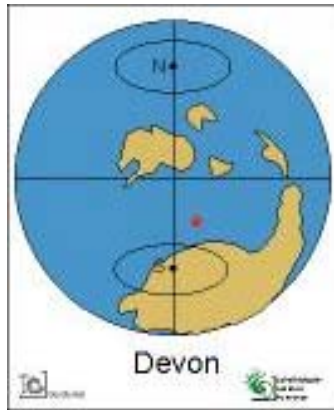


Grauwacke (14)

Die Grauwacke stammt aus dem Südharz (Nähe Hasselfelde). Sie ist das älteste Gestein im GeoGarten und entstand vor etwa 410 Millionen Jahren im Devon, also bereits vor der Bildung des **Variszischen Gebirges** (siehe Granit). Einheitlich dunkelgrau, feinkörnig und nur von einigen hellen Rissen durchzogen ist sie das verfestigte Ergebnis toniger und sandiger Sedimente. Unter dem Binokular zeigt sich, dass er aus, durch Ton und Schlick verkitteten **Sandkörnern** besteht.



Die Grauwacke entstand als marines Sediment in einem, sich zwischen dem „Old-Red“-Kontinent im Nordwesten und „Gondwana“ im Süden ausbreitenden „Rheischen Ozean“ (benannt nach Rhea, einer Titanin der griechischen Mythologie, Mutter des Zeus). Der Ozean wurde durch die Nordwanderung Gondwanas zunehmend verengt.

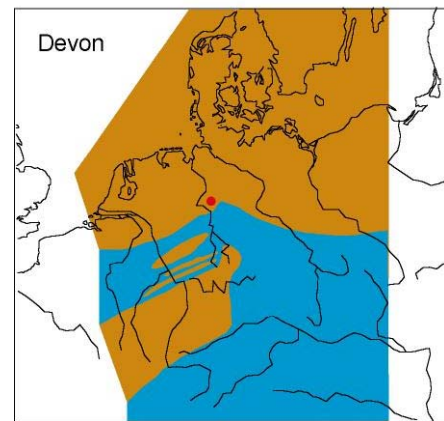
Am Rande des steilen untermeerischen Kontinentalabhanges stürzten mit Schlamm beladene so genannte **Turbidströme** in den Graben zwischen den, sich auf Kollisionskurs befindlichen Urkontinenten.

Diese Sedimente wurden im Oberkarbon zum Variszischen

Gebirge aufgefaltet. Heute bildet die Grauwacke die Harzer Hochebene um Clausthal-Zellerfeld und baut große Teile des Südharzes auf.

Die hellen dünnen Bänder in der Grauwacke entstanden, nachdem sich durch den Druck der variszischen Gebirgsbildung Spalten im Gestein bildeten entlang denen saures, quarzreiches Magma aus der Tiefe eindrang.

Die Betrachtung der Grauwacke zeigt, dass ein Gestein eine vielschichtige, lange und nicht abgeschlossene Geschichte hat. Die die Grauwacke zusammensetzenden Sandkörner entstanden durch den Zerfall eines älteren, unbekanntes Gesteins, sie selbst wurde nach ihrer Bildung durch Spannungen zerrissen, die dabei entstandenen „Narben“ sind durch jüngeres Magma ausgefüllt. Das Gros der Harzer Grauwacke ist der bei den nachfolgenden Gebirgsbildungsprozessen wieder abgetragen worden und hat liegt als Sand in den Tälern und im Meer, wo es im Laufe der Zeit wieder zu Gestein wird.



Diabas (03)

Der Diabas entstand in der Übergangszeit **Devon/Karbon** und wurde südwestlich von Bad Harzburg im Harz gebrochen.

Diabas fällt durch seine grünlich graue und glatte, sich fast speckig anfühlende Oberfläche auf. Grüne und weißgraue Banden bilden stellenweise gewundene Schichtpakete, andernorts ist der Stein fast homogen graugrün.

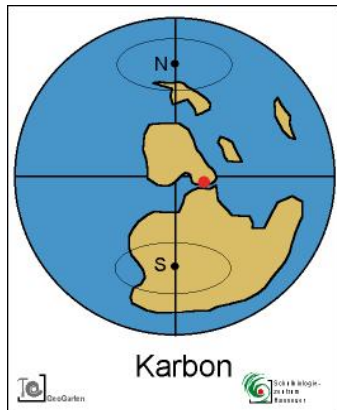
Die den Diabas hauptsächlich zusammensetzenden Mineralien sind **Feldspäte** (Plagioklas) und der grünlichschwarze **Pyroxen** (Augit), der sich z.T. in das **grüne Chlorit** verwandelt hat. Diabas ist in seiner Mineralzusammensetzung dem Basalt ähnlich. Der Basalt ist jedoch ein geologisch junges Gestein, dessen ursprünglicher Mineralbestand noch wenig verändert ist.

Der Harzer Diabas ist ein submarines Ergussgestein und deutet darauf hin, dass das Teile des heutigen Norddeutschlands im Devon und Karbon vom Meer bedeckt waren. Das Magma

stieg während der **variszischen Gebirgsbildung** (siehe Granit) entlang von Brüchen auf, besonders im Gebiet von Wolfshagen (Granetal).
Diabas ist sehr hart und gibt ein hervorragendes Schottermaterial ab (z.B. Gleisbau).

Granit (01)

Der Granit aus dem sachsen-anhaltischen, nördlichen Teil des Brockengebiets stammt aus dem oberen **Karbon** (Silesium) und ist zwischen 310 und 290 Millionen Jahren alt.

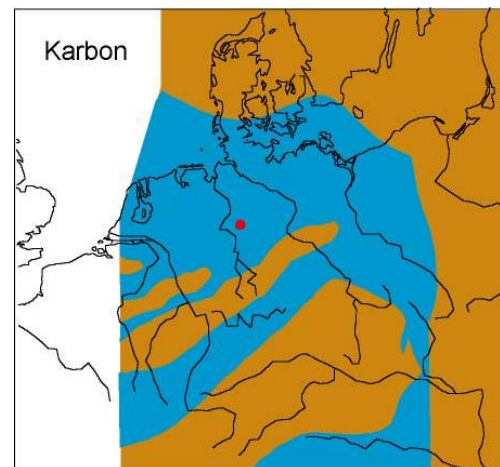


Der Granit entstand im Zuge der „**Variszischen Gebirgsbildung**“ als zwei große Urkontinente, „Gondwana“ im Süden und „Old Red“ im Norden miteinander kollidierten.

„**Old Red**“, benannt nach seinen Überresten vor allem roter Sandsteine, und „**Gondwana**“ bewegten sich aufeinander zu, so wie es heute z.B. noch Europa und Afrika tun. Der zwischen den beiden Urkontinenten liegende Urozean („Rheischer Ozean“) wurde dadurch immer stärker eingeeengt und die an seinem Boden liegenden, dicken Gesteinsstapel aus älteren Sedimenten wie ein Tischtuch zu Falten zusammen geschoben. Auf der nördlichen Seite der dadurch entstehenden, aus dem Meer herausragenden

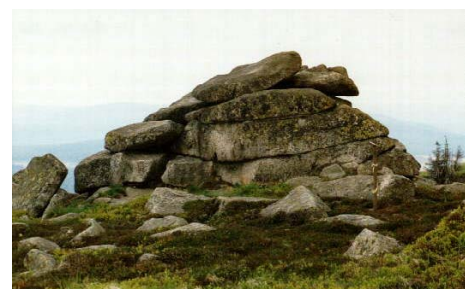
Schwellen bilden sich ausgedehnte Sumpfwälder. Die „Knautschzone“ wurde schließlich im Karbon als Gebirgszug (variszisches Gebirge) emporgehoben. Der Zusammenstoß ereignete sich in der Nähe des Äquators, das Klima war daher feucht und heiß. Aus den Sumpfwäldern des Karbons bildeten sich in Jahrtausenden die rheinisch-westfälischen Kohleflöze.

In der „Knautschzone“ dazwischen wurde ein Gebirgszug aufgeworfen und -gefaltet, der Europa von West nach Ost durchzog. Gegen Ende dieses Prozesses stieg heißes Magma aus dem Erdinnern auf, durchbrach das neu entstandene Gebirge aber nicht, sondern erstarrte tief unter der damaligen Oberfläche. Aus dem „sauren“, weil silizium- d.h. silikatreichen Magma erstarrten die Mineralien entsprechend ihrer jeweiligen Schmelztemperatur, zunächst der dunkle **Glimmer**, dann der im Brockengebiet rosa- bis gelbfarbene **Feldspat**. Schließlich umflossen die noch flüssigen, siliziumhaltigen Lösungen die bereits auskristallisierten Mineralien und bildeten den hellen glasig-weißgrauen **Quarz**. Der „saure“ Charakter des Granits und damit sein verhältnismäßig helles Erscheinungsbild hängt damit zusammen, dass die basischen, dunklen und schwereren Mineralien bereits in größerer Tiefe auskristallisierten (s. „Gabbro“)



„Feldspat, Quarz und Glimmer, die drei vergess´ ich nimmer“, heißt eine Eselsbrücke zum Granit – allerdings ist die Reihenfolge falsch. Unser Vorschlag: „Glimmer, Feldspat, Quarz, daraus wurd´ Granit im Harz“.

Zeit, Wasser und Wind haben das variszische Gebirge schon im Perm (siehe „Anhydrit“ und Gips“) verschwinden lassen, die Erosion hat die Spitzen eingeebnet und jüngere Schichten deckten den Gebirgsrumpf mit seinem kristallinen Granitkörper



über viele Millionen Jahre hinweg zu. Erst im Tertiär, als erneut zwei Kontinente, nämlich Afrika und Mitteleuropa miteinander kollidierten und es zur Bildung der Alpen kam, brachten die gewaltigen Kräfte in der Erdkruste einige Reste des variszischen Gebirgsumrisses an die Oberfläche. Eine der herausgehobenen Schollen ist der Harz.

Die nachfolgende Abtragung legte den ursprünglich in der Tiefe erstarrten Granitkörper frei. Er bildet heute den Brocken und eine Reihe auffälliger „Granitburgen“, wie die Teufelskanzel, die Kästeklippen oder die Mausefalle im Okertal, die die typische „Wollsackverwitterung“ des Granits zeigen.

Der Granit ist sehr hart (man beißt sprichwörtlich auf Granit, wenn man vor einem unlösbaren Problem steht), daher trotz der Verwitterung länger als geologisch weichere Gesteine und bildet die höchste Erhebung des Harzes. Lokal kann der Brockengranit aber zu einem grob- bis feinkörnigen „Hexensand“ zerfallen, wobei der Glimmer und der Feldspat zu feinem Tonstaub, der Quarz zu Sandkörnchen werden.

Der Brockengranit im GeoGarten ist nicht sehr grobkörnig, was auf eine schnelle Abkühlung hindeutet. Langsam erkaltende Magmen bilden oft große Kristalle (Vergleiche schockgefrorene Erdbeeren, die knackig bleiben, weil dem Wasser nur wenig Zeit bleibt, große, das Fruchtfleisch zerstörende Eiskristalle zu bilden.)

Gabbro (02)

Die drei grauschwarzen Gabbros stammen aus dem Harzburger Gabbrosteinbruch und sind – wie der Granit - im **Karbon** entstanden.

Gabbro ist benannt nach der Ortschaft Gabbro, südöstlich von Livorno in der Toscana, wo das Gestein in besonders schöner Erscheinungsform auftritt.

Gabbro ist, wie der Granit, ein magmatisches **Tiefengestein** (Plutonit), unterscheidet sich aber durch seinen höheren Anteil dunkler, basischer Minerale, **Pyroxen** (Augit), **Hornblende** und **Olivin**. Es ist deutlich siliziumärmer als Granit und wird deshalb basisch genannt (vergleiche den „sauren“ Granit).. Die hellgrauen Mineralien sind vorwiegend calcium- und natronhaltige **Feldspäte** (Plagioklase) In seiner chemischen Zusammensetzung ähnelt der Gabbro dem Basalt, der aber ein Ergussgestein (Vulkanit) ist. Daher ist Gabbro grobkörniger als Basalt. Die Zusammensetzung aus vorwiegend dunkleren, relativ schweren Mineralien mit hohen Schmelztemperaturen verweist auf große Tiefe des Magmaherdes hin, möglicherweise handelt es sich beim Gabbro auch um eine siliziumarme Teilausscheidung aus einem gemeinsamen Magma. Gabbro ist mit einer Dichte von etwa 3g/cm³ relativ schwer und wird aufgrund seiner großen Härte u.a. als Pflaster- und Schotterstein gebrochen.

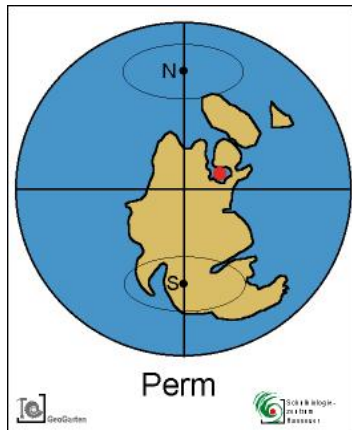
Das Gestein nimmt nur wenig Wasser auf (0,2 – 0,4%), ist daher unempfindlich für Frostsprengung.

Der Harzer Gabbro ist, wie der Brockengranit, entstanden, als im **Karbon** „Gondwana“ und „Old Red“ miteinander kollidierten (variszische Gebirgsbildung, siehe Granit). Die Gabbros im GeoGarten sind besser als gabbroide Gesteine zu bezeichnen: Sie sind wie eine Speckschwarte durchzogen von hellen Bändern. Zum Teil sind einzelne, nicht zusammenhängende dunkle Brocken von weißen Rändern umgeben. Der Grund dafür ist, dass der ursprüngliche, bereits erstarrte Gabbro durch starke Bewegungen in der Erdkruste zerbrochen ist und saure, hellere (s. Granit) Magmen in den Bruchspalten aufstiegen. Eine solche, von Harzer Bergleuten „gequältes Gestein“ genannte Erscheinungsform, findet sich auch bei vielen Grauwacken (siehe dort), die von erzführenden Gängen durchzogen sind.

Plattendolomit (07)

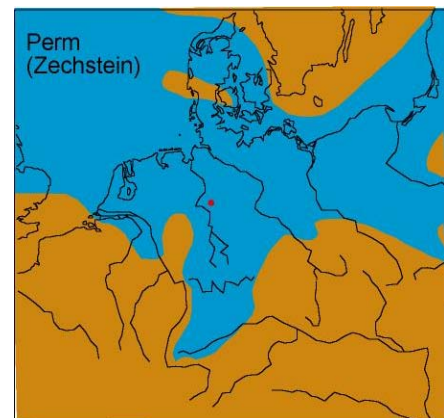
Der Plattendolomit stammt, wie der Gips und die beiden Anhydritblöcke aus Ührde am südwestlichen Harzrand (Nähe Osterrode) und ist etwa 265 Millionen Jahre alt.

Dieser Gesteinsblock ist ein dolomitischer Kalkstein, bei dem ein Teil des Calciums durch im Meerwasser gelöstes Magnesium ersetzt wurde: Kalk CaCO_3 > Dolomit (Bitterspat) $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Der Name Plattendolomit verweist auf seine bankigen, massigen Lager.



Wie Anhydrit und Gips gehört er zu den Ablagerungen des Zechsteinmeeres, das im Perm (296 – 251 Ma) von Norden in den Bereich des heutigen Norddeutschlands hineinbrach. Im tropisch heißen Klima dieser Zeit – im Perm lag das spätere Mitteleuropa in Äquatornähe – und bedingt durch die Meereszirkulation behindernde Schwellen dampfte diese Meeresbucht immer wieder ein, wodurch die mineralischen Bestandteile des Meerwassers, entsprechend ihrer Wasserlöslichkeit, in einer bestimmten Abfolge ausfielen. Eine solche typische Serie besteht, in der Reihenfolge der Ausfällung, aus Salztonen, Dolomit, Anhydrit und schließlich verschiedenen

Salzen. Mehrere solcher Serien im Untergrund des südwestlichen Harzvorlandes deuten darauf hin, dass das Zechsteinmeer immer wieder vorstieß um anschließend wieder auszutrocknen. Der Plattendolomit ist die dolomitische Ausprägung der so genannten Leineserie, der dritten der insgesamt fünf, im südniedersächsischen und thüringischen Raum nachweisbaren Serien. Dass der fast zu Beginn der Ablagerungsfolge gebildete Dolomit an der Oberfläche bzw. in nur geringer Tiefe ansteht hängt damit zusammen, dass sich in diesem Bereich des Zechsteinmeeres eine Schwelle mit Inseln und Untiefen befand. Auf ihr lagerte sich der Dolomit bis zu einer Mächtigkeit von bis zu 25 m und darüber nur eine relativ dünne Schicht Anhydrit und Salz ab, wogegen in den benachbarten Becken über dem tief gelegenen Dolomit mächtige Anhydrit- und Salzschieften entstanden.



Dolomit löst sich in kalter Salzsäure nur langsam, der Kalktest zeigt daher nur schwache Ergebnisse.

Nüxeier Dolomit (06)

Der dem Gestein namengebende Ort Nüxei liegt in der Nähe von Scharzfeld, südöstlich von Herzberg im Südharz.

Dolomitstein ist ein Karbonatgestein (d.h. Kalkgestein), bei dem mindestens 90% aus dem Mineral Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ besteht. Es entsteht entweder primär durch direkte Ausfällung oder sekundär durch Verdrängung eines Großteils des im Kalk (CaCO_3) gebundenen Calciums durch Magnesium. Dolomite sind zwar organischen Ursprungs, sind aber durch die chemischen Umbildungsprozesse in der Regel frei von Fossilien.

Dolomit ist nach dem französischen Geologen Dolomieu (1750 – 1801) benannt, dessen Namen auch die, aus triasischem Dolomit bestehenden Dolomiten tragen.

Der Nüxeier Dolomit entstand in der Zechsteinzeit auf ähnliche Weise wie der Plattendolomit (s. dort). Unterschiedliche Färbungen der Dolomite können auf abweichende zusätzliche Gemengteile von Calcit, Tonmineralien und Limonit (Eisenoxid) zurückzuführen sein.

Anhydrit (13)

Die beiden Anhydritblöcke stammen aus einem Steinbruch bei Dorste (Nähe Osterrode/Südharz) und entstanden, wie der Gips, vor etwa 258 - 251 Millionen Jahren im Perm (Zechstein).



Anhydrit ist die ursprüngliche wasserfreie Form des Gipses und auf die gleiche Weise entstanden. Er besteht größtenteils aus dem gleichnamigen Mineral Anhydrit (CaSO_4) sowie verschiedenen Salzen. Der Salzsäuretest muss daher auch hier negativ verlaufen. Das hellgraue bis weiße Gestein ist, wie der Gips recht weich und eignet sich gut zum Schreiben. Sehr auffällig ist die Bänderung des Gesteins, helle und dunkle Lagen wechseln fast regelmäßig miteinander ab, was besonders deutlich an angeschliffenen

Stellen deutlich wird.

Die Schichten beschreiben z.T. Bögen, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass die horizontal abgelagerte Wechselfolge von Salzdecken später großem Druck ausgesetzt und damit gefaltet wurde.

Die Bildung der zum Anhydrit und zum Gips führenden Salzlager geht zurück in die Zeit des Perm (Zechstein), in der eine riesige Meeresbucht (Zechsteinmeer) periodisch eindampfte und ihren Salzgehalt am Boden hinterließ. Das abgelagerte dicke Salzpaket wurde in den nachfolgenden Jahrillionen von jüngeren Schichten überdeckt und geriet damit tief unter die Oberfläche. Der Druck der aufliegenden Deckschichten führte dazu, dass das plastisch reagierende Salz beweglich wurde und nach einem „Ausweg“ suchte. An tektonischen Brüchen, also Spalten in der Erdkruste suchte es sich einem Weg nach oben. Dadurch geriet es bis kurz unter oder sogar bis an die Erdoberfläche. Die zahlreichen hellgrauen Abraumhalden rund um Hannover legen Zeugnis vom (Kali)-Salzbergbau ab. Kamen Schichten aus Anhydrit in die Nähe Wasser führender Horizonte oder ganz an die Oberfläche, verwandelte er sich unter Wasseraufnahme und Volumenzunahme in Gips (Gipshut). Das Aufsteigen des Salzes entlang tektonischer Störungen hob die ursprünglichen, mittlerweile aber auch tief unter der Erdoberfläche liegenden Deckschichten dachförmig empor. Oft gerieten auch sie an die Oberfläche: Der Gehrdenner- und der Benther Berg sind die Kanten alter und harter, auf solche Weise nach oben gedrückter Schichten. Ein berühmtes Beispiel ist die rote Buntsandsteininsel Helgoland. Ohne Salzbewegung läge der Buntsandstein dort wo er eigentlich hingehört, nämlich viele hunderte Meter tief unter der Erde.

Einer der beiden Anhydritblöcke zeigt einen deutlichen Übergang zum Gips.

Gips (12)

Der Gipsblock im GeoGarten stammt, wie die beiden Anhydritblöcke, aus einem Steinbruch bei Dorste im Südharz (Nähe Osterrode).

Der hellgraue bis weiße Gips ist ein typisches Evaporit, d.h. ein Eindampfungsgestein und chemisch gesehen Calciumsulfat ($\text{Ca SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Es entstand vor etwa 258 – 251 Millionen Jahren in der Zechsteinzeit des Perm (296 – 251 Ma) als das heutige Nord- und Mitteldeutschland von einer flachen Meeresbucht bedeckt war, die Verbindung zum

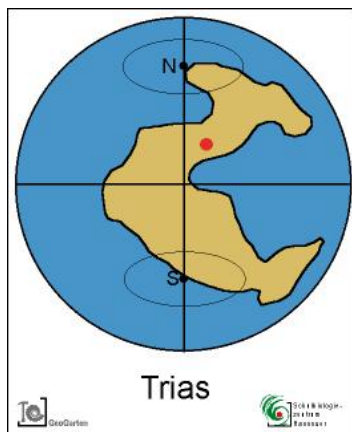
damaligen Nordmeer hatte. Unser Gebiet lag im Perm in Äquatornähe und das Klima war trocken und heiß. Das Meereswasser des Zechsteinmeeres war starker Verdunstung ausgesetzt und dampfte periodisch regelrecht ein, was wohl gut mit einem Topf heißen, sehr salzigen Wassers verglichen werden kann, von dem nur eine Salzkruste am Boden zurückbleibt. Das heutige Tote und das Kaspische Meer, aber auch der Aralsee kommen diesen Verhältnissen recht nahe. Begünstigt wurde dieser Prozess dadurch, dass durch immer wieder auftretende Barrieren die Zirkulation und das Einströmen frischen Meereswassers be- oder verhindert wurde, so dass ganze Serien von Salzablagerungen aufeinander zu liegen kamen.

Gips ist die wasserhaltige Form von Anhydrit (siehe dort) und geht bei Vorhandensein von Wasser und entsprechendem Druck aus diesem hervor. Dabei vergrößert sich das ursprüngliche Volumen des Anhydrits. Das führt natürlich zu einer starken Auflockerung des ursprünglich recht dichten Gesteins. Von der Oberfläche lässt sich das Gipspulver abkratzen. Der Gipsblock zeigt eine stark zerfurchte, rissige Oberfläche aus der einzelne Brocken verhältnismäßig leicht heraus zu brechen sind. Mit den recht weichen Gipsstücken lässt sich auf geeigneten Oberflächen malen, einfach weil sich Gipspulver leicht ablöst. Übrigens: Tafelkreide ist heute stets Gips.

Gips reagiert, obwohl Calciumhaltig, mit Salzsäure nicht mit CO_2 -Bildung, denn im Calciumsulfat ist im Gegensatz zum Calciumcarbonat kein Kohlenstoff enthalten. Der Bad Segeberger Kalkberg in Schleswig-Holstein, berühmt für die Karl-May-Festspiele, dürfte nach einer solchen – negativen - Kalkprobe eigentlich nicht mehr „Kalkberg“ heißen. Winnetou reitet dort nämlich auf dem „Gipshut“ eines Salzstocks, der aus großer Tiefe empor gequollen ist (dazu mehr unter „Anhydrit“)

Wesersandstein (17)

Der Weser- oder Buntsandstein entstand in der Trias zur Zeit des Mittleren Buntsandstein und stammt aus dem Solling (Nähe Stadtoldendorf). Auffällig ist die (im trockenen Zustand) hellrote Farbe und seine raue Oberfläche (fühlt sich an wie feines Sandpapier, verschiedene Steine mit geschlossenen Augen vergleichen!). Schon mit bloßem Auge, besser aber mit der Lupe ist zu sehen, dass sich der Buntsandstein aus nahezu **gleichfarbigen** Körnchen

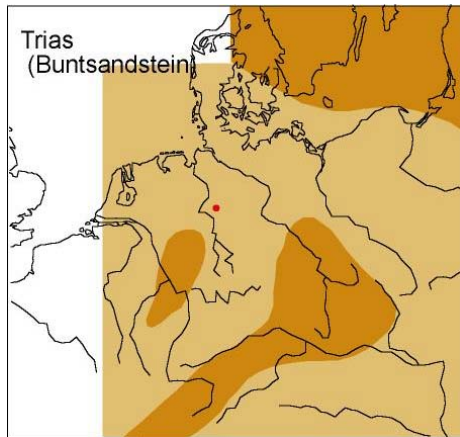


zusammensetzt, die miteinander „verklebt“ erscheinen.

Bei stärkerer Vergrößerung, z.B. mit dem Binokular, zeigt sich, dass es Sandkörnchen sind, die meisten sind rötlich, einige hellbraun, einige wenige dunkel. Sie werden von einem sehr feinkörnigen rötlichen Bindemittel zusammengehalten. Mit einer Stecknadel kann man – unter dem Binokular - die Oberfläche des Steins ankratzen. Dann lösen sich Sandkörnchen aus dem Bindemittel und lassen sich einzeln betrachten.

Die rote Farbe rührt vom **Hämatit**, einem Eisenoxid (Fe_2O_3), mit dem jedes Körnchen überzogen ist („Rost“). Dies könnte ein Zeichen dafür sein, dass entweder der Sand von eisenhaltigem Wasser umspült worden ist oder dass Eisen aus den Körnchen

ausgetreten ist und an der Oberfläche des Kornes eine „Rostschicht“ gebildet hat. Rote Sände sind ein Hinweis auf **aride Klimate** (vergleiche das heutige Australien oder den Westen der USA). Tatsächlich herrschte in der unteren Trias ein wüstenhaft trockenes und heißes Klima. Sehr wahrscheinlich ist, dass der Buntsandstein die Ablagerung eines ausgebreiteten Flusssystemes ist, das die trockene Landschaft durchzog. Dafür sprechen verbreitete Kreuzschichtung und Rippelmarken als Indizströmenden Wassers. Hin und wieder, z.B. auf Helgoland, findet man die Abdrücke von Regentropfen.



Die Weltweit verbreitete Trockenheit führte unter anderem zur Evolution der **Reptilien** aus amphibienähnlichen Vorfahren. Reptilien legen beschaltete Eier, in denen sie sich auch in trockener Umgebung entwickeln können. Außerdem haben sie – im Gegensatz zu den Amphibien – einen Schuppenpanzer, der die Wasserverdunstung deutlich herabsetzt.

Der Buntsandstein neigt im rohen Zustand wie alle Sandsteine sehr stark zur Veralgung, angeschliffene Partien bleiben dagegen algenfrei. Nass ist er dunkelrot und braucht aufgrund seiner verhältnismäßig großen

Wasseraufnahmefähigkeit relativ lange um richtig durchzutrocknen.

Muschelkalk (08)

Der Block aus Muschelkalk entstand in der mittleren Trias, genauer im unteren Muschelkalk und ist zwischen 240 und 235 Millionen Jahren alt. Gebrochen wurde er in der Nähe von Hardegsen im südlichen Solling.

Die Kalkprobe mit verdünnter Salzsäure beweist seinen hohen Calciumcarbonatgehalt.

Der graue Kalk und das deutliche Vorhandensein von helleren Schalenbruchstücken deutet auf eine Entstehung im Meer hin.

Die Trias, auf deutsch „Dreiheit“, verweist auf eine, zumindest in unserem Gebiet (daher auch „germanische“ Trias) deutliche Dreigliederung der gesamten geologischen Epoche. Trockenheiße Bedingungen und durch breite Fließgewässer entstandene Ablagerungen im Buntsandstein, Einbrechen des Meeres im Muschelkalk und wiederum Vordringen des Landes und Trockenheit im Keuper.

Der Muschelkalk, „nur“ etwa 10 Millionen Jahre jünger als der Weser-/Buntsandstein, entstand infolge des Vordringens eines warmen, flachen Meeres, das von Südosten (aus dem Urmittelmeer „Thetys“) her eine sich langsam vertiefende Senke („Germanisches Becken“) füllte. Vergleichbar mit den Verhältnissen heutiger Wattenmeere führte dies im unteren Muschelkalk zu flächenhaften karbonatreichen Ablagerungen, dem so genannten Wellenkalk.

Trochitenkalk (09)

Der Trochitenkalk ist nur geringfügig jünger als der benachbarte Muschelkalk. Er entstand im **oberen Muschelkalk** vor etwa 233 Millionen Jahren. Der Block im GeoGarten stammt aus einem Steinbruch nordwestlich von Polle im Weserbergland.

Der Name Trochitenkalk bezieht sich auf die wie Münzen geformten Reste von **Seelilien**. Seelilien sind keine Pflanzen, sondern gehören zur Klasse der Stachelhäuter (Echinodermen) und sind somit verwandt mit den Seesternen und Seeigeln. Sie lebten in warmen Meeren

entweder am Boden festgewachsen oder drifteten auf treibendem Holz.

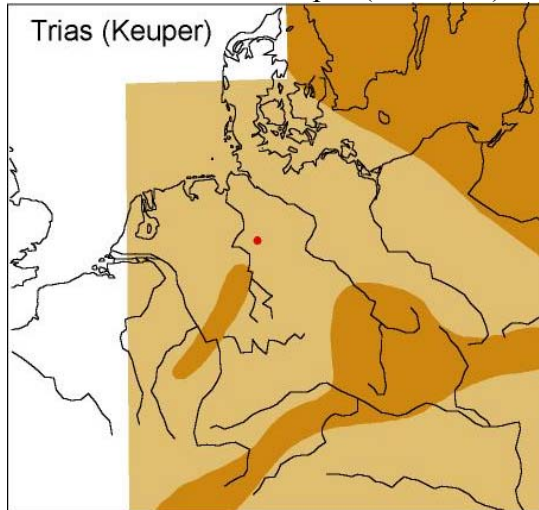
Die „Arme“ der Seelilien setzen sich aus **Stengelgliedern** zusammen, die, weil aus dem harten Mineral Calcit bestehend, als Fossilien erhalten geblieben sind. Das Lateinische Wort „Trochos“ heißt Rad, die von der (hohlen) Mitte ausstrahlenden „Speichen“ ähneln tatsächlich einem Rad oder, wenn man so will, einer Sonne.



Die damaligen Seelilien gelten als marine Flachwasserbewohner, der Trochitenreichtum des oberen Muschelkalks deutet also auf ein warmes, flaches Meer hin. Leider enthält unser Trochitenkalk nur sehr wenige der namengebenden Trochiten.

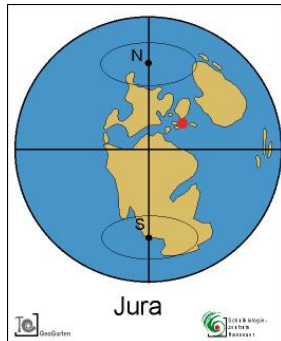
Velpker Sandstein (16)

Der Ort Velpke liegt etwa 10 km östlich von Wolfsburg. Der dort gebrochene Sandstein entstand im oberen Keuper (Obertrias) und ist etwa 210 Millionen Jahre alt.



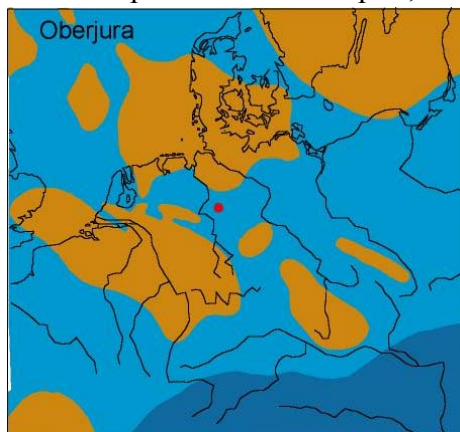
Seine Oberfläche fühlt sich rau wie Sandpapier an. Unter der Lupe oder dem Binokular zeigt sich, dass er fast ausschließlich aus mittelgroßen, hellbraunen und unregelmäßig geformten, kantigen Quarzkörnchen besteht. Geologen deuten seine Herkunft als sandige Ablagerungen eines großen Flussdeltas, das sich in die Reste des zurückweichenden germanischen Meeres der Muschelkalkzeit ergoss (siehe „Muschelkalk“). Auffällig ist eine etwa 2 cm dicke Lage dunklen Materials. Es handelt sich dabei um Kohle, die aus Pflanzen- und Tierresten unter Luftabschluss entstand.

Korallenoolith (10)



Die beiden Korallenoolithblöcke entstanden vor etwa 150 Millionen Jahren im oberen **Jura** (Oxfordium) und wurden im Wesergebirge bei **Steinbergen** (östlich von Porta Westfalica) gebrochen. Die rötlich-grauen, eisenschüssigen Kalksteine sind Meeresablagerungen des Jurameeres, das damals große Teile des heutigen Deutschlands bedeckte. Der Urkontinent „**Pangäa**“ begann im Jura auseinander zu brechen, Deutschland lag damals im östlichen Teil des damals entstehenden „Urmittelmeeres“ Tethys auf einer geographischen Breite, die etwa der heutigen Karibik entspricht.

Im warmen tropischen Meer lebte eine Vielzahl von Lebewesen, deren Kalkschalen und -skelette sich nach ihrem Tod zu massigen Kalksteinen verfestigten. Der Kalkgehalt lässt sich direkt am Stein mit etwas verdünnter Salzsäure überprüfen: Kalk (CaCO_3) reagiert mit 10%iger Salzsäure (HCl) unter starkem Aufbrausen, es entsteht Kohlenstoffdioxid (CO_2). – Nebenbei bemerkt: Welche gewaltigen Mengen CO_2 bleiben der Erdatmosphäre dadurch erspart, dass es in Kalk gebunden ist?



Oolith heißt, wörtlich übersetzt „Eierstein“: Im idealtypischen Fall setzt sich ein Oolith aus kleinen, kalkigen, zwiebelschalenartig aufgebauten Kügelchen zusammen. Kein Fischrogen, obwohl man bei größeren Oolithen auch von „Rogenstein“ spricht, sondern ein Hinweis auf bewegtes, kalkübersättigtes Wasser. Um einen „Kondensationskeim“, etwa ein Sandkorn, wurde durch Hin- und Herrollen Schicht um Schicht aus Kalk aufgelagert. Der Begriff „Korallenoolith“ deutet zwar auf die Herkunft aus Korallen hin, nicht jede aber der – in Norddeutschland - etwa 40 m dicken Korallenoolith-

schichten enthält erkennbare fossile Reste dieser stockbildenden Hohltiere.

Die beiden Korallenoolithblöcke im GeoGarten sind kaum durch Korallen geprägt. Der Blick durch das Binokular jedoch zeigt eine Fülle von grauen, kugeligen, oder im Anschnitt kreisförmigen Körpern, die in einer hellgrauen Matrix liegen. Manchmal erkennt man die zwiebelschuppenartige Struktur der Oolithe. Die Rotfärbung weist auf den Eisengehalt des Gesteins.



Thüster Kalkstein (11)

Die beiden hellbraunen Kalksteinblöcke sind etwa 150 Millionen Jahre alt (Jura, Malm) und stammen aus einem Steinbruch am Thüster Berg östlich von Salzhemmendorf. Auch ihre Oberfläche neigt stark zur Veralgung, daher sollte man möglichst frische Bruchflächen und –stücke betrachten.



Schon mit bloßem Auge fällt auf, dass der Stein dicht mit weißen Sprenkeln durchsetzt ist, die Kalkprobe mit verdünnter Salzsäure lässt ihn heftig aufbrausen.

Unter der Lupe, besser noch unter dem Binokular zeigt sich, dass der Stein aus eng und offensichtlich regellos beieinander liegenden wurmförmigen und kugeligen Strukturen aufgebaut ist. Die vielen hellgrauen Einschlüsse sind umhüllt weißen, papierdünnen Häutchen, die teils erhalten, teils abgeplatzt sind. Diese Häutchen

geben dem sonst eher graubraunen Stein seine helle Farbe. Die „Würmer“ und „Kugeln“ könnten auf den ersten Blick als Fossilien missdeutet werden. Tatsächlich sind es ursprünglich hohle Gänge, die von jurazeitlichen Ringelwürmern (Serpulidae oder „Serpeln“) in den Meeresboden gegraben wurden. Die Serpeln kleideten die Röhren mit einer stützenden (?) „Tapete“ aus Kalk aus. Nach ihrem Tod füllte sich der Gang mit Kalkschlamm, der sich in das harte Mineral Calcit verwandelte. Die „Würmer“ sind also die mit Calcit ausgefüllten Röhren, und nicht die Überreste der Würmer selbst.

Kalkröhrenwürmer vergleichbar mit den Serpeln der Jurazeit gibt es auch heute noch: Dazu gehört der oft an der Nordsee auf Muscheln anzutreffende Dreikantwurm, so genannt, weil seine weiße Kalkröhren einen dreikantigen Querschnitt haben. Aus den tropischen Gewässern rund um Australien wurde wohl an Schiffsrümpfen der Australische Kalkröhrenwurm (*Ficopomatus enigmatus*) nach Mitteleuropa eingeschleppt, er lebt z.B. in den Kühlwasserausflüssen von Kraftwerken.



In der Bretagne hat man an einer Mole 30000 Würmer mit einer Biomasse von 85kg/m² gezählt und tendenziell höhere Wassertemperaturen verschärfen das Problem.

Das Gestein wird wegen der Serpeln als Serpulit bezeichnet. Es ist, weil es sich gut schneiden lässt, ein gefragtes Material in der Bildhauerei.

Der in Mitteleuropa weit verbreitete Serpulit liefert aufgrund seines Kalkgehalts und seiner fossilähnlichen Struktur einen Hinweis auf das Landschaftsbild im oberen Jura: Weite Teile des heutigen Mitteleuropas waren vom Meer bedeckt dessen Wasser wie heute rund um Australien (s.o.) warm war. Heutige, den damaligen Serpeln ähnliche Ringelwürmer leben weitestgehend in tropischen Meeren.

Mitteleuropa lag im oberen Jura so weit vom Äquator weg wie heute die Karibik (vergl. Korallenoolith).

Obernkirchener Sandstein (15)

Der Obernkirchener Sandstein ist ein typischer Vertreter der sogenannten **Wealden-Sandstein** aus der **Unterkreide**. Gebrochen wurde er in den Bückebergen westlich von Hannover, etwas oberhalb von Obernkirchen.

Der Obernkirchener Sandstein ist im Gegensatz zum rötlichen Weser-/Buntsandstein hellbraun und zeigt eine auffällige, weitestgehend parallele **Bänderung** aus helleren und dunkleren Schichten. Rauer noch als der Wesersandstein zeigt er eine körnige, sandige Struktur.

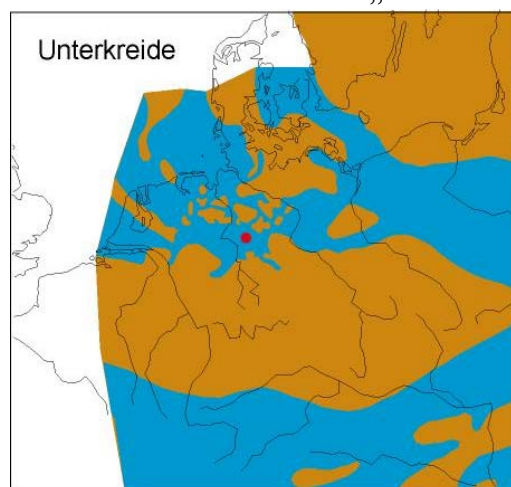


Unter der Lupe oder dem Binokular betrachtet, zeigt sich, dass der Stein fast ausschließlich aus dicht gepackten weißgrauen bis hellbraunen **Sandkörnchen** besteht. Sie haben einen Glasglanz und leuchten im Gegenlicht hell auf. Überwiegend handelt es sich um Quarzkörnchen.

Der Obernkirchener Sandstein entstand vor ungefähr 140 Millionen Jahren in der Unterkreide, zur Zeit etwa als eine Gruppe Iguanodon ihre Fußstapfen in den Boden am heutigen Steinhuder Meer drückte (Saurierpark

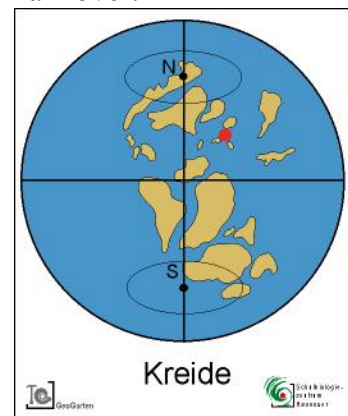
Münchehagen). Damals lag die Küste südlich einer Linie Minden –Hannover.

Der Obernkirchener Sandstein ist ein verfestigter, damals in unmittelbarer Küstennähe zusammen gewelter und gespülter Sand aus kleinen Quarzkörnchen, vergleichbar mit Strand und Dünen an der Nordsee. Die „versteinerte Küstenlandschaft“ des



Bückebergs ragt heute in 350 m Höhe weit über den Spiegel der jetzt weit entfernten Nordsee heraus. Als sich im Tertiär die Alpen bildeten (s. Granit) wurden, gewissermaßen

als ferne Begleiterscheinung die in Jahrmillionen im südlichen Niedersachsen abgesetzten Sedimente zerbrochen und die neu entstandenen Platten angehoben, gekippt und sogar steil aufgerichtet. Der Bückeberg ist Teil einer solchen, an ihrem südlichen Rand angehobene Platte. Der Sandstein

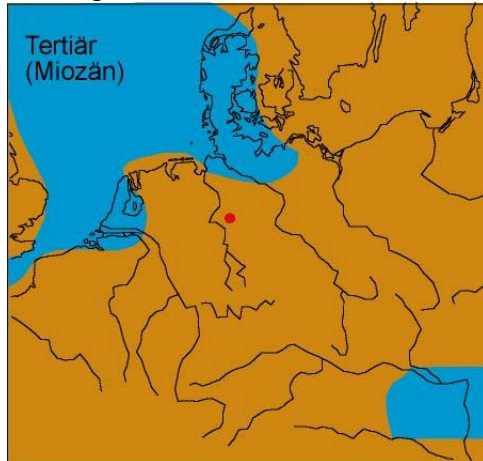


bildet eine harte Kante, den Kamm des Bückebergs, auf dem eine schmale Straße fast bis zum (besuchenswerten!) Steinbruch führt.

Aus Obernkirchener Sandstein besteht in Hannover z.B. das Leibnizhaus.

Basalt (04)

Die beiden Basaltblöcke stammen von der Bramburg bei Adelebsen – nordwestlich von Göttingen – und entstanden vor etwa 10 Millionen Jahren im Tertiär (Miozän: 23,8 – 5,3 Ma).



Basalt ist ein dunkelgraues, an oder eben unter der Oberfläche schnell erkaltetes feinkörniges Magma. Geologen bezeichnen es als „basisch“, weil es wenig sauer reagierende Bestandteile wie Silizium enthält. Quarz kommt nur in kleinen Mengen vor (vergleiche dagegen den „sauen“ und somit hellen Granit), dunkle Minerale herrschen vor, besonders Feldspäte (Plagioklase) und Pyroxen (Augit). Das zeugt von der Herkunft aus größeren Tiefen.

Im Tertiär kam es in Norddeutschland in

Verbindung mit der Auffaltung der Alpen (s. unter „Granit“) zu einer Reihe von Brüchen und Spalten in der Erdkruste. An diesen Schwächezonen stieg Magma auf, das zum Teil kurz unter der Oberfläche stecken blieb, sich teilweise aber auch als Lava ergoss.

Die Bramburg ist ein basaltgefüllter Vulkanschlot, dessen weichere Hülle der in der nachfolgenden Zeit durch Erosion abgetragen wurde. Die Gipfelhöhe von früher 468m und die ursprüngliche Kuppenform ist durch die Basaltförderung verloren gegangen.



Basalt und **Dendriten**:

Die weißgraue Kruste, die Teile der Basaltblöcke überzieht, sind mineralische Ausfällungen von Lösungen. Beim Abkühlen der heißen Lava schrumpfte das Gestein und die dabei entstehenden Schrumpfrisse (Klüfte) führen zu den für Basalt typischen fünf- oder sechseckigen Stangen, vergleichbar mit dem Muster einer austrocknenden Lehmoberfläche. Im Gestein zirkulierendes Wasser wanderte diese Spalten entlang und hinterließ die mitgeführten Mineralien als Absatz. Der harte Basalt wird vorzugsweise entlang seiner natürlichen Klüfte gebrochen, die Oberfläche der

Blöcke sind also ehemalige Spaltenränder.

Die an Pflanzen erinnernden, sich verästelnden braunen Strukturen werden als Dendriten (Dendros = Baum“) bezeichnet, sind aber nicht organischer Natur. Sie entstehen ebenfalls durch Ausfällung übersättigter schwermineralischer Lösungen (z.B. Mangan). Das Kristallwachstum folgt strengen, zu baumartigen Formen führenden geometrischen Regeln.

Eiszeitliche Geschiebe (05)

Die Gruppe eiszeitlicher Geschiebe ist skandinavischer Herkunft und wurde durch die Gletschervorstöße des Pleistozäns (Elster bzw. Saale-Eiszeit) hierher verfrachtet. So betrachtet, sind sie quartären Ursprungs und damit die jüngsten Elemente im GeoGarten. Das Alter der Steine selbst übersteigt allerdings in zwei Fällen selbst das der Grauwacke (siehe dort).

Die Feuersteine sind in der Kreidezeit (Maastricht, vor etwa 67 Millionen Jahren) bzw. im unteren Tertiär (Dan, 63 Ma) entstanden und bestehen aus Kieselsäure, die wiederum ihren Ursprung in den nadelförmigen Skeletteilchen von Kieselschwämmen hat. Ihr Herkunftsgebiet ist Dänemark und Südschweden.

Viel älter sind die beiden silurischen bzw. ordovizischen Kalksteine: Sie sind die ältesten Steine im GeoGarten. Das Silur wird von Geologen als Zeitspanne zwischen –443 und 417 Millionen Jahren vor heute angegeben, die des Ordoviziums mit –495 bis 443 Ma. Zu dieser Zeit lag das heutige Deutschland südlich des Äquators und war völlig vom Ozean bedeckt. Große Teile Skandinaviens gehörten zu dieser Zeit bereits zu einem Urkontinent, „Baltica“ weit südlich des Äquators lag. Er kollidierte im Silur mit „Laurentia“, dem Ur-Nordamerika, wodurch ein Gebirgszug entstand, dessen Bausteine das u.a. Rückgrat des heutigen Norwegens und Schottlands bilden. Die beiden Kalksteine sind küstennahe Meeresablagerungen, aus der Umgebung von Baltica.

Quarzit, Amphibolit und quarzitischer Sandstein sind altersmäßig nicht zuzuordnen.

Feuerstein (unteres Tertiär, Dan)



Feuerstein (Oberkreide, Maastricht 2)



Kalkstein (Ordovizium)



Quarzit und Amphibolit

Kalkstein Silur



Quarzitischer Sandstein



Übersicht über den GeoGarten



- | | |
|----|--------------------------|
| 01 | Granit |
| 02 | Gabbro |
| 03 | Diabas |
| 04 | Basalt |
| 05 | Eiszeitliche Geschiebe |
| 06 | Nüxeier Dolomit |
| 07 | Plattendolomit |
| 08 | Muschelkalk |
| 09 | Trochitenkalk |
| 10 | Korallenoolith |
| 11 | Thüster Kalkstein |
| 12 | Gips |
| 13 | Anhydrit |
| 14 | Grauwacke |
| 15 | Obernkirchener Sandstein |
| 16 | Velpker Sandstein |
| 17 | Wesersandstein |

Text und Gestaltung: Ingo Mennerich

Bilder: Winfried Noack, Michaela Dominik

Karte GeoGarten: Landesamt für Bodenforschung

Paläokarten: Ingo Mennerich, nach Vorlagen aus Probst. Stanley und Rothe

Benutzte und empfohlene Literatur:

Rothe, Peter: Erdgeschichte, Spurensuche im Gestein, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt 2000

Stanley, Steven M.: Historische Geologie, Eine Einführung in die Geschichte der Erde und des Lebens, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg Berlin Oxford 1994

Probst, Ernst: Deutschland in der Urzeit, Von der Entstehung des Lebens bis zum Ende der Eiszeit, Orbis Verlag, München 1999

Krenmayer, Hans Georg (Redaktion): Rocky Austria, Eine bunte Erdgeschichte von Österreich, Geologische Bundesanstalt, Wien 1999

Smed, Per/Ehlers Jürgen: Steine aus dem Norden, Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland, Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart 1994