliche Forschung nach Spuren in der Vergangenheit der Erde sucht, desto spärlicher sind Informationen über frühere Ereignisse. Dazu kommt, dass sich der ältere Gesteinsbestand infolge plattentektonischer Ereignisse wie intensiver Deformation, Umlagerung und Metamorphose mehr oder weniger stark verändert hat. Es ist die Aufgabe der historischen Geologie, nach Erklärungen für geologische Vorgänge in früheren Epochen der Erdgeschichte zu suchen und diese zu rekonstruieren.

Vor etwa 500 Millionen Jahren gab es zwar noch keine Alpen im heutigen Sinn, aber es gab Ablagerungsräume von sedimentären und vulkanischen Gesteinen, welche wir heute in den Ost- und den Westalpen finden.

Wir sprechen über die Zeit des frühen Erdaltertums, des Kambriums (vor ca. 540 Millionen Jahren). Einige Millionen Jahre zuvor hatten sich in den Ozeanen die ersten schalen- und skeletttragenden Tiere entwickelt, neue Tierstämme waren

auf der Erde erschienen. Doch so weit war es in unseren Räumen noch nicht. Zwar führen manche Gesteine, welche in den Alpen aus dieser Zeit gefunden wurden, schon Acritarchen [winzige kugelige bis sternförmige, vermutlich zu den Algen gehörende, Mikrofossilien mit Größen von 10 bis 50 µm (Mikrometer)]. Sie lassen ein kambrisches Alter bestimmter Gesteinsablagerungen vermuten, doch fehlt bisher jeder Beweis für ein makroskopisches Leben im Meer zu dieser Zeit.

In den letzten Jahren kamen weitere Funde in den heutigen Ost- und Südalpen hinzu, die eine kontinuierliche Sedimentation im ausgehenden Präkambrium und Kambrium, als „Ur-Österreich“ am Nordrand von Gondwana lag, wahrscheinlich machen. Gondwana war ein Teil der damaligen Süderde, weit südlich des heutigen Äquators. Erst vor rund 480 Millionen Jahren (dem Zeitalter des Ordoviziums) begann durch plattentektonische Vorgänge eine lange Reise (= Plattendrift) nach Norden, in die heutige Position.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:1 500 000 (OHNE QUARTÄR)

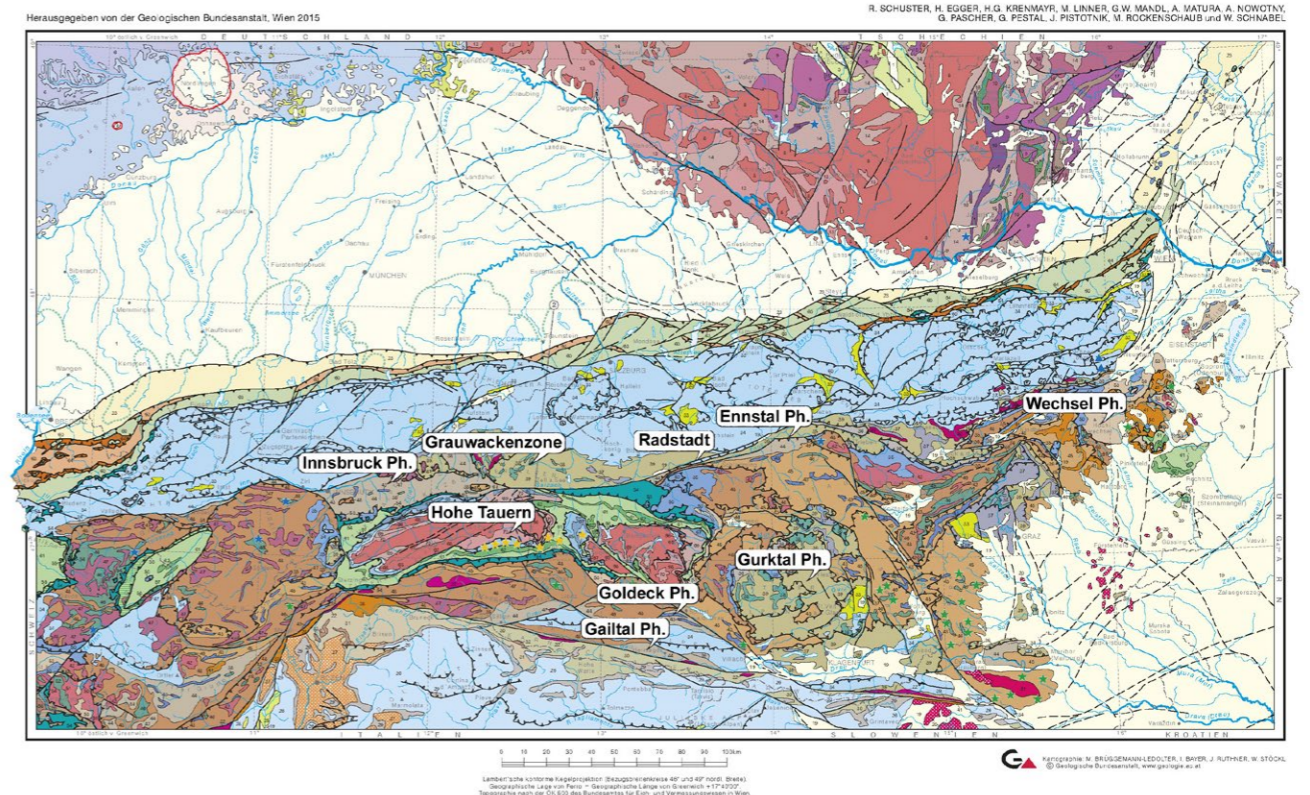


Abb. 14 (rechts). Einige Phyllitgebiete und Kristallinareale in den Ostalpen. Woher kommen die Ausgangsgesteine?
© Geologische Bundesanstalt

In einem neuen Ansatz sind Geologen, die in Bereichen von solchen Gesteinen aus diesen Zeiten arbeiten, mit drei entscheidenden Fragen konfrontiert:

1. Woher kommen / wo wurden diese klastischen Sedimentgesteine abgelagert, die viele Bereiche der heutigen Ost- und Südalpen aufbauen? Beispiele sind die Phyllite im Gurk-, Enns- und Gailtal, das Gebiet südlich von Innsbruck und bei Landeck, die Kreuzeck- und Goldeckgruppe, Radstadt, Katschberg, Wechsel, Habachtal, Thurmtal und die Grauwackenzone (Abb. 14). Wir kennen nicht ihre wahren Mächtigkeiten, doch ist hier mit Größenordnungen von 1000 Meter und mehr zu rechnen.
2. Wie alt sind diese Gesteine?
3. Was verraten uns plutonische und vulkanische Gesteine in diesen Gebieten?

Bei den Antworten auf diese Fragen folgen wir den Vorstellungen von H. P. Schönlaub & C. Iglseider (2019) über die Entwicklungsgeschichte der Alpen am Beginn des Paläozoikums. Fest steht, dass die oben erwähnten klastischen Sedimente von einem komplex aufgebauten kontinentalen Festland stammen und von hier in ein mehr oder weniger flaches Meer geschüttet wurden. Teilweise könnte es sich um weit vom Herkunftsort entfernte distale Trübeströme (Turbidite) gehandelt haben. Meist handelt es sich um Subgrauwacken bis Grauwacken und feinklastische tonig-siltige Meeressedimente

mit reliktsch erhaltenen Sedimentstrukturen. Gröber klastisches Material in Form von Grobsanden, Konglomeraten und Brekzien, die als proximale (relativ nahe am Herkunftsort liegende) Turbidite gedeutet werden, kommen verbreitet in der Kitzbüheler und Salzburger Grauwackenzone vor.

Die Ozeane, die mit diesem Material gefüllt wurden, entstanden nach der sogenannten Cadomischen Orogenese, das ist eine Gebirgsbildung, die während des Neoproterozoikums (vor etwa 650–530 Millionen Jahren) am Nordrand von Gondwana zur Bildung eines Orogens (= Gebirges) führte. Betroffen davon waren das westliche Spanien und Portugal, die Normandie und Bretagne (Cadmia), das französische Zentralmassiv, Schwarzwald, Vogesen, Teile der Böhmisches Masse und der Vorläufer der Alpen (Proto-Alpen) sowie die Türkisch-Hellenisch-Moesische Platte im Osten. In diesem cadomisch geprägten Bereich am Nordrand von Gondwana kam es im Altpaläozoikum zur Bildung ausgedehnter Sedimentbecken und eines sogenannten vulkanischen Inselbogens [H. Heinisch (1986), P. Ziegler (1984), U. Linnemann et al. (2008), J. von Raumer et al. (2013), Z. Garfunkel (2015), F. Neubauer & W. Frisch (1988), F. Neubauer & F. P. Sassi (1993), H. Heinisch & C. Panwitz (2015)].

Später, zu Beginn des Ordoviziums (vor rund 480 Mill. Jahren) lösten sich davon im Zuge der Öffnung des sogenannten Rheischen Ozeans die Mikrokontinente Avalonia und Armorica, die später an die Nordkontinente Baltica und Laurentia (Nordamerika und Grönland) angeschweißt wurden.

al., 1989, R. Kalvacheva et al., 1986, M. Vecoli et al., 2008, E. Reitz & R. Höll, 1992, H. Priewalder & R. Schumacher, 1976).

Diese Funde waren zwar aufsehenerregend, doch wird die Alterseinstufung (im ausgehenden Präkambrium und im frühen Erdaltertum vor ca. 540–480 Millionen Jahren) nicht von allen Fachleuten geteilt, da die Erhaltung der vermeintlichen Fossilreste äußerst schlecht ist (siehe Abb. 16–19).

Paläozoische Mikrofossilien in den Ostalpen – Artefakte oder Reste von Organismen?

Im Bereich der heutigen Alpen lassen sich an mehreren Fundpunkten Acritarchen nachweisen, das sind winzige kugelige bis sternförmige, vermutlich zu den Algen gehörende, Mikrofossilien mit Größen von 10 bis 50 µm (Abb. 15–19). Erwähnenswert sind hier Funde in der Tiroler Grauwackenzone in der Umgebung von Kitzbühel, in den Tuxer Alpen östlich von Innsbruck, in der Umgebung von Agordo in Norditalien sowie in Gesteinen südlich des Ennstals (E. Reitz & R. Höll, 1988, E. Reitz et

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:1 500 000 (OHNE QUARTÄR)

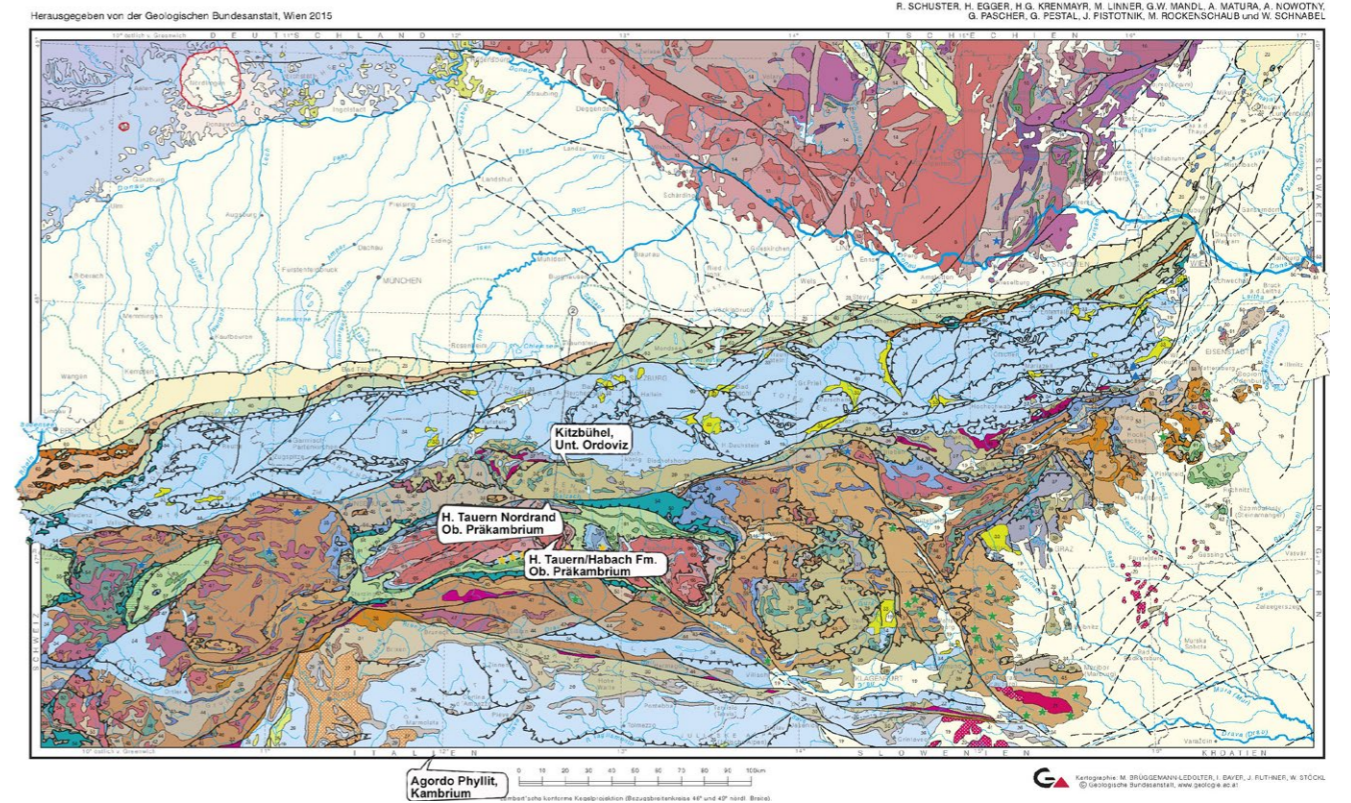


Abb. 15. Funde von Mikrofossilien (Acritarchen) in den Ostalpen. © Geologische Bundesanstalt

Radiometrische Altersdaten – „Rock Around the Clock“

Zweifelsfreie Fossilbelege für Gesteine des Kambriums in den Alpen, der ersten Epoche des Erdaltertums, gibt es also nicht. Hinweise auf das Alter mithilfe radiometrischer Methoden weisen allerdings darauf hin, dass es einen jungproterozoischen bis mittelkambrischen Magmatismus mit basischem bis intermediären Chemismus gegeben hat (vgl. H. P. Schönlaub & C. Iglseider, 2019). Nach den vorliegenden radiometrischen Altersdaten finden wir diese präkambrischen und kambrischen Gesteine im Bereich der heutigen Silvretta-Gruppe, den Ötztaler Alpen, den Deferegger Alpen, den Seckauer Tauern sowie Vorkommen im Bereich von Wismath (Bgl.), des Kaintaleggs (Stmk.) und des Ultentales in Südtirol. Diese Gesteine werden anhand ihrer geochemischen Signatur als Ausdruck eines aktiven und subduktionsbezogenen Plattenrandes interpretiert. Damit

stand ein riesiges Reservoir von siliziklastischem Material für die ostalpinen Phyllitgebiete zur Verfügung [A. von Quad (1992), A. von Quad et al. (1997), B. Müller et al. (1995, 1996), R. Bernhard et al. (1996), G. Hoinkes et al. (1997), U. Schaltegger et al. (1997), Eichhorn et al. (2001), F. Neubauer (2002), G. Stampfli et al. (2002), B. Schulz et al. (2004), B. Schulz (2008), T. Heinrichs et al. (2012), F. Neubauer & F. P. Sassi (1993), R. Handler et al. (1997), F. Neubauer et al. (2001, 2007), T. Heinrichs et al. (2012), C. Panwitz (2006), H. Heinisch & C. Panwitz (2015), R. Höll (1970), U. Giese (1988), J. Loeschke & H. Heinisch (1993), S. Siegesmund et al. (2018)].

Für den Fall, dass es sich bei den oben erwähnten Fossilien tatsächlich um Zeugnisse aus dem Zeitbereich Kambrium bis Ordovizium handelt,

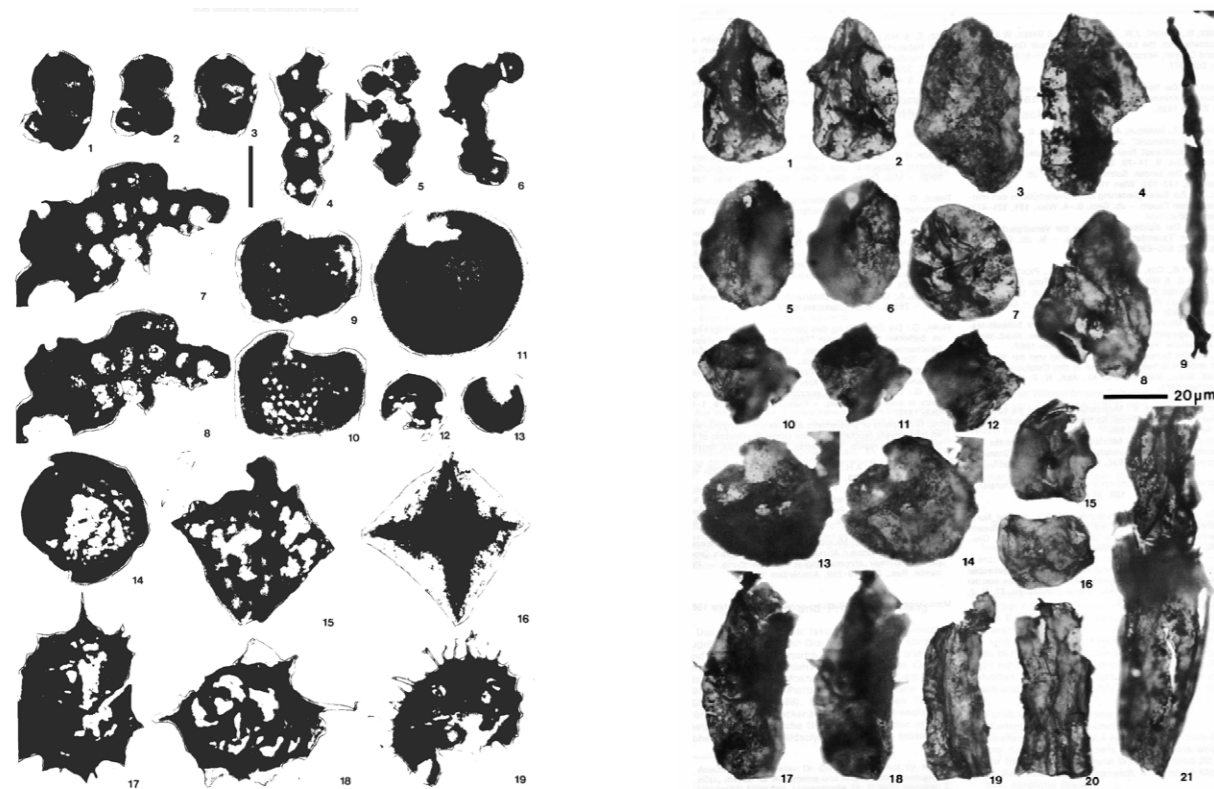


Abb. 16 (links). Angebliche Mikrofossilien aus dem jüngsten Präkambrium aus der Habach-Formation in den Hohen Tauern, Salzburg.

Nach E. Reitz & R. Höll, 1988

Abb. 17 (rechts). Angebliche Mikrofossilien aus dem jüngsten Präkambrium vom Nordrand der Hohen Tauern (Salzburg). Aus E. Reitz et al., 1989

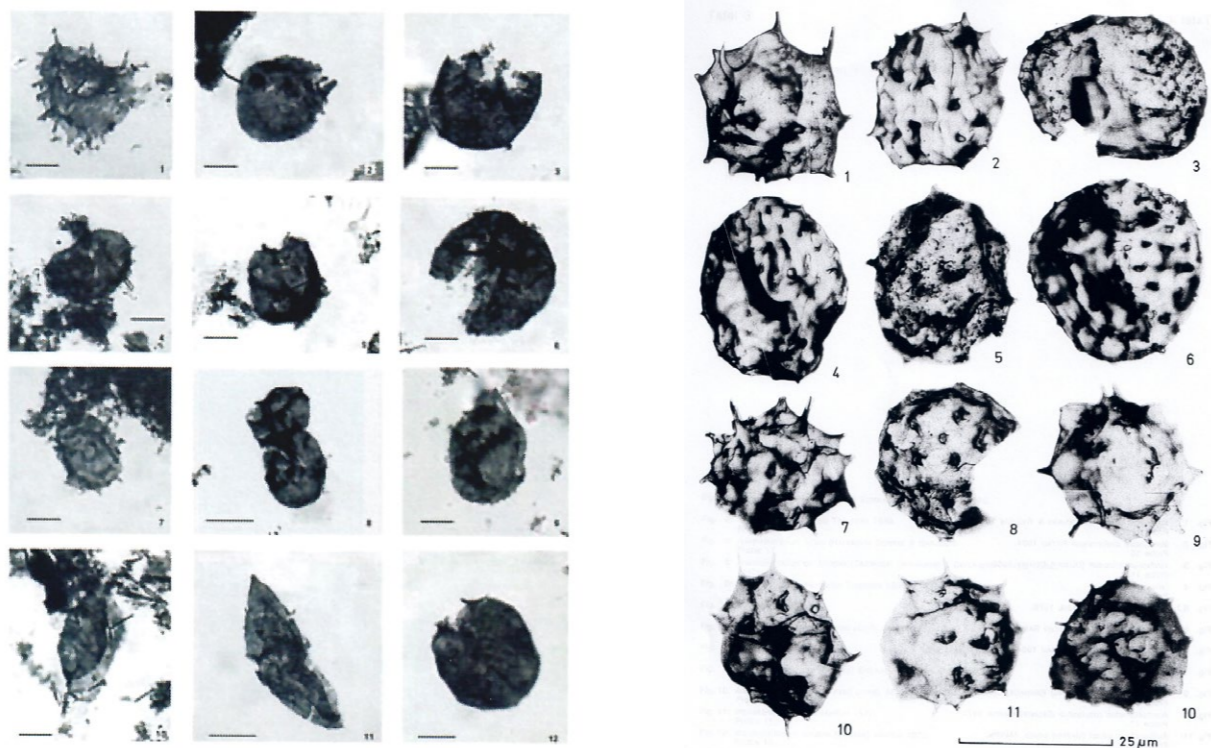


Abb. 18 (links). Angebliche Mikrofossilien aus dem Kambrium von Agordo (Norditalien). Aus M. Vecoli et al., 2008

Abb. 19 (rechts). Angebliche Mikrofossilien aus dem ältesten Ordovizium in der Umgebung von Kitzbühel. Aus E. Reitz & R. Höll, 1989

könnten auch Teile der in den Ostalpen verbreiteten Phyllitäreale in dieser Zeit gebildet worden sein. Fest steht lediglich, dass es im Bereich des Magdalensbergs nördlich von Klagenfurt (V. Havlicek et al., 1987) sowie westlich der Turracher Höhe (F. Neubauer & J. Pistotnik, 1984) bestimmbare Vorkommen von Fossilien

aus dieser Zeit gibt. Dazu kommen die aus dem Gebiet der Turracher Höhe bekannten und ebenfalls durch Conodonten als Silur bis älteres Devon datierten Vorkommen von Eisendolomiten bzw. die aus der Tiroler Grauwackenzone gemeldeten Funde von Acritarchen aus dem Unter-Ordovizium (siehe oben).

Plutonismus und Vulkanismus – Boten aus der feurigen Unterwelt

Von besonderer Bedeutung für die geologische Geschichte des frühen Alpenraumes ist das Auftreten von plutonischen und vulkanischen Gesteinen, die während des Ordoviziums (von ca. 480–440 Millionen Jahren) gebildet wurden. Deren Auftreten repräsentiert ein thermisches Ereignis, das in den Phyllitgebieten, aber auch in Gebieten des sogenannten „fossilführenden Altpaläozoikums“ dokumentiert ist, ebenso aber auch in Bereichen des Ötztal-Stubai-Kristallins auftritt (H. Heinisch, 1981, S. Meli, 1988, D. Hubich & J. Loeschke, 1993, F. Söllner et al., 1991, 1997, B. Schulz et al., 2004, A. Blatt 2013a, b, H. Heinisch & C. Panwitz, 2015, G. Loth et al., 1999, P. Schauder, 2002, J. Loeschke & H. Heinisch, 1993, F. Neubauer, 2002, B. Schulz 2008, J. v. Raumer et al., 2002, J. v. Raumer et al., 2003, J. v. Raumer et al., 2013, J. von Raumer & G. M. Stampfli, 2008).

Hierbei handelt es sich um plutonische Gesteine mit meist granitischer Zusammensetzung und lokal beschriebenen Ganggesteinen basaltischer Zusammensetzung mit einem Alter zwischen 492 und 454 Millionen Jahren. Besonders erwähnens-

wert ist eine weitverbreitete vulkanische Aktivität, welche durch Ignimbrite (= Ablagerungen eines „Feuerregens“ aus heißem vulkanischem Auswurfsmaterial), aber auch durch Tuffe und Tuffite vor allem im Bereich der Steirischen und Tiroler Grauwackenzone, der Gurktaler Alpen und der westlichen Karnischen Alpen repräsentiert wird.

Aufgrund der Conodonten-stratigraphischen Altersdatierung von Karbonatvorkommen in der Grauwackenzone, in Mittelkärnten und im Gebiet der Turracher Höhe kann ein Ausklingen der vulkanischen Aktivität im Silur oder älteren Devon vermutet werden (R. Höll, 1970, H. P. Schönlaub, 1982, H. P. Schönlaub & C. Iglseder, 2019). Geochemische Analysen weisen dabei auf Intraplatten-Basalte hin, die für Inselvulkane oder Riftsysteme sprechen. Das könnte eine Krustendehnung vom jüngeren Ordovizium bis in das Silur widerspiegeln und mit der Öffnung eines neuen Ozeans, der Paläotethys, im Zusammenhang stehen (J. Loeschke & H. Heinisch, 1993, U. Giese, 1988, J. von Raumer & G. M. Stampfli, 2008, J. v. Raumer et al., 2013). Das aber sind Spekulationen, die erst verifiziert werden müssen.

Die „Zirkon-Story“ – edle Minerale in neuem Glanz

In den letzten Jahren sind mit der Altersdatierung von Edelgasen (Argon) aus Glimmermineralen und Uran-Blei-Isotopensystemen von Zirkonen wesentliche neue Impulse gesetzt worden, die Aussagen zum Liefergebiet von klastischen Sedimenten erlauben (Abb. 20, 21).

Die Altersdatierung des Minerals Zirkon ($ZrSiO_4$) macht

sich die Eigenschaft zunutze, dass dieses Mineral (1) Uranatome in seinem Kristallgitter an Stelle von Zirkonium einbaut, aber nahezu kein Blei, und (2) sehr widerstandsfähig gegenüber mechanischer Verwitterung und (3) chemisch nur gering reaktionsfähig ist. Zirkon bildet auch mehrfache zonar gebaute Kristallschichten während metamorpher gebirgsbildender Pro-

zesse, die jeweils ein Isotopenalter des Ereignisses abbilden können. Diese können durch geeignete geochronologische Messmethoden, vorrangig die Uran-Blei-Datierung, bestimmt werden. Mikroskopisch kleine Zirkone, die auf 4.404 Mrd. Jahre datiert wurden, sind die bisher ältesten auf der Erde gefundenen Minerale aus dem Hadaikum, also sehr lange „überlebensfähig“ (Abb. 20).

Die bisherige Verteilung der Zirkonalter in den heutigen Ostalpen südlich des Tauernfensters werden von Altersdaten zwischen 950 und 550 Millionen Jahren – bei einer Konzentration im Bereich von rund 700 bis 600 Millionen Jahren – dominiert. Wahrscheinlich stammen die untersuchten Gesteine zumeist vom sogenannten Avalonisch-Cadomischen Gürtel am ehemaligen Nordwestrand von Westgondwana und/oder dem Panafrikanischen Orogen am Arabisch-Nubischen Schild von Ostgondwana. Eine weitere auffällige Häufung von Altersdaten zwischen 1.050 und 950 Millionen Jahren wird als (vager) Hinweis auf ein Ost-Gondwana-Liefergebiet gedeutet. Eine Herkunft von Baltica wird hingegen ausgeschlossen (U. Linnemann et al., 2004, J. R. Martínez Catalán et al., 2004, S. C. Samson et al., 2005, C. Panwitz, 2006, H. Heinisch & C. Panwitz, 2015, T. Heinrichs et al., 2012, J. von Raumer et al., 2013, A. Gärtner et al., 2017, A. Abubaker et al., 2017, S. Siegesmund et al., 2018).

Jüngste umfangreiche Zirkondatierungen im metamorphen Grundgebirge südlich der Hohen Tauern durch S. Siegesmund et al. (2018) präzisieren und erweitern die oben erwähnten Angaben über die Herkunft und das Alter von detritischen Zirkonen in ost- und südalpinen Kristallingebieten. Danach spiegeln unreife Metasedimente, d. h. weniger stark „verwitterte“ in den Deferegger Alpen mit Altern zwischen 950 und 550 Millionen Jahren, relativ kurze Transportweiten wider. Als Liefergebiet bieten sich magmatische Gesteine des Panafrikanischen Gebirges an. Zirkone aus reifen Metasedimenten in den im Vergleich zu den hochmetamorphen Gesteinskomplexen der Deferegger Alpen jüngeren Gesteinen des Gailtalkristallins, den Thurntaler Phylliten und in der Val-Visdende Formation der Karnischen Alpen wurden hingegen zwischen rund 2800 und 900 Millionen Jahren gebildet. Diese Populationen repräsentieren rund die Hälfte aller Zirkone in den schwächer metamorphen Gesteinsgruppen und stammen vermutlich von einem weiter entfernten Vor-Panafrikanischen Liefergebiet oder aus dem inzwischen durch Erosion

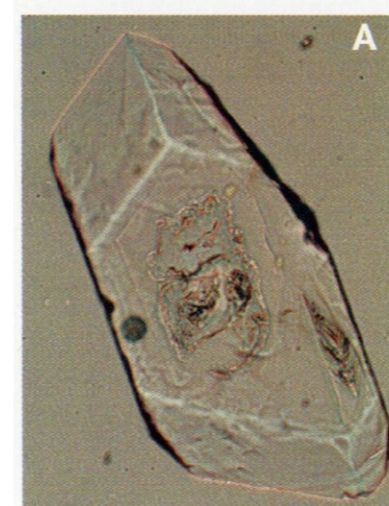


Abb. 20. Dieser Zirkonkristall aus dem rd. 3 Mrd. Jahren alten Jack-Hills-Konglomerat in Westaustralien ist das älteste Mineral auf der Erde: 4.374 + 6 Mio. Jahre – nur rund 100 Mio. Jahre jünger als das Erde-Mond-System! Wahrscheinlich ist dieser Kristall ein Rest einer älteren kontinentalen Kruste. Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse in Zirkonen lassen bereits zu dieser Zeit die Anwesenheit von Wasser vermuten. Nach S. Bowring (2014). © John W. Valley/University of Wisconsin-Madison

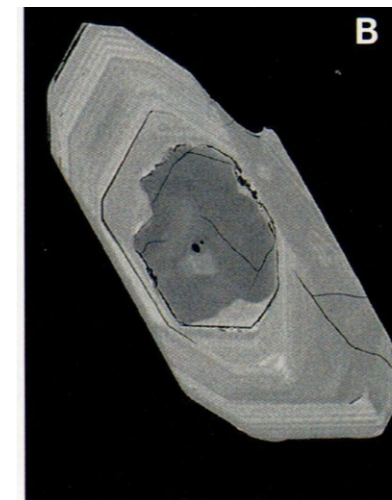
freigelegten alten Sockel des Panafrikanischen Gebirges. Am ehesten kommt dafür der Sahara-Kraton in Frage (Abb. 22).

In der Grauwackenzone Tirols und Salzburgs, aber auch in den Karnischen Alpen weisen Argon/Argon-Altersdaten von detritischen (umgelagerten) Glimmern in Sandsteinen auf ein (Abkühlungs-) Alter metamorpher Gesteine zwischen ca. 800 und 600 Millionen Jahren im Neoproterozoikum hin (R. D. Dallmeyer & F. Neubauer, 1994, R. Handler et al., 1997, D. Mader & F. Neubauer, 2004, F. Neubauer et al., 2001, 2007). Untergeordnet enthalten sie auch Anteile meso-proterozoischer (1500–1000 Ma), kambrischer (541–485 Ma) und ordovizischer (485–443 Ma) Hellglimmer. Diese Altersmuster lassen in erster Linie den Nordrand von Gondwana als Liefergebiet für die Siliziklastika in der Grauwackenzone vermuten (Abb. 22).

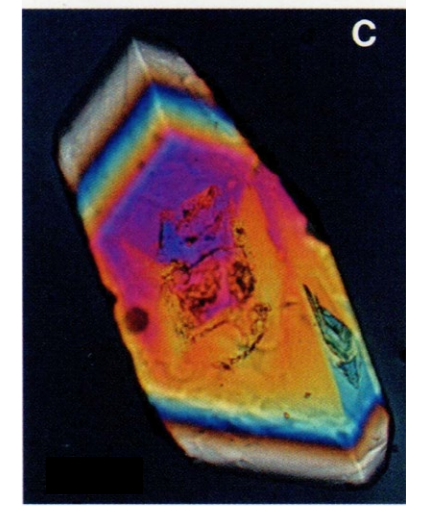
Diese Ereignisse werden mit den erwähnten fortschreitenden Dehnungsprozessen, verbunden mit Plutonismus und Vulkanismus erklärt. Dieser Entwicklung folgten die Ablagerung mächtiger klastischer Sedimente und das lokale Einsetzen von Karbonat-sedimentation bis hin zu Riffgesteinen im Flachmeer.



Zirkon im Durchlicht



Elektronenmikroskop-Bild mit überwachsenem Kern



Aufnahme mit gekreuzten Polarisationsfiltern

Abb. 21 a, b, c. Zirkonkristall (Länge ca. 0,15 mm) mit ca. 2,5 Mrd. Jahre altem Kern aus dem Bittescher Gneis, Mallersbach, NÖ. © Geologische Bundesanstalt/F. Finger, Salzburg



Abb. 22. Paläogeographie von Gondwana vor 570 Millionen Jahren nach Linnemann et al., 2004 (verändert). Die Lage der Proto-Alpen ist strichliert umrandet. Sie sind ein Teil des Hun-Superterrane (J. Raumer et al., 1998) am Nordrand von Gondwana. Das Hun-Superterrane bestand aus unterschiedlich großen kontinentalen Krustenblöcken (Avalonia, Iberia, Cadomia, Teile der Alpen, Türkisch-Moesische Platte u. a.), die sich im späten Silur von Gondwana lösten und im Oberkarbon mit Laurussia verschweißt wurden.

Nach U. Linnemann et al., 2004 (modifiziert)

Paläogeographie – Geographie im Präkambrium und Erdaltertum

Die Verteilung von Land und Wasser auf der Erdoberfläche wird durch plattentektonische Prozesse ständig verändert. Sie bestimmen die Paläogeographie vergangener Epochen in der Geschichte der Erde, die umso schemenhafter ist, je weiter wir in der Erdgeschichte zurückblicken. Die nach dem kanadischen Geophysiker John Tuzo Wilson benannte Hypothese, bekannt als „Wilson-Zyklus“, geht von einer Zyklizität des Entstehens und Vergehens von Ozeanen aus. Sie beschreibt die 300–500 Millionen Jahre dauernde Entwicklungsgeschichte eines Ozeanbeckens bzw. eines Groß- oder Superkontinents von dessen

Geburt bis zu dessen Tod. Demnach entsteht ein Ozean aus einer kontinentalen Riftzone wie dem Ostafrikanischen Grabenbruch und öffnet sich unter erster Produktion von ozeanischer Kruste, wie z. B. dem Roten Meer, zu einem Ozean. Gesäumt wird dieser von passiven und/oder aktiven Kontinentalrändern mit randlichen Subduktionszonen (z. B. Atlantik bzw. Pazifik) und verschwindet schließlich durch Kollision seiner Ränder mit der Vereinigung aller Kontinente in einem Superkontinent. In der Folge kommen Subduktion (Verschluckung) und „sea floor-spreading“ (Ozeanbodenspreizung) zum Erliegen.

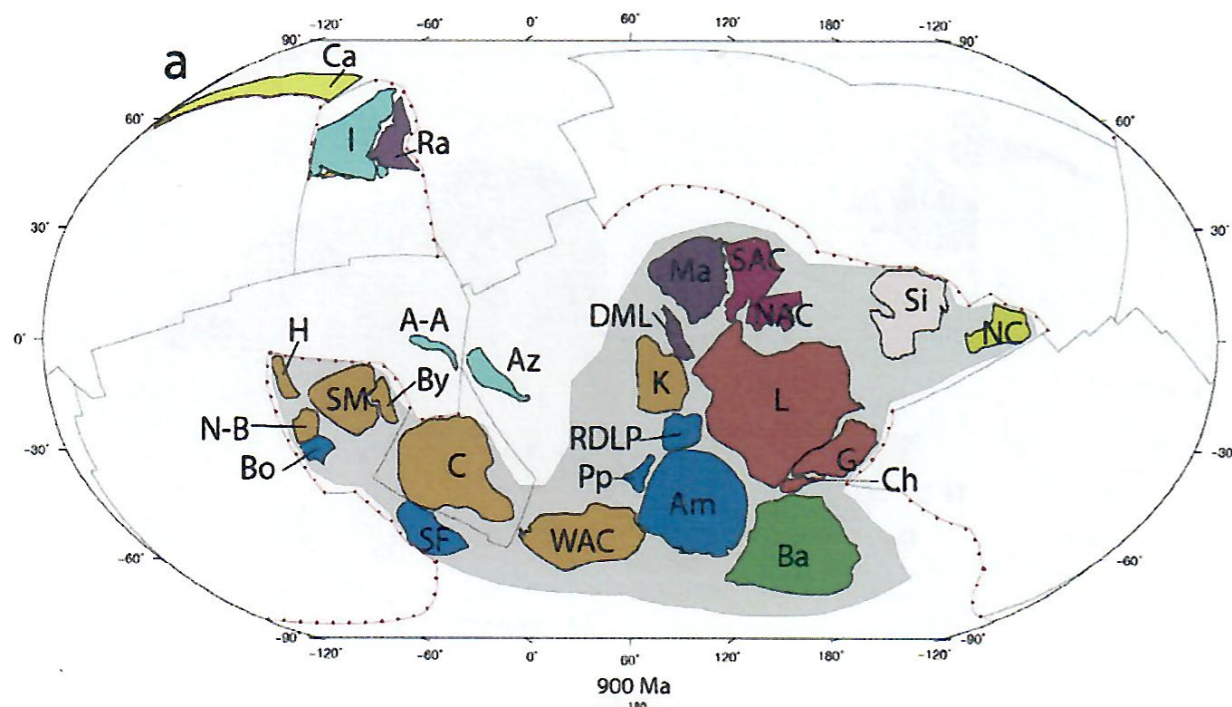


Abb. 23. Rekonstruktion des Superkontinents Rodinia (grau schattiert) vor ca. 900 Mio. Jahren. Vor rund 800 Millionen Jahren zerfiel dieser Großkontinent in Einzelplatten. © A. S. Meredith et al., 2017

Abkürzungen: A-A, Afif-Abas Terrane; Am, Amazonia; Az, Azania; Ba, Baltica; Bo, Borborema; By, Bayuda; Ca, Cathaysia (Südchina); C, Congo; Ch, Chortis; G, Grönland; H, Hoggar; I, India; K, Kalahari; L, Laurentia; Ma, Mawson; NAC, Nordaustralien; N-B, Nigeria-Benin; NC, Nordchina; Pb, Paranapanema; Ra, Rayner (Antarctica); RDLP, Rio de la Plata; SAC, Südaustralien; SF, Sao Francisco; Si, Sibiria; SM, Sahara Metacraton; WAC, Westafrika. Farben: Nordamerika (rotbraun), Südamerika (blau), Baltica (grün), Sibirien (grau), Indien und Mittlerer Osten (hellblau), China (gelb), Afrika (braun), Australien (purpurrot), Antarctica (purpur)

Der Beginn plattentektonischer Prozesse auf der Erde wird neuerdings mit rund 4 Milliarden Jahren vor heute angenommen (vgl. S. 15 oben). Paläogeographische Rekonstruktionen von Superkontinenten reichen derzeit bis ca. 2,5 Milliarden Jahre zurück.

Durch die Plattendrift und das stetige Wandern der Kontinente gab es in der Erdgeschichte immer wieder Perioden, in denen Einzelkontinente unter Bildung von Gebirgen kollidierten und miteinander

verschweißt wurden, und Perioden, in denen Großkontinente wieder auseinanderbrachen. Vermutlich existierten bereits am Ende des Archaikums vor rund 2.500 Millionen Jahren ein oder zwei Großkontinente („Kenorland“ bzw. „Nuna“), die in der Folge wieder in kleinere Platten zerbrachen. Ein Kontinent, der alle damaligen größeren Kontinentmassen vereinigte, bildete sich vor rund 1.000 Millionen Jahren. Dieser „Rodinia“ genannte Superkontinent zerfiel wieder um 800 Millionen Jahre vor heute (Abb. 23).

Der Übergang vom Präkambrium zum Kambrium

Am Ende des Präkambriums bildete sich der bekannte Gondwana-Superkontinent, der die heutigen Kontinente der Südhalbkugel der Erde einschließlich von Indien und Teilen Europas vereinigte. Im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung vor rund 300 Millionen Jahren wurden alle größeren Kontinentmassen im Superkontinent Pangäa vereinigt, der im Laufe der Erdzeitalter Jura und Kreide wieder zerfiel.

Bis es aber so weit war, war für die Vorläufer der Alpen noch eine lange Zeitreise um den halben Globus zurückzulegen. Wir begleiten dieses Geschehen über rund 600 Millionen Jahre Erdgeschichte. Für die Alpen sind der Trend und die Richtung dieser Reise vorgezeichnet: Es geht von hohen Breiten auf der Süderde, etwa der heutigen Position von Südafrika, in Richtung auf den Äquator und anschließend auf die Nordeinde. Tatsächlich ist diese lange Reise durch unterschiedliche Klimazonen und wechselnden Gesteinsbestand in den alpinen Gesteinen dokumentiert. Dieses generelle Bild ist über Jahrzehnte gewachsen und heute gut abgesichert.

Vor rund 600 Millionen Jahren zeichnet sich die Lage der kontinentalen Landmassen schon deutlich ab. Vom Riesenkontinent Gondwana spalten sich in der Nähe des Südpols Sibirien und Nordamerika ab. Auch die Position der späteren Alpen lässt sich annähernd bestimmen. Ihre Heimat liegt in sehr hohen Breiten am Nordrand von Gondwana.

Die Verteilung von Kontinenten und Ozeanen auf der Erde vor ca. 540 Millionen Jahren basiert zur-

zeit auf zwei nicht allzu divergierenden Vorstellungen. Diese stützen sich auf Erkenntnisse aus dem Bereich paläomagnetischer Messungen, klimasensitiver Gesteinskriterien und Faunenbeziehungen. Bei Letzteren wird angenommen, dass bestimmte Organismen gehäuft nur in Gebieten ähnlicher geographischer Breiten und Klimate vorkommen. Ebenso erlauben bestimmte Gesteinsablagerungen Rückschlüsse auf niedere, gemäßigte oder hohe Breiten mit warmem, gemäßigttem oder kühlem Klima. Die Paläomagnetik versucht hingegen die Geographie früher Erdperioden anhand von Eisenmineralien und ihrer Ausrichtung nach dem Erdmagnetfeld zu rekonstruieren.

Für die Vorläufer der Alpen ergibt sich daraus die erste Hypothese einer auf den Mikrokontinent Avalonia fokussierten Paläogeographie, in der für die Heimat der heute in den Alpen auffindbaren Bereiche von Ablagerungen des frühen Erdaltertums eine Position nördlich des Afrikanischen Kratons angenommen wird (Abb. 27). Demgegenüber steht die zweite Meinung für eine Position am eher östlichen Nordrand von Gondwana (Abb. 22). Diese Version wird durch neue Darstellungen von Schweizer Geologen unterstützt (G. M. Stampfli et al., 2002, 2011, J. von Raumer et al., 2003, 2012). Die oben referierten Zirkondaten weisen hingegen auf einen deutlichen Sedimenteintrag aus Westafrika (2,8–1,8 Mrd. Jahre) hin. Allerdings kommt vor 1 Mrd. Jahren auch Ostgondwana mit dem Arabisch-Nubischen Schild als Liefergebiet in Frage (Abb. 22).

Diese teils widersprüchlichen Ergebnisse machen daher für diese Anteile der heutigen Ostalpen als Teil von Peri-Gondwana eine Position zwischen West- und Ostgondwana am wahrscheinlichsten. Danach waren diese Ablagerungsräume der Proto-Alpen ein mehr oder weniger isolierter Block im Verband cadomisch geprägter Krustenstücke (Terranes) am Nordrand von West- und Ostgondwana: Avalonia und Iberia im Westen, gefolgt von Armorica (Ca-

domia), Saxo-Thuringia, Tepla-Barrandium (Pecunia) und den Proto-Alpen in der Mitte und der Türkisch-Hellenisch-Moesischen Platte im Osten (Abb. 22). Diese Vorstellung stimmt gut mit den bereits publizierten paläogeographischen Rekonstruktionen für das ausgehende Proterozoikum bzw. für das ältere Ordovizium überein. Cadomisch geprägte Massive sind im heutigen Süd- und Zentraleuropa in vielen Gebieten verbreitet (Abb. 24).

Kurzfassung der Entwicklungsgeschichte der Alpen im Erdaltertum (Paläozoikum)

Vor rund 500 Millionen Jahren lagen die ältesten Gesteine Österreichs noch auf der anderen Seite unserer Erde und waren Meeresboden. Seither haben sie eine wahre Odyssee um den halben Globus angetreten (Abb. 25). Ihre Reise begann vor über 450 Millionen Jahren in der Ordoviz-Zeit, als die späteren Alpen noch in hohen südlichen Breiten gelegen haben. Das Klima war gemäßigt bis eisigkalt und ein den Südpol bedeckender riesiger Eispanzer nicht fern.

In den folgenden Jahrtausenden des Silurs wurde es durch die einsetzende Drift in Richtung zum Äquator hin wärmer. Die Zeugnisse aus dieser Zeit sind daher auch reicher überliefert, wie zahlreiche Fossilien von Vorläufern der Tintenfische, Muscheln, Trilobiten und anderen Meeresbewohnern beweisen.

In höchst beeindruckender Weise spiegelt sich diese Millionen Jahre lange Wanderung in den vom Mittelordoviz bis in die Trias reichenden Gesteins- und Fossilfolgen in den Karnischen Alpen wider (Abb. 26). In der rechten Spalte werden die steuernden Prozesse kurz charakterisiert.

In der Devon-Zeit, das war zwischen 400 und 350 Millionen Jahren, stellten sich sogar tropische Verhältnisse ein: Tatsächlich waren einzelne Kalkberge der Karnischen Alpen, der Südkarawanken, der Grauwackenzone und der Umgebung von Graz einmal Riffe und Lagunen und sind örtlich voll von tierischen und pflanzlichen Zeugnissen aus dieser Zeit.

Im Karbon trat im Sedimentationsgeschehen der Alpen eine Zäsur ein. Infolge der Kollision zwischen dem Hun-Superterranen und Laurussia und in der Folge auch von Gondwana mit Laurussia wurden die älteren, im Meer abgelagerten Sedimentpakete zusammengeschoben, verfault, zu Decken übereinander gestapelt und zu Akkretionskeilen gestaucht. Das dabei entstandene Variszische Gebirge umfasste auch die aus einzelnen Mikroplatten bestehenden heutigen Alpen.

Am Höhepunkt der Gebirgsbildung vor rund 340 bis 320 Millionen Jahren kam es in mittleren bis tieferen Krustenstockwerken zu einer Regionalmetamorphose und ausgedehnten Granitintrusionen, von denen etwa die heutigen Zentralgneise in den Hohen Tauern zeugen.

Auch viele andere Gebiete der Ostalpen wurden damals von einer mittel- bis hochgradigen Metamorphose mit Bildung von Granat und Staurolith erfasst. Dazu zählen die Kristallinkomplexe im Westen, Süden und Osten der Hohen Tauern.

Wenige Millionen Jahre später versanken große Teile des eben entstandenen Gebirges unter dem aus Südosten vordringenden Tethys-Meer. Während sich südlich des heutigen Periadriatischen Lineaments im Oberkarbon und Perm erneut fossilreiche Kalke und Klastika absetzten, blieb das Gebiet nördlich davon bis etwa an die Perm/Trias-Grenze Festland. Hier dominierten terrestrische Ablagerungen mit dem Schutt aus den umliegenden Gebirgen, der durch mäandrierende Flüsse verfrachtet wurde. Eine ausgeprägte Dehnungstektonik war hier für die Bildung intramontaner Becken verantwortlich.

Etwa an der Wende von der Karbon- zur Perm-Zeit trat in weiten Teilen der Erde ein Klimaumschwung zu ariden, das heißt wüstenartigen Bedingungen ein. Gleichzeitig kam es in den Alpen zur Dehnung und Ausdünnung der Lithosphäre und dem Aufstieg basaltischer Schmelzen aus dem Mantel. Sie verursachten einen stark erhöhten Wärmefluss in der Kruste, der sich in einer temperaturbetonten Metamorphose und intensiver magmatischer Tätigkeit äußerte. Die davon betroffenen Gebiete sind vor allem das Koralm-Wölz-Deckensystem sowie im Süden und Südosten der Hohen Tauern das Deferegger Gebirge, der Strieden-Komplex der Kreuzek- und Goldeck-Gruppe sowie ihre östliche Fortsetzung.

The 1 : 5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas - IGME 5000

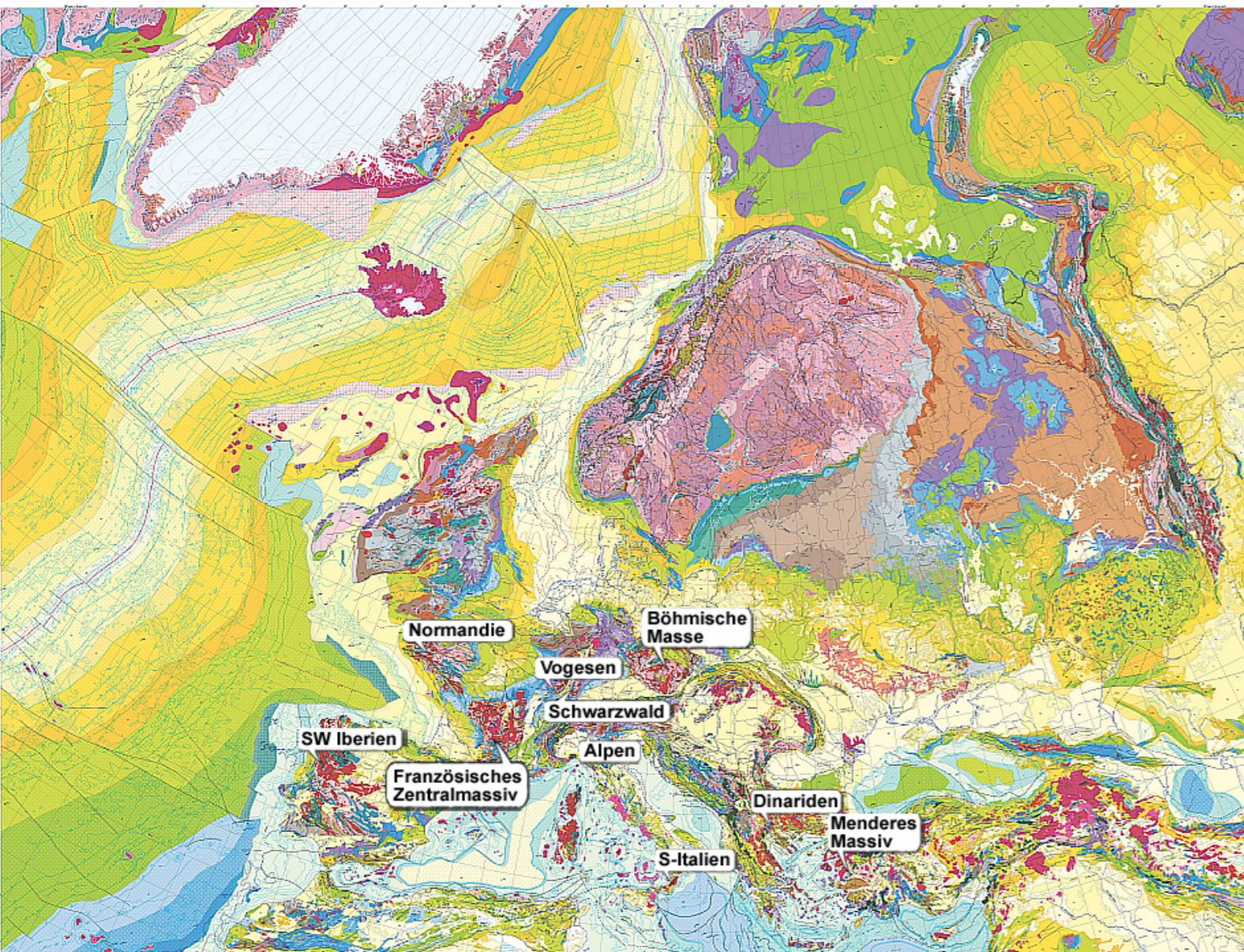
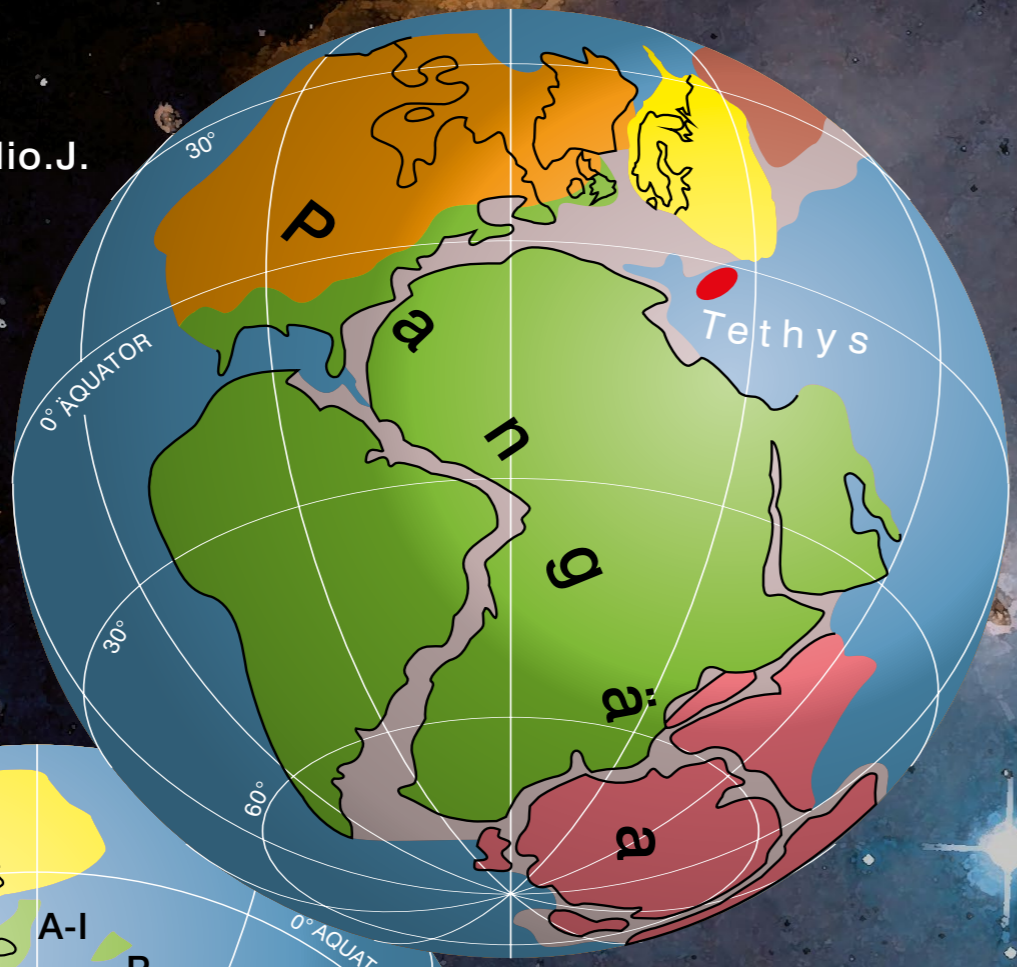


Abb. 24. Cadomisch geprägte alte Massive in Süd- und Zentraleuropa. © Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, Commission de la Carte Géologique du Monde (Karte IGME 5000, Auszug)

vor 260 Mio.J.

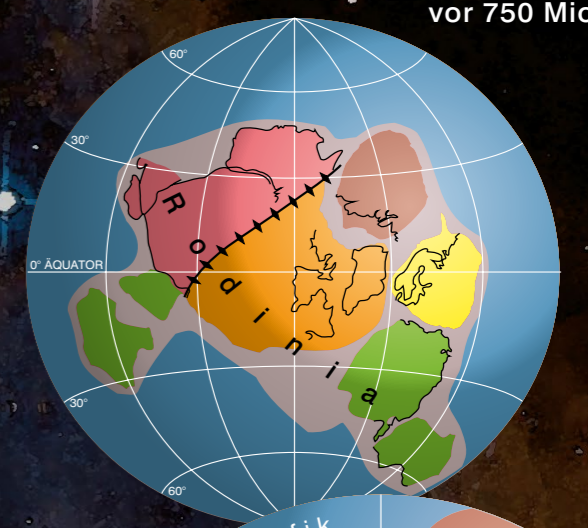


Das wechselnde Antlitz der Erde

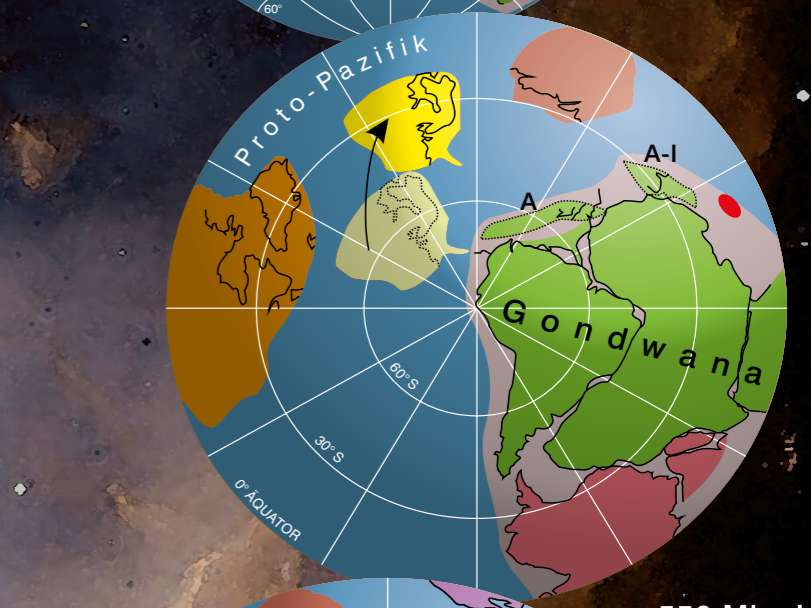
Die Vorläufer der Alpen in der geologischen Vergangenheit.

-  Nordamerika (Laurentia)
-  Südamerika, Afrika
-  Australien, Antarktis, Indien, Madagaskar
-  Nordeuropa (Baltica)
-  Sibirien
-  China
-  Großkontinente Rodinia, Gondwana, Pangäa
-  Ozeane
-  Alpen
-  Avalonia
-  Armorica-Iberia
-  Perunica

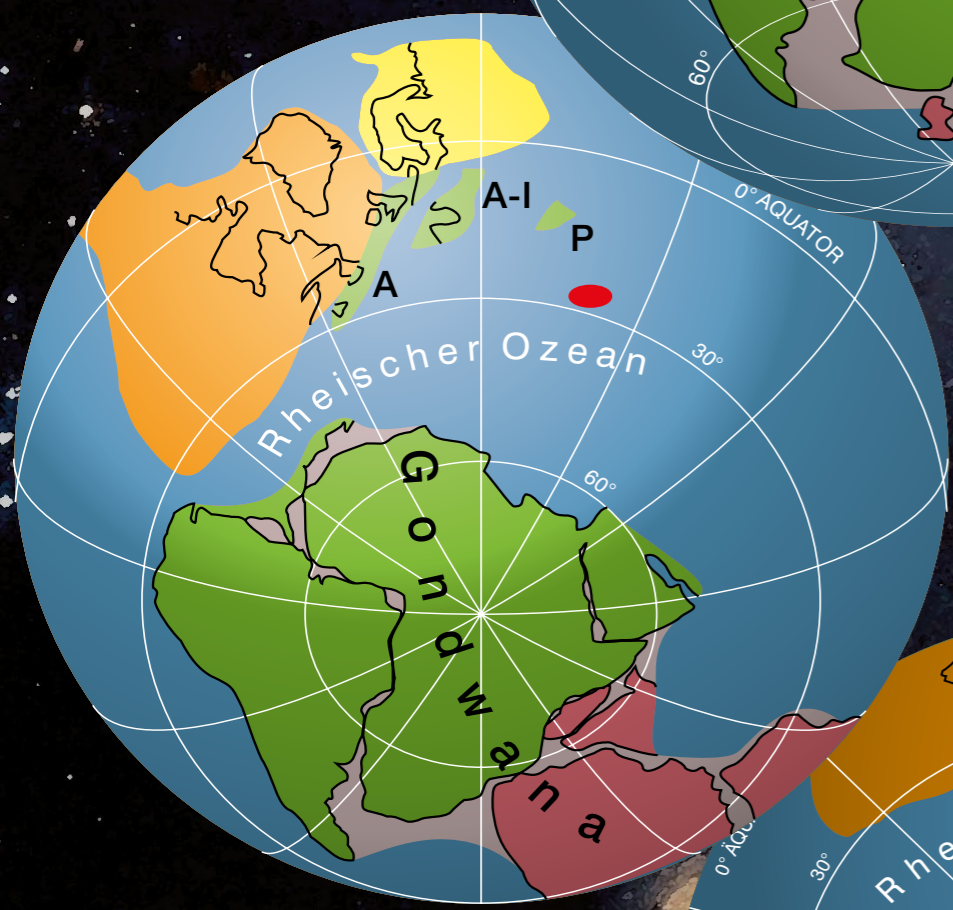
vor 750 Mio.J.



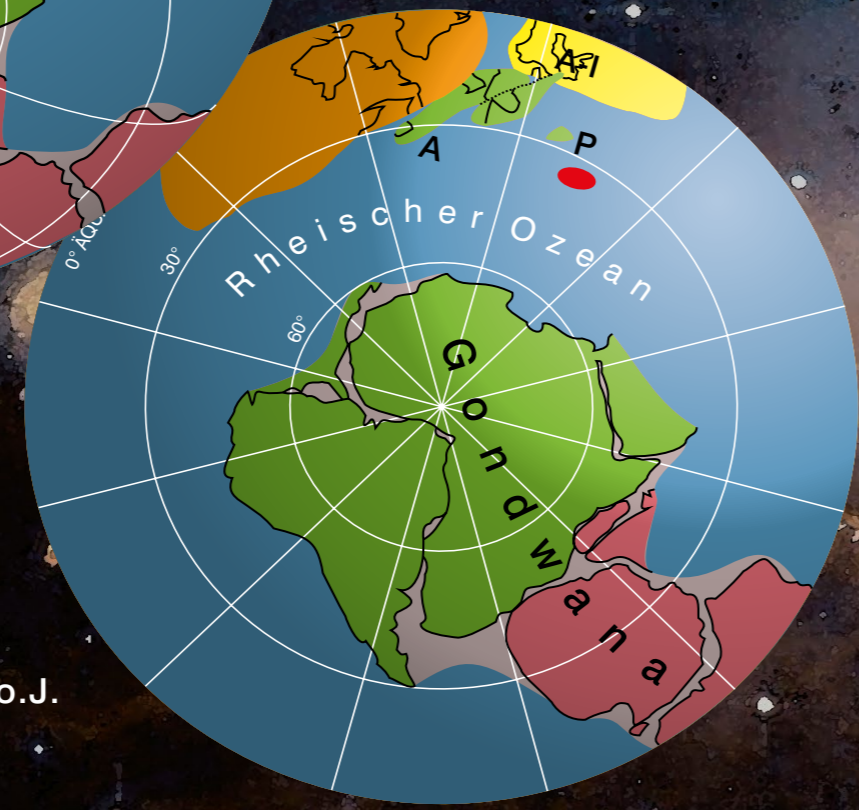
vor 550 Mio.J.



vor 360 Mio.J.



vor 430 Mio.J.



vor 460 Mio.J.



vor 490 Mio.J.

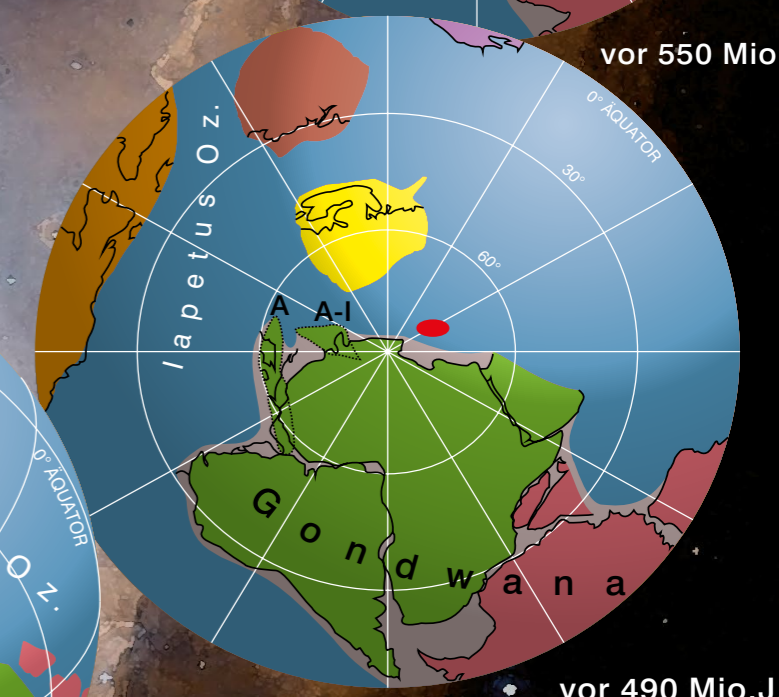


Abb. 25. Das wechselnde Antlitz der Erde im ausgehenden Proterozoikum (Präkambrium) und Paläozoikum (Erdaltertum). Aus Rocky Austria. © Geologische Bundesanstalt

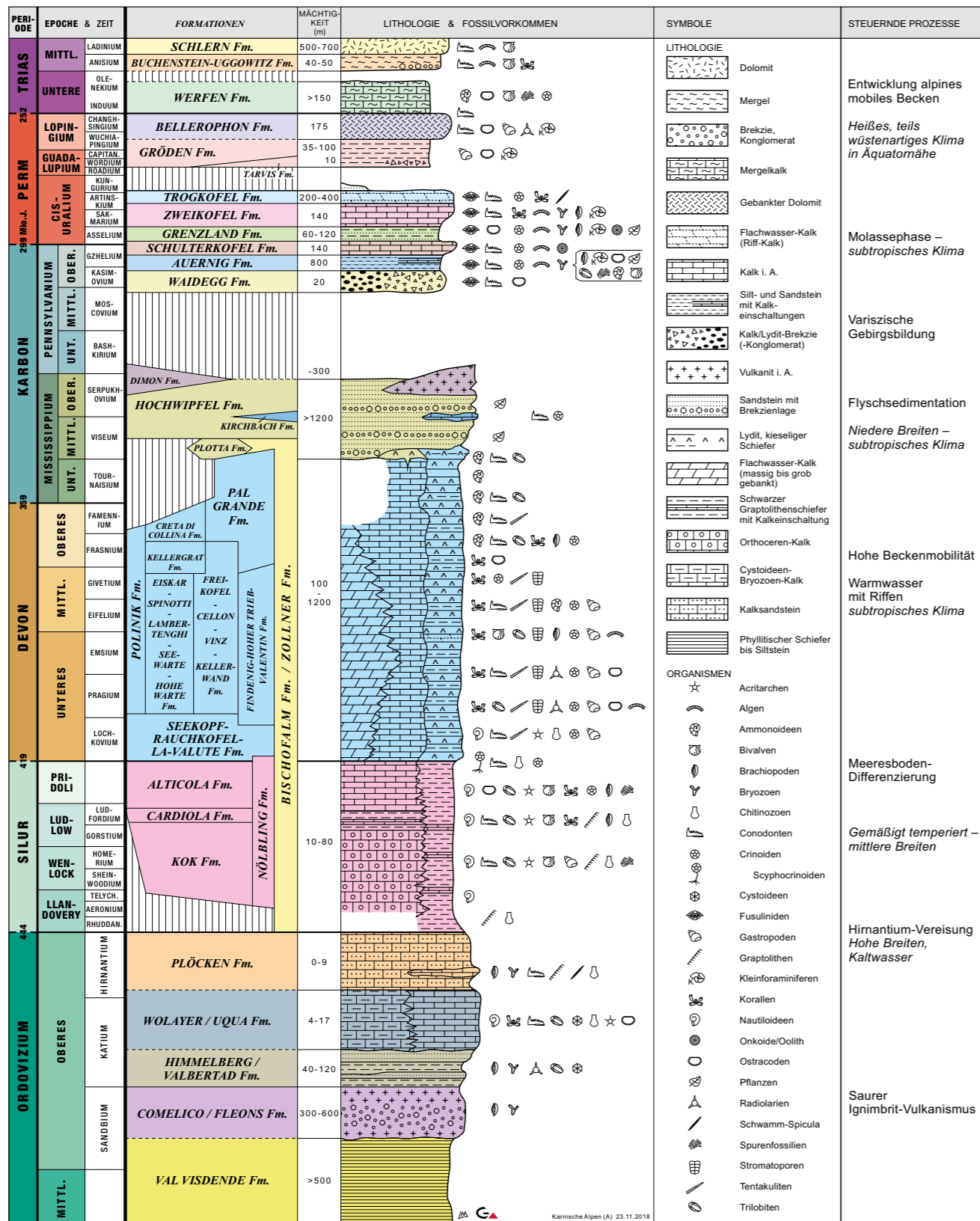


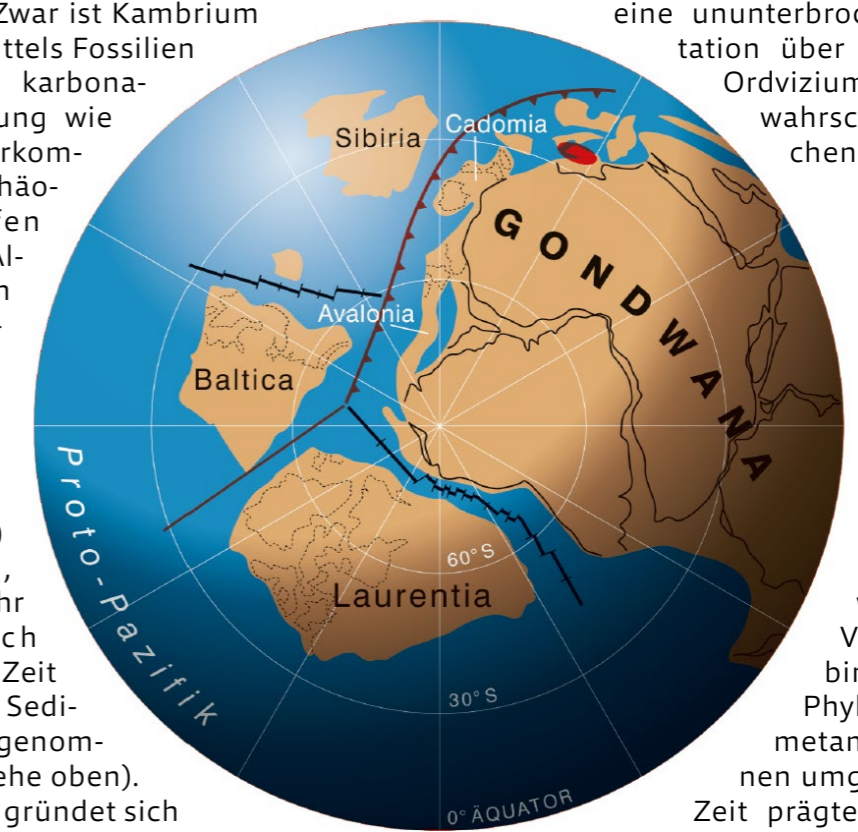
Abb. 26. Stratigraphische Gliederung der Schichtfolge in den Karnischen Alpen vom Ordovizium bis in die Mitteltrias-Zeit. In der rechten Spalte sind die steuernden Prozesse vermerkt. © Geologische Bundesanstalt

Kambrium (541–485,4 Mio. Jahre) – Konturen der Uralpen (Abb. 27)

Lithologie: Klastische Sedimente, basische und saure Magmatite
Fauna & Flora: Acritarchen
Biogeographie: Beziehungen nach Nordafrika, Appalachen, Spanien, NW-Frankreich
Klima: Tropisch warm bis gemäßigt
Paläomagnetik: rund 30° südliche Breite

Im Vergleich zum Präkambrium liegt für das Paläozoikum eine Fülle gesicherter Daten vor, die die Entwicklung der Alpen zu dieser Zeit widerspiegeln. Zwar ist Kambrium in Österreich mittels Fossilien bisher nicht in karbonatischer Ausbildung wie in anderen Vorkommen mit Archäocyathiden-Riffen außerhalb der Alpen (wie z. B. in Marokko, Spanien, Sardinien, Südfrankreich, Normandie, Dinariden und in der Lausitz in Deutschland) nachgewiesen, doch kann sehr wahrscheinlich während dieser Zeit eine klastische Sedimentation angenommen werden (siehe oben). Diese Annahme gründet sich einerseits auf Funde von angeblich jungproterozoischen Acritarchen in Phylliten am Nordrand des Tauernfensters, andererseits auf fossilbelegtes Oberkam-

brium in den Agordo-Phylliten der Südalpen. Auch liegen aus der Grauwackenzone aus dem Ordovizium Fossilfunde vor, die eine ununterbrochene Sedimentation über die Kambrium/Ordovizium-Grenze hinweg wahrscheinlich machen. Ein Großteil dieser Sedimente wurde allerdings während der Variszischen Gebirgsbildung zu Phylliten und höher metamorphen Gesteinen umgewandelt. Diese Zeit prägte aber auch ein intensiver basischer und saurer Magmatismus, der in Teilen des Ostalpinen Kristallins in Form von Amphiboliten und Orthogneisen überliefert ist.



Proto-Alpen
 Subduktionszone
 Seitenverscht
 Spreizzone

Abb. 27. Paläogeographie vor 550 Millionen Jahren, basierend auf Faunenbeziehungen und paläomagnetischen Daten: Nach L. R. M. Cocks & T. H. Torsvik (2006). Angenommene Lage der Proto-Alpen (rot). Es fällt auf, dass die Vorläufer der Alpen in einem gemäßigten bis tropischen Klima in nicht allzu großer Entfernung vom Äquator beheimatet waren. Zeugnisse für dieses warme Klima sind Karbonate mit Archaeocyathinen („Urbecher“), die als Übergangsformen von den Schwämmen zu Korallen aufgefasst werden. Hingegen fehlen solche Ablagerungen in den Alpen, wo in dieser Zeit bisher nur klastische Sedimente gefunden werden konnten.

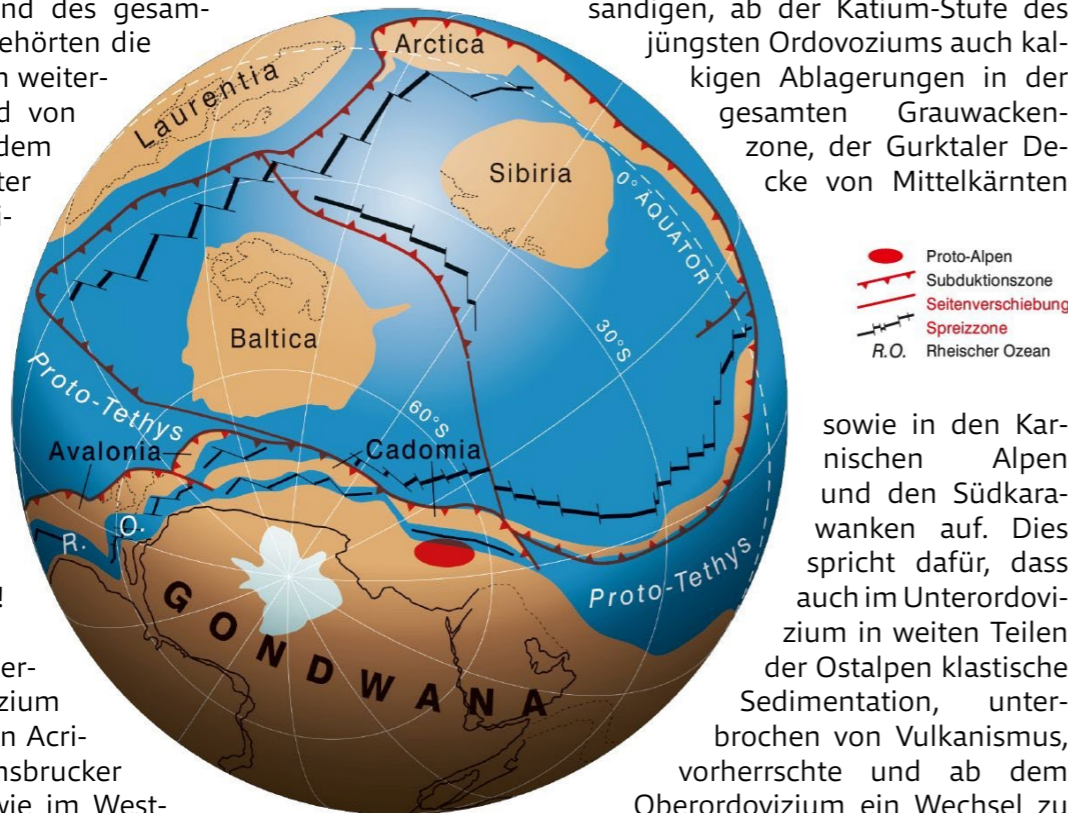
Ordovizium (485,4–443,8 Mio. Jahre) – Warmzeit und Eiszeit (Abb.28)

Lithologie:	Klastische Sedimente im Unter- bis Mittelordovizium, Karbonate im Oberordovizium, basische und saure Magmatite
Fauna & Flora:	Acritarchen, Brachiopoden, Bryozoen, Cystoideen, Trilobiten, Graptolithen, Conodonten
Biogeographie:	Beziehungen nach Nordeuropa, Großbritannien, Sardinien, Nordafrika, China
Klima:	Im Unterordovizium warmes Klima, ab dem Oberordovizium deutliche Abkühlung in kühler bis gemäßigter Zone (Tiefwasser-Foliomena-Fauna, Diamiktite, Hirnantia-Fauna)
Paläomagnetik:	40–60° südliche Breite. Die Verteilung der Kontinentalplatten wird durch hohe Driftraten bestimmt

Das Ordovizium ist in den Gesteinen der Ostalpen wesentlich besser dokumentiert als das Kambrium. Während des gesamten Ordoviziums gehörten die Vorläufer der Alpen weiterhin zum Nordrand von Gondwana, von dem sich Avalonia unter Öffnung des Rheischen Ozeans im Unterordovizium abspaltete. Kennzeichnend sind in dieser Zeit hohe Driftraten mit Verschiebungen von Platten bis zu 20 cm pro Jahr (T. H. Torsvik et al. 1996)!

Mit Fossilien datiertes älteres Ordovizium ist durch Funde von Acritarchen in den Innsbrucker Quarzphylliten sowie im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone bekannt gemacht worden. Ab dem Mittel- bis Oberordovizium treten relativ reiche Faunen von

Brachiopoden, Bryozoen, Cystoideen, Trilobiten und vor allem Conodonten in den schiefrigsandigen, ab der Katium-Stufe des jüngsten Ordoviziums auch kalkigen Ablagerungen in der gesamten Grauwackenzone, der Gurktaler Decke von Mittelkärnten



sowie in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken auf. Dies spricht dafür, dass auch im Unterordovizium in weiten Teilen der Ostalpen klastische Sedimentation, unterbrochen von Vulkanismus, vorherrschte und ab dem Oberordovizium ein Wechsel zu Kalkablagerungen stattfand. Zu dieser Zeit ermöglichten Meeresverbindungen einen Austausch mit gleich alten Faunen in Nordeu-

Abb. 28. Paläogeographie der Erde an der Kambrium/Ordovizium-Grenze vor ca. 490 Mio. Jahren. Nach G. M. Stampfli et al. 2002, 2011, J. von Raumer et al., 2003, 2012 und J. von Raumer et al., 2012 mit Lage der Proto-Alpen (rot). R.O. Rheischer Ozean. © Geologische Bundesanstalt

ropa, Großbritannien, aber auch mit Sardinien und teilweise Nordafrika. Letztere zeigen einen Kaltwassereinfluss. Die paläobiographischen Beziehungen, klimarelevante Gesteinsparameter und paläomagnetische Daten lassen für diese Zeit eine Position der „Uralpen“ zwischen 40 und 50° südlicher Breite vermuten (Abb. 28, H. P. Schönlaub, 1992).

Gut erhaltene ordovizische Gesteinsabfolgen sind in der Grauwackenzone von Tirol, Salzburg und der Obersteiermark, aber auch in der Innsbrucker Quarzphyllitzone, der Gurktaler Decke und vor allem in den Karnischen Alpen vorhanden. Die nicht-metamorphen Ausgangsgesteine (Edukte) in Teilen des Ostalpinen Kristallins sind diesen Vorkommen vergleichbar und wurden anscheinend zur selben Zeit gebildet, liegen heute aber in höher metamorpher Form (beispielsweise im Wölz-Komplex und im Rappold-Komplex) vor.

Ein Beispiel für quarzreichen ordovizischen Magmatismus sind die Bundschuh-Orthogneise der Bundschuh-Decke im oberen Murtal in der Steiermark, welche im mittleren Ordoviz (um 470 Ma) als Granite intrudierten, oder der in der gesamten Grauwackenzone verbreitete Blasseneck-Porphyr (vgl. C. Iglseider & H. P. Schönlaub et al., 2019).

Das Ordovizium ist durch besonders intensiven Magmatismus gekennzeichnet. Er äußert sich im Unterordovizium in Form von Intraplatten-Alkalibasalten, die auf Rifting, Krustendünnung und extensionale Tektonik hinweisen. Im

Mittelordovizium dominiert hingegen ein saurer bis intermediärer Vulkanismus mit dem in der gesamten Grauwackenzone verbreiteten Blasseneck-Porphyr, dem zur gleichen Zeit in der tieferen Kruste granitische bis granodioritische Intrusionen gegenüberstehen. Dieser kalkalkalische Magmatismus wird mit einem Kollisions-Subduktions-Ereignis an einem aktiven Plattenrand in Zusammenhang gebracht bzw. als Vulkanismus im Gefolge der Kollision einzelner Mikrokontinente interpretiert (J. Loeschke & H. Heinisch, 1993). Der Vulkanismus scheint bis in das Untersilur anzuhalten, um anschließend von alkalischen Intraplattenbasalten als Hinweis auf Rifting, Krustendünnung, starker Subsidenz und Faziesdifferenzierung abgelöst zu werden.

Vor etwa 450 Millionen Jahren begann sich weltweit der Meeresspiegel abzusenken. Die Ursache dafür war eine die gesamte Südhalbkugel der Erde bedeckende Eiskappe. Diese entzog den Ozeanen Wasser, das zu Gletschereis gefror. Die Folge war einerseits eine deutliche Verschiebung der Küstenlinie meerwärts, verbunden mit lokalem Trockenfallen bis hin zu Sedimentationsunterbrechungen, andererseits ein weltweites Massensterben, das rund 85 % der gesamten marinen Fauna betroffen hat und als eines der fünf „Großen“ in der Erdgeschichte bekannt ist.

Besonders eindrucksvoll sind dafür die Zeugnisse in den Karnischen Alpen (H. Jaeger et al., 1975, H. P. Schönlaub, 1988, H. P. Schönlaub & P. Sheehan, 2003, H. P. Schönlaub et al., 2011, E. U. Hammarlund et al., 2012).

Silur (443,8–419,2 Mio. Jahre) – das Plattenpuzzle

Lithologie:	Starke Faziesdifferenzierungen mit klastischen Sedimenten vorwiegend im Untersilur (u. a. mit Schwarzschiefern) und fossilreichen Karbonaten im Obersilur; basischer Magmatismus
Fauna & Flora:	Acritarchen, Chitinozoen, Graptolithen, Trilobiten, Bivalven, Cephalopoden (Orthoceren), Conodonten
Biogeographie:	Beziehungen nach Nordeuropa, Großbritannien, Sardinien, Nordafrika, China
Klima:	Gemäßigtes Klima
Paläomagnetik:	35–50° südliche Breite

Das Bild der Erde hat sich verändert: Die Einzelkontinente Nordamerika (Laurentia) und Baltica vereinigen sich am Äquator zum neuen Großkontinent Euramerika. Das Ergebnis der Kontinent-Kontinent-Kollision ist das Kaledonische Gebirge. Euramerika wird durch den breiten Rheischen Ozean von Gondwana getrennt.

Teile von Avalonia sind am Südrand von Euramerika angedockt. Andere, wie die spätere Iberische Halbinsel oder das Alpengebiet als Teile des Hun-Superterranes, haben sich im Zuge von Dehnungsprozessen mit der Öffnung des Paläotethys-Ozeans von Gondwana losgelöst, sie bleiben vorerst allerdings noch Teil dieser Kontinentplatte (Abb. 29).

Das Klima hat sich mittlerweile wieder deutlich erwärmt, das Eis am Südpol ist geschmolzen und im Küstenbereich haben sich breite Schelfe entwickelt.

Generell ist in den Vorläufergebieten der Alpen mit dem Beginn des Silurs eine im Vergleich zum vorangegangenen Ordovizium stärkere Faziesdifferenzierung der Ablagerungsräume festzustellen. Das extensionale Regime wird durch Riftingprozesse und Intraplattenbasalte (z. B. in der Metabasit-Gruppe der Gurktaler Decke, im Grazer Paläozoikum und in Teilen der Grauwackenzone – Umgebung Kitzbühel, Eisenerz) bestimmt.

Die Driftbewegungen im Verbands des Hun-Superterranes, angetrieben durch plattentektonische Prozesse, setzten sich in Richtung auf niedere Breiten fort. Allerdings ist die Breite der Paläotethys zu dieser Zeit umstritten, denn sie dürfte kaum ein fortgeschrittenes Riftstadium überschritten haben und daher weiterhin in enger Nachbarschaft zum Nordrand von Afrika verblieben sein.

Basierend auf einem umfangreichen Datenpool von faunistischen, lithologischen und paläomagnetischen Befunden wird für das Silur in den Alpen eine paläogeographische Position zwischen 35 und 50° südlicher Breite vermutet (H. P. Schönlaub, 1992, M. Schätz et al., 2002).

Zu Beginn des Silurs stieg weltweit der Meeresspiegel „plötzlich“ wieder an. Dies wird auf das Abschmelzen der vorhin erwähnten Gletscherkappe auf Teilen der Süderde zurückgeführt. Zugleich erschienen in jenen Meeresgebieten, die die Position der späteren Alpen einnahmen, völlig neue Gesteine. Es sind bunte, fossilreiche Kalke, Mergel, Tonschiefer und kohlschwarze, dünnplattige Schiefer, die sogenannten Graptolithenschiefer. Besonders häufig sind sie in den Karnischen Alpen und in Teilen der Grauwackenzone (Umgebung Kitzbühel, Eisenerz).

Neben schwarzen Graptolithenschiefern wurden in dieser Zeit auch verschiedene Kalke abgelagert. Der größte Teil stammte von kal-



Abb. 29. Paläogeographie der Erde vor ca. 420 Mio. Jahren im Silur. © Geologische Bundesanstalt

kigen Skeletten und Schalen verschiedener Meeresbewohner. Hier sind die Vorläufer der heutigen Tintenfische, die als Nautiloideen bezeichnet werden und bis zu 1 m lange tütenförmige Gehäuse („Orthoceren“) bildeten, die krebsähnlichen Trilobiten (Dreilapper), Muscheln, Schnecken, Armfüßer, vereinzelt Korallen und Reste verschiedener bis 1 mm großer Mikroorganismen zu nennen.

Die mehr oder weniger zerbrochenen Skelett-Hartteile sanken auf den Meeresboden in Tiefen von vermutlich weniger als 100 m. Während eines fast 30 Millionen Jahre langen Zeitraums legte sich so Schicht auf Schicht, bis ein kalkiger Gesteinsstapel von etwa 60 m Dicke erreicht war. Je nach Farbe, Körnigkeit und dominierendem Fossilinhalt wechselte das Gestein mehrmals, was in verschiedenen Gesteinsnamen ausgedrückt wird. So wird beispielsweise im Silur der Karnischen Alpen die Kok Formation, die Cardiola Formation, die Alticola und die Megaerella Formation unterschieden, die schwarzen Graptolithenschiefer hingegen als Bischofalm Formation bezeichnet.

In den vergangenen Jahren zeigte sich beim Vergleich von gleich alten Vorkommen von Fossilien in weit auseinanderliegenden Gebieten auf der Erde, dass zwischen den einzelnen Arten oft überraschend große

Ähnlichkeiten bestehen. Es muss also Verbindungswege über Ozeane hinweg gegeben haben, die diesen Austausch ermöglichten. Vielfach waren es, wie heute, Meeresströmungen, die die Verbreitung von Organismen förderten. Einige hefteten sich an Treibgut an, andere waren vielleicht in der Lage, als aktive Schwimmer selbst größere Entfernungen zu überwinden. Jedenfalls reichten im Silur die Kontakte von den Uralpen bis nach England, Skandinavien, Sibirien, ganz zu schweigen von einem regen Faunenaustausch mit Böhmen, Sardinien, Südfrankreich, Spanien und vereinzelt auch nach Nordafrika.

Die Frage nach einer Vertretung von Ablagerungen aus der Silur- und Devon-Zeit in den metamorphen Gesteinen der Ostalpen kam in den vergangenen Jahrzehnten einer Lösung näher (H. P. Schönlaub, 1979). Nach lithofaziellen Vergleichen sind vor allem Schwarzschiefer-reiche Gesteine, Graphitphyllite, Grünschiefer und bunte Marmore wie z. B. die Sölker oder Brettstein-Marmore in den Niederen Tauern oder der Salla-Marmor in der Stubalpe Kandidaten für ein silurisch-devonisches Alter (vgl. H. P. Schönlaub, 1979, Tab. 3). Vereinzelt Conodontenfunde in den Quarzphylliten der Goldeckgruppe, in den Gailtaler Quarzphylliten und in der Umgebung von Murau unterstützen diese Annahme.

Devon (419,2–358,9 Mio. Jahre) – Karibik in den Alpen

Lithologie:	Ablagerungen des flachen Schelfs mit hauptsächlich fossilreichen Kalken, ausgedehnten Riffgesteinen und untergeordnet auch Schiefer- und Mergelfolgen. Örtlich basischer Magmatismus
Fauna & Flora:	Kalkschaler wie Korallen, Stromatoporen, Trilobiten, Bivalven, Cephalopoden (Orthoceren, Nautiliden, Paläoammoniten), Conodonten, Kalkalgen
Biogeographie:	Beziehungen zur Eifel, Belgien, Frankreich, Böhmen, Ural, Sibirien, Kasachstan und Australien
Klima:	Tropisches Klima mit hohen Wassertemperaturen
Paläomagnetik:	ca. 20–25° südliche Breite

Im Devon haben die nördlichen Ausläufer Sibiriens schon fast den Nordpol erreicht. Euramerika hat sich fast vollständig zu einem einheitlichen Großkontinent zusammengeschlossen. Statt weiter gegen Norden zu driften, wendet sich Euramerika zunächst nach Süden. Von dort driftet Gondwana mit den von seinem Nordrand losgelösten Peri-Gondwaniden Mikrokontinenten (Hun-Superterrane) nach Norden und nähert sich Euramerika (Abb. 30). Diese Plattenbewegungen bewirken eine Verschmälerung des Rheischen Ozeans (Rhenoherynischer Ozean), der schließlich im Oberdevon vollständig geschlossen wurde. In der Folge kollidierte der nördliche Rand von Gondwana mit Euramerika.

Im Verlaufe des Devons driftete Peri-Gondwana mit dem Hun-Superterrane, angetrieben durch plattentektonische Prozesse und unter starker Verbreiterung der Paläotethys, kontinuierlich nordwärts in niedere geographische Breiten mit höheren Wassertemperaturen. In diesem um 25° südlicher Breite gelegenen äquatornahen, tropischen Flachmeer boten sich günstige Lebensbedingungen für eine Vielzahl skelett- und gehäusebildender Organismen, deren Entwicklung zusätzlich durch einen intensiven Austausch von Faunen und Floren mit den rund um den Rheischen Ozean gelegenen Regionen der Eifel, Teilen Belgiens und Frank-

reichs, Böhmens und entfernteren Gebieten wie Ural, Sibirien, Kasachstan und Australien gefördert wurde.

Unter den paläozoischen Ablagerungen der Karnischen Alpen, Grauwackenzone und des Grazer Paläozoikums sind jene aus der Devon-Zeit am reichhaltigsten vertreten. Über mehr als 50 Millionen Jahre sammelten sich in einem stetig, jedoch nicht gleichmäßig sinkenden, ausgedehnten Meeresbecken der Vorläufer der Alpen weit über 1000 m mächtige verschiedene Kalke, Tongesteine und feinkörnige kieselige Ablagerungen. Letztere bestehen fast vollständig aus Quarz, der wiederum aus dem Gehäuse bestimmter Mikroorganismen, den Radiolarien oder Strahlentierchen stammte.

Nur knapp unter der Meeresoberfläche lebten hingegen Korallen, Seelilien, Schnecken, Muscheln, Trilobiten und Stromatoporen, das sind bis 1 m große, an Quallen erinnernde Schwämme. Dort fanden sie genügend Nahrung, Licht, Wärme und bewegtes Wasser, also ideale Lebensverhältnisse vor. Damit war die große Zeit der Riffe und der mächtigen Kalkablagerungen gekommen.

Das Zentrum der Riffe war in den Karnischen Alpen die Umgebung des Wolayer Sees, in den Karawanken der Raum um den Seebergpass, im Grazer Paläozoikum die Umgebung



Abb. 30. Paläogeographie der Erde vor ca. 380 Mio. Jahren im Devon. Die Alpen nehmen eine Position im äquatorialen Bereich ein.
© Geologische Bundesanstalt.

des Hochlantsch, in der Grauwackenzone die Eisenerzer und Kitzbüheler Alpen und in der Gurktaler Decke das Gebiet um Murau und Grebenzen mit den dort verbreiteten Murauer Marmoren und bunten Bänderkalken. Als Beispiele für amphibolitfazielle devonische Marmore gelten hingegen die Brettstein- und Sölker Marmore in den Niederen Tauern. Wahrscheinlich stammen auch die Gneise und Amphibolite im Südpenninikum der Hohen Tauern aus dieser Zeit.

Im Idealfall schloss an den Riffkern eine seichte Lagune an. An der meerwärts gerichteten Außenseite des Riffes lag hingegen der Riffabhang. Hier sammelte sich im etwas tieferen Wasser der Schutt des eben gebildeten und zugleich wieder von der Zerstörung betroffenen Riffes an. Fast alle der oben genannten Gebiete entsprechen diesem Faziestyp, echte Riffkerne sind hingegen nur ausnahmsweise erhalten.

Im flachen Schelfmeer wurden auf diese Weise weit über 1000 m dicke Gesteinsschichten ab-

gelagert, die verschiedene Namen haben. Doch dies war nicht überall gleich, da gleich alte Kalke oft nur 50 bis 100 m mächtig sind. Erklärt werden diese Gegensätze durch differenzierte Subsidenzraten einzelner Meeresgebiete und durch die Annahme von Meeresströmungen, die einmal abgelagerten Kalkschlamm sogleich wieder entfernten. Dieser Meeresraum war zudem auch tiefer und landferner als die Zone der Riffe.

Vom basaltischen Intraplatten-Magmatismus, der im Devon ozeanische Inseln entstehen ließ, zeugen die zahlreichen Metabasitvorkommen der Grauwackenzone und des Grazer Paläozoikums. Sie treten beispielsweise nordwestlich von Zell am See als rund 400 m mächtige Einschaltungen in den siliziklastischen Metasedimenten der Löhnersbach-Formation und im Grazer Paläozoikum vor allem in der Flösserkogel-Formation/Admonterkogel-Subformation sowie in der St.-Jakob-Formation/Aibl-Subformation und Tyrnaueralm-Formation auf. Der Zeitabschnitt des Mitteldevons scheint dabei vom Vulkanismus am stärksten betroffen worden zu sein.

Karbon (358,9–298,9 Mio. Jahre) – die Uralpen

Lithologie:

Im Unter- und frühen Oberkarbon geringmächtige Kalke, gefolgt nach einem Karstereignis von über 1000 m mächtigen siliziklastischen Flyschablagerungen (Grauwacken, Sandsteine, Geröllschiefer, Lyditbrekzien und Tonschiefer). Lokal Einschaltungen von Olistolithen aus einem flachen Schelfgebiet. Im Oberkarbon transgressiv-regressive Meeresspiegelschwankungen (Sedimentationszyklen) von flachmarinen Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Tonschiefern

Fauna & Flora:

Neben marinen Faunen (Paläoammoniten, Conodonten, Crinoiden, Foraminiferen, Korallen) Florenreste von Bärlapppflanzen (*Lycopodiopsida*) mit Schuppenbäumen (*Lepidodendron*), Siegelbäumen (*Sigillaria*), Schachtelhalmen (*Equisetophyta*), Farnpflanzen, Farnlaubige Samenpflanzen und Cordaiten

Biogeographie:

Im Unterkarbon auf Grund kosmopolitischer Faunenelemente (Cephalopoden, Trilobiten, Conodonten u. a.) keine signifikanten biogeographischen Beziehungen zur Umgebung (H. P. Schönlaub, 1992), im Oberkarbon im flachen Tethys-Ozean hingegen ausgeprägte Migrationspfade nach West- und Osteuropa bis China

Klima:

Feucht-tropisches Klima mit hohen Wassertemperaturen

Paläomagnetik:

Äquatorialbereich, 10°–20° südliche Breite

Im Zeitalter des Karbons zeichnet sich die Wiedervereinigung der einzelnen Kontinentplatten zu einem Großkontinent ab (Abb. 31). Die späteren Alpen liegen dabei am Rande des Superkontinents mit der Bezeichnung Pangäa. Sie kamen in Kontakt mit Euramerika und dem damit verbundenen Sibirien. An der Kollisionsnaht begann sich das Variszische Gebirge zu erheben, das sich über viele 1000 km quer über Pangäa erstreckte. Davon waren auch die Uralpen betroffen. Der Rheische Ozean war bereits vollständig geschlossen, die Paläotethys verschmälerte sich zusehends. Die Umgebung des Südpols bedeckte hingegen ein ausgedehnter Eisschild.

Rund um das Variszische Gebirge herrschte ein tropisches Klima mit idealen Bedingungen für eine üppige Vegetation mit bis zu 40 m hohen baumförmigen Vertretern von Bärlapppflanzen (*Lycopodiopsida*) mit Schuppenbäumen (*Lepidodendron*) und Siegelbäumen (*Sigillaria*), Schachtelhalmen (*Equisetophyta*), Farnpflanzen, Farnlaubige Samenpflanzen und Cordaiten. Sie bildeten die Grundlage für die ausgedehnten Steinkohlevorkommen auf der Nordhalbkugel der Erde. Riesige Wälder haben sich auf fast allen Kontinenten ausgebreitet.

Nach der Variszischen Gebirgsbildung hatte Europa ein anderes Aussehen als vorher: Der Nordteil von Gondwana war nach Norden gedriftet und hatte sich mit Laurussia (Euramerika) fast vollständig vereinigt. Der ehemals breite Rheische Ozean war verschwunden, nur einige wenige schmale Meeresstraßen blieben erhalten, so zwischen den



Abb. 31. Paläogeographie der Erde vor ca. 340 Mio. Jahren im Karbon. © Geologische Bundesanstalt

Südalpen, Nordspanien und dem östlichen Nordamerika. Die späteren Ostalpen lagen zu dieser Zeit am Rand einer Meeresbucht, die ab dem späten Karbon das westliche Ende eines nach Südosten offenen Meeres formte. Das war die Tethys, jenes Urmeer, in dem in den folgenden Jahrtausenden die Sedimente gebildet werden sollten, die heute die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten, die Nordkarawanken, das Krappfeld, Teile der Nockberge, die Radstädter Tauern, die Kalkalpen und sogar Teile der Hohen Tauern aufbauen. Im Gegensatz zu den Südalpen waren diese Gebiete im ausgehenden Karbon und Perm aber Festland.

Zu Beginn des Karbons verstärkte sich die Unruhe des Meeresbodens weiter: Einzelne Teile wurden gehoben, andere abgesenkt, die Sedimentationsrate verringerte sich. Zeugen dieser Zeit finden sich in den Karnischen Alpen und den Karawanken, aber auch in der Umgebung von Graz, in der Gurktaler Decke sowie vereinzelt in der Grauwackenzone (Abb. 33a).

Doch nach wenigen Millionen Jahren war auch diese Phase endgültig vorüber. In dem zwischen 460 und 320 Millionen Jahren ständig sinkenden Meeresbecken sammelten sich von nun an Gesteine, die von Flüssen eines nahen, eben emporgestiegenen Festlandes ins Meer gespült wurden: Sande, Tone, Schotter und Bruchstücke kristalliner Gesteine verschiedener Größe (Abb. 32). In den Karnischen Alpen und Karawanken werden sie als Hochwipfel Formation bezeichnet, in der Grauwackenzone als Eisenerz Formation und in der Umgebung von Graz als Dult-Formation.

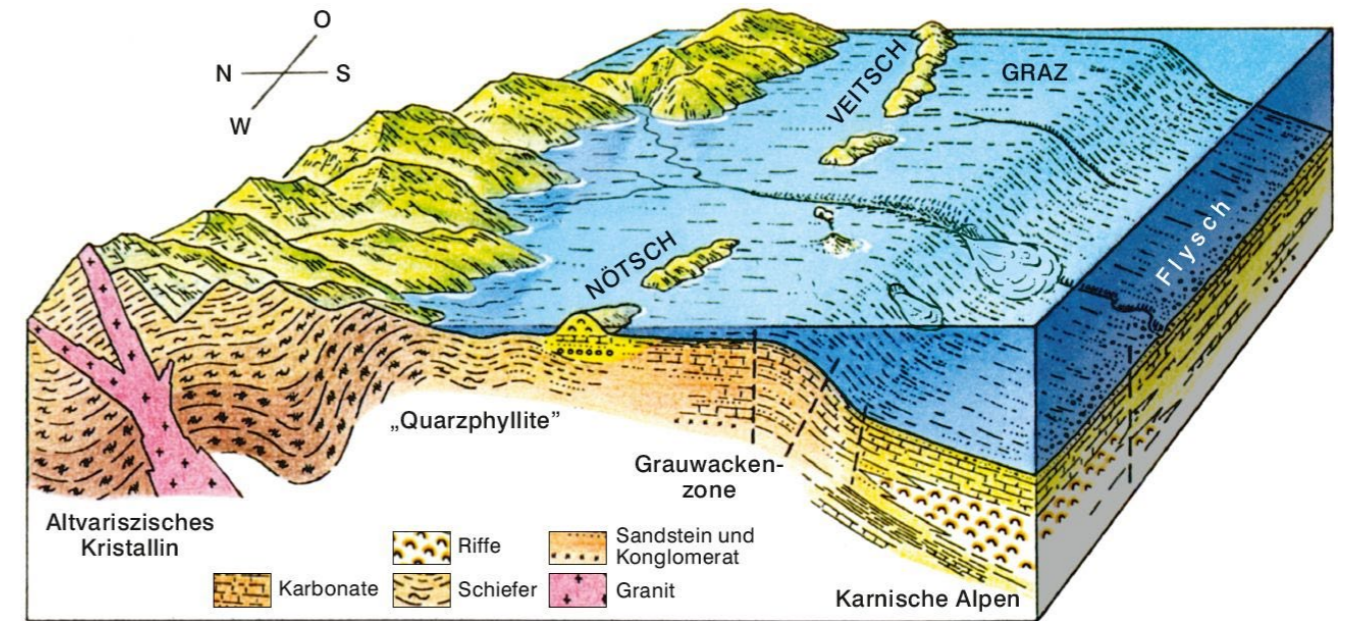


Abb. 32. Paläogeographische Rekonstruktion im Unterkarbon zwischen Ost- und Südalpen. Nach H. P. Schönlaub, 1981

Gegen Ende des Unterkarbons bildete sich für kurze Zeit am Rande des Festlandes eine fossilreiche Karbonatplattform, die als Liefergebiet für Kalkschutt in das Flysches Becken diente. Sie wurde im Verlauf der variszischen Gebirgsbildung weitgehend aufgearbeitet. Kleine Teile gelangten dabei als „Kirchbach Formation“ in das Flysches Becken (vgl. Abb. 33b).

In der Folge ließ allmählich die Gesteinszufuhr vom Festland nach, bis schließlich vor rund 310 Millionen Jahren, das ist im jüngeren Karbon, der Meerestrog „aufgefüllt“ war. Nun gerieten, am Höhepunkt der Variszischen Gebirgsbildung, die säuberlich geschichteten Ablagerungen, die sich über mehr als 150 Millionen Jahre angesammelt hatten, unter Druck. Sie legten sich in Falten, die jedoch bald platzten, da die seitliche Einengung weiter anhielt.

Die ursprünglich untereinander in Kontakt stehenden Schichten zerrissen, wurden gegeneinander gequetscht und ineinander gepresst und in Decken übereinander gestapelt – ein Akkretionskeil entstand (Abb. 33b). In einigen Fällen bildeten sich dabei Abfolgen, in denen – wie beim Mischen von Spielkarten – mehrfache Wiederholungen zwischen alten und jungen Gesteinen zu beobachten sind.

Endlich wurden die Alpen dem Meer entrissen und zu einem Gebirge emporgehoben. In den Karnischen Alpen war dies im mittleren Pennsylvanien,

genauer in der Moskau-Stufe vor ca. 310 Millionen Jahren vor heute, der Fall (H. P. Schönlaub & H. C. Forke, 2007).

Die Variszische Gebirgsbildung ist in den Ostalpen gut dokumentiert. So sind Eklogite in den Ötztaler Alpen Umwandlungsprodukte von Basalten während der Variszischen Subduktion. Auch die Granulite in der Böhmisches Masse entstanden in Tiefen von über 50 km. Zwischen 350 und 310 Millionen Jahren, d. h. im Unter- und frühen Oberkarbon, bildeten sich im Erdmantel und in der Erdkruste Schmelzen, die als Granite an die Oberfläche drangen. Sie kommen in der südlichen Böhmisches Masse, aber auch im Subpenninikum und im Ostalpin vor.

Das Variszische Gebirge war nicht von langer Dauer. Bereits im Oberkarbon setzte infolge Krustendehnung Erosion und Einebnung ein. Im Vorland breitete sich der Abtragungsschutt aus und füllte langsam Becken auf. Stellenweise bildete sich hier Kohle wie im Brennergebiet, auf der Stangalpe oder im Gebiet der Turracher Höhe. Hier herrschten Festlandsbedingungen mit kontinentalen Ablagerungen.

Im Süden des Alpidinarischen Lineaments erstreckte sich hingegen ein Flachmeer, in dem fossilreiche Kalke, Mergel, Konglomerate, Sandsteine und Tonsteine zum Absatz kamen (Auernig Formation).

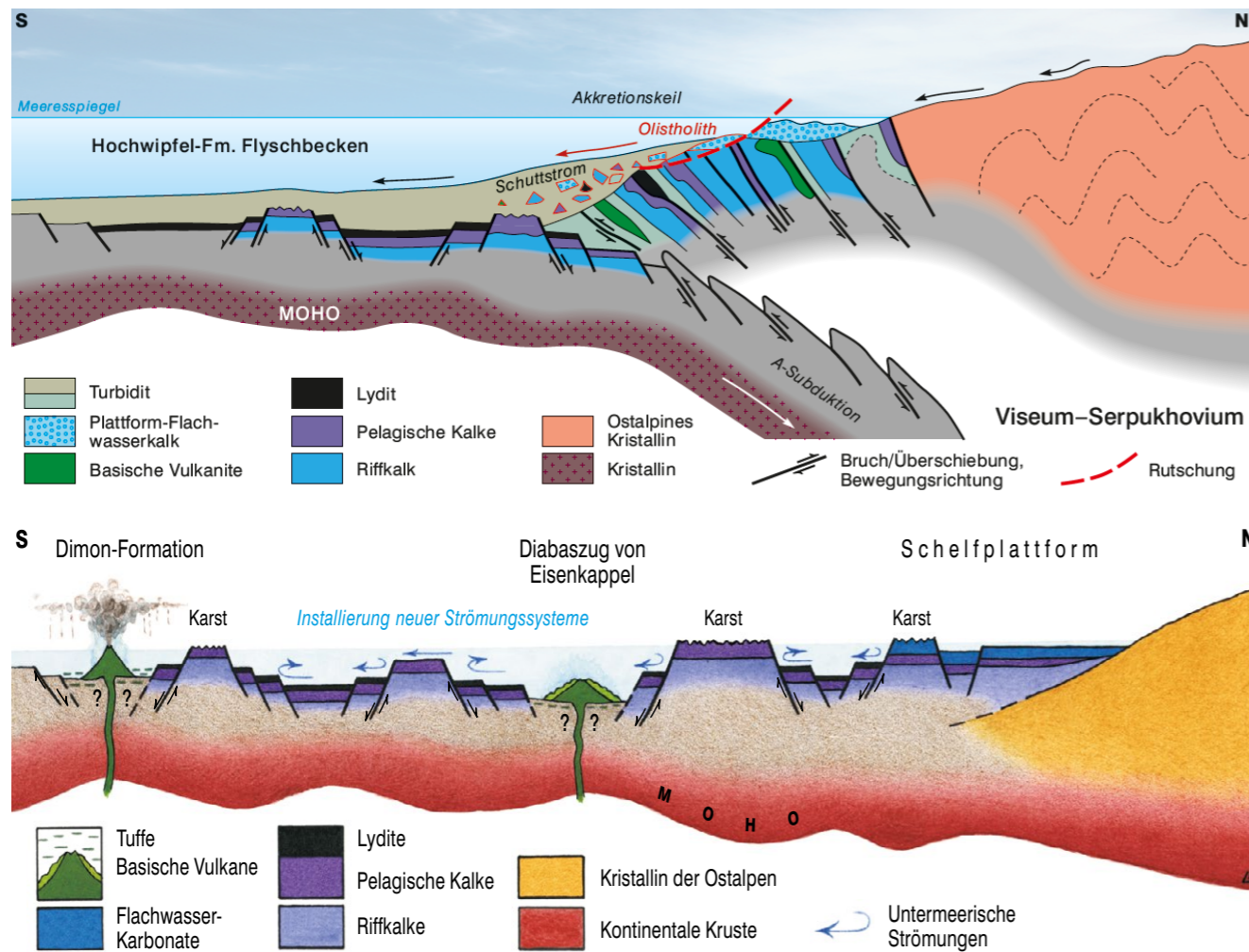


Abb. 33a, b. Die Variszische Gebirgsbildung an der Grenze zwischen den Südalpen und Nordalpen. Unten: Unter-Viseum vor ca. 340 Mio. Jahren; oben: Viseum/Serpukhovium-Grenze vor ca. 330 Mio. Jahren. Nach Läufer et al., 1993, 2001, stark verändert

Perm (298,9–252,17 Mio. Jahre) - Im Griff der Wüste

Lithologie:	Fossilreiche Flachwasserkalke im Unterperm. Nach Schichtlücke mit Verkarstung folgt rote, klastische, teils evaporitische Gröden Formation und fossilarme, teils lagunäre Bellerophon Formation mit Rauhacken und Dolomitgesteinen
Fauna & Flora:	Kleinforminiferen, Radiolarien, Ostracoden, Gastropoden, Algen (Dasycladaeae)
Biogeographie:	Kosmopolitische Faunen- und Florenelemente mit biogeographischen Beziehungen zur Umgebung und nach südöstlichem Europa, Ostasien, China und Nordamerika (H. P. Schönlaub, 1992)
Klima:	Feucht-tropisches bis arides Kontinentalklima mit zeitweise wüstenartigen Bedingungen
Paläomagnetik:	Äquatorialbereich

Ein durchgehender Kontinent, Pangäa genannt, reichte von Pol zu Pol. Im Süden lag Gondwana, im Norden Laurasia. Die Vorläufer der Alpen nahmen eine Position am Äquator zwischen den beiden Teilplatten ein (Abb. 34). Die Urwälder der Karbon-Zeit wurden durch ein wüstenähnliches Klima im Inneren des Großkontinents verdrängt.

Etwa an der Wende von der Karbon- zur Perm-Zeit trat in weiten Teilen der Erde ein Klima-Umschwung zu ariden, wüstenartigen Bedingungen ein. Gleichzeitig kam es in den Alpen zur Dehnung und Ausdünnung der Lithosphäre und dem Aufstieg basaltischer Schmelzen aus dem Mantel. Sie führten zu einem stark erhöhten Wärmefluss in der Kruste, der sich in einer temperaturbe-

tonnten Metamorphose mit intensiver magmatischer Tätigkeit äußerte. Es bildeten sich Granite und Pegmatite. Die davon betroffenen Gebiete sind vor allem das Koralpe-Wölz-Deckensystem sowie im Süden und Südosten der Hohen Tauern das Deferegger Gebirge in Osttirol und Teile der Kreuzeck-Gruppe in Oberkärnten. An der Erdoberfläche kam es weit verbreitet zu einem explosiven Vulkanismus in Form von Ignimbriten. Das bekannteste Gestein ist der über 2000 m mächtige Bozener Quarzporphyr, der in Südtirol eine Fläche von mehr als 2000 km²

einnimmt und nach Osten bis in die Gailtaler Alpen reicht.

Mit dem Beginn im Oberkarbon weitete sich im Unterperm der Tethys-Ozean in den Karnischen Alpen und den Karawanken weiter in nordwestlicher Richtung aus und überflutete das teilweise variszisch metamorphe Grundgebirge. Diese Transgressionen hinterließen fossilreiche Kalke, Mergel, Sandsteine und Konglomerate. Zur gleichen Zeit breitete sich im Norden ein Festland mit kontinentalen Ablagerungen und lokalen Salz- und Gipsvorkommen aus. Vereinzelt, wie am Laaser Berg nördlich von Kötschach-Mauthen, sind rotbraun gefärbte, feinkörnige Sedimente einer Flusslandschaft verbreitet, in denen in den letzten Jahren relativ reiche Tetrapodenfährten von *Amphisauropus* sp. u. a. gefunden wurden.

Der Transport von Geröll und Schutt erfolgte durch Wildbäche und Flüsse in Senken hinein, die aus verschiedenen kristallinen Gesteinen bestanden. Auf ihnen liegen die, von weitem sichtbaren, roten wüstenartigen Ablagerungen mit örtlichen Einschaltungen von sauren Vulkaniten, die nach ihrem Hauptvorkommen bei Gröden in Südtirol als Gröden Formation bezeichnet werden. In den Hohen Tauern bzw. an ihrem Rande sind die Wustkogel Formation bzw. der Alpine Verrucano zeitlich äquivalente Bildungen, in der Grauwackenzone die Präbichl Formation.

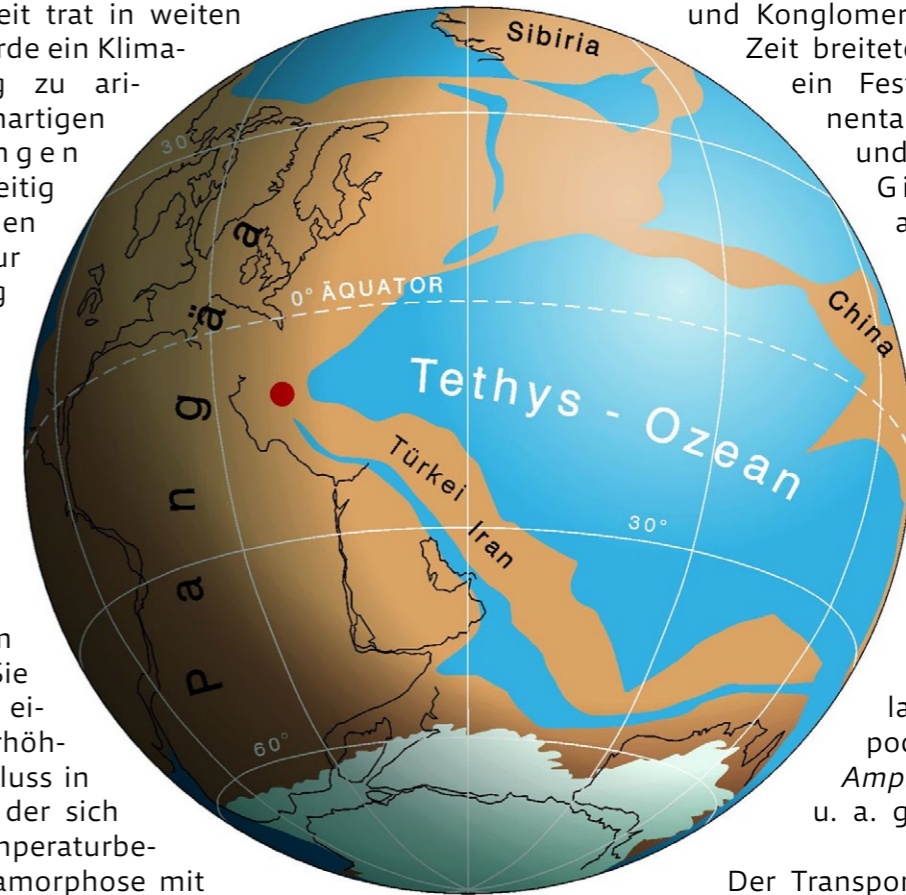


Abb. 34. Paläogeographie der Erde vor ca. 280 Millionen Jahren im Unterperm. © Geologische Bundesanstalt

Das Erdmittelalter

Trias (252,17–201,3 Mio. Jahre) – *Paradies in den Alpen (Abb. 35)*

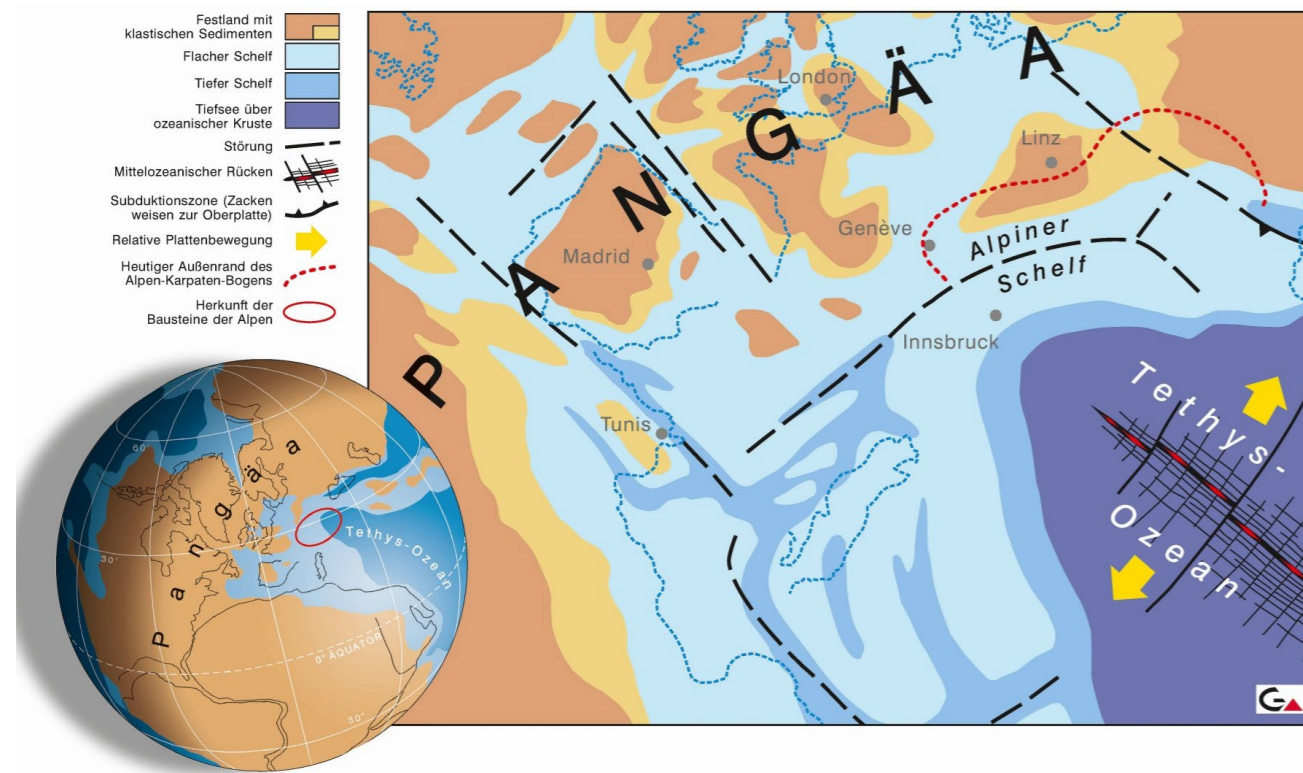


Abb. 35. Paläogeographie der Erde in der späteren Trias vor ca. 210 Mio. Jahren. © Geologische Bundesanstalt.

Lithologie:

- Über 3000 m mächtige Kalksedimente (Plattenkalke, massige Rifffalke, bituminöse Kalke, Knollenkalke etc.), Dolomitgesteine, Mergel. Auf der Flachwasser-Plattform ausgedehnte Rifffalke aus Lagunen, Riffen und Vorriffen. Zeitweise Ablagerungen von Sandsteinen, Tonsteinen und Gips
 - In größerer Wassertiefe Bildung der Hallstätter Kalke
 - In der Tiefsee kieselige Sedimente des „Meliatikums“ (tektonische Einheit in den Westkarpaten, die in kleinen Schollen lokal auch an der Basis der östlichen Kalkalpen vorkommt und aus Radiolariten und Kieselschiefern aus der Jura-Zeit und Trias-Kalkblöcken besteht)

Fauna & Flora:

Biogeographie:

Korallen, Algen, Schwämme, Ammoniten, Bivalven, Gastropoden u. a.
 Typische Faunengemeinschaft der Tethys mit biogeographischen Beziehungen zur Umgebung und nach südöstlichem Europa, Ostasien, China und Nordamerika

Klima:

Tropisches Schelfmeer in warmer bis gemäßigter Klimazone

Paläomagnetik:

Norderde, 10–20° nördliche Breite

Pangäa, der Superkontinent, beginnt in der Trias zu zerbrechen. Allmählich bilden sich die heutigen Kontinente heraus. Etwas nördlich des Äquators lösen sich Laurasia und Gondwana voneinander und es öffnet sich die breite Bucht des Tethys-Ozeans (Abb. 35).

Während zu Beginn der Trias-Zeit noch sandige Ablagerungen dominierten, folgten nach örtlicher Zwischenschaltung von Gips in der Mitteltrias immer reinere Kalke, die in einem tropisch warmen Schelfmeer abgelagert wurden. Dieser Lebensraum wurde durch kalkabscheidende Organismen wie Algen, Schwämme und Korallen besiedelt, die Riffe mit breiten Lagunen aus Algenmatten bauten. Am Beginn der Obertrias senkte sich der Meeresspiegel deutlich ab und statt der Kalke bildeten sich in Landnähe Mergel, Ton- und Sandsteine, Dolomit, Rauhwacken und Gips. Diese als „Keuper“ bezeichnete Entwicklung reichte bis in den Raum

der späteren Hohen Tauern. Nach Süden zu schlossen daran Lagunen und langgestreckte Rifffalke ähnlich dem heutigen Barriereriff an der Ostküste Australiens an. Diesen vorgelagert war im tieferen Wasser der Bildungsraum der fossilreichen bunten Hallstätter Kalke mit ihren berühmten Ammoniten. Mit zunehmender Wassertiefe wurden kieselige Sedimente örtlich direkt auf ozeanischer Kruste des Tethys-Meeress ablagert. Dieser Teil des Ablagerungsraumes, auch als „Meliatikum“ bezeichnet, ging aber zu Beginn der Alpidischen Gebirgsbildung bis auf wenige Reste am Alpenstrand verloren.

Die starke Kalkproduktion der Organismen hielt während der gesamten Trias mit der Absenkung des Meeresbodens Schritt. Innerhalb von rund 45 Millionen Jahren wurden mehr als 3000 m mächtige Karbonatplattform-Sedimente angehäuft (G. H. Mandl, 2009).

Jura (201,3–145 Mio. Jahre vor heute) – *Zeitalter der Dinosaurier**

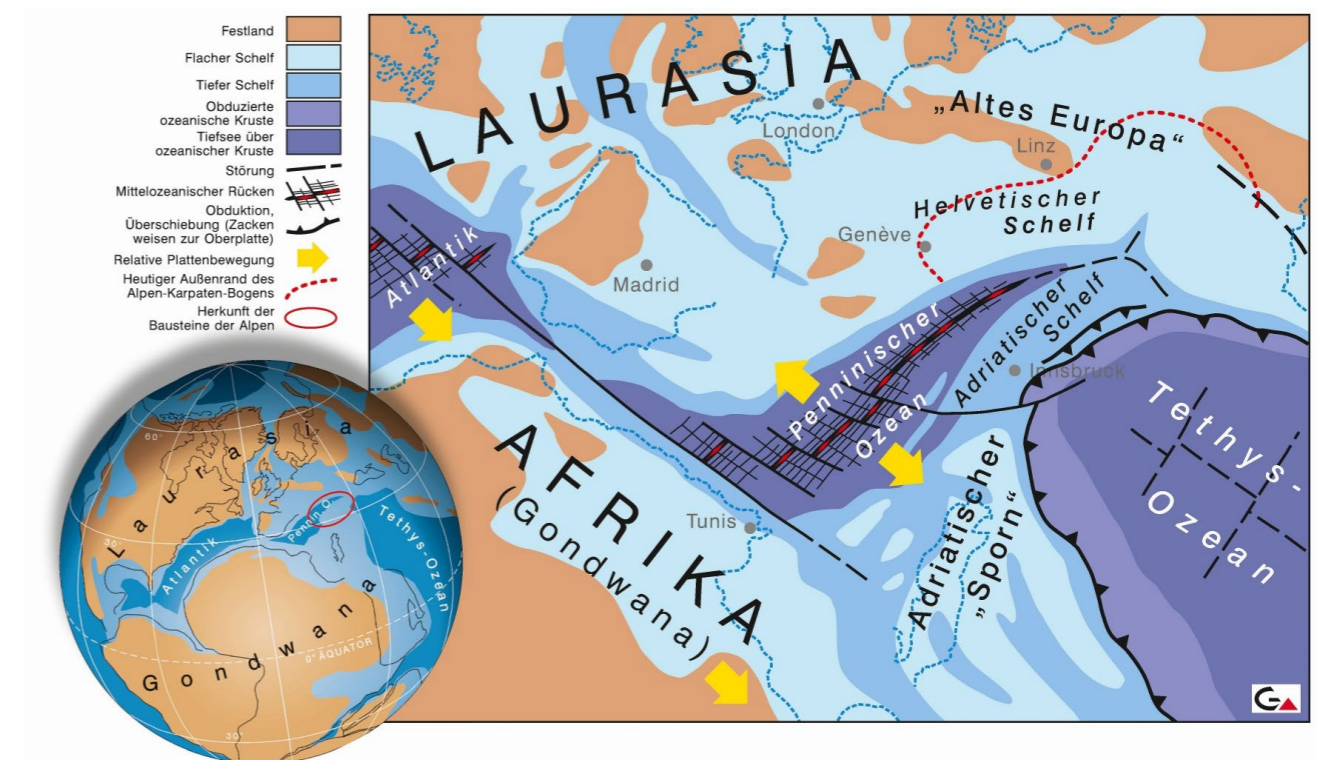


Abb. 36. Paläogeographie der Erde vor ca. 150 Mio. Jahren im Oberjura © Geologische Bundesanstalt

*Die folgenden Ausführungen vom Jura bis heute orientieren sich an der Arbeit „Die zweigeteilten Karawanken“ (H. P. Schönlaub & R. Schuster, 2015) und „Rocky Austria“ (R. Schuster et al., 2015)

Lithologie:

Verschiedene Kalke (Plattenkalke, massige Riffkalke, Korallenkalke, Knollenkalke, Brekzien etc.); Grünschiefer, Prasinite, Amphibolite als metamorphe Umwandlungsprodukte der vulkanischen Gesteine des Meeresbodens des Penninischen Ozeans. Dazu in der Tiefsee kalkig-tonig-kieselige Sedimente der „Bündner Schiefer“. Der marine Sedimentationsraum sinkt unterschiedlich stark ab: Kalksedimente bilden sich auf submarinen Schwellen, in tieferen Bereichen dominieren tonig-mergelige Schichten. Die Sedimentation der späteren Kalkalpen findet auf dem nördlichen Teil des Adriatischen Sporns statt (Abb. 36)

**Fauna & Flora:
Biogeographie:**

Korallen, Ammoniten, Belemniten, Crinoiden, Bivalven, Gastropoden
Typische Faunengemeinschaft der Tethys mit biogeographischen Beziehungen zur Umgebung und nach südöstlichem Europa, Ostasien, China und Nordamerika

Klima:

Warmes bis gemäßigtes Klima

Paläomagnetik:

Norderde, rund 30° nördliche Breite

Im Jura begann das Zeitalter der Dinosaurier und gleichzeitig der Zerfall des Superkontinents Pangäa. Laurasia im Norden und Gondwana im Süden trennten sich voneinander, wobei Gondwana nach Osten driftete. Nach ersten Dehnungen und Grabenbildung folgte im frühen Jura vor etwa 190 Millionen Jahren die Öffnung des zentralen Atlantiks, von dem aus, an Seitenverschiebungen



zwischen Afrika und Alt-Europa versetzt, eine Fortsetzung in Form des Penninischen Ozeans bis in den alpinen Raum reichte. Dieser Ozean bildete sich zwischen dem „Alten Europa“ im

Nordwesten und Afrika im Süden, das mit dem „Adriatischen Sporn“ gleichsam eine Kontinentbrücke zwischen dem Tethys- und Penninischen Ozean bildete. Bis in die Unterkreide vergrößerte sich der Penninische Ozean durch Neubildung von ozeanischer Kruste (Abb. 38).

Reste der ozeanischen Lithosphäre, so genannte Ophiolite, sind als Schürflinge im heutigen Penninikum erhalten. In 3000 bis 4000 m Wassertiefe lagerten sich zunächst Radiolarite und darauf kalkig-tonige Sedimente ab, die als „Bündner Schiefer“ bezeichnet werden.

halten. In 3000 bis 4000 m Wassertiefe lagerten sich zunächst Radiolarite und darauf kalkig-tonige Sedimente ab, die als „Bündner Schiefer“ bezeichnet werden.

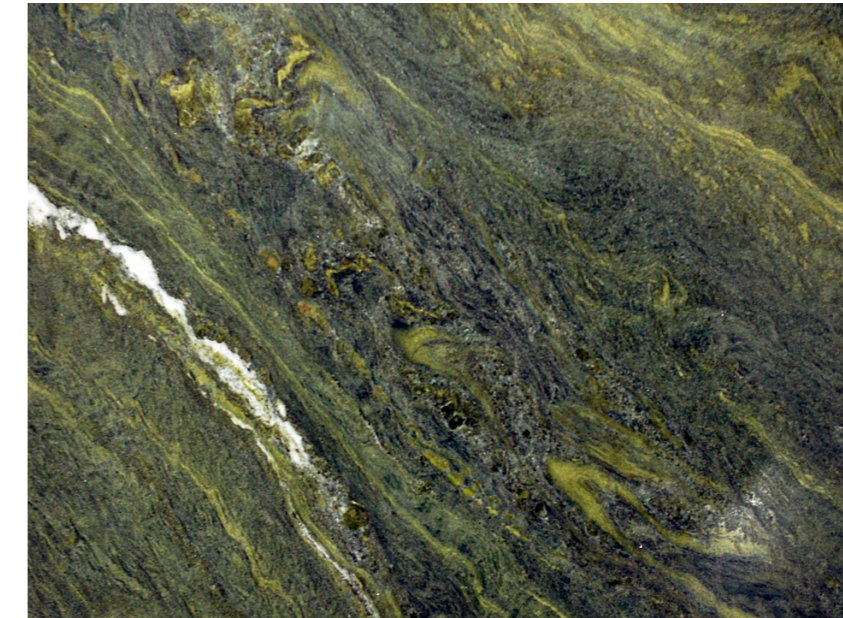
Den Nordwestrand des Penninischen Ozeans bildete das „Alte Europa“, welches das heutige West-, Nord- und Nordosteuropa umfasste. An dessen Südrand waren das heutige Moldanubikum, Moravikum, Helvetikum und das Südpenninikum beheimatet. Die beiden Letzteren bildeten den Helvetischen Schelf, dem im Süden ein Schelfgebiet am „Adriatischen Sporn“ als Fortsetzung der Afrikanischen Platte gegenüber lag. Das heutige Ostalpin und Südalpin waren Schelfablagerungen auf dem Nordteil des aus kontinentaler Kruste bestehenden Adriatischen Sporns.

Während des Jura war dieses Gebiet fast immer von Meer bedeckt. Bis zum Ende des Mitteljura wurden hier rote Kalkschlämme mit Ammoniten und Resten von Seelilien abgelagert. Bekannt sind beispielsweise der Adneter Kalk als Bau- und Dekorstein. Dieser Schelf war im späten Jura auf 1000 m Tiefe oder mehr abgesunken (Abb. 37).

Die einsetzende Ostdrift von Afrika und des „Adriatischen Sporns“ bedeutete den Anfang des Endes des Tethys-Ozeans, der ab dem mittleren Jura gegen Osten subduziert, d. h. verschluckt wurde. Nachdem der westliche Teil des Ozeans verschwunden war, wurden Teile der ozeanischen Lithosphäre abgeschert und auf den Kontinen-

talrand des „Adriatischen Sporns“ aufgeschoben (=obduziert).

Die Obduktionsprozesse endeten im späten Oberjura um 150 Millionen Jahren vor heute. Dabei entstand eine breite, tiefgreifende, linksseitige (sinistrale) Störungszone, die vom Penninischen Ozean bis zum Tethys-Ozean reichte und die Kontinentbrücke des „Adriatischen Sporns“ durchschnitt¹. An dieser Störungszone wurden große Krustenstücke gegeneinander verschoben.



Nördlich davon lag das heutige Ostalpin, südlich verblieb das Südalpin. Diese Störungszone repräsentiert somit die erste Anlage des Periadriatischen Störungssystems (Abb. 39), auch wenn das heutige Lineament nur mehr in stark veränderter Form und Position vorhanden ist.

In Folge der ostwärts gerichteten Bewegung Afrikas kam es an dieser Fuge zu weiteren Deformationen: Dabei wurde der Südrand des heutigen Ostalpins angehoben und die davon betroffenen Schelfsedimente der Trias und des Jura von ihrem Untergrund abgeschert und gegen Nordwesten überschoben. Berggroße Schollen glitten in der Folge ins Becken aus Radiolarienschlamm ab. Es entstand ein Relief, auf dem sich erneut Riffe ansiedelten. Allmählich begrub Kalkschlamm die submarine Schollenlandschaft wieder unter sich (nach R. Schuster et al., 2015, H. P. Schönlaub & R. Schuster, 2015).

Abb. 38. Prasinit („Dorfergrün“) aus dem Steinbruch Hinterbichl bei Prägraten, Osttirol – umgelagerte ozeanische Kruste aus dem Jura, verschiefert. Foto H. P. Schönlaub

¹Bei Seitenverschiebungen werden links- (sinistrale) und rechtsseitige (dextrale) Verschiebungen unterschieden. Zum Nachweis der Bewegung wird die Richtung des vom Betrachter aus jenseits der Seitenverschiebung liegenden Blockes festgestellt. In diesem Fall bewegte sich das Krustenstück mit dem heutigen Ostalpin nach links, also in nordwestlicher Richtung

Abb. 37. Lebensbild des Ozeans in der Jura-Zeit. © Geopark Karnische Alpen

Kreide (145–66 Mio. Jahre vor heute) – die Geburt der Alpen (Abb. 39)

Lithologie:	Flach- und Tiefwasserkalke, kleine Riffe, Konglomerate, fossilreiche Sandsteine, Mergel, Rudistenkalke, Kohle
Fauna & Flora:	Ammoniten, Gastropoden (<i>Actaeonella</i> , <i>Nerinea</i>), Korallen, Muscheln (Rudisten), Mikrofossilien (Foraminiferen), Flugsaurier
Biogeographie:	Flachwasserfazies mit biogeographischen Beziehungen zur Umgebung und Südosteuropa
Klima:	Sehr warmes Klima
Paläomagnetik:	Norderde, 30–35° nördliche Breite

Die erste Phase der Alpidischen Gebirgsbildung (Orogenese) zwischen ca. 145 und 70 Millionen Jahren wird als kreidezeitliches „Eoalpidisches Ereignis“ bezeichnet, dessen Höhepunkt vor etwa 100–90 Mio. Jahren in der frühen Oberkreide war.

In der Kreide zerfiel Pangäa vollständig, Europa nahm allmählich die heutige Form an. Süd- und Nordatlantik begannen sich abzuzeichnen (Abb. 39).

Der Penninische Ozean verbreiterte sich, indem ein zweiter Ast die Iberische Halbinsel vom „Alten Europa“ abtrennte und sich weiter gegen Osten ausbreitete (Abb. 40). Der „Adriatische Sporn“ löste sich allmählich von Afrika und bildete ab ca. 95 Millionen Jahre vor heute eine eigenständige Platte, die als „Adria“ oder auch als „Adriatische Mikroplatte“ bezeichnet wird.

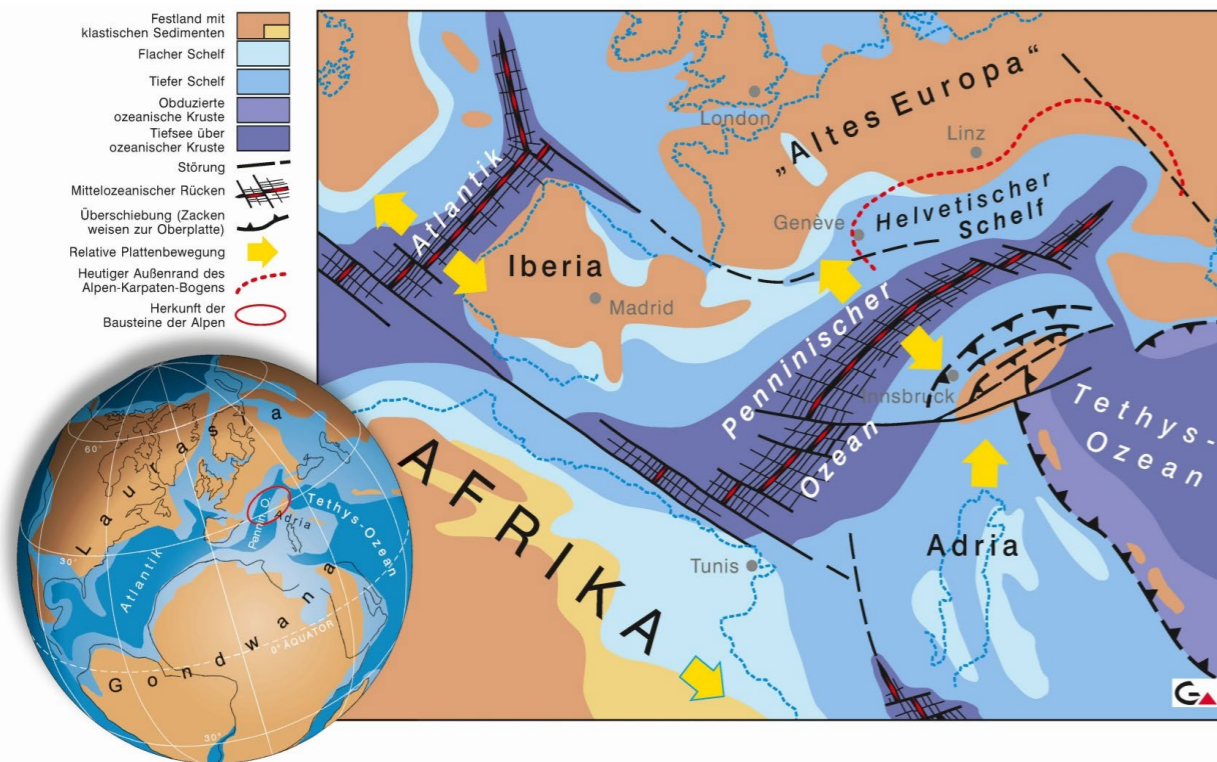


Abb. 39. Paläogeographie der Erde vor ca. 120 Mio. Jahren in der Unterkreide. © Geologische Bundesanstalt

Seither driftete diese mit einigen Millimetern pro Jahr gegen Norden und rotierte dabei leicht entgegen dem Uhrzeigersinn. Diese Bewegungen waren letztendlich für die Bildung der Alpen verantwortlich.

Vor etwa 135 Millionen Jahren begann die eigentliche Bildung der Alpen, für die eine Plattengrenze entlang der im Oberjura angelegten sinistralen Störungszone (= linksseitige Verschiebungszone, s. S. 53), die den Penninischen mit dem Tethys-Ozean verband, verantwortlich war (Abb. 39).

An dieser Plattengrenze tauchte der nördliche Teil des „Adriatischen Sporns“ unter den südlichen Teil ab. Die vorderste Position nahm die kontinentale Kruste des ehemals nördlichsten Teils des „Adriatischen Sporns“ ein, dahinter kam die ozeanische Kruste des Penninischen Ozeans und zuletzt die kontinentale Kruste des „Alten Europa“. Von der abtauchenden Platte wurden Sedimentgesteine abgehobelt und zu Decken eines frühen Orogenkeils gestapelt.

Die abgescherten Decken aus wenig metamorphen paläozoischen und mesozoischen Gesteinen bauen heute u. a. Teile der Karawanken, die Gurktaler Alpen und die Nördlichen Kalkalpen auf. Dieser Orogenkeil ragte als langgestreckte Inselketten teilweise über die Wasseroberfläche. Die Inseln wurden bald erodiert und der Abtragungsschutt gelangte in Becken innerhalb und vor dem Deckenstapel. Hier lagerten sich die bis über 2500 m mächtigen Sedimente der Gosau-Gruppe ab. Während der gesamten Unterkreide wurden sukzessive neue Decken in den Orogenkeil eingebaut, der sich gegen Nordwesten erweiterte.

In der mittleren Kreide vor knapp 90 Millionen Jahren hatten die vordersten Teile der subduzierten Lithosphärenplatte eine Tiefe von mehr als 70 km im Erdmantel erreicht. Durch die hier herrschenden Drucke und Temperaturen entstanden Eklogite. In weiterer Folge lösten sich große Krustenstücke von der abtauchenden Lithosphärenplatte ab und stiegen als Decken aus metamorphen kristallinen Gesteinen zur Oberfläche auf.

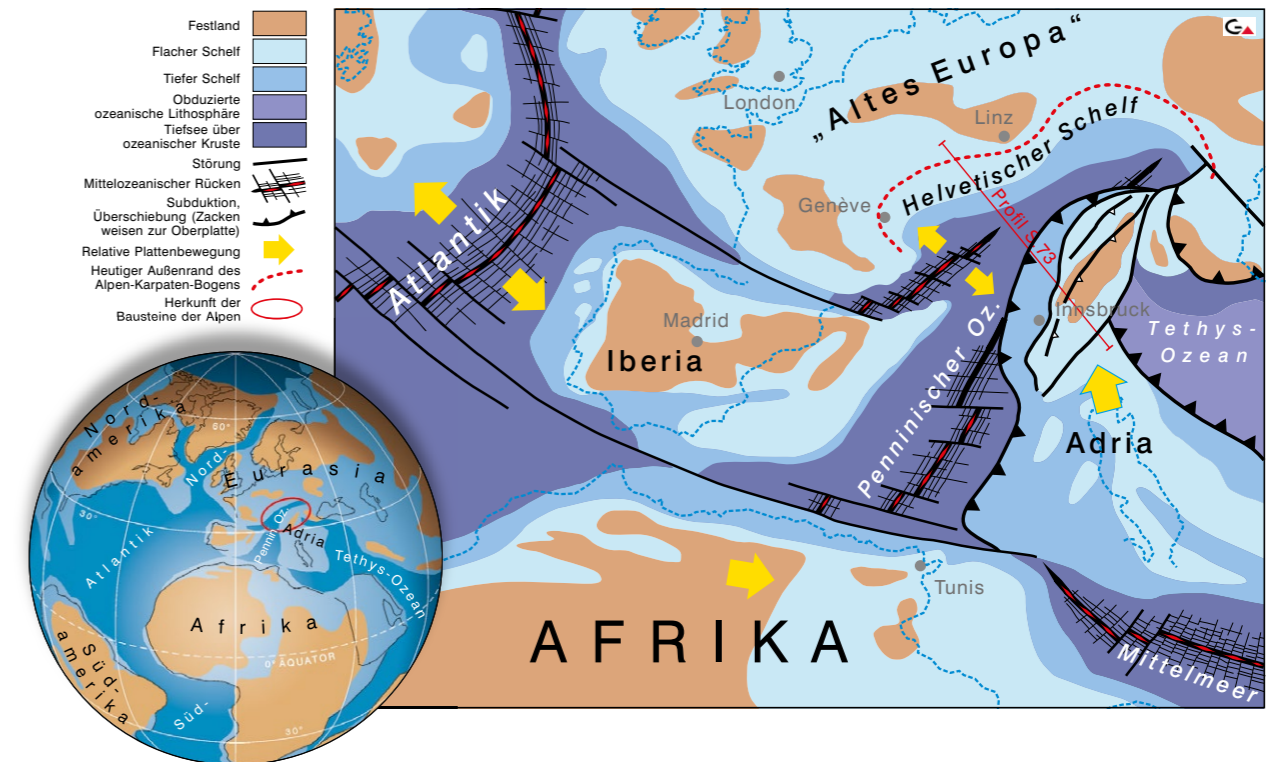


Abb. 40. Paläogeographie der Erde vor ca. 90 Mio. Jahren in der Oberkreide. © Geologische Bundesanstalt

Über verkarsteten Kalken des Jura und der Trias bildete sich lokal Aluminiumtonerde (Bauxit), in den subtropischen Küstenlandschaften hinterließen kleine Sümpfe Kohlevorkommen. Fluviale (von Flüssen transportierte) bis ufernahe Konglomerate, Sand- und Tonsteine sind weitverbreitete Gesteine der Unteren Gosau-Subgruppe. Korallen konnten in diesem sandig-tonigen Milieu hauptsächlich als Einzelformen gedeihen, größere Riffbänke wurden von dickschaligen Muscheln, den Hippuriten, aufgebaut, Schnecken und Ammoniten waren zahlreich. In der Oberkreide senkte sich der Ablagerungsraum erneut stark ein und Tiefwassersedimente mit Turbiditen wurden in das penninische Ozeanbecken im Norden geschüttet (Obere Gosau-Subgruppe). Vermutlich lag ein Teil des Orogenkeils damals über dem Kontinentaltalhang zum Penninischen Ozean.

In der Oberkreide um 85 Millionen Jahren vor heute nahm im Ostalpin die Tektonik insgesamt ab und nur mehr kleine Anteile des Penninischen Ozeanbodens samt Sedimentauflage wurden von der abtauchenden Platte abgehobelt. Sie schoben sich zu einem Akkretionskeil zusammen, der auch Teile des bestehenden Orogenkeils einschloss und weiter unter dessen Hauptmasse aus Ostalpinen Decken geschleppt wurde (Abb. 40, 41). Dazu gehören die Unterostalpinen Decken in

den heutigen Radstädter Tauern und im Semmeringgebiet, ebenso auch Decken des Penninikums in den Hohen Tauern.

Zugleich bildete sich an der Erdoberfläche eine Tiefseerinne, in der sich Flyschgesteine ablagerten. Sie wurde vornehmlich mit Verwitterungsschutt und Trübeströmen von sandig-tonigen Sedimenten aus dem südlich angrenzenden Orogenkeil gespeist.

Obwohl in der späten Kreide im Penninischen Ozean weiterhin ozeanische Kruste entstand, begann sich der Ozean allmählich zu schließen. Hier wurde bereits mehr Lithosphäre subduziert als produziert.

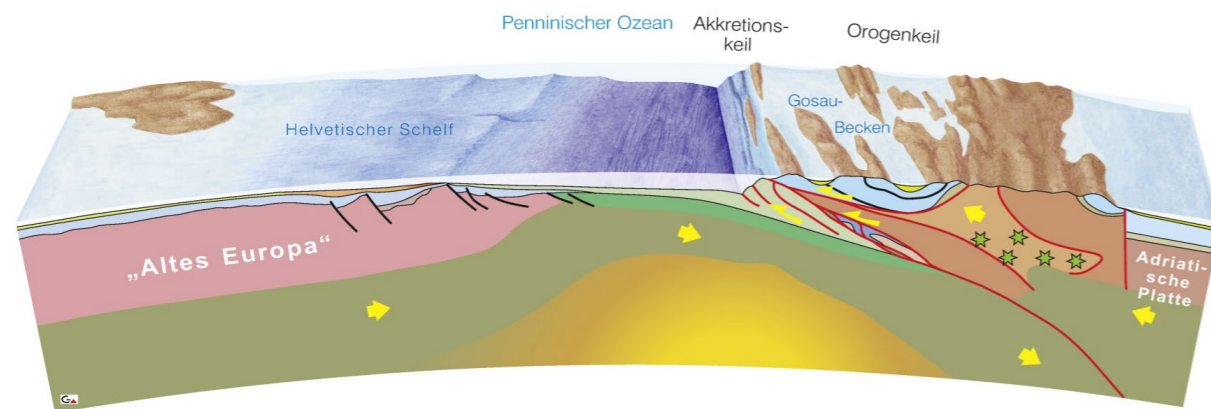


Abb. 41. Schnitt von der Böhmisches Masse über Helvetischen Schelf, Flyschtrug (Penninischer Ozean) zu den Ur-Alpen im Zeitraum Oberkreide bis Eozän. © Geologische Bundesanstalt

Die Erdneuzeit

Paläogen und Neogen (66–2,58 Mio. Jahre) – *Aufstieg der Alpen zu einem Gebirge* (Abb. 42)

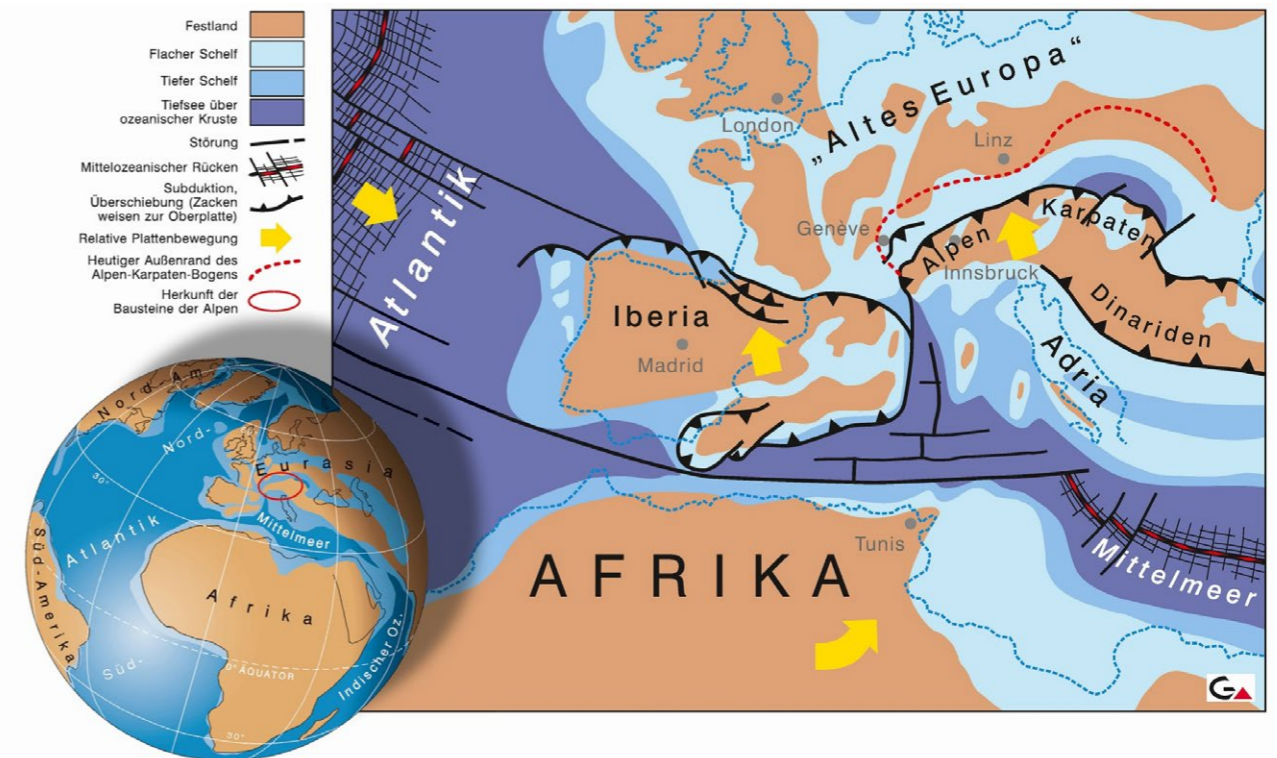


Abb. 42. Paläogeographie der Erde vor ca. 30 Mio. Jahren im späten Paläogen. © Geologische Bundesanstalt

Ab dem späten Erdmittelalter (vor ca. 80 Millionen Jahren) wurden Teile des Penninischen Ozeans unter den Ostalpinen Deckenstapel subduziert. Durch weitere Einengung war in der frühen Erdneuzeit, dem Paläogen, der Penninische Ozean vollständig verschwunden und europäische kontinentale Kruste gelangte in die Subduktionszone (Abb. 41). Diese Phase dauerte bis 40–30 Millionen Jahre vor heute, als die langsam subduzierende und zunehmend vertikal absinkende schwere Lithosphärenplatte den Zugkräften nicht mehr standhielt und abbrach („slab break-off“). Sie versank im darunter liegenden Erdmantel.

In der Gegenbewegung nach oben dringender Erdmantel führte in der unteren Erdkruste zur Bildung von Schmelzen, welche an der reakti-

vierten Grenze zwischen Ost- und Südalpen als Periadriatische Intrusiva (Tonalite, Granodiorite) in der obersten Kruste erstarrten (Abb. 43). Teile der Schmelzen gelangten bis an die Erdoberfläche, wo sie Vulkane bildeten. Zeugnisse der heute vollständig erodierten Vulkane sind Gerölle in der Molassezone von Oberbayern und Salzburg. Sie sind ein Indiz, dass die Hauptwasserscheide damals weit südlich des heutigen Alpenhauptkammes gelegen hat und das Entwässerungssystem generell nach Norden orientiert war (Abb. 44).

Im mittleren Paläogen lag die Front des Orogenkeils nur wenig südlich des heutigen nördlichen Alpenrandes. Das nördliche Vorland wurde schon damals von der Böhmisches Masse und ihrer Fortsetzung nach Süden gebildet. Diese wurde von

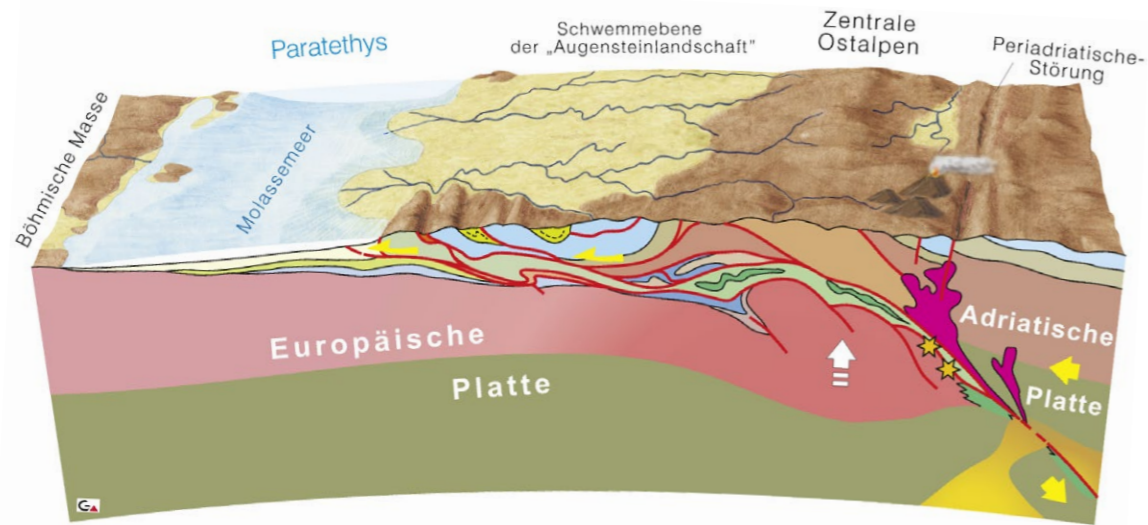
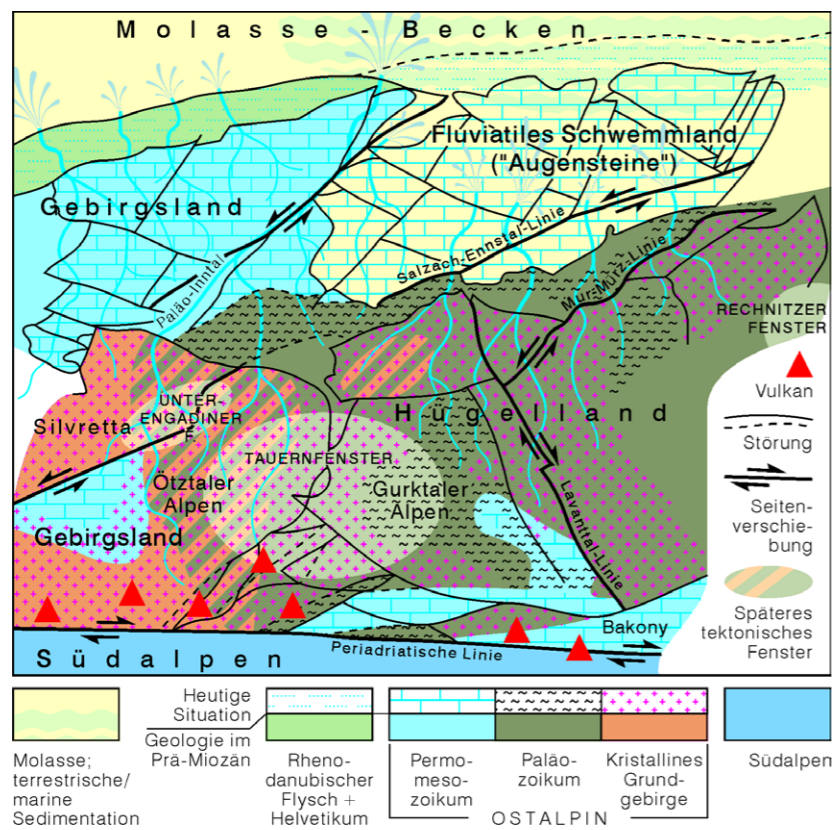


Abb. 43. Schnitt von der Böhmischen Masse über Molassebecken zu dem in Decken nach Norden transportierten Alpenkörper im Oligozän vor rund 30 Millionen Jahren. © Geologische Bundesanstalt

der Last des Orogenkeils in die Tiefe gedrückt und es entstand ein marines Vorlandbecken, das als Molassebecken bezeichnet wird. Kleinräumig gegliedert, breitete sich diese „Paratethys“ von Frankreich bis nach Zentralasien um das aufsteigende alpidische Gebirge aus.

Während des Neogens führten in der Molassezone tektonische Unruhe und Meeresspiegelschwankungen zu wiederholten Transgressionen und Regressionen. Das Molassemeer der Paratethys, welches bis ins mittlere Miozän im Einfluss-



bereich von subtropischem Klima lag, beherbergte eine reiche Tier- und Pflanzenwelt mit Haien, Seekühen, Walen, Muscheln und Schnecken, Seegräsern, Blausängern und vielem mehr. Vor etwa 17 Millionen Jahren verlandete der westlich von St. Pölten gelegene Teil und verbreitet lagerten sich mächtige Süßwassersedimente ab. Die jüngsten marinen Sedimente in Österreich sind etwa 12 Millionen Jahre alt und stammen aus dem mittleren Neogen. Später waren noch bis ca. 9 Millionen Jahre lokal große Seen vor-

Abb. 44. Rekonstruktion der Ostalpen zur Zeit der „Augenstein-Landschaft“ im jüngeren Oligozän. © Geologische Bundesanstalt

handen. Tonige Sedimente daraus werden heute noch zur Ziegelproduktion verwendet.

Der Verlust der verdickten Kruste vom schweren lithosphärischen Mantel löste ab dem späten Paläogen, um 30 Millionen Jahre vor heute, starke isostatische Ausgleichsbewegungen im Orogenkeil aus, die sich in der Hebung der Westalpen und westlichen Ostalpen mit Beträgen von bis zu 5 Millimeter pro Jahr (heute etwa 0,5 mm/Jahr) äußerten. Die Folge war ein im jüngeren Oligozän auch morphologisch in Erscheinung tretendes Gebirge. Während im jüngeren Oligozän westlich des Inntals bereits ein Gebirge existierte, war der Bereich der heutigen östlichen Kalkalpen ein weites, von Flüssen durchzogenes Schwemmland mit Schutt aus dem flachwelligen Hügelland im Süden. Gerölle kristalliner Gesteine („Augensteine“) auf den Hochflächen der östlichen Kalkalpen wie Rax, Schneeberg und Dachstein sind in über 2000 m Höhe erhalten (Abb. 44).

Ab etwa 23 Millionen Jahren vor heute, am Beginn des Neogens, änderten sich die Kräfteverhältnisse im

Orogenkeil; sie hatten tiefgreifende Veränderungen in den Ostalpen zur Folge. Die Nord-Süd-Einengung der Ostalpen im Neogen ist vor allem dadurch bedingt, dass der nordöstliche Teil der Adriatischen Platte (der „Südalpen-Indenter“) gegen Nordosten vorstieß (Abb. 45). Die maximale Verkürzung lag im Bereich des Brennerpasses und betrug über 100 km, das war etwa die Hälfte der vormaligen Breite. Durch den Vorstoß nach Norden wurden vor allem die Hohen Tauern zusammengestaucht und in die Höhe gepresst. Die Gesteine kühlten dabei ab, Klüfte entstanden und Mineralien kristallisierten, wie z. B. Bergkristalle oder die Epidote der Knappenwand in Salzburg. Auch der Ostteil der Nördlichen Kalkalpen und die zentralen Ostalpen begannen als Gebirge aufzusteigen. Gleichzeitig bewegte sich die Front der Alpen nach bis etwa 17 Millionen Jahre vor heute weiter gegen Norden.

Der Molassetrog wurde bis zu dieser Zeit weiter eingengt und teilweise überschoben. Teile davon wurden tektonisch hochgeschürft und in den alpinen Orogenkeil eingebaut. Sie werden als „Allochthone Molasse“ bezeichnet.

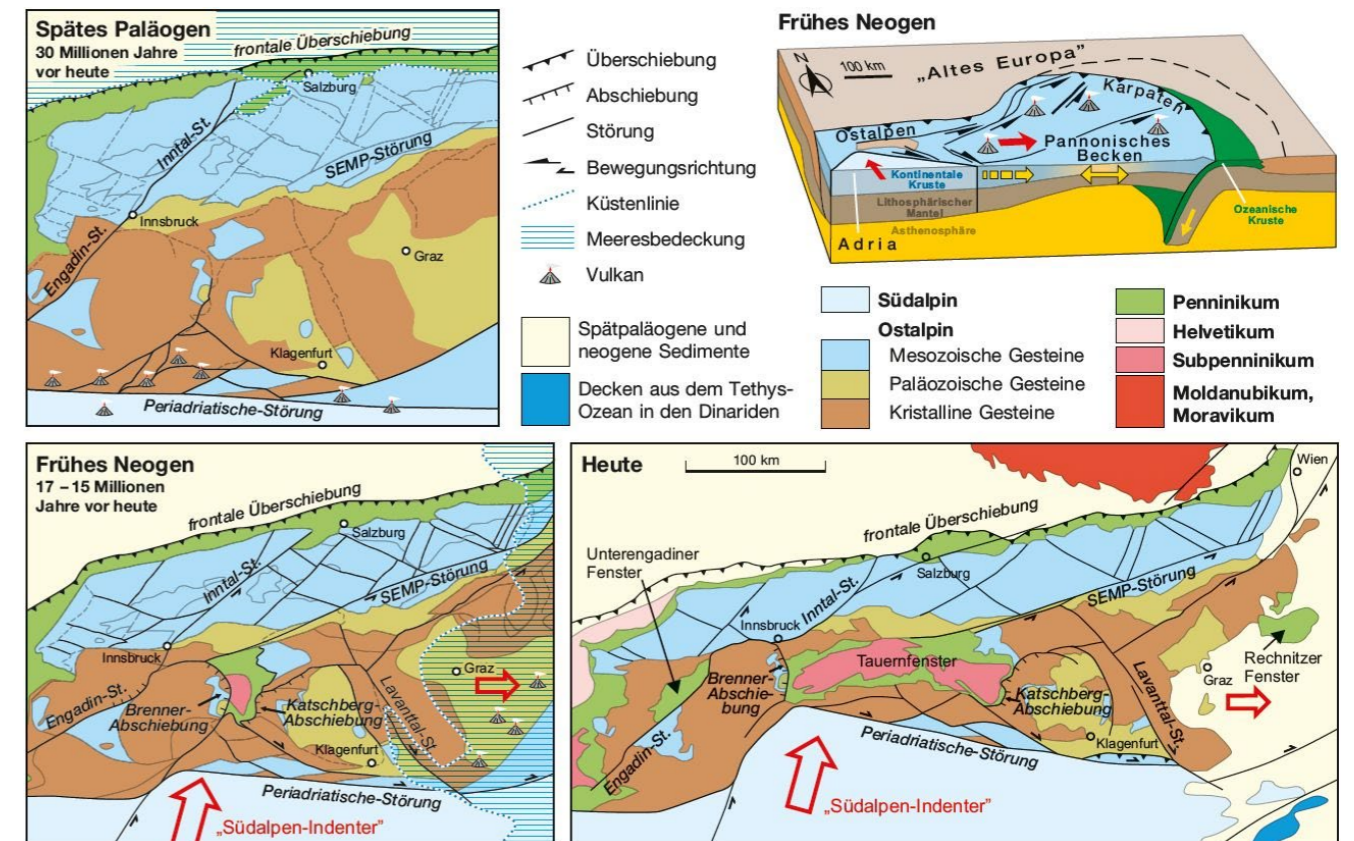


Abb. 45. Die Extrusion von Teilen der Alpen nach Osten im frühen Neogen. © Geologische Bundesanstalt

Ab etwa 17 Millionen Jahren vor heute wurde fast die gesamte Nord-Süd-Verkürzung durch das „Ausfließen“ des Orogenkeils gegen Osten kompensiert. Gleichzeitig entwickelte sich ein System von Seitenverschiebungen und Abschiebungen. An diesen Störungen wurden die Gesteine mechanisch zerrüttet, so dass die Erosion hier besonders effektiv wirken konnte. Das erklärt, warum die großen Alpentäler den im Neogen angelegten Störungen folgen. Zu den WSW-ESE orientierten Störungen zählen die Inntalstörung und die Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP), von denen jeweils Ausläufer in die Nördlichen Kalkalpen abzweigen. Sie sind für ihre heutige Längserstreckung verantwortlich. Weitere Seitenverschiebungen folgen dem Pöls-, Lavant-, Mur-, Mürz-, Isel- und Mölltal. Auch das Periadriatische Lineament im Gailtal und in den Karawanken wurde als dextrale (rechtsseitige) Seitenverschiebung reaktiviert.

An den großen Abschiebungen erfolgte die Bildung des Unterengadiner Fensters und des Tauern- und Rechnitz-Fensters, in denen Decken des Penninikums und Subpenninikums unter dem überschobenen Ostalpin hervortreten. Der Aufstieg der Hohen Tauern begann im mittleren Miozän, erste „Tauerngesteine“ kamen ab 14 bis 13 Millionen Jahren vor heute an die Oberfläche.

An den Seitenverschiebungen erfolgten auch beträchtliche vertikale Bewegungen, die beispielsweise für das Herausheben von Kor- und Saualpe verantwortlich waren. An anderen Stellen bildeten

Die heutigen Alpen – Eiszeit und Ötzi

Im Quartär wurden die Alpen von Eis und von Gletschern geformt. Im Alpenraum sind vier große Vergletscherungen dokumentiert (Günz, Mindel, Riss, Würm). Deren jüngste, das Würm-Glazial (ca. 110.000 bis 12.000 Jahre vor heute) hat die Landschaft maßgeblich geformt. Am Höhepunkt dieser letzten Klimaverschlechterung, vor rund 20 bis 22.000 Jahren, waren die großen alpinen Täler mit mehr als 1000 m mächtigen Eisströmen erfüllt, deren Zungen weit in das nördliche und südliche Alpenvorland vorstießen, im Enns-, Mur- und Drautal aber als Talgletscher innerhalb der

sich die Inneralpinen Becken wie das Tamsweg-, Fohnsdorf- oder Lavanttal-Becken. Sie wurden mit dem Schutt der angrenzenden Berge gefüllt, örtlich bildeten sich aber auch Kohlen. Am Alpenostrand und in den Karpaten entstanden durch die Dehnung der Lithosphäre das Wiener, Pannonische und Steirische Becken. Der Untergrund sank dabei zum Teil bis über 5 km ab, gleichzeitig wurden sie mit Sanden und Ton gefüllt. An den Küsten entstanden kleine Riffe wie etwa der Leithakalk.

Ab etwa 12 Millionen Jahren vor heute wurde die Paratethys allmählich von den Weltmeeren abgeschnitten und süßte langsam aus. Es entstand der „Pannonsee“, der am Ostrand der Alpen vor etwa 9 Millionen Jahren endgültig verlandete.

Am Alpenostrand war die Füllung der Becken zeitweise von intensivem Vulkanismus begleitet. Er resultiert aus der Subduktion des Penninischen Ozeans unter dem Karpatenbogen und mit der damit einhergehenden Dehnung der Lithosphäre im Pannonischen Becken. Die ältesten Vulkane waren vor rund 15 Millionen Jahren aktiv (z.B. bei Kollnitz im Lavanttal in Kärnten, Bad Gleichenberg und Weitendorf in der Steiermark); vor rund 11 Millionen Jahren kam es zur Eruption der Basalte des Pauliberges und von Oberpullendorf im Burgenland. Den Abschluss des Vulkanismus bildete zwischen 4 und 1 Millionen Jahre, eine sehr aktive und an Auswurf reiche Phase, durch die die Basalte von Klöch, Wilhelmsdorf und Feldbach gefördert wurden.

Alpen steckenblieben (Abb. 46). Nur die höchsten Gipfel ragten aus dem Eis.

Die glazialen Formen und Ablagerungen der Eiszeiten sind mannigfaltig: Trogtäler, übertiefte Becken und Seen gehen auf die schürfende Wirkung des Eises zurück, ebenso vom Eis zugeschiffene Felsriegel (Rundhöcker), Kare mit ihren charakteristischen Formen, gekritzte und polierte Geschiebe in Moränen wie auch Kubikmeter große erratische Blöcke, deren Ursprung teilweise mehr als hundert Kilometer entfernt liegen kann. Die an der Gletschersohle

gebildete Grundmoräne kleidet viele Talflanken und Böden aus und bildet dort häufig die stauende Unterlage für Moore und Vernässungen.

Am Höhepunkt der jeweiligen Vereisungsphasen wurde in Zeiten geringer Wasserführung Schluff und Feinsand aus den vegetationsfreien Schotterfluren ausgeweht und in der umgebenden Kältesteppe als Löss abgelagert.

Nach der letzten Vereisung schmolzen die Eisströme rasch ab und wichen ins Alpeninnere zurück. An ihren Rändern wurden teils ausgedehnte Eisrandterrassen geschüttet, die Becken mit Bänderschuffen und mit Sand und Kies verfüllt. Doppelgrate, Fels- und Bergstürze, Gleitungen oder Sackungen sind Ausdruck von destabilisierten, übersteilten Talflanken.

Mit zunehmender Erwärmung und einsetzender Vegetation vor 14 bis 13.000 Jahren schnitten sich

die Flüsse in die zuvor aufgeschütteten Talverfüllungen ein. Die dabei gebildeten Terrassen, die entlang aller Vorlandflüsse zu finden sind, zeugen von einer klimatisch gesteuerten Abfolge von Erosion und Ablagerung.

Auch in der Nacheiszeit (Holozän) sind kleinere Klimaschwankungen zu erkennen. „Klimaarchive“ sind sowohl Moor- und Seenablagerungen, Höhlensedimente, Tropfsteine (Stalagmiten) als auch historische Aufzeichnungen. Generell schwankten die holozänen Klimawerte im Jahresmittel nicht mehr als 1,5 °C. Einerseits war dabei die vergletscherte Fläche doppelt so groß wie heute, andererseits zeigen Torfknollen und Baumreste frühholozänen Alters unter der Zunge der Pasterze sowie der Fundpunkt des Eismannes („Ötzi“) vom Hauslabjoch, dass die Gletscher in kurzen Warmphasen eine deutlich geringere Ausdehnung als heute hatten.



Abb. 46. Maximale Gletscherausbreitung während der letzten Eiszeit vor etwa 20.000 Jahren. Nach D. van Husen, 1987, 1994, ergänzt und verändert von M. Brüggemann-Ledolter



Abb. 47. Eine Ikone der Weltraumfotografie: Das magische Bild der aufgehenden „kleinen“ blauen Erdkugel über dem Mondhorizont in der unendlichen Weite des schwarzen Universums, aufgenommen am 24. 12. 1968 vom Astronauten William Anders während des Fluges von Apollo 8. Der Naturfotograf Galen Rowell bezeichnete das Bild, das „zur Kontemplation über unsere zerbrechliche Existenz und unseren Platz im Kosmos inspirierte“, als einflussreichste Umweltfotografie, die jemals gemacht wurde. © NASA

Wir sind in der Gegenwart angekommen. Das Heute ist allerdings nicht das Ende der Entwicklungsgeschichte der Alpen. Bereits mit den Eiszeiten, das war am Beginn des Quartärs vor rund 2,6 Millionen Jahren, setzte der Zerfall ein. Doch der eigentliche Niedergang wurde mit dem Aufstieg der Alpen zu einem Hochgebirge eingeleitet. Dafür waren die Schwerkraft und die Erosion verantwortlich. Riesige Mengen von Schutt wurden seit dem Oligozän vor rund 34 Millionen Jahren in die Täler und Senkungsräume verfrachtet, sei es inneralpin oder in außeralpine Vorlandsenken (Abb. 48).

Diese Menge würde ausreichen, um die Alpen rund 5 km höher zu machen. Das war aber aufgrund der Krustenverdickung unter den Alpen und der durch bedingten isostatischen Ausgleichsbewegungen nicht der Fall! In diesem Zusammenhang drängt sich der Vergleich mit einem Eisberg auf: Wenn von den Alpen oben durch Erosion etwas weggenommen wird, wachsen sie von unten nach und verlieren daher kaum an Höhe!

Dennoch halten Höhenänderungen auch in der Gegenwart an (Abb. 49). In Österreich herrschen nordöstlich der Linie Salzburg-Graz Senkungen vor, südwestlich davon dominieren Hebungen. Die Becken im nordöstlichen Teil tendieren zu einer Absenkung.

Zu den langsamen und kaum wahrnehmbaren Höhenänderungen kommen in der Gegenwart aber auch oft nicht vorhersehbare Erdbeben, Überschwemmungen, Lawinen- und Murenabgänge und der – heute allgemein anerkannt – vom Menschen induzierte Klimawandel. Zwar hat es Katastrophenereignisse wie verheerende Vulkanausbrüche auch in der erdgeschichtlichen Vergangenheit gegeben, doch nimmt die Zahl und Intensität von Extremereignissen nach statistischen Angaben von Rückversicherern seit den 80er Jahren deutlich zu.

Das Gesamtjahr 2017 lag mit insgesamt 330 Milliarden Dollar auf Platz zwei der jemals registrierten Naturschäden. Lediglich 2011, als es unter anderem zum großen Erdbeben in Japan kam, war mit 354 Milliarden Dollar noch teurer. Nach E. Rauch beim Rückversicherer Munich RE „ist ein solcher Verlauf trotz seiner Extreme nicht untypisch. Schwere Wirbelstürme treten überwiegend im Spätsommer auf.“

Ein jüngst von der Technischen Universität München veröffentlichtes Computermodell veranschaulicht die rezente Dynamik des gesamten Alpenraums (Abb. 50). Es basiert auf Positionsbestimmungen von über 300 GPS-Antennen im 15-Sekunden-Takt im gesamt-

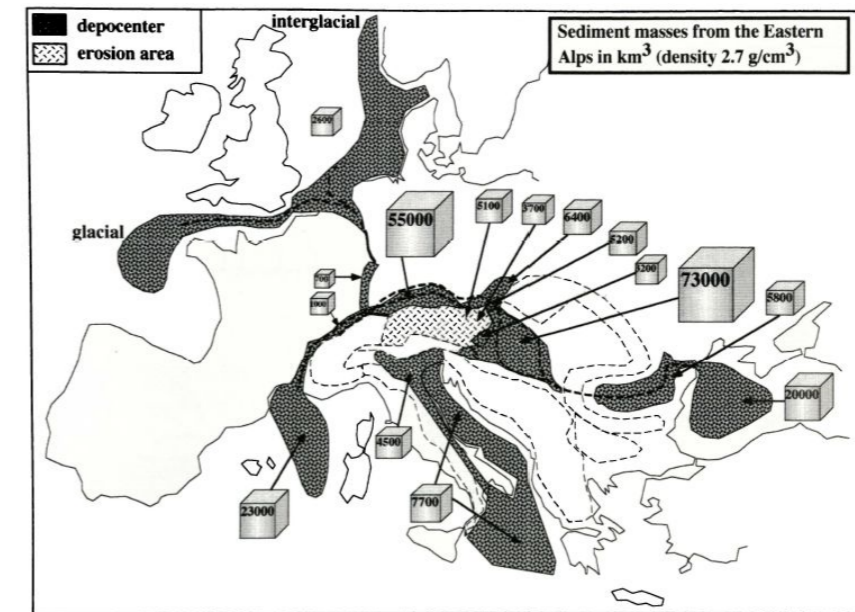


Abb. 48. Laut Berechnungen von J. Kuhlemann (2000) wurden in rund 34 Millionen Jahren seit dem Oligozän ca. 217.000 km³ feste und gelöste Fracht aus den Ostalpen in die Vorlandbecken transportiert und dort als Sedimente abgelagert. Dieser Menge entsprechen etwa 250.000 Matterhörner. © Pers. Mitt. B. Lammerer, München

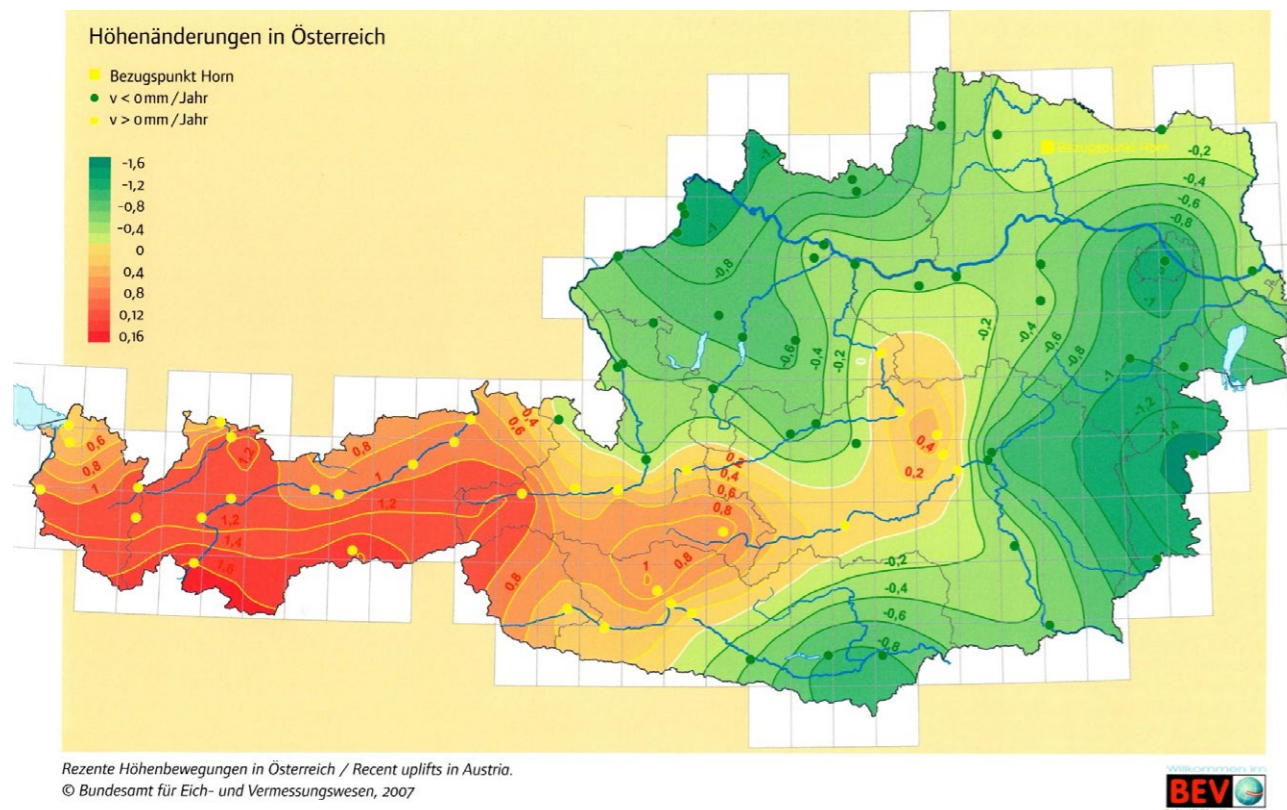


Abb. 49. Rezente Höhenänderungen in Österreich. Nach N. Höggerl (2007)

ten Alpenraum über einen Zeitraum von 12 Jahren, die in einem geodätischen Modell ausgewertet wurden (L. Sánchez et al., 2018). Danach wachsen die Alpen im Jahr um durchschnittlich 1,8 Millimeter und wandern jährlich im Schnitt um einen halben Millimeter nach Norden bzw. bis zu 1,3 Millimeter nach Nordosten. Die Hebung ist aber nicht überall gleichmäßig:

In den Zentralalpen erreicht sie Werte von mehr als 2 Millimeter, im Süden der Westalpen ist sie

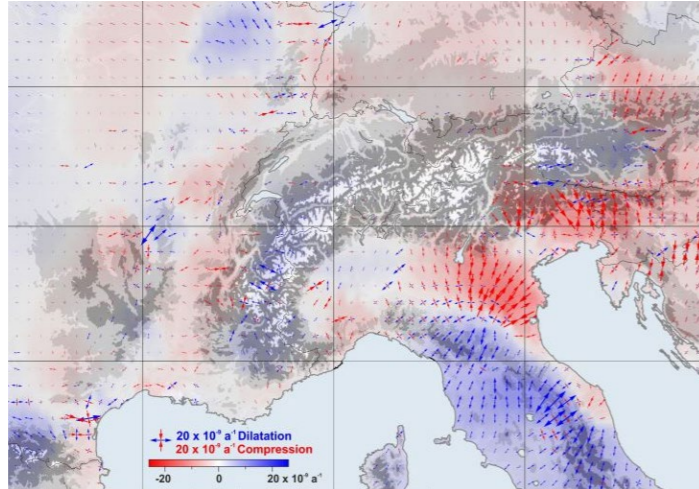


Abb. 50. Aus rund 300 GPS-Daten abgeleitetes heutiges horizontales Spannungsfeld der Alpen: In roten Bereichen tritt eine Kompression auf, in blauen eine Dehnung. © DGFI-TUM

hingegen nur gering. In Süd- und Osttirol kommt zu diesen Bewegungen eine Rotation in Richtung Osten dazu, zugleich findet hier eine starke Kompression statt.

Diese Veränderungen spiegeln Bewegungen im tieferen Untergrund wieder, die mit der früh-

alpidischen Gebirgsbildung im Oberjura vor etwa 135 Millionen Jahren begannen und bis heute andauern. Im frühen Neogen vor etwa 17 bis 15 Millionen Jahren erreichten sie ihren Höhepunkt (vgl. Abb. 45).



Abb. 51. Der Rhein schneidet durch die Schuttmasse des Bergsturzes, im Hintergrund rechts die Anrisskante am Flimserstein. Mit einem Volumen zwischen 9 km³ und 12 km³ ist der Flimser Bergsturz das größte alpine Bergsturzereignis und weltweit einer der größten derzeit bekannten Bergstürze. Der Bergsturz fand vor 9.480 bis 9.430 Jahren statt. © Wikimedia Commons (Adrian Michael)

In den kommenden Jahrzehnten wird der anthropogen verursachte Klimawandel die alpinen Landschaften und die Erde insgesamt maßgeblich verändern. Die Alpen werden verstärkt von Muren, Bergstürzen, Massenbewegungen und Starkniederschlägen betroffen sein (Abb. 51, 52). Viele Studien kommen zum Schluss, dass ca. ab dem Jahr 1980 Treibhausgase der treibende Faktor des Klimawandels waren bzw. weiter sind (Abb. 53).

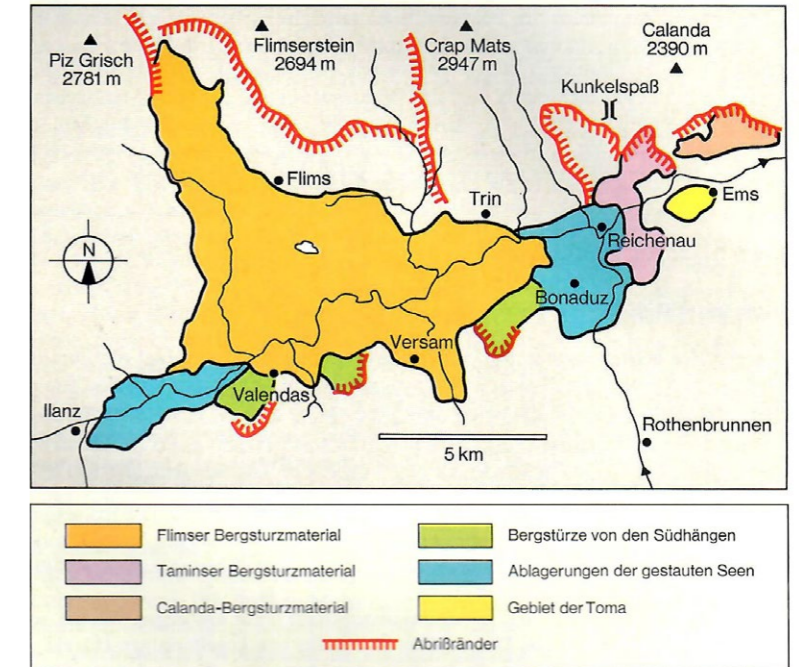
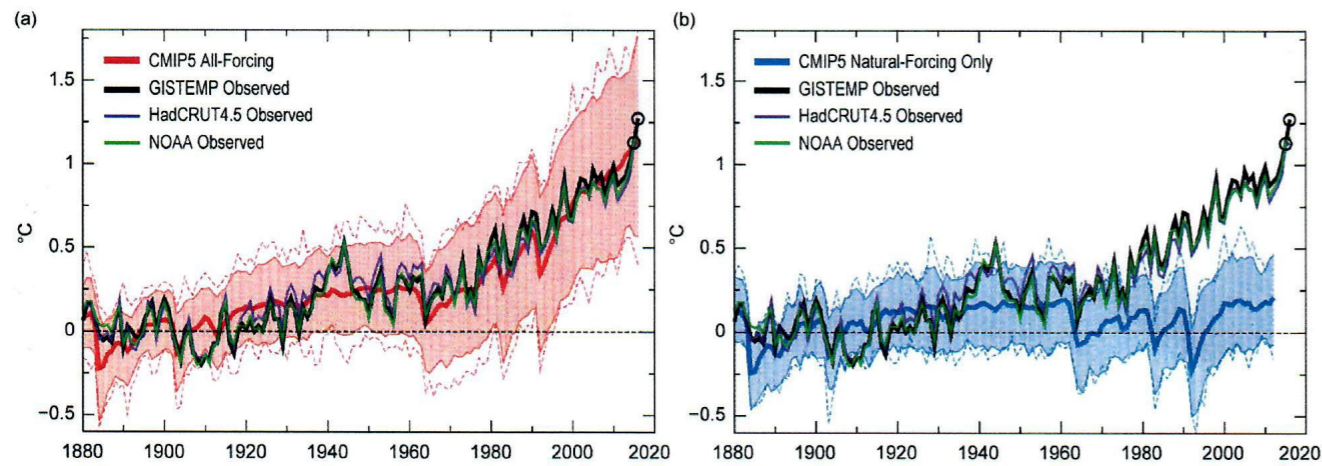


Abb. 52. Geologische Kartenskizze der Bergsturzlandschaft zwischen Ems und Illanz am Vorderrhein. Aus Heierli, H., 1977



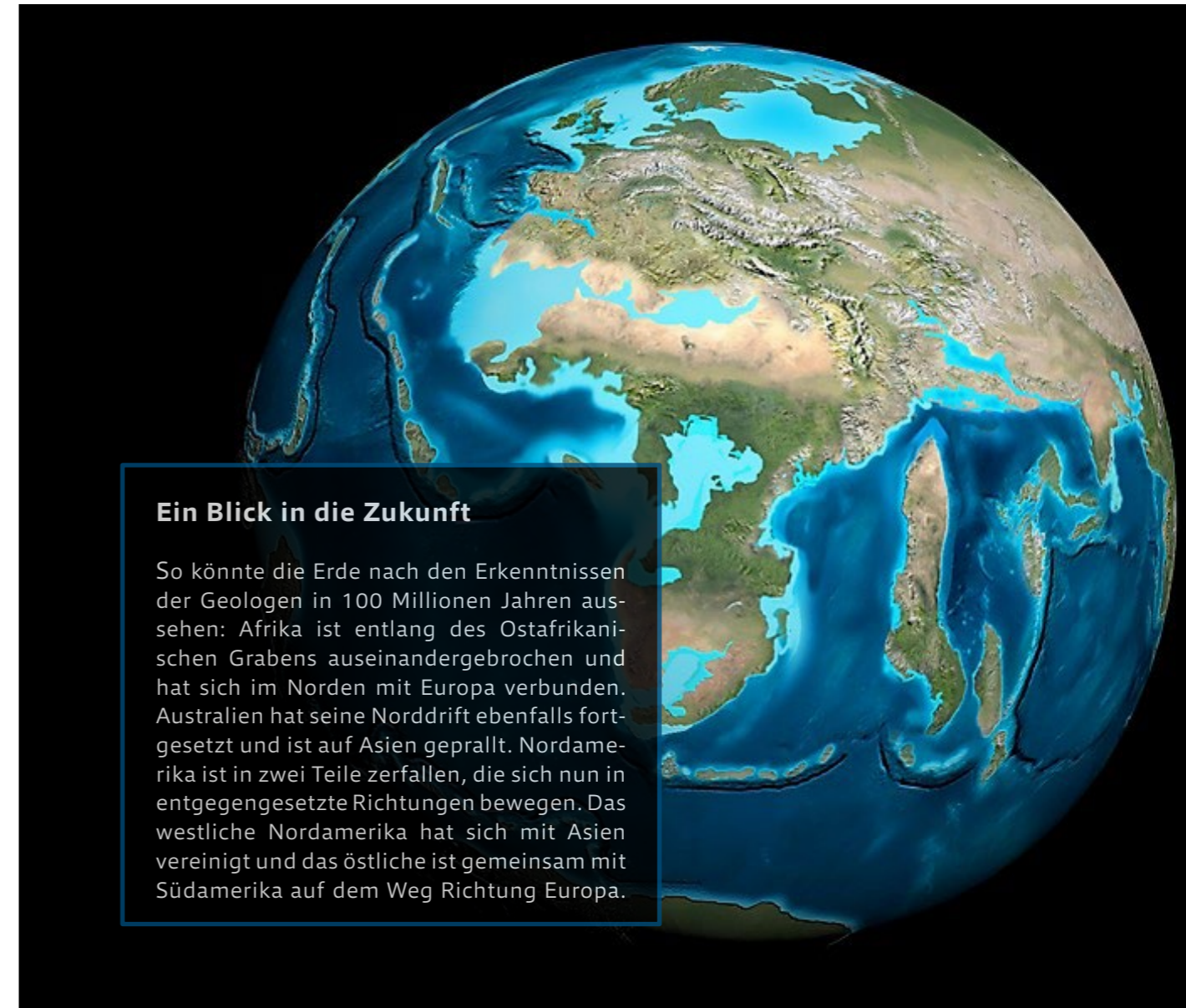
- a) Anthropogene Treibhausgase + natürliche Klimaschwankungen basierend auf 36 Simulationen
- b) Natürliche Klimaschwankungen alleine (blaue Kurve) basierend auf 18 Simulationen.

Abb. 53. Beobachtete globale Mitteltemperaturwerte im Vergleich zu gekoppelten Simulationsmodellen. Nach T. R. Knutson et al. in *Bulletin American Meteorological Society* 99, S.11–15, Jänner 2018 (Ausschnitt)

Ein Ausblick muss freilich auch das Schicksal der gesamten Erde ohne Zutun des Menschen einschließen. Dazu gehört das Thema Plattentektonik (Abb. 54). Über die Grundprozesse der Plattentektonik, wie Ozeanboden-Spreizung (Seafloor-Spreading), die sich horizontal bewegenden Lithosphärenplatten und ihr Abtauchen in den Mantel (Subduktion) herrscht heute weitgehende Einigkeit. Wie der Motor der Plattenbewegung, die Mantelkonvektion, funktioniert und welche Kräfte die Platten bewegen, ist hingegen nicht in allen Details geklärt bzw. wird kontrovers diskutiert. Unbestritten ist, dass die Energiequelle dieser Bewegungen von der Wärme im Erdinneren kommt. Sie stammt zur Hälfte aus dem Zerfall der natürlichen radioaktiven Elemente, wie Uran, Thorium und Kalium⁴⁰ (40K) im Gestein des Erdmantels und aus der Restwärme, die frei wird, wenn der flüssige äußere Erdkern an der Grenze zum festen inneren Eisen-Nickel-Kern auskühlt.

Wie lange diese Prozesse noch andauern bzw. wie weit der Zerfall der natürlichen

radioaktiven Elemente bereits fortgeschritten ist, ist nicht bekannt. Jedenfalls gibt es keinerlei Anzeichen dafür, dass sich die Geschwindigkeiten von Plattenbewegungen in jüngster Zeit verlangsamt hätten. Daher kann davon ausgegangen werden, dass der „Wilson-Zyklus“ auch in den kommenden Jahrtausenden andauern wird. Dazu haben Geologen und Geophysiker wie R. C. Blakey („How Earth will look in 250 million years“) oder C. R. Scotese (PALEOMAP Project 2001) bereits anschauliche Modelle für künftige Plattenkonstellationen erstellt. Ein solches Szenario für die Zeit in 100 Millionen Jahren nach heute ist in Abb. 54 aus der Sicht von Ron Blakey dargestellt. Danach ist Afrika entlang des Ostafrikanischen Grabens auseinandergebrochen und hat sich im Norden mit der Eurasischen Platte verbunden. Australien hat seine Norddrift fortgesetzt und ist mit Asien kollidiert. Nordamerika wiederum ist in zwei Teilplatten zerfallen, die sich in entgegengesetzte Richtungen bewegen. Während sich die westliche mit Asien vereinigt hat, bewegt sich die östliche Teilplatte mit Südamerika in Richtung Europa.



Ein Blick in die Zukunft

So könnte die Erde nach den Erkenntnissen der Geologen in 100 Millionen Jahren aussehen: Afrika ist entlang des Ostafrikanischen Grabens auseinandergebrochen und hat sich im Norden mit Europa verbunden. Australien hat seine Norddrift ebenfalls fortgesetzt und ist auf Asien geprallt. Nordamerika ist in zwei Teile zerfallen, die sich nun in entgegengesetzte Richtungen bewegen. Das westliche Nordamerika hat sich mit Asien vereinigt und das östliche ist gemeinsam mit Südamerika auf dem Weg Richtung Europa.

Abb. 54. Die Geouhr blickt in die Zukunft. © Geopark Karnische Alpen – Paracam Salach. Grafik R. Blakey

Dank

Kaum überraschend, entstand diese Arbeit in fortgeschrittenem Alter, in dem zunehmende körperliche Einschränkungen den Fokus eher auf Schreibtisch- als Geländearbeiten verlagern. Dann ist man für jede Unterstützung für ein Werk wie dieses dankbar. Für die Genehmigung zur Verwendung von Grafiken aus „Rocky Austria“ danke ich meiner jahrzehntelangen institutionellen Heimstätte, der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Hier bin ich insbesondere zum Dank verpflichtet Frau Monika Brüggemann-Ledolter für das geduldige Eingehen auf diverse Wünsche bei zahlreichen Abbildungen und neuen Grafiken, ohne die eine solche Abhandlung nicht möglich wäre.

Die Anregung zu dieser Arbeit geht auf den Vortrag von Univ.-Prof. Dr. Bernd Lammerer von der Universität München mit dem Titel „Warum gibt es die Alpen?“ zurück, den er am 27.01.2010 in Wien gehalten hat und damit auf große Aufmerksamkeit stieß. Einige seiner Grafiken sind in diese Arbeit eingeflossen.

Diverse Fachkollegen stellten dankenswerterweise Fotos und Grafiken oder PDFs ihrer eigenen Arbeiten zur Verfügung, andere beteiligten sich am Korrekturlesen einzelner Kapitel, wie beispielsweise Prof. Dr. W. Frisch (Tübingen-Wien), Prof. Dr. M. Meschede (Greifswald), Prof. Dr. C. Köberl (Univ. Wien/Naturhistorisches Museum Wien), Dr. R. Schuster, Dr. Ch. Iglseider, Dr. H.-G. Krenmayr, Dr. M. Linner, Mag. T. Hofmann (alle GBA), Prof. Dr. S. Siegesmund (Univ. Göttingen), Prof. Dr. H. Palme (Senckenberg Museum Frankfurt), Prof. F. Seitz (TU München), Prof. J. O'Neill (Ottawa) und Mag. G. Pfiffinger (Geschäftsführer Umweltdachverband Wien).

Besonderer Dank gebührt dem Österreichischen Alpenverein, zugleich „Schutzherr über die Alpen“, der mit der Abteilungsleiterin MMag.^a Liliana Dagostin von der Abteilung Raumplanung und Naturschutz mit ihrer Mitarbeiterin Manuela Brachmaier, BA den Druck dieser Arbeit in der Publikationsreihe „Alpine Raumordnung. Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins (ARO)“ ermöglichte.

Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins Reihe: Alpine Raumordnung (ARO)

Die Publikationen aus der Reihe „Alpine Raumordnung (ARO)“ können unter www.alpenverein.at/portal/natur-umwelt/publikationen gratis als PDF-Download heruntergeladen oder bei der Abteilung Raumplanung und Naturschutz des Österreichischen Alpenvereins bestellt werden.

E-Mail: raumplanung.naturschutz@alpenverein.at
Telefon: +43/512/59547-20

Literatur

- Abubaker, A., Hofmann, M., Gärtner, A., Linnemann, U. & Elicky, O. (2017): First U-Pb geochronology on detrital zircons from Early-Middle Cambrian strata of the Torgau-Doberlug Syncline (eastern Germany) and palaeogeographic implications. – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rdsch.)*, 106, 2445–2459, Berlin.
- Bernhard, F., Klötzli, U. S., Thöni, G. & Hoinkes, G. (1996): Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal crystalline basement. – *Mineralogy and Petrology*, 58, 171–196, Bern.
- Blatt, A. (2013a): Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich). – Dissertation Institut Geowissenschaften, Universität Halle, 110 S.
- Blatt, A. (2013b): Geochronologische Datierung in der Grauwackenzone Tirols. – *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften*, Beiheft 29, 3–59, Halle.
- Bouvier, A. & Wadhwa, M. (2010): The age of the Solar System redefined by the oldest Pb age of a meteoritic inclusion. – *Nature Geoscience*, 3, 637–641, London.
- Bowring, S. (2014): Early Earth: Closing the gap. – *Nature Geoscience*, 7, 169–170, London.
- Braga Alarcón, J. C. & Martín, J. M. (2003): Geology of the arid zone of Almería, South East Spain. An educational field guide. – 1–163, Regional Ministry of Environment. Junta de Andalucía, Sevilla.
- Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2002): Earth geography from 500 to 400 million years ago: A faunal and paleomagnetic review. – *Journal Geological Society London*, 159, 631–644, London.
- Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2006): European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds.) 2006. *European Lithosphere Dynamics*. – Geological Society London, *Memoir* 32, 83–95, London.
- Dallmeyer, R. D. & Neubauer, F. (1994): Cadomian ⁴⁰Ar/³⁹Ar apparent age spectra of detrital muscovites from the Eastern Alps. – *Journal Geological Society London*, 151, 591–598, London.
- Eichhorn, R., Loth, G. & Kennedy, A. (2001): Unravelling the pre-Variscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data. – *Contribution Mineralogy Petrology*, 142, 147–162, Heidelberg.
- Flügel, E. & Schönlaub, H. P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. In: Venturini, C. & Krainer, K. (eds): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*. – *Proceedings*, 15–19, Bologna.
- Frimmel, H. E., (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 131, 4, 575–592, Wien.
- Frisch, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, 60, 121–139, Amsterdam.
- Frisch, W. & Meschede, M. (2013): *Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. – 5. Aufl., 196 S., wbg, Academic, Darmstadt.
- Gärtner, A., Youbi, N., Villeneuve, M., Sagawe, A., Hofmann, M., Mahmoudi, A., Boumehdi, M. A. & Linnemann, U. (2017): The zircon evidence of temporally changing sediment transport – the NW Gondwana margin during Cambrian to Devonian time (Aoucert and Smara areas, Moroccan Sahara). – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rdsch.)*, 106, 2747–2769, Berlin.
- Garfunkel, Z. (2015): The relationship between Gondwana and the adjacent peripheral Cadomian domain – constraints on the origin, history, and paleogeography of the peripheral domain. – *Gondwana Research*, 28, 1257–1281, Elsevier, Amsterdam.
- Giese, U. (1988): *Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke* – Geologie, Petrologie, Geochemie. – Unveröffentlichte Dissertation Universität Tübingen, 1–277, Tübingen.
- Hammarlund, E. U., Dahl, T. W., Harper, D. A. T., Bond, D. P. G., Nielsen, A. T., Bjerrum, C. J., Schovsbo, N. H., Schönlaub, H. P., Zalasiewicz, J. A. & Canfield, D. E. (2012): A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction. – *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332 (2012), 128–139, Amsterdam.
- Handler, R., Dallmeyer, R. D. & Neubauer, F. (1997): ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 86, 69–80, Berlin.

- Havlicek, V., Kriz, J., Serpagli, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – *Bollettino Societa Paleontologica Italiana*, 25, 277–311, Modena.
- Heierli, H. (1977): Graubünden in Farbe. Ein Reiseführer für Naturfreunde. – 71 S., Kosmos Verlags-GmbH.
- Heinisch, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen. – *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, 124, 1–109, Wien.
- Heinisch, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – *Habilitationsschrift Universität München*, X + 291 S. München.
- Heinisch, H. & Panwitz, C. (2015): 5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung der Gesteine im Bereich der ostalpinen Decken. In: *Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel*, 49–73. – *Geologische Bundesanstalt*, 1–301, Wien.
- Heinrichs, T., Siegesmund, S., Frei, D., Drobe, M. & Schulz, B. (2012): Provenance signatures from whole-rock geochemistry and detrital zircon ages of metasediments from the Austroalpine Basement south of the Tauern Window (Eastern Tyrol, Austria). – *Geo. Alp*, 9, 156–185, Innsbruck.
- Hoinkes, G., Thöni, M., Lichem, C., Bernhard, F., Kaindl, R., Schweigl, J., Tropper, P. & Costa, M. (1997): Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kauertal, Tirol). – *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen*, 77, 299–314, Bern.
- Högerl, N. (2007): Höhenänderungen in Österreich. In: *Geo-Atlas Österreich. Die Vielfalt des geologischen Untergrundes* (T. Hofmann & H. P. Schönlaub (Hg.)), 56–57. – *Böhlau Verlag Wien*.
- Höll, R. (1970): Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Monatshefte*, 1970/4, 201–224, Stuttgart.
- Hubich, D. & Loeschke, J. (1993): Der Comelico-Porphyroid der westlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien): Stratigraphie, Petrographie, Geochemie und Zirkonmorphologie. – *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, 136/2, 351–374, Wien.
- Iglseider, C. & Huet, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – *Alpine Workshop*, 13.–19.09., Briançon (Frankreich).
- Irving, J. S. E. (2018): Earth's soft heart. – *Science*, 362, 294, Washington.
- Jaeger, H., Havlicek, V. & Schönlaub, H. P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – *Verhandlungen Geologische Bundesanstalt*, 1975, 271–289, Wien.
- Jacobson, S. A., Morbidelli, A., Raymond, S. N., O'Brien, D. P., Walsh, K. J. & Rubie, D. C. (2014): Highly siderophile elements in Earth's mantle as a clock for the Moon-forming impact. – *Nature*, 508, 84–87, London.
- Kalvacheva, R., Sassi, F. P. & Zanferrari, A. (1986): Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy). – *Review Palaeobotany Palynology*, 48, 311–326, Amsterdam.
- Klemun, M. (1988): Belsazar Hacquet – Begründer einer vielfältigen Durchforschung des Ostalpenraumes. – *Carinthia II*, 178/98, 5–13, Klagenfurt.
- Knutson, T. R., Kam, J., Zeng, F. & Wittenberg, A. T. (2018): CMIP Model-Based Assessment of Anthropogenic Influence on Record Global Warmth during 2016. – *Bulletin American Meteorological Society* 99, 11–15, Boulder.
- Krainer, K. & Vachard, D. (2015): Late Viséan (MFZ14) foraminifers and algae from the Kirchbach Limestone (Carnic Alps, Austria) and geological implications. – *Facies*, 61, 417–439, Berlin-Heidelberg.
- Kuhlemann, J. (2000): Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). – *Memoria Scienze Geologiche*, 52, 1–91, Padova.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I. & Kázmér, M. (2002): Post-collisional sediment budget history of the Alps: sedimentary versus climatic control. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 91, 818–837, Stuttgart.
- Läufer, A. L., Loeschke, J. & Vianden, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien). – *Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation*. – *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, 136, 137–162, Wien.
- Läufer, A. L., Hubich, D. & Loeschke, J. (2001): Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy). – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rdsch.)*, 90, 855–870, Stuttgart.
- Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gemlich, M., Drost, K. & Tonk, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotope record. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 93, 683–705, Berlin.
- Linnemann, U., D'Lemos, R., Drost, K., Jeffries, T., Gerdes, A., Romer, R. L., Samson, S. D. & Strachan, R. A. (2008): Cadomian tectonics. In: T. McCann (ed.) *The Geology of Central Europe, Volume I: Precambrian and Palaeozoic*. – *Geological Society London*, 103–154, London.
- Lipold, M. V. (1874): Beschreibung einzelner Quecksilbererz-vorkommen in Kärnten und Krain. – *Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen*, No. 31, XXII, 289–291, Leoben.
- Loeschke, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.)*, 78, 599–616, Berlin.
- Loeschke, J. & Heinisch, H. (1993): Paleozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Paleotectonic Significance. In: Raumer, J. von & Neubauer, F. (eds): *Pre-Variscan Geology in the Alps*. – *Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New York*, 441–455.
- Loth, G., Eichhorn, R., Schauder, P., Höll, R. & Kennedy, A. (1999): U-Pb SHRIMP data from the Wildschönau ophiolite complex: Evidence for Cambro-Ordovician rifting in the Western Greywacke Supergroup (Eastern Alps). – *Berichte Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Beiheft zu European Journal Mineralogy*, 11, 149, Stuttgart.
- Mader, D. & Neubauer, F. (2004): Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): petrographic and geochemical indicators. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 2004, 93, 262–281, Berlin.
- Mandl, G. H. (2009): Die Alpen-Saga beginnt. In: *Die Geologische Uhr. Eine interaktive Zeitreise durch die Erdgeschichte*, DVD und Begleitbroschüre, S.28–29. – *Geopark Karnische Alpen. Paracam Medienproduktion, Salach*.
- Martínez Catalán, J. R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G. A., Belousova, E. & Díez Montes, A. (2004): Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. – *Journal Geological Society London*, 161, 463–476, London.
- Meli, S. (1988): Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: The Southalpine porphyroids. – *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 78, 415–432, Zürich.
- Meredith, A. S., Collins, A. S., Williams, S. E., Pisarevsky, S., Foden, J. D., Archibald, D. B., Blades, M. L., Alessio, B. L., Armistead, S., Plavsá, D., Clark, C. & Müller, R. D. (2017): A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic: Gondwana Research, vol. 50, 84–134, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.001>, Amsterdam.
- Müller, B., Klötzli, U. S. & Flisch, M. (1996): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 84, 457–465, Berlin.
- Müller, B., Klötzli, U. S., Schaltegger, U. & Flisch, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 85, 822–831, Berlin.
- Mulder, J. A., Karlstrom, K. E., Halpin, J. A., Meredith, A. S., Spencer, C. J., Berry, R. F. & McDonald B. (2018): Rodinian devil in disguise: Correlation of 1.25–1.10 Ga strata between Tasmania and Grand Canyon. – *Geology*, vol. 46, No.11, 991–994, Boulder.
- Murphy, B. J., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, D. J., Quesada, C., Strachan, R. A. & Dostal, J. (2006): Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? – *Geology*, 34, 325–328, Boulder.
- Neubauer, F. (2002): Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. – *Tectonophysics*, 325, 87–103, Elsevier, Amsterdam.
- Neubauer, F. & Pistotnik, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 73/1, 149–174, Berlin.
- Neubauer, F., Klötzli, U. S. & Poscheschnik, P. (2001): Cadomian magmatism in the Alps recorded in Late Ordovician sandstones of the Carnic Alps: preliminary results from zircon Pb/Pb evaporation dating. – *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 81, 175–179, Zürich.
- Neubauer, F. & Frisch, W. (1988): Ordovician-Silurian evolution of the Alps – the orogeny-back-arc basin model. – *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 68, 351–357, Zürich.
- Neubauer, F. & Sassi, F. P. (1993): The Austroalpine quartzphyllites and related Paleozoic Formations. In: Raumer, J. von & Neubauer, F. (eds): *Pre-Variscan Geology in the Alps*. – *Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New York*, 423–439.
- Neubauer, F., Friedl, G., Genser, J., Handler, R., Mader, D. & Schneider, D. (2007): Origin and tectonic evolution of the Eastern Alps deduced from dating of detrital white mica: A review. – *Austrian Journal Earth Sciences*, 100, 8–23, Wien.
- O'Neil, J., Carlson, R. W., Paquette, J.-L. & Francis, D. (2012): Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. – *Precambrian Research*, 220–221, 23–44, Amsterdam.
- O'Neil, J., Boyet, B., Carlson, R. W., Paquette, J.-L. (2013): Half a billion years of reworking of Hadean mafic crust to produce the Nuvvuagittuq Eoarchean felsic crust. – *Earth and Planetary Science Letters*, 379, 13–25, Amsterdam.

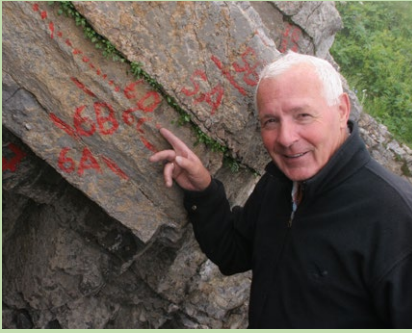
- O'Neil, J., Carlson, R. W., Papineau, D., Levine, E. Y. & Francis, D. (2019): The Nuvvuagittuq Greenstone Belt: A Glimpse of Earth's Earliest Crust. In: *Earth's Oldest Rocks*, 349-374. – Elsevier B. V., Amsterdam.
- Palme, H. (2010): Entstehung des Sonnensystems und der Erde. S. 10–19 in: G. Wefer & F. Schmieler (Hrsg.): *Expedition Erde – Wissenswertes und Spannendes aus den Geowissenschaften*, 3. Auflage, 461 S., Marum, Bremen.
- Panwitz, C. (2006): Provenienzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone – Petrographie, Glimmerchemie, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen. – Dissertation, Institut für Geowissenschaften Universität Halle, 148 p., published online, Universitätsbibliothek Halle.
- Piller, W. E. [Ed.], 2016. *The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (Sedimentary Successions) – Volume 1 – The Paleozoic Era (them)*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 66, 136 S., Wien.
- Priewalder, H. & Schumacher, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1976, 59-61, Wien.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G. & Merle, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps. – *Tectonics*, 10, 257-271, J. Wiley, Malden MA.
- Raumer, J. von, Stampfli, G. & Mosar, (1998): From Gondwana to Pangaea – an Alpine Point of View. – *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, 98/2, 154–156, Berlin.
- Raumer, J. von, Stampfli, G. M., Borel, G. & Bussy, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 91, 35–52, Berlin.
- Raumer, J. von, Stampfli, G. M. & Bussy, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. – *Tectonophysics*, 365, 7–22, Elsevier, Amsterdam.
- Raumer, J. von & Stampfli, G. M. (2008): The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and tectonic plate scenarios. – *Tectonophysics*, 461, 9–20, Elsevier, Amsterdam.
- Raumer, von J. F., Bussy, F., Schaltegger, U., Schulz, B. & Stampfli, G. M. (2013): Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework. – *Geological Society America Bulletin*, 125, 89–108, Boulder.
- Reitz, E. & Höll, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 131, 329–340, Wien.
- Reitz, E., Daneck, T. & Miller, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 132, 751–760, Wien.
- Samson, S. D., D'Lemos, R. S., Miller, B. V. & Hamilton, M. A. (2005): Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircon U-Pb ages. – *Journal Geological Society London*, 162, 65–71, London.
- Sánchez, L., Völksen, S., Sokolov, A., Arenz, H. & Seitz, F. (2018): Present-day surface deformation of the Alpine region inferred from geodetic techniques. – *Earth System Science Data*, 10, 1503-1526, Copernicus Publications Göttingen.
- Schaltegger, U., Nägler, T. F., Corfu, F., Maggetti, M., Galetti, G. & Stosch, H. G. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. – *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 77, 337–350, Zürich.
- Schaltegger, U. & Gebauer, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 79–87, Zürich.
- Schätz, M., Tait, J., Bachtadse, V. & Soffel, H. C. (1997): Palaeozoic Alpine Terranes: a Link between the Variscides and the Northern Margin of Gondwana. – *IAGA 97, Uppsala. Abstracts*, S. 8. 8th Scientific Assembly of IAGA with ICMA and STP Symposia, Uppsala.
- Schätz, M., Bachtadse, V., Heinisch, H. & Soffel, H. C. (2002): Palaeozoic geography of the Alpine realm, new palaeomagnetic data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 91/6, 979–992, Berlin.
- Schauder, P. (2002): Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen. – *Münchner Geologische Hefte*, A30, 103 S., München.
- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kiesling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 93–117, Basel.
- Schönlaub, H. P. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1976, A136–A138, Wien.
- Schönlaub, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 33, 1–124, Wien.
- Schönlaub, H. P. (1981): Urzeit und Erdaltertum. In: *Schätze im Boden. Österreichs Boden im Wandel der Zeit*, 7-16. – 1–80, Verl. W. Braumüller, Wien.
- Schönlaub, H. P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 124/2, 361–423, Wien.
- Schönlaub, H. P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – *Bulletin British Museum Natural History (Geology)*, 43, 107–115, London.
- Schönlaub, H. P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 135, 381–418, Wien.
- Schönlaub, H. P. & Sheehan, P. (2003): Die Krise des Lebens am Ende des Ordoviziums. In: Hansch, W. (Hrsg.) 2003: *Katastrophen in der Erdgeschichte – Wendezeiten des Lebens*. S. 82–96. – *Museo* 19, 1–235, Heilbronn.
- Schönlaub, H. P., Ferretti, A., Gaggero, L., Hammarlund, E., Harper, D.A.T., Histon, K., Priewalder, H., Spötl, C. & Štorch, P. (2011): The Late Ordovician Glacial Event in the Carnic Alps (Austria). In: Gutiérrez-Marco, J. C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds), *Ordovician of the World*. – *Cuadernos del Museo Geominero*, 14, Instituto Geológico y Minero de España, 515–526, Madrid.
- Schönlaub, H. P. & Forke, H. C. (2007): Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:12.500. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 61, 3–157, Wien.
- Schönlaub, H. P. & Schuster, R. (2015): Die zweigeteilten Karawanken und ihre erdgeschichtliche Entwicklung. – *Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten*, 1–87, Klagenfurt.
- Schönlaub, H. P. & Iglseider, C. (2018, in Vorber.): Natur im Wandel der Zeit. In: *Zwischen Feuer und Eis – Geotrail-Erlebniswege auf der Turracher Höhe* [Hans P. Schönlaub, Christoph Iglseider (GBA Wien), Dirk van Husen, Herbert Kabon & Monika Brüggemann-Ledolter]. – *Geologische Spaziergänge*, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Schulz, B., Bombach, K., Pawlig, S. & Brätz, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 93, 824–843, Berlin.
- Schulz, B. (2008): Basement of the Alps. In: McCann, T. (ed.), *Geology of Central Europe, Volume I: Precambrian and Palaeozoic*, 79–83. – *Geological Society of London*.
- Schuster, R., Pestal, G. & Reitner, J. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. 1–115, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Schuster, R. & Stüwe, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – *Mitteilungen Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark*, 140, 5–21, Graz.
- Schuster, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 64, 143–165, Wien.
- Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H. G., Linner, M., Mandl, G. W., Pestal, G. & Reitner, J. (2015): *Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt*. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), 80 S., Wien.
- Service, R. F. (2019): *Seeing the Dawn*. – *Science*, 363, 116–119, Washington.
- Siegesmund, S., Oriolo, S., Heinrichs, T., Basei, M. A. S., Nolte, N., Hüttenrauch, F. & Schulz, B. (2018): Provenance of Austroalpine metasediments: tightening up Early Palaeozoic connections between peri-Gondwana domains of central Europe and Northern Africa. – *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1599-5>, Berlin.
- Söllner, F., Höll, R. & Miller, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroide“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 142, 285–299, Hannover.
- Söllner, F., Miller, H. & Höll, R. (1997): Alter und Genese rhyodazitischer Metavulkanite („Porphyroide“) der Nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen (Österreich): Ergebnisse von U-Pb-Zirkondatierungen. – *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 148, 499–522, Hannover.
- Stampfli, G. M., Raumer, J. von & Borel, G. D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. In: Martínez Catalán, J. R., Hatcher, J. R., Arenas, R. & Díaz García, F. (eds), *Variscan Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. – *Geological Society of America, Spec. Pap.*, 364, 263–280, Boulder.
- Stampfli, G. M., Raumer, J. von & Wilhelm, C. (2011): The distribution of Gondwana derived terranes in the early Paleozoic. In: Gutiérrez-Marco, J. C., Rábano, I., García-Bellido, D. (eds). *The Ordovician of the World*. – *Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero*, 14, 567–574, Madrid.

- Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F. 52, 272 S., Bern.
- Thöni, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – *Mineralogy and Petrology*, 88, 123–148, Wien.
- Tollmann, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten*, 10, 3-62, Wien.
- Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I: Die Zentralalpen. – S. 190–196, 314–316, 319–327, Wien (Deuticke).
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Van der Voo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. & Walderhaug, H. J.: Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia. – *Earth-Science Reviews*, 40, 229–258, Elsevier, Amsterdam.
- Unrug, R. (1996): Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. 1:10,000,000. – Council for Geosciences, Bureau Recherche Géologique et Minières, Orleans.
- Unrug, R. (1997): Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. – *GSA Today*, 7, 1-6, Boulder.
- Vecoli, M., Dieni, I., Sassi, F. & Servais, T. (2008): Cambrian Acrirarchs from the Col di Foglia (Agordo) southalpine metamorphic basement, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the Alps. – *Rendiconti Lincei*, 19, 45–55.
- Van Husen, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt Wien.
- Van Husen, D. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137, 0459_B, Wien.
- Von Quad, A. (1992): U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the Central part of the Tauern Window (eastern Alps). – *Contributions Mineralogy, Petrology*, 110, 57–67, Berlin-Heidelberg-New York.
- Von Quad, A., Günther, D., Frischknecht, R., Zimmermann, R. & Franz, G. (1997): The evolution of pre-Variscan eclogites of the Tauern Window (Eastern Alps): A Sm/Nd-, conventional and Laser ICP-MS zircon U-Pb study. – *Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 77, 265–279, Zürich.
- Ziegler, P. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe – A working hypothesis. – *Geologie en Mijnbouw*, 63, 93–108, Haarlem.
- Zurbriggen, R. (2015): Ordovician orogeny in the Alps: a reappraisal. – *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 104, 335–340, Berlin.

Bildnachweis

- Abb. 1. (Titelbild) Shutterstock.
- Abb. 2. Shutterstock.
- Abb. 3. Zusammengestellt nach Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; aktualisiert): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – *Episodes*, 36, 199–204 (v. 2018/08 und v. 2017/02 in Deutsch). Aus *Rocky Austria – Geologie von Österreich – kurz und bunt*. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 4. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 5. Planetary Society (Montage by Emily Lakdawalla. Data from NASA / JPL / JHUAPL / UMD / JAXA / ESA / OSIRIS team / Russian Academy of Sciences / China National Space Agency. Processed by Emily Lakdawalla, Daniel Machacek, Ted Stryk, Gordan Ugarkovic). Planetary Society, Pasadena USA.
- Abb. 6. H. Palme (verändert von M. Brüggemann-Ledolter), Senckenberg Museum Frankfurt/Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 7. Shutterstock.
- Abb. 8. W. Frisch & M. Meschede, Universität Tübingen, Universität Greifswald.
- Abb. 9. Geological Map of Canada, © USGS, Reston, Virginia, USA.
- Abb. 10. J. O’Neil, University of Ottawa, Canada.
- Abb. 11. Geopark Karnische Alpen, Dellach/Gail.
- Abb. 12 a, b, c. Geopark Karnische Alpen, Dellach/Gail.
- Abb. 13. M. Harzhauser, Naturhistorisches Museum, Wien.
- Abb. 14, 15. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 16, 17. E. Reitz & R. Höll, Universität München.
- Abb. 18. M. Vecoli, I. Dieni, F. Sassi, & T. Servais, Université de Lille 1, France.
- Abb. 19. E. Reitz & R. Höll, Universität München.
- Abb. 20. Aus S. Bowring (2014). © John W. Valley/University of Wisconsin-Madison.
- Abb. 21a, b, c. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 22. U. Linnemann, Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Dresden.
- Abb. 23. Meredith, A. S., Collins, A. S., Williams, S. E., Pisarevsky, S., Foden, J. D., Archibald, D. B., Blades, M. L., Alessio, B. L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C. & Müller, R. D., The University of Sydney, Australia/Elsevier, Amsterdam.
- Abb. 24. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (IGME 5000), Hannover.
- Abb. 25–31. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 34–36, 39–45. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Abb. 32, 38. H. P. Schönlaub, Kötschach-Mauthen.
- Abb. 33. H. P. Schönlaub, Kötschach-Mauthen nach A. L. Läufer, D. Hubich, D. & J. Loeschke
- Abb. 37. Geopark Karnische Alpen, Dellach/Gail.
- Abb. 46. D. van Husen, Gmunden.
- Abb. 47. NASA, Washington, USA.
- Abb. 48. J. Kuhlemann, 2000.
- Abb. 49. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV), N. Höggerl (2007).
- Abb. 50. L. Sánchez et al. (2018), Copernicus Publications Göttingen, © DGFI-TUM.
- Abb. 51. Wikimedia Commons (Adrian Michael).
- Abb. 52. H. Heierli, 1977.
- Abb. 53. T. R. Knutson et al. (Bulletin American Meteorological Society).
- Abb. 54. Paracam, Salach (M. Bauer, R. Blakey).

Alle Bilder, Fotos und Grafiken wurden von dem Autor dankenswerterweise unentgeltlich zur Verfügung gestellt.



Lebenslauf Hans Peter Schönlaub

Univ.-Prof. Dr. Hans Peter Schönlaub (Jahrgang 1942) wuchs in Seeboden am Millstätter See auf. Nach dem Besuch des Bundesrealgymnasiums in Spittal/Drau begann er 1963 seine Studien an der Universität in Graz in den Fächern Geologie/Paläontologie und Mineralogie und schloss diese 1970 ab. Im darauffolgenden Jahr trat er in den wissenschaftlichen Dienst der Geologischen Bundesanstalt in Wien ein, der bis zu seiner Pensionierung Ende 2007 andauerte. Im Jahr 1992 wurde ihm an der Universität Salzburg der Berufstitel Ao. Univ.-Prof. verliehen, im Jahr 1993 wurde er zum Di-

rektor der Geologischen Bundesanstalt bestellt. 1993 wurde er zum Korrespondierenden Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften gewählt, im Jahr 2002 zu ihrem Wirklichen Mitglied. Schönlaub hat zahlreiche Auszeichnungen erhalten, u. a. 1999 die Leopold von Buch-Plakette der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 2007 das Österreichische Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst I. Klasse, 2008 das Große Ehrenzeichen des Landes Kärnten, und 2010 wurde ihm die Ehrenmitgliedschaft der Österreichischen Geologischen Gesellschaft verliehen.

Seine geologischen Forschungsschwerpunkte liegen in der Historischen Geologie des Erdaltertums. Hier arbeitet Hans Peter Schönlaub in den gesamten Karnischen Alpen, den Karawanken, im Gebiet der Turracher Höhe, in der Eisenerzer Grauwackenzone und im Paläozoikum des Südburgenlandes. Die Grundlage seiner stratigraphischen Arbeiten bilden vor allem die geologische Landesaufnahme und die darauf basierenden Funde von Mikrofossilien (Conodonten), die eine altersmäßige Abklärung der in diesen Gebieten angetroffenen Gesteinseinheiten ermöglichen.

Ein großes Anliegen war und ist Schönlaub die Vermittlung erdwissenschaftlicher Ergebnisse an die interessierte Öffentlichkeit. In diesem Sinn hat er den „Geopark Karnische Alpen“ mit dem Besucherzentrum in Dellach/Gail initiiert.

Schönlaub hat über 500 wissenschaftliche Arbeiten in nationalen und internationalen geologischen Zeitschriften publiziert. Dazu kommen mehrere Bücher, eine große Zahl von Zeitungsberichten, TV-Beiträge und unzählige Vorträge bei nationalen und internationalen Konferenzen und Tagungen. Reisen zu Vergleichsstudien führten ihn in viele benachbarte Länder und nach Übersee.

Univ.-Pof. Dr. Hans Peter Schönlaub
Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen
E-Mail: hp.schoenlaub@aon.at

Österreichischer Alpenverein

Olympiastraße 37
6020 Innsbruck
T + 43/512/59547-0

info@alpenverein.at
www.alpenverein.at

ZVR-Zahl 989190235

