

DOM UND BECKENSTRUKTUREN

Dome und **Becken** (*domes and basins*) sind Strukturen, die geschlossene, kreisförmige oder elliptische Aufschlüsse bilden. Dome sind konvex nach oben; Becken sind nach oben konkav.

Dome und Becken haben verschiedene Ursprünge.

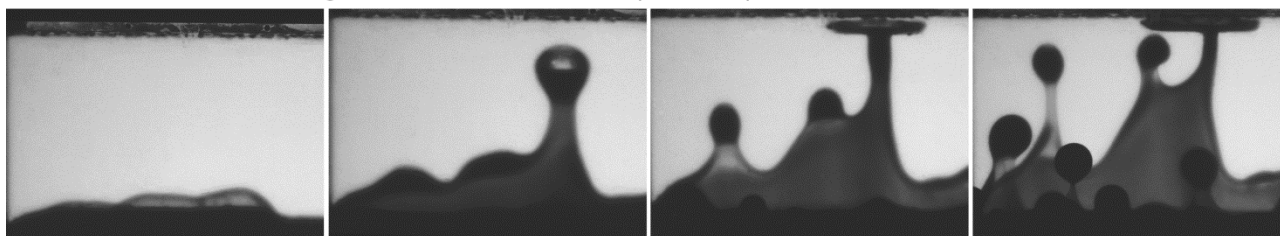
* **Kompressive Dome und Becken:** In vielen orogenen Gebieten wird die treibende Kraft der Kompression zugeordnet, die auch für die assoziierte Faltung verantwortlich ist. Die Hauptinterpretationen sind:

- Faltung der Diskordanz zwischen Grundgebirge und Bedeckung in der Interferenz von zwei sich kreuzenden Faltengruppen, mit Domen (Kulminationen) an überschneidenden Antiklinalachsenebenen. Die Faltung sollte allerdings kein gleichmässiges Strukturmuster erzeugen.
- Reaktivierung von Grundgebirgsplutonen: Die Entwicklung der finnischen Domstrukturen erforderte zwei orogene Ereignisse. Während der ersten Orogenese fand die Platznahme von Granitplutonen in Metasedimente und Metavulkanite statt, die später erodiert und freigelegt wurden. Die Plutone und Nebengesteine wurden dann von einer neuen Abfolge von Sedimenten bedeckt. Während einer zweiten Orogenese sind die Plutone durch Injektion von neuem granitischem Magma durchdrungen und reaktiviert worden. Dies liess sie nach oben expandieren und dadurch die überliegenden Schichten zu einem Dom verformen. Die Deformation und das erneute Eindringen von Magma, wandelten alte Granite in Migmatite und Gneise um. Dabei bildeten sich kleine magmatische Körper, wie sie in den Hüllgesteinen um einen Kernkomplex zu finden sind.

* **Schwerkraftgesteuerte Dome und Becken:** In vielen nicht-orogenen Gegenden der Erde führt der aktive Aufstieg von beweglichen Gesteinen zur Ausbildung von Domen und Becken. Solche Dome und Becken ähneln Strukturen, die sich spontan in einem System entwickeln, in dem eine schwere Flüssigkeit über einer leichteren Flüssigkeit schwimmt. Diese strukturelle Ähnlichkeit hat zu dem Begriff des **Diapirs** (*diapir*) geführt. Diapire sind geschlossene, gewöhnlich antiformale Strukturen, die in ihrem Kern Gesteine geringer Dichte (Evaporite, Magma, usw.) enthalten, welche lokal durch das Dach gebrochen sind oder entlang von Verwerfungen aufgestiegen sind.

- Diapirismus: Eine weitverbreitete Erklärung ist, dass der Granitkern infolge einer Schwereinstabilität entsteht. Letztere wird durch die geringere Dichte des granitischen Magmas relativ zum höher dichten metamorphen Hüllgestein verursacht. Dieser Mechanismus wurde mathematisch und experimentell modelliert.
- Magmatische Intrusion: Der Kern-Mantelkontakt ist intrusiv und die Domform ist die ursprüngliche magmatische Form.

Entwicklung von Diapiren, bestehend aus einer dunklen, wenig dichten Flüssigkeit (Öl) durch eine Flüssigkeit mit höheren Dichte (Glukose). Unveröffentlichte Experimente



* **Extensionale Dome und Becken:** In Regionen mit wichtiger kontinentaler Dehnung, stellen breite, verwerfungsbegrenzte Kulminationen Horste zwischen Sedimentbecken, die Gräben entsprechen. Gneis und Granit-Intrusionen in den Kulminationen bilden **metamorphe Kernkomplexe** (*metamorphic core complexes*).

- Metamorphe Kernkomplexe: Extrem grosse Extension hat lokal die flacheren Lagen abgestreift. Dies führte dazu, dass die metamorphen und plutonischen Gesteine, die ursprünglich bis zu 20 km unter dem Abscherhorizont waren, nun aufgeschlossen sind.

Schwerkraftgesteuerte und Kompressions- / Extensionsmechanismen schliessen sich gegenseitig nicht aus. Bei den meisten Gneisdomen war wahrscheinlich etwas Diapirismus beteiligt, da ein Dichtekontrast zwischen den plutonischen und anatektischen Komponenten der Kernregionen und den umliegenden Bedeckungsgesteinen immer vorhanden ist. Eine Schwereinstabilität schliesst den Mechanismus der Falteninterferenz nicht aus, da beide Mechanismen gleichzeitig aktiv sein können.

Grossräumige Dom-und-Beckenstrukturen

Grossräumige Dom-und-Beckenstrukturen werden häufig als geschlossene Typ 1 Interferenzmuster (Eierkarton-Struktur) zwischen zwei Richtungen aufrechter Falten interpretiert. Der Faltenstil ist meist konzentrisch oder parallel zu sehr geringer schicht- beziehungsweise stofflagen-interner Verformung. Z.B. haben pelitische Gesteine keine Schieferung und Sandsteine sind nur stark zerklüftet. Striemungen liegen gewöhnlich auf den Schichtflächen. Dieses schichtparallele Gleiten zeigt an, dass Biegegleitung bei der Bildung von grossräumigen Dom-und-Beckenstrukturen ein wichtiger Mechanismus ist. Das Fehlen einer Verformung im Korngrössenbereich weist darauf hin, dass solche Dom- und Beckenstrukturen eine verhältnismässig geringe Gesamtverkürzung aufweisen. Da der Stil der Faltung im Wesentlichen parallel ist, ergeben sich entlang der Achsenfläche sowohl in die Tiefe als auch nach oben hin Volumenprobleme.

Gneisdome

Gneisdome sind oft im hochmetamorphen Hinterland orogener Gürtel anzutreffen. Innerhalb dieser Zonen treten oftmals mehrere Dome in gestreckten Gruppen auf und bilden einen angehäuften Rücken. Die Gneisdome zeigen gewöhnlich eine Schieferung, die parallel zur Grenze des Domes orientiert ist, und sind im Allgemeinen von metamorphen oder nicht-metamorphen Sedimenten (hauptsächlich) **ummüllt** (*mantled*).

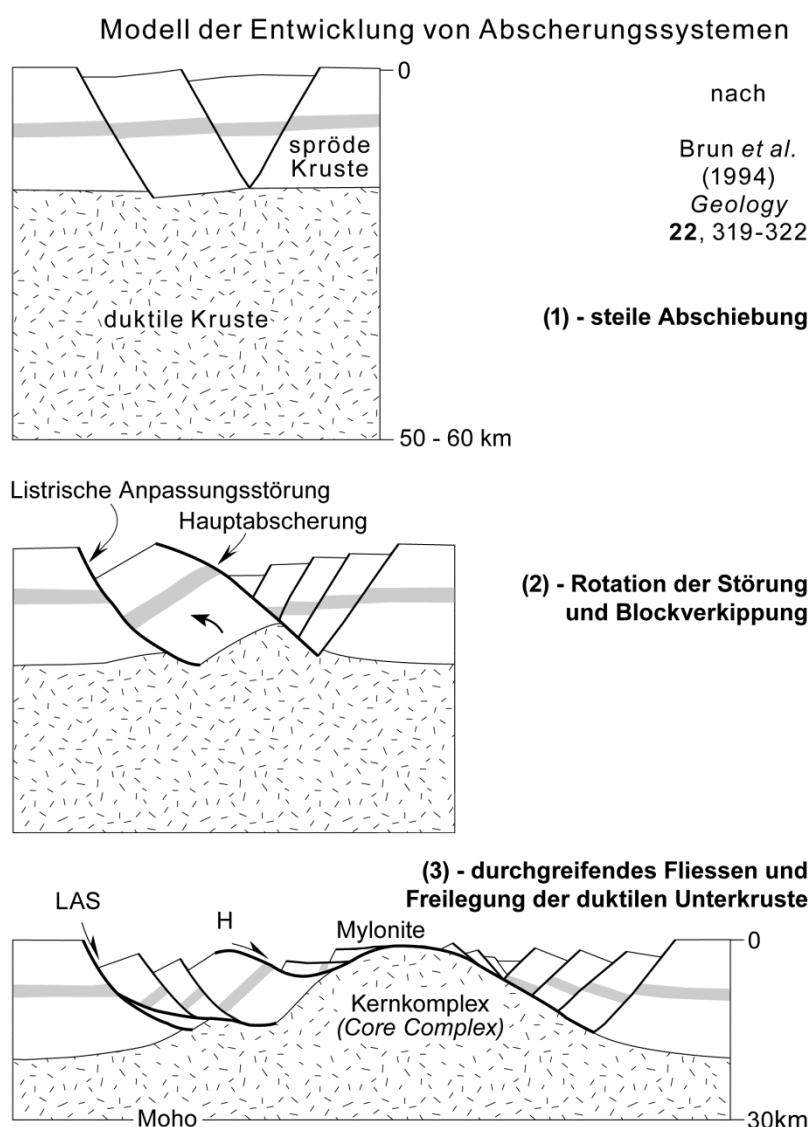
Ummantelte Gneisdome

Ummantelte Gneisdome (*mantled gneiss dome*) bestehen typischerweise aus einem domförmigen Kern aus Granitoiden, Migmatiten und Gneisen, die von einer metasedimentären und/oder metavulkanischen Hülle umgeben und überlagert werden und sehr ungünstig „Mantel“ genannt werden, da sie eigentlich krustalen Gesteine sind. Die Gesteine des Kernes sind beinahe ausnahmslos nahe dem Rand geschiefert. Die Schieferung, der Kontakt und die Schichtung in der umgebenden metamorphen Hüllgesteinsabfolge sind parallel und fallen gewöhnlich vom Gneiskern weg gegen aussen hin ein. Die Kerngesteine und Mantelsequenzen unterlagen einer regionalen amphibolitfaziellen Metamorphose. Im Allgemeinen ist das basale Metasediment ein durchgehender stratigraphischer Horizont, in vielen Fällen ein Konglomerat, das aus Geröllen granitischer Zusammensetzung besteht. Die Gerölle stammen aus dem Kernkomplex. Dies zeigt, dass die Domstruktur durch eine gefaltete **Diskordanz** (*unconformity*) zwischen der Überdeckung und dem **Grundgebirge** (*basement*) abgegrenzt wird. Radiochronologische Alter, die für das Kerngestein älter als die Hüllgesteine sind, haben häufig diese Interpretation unterstützt. Die Archaischen Granit-Grünstein-Terrane ähneln grossräumigen ummantelten Gneisdomen und könnten durch ähnliche Mechanismen entstanden sein.

Metamorphe Kernkomplexe

Die Basin and Range Provinz in den westlichen USA und im nördlichen Mexiko ist ein kontinentales System von regional verteilten Abschiebungen, die sich bis in den Südwesten von Kanada fortsetzen. Die Provinz wurde um den Faktor 2 gestreckt. Extension führte zur Bildung von ungefähr 150 linearen und parallelen Horst- und Graben-Strukturen. Die Horste ragen bis zu 4000 m Höhe hinauf und alternieren mit Gräben, z.B. dem Death Valley. Die Gräben sind meist mit Erosionsmaterial der

angrenzenden Horste gefüllt. Die wenig bis unmetamorphen Bedeckungssedimentschichten sind durch die Bewegung an zahlreichen listrischen Abschiebungen stark rotiert und geschwächt. Die Abschiebungen werden in der Tiefe von flacheren **Abscherungsflächen** (*detachments*) abgeschnitten oder sie verbinden sich mit ihnen. Die Bedeckungssequenzen und der darunterliegende metamorphe Kern sind typischerweise durch eine mylonitische bis kataklastische Zone eines meist nach oben gewölbten Hauptabscherhorizontes und durch einen steilen metamorphen Gradienten voneinander getrennt. Granite und Gneise besitzen im Liegenden des Abscherhorizontes eine flach einfallende Schieferung und wurden stark mylonitisiert und später kataklasiert. Dies spiegelt den Übergang von duktiler zu spröder Verformung während der Entlastung und Abkühlung durch das Aufsteigen tieferer Gesteine an Abschiebungen wieder. Extensive metamorphe Kernkomplexe wurden nun in allen orogenen Systemen als späte Kollapsstrukturen erkannt, die sich während des abflauenden Stadiums eines Kollisionsorogens bildeten.



Extension von zweilagigen, spröd/duktilen Systemen wurde durch Laborexperimente mit Analogmodellen untersucht. In diesen Experimenten wird die spröde, obere Kruste durch eine Sandlage (ein Mohr-Coulomb Material mit einem durchschnittlichen Reibungswinkel von 30°) simuliert. Das Verhalten der duktilen, unteren Kruste wird durch Silikonwachs simuliert, eine Newton'sche Flüssigkeit mit einer Viskosität von 10^4 Pa.s bei Raumtemperatur. Verwerfungen entstanden als steil einfallende Abschiebungen (60°), die einige Gräben und gekippte Blöcke begrenzen. Die ursprünglich spröd-duktiler Grenze wird durch keine Verwerfung versetzt. Zu Beginn

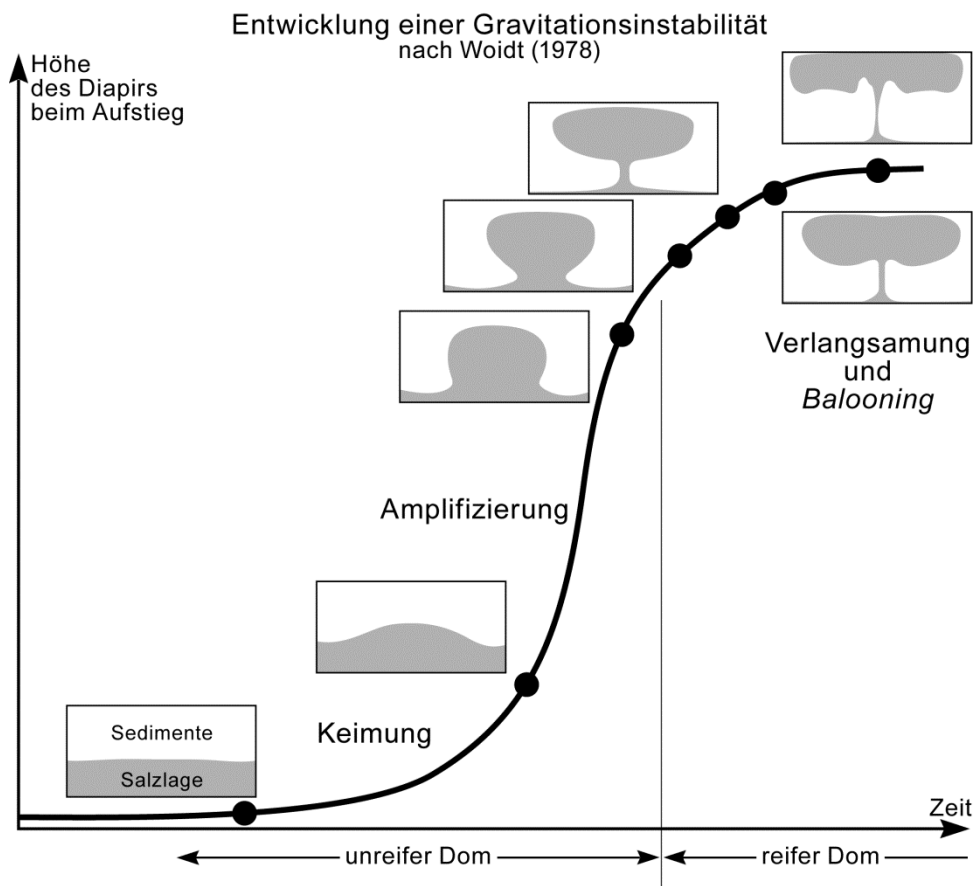
der Extension wird diese Grenze ein horizontaler Abscherhorizont infolge der Scherung entlang der überlagernden spröden Krustenblöcke die gegeneinander versetzt wurden. Während der progressiven Extension rotierten die steilen Abschiebungen zu geringeren Einfallswinkeln. Extension findet an Stellen mit gleichmässigem Abstand statt und hinterlässt dadurch scheinbar undeformierte Gebiete zwischen den Extensionsstellen. Dies ähnelt im Krustenmassstab an- und abschwelliger Boudinage. Deformation der spröden Lage wird durch durchdringendes Fließen in der duktilen Lage aufgenommen. Dieses grossräumige Verhalten resultiert in einem nach oben konvexen Hauptabscherhorizont, der der duktilen Lage erlaubt in Form eines Domes aufzusteigen. Von strukturellem Interesse ist, dass ein Schenkel der domartigen Struktur an die Zone des Abscherhorizonts gebunden ist, wohingegen der andere Schenkel aus einer Blockrotation resultiert und einen *roll-under* im Liegenden bildet.

Diapire

Diapirismus (*diapirism*) und **Intrusion** (*intrusion*) bezeichnen geologische Prozesse, bei denen eine geologische Formation (die **Ausgangsschicht**, *source layer*) unter Spannung (auch durch Gravitation) zu fließen beginnt und dadurch die darüberliegenden Schichten mit höherer Dichte und geringerer Viskosität deformiert, durchdringt und durchbricht. Diapirartige Strukturen können, müssen aber nicht, mit regionaler Deformation zusammenhängen.

Modelle von Diapiren betrachten zwei überlagerte Schichten von unvermischbaren, viskosen Flüssigkeiten mit konstanten Dichten ρ_1 und ρ_2 . Ganz gleich, ob die Viskositäten gleich oder unterschiedlich sind, das System ist metastabil, wenn die darüberliegende Schicht dichter als die untere ist. Infinitesimal kleine Verwerfungen in der horizontalen Schichtung sind instabil und werden verstärkt mit einer Rate, die abhängig ist von:

- den Mächtigkeiten, den Dichten und den Viskositäten der zwei Schichten
- der Grösse der ursprünglichen Perturbation
- die Zeit, die vergangen ist.



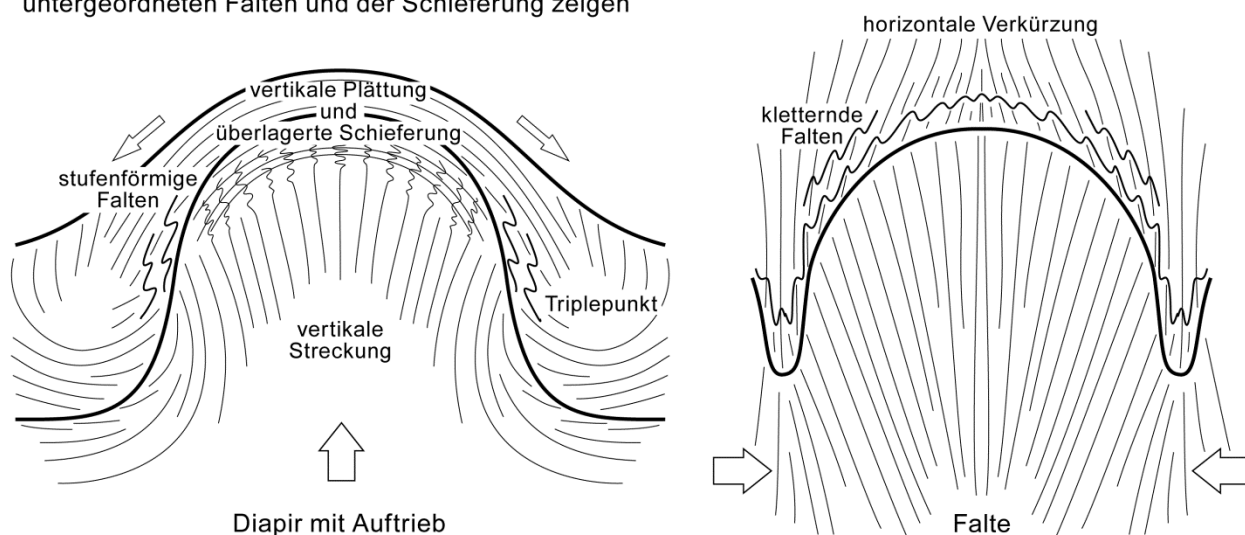
Die Gravitationsinstabilität hervorgerufen durch das Überlagern einer schweren Flüssigkeit über einer leichteren, nennt man Rayleigh-Taylor-Instabilität. Dieser Prozess bildet unabhängig von örtlicher Verkürzung oder Streckung eine **Schwereinstabilität** (*gravitational instability*) aus, deren Abstände aufgrund eines Phänomens mit dominanter Wellenlänge gebildet werden. Diese regelmässigen Abstände der Salzstöcke betragen 2 bis 3mal die ursprüngliche Mächtigkeit der durch den Auftrieb mobilisierten Lage.

Im Allgemeinen wird die Aufwärtsbewegung der diapirartigen geologischen Strukturen auf Auftriebskräfte zurückgeführt die sich durch den Dichteunterschied von Salz und der schwereren Gesteinsüberdeckung bilden. Wenn das weniger dichte Material aufsteigt, entsteht ein komplementäres Absteigen des überlagernden Materials höherer Dichte. Beispiele sind die durch Faltung in unkonsolidierten Sedimenten ausgelösten Tondiapire. Tondiapire können aber auch während rascher Sedimentation und Kompaktion entstehen, wenn sich hohe Porenwasserdrücke aufbauen und eine Aufwärtsbewegung von Tonsedimenten veranlassen. Dort wo sie die Oberfläche erreichen, bilden sie so genannte **“Schlamm-Vulkane”** (*mud volcanoes*).

Gefüge- und Verformungsmuster von Diapiren wurden experimentell und numerisch bestimmt. Es gibt **interne Strukturen**, die durch das Fließen in der intrudierenden Masse gebildet werden, und **externe Strukturen**, welche die Deformation des Umgebungsgesteines durch den eindringenden Diapir darstellen. Das Muster dieser untergeordneten Strukturen reflektiert den diapirischen Mechanismus. Die grundlegenden Unterschiede zu Falten sind:

- Schichtungen der Gesteine neben dem Diapir werden normalerweise durch Rotation in Richtung der diapirischen Bewegung aufwärts geschleppt. Falten um einen Diapir haben eine fallende Vergenz, die mit dem Kollaps des Hangenden übereinstimmt (Kernseite oben / Mantelseite unten) und die entgegengesetzt zu den klassischen S-Z Formen von sekundären Falten grosser Antiformen ist. Flache Überschiebungen zeigen durchgehend einen nach aussen gerichteten Versatz des Umgebungsgesteines an. Randliche Falten haben oft gebogene Scharniere, die durch radiale Verkürzung entstehen, wenn der Diapir sich ausdehnt.

Vergleichende Querschnitte durch einem Diapir und eine Buckelfalte, die die allgemeinen Muster von untergeordneten Falten und der Schieferung zeigen



erstellt nach Dixon J.M. (1987)

in: Seyfert C.K. *Encyclopedia of structural geology and plate tectonics*, Band 10, Van Nostrand Reinhold Company Inc. 398-412

- Eine sekundäre Foliation tangential zur Diapirgrenze fällt nach aussen hin etwas weniger steil ein als der Kern/Mantelkontakt. Diese Foliation ist zu den stufenförmigen Falten achsenparallel und enthält eine radiale, nach unten gerichtete Streckungslineation. In Stauchfalten wären sekundäre Foliationen steiler als die Faltenschenkel.

- Eine sehr starke vertikale Abplattung mit sehr starker horizontaler Extension dominiert die Gipfelregionen eines Diapirs. Die Gebiete von antiklinalen Falten zeigen dagegen horizontale Verkürzung senkrecht zur Achsenebenenschieferung.
- Die horizontale Streckung in den Gipfelregionen des Diapirs ermöglicht starke vertikale Streckung in den Stammregionen. Während der Diapir aufsteigt, wandert der Übergang der beiden Regionen nach unten, was dazu führt, dass horizontale Gefüge die früheren, vertikalen überprägen. Stauchfalten zeigen diese Überprägungssequenz nicht auf.
- In den umhüllenden Sequenzen um einen magmatischen Diapir ist ein sehr starker metamorpher Gradient erhalten.
- Interne Strukturen sind durch zweifach einfallende, vertikale Zungenfalten charakterisiert.

Salzstöcke

Diapire aus Salz nennt man **Salzstöcke** (*salt domes*). Solche Körper entstehen an vielen Orten. Die bekanntesten Beispiele sind im Persischen Golf und in Deutschland zu finden. Salzkörper enthalten normalerweise unterschiedliche Anteile von anderen Evaporiten (besonders Anhydrit und seine hydratisierte Form, Gips) und Nicht-Evaporitgesteine, die ursprünglich mit dem Salz abgelagert wurden. Infolge von ähnlichen Formen und offensichtlichem Verhalten werden Salzkörper häufig als Analog zu magmatischen Intrusionen herangezogen.

Eigenschaften des Salzes

Salz und andere Evaporitgesteine sind Sedimente, die eine besondere Rolle in der geologischen Deformation spielen. Im Vergleich mit anderen Gesteinen:

- sie haben eine niedrige, von der Tiefe unabhängige Dichte (2.15 bis 2,2 g/cm³, je nach Zusammensetzung);
- sie haben eine niedrige äquivalente Viskosität (10¹⁸-10²¹ Pa*s);
- sie werden sehr schnell duktil und mobil;
- über geologische Zeiten verhalten sie sich fast wie eine Newton'sche Flüssigkeit und ihre Beweglichkeit wird erhöht, wenn eine geringe Menge freies Wasser vorhanden ist und/oder die Temperatur ansteigt;
- sie sind, wie Kristallingesteine, verhältnismässig inkompressibel.

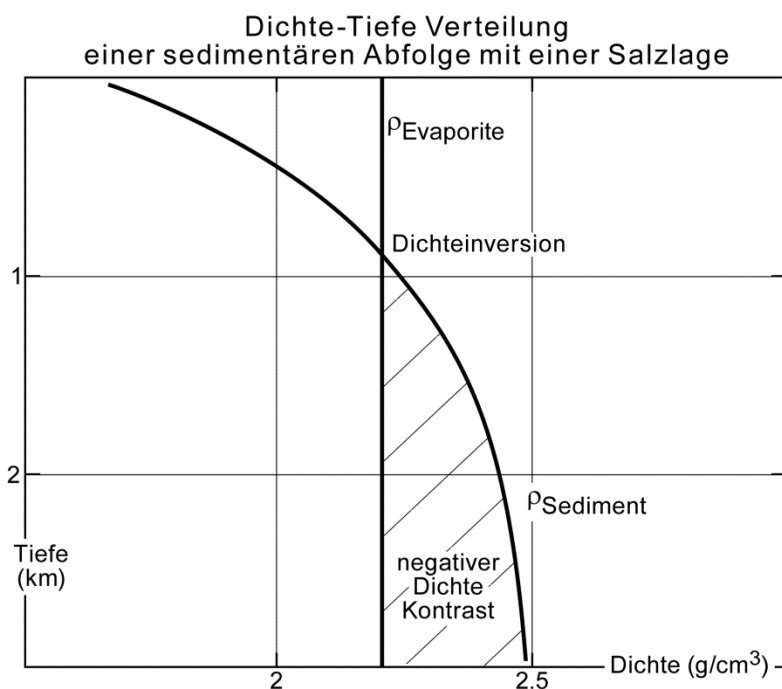
Bedingungen der Bewegung

Antriebsbedingungen

Drei Bedingungen müssen erfüllt sein, um die Salzbewegung zu starten:

- Zuerst tritt **Dichteinversion** (*density inversion*) unterhalb der **kritischen Tiefe** (*critical depth*) ein. Unterhalb der kritischen Tiefe haben Evaporite eine geringere Dichte als die Überlast (eine Folge der Salzinkompressibilität gegenüber der Sedimentverdichtung). Aufgrund der Kompaktion der Sedimente wird das System Gravitations-instabil. Ab dieser Tiefe erhalten die Evaporite Auftrieb und steigen auf, wenn die Stärke der Überlast überwunden wird.
- Zweitens ist ein ausreichender Druck erforderlich, um die Fließdeformation des Salzes zu verursachen. Es wurde empirisch beobachtet, dass Salzlagen von etwa 300 m Mächtigkeit als eine viskose Flüssigkeit zu reagieren beginnen, wenn ihre Überdeckung 1000 bis 1500 m erreicht. Ab einer Tiefe von 1 - 3 km fängt Salz an unter niedrigen differentialen Spannungen aufgrund seiner niedrigen Festigkeit zu fließen. Die Fließgeschwindigkeit des Salzes in geologischen Zeiträumen beträgt 0,3 mm/J.
- Drittens ist eine Störung nötig, um den diapirischen Prozess auszulösen. Wenn die Salzschrift und die darüberliegenden Schichten perfekt horizontal und gleichmässig (eben) sind, gibt es keine Gravitationsinstabilität. Jedoch führt jede zufällige seitliche Unregelmässigkeit in der Dicke der überliegenden Gesteinseinheiten zu Unterschieden bezüglich der Druckverteilung auf der Salzschrift. Salz neigt dazu, in Richtung jener Stellen zu fließen, in denen der Überlagerungsdruck am geringsten ist. Das gezwungene Fließen von Salz aus Gebieten mit höherer Auflast wird **Salzauspressung** (*salt expulsion*) genannt. Der anfängliche Impuls wird oft

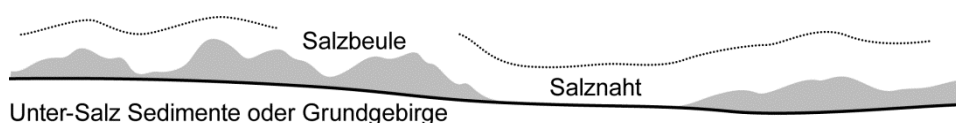
durch ein tektonisches Ereignis verursacht, z.B. durch Faltung, Bruchbildung (die die Versetzung einer Salzregion im Verhältnis zu einer anderen antreibt), einen thermischen Gradienten oder durch örtliche Erosion. Diese differentielle Last führt dazu, dass das gesamte Salz zur Oberfläche fließt. Der Auftrieb kann eine wichtige Rolle spielen, gilt aber nicht mehr als der auslösende Faktor im geologischen Diapirismus.



Hindernde Bedingungen

Zwei Hauptfaktoren begrenzen die Fähigkeit des Salzes, sich im Salzkörper zu bewegen:

- die Festigkeit der überliegenden Sedimente;
- Grenzgegenkraft entlang den oberen und unteren Flächen der Salzschieht.
- Die Scherfestigkeit und die Reibungsfestigkeit der sedimentären Gesteine erhöhen sich gewöhnlich wenn sich der Umgebungsdruck mit der Tiefe erhöht. Dicke sedimentäre Decken sind folglich im Allgemeinen schwieriger zu verformen als dünne Sedimentdecken. Schichten die mehrere hundert Meter mächtig sind, ohne die Mithilfe von entweder regionaler Extension oder Verkürzung kaum durch Salz mit nur mässigem Relief verformt. Salz fließt, nur wenn gravitative, thermische und tektonische Antriebskräfte den Fließwiderstand übersteigen.
- Der volumetrische Durchfluss des laminaren Fließens in einer Newton'schen Salzschieht ist schätzungsweise proportional zur dritten Potenz der Schichtdicke. Das heisst, zum Beispiel, dass das Halbieren der Schichtdicke das Fließen durch einen Faktor von 8 verlangsamt. So fließt das Salz langsamer, wenn durch Salzauspressung die Schichtdicke verringert wird, bis die viskose Scherfestigkeit effektiv eine verbleibende, dünne Salzschieht unbeweglich machen kann. Dies führt dazu, dass ein Dom nicht mehr wachsen kann, da das Versorgungsmaterial des nahe gelegenen Salzes erschöpft ist. Durch die Ausschöpfung kann es dazu kommen, dass sich die Ober- und Untergrenze des Salzes vereinigen und eine **Salznaht** (*salt weld*) entsteht.



Struktur der Salzkörper

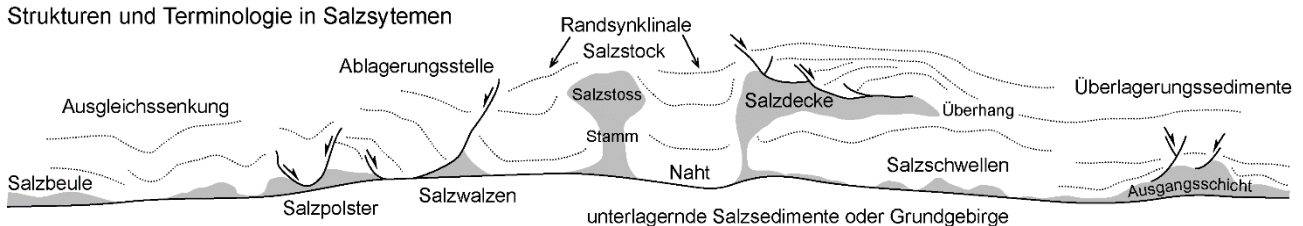
Numerische und Analogexperimente haben gezeigt, dass die Form der Salzdiapire eine Funktion der Tiefe ist. Die Position und die Formen hängen davon ab, wie sich die spröde Überlagerung verformt.

Form der Salzkörper

Die verschiedenen Etappen der Aufwärtsmigration von Salz werden durch die grosse dreidimensionale Formenvielfalt reflektiert. Die Aufwärtsmigration beginnt mit einfachen, breiten Antiklinalen oder Domen (**Salzpolster**, *pillows*), schreitet fort zu **wand-** (*wall*), **säulen-** (*column*), **knollen-** (*bulb*) und **pilzartigen** (*mushroom-shaped*) Formen. Der sich anhebende Teil kann von der ursprünglich weniger dichten Salzlage getrennt werden, insbesondere im Zuge von regionaler Verkürzung, wobei der Mittelteil abgeklemmt werden kann. Der untere Teil des daraus resultierenden **Tränen-** (*teardrop*) Diapir verbleibt in der Tiefe und bildet einen **Salzuntersatz** (*pedestal*). Schichten ober- und unterhalb der Ursprungssalzschiefer können an einer **Schweissnaht** (*weld*) wo das ganze Salz weggeflossen ist, in Berührung kommen.

Salzdome haben einen typischen Durchmesser von einigen Kilometern, fallen steil nach allen Seiten ein, bilden den zylindrischen, relativ engen **Stamm**, **Stiel** (*trunk*) oder **Hals** (*neck*), um sich gegen die Tiefe zu wieder in die ursprüngliche **Salzlage** (*source layer*) auszubreiten. Der Hals weist eine sehr enge Faltung auf mit einer markant ausgebildeten vertikalen, linearen Streckungslinieation. Voll amplifizierte **Salzstöcke** (*stocks*) extrudieren und breiten sich auf die topographische Oberfläche aus und bilden **Salzgletscher** (*salt glacier*).

Strukturen und Terminologie in Salzsystemen



Flache Salzdiapire sind gekennzeichnet durch steile Seiten und flache Dächer, beinahe wie Zylinder. Flache bis mitteltiefe Diapire neigen zu gerundeten Dächern und weniger steilen Flanken. Tiefe Salzdiapire haben runde, domartige Dächer und relativ flach einfallende Seiten.

Externe Struktur

Das Salz durchstösst bei seiner duktilen Aufwärtsbewegung die überlagernden Sedimente. Alle Gesteine, die den Raum besetzen, der durch den Salzkörper eingenommen wird, müssen entfernt oder verlegt werden. In Extensionssystemen steigen die Diapire in die Bruchzonen und nutzen diesen Raum, der durch die Ausdünnung und Trennung der Verwerfungsblöcke verursacht wird.

Dach des Diapirs

Die Deckschichten oberhalb des Salzkörpers, im Bereich des **Daches** (*roof*), sind durch Extensionstektonik verdünnt, gebogen und durch radiale und konzentrische (ringförmige) Abschiebungen gestreckt worden. Während der Diapir wächst können **Gesteinslappen** (*flaps*) des Daches angehoben, gedreht und beiseite abgesetzt werden.

Randsynklinale

Schleppung entlang der Grenzen des Diapirs biegt die sedimentären Deckschichten nach oben. Die Randschichten sind am Diapirrand abgeschnitten. Die nach oben gerichtete Verbiegung der Deckschichten kann durch Überschiebungstektonik teilweise kompensiert werden. Der erforderliche Hals der Salzintrusion ist von einer ringförmigen Zone umgeben, die durch Faltung oder Bruchbildung einer Kompressionstektonik unterworfen wurde. Die gebrochenen und gescherten Sedimente bilden allgemein Ton-reiche Verwerfungsletten gegen das Salz: die **Schieferhülle** (*shale sheath*).

Der Aufstieg des Salzes bewirkt andererseits einen Materialfluss des Nebengesteins in die Tiefe.

Durch die absinkenden Sedimente im Gebiet aus dem das Salz weggewandert ist, entsteht eine **Randsynklinale** (*rim syncline*) die den Diapir umgibt. In diesen Synklinalen wird die Subsidenz durch die Sedimentation kompensiert.

Die Fließ- und Propagationsrichtung des Salzes ist sowohl zentripetal gegen den Kern zu, als auch nach aussen gerichtet. Aufgrund der konvergenten Bewegung entstehen randliche tangentialen Spannungen, die zu zahlreichen Falten an der Basis des Domes führen. Die Achsen der Falten sind radial angeordnet und tauchen gegen aussen, vom Kern weggerichtet, ein.

Interne Struktur

Im Allgemeinen bewegen sich Salzdome nicht als eine eigenständige Masse sondern als eine Serie von "**spines**" (d.h. kleinere womöglich zylindrisch geformte Blöcke). Die Spines bewegen sich unabhängig voneinander wobei Deformationszonen an den Grenzen zu den einzelnen Spines deren relative Bewegung aufnehmen. Deformationsmerkmale im Salz sind rotierte Boudins, gedehnte Desikationspolygone und eine durch die tiefe Fließbewegung des Salzes entstandene Schieferung. Weitere Merkmale sind Faltung und in flacheren Tiefen schichtparalleles Gleiten.

Gipshut

In trockenen Gebieten in denen Salzdome die Oberfläche erreichen fließen sie an der Oberfläche aus.

In Gebieten mit feuchtem Klima bildet sich ein Gipshut heraus. Dieser entsteht durch die Lösung von Salz, das sich an der Oberseite des aufsteigenden Diapirs befindet, und durch zurückbleibende Ansammlungen, Konzentrationen, sekundäre Veränderungen und Ausfällungen von nicht löslichem und leicht löslichem Material wie Anhydrit, Gips, Schiefer, Karbonate und Schwefel. Diese Minerale formen einen ungleichmässigen Komplex von brekziiertem porösem Gestein, dem Gipshut. Die untere Grenze des Gipshutes besteht aus einem Lösungshorizont, der den obersten Teil des Diapirs durchschneidet. Der Gipshut ist verhältnismässig undurchlässig und bildet eine Abdichtung, die die Wanderung von Flüssigkeiten (z.B. Öl) blockiert. Der Gipshut erstreckt sich gelegentlich entlang den Seiten von reifen Diapiren und kann mitgerissene Blöcke der Nebengesteine enthalten.

Stammzone

Die Grenze zu den Sedimenten wird in der **Salzhülle** (*salt sheath*) stark geschert. Die interne Struktur von Salz wird im mittleren Bereich durch eine sehr enge Faltung mit annähernd vertikalen Achsen und Achsenebenen, und durch Schieferung, dominiert. Eine Wiederverfaltung oder mehrfache Verfaltung ist üblich, und wird durch die Richtung und das Ausmass des Fließens bestimmt. Dieser Vorgang kann teilweise mit der episodischen, auf komplexe Art und Weise, sich aufwärts bewegenden Salzmasse in Zusammenhang gebracht werden (mehrere Lagen). Eine vertikale Fließlineation ist üblich.

Wenn das Salz die Oberfläche erreicht, kann es durch passiven Diapirismus weiter aufsteigen, der Diapir wächst indem Sediment um ihn herum angereichert wird. Ein schnell aufsteigender passiver Diapir kann sich über die Sedimentfläche ausbreiten und eine allochthone Salzdecke bilden. Salzdecken können unterschiedlicher Herkunft sein, abhängig von der Geometrie des Zufuhres und dem tektonischen Rahmen.

Das Salz von Salzstöcken ist dem Gletschereis "ähnlich", welches grossen Fließbewegungen und Rekristallisationen ausgesetzt war. Die Analyse von Salzstrukturen kann deshalb zur Fragestellung beitragen, inwiefern gewisse Körper von deformierten Silikatgesteinen (z.B. Migmatite im Kern von Gneisdomen) ebenfalls durch auftriebende Kräfte verschoben und deformiert wurden.

Art der Platznahme von plutonischen Körpern

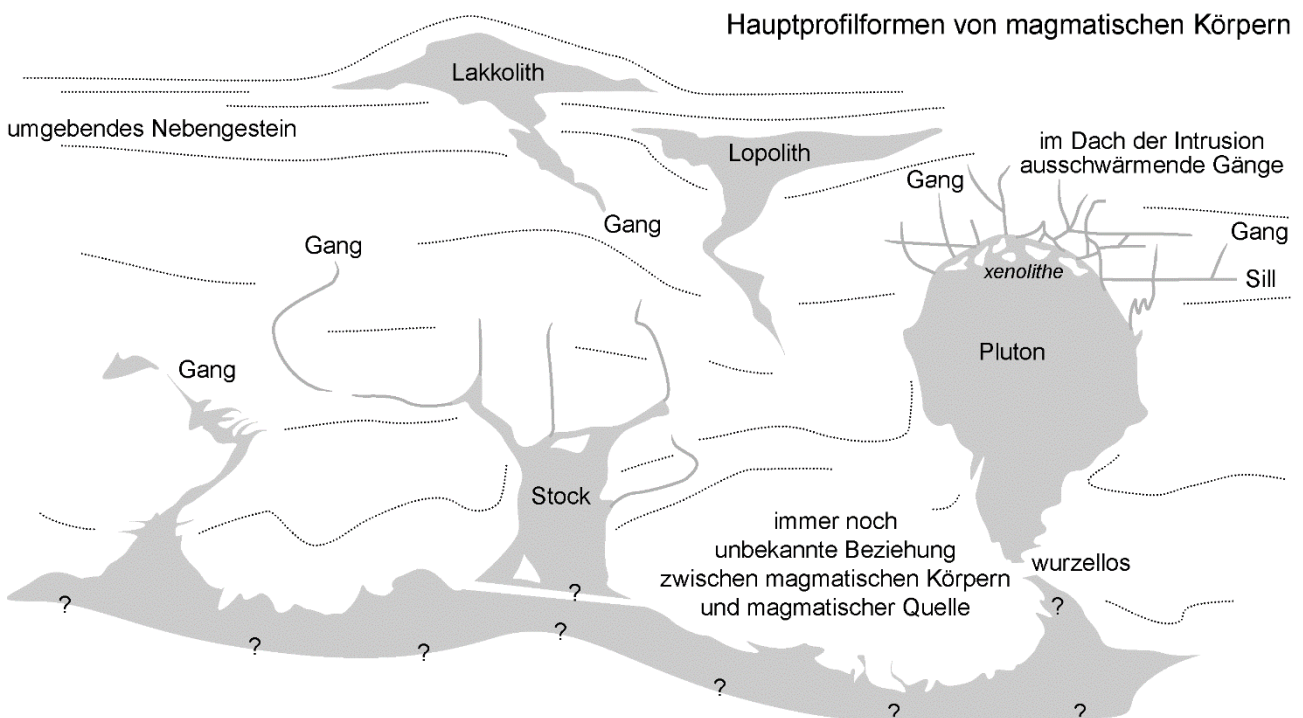
Eine andere Art von Diapirismus ist der Vertikaltransport von Magma durch die Lithosphäre. Dieser Prozess scheint wichtig für den Transport von Magma zu sein. Einige Plutone zeigen eine ähnliche Form wie Salzdiapire und eine ähnliche Deformation des Nebengesteins. Magmen haben gewöhnlich eine geringere Dichte als die sie überlagernden Gesteine und neigen konsequenterweise dazu, über Aufstiegswege oder entlang von Schwächezone aufzusteigen. Die meisten Magmen erreichen die

Erdoberfläche nicht, sondern kristallisieren in der Tiefe und bilden **plutonische Körper** (*plutonic bodies*) aus magmatischen Gesteinen. Wenn Plutone als Diapire aufsteigen (ein Konzept über das noch immer diskutiert wird) endet der Aufstieg des Magmas, wenn die Dichte des umgebenden Gesteins geringer ist, als die des Magmas, und/oder wenn die Temperaturschwelle erreicht ist, ab der das Magma beginnt abzukühlen und zu kristallisieren.

Form von magmatischen Körpern

Die Form und Orientierung vieler magmatischer Körper wird durch die präexistente Struktur des **Nebengesteins** (*country rock*), in welchem sie Platz genommen haben, stark beeinflusst. Die Kräfte, die die Deformation, welche die Platznahme des Magmas kontrolliert, verursachen, bestimmen auch zu einem gewissen Grad die Geometrie des resultierenden, magmatischen Körpers. Obwohl plutonische Körper in allen Grössen und einer Vielzahl von Formen vorkommen, sind einige Formen so häufig, das es möglich ist eine Klassifikation anhand der Form vorzunehmen.

- **Gänge** (*dikes*) und **Lagergänge** (*sills*) sind tafelige, mit beinahe parallelen Seiten versehene Körper, die im Verhältnis zu ihrer seitlichen Ausdehnung dünn sind. Gänge sind Wänden ähnlich, die das umgebende Gestein vertikal oder sehr steil durchschneiden. Viele Gänge, die nahe bei einander intrudiert sind, bilden einen **Gangschwarm** (*dike swarm*). Lager sind horizontale oder wenig geneigte Körper und **konkordant** (*concordant*, d.h. fast parallel) zum Grundgebirgsmuster oder zu den Schichtflächen. Sie sind im Allgemeinen mächtiger als Gänge. Gänge und Lager sind normalerweise feinkörnig oder sogar glasig an ihren Seitenrändern (**abgeschreckter Seitenrand**, *chilled margin*). Die Symmetrie der abgeschreckten Seitenränder, der Kontaktmetamorphose (oben und unten) und die nach oben migrierenden Apophysen ermöglichen es, die Lagergänge von Lavaströmen zu unterscheiden. Gänge und Lager enthalten vermutlich Magma, das schnell aufgestiegen ist und sich rasch in der verhältnismäßig kalten und spröden Kruste verfestigt hat. Sie zeigen an, dass Magma entlang von Brüchen in der Kruste aufsteigen kann.



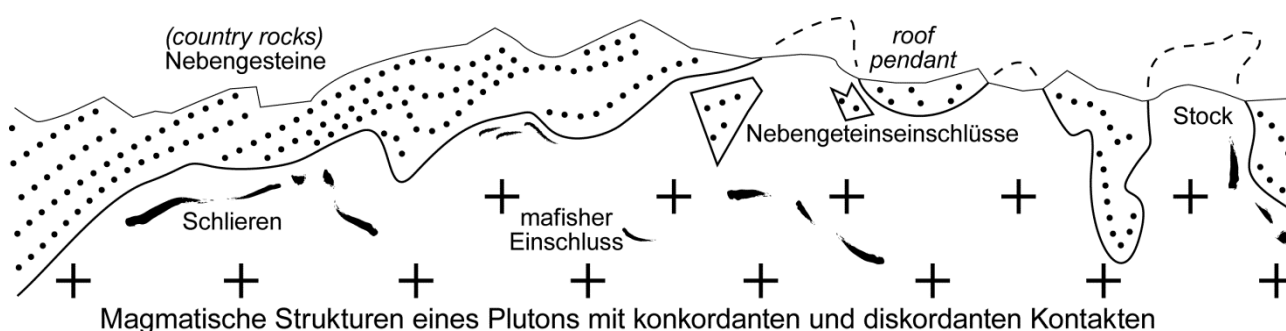
- **Ringgänge** (*ring-dikes*) sind konzentrisch und zylindrisch, oft auch mit einem Einfallen nach aussen. **Kegelgänge** (*cone-sheets*) sind konzentrisch geneigte Gänge, die in einem gemeinsamen Punkt nach unten zusammenlaufen.
- **Pluton** (*pluton*) ist der allgemeine Name für einen relativ grossen Körper aus intrudierten, magmatischen Gesteinen.

- **Lakkolithe** (*laccoliths*) sind dicke, linsenförmige Lager mit einem flachen Boden und einer nach oben konvexen Oberfläche. Im Gegensatz dazu sind **Lopolithe** (*lopoliths*) dicke, grosse, linsenförmige, nach unten konvexe Körper mit einem flachen Dach und einer synförmigen unteren Grenze.
- Diskordante Körper mit steilen Seiten werden als **Rücken** (*plugs*, eher klein und zylindrisch), **Stöcke** (grösser als Rücken) und **Batholithe** (*batholiths*) bezeichnet. Batholith ist ein Begriff, der eine grosse Anzahl plutonischer Körper erfasst. Die Unterschiede sind entweder das Ergebnis von magmatischer Differentiation einer einzelnen Intrusion oder von wiederholten Intrusionen vieler kleiner und verschmelzender Plutone. Der Modus der Platznahme, ob das Magma z.B. das umgebenden Gestein beiseite drückt, wird noch diskutiert.
- Im Dach von magmatischen Diapiren sind Extensionsklüfte häufig mit magmatischen Gesteinen gefüllt und bilden Gangschwärme. Sie deuten auf Extension hin, die in Verbindung zur Biegung während des Aufwölbens der darüberliegenden Schichten steht.
- Eine **Caldera** nennt man eine grosse kreisförmige Vertiefung, die sich bildet wenn das Dach einer vulkanisch geleerten Magmenkammer einstürzt.

Achtung: Diese Klassifizierung kann von der Tiefe der Erosion abhängen, weil die geringe Grösse des Rückens und des Stocks möglicherweise den oberen Rand eines grösseren Batholiths andeuten.

Magmatische Strukturen

Es wird angenommen, dass das Magma während der Platznahme ein eher pastenartiger Brei ist, als eine frei fliessende Flüssigkeit. Die Kristalle, die einen Festkörper bilden, werden durch den Fluss des restlichen Magmas mitgerissen. Die Strukturen innerhalb von magmatischen Körpern werden als **magmatische Strukturen** (*igneous structures*) bezeichnet und umfassen sowohl Strukturen, die während der Platznahme und Bewegung des Magmas, als auch durch Deformation im Festzustand entstanden sind. Magmatische Strukturen, die im flüssigen Schmelzphasenzustand entstanden sind, umfassen **Fliessschieferung** (*flow foliation*) und **Fliesslineation** (*flow lineation*). Die Fliesslineation entsteht im Wesentlichen durch die Ausrichtung von tafelförmigen und linearen Porphyroblasten, die während des Fliessens des Magmas auskristallisierten. In viskosen Magmen entstehen **Fliessbänderungen** (*flow banding*) oder **Fliesslaminationen** (*flow lamination*), die **Schlieren** (*schlieren*) enthalten. In die Bänderung miteinbezogen werden gestreckte Stücke (**Einschlüsse**, *enclaves*) von normalerweise etwas basischerem Magma, das dennoch dieselben Mineralien enthält, und **Nebengesteinseinschlüssen** (**Xenolithe**) (*xenoliths*).



Diese Strukturen erlauben es, die Fliessrichtung der flüssigen Schmelze in der Intrusionskammer abzuleiten. Da die Schieferung dazu neigt, parallel zum Kontakt Intrusion/Nebengestein zu verlaufen, wird mit der räumlichen Orientierung der Schieferung die Form der Intrusion abgebildet. Es gibt zahlreiche Beispiele grosser Intrusionen, die eine Schieferung enthalten, die parallel zum Intrusionsrand orientiert ist. Die Intensität der Schieferung nimmt von aussen (Kontaktbereich) gegen innen ab. Untersuchungen von Xenolith-Formen zeigen, dass die Abnahme der Intensität mit einem gleichmässigen Deformationsmuster zusammenhängt. Es wird einem **Aufblas** (*ballooning*) Effekt

zugeschrieben, das heisst, dem mehrmaligen Eindringen von Magma in ein teilweise oder bereits konsolidiertes Magma. Ein Teil dieser Deformation kann jedoch dem diapirartigen Aufwärtsfließen von Magma unter lithostatischen Druckbedingungen zugeschrieben werden.

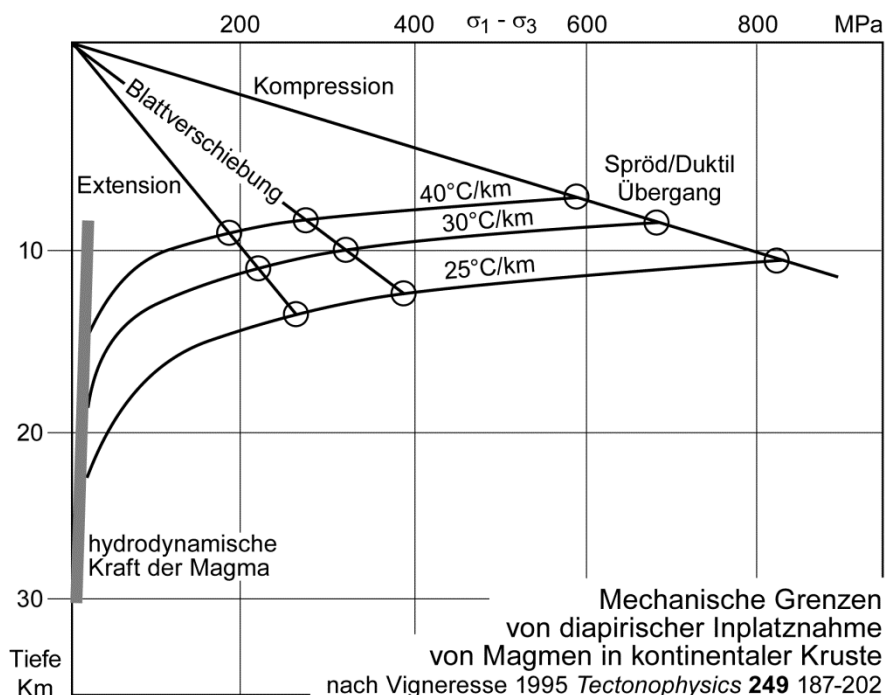
Externe Strukturen zeigen die Deformation des Umgebungsgesteines durch die intrusive Wirkung des magmatischen Körpers an.

Intrusionsprozesse

Das strukturelle Problem des Intrusionsprozesses besteht in grundlegenden Fragen, wie solch grosse Intrusionen von magmatischen Körpern innerhalb der Kruste Platz nehmen konnten und wie der Raum entstand, in dem die Intrusionen innerhalb der Kruste Platz nahmen. Daraus ergibt sich ein (im Gegensatz zum Salzdiapirismus) **Raumproblem** (*space problem*).

Eine Zeit lang wurde von einigen Geologen vorgeschlagen, dass das Muttergestein auf irgendeine Art und Weise **granitisiert** (*granitized*) wurde, um Magma zu erzeugen. Heute ist es allgemein anerkannt, dass grosse plutonische Körper magmatischen Ursprungs sind, die durch Teile der Kruste (wenn nicht sogar durch die Lithosphäre) aufgestiegen sind. Es gibt zwei Hauptansichten über die Mechanismen:

- Plutone die aus Gängen resultieren. Magma dringt in Brüche ein und scheint durch den Einsturz von Nebengestein Platz genommen zu haben. Gesteinsfragmente lösen sich vom Dach und von den Wänden und sinken in das aufsteigende Magma. Die eingearbeiteten Stücke von Nebengestein (**Xenolithe**) können verschiedene Grade von Schmelzen oder chemischer Lösung erfahren. Dieser Prozess wird **stopping** genannt. Einige Plutone lassen aufgrund der strukturellen Zusammenhänge darauf schliessen, dass das Magma passiv, d.h. durch passive Anpassung den vom Nebengestein durch Verschiebung hinterlassenen Raum eingenommen hat (*permitted intrusions*) oder sich unter den intrusiven Körper bewegt hat. Einige **ringförmige** (*ring-shaped*) Intrusionen, die durch Absinken eines zentralen, zylindrischen Blockes entstanden sind, können als passive *permitted* Intrusionen betrachtet werden.
- Plutone die aus Diapieren resultieren. Plutone, die das Nebengestein aktiv wegdrängen, werden als **erzwungene Intrusionen** (*forceful intrusions*) bezeichnet. Sie schaffen sich Raum, indem sie das umgebende Muttergestein aktiv wegdrängen. Das Volumen eines Plutons wird entweder durch mechanische Deformation (Nebengestein wird beiseite gedrückt) oder durch den Einsturz von Nebengestein erzeugt, oder es wirken beide Prozesse gleichzeitig, wobei das Nebengestein zumindest vom Magma teilweise assimiliert und aufgenommen wird. Plutone entstanden durch ein sich ausbreitendes Magma (*ballooning*), das durch einen engen **Zufuhrkanal** (*feeding neck*) gefördert wurde. Jedoch zeigen einige grosse magmatische Plutone mit einem klaren Ursprung Gefügemuster, die denen von ummantelten Gneissdomen ähnlich sind. Dies wird durch das Aufblähen des Plutons durch aufeinanderfolgende magmatische Pulse interpretiert, von denen jeder die Streckung des zuvor verfestigten magmatischen Materials verursacht (**Aufblasen**, *balloon tectonics*). Die strukturellen Haupteigenschaften eines diapirartigen Aufstiegs sind:
 - Fast-kreisförmige Form.
 - Parallele Randschieferungen innerhalb des Plutons und des Umgebungsgesteins.
 - Zunahme der Verformungsintensität vom Kern hin zu den Seitenrändern des Plutons hin.
 - horizontale Extension in den oberen Teilen, aber steilen Streckungslineationen und Scherkomponenten entlang den Seitenrändern.
 - Starke Deformation der Umgebungsgesteine. Die Verformungsumhüllenden passen mit der tangentialen Ausdehnung zusammen, wohingegen die Erscheinungsform äusserst wenig Randkonzentrische Falten und radiale Bruchmuster umfasst.



Modelle

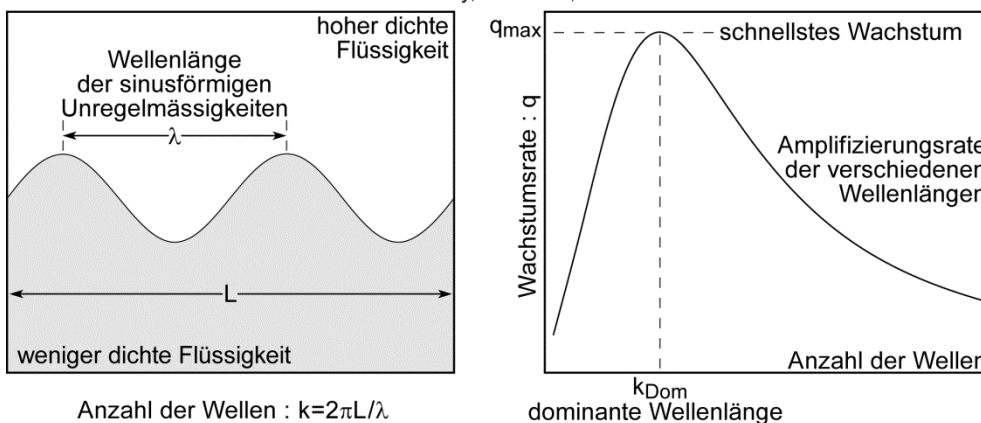
Die treibende Kraft des Diapirismus ist die Dichteinversion. Der spontane Aufstieg von aufsteigenden Domen in dichtere Überlagerungen innerhalb des Gravitationsfeldes der Erde wurde theoretisch und experimentell untersucht.

Analytischer Ansatz

Es wird angenommen, dass das Gesteinssystem aus horizontalen Lagen besteht, von denen jede eine gleichmässige Mächtigkeit, Dichte und Newton'sche Viskosität besitzt. Die Grenzschicht zwischen dichteren, überlagernden Schichten und weniger dichten darunterliegenden Gesteinen hat viele unendlich kleine sinusförmige Unregelmässigkeiten verschiedener Wellenlängen. Jede Unregelmässigkeit kann aufgrund der Dichteinversion eine Amplitude ausbilden und durch den mathematischen Ansatz können die relativen Amplifizierungsraten der verschiedenen Wellenlängen berechnet werden. Die Unregelmässigkeiten, die am schnellsten wachsen, dominieren das System. Sie entwickeln sich zu Rücken oder Domen mit grossen Amplituden und ihre Wellenlänge wird die dominante Wellenlänge des Systems genannt.

Modell gebraucht für den mathematischen Ansatz von Diapiren

Die absolute Werte des Wachstumsrate q_{max} und der dominanten Wellenlänge k_{Dom} hängen von der Rheologie der Flüssigkeiten, Oberflächenspannung und Grenzeffekten ab
 z.B. Turcotte & Schubert, 1982 *Geodynamics: Application of continuum physics to geological problems*
 John Wiley, New York, 450s.



Frühe Arbeiten von Rayleigh nahmen keine Oberflächenspannung an. Er zeigte, dass die exponentielle Wachstumsrate der Schichtgrenze zu $k^{1/2}$ proportional ist, wobei k definiert ist als:

$$k = 2\pi L / \lambda$$

Wobei L die Länge des Modells und λ die Wellenlänge der Instabilität ist.

Ursprüngliche Unregelmässigkeiten wachsen exponentiell mit der Zeit entsprechend der Gleichung:

$$A(t) = A_0 \exp(qt)$$

wobei A_0 die ursprüngliche Amplitude, q die Wachstumsrate und t die Zeit ist.

Taylor bestätigte dieses Resultat, das aber nur während des Beginns der Instabilität gültig ist (kleine Amplitude in Bezug auf Wellenlänge). Neuere Studien beinhalten die Effekte der Oberflächenspannung und zeigen, dass die Wachstumsrate q dann gegeben ist durch:

$$q^2 = \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \right) g k - \left(\frac{s}{\rho_2 + \rho_1} \right) k^3$$

Wobei ρ_1 und ρ_2 die Dichten der helleren und schwereren Flüssigkeiten sind, g die Gravitationsbeschleunigung und s der Koeffizient der Oberflächenspannung. Aus dieser Gleichung folgt, dass ein System stabil ist wenn $\rho_2 < \rho_1$, und instabil wenn $\rho_2 > \rho_1$ für alle k -Werte für die gilt $0 < k < k_c$, wobei k_c gegeben ist durch:

$$k_c = \sqrt{g(\rho_2 - \rho_1)/s}$$

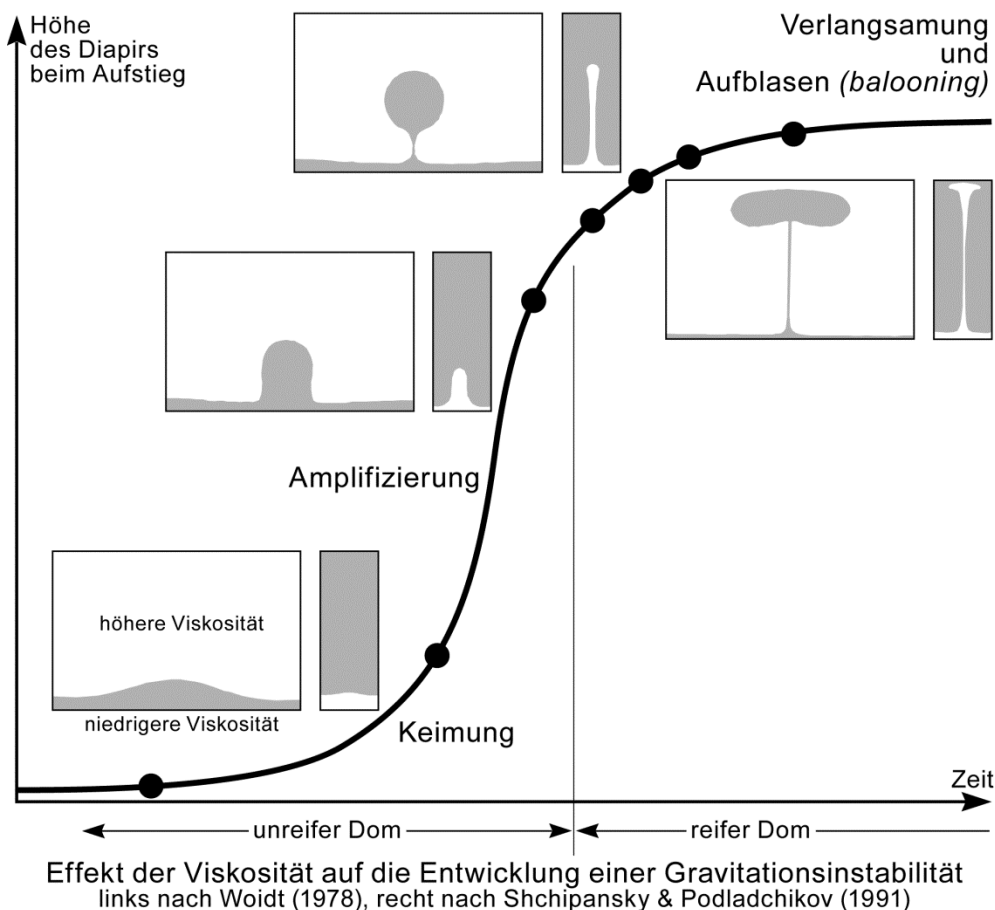
Der Effekt der Oberflächenspannung ist, dass alle Wellenzahlen k stabilisiert werden, die grösser als k_c sind. Zusätzlich kann man die Wellenzahl k_{dom} berechnen, bei der die Instabilität am schnellsten wächst:

$$k_{\text{dom}} = k_c / \sqrt{3}$$

Beachten Sie, dass in all diesen Gleichungen die Wellenlängenzahlen unabhängig von der Viskosität sind. Die Effekte der Viskosität und anderer Parameter oder physikalischen Variablen (z.B. Konzentrationsgradienten) sind denen der Oberflächenspannung ähnlich und produzieren bestimmte dominante Wellenlängen und stabilisieren grössere Wellenlängenzahlen.

Die dominante Wellenlänge und die Amplifizierungsrate sind Funktionen der Mächtigkeit, Viskosität und Dichte der materiellen Lagen im System. Für konstante Auftriebseigenschaften werden die folgenden Effekte vorhergesagt:

- Vergrösserung der relativen Mächtigkeit der überlagernden Gesteine führt zu grösseren Wellenlängen und schnelleren Amplifizierungsraten.
- Vergrösserung der relativen Viskosität der überlagernden Gesteine führt zu grösseren Wellenlängen und langsameren Amplifizierungsraten.
- Vergrösserung des Dichtekontrastes hat kaum Einfluss auf die Wellenlängen, vergrössert aber die Amplifizierungsraten dramatisch.



Der Grossteil der theoretischen Arbeiten über Plutonismus approximierten die Plutone als Newton'sche Kugel und versuchten, ihre Aufstiegszeit abhängig von der Rheologie der Überlast zu berechnen. Dieses nennt man das Stoks'sche Fließproblem. Wenn das umgebende Material Newton'sche ist, wird die vertikale Geschwindigkeit der Kugel gegeben durch:

$$v_z = \frac{(\rho_{\text{host}} - \rho_{\text{sphere}}) g \cdot r^2}{3\mu_{\text{host}}} \left(\frac{\mu_{\text{host}} + \mu_{\text{sphere}}}{\mu_{\text{host}} + (3/2)\mu_{\text{sphere}}} \right)$$

Wobei ρ die Dichten, μ die Viskosität, g die Gravitationsbeschleunigung und r der Radius der Kugel sind. Wenn $\mu_{\text{sphere}} \ll \mu_{\text{host}}$ vereinfacht sich die Gleichung zum Gesetz von Stokes:

$$v_z = \frac{(\rho_{\text{host}} - \rho_{\text{sphere}}) g \cdot r^2}{3\mu_{\text{host}}}$$

Diese Gleichung zeigt, dass wenn mit physikalischen Standardeigenschaften des Gesteins gerechnet wird, diapirische Plutone im Zeitintervall von einigen 10^4 bis 10^5 Jahren Platz nehmen.

Hydraulische Höhe

Die Gravitationslast ist eine Kombination des Gewichts der Gesteine, die das Salz und die Gravitationskörperkräfte innerhalb des Salzes überlagern. Es ist falsch, zu sagen, dass Salz als Reaktion auf Druckgradienten wie eine Flüssigkeit fließt. Ein klassisches Beispiel ist, dass Wasser in einem Teich nicht abwärts fließt, obgleich der Druck sich abwärts erhöht. Die mobilisierenden Effekte der Gravitationslast werden folglich durch das Konzept der **hydraulischen Höhe** (*hydraulic head*) genähert. Alle Flüssigkeiten fließen von hohen zu niedrigen Höhen; wenn die hydraulische Höhe überall gleich ist, bleibt die Flüssigkeit im Ruhezustand.

Die gesamte hydraulische Höhe hat zwei Bestandteile: (1) Potentialhöhe und (2) Druckhöhe.

- Potentialhöhe ist die Höhe eines flüssigen Partikels über einem willkürlichen horizontalen Bezugspunkt.

- Druckhöhe ist die Höhe einer flüssigen Säule, die durch den Druck, der auf die darüberliegenden Gesteine ausgeübt wird, gestützt werden kann.

Mathematisch,

$$h_h = z + \frac{P}{\rho_S g}$$

wobei h_h die Gesamthöhe, z die Höhe über einem horizontalen Bezugspunkt, P der lithostatische Druck der Überbelastung, ρ_S die Salzdichte, und g die Schwerkraftbeschleunigung ist. Den lithostatischen Druck mit $\rho_R g D$ ersetzend, vereinfacht sich diese Gleichung zu:

$$h_h = z + \frac{\rho_R}{\rho_S} D$$

wobei ρ_R die durchschnittliche Dichte der überlagernden Gesteine und D (Tiefe) die Dicke der Überbelastung ist. Wenn angenommen wird, dass sich Salz über geologische Zeiten hinweg wie eine Flüssigkeit in Erwidern auf die Gravitationslast verhält, können Fließrichtungen leicht vorausgesagt werden, indem der Höhengradient für einfache geologische Situationen abgeschätzt wird.

Experimenteller Ansatz

Die Entwicklung von auftreibenden Domen wurde im Detail simuliert. Ein skaliertes Modell wird mit viskosen Gesteinsanalogen (z.B. *silicone putty*) erstellt und das Modell kann erhöhten Körperkräften mittels einer Zentrifuge ausgesetzt werden. Solche Modelle erlauben es, der Entwicklung von Verformungsmustern in komplexen Systemen zu folgen. Für einfache Systeme sind die mathematischen Lösungen nun so ausgereift, dass sie bessere Antworten als die analogen Modelle liefern. Dies gilt besonders für Manteldiapire, die zu *hot spots* führen, da die thermischen Effekte in analogen Systemen nicht berücksichtigt werden.

Schlussfolgerungen

Grossräumige Strukturen, die Dome und Becken genannt werden, haben verschiedene Ursprünge. Plutonismus ist ein offensichtlicher Mechanismus. Metamorphe Kernkomplexe sind Gesteine aus mittleren Krustenbereichen, die durch einen Prozess, dominiert von regionaler Extension gehoben und aufgeschlossen wurden. Im Gegensatz dazu enthalten ummantelte Gneisdome Gesteine mittlerer Krustentiefe, die durch Diapirismus und/oder polyphase Faltung und Erosion in flachere Krustenbereiche gehoben wurden, ohne die Notwendigkeit horizontaler Extension.

Für all diese Strukturen scheinen die Gravitationsinstabilität und der Diapirismus eine entscheidende Rolle gespielt zu haben. Jedoch gilt Auftrieb nicht mehr als wichtiger Faktor, um den Diapirismus zu starten. Die dominierende Kraft, die die Festigkeit der überliegenden Gesteine und die Grenzreibung überwindet, ist die Differentiallast, die folglich Salz oder Magma fließen lässt. Ansonsten kann Salz im Untergrund für 10 oder sogar Hunderte Millionen Jahre statisch verbleiben, wobei es lediglich beansprucht wird durch Grundwasserauflösung, Diagenese und Metamorphismus.

Es ist indessen nicht klar, ob Dome und Becken wirklich mit diapirartigem Verhalten zusammenhängen, oder ob diese Art von Struktur Embryonalalten verkörpern, die sich nur leicht in einer mehr oder weniger unverformten Decke zu amplifizieren begannen.

Movies

http://www.beg.utexas.edu/indassoc/agl/agl_if.html

Empfohlene Literatur

- Brun, J.-P. 1983. L'origine des dômes gneissiques: Modèles et tests. *Bulletin de la Société géologique de France* **25**, 219-228.
- Dixon, J. M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* **28**, 89-124.
- Jackson, M. P. A. & Talbot, C. J. 1989. Anatomy of Mushroom-shaped diapirs. *Journal of Structural Geology* **11**(1/2), 211-230.
- Platt, J. P. 1980. Archean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics* **65**, 127-150.
- Ramberg, H. 1981. The role of gravity in orogenic belts. In: *Thrust and nappe tectonics* (edited by McKlay, K. R. & Price, N. J.) **9**. Geological Society Special Publication, London, 125-140.
- Shchipanskiy, A. A. & Podladchikov, Y. Y. 1991. "Herd Batholiths" as indicators of thick Early Archean oceanic crust. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, earth science sections* **321a**(9), 63-67 - translated from Russian.
- Shchipansky, A. A. & Podlachidkov, Y. Y. 1991. "Herd Batholiths" as indicators of thick Early Archean oceanic crust. *Dokladi of the USSR Academy of Sciences, Earth Science Section* **321a**(9), 63-67 - translated from Russian.
- Talbot, C. J. & Jackson, M. P. A. 1987. Internal kinematics of salt diapirs. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **71**(9), 1068-1093.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G. 1982. *Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York.
- Woidt, W. D. 1978. Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics* **50**, 369-386.