Zeitschrift: Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber: Aargauische Naturforschende Gesellschaft
Band: 31 (1986)

Artikel: Grundzüge einer Geomorphologie des Aargaus
Autor: Gerber, Eduard K. / Hantke, René
Kapitel: Lockergesteine
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-172785

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

nuston im Schieferton ein Kalkskelett, das bei der Verwitterung leicht ausgewaschen wird. Tonschiefer, wie sie in den Alpen unter großem Druck und erhöhter Temperatur gebildet wurden, fehlen.

Lockergesteine

Lockergesteine haben *Einzelkorn-Struktur.* Ihre unechte Kohäsion beruht auf der Oberflächenspannung des Wassers zwischen den einzelnen Körnern. Diese zerfällt, wenn die Poren mit Wasser gefüllt werden oder ganz austrocknen.

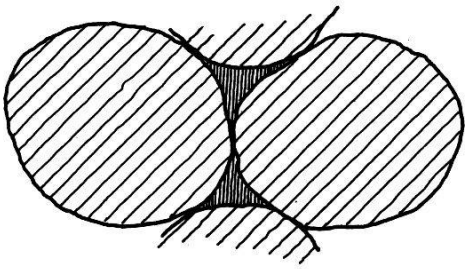


Fig. 1. Die einzelnen Körner werden durch die kohärente Wechselwirkung mit dem Porenwasser zusammengehalten.

Bildung von Lockergesteinen

Je nach der Bildung verändern sich die Bestandteile der Lockergesteine: durch Verwitterung chemisch, durch Transport in der Form. Lockergesteine können durch Verwitterung an Ort und Stelle entstehen. Im Jura sind es bei Kalken oft plattige, eckige Trümmer mit tonigem Feinmaterial.

Durch die Vegetation bildet sich der fruchtbare Überzug des von Humus bedeckten Bodens, in dem es zur Bildung von Tonmineralien kommt. Durch Wassertransport werden Trümmer gerundet, nach der Größe gesondert und das Feingut schwebend als Schlamm transportiert. Bei der Ablagerung entstehen Schotter verschiedener Korngrößen, in wenig bewegtem Wasser Sandbänke, in ruhendem Schlammablagerungen.

Wieder anders verfrachtet fließendes Eis. In Moränen finden sich neben Blökken auch feinere Komponenten bis zu Tonen.

Der Wind vermag Feinsand und Staub zu transportieren; aus ausgewehten Moränen-Ablagerungen bilden sich Löße.

Zur Beschreibung der verschiedenen Arten von Lockermaterial wurden besonders im Bauwesen Methoden entwickelt, die den praktischen Anforderungen genügen. Daraus ist die Bodenmechanik entstanden; Boden versteht sich dabei nicht als fruchtbarer Boden, der in der Bodenkunde untersucht wird, sondern als dessen Unterlage.

Charakterisierung und Eigenschaften

Lockergesteine sind charakterisiert durch Luft- oder Wassergefälle zwischen den Festgesteinsbestandteilen. Das Lockergestein besteht somit aus drei Phasen: Festsubstanz, Wasser und Luft, die sich experimentell bestimmen lassen und als drei getrennte Volumina dargestellt werden:

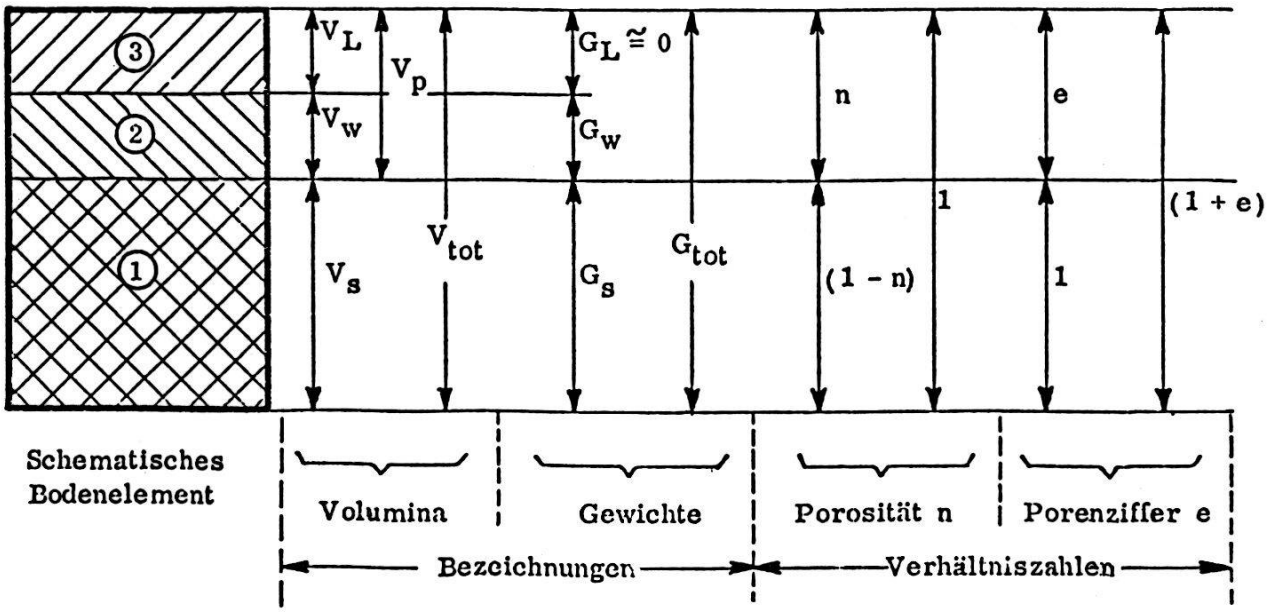


Fig. 2 Parameter bei Lockergesteinen ① Festgesteinsvolumen V_s ② Wasservolumen V_w ③ Luftvolumen V_L

Aus den Volumen ergeben sich folgende Beziehungen:

Porenvolumen	$V_p = V_w = V_L$
Totalvolumen	$V_{tot} = V_p = V_s$

Daraus lassen sich die Verhältniszahlen bestimmen, die für ein bestimmtes Lockergestein charakteristisch sind.

Porosität	$n = V_p : V_{tot}$
Porenziffer	$e = V_p : V_s$
Sättigungsgrad	$S_r = V_w : V_p$

Die spezifischen Gewichte, meist in t = m^3, ergeben sich aus:

Festsubstanz	$\gamma_s = G_s : V_s$ (oft ca. 2,65 bis 2,75 t/m^3)
Wasser	$\gamma_w = G_w < V_w = 1$ t/m^3
Feucht-Raumgewicht	$\gamma = G_{tot} : V_{tot}$
Trocken-Raumgewicht	$\gamma_d = G_s : V_{tot}$

Die Korngröße, die durch den Durchmesser d in mm erfaßt werden kann, ist für ein bestimmtes Lockergestein und sein Verhalten maßgebend. Meist liegt ein Gemisch verschiedener Korngrößen vor, die bei größeren Fraktionen durch Sieben bestimmt werden und deren Anteil gewogen wird. Für Silt und Ton bestehen besondere Methoden. Es werden folgende Fraktionen unterschieden:

1. Steine, Blöcke	größer als 60	mm
2. Kies G (gravel)	2–60	mm
3. Sand S (sand)	0,06– 2	mm
4. Silt M (silt)	0,002– 0,06	mm
5. Ton C (clay)	feiner als 0,002	mm–2 μ

Die Grenze von 0,06 mm ergibt sich aus praktischen Gründen, da kleinere Körner von bloßem Auge nicht mehr erkennbar sind. Silt und Ton lassen also von Auge kein Korn mehr erkennen.

In Bergstürzen kommen Klötze bis zu Hausgröße vor, die durch Gletscher ins Alpen-Vorland getragen und dort oft wie Steinbrüche abgebaut wurden. Bei der Klotzfraktion findet der Übergang von Lockergestein zu so großen Trümmern statt, daß sie als selbständige Felsmassen zu betrachten sind. Solche entstehen auch bei Sackungen.

Den Riesenklötzen stehen am andern Ende der Skala die feinsten Fraktionen gegenüber, bei denen nicht nur das Korn recht klein ist, sondern neuartige Eigenschaften auftreten. Die Fraktion unter 0,002 mm (2 μ), die als Ton bezeichnet wird, besitzt Eigenschaften, die einer besondern Betrachtung bedürfen. Der Anteil der einzelnen Fraktionen läßt sich graphisch als *Summenkurve* darstellen.

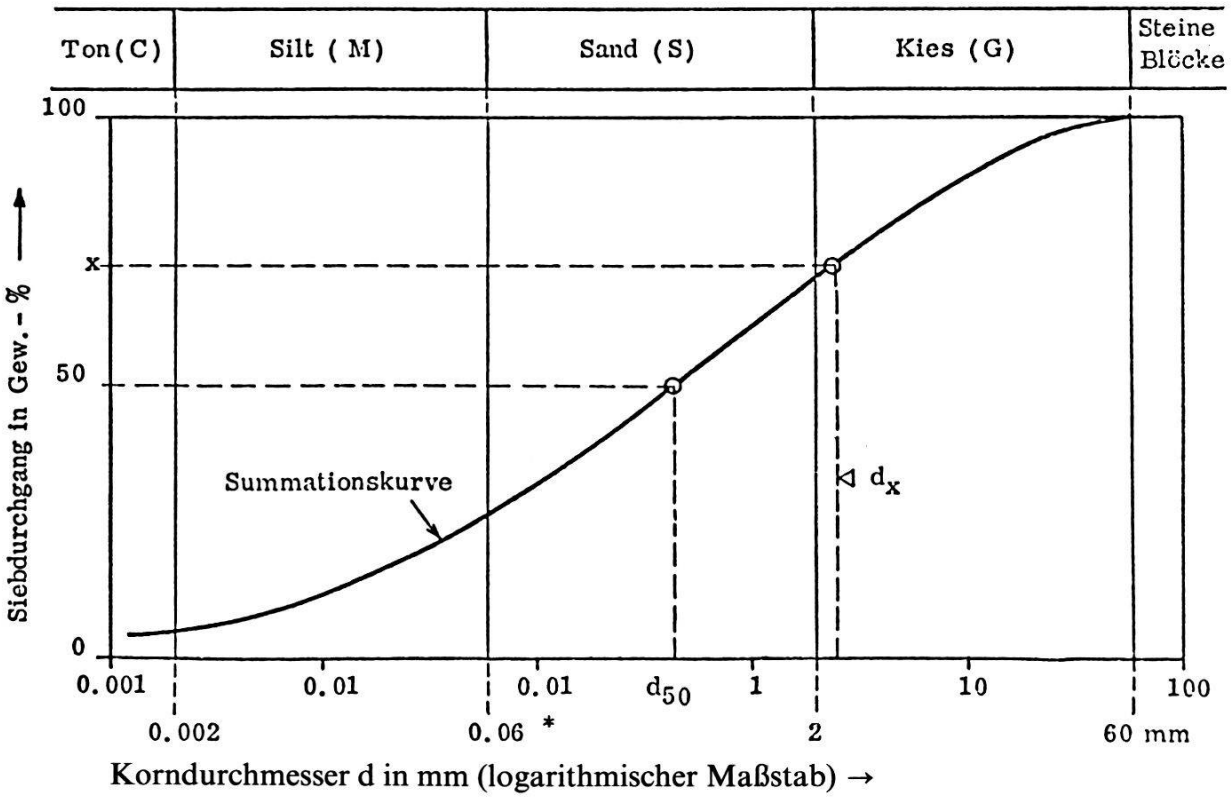


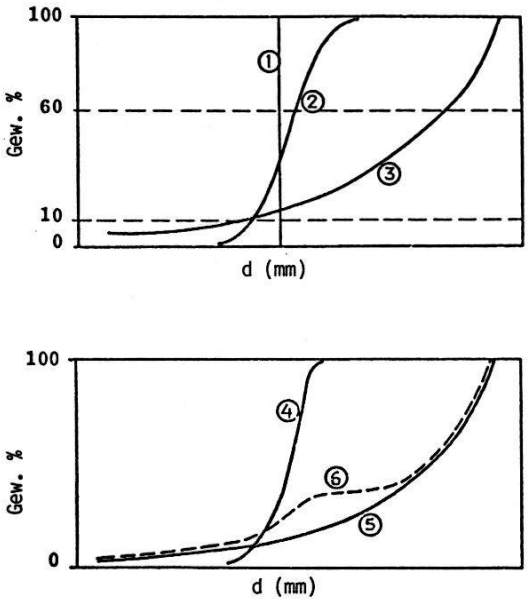
Fig. 3 Summationskurve bei Lockergesteinen
* Gewichtsprozente der Körner haben kleinere Korndurchmesser als d_x

Die Fraktionen lassen sich weiter unterteilen in Fein-, Mittel-, Grob-Kies bzw. -Sand.

In der Baupraxis ist vorab Kies von Bedeutung. Was größer ist als 60 mm, eignet sich für viele Zwecke weniger und wird deshalb einfach als «Stein» und «Block» bezeichnet. Für die Geomorphologie ist eine weitere Gliederung erwünscht, so die von P. NIGGLI:

Block-Fraktion	2– 20 cm
Block-Fraktion	20–100 cm
Klotz-Fraktion	200 und mehr cm

Die verschiedenen Arten von Kornverteilungen ergeben folgende Bildtypen:



① U = 1 lauter gleich große Körner
② U = klein gleichförmiger Boden
③ U = groß ungleichförmiger Boden

④ schlecht abgestufter Boden (eine Korngröße überwiegt) Kurzbezeichnung P (poorly graded)
⑤ gut abgestufter Boden, alle Korngrößen vertreten. Kurzbezeichnung W (well graded)
⑥ wie 5, aber eine Korngröße fehlt; daher auch Kurzbezeichnung P

Fig. 4 Kornverteilungskurven von Bodenproben

Zirkulierende Wässer in Lockergesteinen

Die Rolle, die dem Wasser im Boden zukommt, ist abhängig von der Korngröße und bei feinen Fraktionen von der chemischen Zusammensetzung, vom Anteil und von der Art der Tonmineralien. Im grobblockigen Schutt, wie er unter Felswänden entstehen kann und für Felsstürze typisch ist, versickert das Wasser auch bei stärksten Regengüßen ungehindert, fließt unterirdisch ab und erscheint am unteren Ende der Blockschüttung als Bach. Durch den Wassergehalt einer solchen Schüttung wird die Festigkeit nicht beeinflußt.

Im Kies sowie im Gehängeschutt kann Wasser leicht zirkulieren.

Blockschutt und reiner Kies sind kohäsionslose Lockergesteine. Bei ihrer Schüttung kann ein maximaler Böschungswinkel nicht überschritten werden, der sich nicht ändert, ob das Material trocken oder feucht ist.

Bei Sand wird die Wasserzirkulation mit abnehmender Korngröße zunehmend behindert, ist aber noch möglich. Trockener Sand ist kohäsionslos und besitzt einen maximalen Böschungswinkel. Feuchter Sand ist kohärent und besitzt keinen maximalen Böschungswinkel; er kann, wie jede Sandgrube zeigt, senkrechte Wände bilden. Die kritische Höhe h_c (in m) einer senkrechten Wand läßt sich als $\frac{4c}{\gamma}$ bestimmen.

Dabei bedeutet c die Kohäsion in t/m^2 und γ das Raumgewicht in t/m^3. Wird die kritische Höhe überschritten, so bricht die Sandwand zusammen, und durch Nachstürze wittert die Wand parallel zurück. Dabei bleibt am Fuß ein Sockel stehen, der meist von Sturzschutt verhüllt ist. Werden die Poren im Sand mit Wasser gefüllt, bricht die Kohäsion zusammen: der Sand beginnt zu fließen. In kürzester Zeit kann in einer Sandgrube eine Wand durch eine enge Kerbe zerschnitten werden.

Schon in siltigem, vor allem aber in tonigem Material wird Wasser absorbiert und chemisch in die Tonmineralien eingelagert. Für Wasser ist Ton undurchlässig. Die Filtergeschwindigkeit v eines Lockermaterials wird nach DARCY als $v = k \cdot J$ erfaßt. Dabei bedeutet *k* einen *Durchlässigkeitswert* und J das Sickergefälle, das sich aus Höhendifferenz H und der Strecke L des durchflossenen Materials ergibt als $J = \frac{H}{L}$.

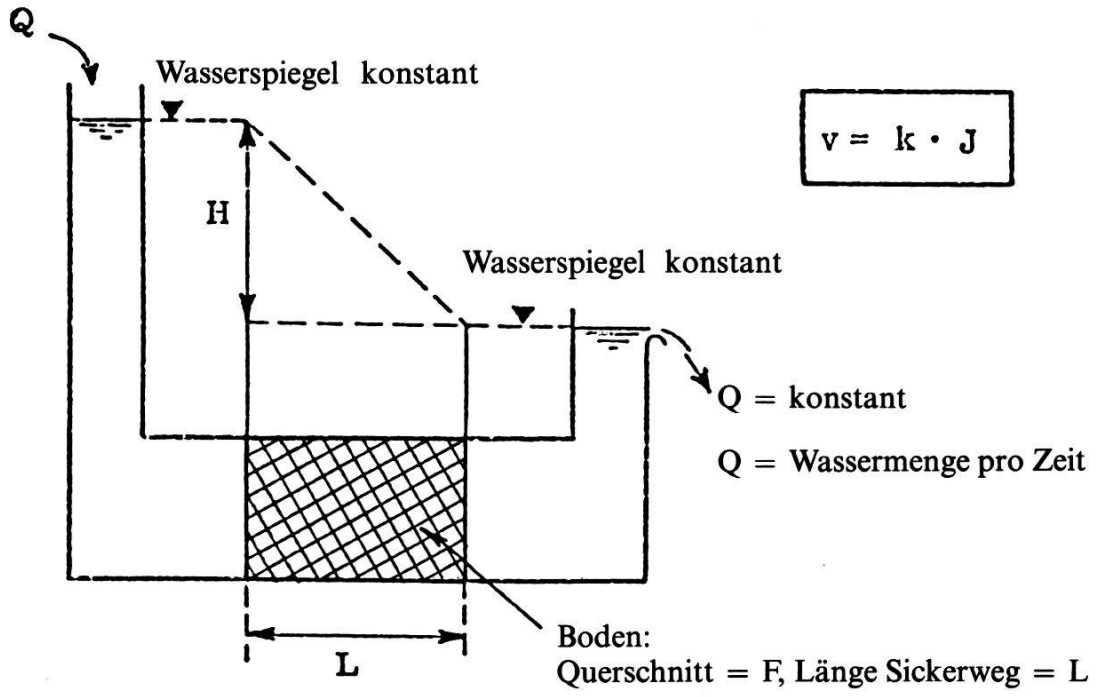


Fig. 5 Durchlässigkeitsbestimmung nach *Darcy*

Die folgende Tabelle gibt Werte für Durchlässigkeitswerte *(= k-Werte)*

	k in cm/sec		k in cm/sec
saubere Kiese	$10^{+1}-10^{-2}$	Silt	$10^{-3}-10^{-6}$
siltiger Kies	$10^{-2}-10^{-6}$	Silt bis toniger Silt	$10^{-5}-10^{-8}$
toniger Kies	$10^{-6}-10^{-8}$	toniger Silt bis Ton	$10^{-6}-10^{-8}$
saubere Sande	$10^{0}-10^{-3}$		
siltige Sande	$10^{-3}-10^{-6}$		
tonige Sande	$10^{-6}-10^{-8}$		

Die Entwässerbarkeit der Böden ist

gut für k bis 10^{-4}
schlecht 10^{-4}–10^{-6}

Ein Boden ist praktisch *undurchlässig* bei k kleiner als 10^{-6}. Die Tabelle zeigt, welche Bedeutung Silt- und Tongehalt für die Wasserzirkulation zukommt.

Je nach der Porengröße verhält sich Wasser im Lockergestein verschieden. In großen Hohlräumen zirkuliert es wie in einem komplizierten Röhrensystem und wie es für klüftige Festgesteine angegeben wurde. Werden die Poren kleiner, so kann es kapillar über den Grundwasserspiegel ansteigen. Bei noch feineren Poren und feinerem Korn wird es an deren Oberfläche zunehmend absorbiert und im kolloidalen (Ångström)-Bereich gar chemisch gebunden. Dabei wird der Chemismus des Materials zunehmend wichtiger. H. PALLMANN hat diesen Zusammenhang wie folgt veranschaulicht:

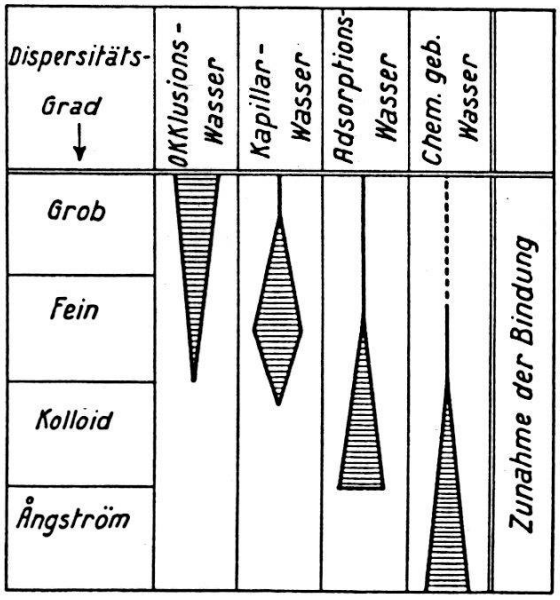


Fig. 6 Vorherrschende Wassertypen in grob-, fein-, kolloid- und ångström-dispersen Systemen (schematische Darstellung)

Die Eigenschaften von tonigem Material

Sind in einer Grobschüttung der Fraktion «Steine und Blöcke» die Zwischenräume so groß, daß der Ausdruck Poren durch «Hohlräume» zu ersetzen und die chemische Zusammensetzung der Blöcke für das Wasser kaum wesentlich ist, so zeigt sich beim Übergang von Silt zu Ton das andere Extrem. Für das Verhalten dieser feinen Fraktion ist der Chemismus der Festsubstanz von größter Bedeutung. Quarz in feinster Körnung, unter 0,002 mm, vermag kein Wasser ins Molekül einzubauen, einen plastischen Zustand gibt es nicht. Trockener Quarzstaub geht bei Wasseraufnahme direkt in den fließfähigen Zustand über.

Bei echten Tonen vermögen Tonmineralien Wasser ins Molekül einzubauen; dadurch wird bei einem gewissen Wassergehalt das Material plastisch.

P. NIGGLI (1952) hat die Bezeichnung Ton rein nach Dispersionsgrad abgelehnt und für Fraktionen $< 2\mu$ die Bezeichnung Schlamm vorgeschlagen, unterteilt in

Feinschluff und Schweb. So angebracht diese Umbenennung wäre, so wenig ist sie durchgedrungen.

Je nach Wassergehalt nehmen Tone verschiedene Zustandsformen an.

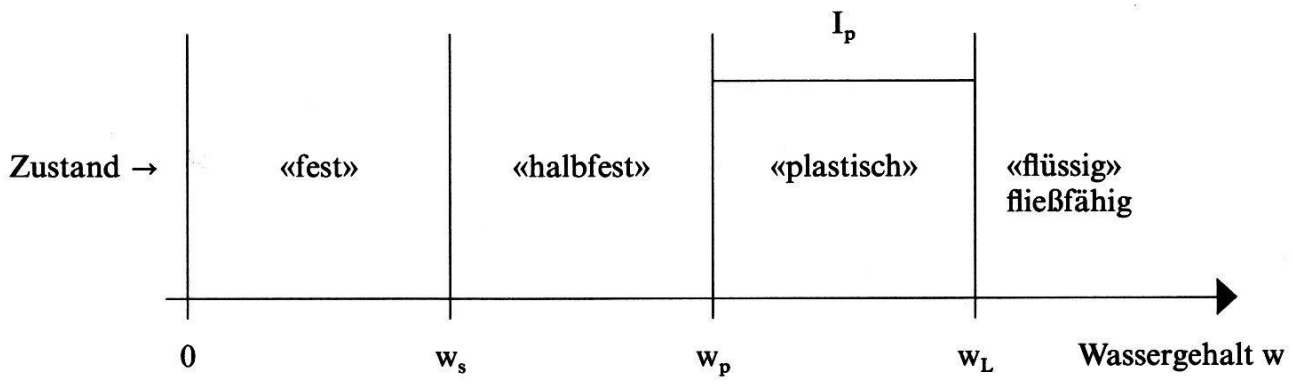


Fig. 7 Zustandsformen von Tonen

Bei geringem Wassergehalt benimmt sich Ton wie ein *Festgestein;* dabei zeigt er oft die Schichtung, wie er im Süß- oder Meerwasser abgelagert wurde. Solche Schichtung tritt im Jura und im Mittelland häufig auf. Das Material ist dann durch Überlagerung verdichtet, kann durch ein Kalkskelett zusätzlich verfestigt sein und stellt ein Übergangsglied zu Festgestein dar. In diesem Zustand steht es außerhalb des Schemas. Erst durch Verwitterung und Auswaschen des Kalkes fügt es sich wieder ein. Es verliert dann, besonders wenn es durch Bewegungen umgelagert wird, die Schichtstruktur. Dieser Übergang ist irreversibel.

Die vier Zustandsformen können in beiden Richtungen bei zu- oder abnehmendem Wassergehalt durchlaufen werden.

Die Änderung vom festen zum halbfesten Zustand wird durch die *Schrumpfgrenze* W_s abgegrenzt. Schrumpfen und Quellen im Wechsel sind wichtige Eigenschaften des halbfesten Zustandes; durch sie kann Wasser unter die Oberfläche eindringen und in das Material eingearbeitet werden.

Der Übergang vom halbfesten zum *plastischen* Zustand wird durch die *Ausrollgrenze* W_p festgelegt. Die an sich willkürliche Grenze wird im Labor durch Ausrollen einer Probe bestimmt. Rollen von einem vorgeschriebenen Durchmesser dürfen dabei nicht zerbröckeln. Im plastischen Zustand läßt sich das Material leicht verformen. Im Hang kann es plastisch kriechen, unter Zugspannung reißen und unter Druckspannung Wülste und Überschiebungen bilden.

Bei weiterer Zunahme des Wassergehaltes geht der plastische in den *fließfähigen Zustand* über. Hiefür kann im Labor die willkürliche *Fließgrenze* W_L bestimmt werden. In eine Probe in löffelartiger Form wird ein Schlitz gezogen, der im Grenzbereich nach einer bestimmten Anzahl von Fallschlägen sich gerade noch schließt.

Der Plastizitätsindex gibt an, zwischen welchen Wassergehalten das Material plastisch ist:

$$I_p = W_L - W_p$$

Der plastische Zustand kann noch feiner charakterisiert werden:

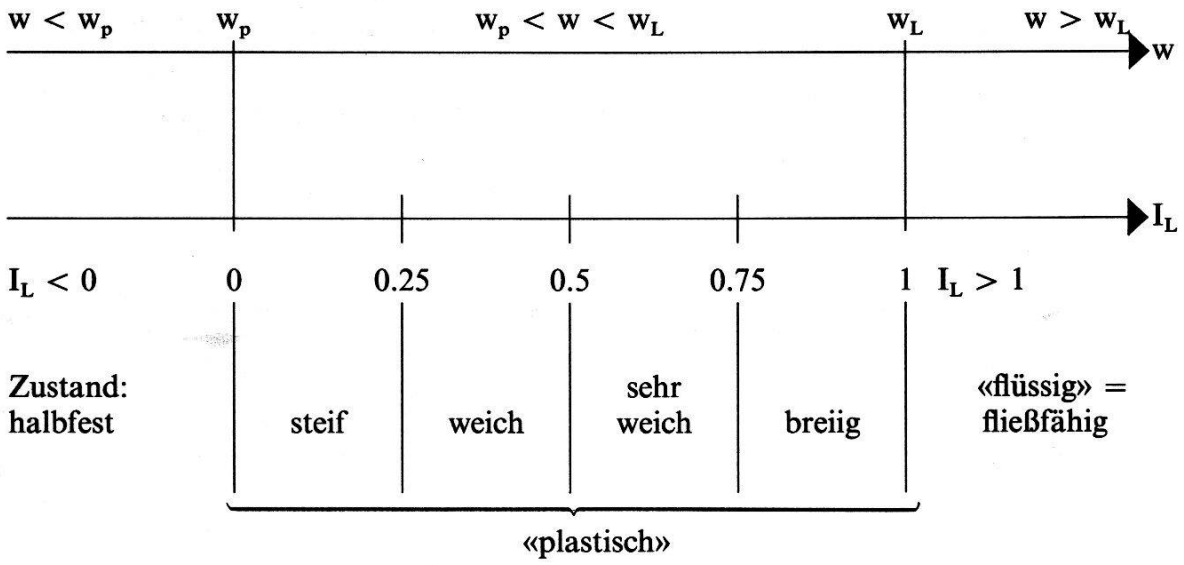


Fig. 8 Ausroll- und Fließgrenze bei Tonen

In fließfähigem Zustand rinnt das Material bei geringer Neigung über das Gehänge zähflüssig ab. Gelangt es in fließendes Wasser, so wird es aufgeschlemmt und als Wassertrübe verfrachtet. Läßt sich Ton im breiig-fließfähigen Zustand durch Wasser leicht erodieren, so widersteht er im halbfesten und steif-plastischen Zustand dem Abtrag durch geschiebefreies Wasser.

Da Tonmaterial, wenn es nicht geklüftet ist, praktisch wasserundurchlässig ist, gehen Zustandsänderungen nicht so einfach vor sich. Bei Regen fließt Wasser über halbfestem und plastischem Material ab, ohne daß dessen Zustand wesentlich verändert wird; nur die alleroberste Schicht wird durchnäßt. Das Wasser muß, um tiefer eindringen zu können, durch irgend einen Vorgang in das Material gelangen. Dies kann durch Trocken- und Zugrisse entlang von Wurzeln geschehen. Beim Betreten ist ein durchnäßter Boden schlüpfrig, und jeder Tritt hilft mit, daß ein zunehmend tieferer Morast entsteht. In einem Hang werden Einknet-Vorgänge durch Kriechen und Gleiten vollzogen. Innert kürzester Zeit kann viel breiartig-fließfähiges Material entstehen; dadurch werden die Vorgänge beschleunigt. Tritt wieder Ruhe ein, trennen sich Wasser und fließfähiges Tonmaterial, und es wird erneut der plastische Zustand erreicht. Wasseraufnahme und -abgabe sind daher eng mit dem Wettergeschehen verknüpft.

Durch mehrmalige Zustandsänderung der obersten Schichten nimmt die chemische Verwitterung ihren Fortgang. Dies ist oft an Farbänderungen zu erkennen.

Ton kann mit quarzhaltigem Sand oder Silt und mit Kalk gemischt sein. Sandiger oder siltiger Ton wird *Lehm* genannt, reiner oder nur wenig Beimengen enthaltender Ton wird als *fetter,* solcher mit viel Sand oder Silt als *magerer* Lehm, die Mischung von Ton mit Kalk als *Mergel* bezeichnet. Die Mischungsverhältnisse lassen sich in Dreiecksdarstellungen aufzeigen:

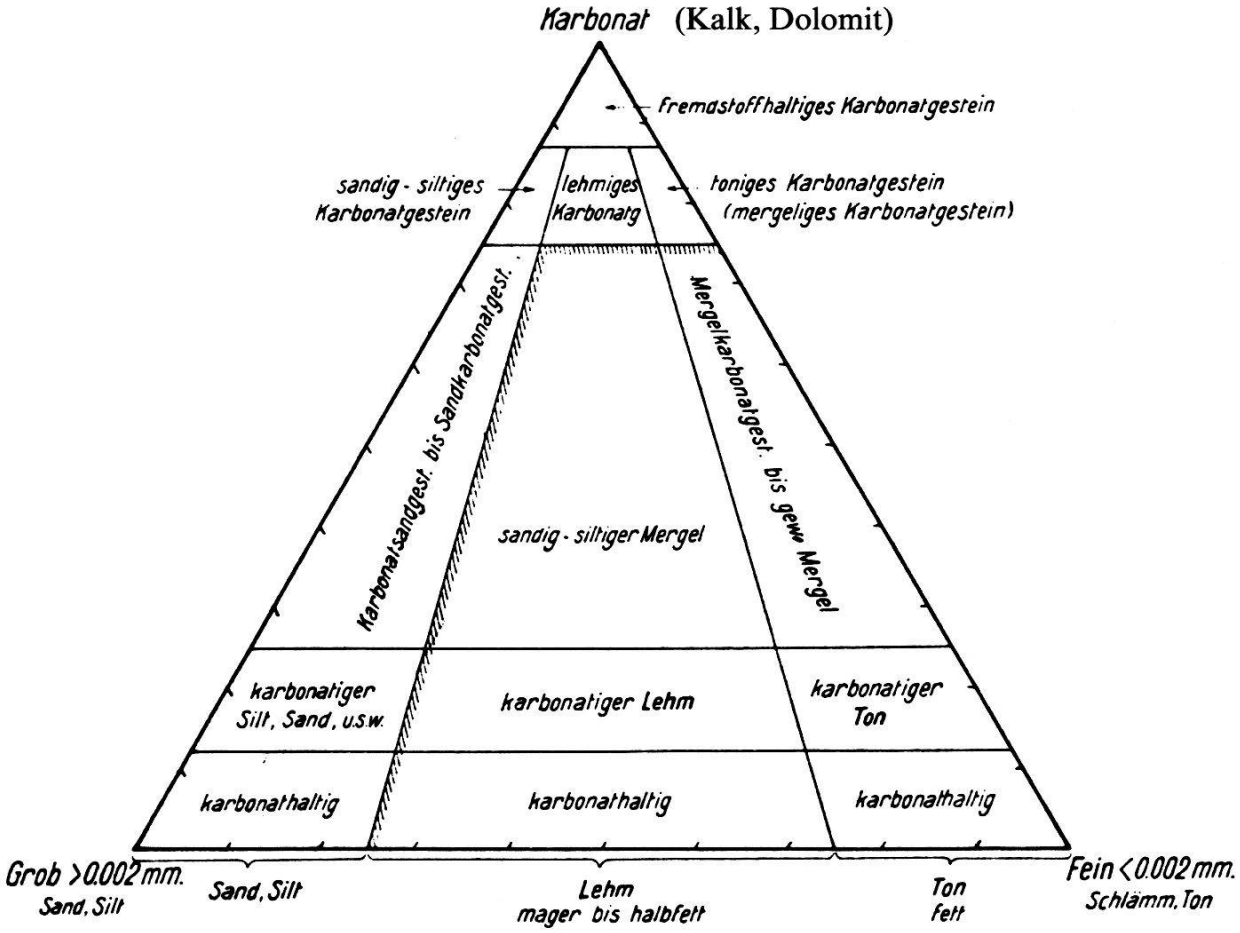


Fig. 9 Einteilungsschema von Gesteinen des Systems Sand-Silt → Schlämm-Ton → Karbonat (Kalk, Dolomit)

Beimengungen weiterer Stoffe – Eisen, Gips, Anhydrit oder Salz – werden als ...-Mergel bezeichnet.

Material und Oberflächenform

Oberflächenformen sind das Resultat von Material-Eigenschaften, auf die innere und äußere Kräfte einwirken; sie bewirken den Ablauf der Vorgänge. Oberflächenformen entstehen nicht nur durch Abtrag; es sind meist nicht reine Skulpturen. Die Form wird bestimmt durch die Bildung neuer Stoffe, durch Verwitterung an Ort und Stelle, in Hängen durch Kriechen, Gleiten, Abstürzen und wieder Ablagern und Anlagern von Material, das von weit her transportiert wurde. Bei den meisten größeren Formen können daher nach Anordnung und Struktur *Innen-, Schuttmantel-* und *Anlagerungsgesteine* unterschieden werden.

Zu den *Innengesteinen* zählen all jene, welche die Jurafaltung noch mitgemacht haben. Es sind Sedimentgesteine mit deutlicher Schichtung. Sie wurden im Mittelland durch tektonische Vorgänge, welche die Alpen emporgestaucht und ihnen ihre letzte Großform verliehen haben, unter Spannung gesetzt, nur wenig verbogen, aber von Bruch-Systemen durchsetzt.

Im *Faltenjura* entstanden Faltungen, Überschiebungen und Bruch-Systeme, im *Tafeljura* Schiefstellung der Schichten, Brüche und kleinere Stauchfalten. Während und nach der Gebirgsbildung wirkte die Verwitterung auf die Oberfläche ein. In Oberflächennähe gaben gewaltige Spannungen zu Brüchen Anlaß. Im Aargau wurden die Antiklinalen aufgerissen und dadurch Abtragung und Talbildung erleichtert. In Gehängen häuften sich Schuttmassen und fuhren zu Tal. Verwitterung und großflächiger Abtrag mit Rutschungen fanden vorab in Kühl- und Kaltzeiten statt; in Warmzeiten war ein solcher – infolge starker Bewaldung – weit weniger stark.

Nur an wenigen Stellen tritt frisches Innengestein zutage. Vielmehr ist die Oberfläche von einem *Schuttmantel* überzogen. Selbst dort, wo nach einem frischen Anriß, einer Rutschung oder einem Felssturz das Innengestein zu sehen ist, bildet sich nach wenigen Jahren eine Verwitterungsschicht, im Fels eine Patina. Die Einwirkung der Eiszeiten zeigt sich überall, wo Gletscher vorbeiflossen; sie führte zu einer Entfernung des Schuttmantels.

Im *Periglazial-Bereich,* im Umkreis eisbedeckter Gebiete, setzte die Bildung von Frostschutt ein. Doch darf die Frostschutt-Bildung weder überschätzt, noch die Gegenwart einer Ruhepause gleichgesetzt werden. Damit würden die großen Zeiträume gegenüber dem zeitlich winzigen Erlebnisbereich unterschätzt.

Wurden die Innengesteine meist in flachen Becken abgelagert, so überzieht der Schuttmantel die Oberfläche entsprechend ihrer Neigung: auf flachen Hochflächen kaum, im Gehänge mit oberflächenparallelem Überzug, am Gehängefuß, am Übergang in den Talboden, stärker.

Anlagerungsgesteine wurden durch große Talgewässer angelagert, besonders wo die Gletscher aus den Alpen ins Mittelland austraten. Die riesigen Schottermassen wurden bei Klimawechseln und tektonischen Ereignissen wieder zerschnitten, so daß Anlagerungsgesteine teils als Terrassen in verschiedener Höhe auftreten. Zu den fluvialen Anlagerungsgesteinen kommen noch Gletscher-Ablagerungen, die als Überzüge, als Moränendecken, Seiten- und Endmoränen sich auf bzw. an das Innengestein angelegt haben. Beim Zurückschmelzen der Gletscher entstanden Moore mit Torfbildung, in größern Vertiefungen Seen. Aus kaum bewachsenen Gletscher-Vorfeldern wurde vom Wind Staub ausgeblasen, der sich im Aargau, etwa im Ruckfeld oder im Birrfeld, als *Löß* absetzte. Die Natur der Anlagerungsgesteine ist also recht verschiedenartig. Auch sie verwittern und sind daher ebenfalls von einem Schuttmantel überzogen.

Form, Material und Vorgänge in ihrem Zusammenspiel

Form und Formwandel

Alles Materielle ist in stetem Wandel begriffen. Daß zu Werden und Sein auch Vergehen gehört, erfahren wir täglich. Gilt dies auch für die Oberflächenformen? Wohl verändern sie sich in einem Menschenleben und noch weit darüber hinaus kaum; die «ewigen Berge» und der «ewige Schnee» sind zu festen Ausdrücken

geworden. Oberflächenformen wurden denn auch bis in die Aufklärung als Ausdruck einmaliger Schöpfung betrachtet, die zwar nicht «ewig» bestehen, sondern durch ungeheure Katastrophen kurzfristig verändert werden: durch eine Sintflut oder endgültig durch eine Weltuntergangskatastrophe. Relikte solcher Vorstellungen zeichneten sich noch im letzten Jahrhundert ab. So schrieb OSWALD HEER (1865) in seiner «Urwelt der Schweiz» die großen Alpentäler den gewaltigen Kräften der Gebirgsbildung zu: Diese hätten das Gebirge zerrissen und die Täler als Spalten entstehen lassen. Sie wären durch Wasser und Eis nur wenig beeinflußt worden. ALBERT HEIM (1878) trat dieser Ansicht vehement entgegen und erklärte die Talbildung aus der Erosionswirkung des Wassers. Im Gegensatz zu ALBRECHT PENCK (1901–1909) verneinte er einen wesentlichen Anteil der Gletschererosion. Wir kehren nicht zur Spaltentheorie zurück; aber der Mitwirkung endogener Kräfte bei der Bildung von Bruch-Systemen ist eine weit größere Bedeutung zuzuschreiben, als dies Heim tat. Berge und Täler sind das Ergebnis tektonischer Vorgänge, von Überschiebungen und Bruchbildungen, andauernder Hebungs-, Abtragungs- und Eintiefungsvorgänge. Diese wurden immer wieder gehemmt oder beschleunigt durch endogene Senkungen oder Hebungen, durch Klimawechsel, gepaart mit Ablagerungen, die wieder zerschnitten wurden; Vorgänge, die durch Jahrmillionen stattfanden. In all diesen Überlegungen bereitet der Faktor Zeit das größte Problem und erschwert das Erkennen der Zusammenhänge.

Nur altersmäßig datierbare Ablagerungen mit herkunftsbelegendem Geröll-Inhalt erlauben ehemaligen Flußsystemen und ihrem zeitlichen Funktionieren nachzuspüren. Wir leben gegenwärtig in einer Zeit mit einem Klima, in dem Formänderungen langsam ablaufen. Nur Eingriffe des Menschen haben durch die Zerstörung der natürlichen Vegetation, vorab der Wälder, die formverändernden Vorgänge in den letzten Jahrhunderten erhöht.

Bedingungen, unter denen diese Vorgänge weit rascher ablaufen, finden sich dagegen in Kaltzonen, wo die Vegetation fehlt und intensive Frosteinwirkung das Gestein lockert und den Abtrag erleichtert. In Mitteleuropa herrschten derartige Bedingungen in Zeiten, als Klima-Verschlechterungen die Gletscher mehrmals ins Mittelland vorstoßen ließen. In solchen Kaltzeiten starb die Vegetation im Vorfeld der Gletscher ab. Durch häufiges Gefrieren und Wiederauftauen des Bodens fand im Umfeld der Gletscher – im Periglazial-Bereich – eine intensive Verwitterung statt. Der Frostschutt-Boden wurde beim Auftauen tiefgründig breiartig und konnte an Hängen schon bei geringer Neigung nicht nur abgleiten, sondern fließen. Das Studium der Periglazial-Formen außerhalb der Alpen, in den Polargebieten, ließ den Blick auf Formbildungen der Vergangenheit ausrichten. Wichtig wurde das Studium fossiler Formen der Kaltzeiten. Es sei deshalb kurz auf W. N. DAVIS (1924) hingewiesen, der bei seiner Erklärung der Landformen nicht nur eine anregende Zyklenlehre, sondern auch Grundsätzliches zu erörtern suchte. Die *Geomorphogenese,* die Geschichte der Landformung, ist von großer Bedeutung, vor allem für den Geologen, lenkt sie doch die Aufmerksamkeit von der Gegenwart auf die Vergangenheit. Die *Geomorphologie* dagegen sucht, wenn sie sich erklärender Methoden bedient, die Gegenwart in den Vordergrund zu stellen.

In der Geomorphologie des Aargaus soll daher neben der Vergangenheit stets auch die Gegenwart stehen. Periglaziale Bildungen, vor allem die Anhäufungen von Frostschutt, können dabei etwas übersehen werden. Für die Gegenwartsbeschreibung ist aber wichtig, wo diese Anhäufungen vorkommen und welche Bedeutung ihnen als Material im Gehänge heute zukommt. Gewiß waren die Oberflächenvorgänge in Kaltzeiten wesentlich intensiver, aber noch heute finden, ausgelöst durch extreme Niederschläge, Katastrophen statt, bei denen innerhalb weniger Stunden größere Hangpartien in Bewegung geraten und sonst harmlose Bächlein tiefe Einschnitte eingraben und Unmengen von Schutt und Schlamm transportieren, vor allem in vom Menschen entwaldeten Gebieten. Es sind immer wieder solche Katastrophen-Ereignisse, die kurzfristig mehr verändern als viele ruhige Jahre. So belegt die Zerstörung der Römerbrücke bei Malesco zwischen Domodossola und Locarno während des Unwetters vom 7. August 1978, daß dieses seit Menschengedenken das bedeutendste war. Solchen rezenten Ereignissen ist daher volle Aufmerksamkeit zu schenken.

Die stabile Form und das Selektionsprinzip

Beim stetigen Wandel der Oberflächenformen verändern sich gewisse Partien kaum, während an andern Stellen aktiv wirkende Vorgänge am Werk sind. Wohl überwiegen im großen und ganzen äußerst langsame Veränderungen. Abtrag und Aufschüttung sind Ausgleichsvorgänge. Wird in einem Tobel erodiert, so wird das Gefälle ausgeglichen und der Erosionsvorgang verlangsamt, besonders wenn am Fuß der Erosionsstrecke Aufschüttung das Gefälle vermindert. Wird ein Hang instabil, kommt es zu Rutschungen; die Erosionsvorgänge laufen rasch ab, und es folgen nur noch kleinere Ausgleichsvorgänge. Durch Ablagerung am Fuß wird der Hang stabilisiert. Die Vorgänge beruhigen sich; es sei denn, daß ein Gerinne aufgestaut wird, das den Schuttkegel zu durchbrechen und auszuräumen vermag. Leicht erodierbare Gesteine werden rasch abgetragen, bis resistentere die Oberfläche bilden. Weil alle instabilen Formen durch *rasche Vorgänge* in stabilere übergeführt werden, entstehen im Verlauf der Entwicklung zunehmend stabilere Oberflächenformen. Diese verändern sich nur noch langsam. Doch werden nie unveränderliche Endformen erreicht; das Gleichgewicht wird durch endogene und exogene Kräfte immer wieder gestört. Oberflächenformen werden, wenn nicht neue Störfaktoren hinzutreten, im Verlauf der Entwicklung zunehmend stabiler. Eine Oberflächenform wandelt sich um so langsamer, je stabiler sie gebaut ist und je resistenter sich das Gestein gegenüber dem Abtrag verhält. Im Verlauf der Oberflächen-Entwicklung findet eine *Selektion* nach möglichst stabilen und resistenten Formen statt. Bizarre, zerfallsreife Formen kommen während des Abtrages zwar immer wieder vor; sie existieren jedoch nur kurzfristig und treten daher zurück. Durch Selektion nach stabileren und resistenteren Formen entstehen in einem Gebiet mit vergleichbaren Höhenunterschieden, Gesteinen und Lagerung bestmöglich angepaßte und deshalb ähnliche Formtypen. Solchen charakteristischen Formtypen begegnen wir im Mittelland, im Falten- und im Tafeljura. Bevor auf