

Einführung in die
Geomorphologie

von

BEHRENDT, T.& PROF. DR. BURGER

2. VERBESSERTE AUFLAGE

2004

Inhaltsverzeichnis

1. EINFÜHRUNG	7
1.1. Vorgehensweise	7
1.1.1. Morphographie.....	7
1.1.2. Morphostruktur.....	7
1.1.3. Morphogenese.....	7
2. GEOLOGIE/ MINERALOGIE	8
2.1. Schalenbau der Erde	8
2.2. Plattentektonik	8
2.2.1. Mittelozeanischer Rücken (divergierende Plattengrenze).....	10
2.2.2. Konvergierende Plattengrenze.....	11
2.2.3. Transformative Plattengrenzen.....	12
2.3. Hot Spot	13
2.4. Gesteine/ Minerale	14
2.4.1. Hauptminerale der Erdkruste.....	14
2.4.2. Silikate.....	14
2.4.3. Gesteinskreislauf.....	16
2.4.4. Gesteinstypen.....	16
2.4.5. Merkmale von Gesteinen.....	18
2.4.6. Datierungsmethoden.....	18
2.5. Paläoklima	19
2.6. Geologische Begriffe zur Lagerung und Tektonik	20
2.6.1. Lagerung von Schichten.....	20
2.6.2. Falten tektonik.....	21
2.6.3. Bruchtektonik.....	22
3. VERWITTERUNG	24
3.1. Verwitterungsarten	24
3.1.1. Mechanische (physikalische) Verwitterung	24
3.1.1.1. Temperaturverwitterung (thermische Verwitterung).....	24
3.1.1.2. Frostsprengung (ca. 2200 bar).....	25
3.1.1.3. Salzsprengung (ca. 100bar).....	25
3.1.1.4. Wurzelsprengung (ca. 10bar).....	26
3.1.2. Chemische Verwitterung	26
3.1.2.1. Protolyse.....	26
3.1.2.1.1. Lösungsverwitterung (Kohlensäureverwitterung; Protolyse von Carbonaten).....	26
3.1.2.1.2. Hydrolyse (Protolyse von Silikaten).....	27
3.1.2.2. Oxidation.....	28
3.1.3. Hydratation	29
3.2. Verwitterung von Gestein	29
3.3. Verwitterungsreihe	30

<u>3.4. Korngrößenverteilung</u>	30
<u>3.5. Verwitterung in Abhängigkeit vom Klima</u>	30
<u>3.5.1. Mechanische Verwitterung</u>	30
<u>3.5.2. Chemische Verwitterung</u>	31
<u>3.6. Verwitterungsbeispiele</u>	33
<u>3.6.1. Tafonisierung (Tafoni- Verwitterung)</u>	33
<u>3.6.2. Wollsackverwitterung</u>	34
<u>4. ABTRAGUNG</u>	35
<u>4.1. Denudation</u>	35
<u>4.1.1. Massenbewegungen</u>	35
<u>4.1.1.1 Sturz (gravitativ bedingte Denudation)</u>	35
<u>4.1.1.1.1 Absanden oder Abgrusung</u>	36
<u>4.1.1.1.2 Blockabsturz</u>	36
<u>4.1.1.1.3 Felssturz</u>	36
<u>4.1.1.1.4 Bergsturz</u>	37
<u>4.1.1.2 Rutschung (Denudation durch Gravitation und Wasser)</u>	37
<u>4.1.1.2.1 Bergrutsch</u>	38
<u>4.1.1.2.2 Muren</u>	38
<u>4.1.1.2.3 Erdfließen</u>	38
<u>4.1.1.3 Kriechen</u>	39
<u>4.1.1.4 Massenbewegung durch Eis; glaziale Abtragung und Transport</u>	39
<u>4.1.1.5 Massenbewegung durch Eis; periglazial (Bodeneis)</u>	40
<u>4.1.1.5.1 Blockgletscher</u>	40
<u>4.1.1.5.2 Blockströme</u>	40
<u>4.1.1.5.3 Solifluktion</u>	40
<u>4.1.1.6 Denudation durch Wind (äolische Abtragung)</u>	40
<u>4.1.1.7 Schichtfluten</u>	41
<u>4.1.1.7.1 Splash</u>	42
<u>4.1.1.7.2 Denudation durch unterirdischen Abfluss</u>	42
<u>4.2. Erosion</u>	43
<u>4.2.1. fluviatile Erosion</u>	43
<u>4.2.1.1 Abflussbildung</u>	43
<u>4.2.1.2 Abflussregime</u>	45
<u>4.2.1.3 Flussmechanische Grundlagen</u>	46
<u>4.2.1.3.1 Fließgeschwindigkeit und Fließzustände</u>	46
<u>4.2.1.3.2 Stromstrich</u>	47
<u>4.2.1.3.3 Schleppkraft</u>	49
<u>4.2.1.3.4 Belastungsverhältnis</u>	49
<u>4.2.1.3.5 Hjulströmdiagramm (1935)</u>	51
<u>4.2.1.3.6 Fracht</u>	52
<u>4.2.1.4 Abtragungsgefüge</u>	53
<u>4.2.1.5 Die Erosionsleistungen in den unterschiedlichen Klimazonen der Erde</u>	54
<u>5. TALBILDUNG IN DEN GEMÄßIGTEN MITTELBREITEN</u>	62
<u>5.1. Talquerprofile in Hebungsgebieten</u>	62
<u>5.1.1. Gliederung im Querprofil</u>	62
<u>5.1.2. Terrassenabfolgen</u>	63
<u>5.1.3. Tallängsprofile</u>	64
<u>5.2. Terrassenaufbau (Morphostruktur)</u>	66
<u>5.2.1. Felsterrassen (Felssohlenterrassen)</u>	66

5.2.2. Schotterterrassen (Aufschüttungsterrassen)	66
5.2.2.1 Schotterkörper	67
5.2.2.1.1 Korngrößen	67
5.2.2.1.2 Sortierung	67
5.2.2.1.3 Einregelung	67
5.2.2.1.4 Kreuzschichtung	67
5.2.2.1.5 Sandlinsen	68
5.2.2.1.6 Schotterspektrum	68
5.2.2.1.7 Eiskeile, Kryoturbation und Driftblöcke	69
5.2.2.2 Deckschichten	70
5.2.2.2.1 Löß	70
5.2.2.2.2 Tuffe	71
5.2.2.2.3 Paläoböden	72
5.2.2.2.4 Fossilien	73
5.2.2.2.5 Absolutdatierung	73
5.2.2.2.6 Auelehm	73
5.3. Talgenese	74
5.3.1 Aufbau – Bedeutung des Periglazials (Subpolares Klima)	74
5.3.2 Abflussregime, Zyklus von Kalt- und Warmzeiten	75
5.3.3 Entstehung der Terrassen	77
5.3.4 Modifizierung durch Gesteine	78
5.3.4.1 Muldentäl	79
5.3.4.2 Kerbtal	79
5.3.4.3 Klamm	80
5.3.4.4 Canon	80
5.3.5 Talasymmetrie	81
5.3.6 Umlaufberg	82
6. GLAZIALGEBIETE	83
6.1 Abgrenzung	83
6.1.1 Schneegrenze	83
6.1.1.1 temporäre Schneegrenze	83
6.1.1.2 klimatische Schneegrenze	83
6.1.1.3 orographische oder reale Schneegrenze	83
6.1.2 Verlauf der Schneegrenze	83
6.1.3 Bestimmungsmethoden der verschiedenen Schneegrenzen	84
6.1.3.1 Höfersche Methode	84
6.1.3.2 Hessmethode	84
6.1.3.3 Gipfelmethode	85
6.2 Entstehung von Eis	85
6.3 Gletschertypen	86
6.3.1 Kalte und warme Gletscher	86
6.3.2 Inlandeismassen	86
6.3.3 Plateaugletscher	86
6.3.4 Kargletscher	87
6.3.5 Talgletscher	87
6.3.6 Vorlandvereisung	88
6.4 Glaziale Formen	89
6.4.1 Abtragungsformen	89
6.4.1.1 Prozesse	89
6.4.1.1.1 Detersion	89
6.4.1.1.2 Detraktion	89
6.4.1.1.3 Exaration	89
6.4.1.2 Kare	91
6.4.1.3 Trogtal	91

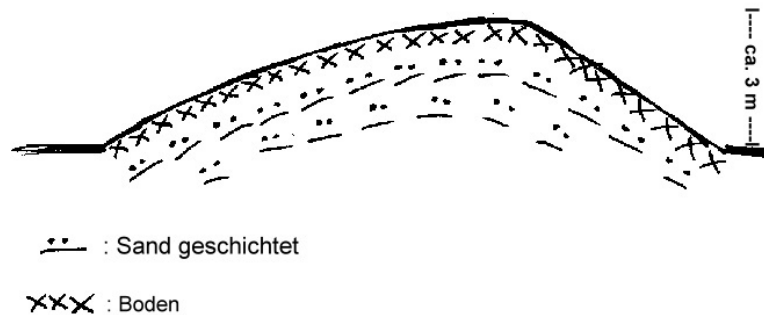
6.4.1.3.1 Querprofil	92
6.4.1.3.2 Stufen	92
6.4.1.3.3 Hängetäler	93
6.4.2 Rundhöcker (und Rundbuckel)	93
6.4.3 Akkumulationsformen (Aufschüttungsformen)	94
6.4.3.1 Moränen	94
6.4.3.2 Drumlin	96
6.4.3.3 Glaziale Serie nach PENCK	96
6.4.3.3.1 Zungenbeckensee (<i>im</i> ehemaligen Glazialgebiet)	96
6.4.3.3.2 Grundmoräne	96
6.4.3.3.3 Endmoränenwall (<i>im</i> ehemaligen Glazialgebiet)	97
6.4.3.3.4 Sander (<i>außerhalb</i> des ehemaligen Glazialgebietes)	97
6.4.3.3.5 Trompetentälchen (<i>außerhalb</i> des ehemaligen Glazialgebietes)	97
6.4.3.3.6 Urstromtal (<i>außerhalb</i> des ehemaligen Glazialgebietes)	98
6.4.3.4 Os (Pl.: Oser)	99
6.4.3.5 Kame (Pl.: Kames)	99
6.4.3.6 Söll (Pl.: Sölle)	99
6.5. Verbreitung glazialer Formen	100
6.5.1 Norddeutschland	100
6.5.2 Süddeutschland	101
6.5.3 Mittelgebirge	102
6.6 Verbreitung von Eisrandlagen	102
6.6.1 Gliederung in Norddeutschland	102
6.6.2 Gliederung in Süddeutschland	104
6.7 Begriffsklärungen	108
7. PERIGLAZIALGEBIET	109
7.1 Geofaktoren	109
7.2 Gliederung des Permafrostbodens	110
7.3 Morphodynamik	111
7.3.1 Mikrosolifluktion	111
7.3.1.1 Auffrieren	111
7.3.1.2 Frostquellen (Kryostasie)	112
7.3.1.3 Frosthübe	113
7.3.1.4 Kammeisgleiten (Kammeissolifluktion)	113
7.3.2 Makrosolifluktion	114
7.4 Periglazialformen	115
7.4.1 Strukturböden	115
7.4.2 Steinstreifen	116
7.4.3 Würgeböden, Brodelböden	117
7.4.4 Eiskeilnetze	117
7.4.5 Pingos und Palsen	119
7.4.6 Solifluktionsschuttdecken	120
7.5 Bedeutung der Solifluktion	120
7.6 Eistrindeneffekt	122
8. FLÄCHEN	124
8.1 Verbreitung	124

<u>8.1.1 alle Mittelgebirge</u>	124
<u>8.1.2 Alpen</u>	124
<u>8.1.3 Reste</u>	124
<u>8.1.4 Stockwerke</u>	125
<u>8.2 Aufbau</u>	125
<u>8.2.1 Verwitterungsreste</u>	125
<u>8.2.1.1 Weißverwitterung</u>	125
<u>8.2.1.2 Ferrasol</u>	125
<u>8.2.1.3 Wollsackverwitterung</u>	125
<u>8.2.2 Merkmale der intensiv chemischen Verwitterung</u>	126
<u>8.2.2.1 stark korrodierte Quarze</u>	126
<u>8.2.2.2 Kaolinit</u>	126
<u>8.2.2.3 Goethit, Hämatit, Gibbsit</u>	127
<u>8.2.2.4 Bsp. Bohnerze- tropische Verwitterung</u>	127
<u>8.2.3 Zeitliche Einordnung</u>	127
<u>8.3 Genese</u>	127
<u>8.3.1 Theorie der „Doppelten Einebnung“ (J. BÜDEL)</u>	127
<u>8.3.1.1 Trennung von Verwitterungsebene und Abtragungsebene</u>	128
<u>8.3.1.2 Gliederung der Oberfläche (Spülmulden/ Spülscheide)</u>	131
<u>8.3.1.3 Voraussetzung: Tektonische Stabilität</u>	132
<u>8.3.1.4 Begleitformen</u>	133
<u>8.3.1.4.1 Inselberge</u>	133
<u>8.3.1.4.2 Dreiecksbuchten</u>	134
<u>8.3.1.4.3 Intramontane Ebene</u>	134
<u>8.3.1.4.4 Spülsockel</u>	135
<u>8.3.1.5 Kritik</u>	136
<u>8.3.1.5.1 Frage der Durchfeuchtung</u>	136
<u>8.3.1.5.2 Frage nach der zonalen Einordnung</u>	137
<u>8.3.1.6 zusammenfassende Kurzcharakteristika der „Rumpffläche nach Büdel“</u>	138
<u>8.3.2 Fußflächen</u>	138
<u>8.3.2.1 Voraussetzungen</u>	138
<u>8.3.2.1.1 aride Gebiete</u>	138
<u>8.3.2.1.2 Gegensatz Gebirge - Tiefland</u>	138
<u>8.3.2.2 Gliederung/ Aufbau</u>	139
<u>8.3.2.2.1 Gebirgsrückland</u>	139
<u>8.3.2.2.2 Pediment</u>	139
<u>8.3.2.2.3 Glacis</u>	139
<u>8.3.2.2.4 Salztonebene</u>	140
<u>8.3.2.3 Genese</u>	140
<u>8.3.2.3.1 Abtragung am Hang</u>	140
<u>8.3.2.3.2 Abtragung und Tieferlegung auf der Fläche</u>	141
<u>8.3.2.3.3 Seitenerosion an den Talausgängen</u>	143
<u>8.3.2.4 Verbreitung</u>	143
<u>8.3.2.5 zusammenfassende Kurzcharakteristika „Fußfläche“</u>	144
<u>8.3.3 ältere Modelle zur Flächenbildung</u>	144
<u>8.3.3.1 VON RICHTHOFEN und RAMSEY: marine Abrasion (1863)</u>	144
<u>8.3.3.2 W.M.DAVIES: Zyklentheorie (1899)</u>	144
<u>8.3.3.3 WALTHER PENCK: Piedmont- Treppe (1924)</u>	146
<u>9. RELIEFGENERATIONEN</u>	148
<u>9.1 Alttertiäre (praeoligozäne) Rumpfflächen</u>	148
<u>9.1.1 Lage: Rheinisches Schiefergebirge oberhalb 400m ü.NN</u>	148
<u>9.1.2 Stockwerksaufbau</u>	149
<u>9.1.3 Bildungsklima: immerfeucht, tropisch</u>	149
<u>9.1.4 Verwitterungsprodukte</u>	149
<u>9.1.4.1 korrodierte Quarze</u>	149
<u>9.1.4.2 Kaolinit, Hämatit, Gibbsit</u>	150

9.2 Talbegleitende Flächenreste	150
9.2.1 Alter: Oligozän-Pliozän	150
9.2.2 Ähnlichkeit mit Flächen	151
9.2.3 lokal ähnliche Verwitterungsprodukte	151
9.2.4 älteste Talanlagen	151
9.2.4.1 älteste Schotter (nur Quarze).....	151
9.3 Täler (Quartär)	152
9.3.1 Breittal- Engtal	152
9.3.2 Schotterkörper	152
9.3.2.1 Buntschotter.....	153
9.3.2.2 Kaltzeitzeiger.....	153
9.3.2.3 Wechsel Kalt- und Warmzeiten.....	154
9.4 Gesamtbetrachtung	154
10. SCHICHTSTUFE- BEISPIEL SCHWÄBISCHE ALB	157
10.1 Morphographie	157
10.2 Morphostruktur	158
10.2.1 Geologie	158
10.2.1.1 Wechsel harter und weicher Gesteine.....	158
10.2.1.2 Schichten fallen leicht nach SE ein (~2°).....	158
10.3 Morphogenese	158
10.3.1 Entstehung der Schichtstufen	165
10.3.1.1 Die Entstehung nach J.BÜDEL.....	166
10.3.1.2 Die Entstehung nach Schmitthenner.....	167
10.4 Schichtstufenlandschaften	170
10.4.1 Antiklinalstufenlandschaft	170
10.4.2 Synklinalstufenlandschaft	171
11. KARST	172
11.1 Voraussetzungen	172
11.1.1 Kalk, Dolomit, Gips, Salz (verkarstungsfähiges Gestein)	172
11.1.2 feuchtes Klima, genügend Niederschlag	173
11.1.3 Lösungsverwitterung	173
11.1.4 Klüftigkeit des Gesteins: Massenkalk, gebankte Kalk	174
11.2 Karsthydrologie	174
11.2.1 vadose und phreatische Zone	174
11.2.2 seichter und tiefer Karst	175
11.2.3 nackter und bedeckter Karst	176
11.2.4 Karstquelle	176
11.3 Karstformen	177
11.3.1 Karren	177
11.3.2 Höhlen	179
11.3.3 Dolinen	180
11.3.4 Trockentäler	181
11.3.5 Polje	183
11.3.6 Karstrandebenen	184
11.3.7 Kegel-, Turmkarst	185

1. EINFÜHRUNG

Geomorphologie ist die Wissenschaft von den „Formen des Landes“. Forschungsgegenstand ist das Relief bzw. die Landformen, die beschrieben und deren Genese erklärt werden soll. Die Landformen werden durch endogene Kräfte, wie Tektonik und Vulkanismus und durch exogene Kräfte, wie Verwitterung und Abtragung, beeinflusst.



1.1. Vorgehensweise

1.1.1. Morphographie

1.1.1.1 kleine Kuppe, Rücken

1.1.1.2 asymmetrische Form

1.1.2. Morphostruktur

1.2.2.1 Korngröße: Feinsand

1.2.2.2 gut sortiert

1.2.2.3 Kreuzschichtung

1.2.2.4 an Oberfläche ist Boden entwickelt

1.1.3. Morphogenese

aus 1.1.1.1; 1.1.1.2; 1.1.2.1; 1.1.2.2 und 1.1.2.3 → Düne

aus 1.1.2.1 und 1.1.2.2 → Transportmedium Wind

aus 1.1.2.4 → Form ist mindestens 6000 Jahre fossil (Bildungszeit für Boden)

2. GEOLOGIE/ MINERALOGIE

2.1. Schalenbau der Erde

Die Erde stellt eine kugelförmige Materiezusammenballung dar. Diese ist gekennzeichnet durch einen schalenförmigen Aufbau. Die Erdkruste wird untergliedert in kontinentale und ozeanische Kruste. Die max. Mächtigkeit der kontinentalen Kruste beträgt ca. 50 km und erreicht diese Mächtigkeit zum Beispiel am Himalaja. Die ozeanische Kruste hat eine maximale Mächtigkeit von 15 km. Der Kruste eigen ist ein hoher Anteil an Silizium und Aluminium, so dass sie auch als *Sial* bezeichnet wird (wobei dieses Wort eine Schöpfung ist aus den beiden chemischen Elementabkürzungen für Silizium (Si) und Aluminium (Al)).

Der Erdmantel lässt sich in oberer und unterer Mantel unterteilen. Der obere Mantel ist im Gegensatz zur Kruste zähflüssig bis fest und reicht von ca. 15-700 km Tiefe. Der untere Mantel ist nach neusten wissenschaftlichen Erkenntnissen als fest einzustufen und reicht von ca. 700-2900 km. Aufgrund des hohen Anteils an Silizium (Si) und Magnesium (Ma) wird der Mantel auch als *Sima* bezeichnet.

Der Erdkern wird gegliedert in äußerer und innerer Kern. Die hohen Vorkommen an Nickel (Ni) und Eisen (Fe) geben ihm den Namen *Nife*. Für die Modelle der Geologie spielt der Erdkern jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Eine wichtige Tatsache und Grundlage für das Verständnis vieler geologischer Vorgänge ist, dass die kontinentale Kruste eine geringere Dichte aufweist und somit leichter ist als der obere Mantel. Die Kruste schwimmt somit auf dem flüssigen Mantel. Der Dichteunterschied zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste bewirkt, dass die schwerere ozeanische Kruste im Fall von Krustenkollisionen unter der kontinentalen abtaucht.

2.2. Plattentektonik

Seit mehr als zwei Jahrzehnten gibt es in der Geologie eine gängige Modellvorstellung, die alle in der Kruste und im Mantel ablaufenden Prozesse erklärt. Als Ausgang diente Alfred Wegeners Theorie der Kontinentaldrift von 1929. Er entdeckte, dass Afrika und Südamerika einige geologische Gemeinsamkeiten aufweisen: dabei handelt es sich um z.B. gleiche geologische Fossilienfunde, Gebirgszüge, die bei einer Zusammensetzung beider Kontinente passend ineinander

überlaufen würden, gemeinsame Vergletscherungsspuren aus der Kreidezeit und das Vorkommen von seltenen, ca. 2 Milliarden Jahre alten Gesteinsarten. All diese Tatsachen belegen ein ehemaliges Zusammenhängen von Afrika und Südamerika. Wegener versuchte diesen Sachverhalt durch ein Ausdehnen der Erde zu erklären, bei der er von einer Zunahme des Erdumfangs ausging und infolge dessen sich die beiden heutigen Kontinente trennten. Aufgrund des damaligen Entwicklungsstandes der Forschung bestand noch keine Möglichkeit, die Gegenden einer näheren Untersuchung zu unterziehen, in denen Oberflächematerial verschwand und auch unterseeische Forschungen im tiefen Ozean waren technisch nicht möglich.

Es ist aufgefallen, dass in Ostasien, Süd- und Nordamerika häufig Erdbebenherde auftraten. Zudem waren diese Gebiete auch durch eine hohe Vulkandichte gekennzeichnet. Viele Erdbebenzentren und Vulkane liegen in direkter Nachbarschaft zueinander, wie beispielsweise in Japan und Indonesien zu beobachten. Vulkane sind immer ein deutliches Zeichen dafür, dass eine gewisse Bewegung stattfinden muss, denn das Material, das an die Oberfläche befördert wurde, musste zuvor auch aufgeschmolzen werden. Diese Regionen wurden das Ziel genauerer Untersuchungen. War das Kartieren und Beschreiben von Erdbeben- und Vulkangebieten auch schon früher möglich, so gibt es erst in neuester Zeit technische Möglichkeiten der Überwachung des Meeresbodens. Regelmäßige streifenförmige paläomagnetische Messungen wurden durchgeführt.

Paläomagnetische Messungen beruhen darauf, dass das Magnetfeld sich im Laufe der Zeit abbaut und sich schließlich umpolt. Diese Umbrüche sind in magnetischen Mineralen nachvollziehbar, die zum großen Teil in Ozeanböden in Gesteinen jeweils nach der Magnetisierung ausgerichtet enthalten sind. Inzwischen kann man alle Umbrüche der letzten 160 Mio. Jahre nachvollziehen. Diese Umbrüche erzeugen im Gestein eine gewisse Abfolge von der normalen, heutigen Polarisierung, und der inversen, umgekehrten Polarisierung. Durch diese Methode ist natürlich nur die Möglichkeit gegeben, die Umbrüche zu rekonstruieren, nicht jedoch das absolute Alter, wann dieser Umbruch erfolgte.

Mit heute möglichen Isotopenzerfallsreihen lässt sich anhand der Halbwertszeit auch dieses absolute Alter des Ozeanbodens bestimmen, das einen typischen, im Atlantik auch recht symmetrischen Verlauf zeigt: In der Mitte des Ozeans zwischen Amerika und Europa weist der Ozeanboden ein junges Alter auf, das mit der Entfernung

immer mehr zu nimmt und an den Kontinentalrändern sein Maximum erreicht. Für den Pazifik ist der Verlauf etwas unsymmetrischer.

2.2.1. Mittelozeanischer Rücken (divergierende Plattengrenze)

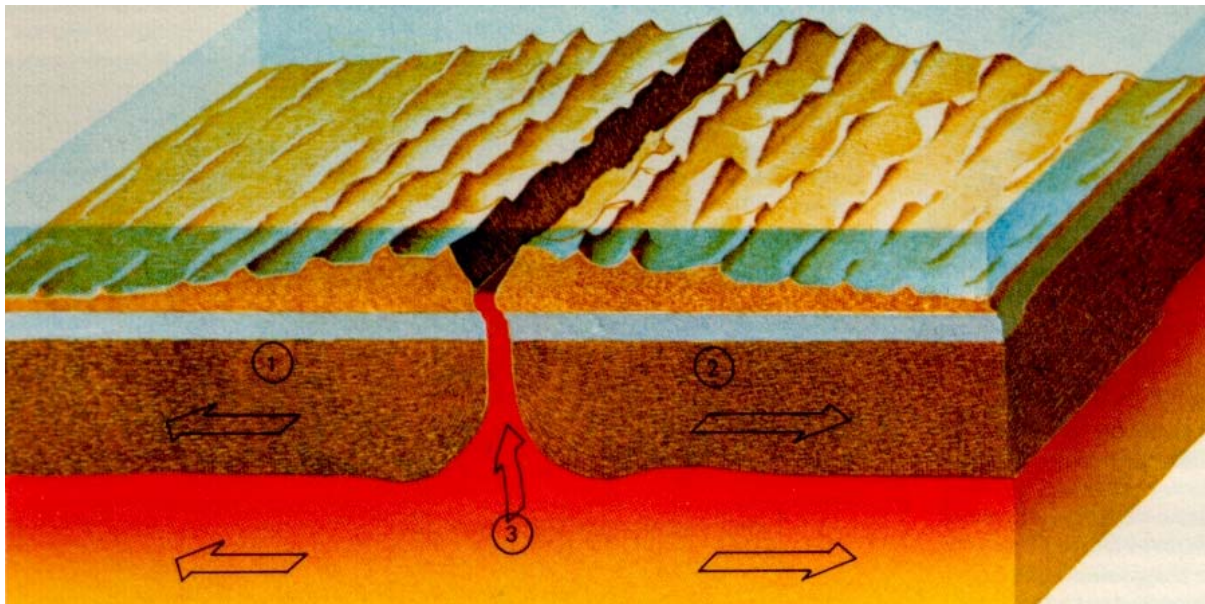


Abb.:2-1: Mitchell 1978, S.162.

Am Mittelozeanischen Rücken, weist das Gestein das jüngste Alter auf. An diesen Linien dringt Material an die Oberfläche. Diese enthalten viel Mangan und bilden die so genannte Manganknolle aus. Dieser Vorgang ist heute gut untersucht, da man das reichlich vorkommende Mangan wirtschaftlich nutzen wollte. Ein typisches Bild am Mittelozeanischen Rücken sind die „Smoker“, bei denen frisches Gestein wolkenartig herausgeschleudert wird und neues Gestein oberhalb der Ozeankruste ausbildet. Das neu entstandene Material drückt das bereits vorhandene weg, so dass das ältere sich immer weiter weg vom Mittelozeanischen Rücken bewegt. Durch den andauernden Nachtransport wird das ältere Material randlich verschoben, so dass man beim Mittelozeanischen Rücken von einer *divergierenden Plattengrenze* spricht und aufgrund der Tatsache, dass neues Material gebildet wird auch von einem *konstruktiven Vorgang*. Genauer gesagt, wird die Lithosphäre (recht starr) auseinandergedrückt. Das nachschiebende Material stammt aus der Asthenosphäre (recht plastisch). Die Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre liegt im Mantel. Der mittelozeanische Rücken stellt in der Regel die Plattengrenze zwischen zwei ozeanischen Platten da. In Island jedoch liegt dieser Rücken an der Landoberfläche. Es ist deutlich sichtbar, dass das Gestein relativ frisch ist. Ausbrüche erfolgen dort auch heute noch regelmäßig.

2.2.2. Konvergierende Plattengrenze

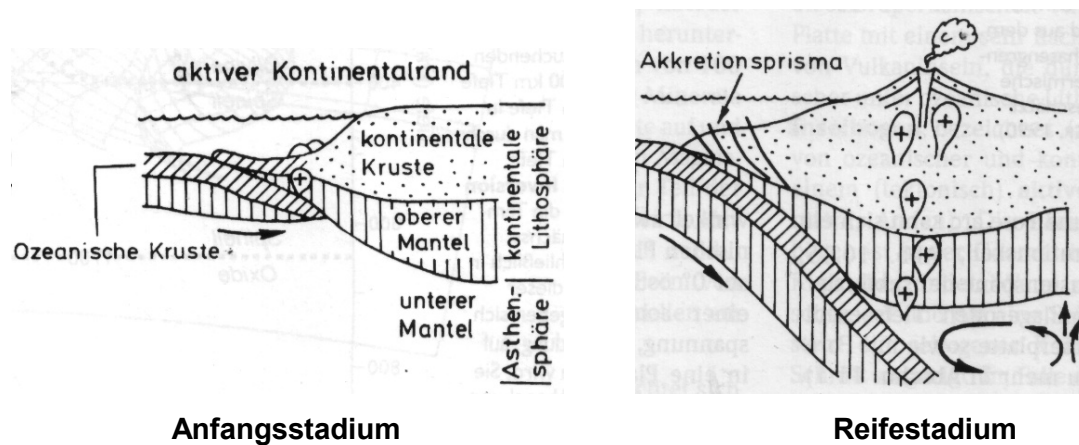


Abb.:2-2: Bahlburg/Breikreuz 1998, S.170.

Dem beschriebenen Auseinanderstreben von Platten muss an gewissen Stellen auch räumlich durch Kompensation entgegengewirkt werden, wenn man nicht Wegeners Theorie vom Wachstum der Erde zugrunde legt. Die gesuchten Stellen sind die so genannten Subduktionszonen. Die schwerere ozeanische Kruste taucht unter der kontinentalen ab und die kontinentale wird darüber geschoben. Dies stellt die Gegenbewegung zum Mittelozeanischen Rücken dar und hält sich mit den Vorgängen dort die Waage. Die abtauchende ozeanische Kruste erreicht eine so große Tiefe, dass durch die Temperaturzunahme die starre Masse wieder aufschmilzt und diese dadurch wieder aufdringen kann. Die schon oben beschriebene Entstehung von Erdbeben und die Bildung von Vulkanen und Inselbögen ist die Folge. So ist beispielsweise der indonesische Inselbogen heute noch geprägt von einer aktiven vulkanischen Tätigkeit. Aufgrund der Tatsache, dass im konvergierenden Bereich Material verschwindet und aufgeschmolzen wird, spricht man auch von einem *destruktiven Vorgang*.

Bei Subduktionszonen kann es aber auch zu einer starken Gebirgsbildung kommen. Als Beispiel seien hier die Anden angeführt. Die Stärke der Faltung und die Höhe des Gebirges hängen ab von dem Gegenlager, also zum Beispiel auch von der Masse der kontinentalen Kruste und der Tiefe der abtauchenden Kruste.

Konvergieren zwei kontinentale Krusten so ist eine hochreichende Gebirgsbildung die Folge, wie zum Beispiel Gebirge des Himalaja-Typs.

Die Vorgänge an den divergierenden Mittelozeanischen Rücken und den konvergierenden Bereichen bezeichnet man zusammenfassend als thermischen Kreislauf, als dessen „Quelle“ man die Stellen des Mantels unter den Mittelozeanischen Rücken bezeichnen kann.

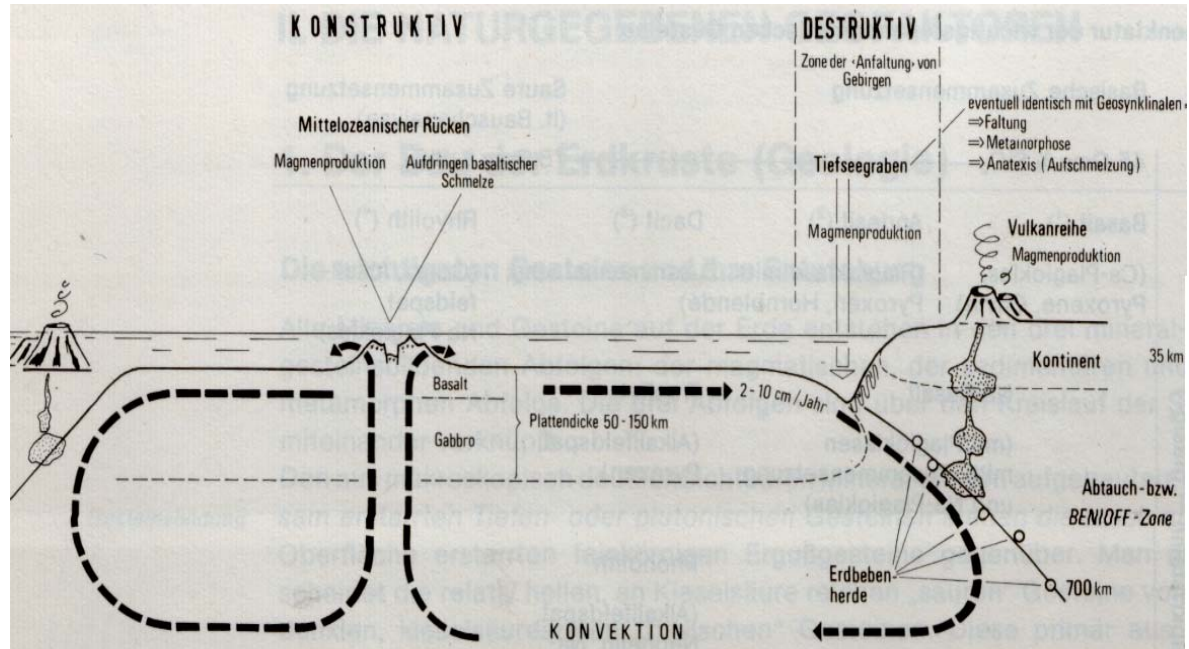


Abb.: 2-3: Schematische Skizze zur Plattentektonik Aus: Wagner 1992, S.82.

2.2.3. Transformative Plattengrenzen

Die transformativen Plattengrenzen verhalten sich neutral. Es erfolgen keine divergierenden oder konvergierenden Vorgänge. An diesen Bereichen findet nur Bewegung lateral aneinander vorbei statt, die aber enorme Wirkungen in Form von Erdbeben haben können, wie beispielsweise in der Nordtürkei (hier gleiten die Eurasische und Teile der Arabische Platte aneinander vorbei) und die San Andreas Verwerfung in Amerika. Das Vorbeigleiten geht nicht reibungslos vonstatten. Es kommt zu enormen Scherspannungen, die sich ruckartig lösen. Sobald sich die Spannungen lösen, sind Erdbeben die Folge.

Die gesamte Erde kann in verschiedene Platten unterteilt werden, wobei sich vor allem im Bereich des Mittelmeerraumes eine Vielzahl von Plattengrenzen befinden. Die Geschwindigkeit der einzelnen Plattenbewegungen ist sehr unterschiedlich. Diese kann ca. 2-16 cm/a betragen.

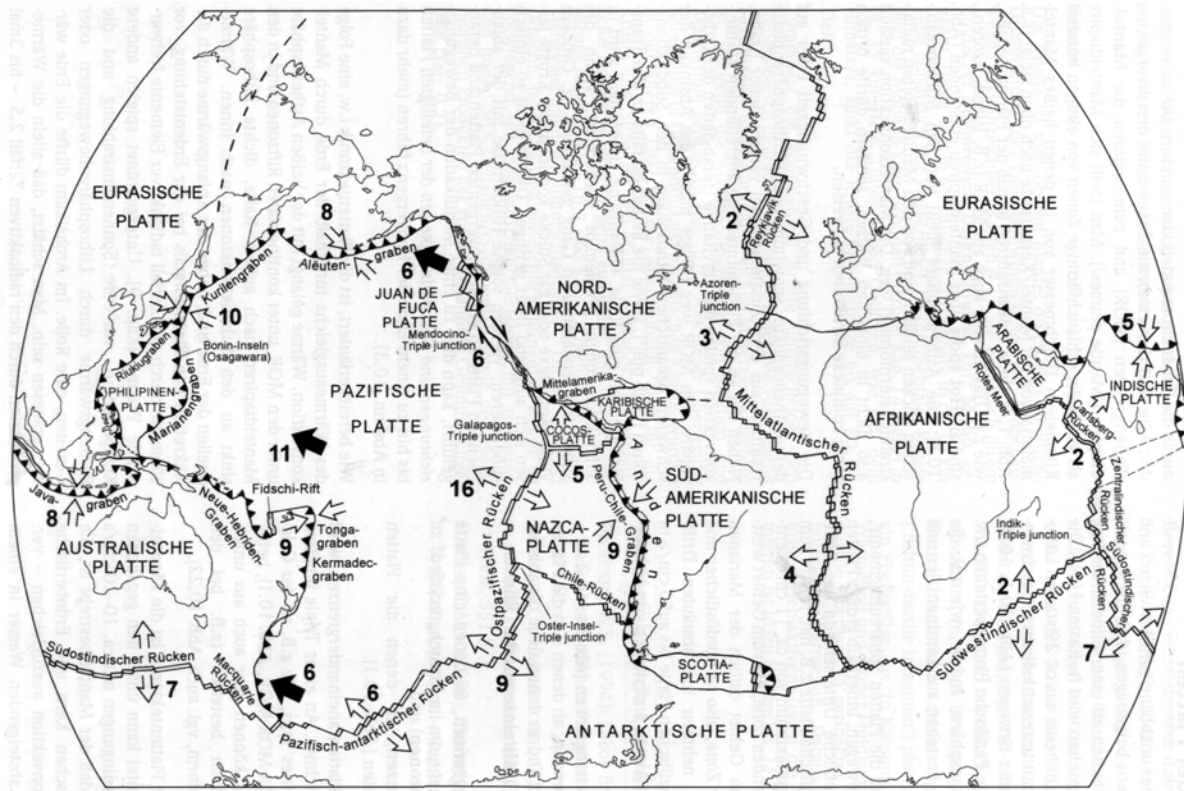


Abb.:2-4: Bahlburg/Breikreuz 1998, S.156.

Vor Entstehung der einzelnen Kontinente geht man von einem zusammenhängenden Urkontinent Pangäa aus. Man schätzt, dass er vor ca. 320 Mio. Jahren auseinander gebrochen ist und sich in die Kontinente Laurasien und Gondwana zerteilte. Im Laufe der Zeit haben sich auch die anderen Kontinente getrennt. Eine bis heute anhaltende kontinuierliche Veränderung der Landmassen ist zu beobachten. Nebenbei ist zu bemerken, dass im Paläoklima in den Mittelbreiten tropisches Klima anzutreffen war. Ein Grund dafür ist auch die Tatsache, dass aus oben angeführten Gründen Mitteleuropa nicht immer auf dem 45. Breitengrad lag, Ursache hierfür sind die beschriebenen Plattenbewegungen.

2.3. Hot Spot

Hot Spots haben ihren Ursprung in extremer Tiefe und treten nur lokal begrenzt auf. Es handelt sich um thermische Aufbrüche, die Material (evt. sogar aus dem Kern) in die obere Kruste transportieren. Durch das oben austretende Material entstehen Vulkane. Ihr lokales Vorkommen ist von einer Konstanz im Auftreten gekennzeichnet. Wandern Platten über einen Hot Spot, so bleibt der Hot Spot stabil und die Platten werden durchschlagen. Dadurch kann es zu Bildung von Vulkanketten kommen und

die Wanderung der Platte wird nachvollziehbar. Das wohl bekannteste Beispiel dafür bilden die Inseln von Hawaii, wo der Hot Spot noch heute aktiv ist.

Auch unter dem Rheinischen Schild wird ein Hot Spot vermutet und in diesem Zusammenhang wird versucht, auch den Eifelvulkanismus zu erklären.

Aufgrund des Plattentektonischen Modells und der zeitlich unterschiedlichen Abläufe kann man alte, heute stabile Kratone – meist das Innere von Kontinenten - von jungen Zonen der Gebirgsbildung – meist an Rändern mit Subduktionszonen - trennen. Aufgrund des Alters und der unterschiedlichen Reliefenergie laufen und laufen in diesen Regionen unterschiedliche morphodynamische Prozesse ab.

2.4. Gesteine/ Minerale

Ein Gestein wird gebildet aus Mineralien. Im Idealfall sind einzelne Minerale erkennbar und lassen sich differenzieren. Anhand deren Zusammensetzung und der durch die Entstehung bedingte Ausbildung erhält das Gestein seinen Namen. Minerale und Kristalle weisen einen bestimmten Gitterbau auf, der durch einen recht regelmäßigen Aufbau gekennzeichnet ist. Jedes Mineral weist seine eigene spezielle Kristallform auf. In der Natur finden sich Kristalle sehr selten in großer idealer Form, deren Entstehung ist nur in Hohlräumen, Drusen genannt, möglich.

2.4.1. Hauptminerale der Erdkruste

Der am häufigsten vorkommende Vertreter der Erdkruste ist der Quarz (SiO_2). Der Orthoklas und der Plagioklas stellen die wichtigsten Feldspatvertreter dar. Der Muskovit und der Biotit gelten als häufigste Vertreter der Glimmer. Weitere wichtige Minerale der Erdkruste sind Hornblende, Augit, Olivin und das 2-schichtige Tonmineral Kaolinit. Zu den wichtigsten Carbonaten zählen der Calcit und der Dolomit.

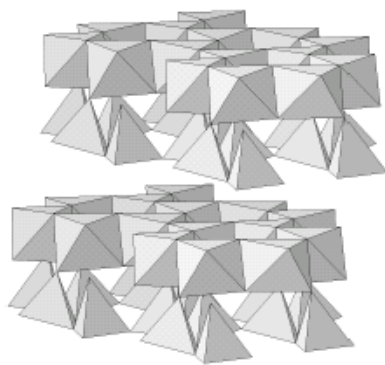
2.4.2. Silikate

Eine wichtige Mineralgruppe stellen die Silikate dar. Die chemischen Elemente, aus denen diese Mineralgruppe aufgebaut ist, sind hauptsächlich: Silizium, Aluminium, Sauerstoff, Wasserstoff, Eisen, Calcium, Magnesium, Natrium und Kalium. Diese

werden als Ionen, Kationen - positive Ladung - oder Anionen - negative Ladung - eingebaut und sind durch die dadurch bedingten elektrostatische Wechselwirkungen stabil gebunden.

Wichtig für stabile Bindungen ist auch ein kleiner Ionenradius, damit die Ladungen dicht zusammen kommen. Silizium und Aluminium beispielsweise weisen einen sehr kleinen Ionenradius auf. Silizium – Wertigkeit 4 – im Zentrum bildet daher mit 4 Sauerstoffionen an den Ecken eine dichte Packung in Form eines Tetraeders. Aluminium – Wertigkeit 3 – im Zentrum bildet mit O- und OH-Ionen an den Ecken eine dichte, stabile Oktaederpackung. Nach außen hin verhält sich dieses Gebilde in Hinblick auf die Ladung neutral. Diese Elementarzellen stellen die Grundbausteine für die Schichtsilikate, da sie sich in Schichten an den Tetraeder- oder Oktaederenden über die Sauerstoffionen binden. Silizium und Aluminium weisen, wie oben beschrieben, eine große Ähnlichkeit auf in Bezug auf die Wertigkeit und den Ionenradius und sind somit gut miteinander austauschbar. In der Natur kommt es vor, dass es aufgrund dieser Ähnlichkeit zu „Fehlbesetzungen“ kommt, ein Kristall wird dann als unrein bezeichnet. Der Ionenradius von Calcium und Natrium hingegen ist recht groß, die Wertigkeit liegt bei 2 bzw. 1. Diese Ionen können deshalb nicht in den Zentren der Tetraeder und Oktaeder eingebaut werden.

Tonminerale sind in Verwitterungsbildungen wie Böden wichtige Minerale, die schichtig aufgebaut sind. Die 2-schichtigen Tonminerale werden aufgebaut durch 2 Elementarschichten, nämlich einer Oktaeder- und einer Tetraederschicht. Als Beispiel sei hier der Kaolinit genannt, typischerweise in den Tropen zu finden. Die Sauerstoff- Ionen von zwei Oktaedern, bzw. 2 Tetraedern gehen hierbei eine stabile Verbindung zwischen den Elementarschichten ein. Die Elementarschichten werden



über H-Brücken ebenfalls noch recht stabil miteinander gebunden.

Die 3-schichtigen Tonminerale sind gekennzeichnet durch die Abfolge von 3 Elementarschichten. Eine Oktaederschicht liegt zwischen 2 Tetraederschichten. Positiv geladene Kaliumionen beispielsweise, angeordnet zwischen den Schichten, halten diese

Elementarschichtpakete zusammen. Dies ist notwendig, da sich ansonsten die beiden negativen Enden abstoßen würden. Diese Bindungsart ist weniger stabil. Beispiele für 3-schichtige Tonminerale sind der Montmorillonit und der Illit.

Somit kann man zusammenfassen, dass Tonminerale durch eine bestimmte Elementarschichtfolge und durch spezielle Bindungen in den Zwischenschichten gekennzeichnet sind.

2.4.3. Gesteinskreislauf

Für den Gesteinskreislauf spielen drei Gesteinsgruppen eine große Bedeutung: *Magmatite*, *Sedimentite* und *Metamorphite*. Bei den *Magmatiten* handelt es sich um aufgeschmolzenes Gestein. Dies wird an der Oberfläche verfestigt oder freigelegt, so dass die Verwitterung angreifen kann. Die Korngrößen werden verkleinert. Dadurch kann Abtragung erfolgen und das Material wird transportiert. Lagert sich dieses Material ab, so bilden sich *Sedimentite* oder *Sedimentgesteine*. Bei *Metamorphiten* handelt es sich um Gesteine, die überprägt worden sind. Durch die Nähe von aufdringendem Magma wird ein ursprüngliches Gestein großer Hitze ausgesetzt, die dieses Gestein in seiner Mineralzusammensetzung verändert (Kontaktmetamorphose). Auch die Form kann sich verändern, beispielsweise, wenn Sedimente durch enormen Druck der auf ihnen lastet, umgewandelt werden, und sich dadurch in Metamorphite verwandeln.

Der Gesteinskreislauf kann in das oben beschriebene Modell der Plattentektonik mit eingebaut werden. Im Bereich der Subduktionszone entstehen durch die Nähe von großer Hitze, wie sie zum Aufschmelzen der Platten benötigt wird, Metamorphite. Beim Aufschmelzen dieser Platten bilden sich Magmatite. In den Senken im Meeresbereich wird abgetragenes Material aus dem Gebirge oder auch durch Abschuppung entstandenes Material sedimentiert. Sedimentgesteine entstehen dort.

2.4.4. Gesteinstypen

Die drei Gesteinstypen werden in *magmatische Gesteine*, *Sedimentgesteine* und *metamorphe Gesteine* unterteilt.

Die *magmatischen Gesteine*, die aus flüssigem Magma entstehen, werden unterteilt in *Vulkanite* und *Plutonite*.

Vulkanite selbst erfahren eine Unterteilung in *Ergussgesteine* und *Eruptivgesteine*. Beiden ist eigen, dass sie die Erdoberfläche erreichen oder mit hohem Druck durchschlagen und dort abkühlen. Das Ergussgestein fließt an der Oberfläche aus. Als typischer Vertreter sei der Basalt genannt. Er ist dadurch gekennzeichnet, dass auch bei genauerer Betrachtung keine Minerale zu differenzieren sind. Es wirkt wie

eine einheitliche Masse. Ursache ist die schnelle Abkühlung, so dass die Minerale nicht ausreichend Zeit hatten, sich auszubilden. Eine noch schnellere Abkühlung führt zum so genannten Abschreckungseffekt, bei dem die Schmelze glasig erstarren, wie das beispielsweise beim Obsidian der Fall ist. Das Eruptivgestein hingegen wird ausgeworfen und kühlt in der Luft oder beim Auftreffen auf den Erdboden ab. Ein typischer Vertreter ist der Bims. Dieser kühlte zwar sehr schnell ab, konnte aber noch entgasen, deswegen ist er porös und leicht – schwimmt aus Wasser. Auch beim Bims sind keine einzelnen Minerale erkennbar. Der Bims wird in Massen abgebaut, wie beispielsweise in der Gegend um den Laacher See. Der Bims vom Laacher See Vulkanismus dient als gutes Leitmaterial zur Datierung, da er mineralogisch gut nachweisbar ist und man den Ausbruch auf vor 11.000 Jahren datieren kann.

Plutonite entstehen weit unter der Erdoberfläche aus Magma und entstehen im Bereich der Magmenkammer, wo sie gut isoliert lagen und ihnen somit eine lange Zeit zum Auskühlen zur Verfügung stand. Dadurch hatten die Minerale die Möglichkeit, sich bei der jeweils entsprechenden Temperatur auszubilden, so dass eine Vielzahl von Mineralien unterschieden werden können. Auf einem Anschliff eines Plutoniten beispielsweise lassen sich häufig der dunkle Biotit (als Vertreter der Glimmer), gelblich-speckige aussehende Quarze und rötliche und weiße Feldspäte differenzieren.

Bei *Sedimentgesteine* gibt es eine Unterscheidung zwischen *terrestrischen* und *marinen Sedimenten*. Sandsteine sind Beispiele für ein terrestrisches Sedimentgestein. Optisch ist eine Schichtung feststellbar. Marine Sedimente entstehen beispielsweise durch kalkhaltige Muschelschalen, deren Reste am Meeresboden sedimentiert wurden. Diese gerieten unter Druck und bildeten sich um zu gebanktem Kalk. Dabei handelt es sich um ein sehr einheitlich aufgebautes Material, wenn es aus sehr feinen Kalkstückchen entstanden ist. Oft sind noch Fossilien darin erkennbar. Kompakte Riffkalk sind aus Korallen und Schwämmen aufgebaut.

Metamorphe Gesteine haben ihren Ursprung in den oben genannten Gruppen, wurden aber umgewandelt und verändert. Der Gneis beispielsweise ist ein umgewandelter Granit. Die einzelnen Minerale sind noch erkennbar, aber eine Art Band zieht sich durch das Gestein und eine regelmäßige Musterung ist Kennzeichen einer Veränderung, die eine gewisse Einregelung bewirkt hat. Doch Minerale wurden

bei metamorphen Gesteinen nicht nur eingeregelt, sondern auch umgewandelt. Auch Marmor ist ein metamorphes Gestein, entstanden aus Kalk, der unter starken Druck geraten ist. Die Kompression erzeugte eine schichtige Struktur.

Ein Gestein kann zudem eingeordnet werden anhand der Menge von Quarz, die dieses Gestein enthält. Diese Bezeichnung steht nicht in direktem Zusammenhang oder meint etwa den pH- Wert in der Bodenlösung. Saures Gestein enthält sehr viel Quarz, wie der Granit oder der Quarzporphyr (Vulkanit). Intermediär ist der Diorit, mit einem ausgeglichenen Quarz- Anteil. Sehr wenig bis keinen Quarz weisen basische Gesteine auf, wie der Gabbro oder der Basalt (Vulkanit).

2.4.5. Merkmale von Gesteinen

Die Gesteine lassen sich nach folgenden Merkmalen definieren und zuordnen:

- chemische und mineralogische Zusammensetzung
- Ausbildung der Minerale (ideale Kristallform: idiomorph; „Gestaltlos“: amorph)
- Struktur (Größe der Minerale: glasig → einheitliche nicht differenzierbare Masse
Kristallin → relativ große Kristalle)
- Textur (Anordnung der Minerale: körnig, schiefrig, etc.)
- Farbe
- Härte (vgl. nachfolgende Härteskala)
- Klüftigkeit (klüftiges Gestein= morphologisch hart)
- Verwitterbarkeit (stark abh. von Klüftigkeit)

Härte	
1	Talk
2	Gips
3	Calcit
4	Flußspat
5	Apatit
6	Feldspat
7	Quarz
8	Topas
9	Korund
10	Diamant

} mit Fingernagel ritzbar
} mit gutem Messer ritzbar
| ritzt Glas

2.4.6. Datierungsmethoden

- Stratigraphie (Diese Möglichkeit erlaubt nur eine Einschätzung der Zeitrelation, jedoch keine absolute Datierung. So gilt z.B. bei Sedimenten: die unterste Schicht ist älter als die aufliegende Schicht).
- Dendrochronologie (Jahresringe der Bäume, Warven) ermöglicht Absolutdatierung
- Paläomagnetik (s. Kap. 2.2: Plattentektonik)

- Isotopenzerfall (Absolutdatierungen sind damit möglich).
(z.B. Kalium- Argon Methode: Kalium (Mutterisotop) zerfällt zu Argon (Tochterisotop). Dabei beträgt die Halbwertszeit 1,3 Mrd. Jahre. Anwendbar in dem Zeitraum von vor 50.000 – 4,6 Mrd. Jahre; C₁₄- Methode: Kohlenstoff zerfällt zu Stickstoff. Die Halbwertszeit beträgt 5730 Jahre. Anwendbar in dem Zeitraum von vor 100-40.000 Jahre. Diese Methode eignet sich sehr gut für Torf, Holz, CO₂- haltiges Gletschereis.
- Thermolumineszenz
- Paläopedologie (eignet sich nicht für Absolutdatierungen. Untersucht werden Böden, die in ihrem Aufbau und Zusammensetzung unter anderen Klimabedingungen entstanden sind. Dabei spielt der Klimawandel von tropisch über subtropisch bis zum heutigen kühl- gemäßigten Klima eine große Rolle).
- Leitfossilien (Leitfossilien, die in Gesteinen gefunden werden, helfen beim Datieren bzw. Stratifizieren des Materials. Als gute Hilfsmittel gelten z.B. der Nacktfarn und auch Ammoniten. Für jede Zeit gibt es so genannte Leitfossilien, deren Vorkommen für einen bestimmten Zeitabschnitt typisch war).
- Pollendiagramme (ähnlich der Methode der Leitfossilien. Die Waldgeschichte und die jeweils vorkommenden Vegetationsarten zu bestimmten Zeitaltern werden eingehender untersucht. Diese Methode eignet sich vor allem für den Untersuchungszeitraum des Holozäns)

2.5. Paläoklima

Im Eozän, ältestes Tertiär, betrug die Jahresmitteltemperatur 20°C. Dies ist ein Wert, der typisch ist für die heutigen feuchten Tropen. Nach dem Eozän, mit Beginn des Oligozäns, beginnen die Temperaturen zu sinken. Ein subtropisches Klima war die Folge. Heute ist eine Jahresmitteltemperatur von 7-8°C kennzeichnend, was einem gemäßigten Klima entspricht. Während dieser recht stringenten Entwicklung der Temperaturabnahme gab es beim im Niederschlag jedoch Schwankungen. Aus dieser Zeit, als das Klima in Mitteleuropa noch tropisch war, finden sich heute noch Paläoböden (Indikator für bestimmte Verwitterungsprozesse) und Leitfossilien. Will man durch die, aus dieser geologischen Zeit noch vorhandenen Formenreste Rückschlüsse auf deren Entstehung erhalten, muss man die entsprechenden

morphodynamischen Prozesse in den rezenten Klimazonen untersuchen – Prinzip des aktualistischen Vergleichs.

Das Quartär ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten.

2.6. Geologische Begriffe zur Lagerung und Tektonik

2.6.1. Lagerung von Schichten

Für Sedimentgesteine sind die Begriffe *Streichen* und *Fallen* wichtig. Das Streichen erfolgt senkrecht zum Fallen und gibt Auskunft, wie die Sedimentgesteine an der Oberfläche verlaufen (geologisch: Ausbiss). Das Fallen bezeichnet, wie das Sedimentpaket einfällt. Durch einen Vektor lässt sich die Richtung und Neigung angeben. So zum Beispiel fallen die Schichten der Schwäbischen Alb in Baden-Württemberg von NW nach SE hin ein, mit bis zu 8° Neigung.

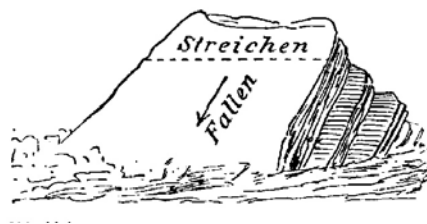
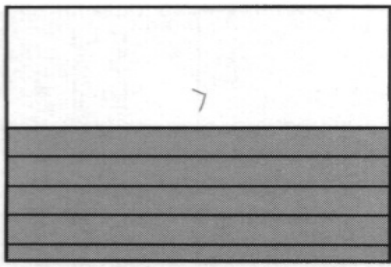


Abb.2-6: Streichen und Fallen von Schichten Aus: Bahlburg/Breitkreuz 1998, S.179.

Die Lagerung von Sedimentgestein kann *konkordant*, *diskordant* oder in Form einer *Kreuzschichtung* vorliegen. Bei einer *konkordanten* Schichtung ruht Sedimentpaket auf Sedimentpaket. Es gibt weder zeitlich noch räumlich eine Lücke.

Eine *diskordante* Schichtung ist dadurch gekennzeichnet, dass die Sedimentation nicht stetig erfolgte. Dazwischen gab es auch Perioden der Abtragung, durch die Schichtpakete ganz oder teilweise fehlen können. Die jüngeren, die darauf sedimentiert wurden, haben die entstandenen Erosionsformen verfüllt und eine diskordante Lagerung erfolgte in zeitlicher und räumlicher Lücke. In diesem Fall spricht man von dem oben liegenden Schichtpaket als hangendes und das untere Schichtpaket wird als liegend bezeichnet.



konkordant

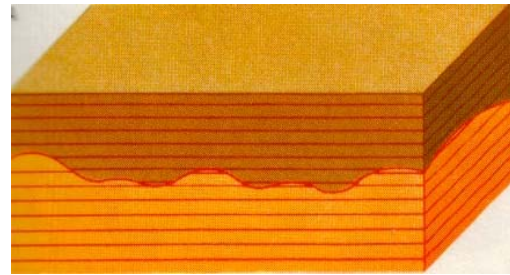


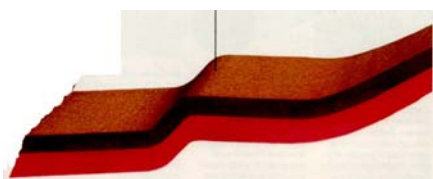
Abb.2-7: Aus: Mitchell 1978 (Bd.2),S.22.

diskordant

Die *Kreuzschichtung* ist sehr unregelmäßig aufgebaut. Durch Kappungen innerhalb von Schichtpaketen ergaben sich Kreuzungen. Diese Form der Schichtung ist typisch für äolisch (Dünen) und fluviatil (Schotterkörper) transportierte Sedimente.

2.6.2. Falten tektonik

Die einfachste tektonische Auswirkung, die es auf Schichtpakete gibt, nennt man *Flexur*. Dabei kommt es zur Aufbiegung des Schichtpaketes in eine Richtung. Bei einer starken Verstellung und Aufwölbung in zwei Richtungen spricht man von einer *Falte*. Je nach Stärke der Faltung spricht man von stehender, geneigter oder liegender Falte.



Flexur



stehende Falte



liegende Falte

Abb.2-8: Aus: Mitchell 1978 (Bd.2),S.22.

Ist der Druck aus einer Richtung sehr stark und eine sehr starke Faltung ist die Folge, so legt sich ein Schichtpaket wie eine Decke über das andere, so dass die dadurch verursachte Ablagerungsfolge als Decke angesprochen wird. Diese sind im alpinen Raum häufig zu finden.

Wichtige Begriffe in Zusammenhang mit den Faltenstrukturen sind zum einen *Achse* und den *Scheitel*, wobei der Scheitel den höchsten Punkt der Achse darstellt. Zudem der *Sattel* (*Antiklinale*; hier sind die Schichten aufgewölbt) und die *Mulde* (*Synklinale*). Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass es sich bei den eben erwähnten Begriffen um geologische Begriffe handelt, die auch im Untergrund gelten. Morphologische Begriffe beziehen sich nur auf die Erdoberfläche.

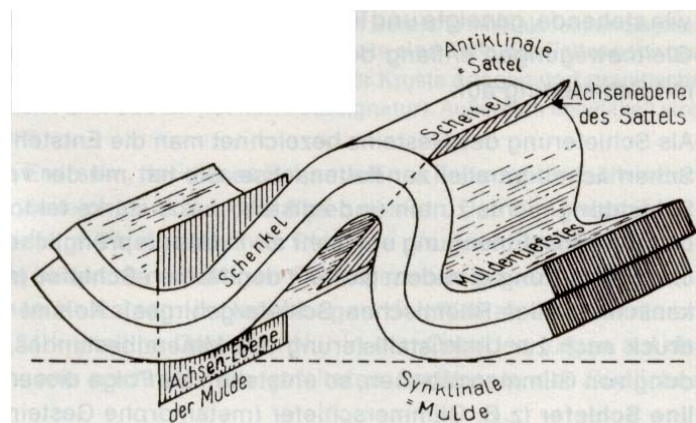


Abb.2-9: Wagner 1999, S.177.

2.6.3. Bruchtektonik

Man spricht von einer *Verwerfung*, wenn die Gesteinsplatten nicht mehr fließend ineinander übergehen, sondern versetzt gegeneinander sind. Der Betrag, um den sie versetzt sind, bezeichnet man als *Sprunghöhe*.

Es gibt zwei Möglichkeiten der Verwerfung:

- *Aufschiebung* einer Scholle durch Kompression
- *Absinken* einer Scholle durch Dehnung

Aus Kombination beider Möglichkeiten ergeben sich *Horst* und *Graben*. Wenn eine Scholle höher ist als zwei benachbarte, so spricht man von einem *Horst*. Ist hingegen eine Scholle abgesunken gegenüber zwei benachbarten, so bezeichnet man dies als *Graben*.

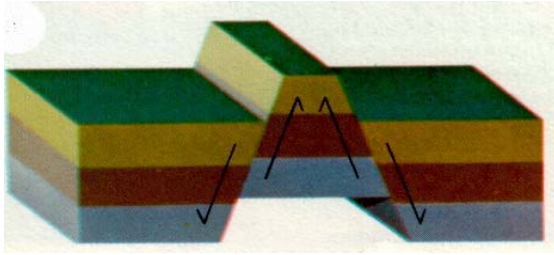
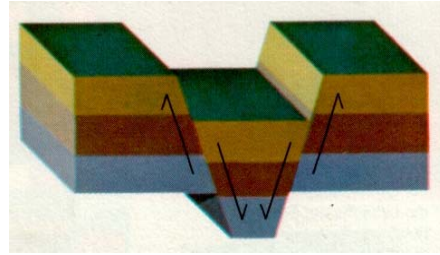


Abb.2-10: Aus: Mitchell 1978 (Bd.2),S.23.

Horst



Graben

In Süddeutschland finden sich im Oberrheingraben zahlreiche Sedimentgesteine, die gegeneinander verstellt sind. In der hessischen Senke oder auch im Teutoburger Wald finden sich hingegen eine Vielzahl an bruchtektonischen Strukturen.

3. VERWITTERUNG

Wurden bisher hauptsächlich endogene Vorgänge besprochen, so zählt die Verwitterung zu einem wichtigen exogenen Faktor mit bedeutenden Auswirkungen auf das Gestein und dient als Vorbereiter der Erosion, die angreift, sobald sich das Gestein an der Erdoberfläche befindet. Die Verwitterung wird gesteuert v.a. durch Niederschlag und die Temperatur sowohl in ihren quantitativen Werten als auch in dem jahreszeitlichen Ablauf.

3.1. Verwitterungsarten

3.1.1. Mechanische (physikalische) Verwitterung

3.1.1.1. Temperaturverwitterung (thermische Verwitterung)

Die Temperaturverwitterung wird bedingt durch extreme Temperaturschwankungen, die vor allem in ariden Gebieten und in Gebieten, in denen Luftmassen absinken (Hochdruckgürtel; keine Wolken bewirken große Einstrahlung am Tag und Ausstrahlung in der Nacht) auftreten. An der Gesteinsoberfläche können Temperaturen von 70°C am Tag und 20 °C in der Nacht betragen. Vor allem dunkle Flächen heizen sich stark auf, da hier das Licht fast komplett absorbiert wird. Dadurch können die Temperaturschwankungen in ariden Gebieten zwischen Tag und Nacht bis zu 50°C sein.

- *Insolation* (ca.500 bar):

Bei Hitze dehnt sich das Gestein aus. Sobald die Temperaturen sinken, schrumpft es wieder, so dass ein stetiger Wechsel zwischen Dehnung und Schrumpfung die Folge ist. Besteht ein Gestein nun aus unterschiedlichen Bestandteilen, wie z.B. der Granit, so weisen die einzelnen Minerale unterschiedliche Ausdehnungskoeffizienten auf. Ein Muskovit dehnt sich beispielsweise stärker aus als ein Quarz. Zudem spielt die Farbe der Gesteinsoberfläche eine Rolle. Eine dunklere Stelle auf dem Gestein (z.B. Biotit) erwärmt sich stärker, als die sie umgebende helle Fläche. Aus diesem Grund zerfällt das Gestein an den Mineralgrenzen und führt zu Auflösung des Gesteinsverbandes. Die feinsten Verwitterungsprodukte, die auftreten können, sind die Minerale selber, deren Größe als Maß die kleinste Kornfraktion bestimmt.

Desquamation:

Auf dieser Grundlage beruht auch der Vorgang der Desquamation. Darunter versteht man schalenartige Gesteinsablösungen unterhalb der Gesteinsoberfläche, da es auch in unterschiedlichen Abständen von der Oberfläche durch die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine zu unterschiedlichen Spannungen kommt. Desquamation tritt vor allem in Festgesteinen auf.

Kernsprung:

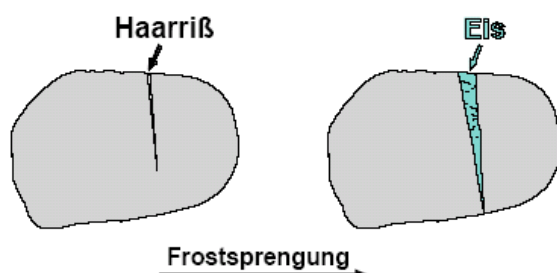
Ist der Unterschied der Ausdehnung zwischen der Gesteinsoberfläche und dem Gesteinsinneren sehr groß, so kann der Kernsprung die Folge sein. Ein Gesteinsblock wird dabei in zwei Teile gesprengt.

3.1.1.2. Frostsprengung (ca. 2200 bar)

Die Frostsprengung spielt vor allem in kühlen Klimaten eine große Rolle.

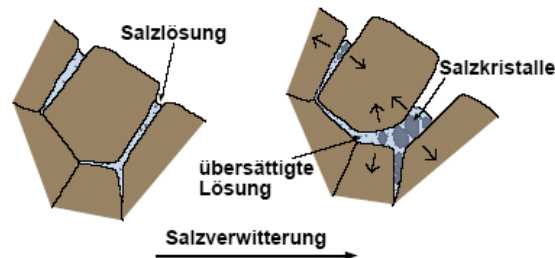
Voraussetzung ist ein Wechsel von Plus- und Minustemperaturen, wie es vor allem in höheren Breitengraden zu finden ist (polar; subpolar). In diesen Gebieten gibt es nur wenige Monate im Jahr positive Temperaturen, so dass das Eintreten der Frostsprengung temporär begrenzt ist. In den Tropen jedoch gibt es ab einer bestimmten Höhenlage täglich diese Temperaturschwankungen um 0 °C. Die Tropischen Hochgebirge sind also die ideale Zone der Frostsprengung.

Bei der Frostverwitterung dringt Wasser in flüssiger Form in Klüfte, Gesteinsrisse und Hohlräume ein. In der Nacht, mit Abnahme der Temperatur gefriert das Wasser. Beim Gefrieren dehnt sich sein Volumen um ca. 11% aus. Der durch den zusätzlichen Raumbedarf erzeugte Druck bedingt eine Sprengwirkung. Als Verwitterungsprodukte fallen zunächst große Blöcke an, die immer weiter zerkleinert werden. Die kleinste anfallende Korngröße ist das Mineral. Nur extrem selten liegen spaltbare Minerale vor, die auch durch die Frostsprengung verwittert werden können.



3.1.1.3. Salzsprengung (ca. 100bar)

Die Salzsprengung tritt überall da auf, wo Minerale wachsen. Salzhaltige Lösungen gelangen in Klüfte oder Hohlräume, bei Verdunstung bleiben Salzkristalle zurück. Dabei wird mehr Volumen benötigt, als vorher, als es noch in gelöster Form vorlag. Durch den Kristallisationsdruck kann der Gesteinsverband sich lockern. Diese Verwitterungsart findet sich vor allem in ariden und semiariden Gebieten. In Zeiten des Niederschlages wird viel Material gelöst, dass in den langen Trockenperioden in großem Maße ausfällt.



3.1.1.4. Wurzelsprengung (ca. 10bar)

Wurzeln dringen in Klüfte oder Hohlräume ein und lockern den Gesteinsverband durch ihren Wachstumsprozess. Auch Sprengungen des Gesteins kann die Folge sein.

Als Verwitterungsprodukte der mechanischen Verwitterung tritt sehr schlecht sortierter kantiger Schutt auf.

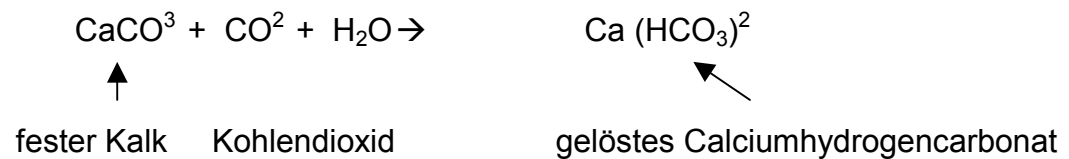
Die Korngrößen reichen von Blöcke, Kies, Sand bis Schluff. So zum Beispiel treten bei der Verwitterung von Granit nur Blöcke, Kiese und Sande auf. Bei tonigem und mergeligem Material tritt beim Verwitterungsvorgang eher Schluff auf.

3.1.2. Chemische Verwitterung

3.1.2.1 Protolyse

Der Begriff Protolyse umfasst alle unten angeführten chemischen Verwitterungsvorgänge. Die Protolyse stellt den Oberbegriff dar, wenn nicht gekennzeichnet ist, welche Bestandteile bei der Verwitterung gelöst werden. Leicht lösliche Bestandteile und das Vorhandensein von Wasser sind die Grundlagen der chemischen Verwitterung. Je größer die angebotene Oberfläche für die chemische Verwitterung ist, an der sie angreifen kann, desto wirksamer ist sie auch.

3.1.2.1.1 Lösungsverwitterung (Kohlensäureverwitterung; Protolyse von Carbonaten)



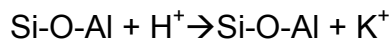
Entweder sind bestimmte Stoffe allein durch Wasser löslich oder sie müssen wie z.B. Kalk durch Säurewirkung der Kohlensäure in einen wasserlöslichen Stoff umgewandelt werden. Im Fall von Kalk in Calciumhydrogencarbonat.

Die Lösungsmenge ist abhängig von der Temperatur. Je höher die Temperatur ist, umso weniger CO₂ kann das Wasser aufnehmen und umgekehrt. Demzufolge müsste in höheren Breiten (subpolare Gebiete) die Lösungsverwitterung stärker sein, als in Gebieten mit höherer Temperatur. Betrachtet man jedoch Karstformen so sieht man, dass in den Mittelbreiten die Karstformen Hohlformen darstellen, das heißt nur ein geringer Teil ist gelöst. Bei uns sind nur ca. 10% gelöst. Im tropischen Karstgebiet hingegen ist die Relation umgekehrt. In den Tropen sind nur noch 10% der ursprünglichen Kalkmassen übrig. Daraus lässt sich schließen, dass die Temperatur nicht alleine verantwortlich ist für starke Lösung, sonst müsste die Lösungsverwitterung in den Mittelbreiten intensiver sein. Deshalb ist zusätzlich der Abbau organischer Substanzen im Boden einzubeziehen. Dadurch entsteht CO₂, so dass sich das Verhältnis umkehrt und in den Tropen der CO₂ Anteil höher ist. Die Kalklösung läuft intensiver und dauerhafter ab.

3.1.2.1.2 Hydrolyse (Protolyse von Silikaten)

Die Hydrolyse ist wichtig zur Lösung von Silikaten (z.B. Feldspäte). Wasser liegt in dissoziierter Form vor, nämlich in H⁺ und OH⁻ Ionen. Diese reagieren mit den Mineralen durch Sprengung von Sauerstoffbrücken. Alkali- und Erdalkaliionen werden durch H⁺- Ionen im Mineralgitter ersetzt. Dies bedeutet eine Schwächung im Gitter. Alkali- und Erdalkalimetalle werden als gelöste Salze abgeführt. Je häufiger dieser Vorgang stattfindet, desto instabiler wird das Gerüst. Einzelne Bestandteile des ursprünglichen Gitters werden unterschiedlich schnell herausgelöst. So wird beispielsweise das Kaliumion schnell ersetzt, hingegen ist Silizium relativ stabil und schwieriger zu ersetzen.

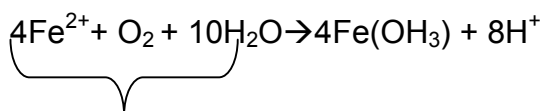
Je mehr H^+ - Ionen vorhanden sind, desto intensiver läuft die Verwitterung ab. Je höher die H^+ - Ionen Konzentration ist. Ein Maß für die H^+ - Ionen Konzentration ist der pH-Wert. Ein pH-Wert von 7 ist neutral, es findet kaum Hydrolyse statt. Erst bei geringeren, saueren pH-Werten setzt die Hydrolyse ein. Im Extremfall kommt es zu einer kompletten Auflösung des Minerals und es existieren keine festen Bestandteile mehr, da alles in Lösung ist.



\uparrow \uparrow
 gelöst teilweise gelöst, bleibt übrig, wenn es ausfällt

3.1.2.2 Oxidation

Die Oxidation findet vor allem nach dem Vorgang der physikalischen Verwitterung und nach der Hydrolyse statt. Oxidation findet bei der Verbindung einer Substanz mit Sauerstoff, das im Bodenwasser enthalten ist, und in das Mineral eindringt, statt (genauere Definition von Oxidation ist Abgabe eines Elektrons Bsp. $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$). Vor allem Minerale, die Eisen, Aluminium oder auch Mangan enthalten sind von der Oxidation betroffen. Es ist anzumerken, dass dieser Vorgang nur außerhalb des Grundwasserspiegels stattfindet. Die Verwitterungsprodukte wirken stark färbend. So zum Beispiel hat Eisenoxid eine braune oder rötlich Farbe. Manganoxide hingegen färben schwarz, wobei aber zu beachten ist, dass Mangan nur lokal in Böden vorkommt und nicht große Flächen einfärben kann.



Lösung

Insgesamt betrachtet, ist es als günstige Voraussetzung für die chemische Verwitterung anzusehen, wenn große Oberflächen vorhanden sind, an denen die

chemische Verwitterung angreifen kann. Dies ist dann der Fall, wenn bereits physikalische Verwitterung stattgefunden hat. So kann das Wasser an vielen Oberflächen gleichzeitig aktiv werden.

Ursprüngliche Minerale wurden durch die chemische Verwitterung in ihre chemischen Bestandteile zerlegt. Diese befinden sich in der Bodenlösung und bilden, je nach herrschenden Bedingungen, neue Minerale. Häufig finden sich Tone und Oxide als Verwitterungsprodukte. Jedoch werden nicht alle chemischen Bestandteile eingebaut, so dass ein großer Teil als Lösungsabfuhr über das Sickerwasser im Grundwasser landet und als Lösungsfracht aus dem Gebiet abgeführt wird. Die Verwitterungsprodukte der chemischen Verwitterung bestehen somit aus den Korngrößen Ton, Schluff und in kolloidaler und gelöster Form.

3.1.3. Hydratation

An Grenzflächen des Mineralverbandes sind (Metall)kationen nicht abgesättigt. H₂O Moleküle lagern sich an und bilden darum eine Hydrathülle. Elektrostatische Kräfte innerhalb des Mineralbestandes werden dadurch aufgehoben. Der Mineralverband beginnt zu quellen, eine Auflockerung des Verbandes ist die Folge.

3.2. Verwitterung von Gestein

Die Verwitterbarkeit von Gesteinen ist von folgenden Faktoren abhängig:

- **Kluftdichte**

Je mehr und je dichter Klüfte vorhanden sind, desto leichter kann die Verwitterung angreifen, denn die Klüfte geben die Wege des Wassers vor.

- **Mineralform**

Idiomorphe (ideal ausgebildetes Mineral) verwittern langsamer als amorphe. Letztere sind weitaus weniger widerständiger, da sie in gestalt- und regelloser Form vorliegen.

- **Schichtung, Schieferung**

Diese Zonen gelten als Schwächzonen im Gestein, da sie bereits einer besonderen Beanspruchung unter Druck ausgesetzt waren (Stress).

- **Körnungsstruktur**

Je größer die Minerale sind, desto kleiner ist die Oberfläche, die von der Verwitterung angegriffen werden kann.

- Sedimentgestein, z.B. Sandstein sind mit bestimmten Materialien verkittet. Dieses Bindematerial ist weniger widerständig.

3.3. Verwitterungsreihe

Die Verwitterungsreihe gibt Auskunft über die Resistenz gegenüber der chemischen Verwitterung beginnend mit dem widerständigsten Mineral:

Quarz > Orthoklas > Biotit > Plagioglas > Hornblende > Olivin

Als Beispiel sei hier kurz die Verwitterung eines Granit beschrieben: Zuerst verwittert der Plagioklas, dann der Biotit, der Orthoklas und der übrige Sand besteht aus Quarz. Wird dieser umgelagert, so bildet sich nach Verfestigung ein Sandstein.

3.4. Korngrößenverteilung

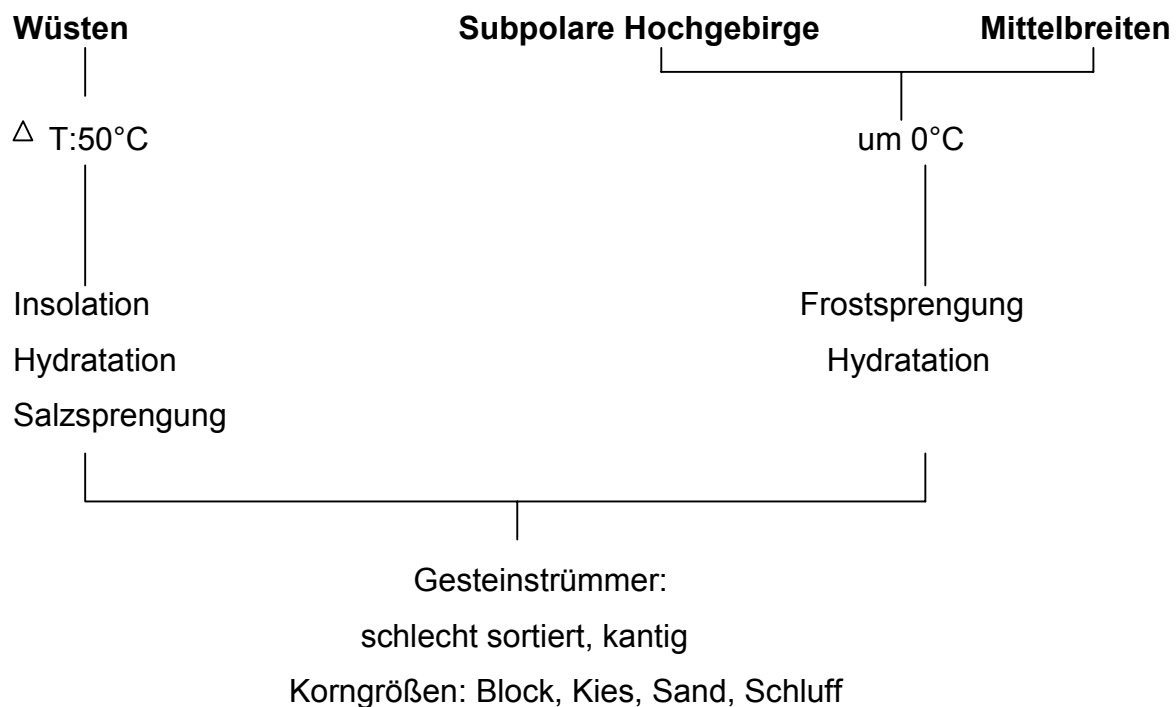
<i>< 0.002 mm</i>	<i>Ton</i>
<i>0,002 - -0.063 mm</i>	<i>Schluff</i>
<i>0,063- 2 mm</i>	<i>Sand</i>
<i>2-200mm</i>	<i>Kies</i>
<i>> 200mm</i>	<i>Block</i>

Bezeichnung	Grob-	Mittel-	Fein-
Sand 2000 - 63 µm vorherrschendes Mineral: Quarz, lokal oder regional auch Carbonate, Feldspäte, Glimmer	2000-630 µm	630-200 µm	200-63 µm
Schluff 63 - 2 µm vorherrschendes Mineral: Feldspäte, Glimmer, lokal oder regional auch Carbonate	63-20 µm	20-6,3 µm	6,3-2,0 µm
Ton <2 µm, vorherrschende Minerale: Tonminerale, Fe-Oxide	2,0-0,63 µm	0,63-0,2 µm	<0,2 µm

3.5. Verwitterung in Abhängigkeit vom Klima

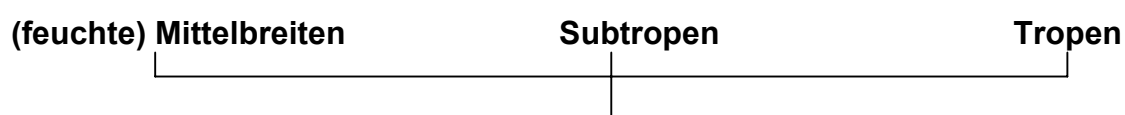
3.5.1. Mechanische Verwitterung

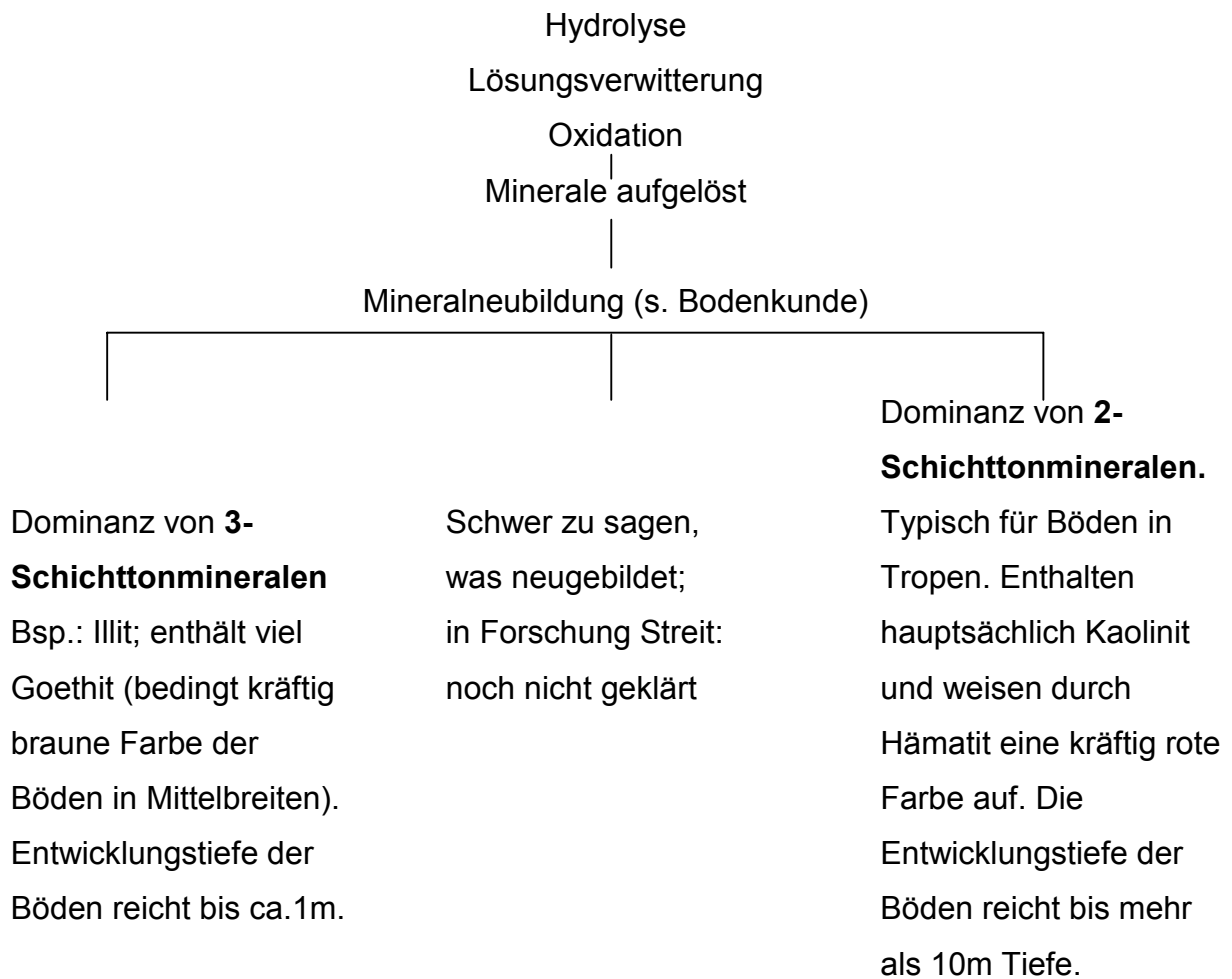
Wie bereits angesprochen wurde sind die Voraussetzungen der mechanischen Verwitterungen eine starke Temperaturschwankungen, vor allem Temperaturen die einen häufigen Wechsel von Plus- u. Minustemperaturen aufweisen. Folgende Abbildung zeigt die Abhängigkeit der einzelnen mechanischen Verwitterungsarten von den klimatischen Bedingungen.



3.5.2. Chemische Verwitterung

Als Voraussetzung für die chemische Verwitterung gelten hohe Niederschläge (auch Tau) und hohe Temperaturen. Folgende Abbildung zeigt die Abhängigkeit der einzelnen chemischen Verwitterungsarten von den klimatischen Bedingungen.





Nicht nur das Klima spielt für den Ablauf der Verwitterung eine wichtige Rolle. Die Intensität der chemischen Verwitterung ist in den Tropen das ganze Jahr über sehr hoch. Es herrscht ein Tageszeitenklima, so dass die Temperaturschwankungen an einem Tag größer sind als über das Jahr gesehen, so dass das ganze Jahr über die gleiche Verwitterungsintensität vorliegt. In den Tropen gab es zudem lange Zeit kaum gravierende Klimaveränderungen im Gegensatz zu Mitteleuropa (vgl. Paläoklima). In Mitteleuropa herrschen erst seit ca. 10 000 Jahren stabile Klimabedingungen, vorher gab es starke Klimaschwankungen mit Eiszeiten. Deshalb konnten sich die Böden in den Tropen ungestört bis zu ihrer heutigen Mächtigkeit entwickeln. Auch die tektonische Stabilität alter Kratone der Tropen (siehe Plattentektonik) spielt dabei eine große Rolle.

Unter heutigen Klimabedingungen in den Mittelbreiten verwittern die Quarze nicht, die Mobilisierung des Si erfolgt aus den noch reichlich vorhandenen Schichtsilikaten. Daraus ergibt sich eine Datierungsmöglichkeit dann, wenn in einem Verwitterungsprodukt nur stark korrodierte Quarze vorliegen. Eine solche Verwitterung fand letztmals in den gemäßigten Mittelbreiten im ältesten Tertiär – Eozän - statt. In dieser Zeit boten sich aufgrund des Klimas langfristig Bedingungen, die eine Verwitterung auch der verwitterungsresistenten Quarze zuließen.

3.6. Verwitterungsbeispiele

3.6.1. Tafonisierung (Tafoni- Verwitterung)

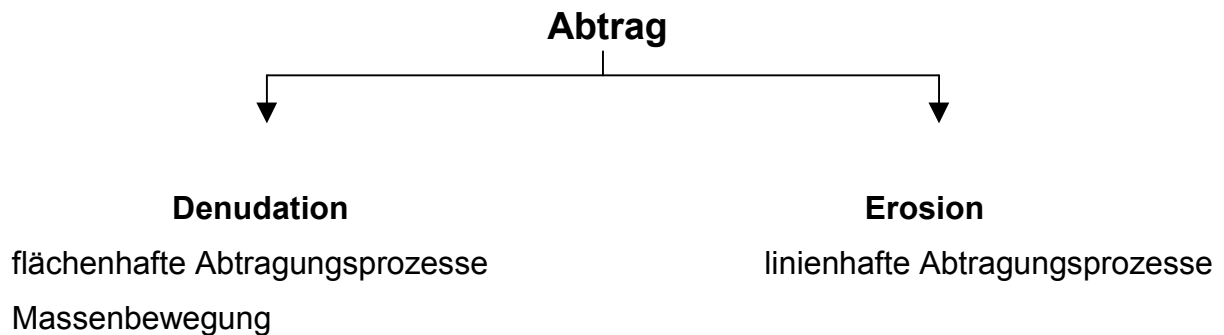
Auch in der Wüste tritt chemische Verwitterung auf, da auch dort Wasser vorhanden ist. Grundlage für den Vorgang der Tafonisierung ist Schatten, der einen starken Temperaturunterschied (ungefähr 20°C) zwischen schattigen und voll bestrahlten Gesteinspartien bedingt. Der Vorgang beginnt im Schatten, die Steuerungsfunktion der Verwitterung kommt den Klüften zu, den Schwachstellen im Gestein. Je wärmer die Luft ist, umso mehr Feuchtigkeit kann sie aufnehmen (Verdunstung). In kühlerer Luft erfolgt eine frühere Sättigung. Bei der Kondensation werden Tröpfchen ausgefällt, so dass es in der Nacht an den kühleren, schattigern Plätzen Feuchtigkeit gibt. An den tagsüber heißen Stellen hingegen tritt Wasser nur in gasförmiger Form auf. Somit gibt es für sonnige und schattige Stellen nicht nur Temperaturunterschiede, sondern auch Feuchtigkeitsunterschiede. Durch die Anwesenheit von Wasser ist an den schattigen

Stellen chemische Verwitterung möglich. Das Bindemittel wird zuerst gelöst und ausgespült. Die Tafoni- Verwitterung ist typisch für aride Gebiete.

3.6.2. Wollsackverwitterung

Die Wollsackverwitterung ist typisch für den Granit. Im Granit entstanden bei der Abkühlung Schwachzonen im Gestein (Klüfte). Sobald es an der Oberfläche zu einer Druckentlastung kam, öffneten sich die Klüfte. Wasser konnte eindringen und entlang dieser Klüfte erfolgte chemische Verwitterung. Dadurch wird der Granit wegen seines dreidimensionalen Kluftsystems in einzelne Blöcke zerlegt. Dabei ist die Verwitterungsintensität an den Ecken weitaus höher, als an den Kanten oder gar auf der Fläche und aus diesem Grund werden die ehemals kantigen Blöcke zugerundet. Entlang der Klüfte werden die gelösten Elemente abgeführt. Da der Sauerstoff durch die Bodenluft an den Klüften ebenfalls schnell eindringen kann, findet hier Oxidation statt. Deshalb werden die Kluftsysteme von Eisenoxiden braun nachgezeichnet. Sobald der gesamte Block durchverwittert ist, ist die ursprüngliche Form des Gesteinblockes nur noch an dieser Färbung zu erkennen. Wenn von dem Granit nichts mehr übrig ist und alles zu Sand umgewandelt wurde, so spricht man auch von Vergrusung des Granits. Im Harz beispielsweise gibt es eine Tendenz zur Moorbildung aufgrund der gegebenen Bedingungen. Dadurch werden huminreiche Wässer in die Klüfte verlagert, welche diese dunkel färben, so dass die Klüfte noch heute in stark verwitterten Partien erkennbar sind und die ursprüngliche Kluftsysteme nachzeichnen. Durch beide Färbungen wird noch heute die Kluftdichte erkennbar. Die Verwitterung greift zwar von oben an, dringt aber nicht in allen Bereichen gleich schnell in die Tiefe. Gleiche Tiefe geht nicht zwingend mit dem gleichen Verwitterungsstand einher. Diese Unterschiede in der Verwitterungsintensität in ähnlichen Tiefen wird durch die verschiedenen der Kluftdichte bedingt. Die Verwitterung erreicht leicht Tiefen bis 8m. In unseren Breiten ist eine so tiefgehende und starke Verwitterung nicht möglich, obwohl die Wollsackverwitterung im Schwarzwald, im Harz und auch im Odenwald zu finden ist. Diese Verwitterung kann nicht unter den gegebenen Bedingungen der gemäßigten Breiten vonstatten gegangen sein. Sie stammt aus dem frühesten Tertiär (das Paläoklima weist für diese Zeit in Mitteleuropa tropisches Klima auf). Nur unter tropischen Klimabedingungen, sind so tiefgreifende Verwitterungsprozesse möglich.

4. ABTRAGUNG



Abtragung lässt sich generell in 3 Prozesse gliedern:

1. Aufbereitung des Gesteins (Verwitterung: chemisch/physikalisch)
2. Transport (entscheidender Prozess, der die Abtragungsform bestimmt)
3. Ablagerung und Sedimentation

4.1. Denudation

Unter Denudation versteht man alle Prozesse der flächenhaften Abtragung; dies geschieht durch Massenbewegung verwitterten Materials oder durch flächenhafte Spülprozesse.

4.1.1. Massenbewegungen

Massenbewegungen sind immer aufteilbar in:

- a) Abrißnische (Bereich des Abtrags)
- b) Sturzbahn, Gleitbahn, Rutschbahn (Strecke des Transportes)
- c) Sturzmasse oder Rutschungsmasse (Sediment)

4.1.1.1 Sturz (gravitativ bedingte Denudation)

- der Sturz findet vorwiegend an steilen Hängen statt
- geschieht im festen Gestein
- es handelt sich um ein spontanes Ereignis
- findet häufig in Lockerung an Schwachstellen (v.a. Klüfte) statt; z.B. in gebankten Kalken am Aufstieg der Schwäbischen Alb

- Lockerungen werden u.a. ausgelöst durch Frost- und Temperaturverwitterung und Wurzelsprengung
- die Aufbereitung des Gesteins bis zur Lockerung erstreckt sich über einen langen Zeitraum. Der Sturz erfolgt, wenn die Scherspannung schließlich durch ein Spontanereignis überwunden wird (z.B. durch Blitzschlag, Erdbeben, starker Regenguß).

Es existieren verschiedene Sturzbewegungen:

- Absanden oder Abgrusung
- Blockabsturz
- Felssturz
- Bergsturz



nimmt massenmäßig zu

4.1.1.1.1 Absanden oder Abgrusung

Diese Abtragung entsteht, wenn das feinkörnige Verwitterungsmaterial in kleinen Partikeln von der Oberfläche abgelöst wird. Es werden Absturzrillen sichtbar.

4.1.1.1.2 Blockabsturz

Beim Blockabsturz stürzt ein Block ab und schlägt andere Blöcke heraus.

Sturzbahn: Absturzrillen und auch Runsen werden sichtbar.

Sturzmasse: Blockhalde am Fuß der Felswand. Hier sammeln sich unterschiedlich alte Blöcke der diversen Stürze und lagern sich auf der Blockhalde ab. Dort verwittert das Material weiter und wird somit für den Abtransport durch andere Abtragungsvorgänge beweglicher gemacht.

4.1.1.1.3 Felssturz

Der Unterschied zu Blockabstürzen ist, dass hier ganze Felswände oder zumindest große Teile davon auf einmal abstürzen, wobei der Sturz sich nicht ganz bis zum Top erstreckt. Am Fels bleibt eine Abrissnische zurück.

Sturzmasse: Felssturzhalde; diese sind meist kegelförmig. Eine Felssturzhalde ist durch einen einzigen Sturz entstanden. Das heißt, das Material hat sich nicht erst über einen längeren Zeitraum ansammeln müssen, um diese Form zu bilden. In der Nähe sammeln sich beim nächsten Felssturz neue Halden an.

4.1.1.1.4 Bergsturz

Der Bergsturz ist ein plötzliches Ereignis, das sich auf den gesamten Hangbereich mit Oberhang bezieht.

Es existiert eine deutliche Trennung zwischen Herkunfts- und Ablagerungsort des Abtragungsmaterials. Die Gesteinsmassen werden in der raschen Bewegung oft zu losem Schutt zertrümmert. Die Sturzmasse ist meistens sortiert: das Feinmaterial befindet sich oben, grobe Blöcke am Fuß. Es entstehen häufig Brandungswälle am Ablagerungsort.

Besonders anfällig sind beispielsweise die glazial übersteilten Flanken der Hochgebirgstäler.

Falls der Schutt das Tal versperrt, kann es auch zu einer Seebildung kommen, der das nach Erosion durch Überlauf sehr schnell mit verheerenden Folgen talabwärts auslaufen kann. Fällt die Sturzmasse eines Bergsturzes in einen Stausee, so folgt eine immense Wasserverdrängung, so dass eine Flutwelle die Folge sein kann, die eine Gefahr für die talabwärts lebenden Anwohner darstellt.

Alle Sturzvorgänge bewirken eine Rückverlegung des Hanges.

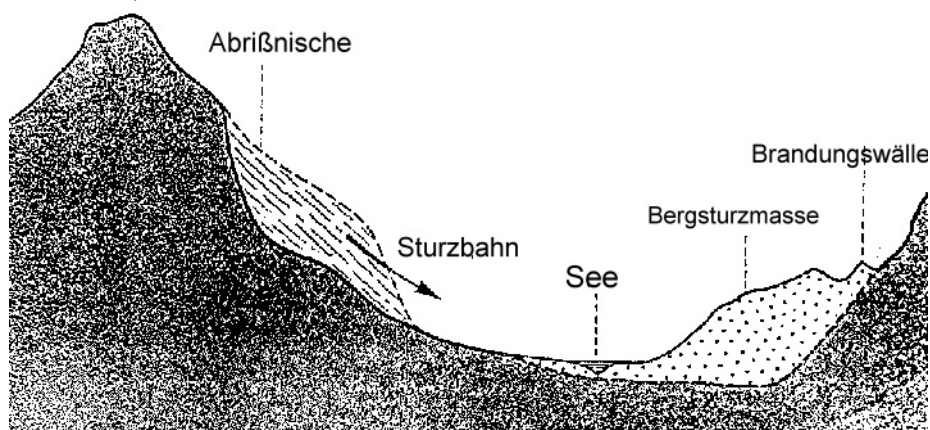


Abb.3-1: Schema eines Bergsturzes. Aus: Wilhelmy, 1972, S.65.

4.1.1.2 Rutschung (Denudation durch Gravitation und Wasser)

Bei den oben genannten denudativen Sturzprozessen spielt Wasser nur eine untergeordnete Rolle, da der Sturz hauptsächlich gravitativ bedingt ist, und die physikalische Verwitterung eine große Rolle spielt. Bei Rutschungen hingegen reicht die gravitative Kraft alleine nicht aus: hier wirken Gravitation und Wasser zusammen.

4.1.1.2.1 Bergrutsch

Der Bergrutsch unterscheidet sich von einem Bergsturz durch die geringere Geschwindigkeit seiner Bewegung. Die rutschende Masse kann dabei teilweise in ihrem ursprünglichen Zusammenhang erhalten bleiben.

Der Bergrutsch ist ein wichtiger Teilbestand der Schichtstufenentstehung.

4.1.1.2.2 Muren

Muren sind Gesteins- und Schlammströme. Bereits verwittertes und gelockertes Material wird aufgrund enormer Wassersättigung in Bewegung gesetzt und hangabwärts transportiert. Auch nicht aufbereitetes Material wird mitgerissen, so dass nicht nur Lockermaterial bewegt wird, sondern zusätzlich noch Anstehendes oder nur leicht verwittertes Material. Es entsteht ein breiiges Gemisch. Die Ablagerungen der Muren sind zungenförmig. Bei wiederholten Abgängen vom Muren längs derselben Bahn wird das transportierte Material am Ablagerungsort zu einer Kegelform aufgeschüttet (Murkegel). Muren sind als Folge von Starkregen, Schneeschmelzen und Auftauen des Permafrostbodens (→Klimaerwärmung) oft in den Alpen zu finden.

Voraussetzungen der Murenbildung:

- Ausreichendes Vorhandensein von Lockermaterial mit hinreichend großem Anteil an Feinmaterial, damit es aufgrund der kleinen Poren zur Wassersättigung kommt. In diesem Zusammenhang spricht man auch von positivem Porenwasserdruck
- Ausreichende Wasserzufuhr
- Ausreichendes Gefälle

4.1.1.2.3 Erdfließen

Erdfließen ähnelt den Muren; das Material bewegt sich jedoch in der Regel langsamer, ist flachgründiger und die bewegten Massen sind geringer. Es kann sich flächenmäßig hingegen, wie auch die Muren, großräumig abspielen. Bei dieser Art der Rutschung wird nur die aufbereitete und verwitterte Decke (ca.1m Bodenprofil) bewegt. In der Regel entstehen konkave Abrisskanten und am Hangfuß bilden sich sogenannte Schwemmkegel aus.

In der gemäßigten Zone tritt das Erdfließen vor allem im Spätwinter und im zeitigen Frühjahr auf, wenn Schneeschmelzwässer den Boden durchfeuchten und die Frostwechsel das Bodengefüge zusätzlich gelockert haben.

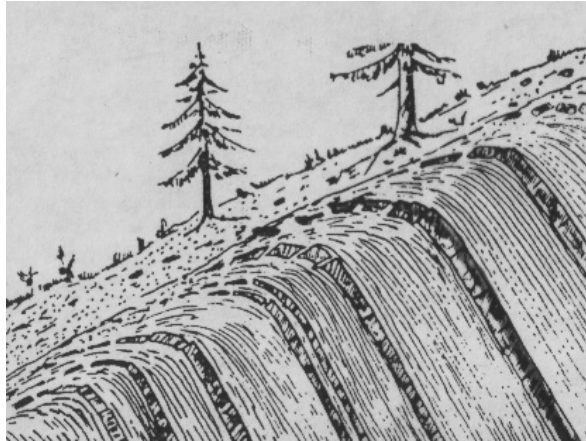


Abb.3-2: Erdfließen. Aus: Wagner (u.a.), 1993, S.201.

4.1.1.3 Kriechen

Unter Kriechen versteht man Bewegungen, die maximal 2cm/a betragen. Dieser Vorgang ist oft kaum bemerkbar, da man nur eine homogene Oberfläche sieht, jedoch keine Abrissnische. Bodenfließen wird aber z.B. sichtbar am krummen Wachstum der Bäume (Säbelwuchs), da ihre Wachstumsrichtung immer gerade zum Licht verläuft. Mit ihrer Hilfe ist die Fließgeschwindigkeit rekonstruierbar.

Kriechen kann auch ausgelöst werden durch Frostwechsel im Boden und durch den Wechsel von Quellung und Schrumpfung.



Abb.3-3: Säbelwuchs der Bäume. Aus: Wagner (u.a.), 1993, S.201.

4.1.1.4 Massenbewegung durch Eis; glaziale Abtragung und Transport
siehe Kapitel 6.4 „Glaziale Formen“; darin: Abtragungsformen der Gletscher

4.1.1.5 Massenbewegung durch Eis; periglazial (Bodeneis)

4.1.1.5.1 Blockgletscher

Blockgletscher sind gletscherzungenähnlich geformte Massen von Gesteinsschutt, deren Porenräume von Eis ausgefüllt sind und deren Bewegung, die ähnlich dem eines Gletschers sind, erst durch das Eis ermöglicht werden. Sie entwickeln sich aus mächtigen Schuttanhäufungen in der periglazialen Höhenstufe des Hochgebirges, wo niedrige Bodentemperaturen das versickernde Schneeschmelzwasser in den Poren des Schutts gefrieren lassen. Hier liegt auch der Unterschied zu den echten Gletschern: Hier wird das Eis erst nachträglich in den Poren des Schutts gebildet, während hingegen Gletscher aus Eis bestehen, das sich im Laufe der Jahre gebildet hat.

4.1.1.5.2 Blockströme

Sie ähneln den Blockgletschern, sind aber weniger mächtig und enthalten nur sehr wenig Feinmaterial. Die Form ist hangabwärts gestreckt und weist eine steile Vorderkante auf.

4.1.1.5.3 Solifluktion

Die Solifluktion ist dem Bodenfließen recht ähnlich; sie lässt sich jedoch nicht nur allein auf die Basis der Wassersättigung zurückführen, denn auch die Frostwirkung spielt eine wichtige Rolle. Grundlage ist der sogenannte Dauerfrostboden (Permafrost) im Untergrund des Periglazialgebietes. Der fortwährend gefrorene und stark unterkühlte Untergrund ist Voraussetzung für die Wassersättigung des aufgetauten Oberbodens, und damit auch für seine Fließfähigkeit. Solifluktion bezeichnet somit das Bodenfließen im Auftauboden.

Solifluktion (Mikro- und Makrosolifluktion) wird eingehender behandelt in Kapitel 6.3 „Morphodynamik im Periglazialgebiet“.

4.1.1.6 Denudation durch Wind (äolische Abtragung)

Die äolische Abtragung geschieht durch Deflation. Dabei wird das vorhandene Lockermaterial ausgeweht, und es entsteht durch die schleifende Wirkung der windbewegten Sandkörner auf Felsflächen und Steinen der sogenannte Windschliff (Korrassion, vgl.: Wirkung eines Sandstrahlgebläses). Somit kommt es zu einer flächigen Abtragungswirkung. Das entstehende Sediment ist gut sortiert. Formen der Deflation sind Windrippeln im Sand, und durch relative Anreicherung größeren Materials in Auswehungsbereichen Deflationspflaster, sowie flache, längliche Deflationswannen. Die Akkumulationsformen bezeichnet man als Flugsanddecken und Dünen. Es existieren Dünen in ariden Gebieten (mit den Dünenformen Querdünen, Längsdünen, Parabeldünen und Barchane (Sicheldünen)), an den Küsten und in Gebieten des periglazialen Klimas. Bei uns sind diese Dünen als fossile Dünen aus den pleistozänen Kaltzeiten erhalten, als das Umland des Inlandeises eine vegetationslose Frostschuttzone war. Heute sind sie mit Vegetation überdeckt.

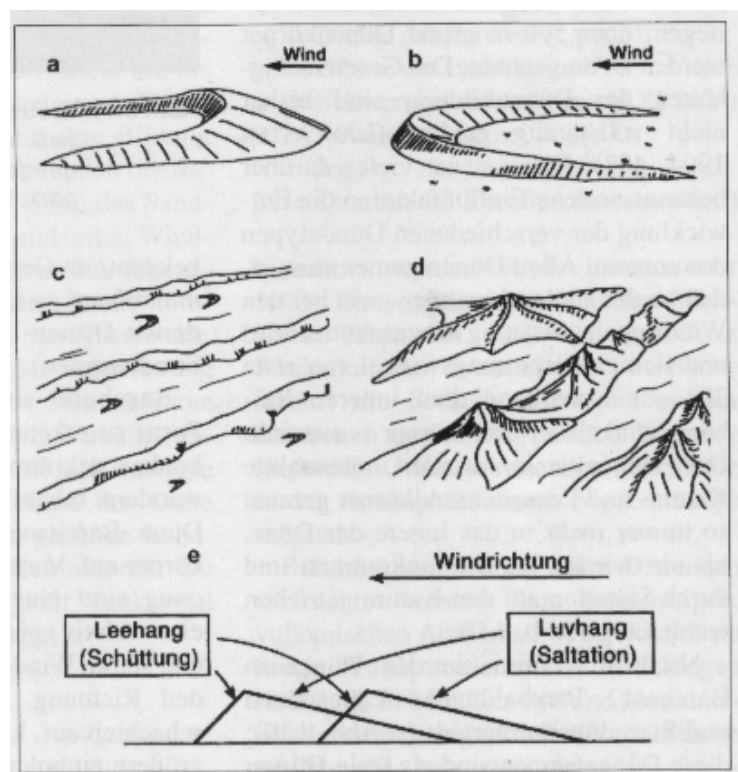


Abb.4-4: Häufig vorkommende Dünentypen; **a:** Barchan, **b:** Parabeldüne, **c:** Längsdüne, **d:** Sterndüne, **e:** Schema der Dünenverlagerung. (nach Cooke & Warren).
Aus: Ahnert, 1996, S. 159.

4.1.1.7 Schichtfluten

Dieser Abtragungsprozeß ist ein großräumiger Vorgang ohne konzentrierten Abfluss, der sehr häufig zu Beginn der Regenzeit in den wechselfeuchten Tropen, z.B. in der

Savanne auftritt. Dort gibt es zu dieser Zeit erst geringe Vegetation, die dem Boden Halt gibt.

Hohe Niederschlagsintensität, geringes Oberflächengefälle (→relativ langsamer Abfluss) und Niederschlag, der das momentane Sickervermögen übersteigt, bewirken, dass die Tiefe des Wassers groß genug ist, um den Boden flächenhaft als Schichtflut einige cm zu bedecken und ihn flächenhaft abzutragen.

Es bilden sich auch viele kleine Rinnsale durch geringen konzentrierten Oberflächenabfluss. Dadurch werden feine Bodenpartikel aufgenommen und verlagert. Es kommt zu einem wiederkehrenden Wechsel zwischen Sedimentation und Umlagerungen. Später, sobald sich aus den Rinnsalen kleine Fließrinnen gebildet haben, kommt es zu einem konzentrierten Abfluss im kleinen Umfang. Betrachtet man die Gesamtwirkung aller kleinen Fließrinnen so kann man auch hier wiederum von einem flächigen Abtrag, oder besser von einer Flächenspülung sprechen.

Dieser Prozess hat Ausgleichsfunktionen, so werden z.B. Mulden aufgefüllt und höhere Partien abgetragen. Es kommt zu Einebnungen, so dass sich das Relief verflacht.

4.1.1.7.1 Splash

Splash bezeichnet eine Umlagerung durch Regentropfen. Diese lösen beim Auftreffen auf den Boden die Aggregate auf. Die Bestandteile werden weitergespült oder durch physikalische Kräfte beim randlichen Aufschlagen ein kleines Stück weggeschleudert. Alle Tropfen, als homogene Einheit betrachtet, führen insgesamt zu einer flächiger Abtragungswirkung im cm- bis m-Bereich. Dieser Splash- Effekt liefert zusätzlich Bodenpartikel, die der Abfluss wegführt.

4.1.1.7.2 Denudation durch unterirdischen Abfluss

Interflow (Zwischenabfluss)

Dieser Begriff wird unter Kapitel 3.2.1.1 „Abflussbildung“ näher erläutert; er spielt vor allem bei Rutschungen eine große Rolle.

Piping

Piping findet in senkrechten Abflussbahnen statt. Dabei wird Verwitterungsmaterial der Korngröße Ton aufgrund seiner geringen Größe als Schwebfracht von oben nach unten durch Makroporen transportiert, z.B. Wurzelgänge. Das Verwitterungsmaterial kann sich durch chemische Verwitterung auch in Lösung befinden und wird auf diese Weise mit dem Wasser mittransportiert, so dass ein flächenhafter Abtrag entsteht. Seit dieser Entdeckung erkannte man, wie in scheinbar abflusslosen Hohlformen Material „verschwinden“ kann.

4.2. Erosion

Unter Erosion versteht man die linienhafte Abtragung. Diese Abtragung erfolgt entlang von annähernd linienförmigen Abtragungsbahnen z.B. der Fließgerinne oder Flüsse (fluviale Erosion), aber auch von Talgletschern im Gebirge (glaziale Erosion).

4.2.1. fluviale Erosion

4.2.1.1 Abflussbildung

Wasserhaushaltsgleichung (ausreichend für mehrjährige Bilanzen):

$$N = V + A \rightarrow A = N - V$$

mit:

A: Abfluss

V: Verdunstung

N: Niederschlag

erweitert:

$$N = V + A + (R - B)$$

mit:

R: Rücklage (als Bodenwasser: bestehend aus Sickerwasseranteilen und Grundwasser, Seen oder Gletscher)

B: Brauchwasser (Zufluss von Grundwasser in den Fluss (Baseflow), Überlauf von Seen, Abfluss von Schmelzwässern)

Rücklagen werden beispielsweise gebildet durch das Auffüllen eines Sees mit Regenwasser oder auch durch die Vergrößerung eines Gletschers nach Schneefällen, wobei sich bei diesem Prozess Altschnee nach einiger Zeit in Eis umwandelt.

Der Abfluss wird gemessen als pro Zeiteinheit abfließendes Wasservolumen (m^3/s) aus einem größeren Einzugsgebiet an einem Pegel

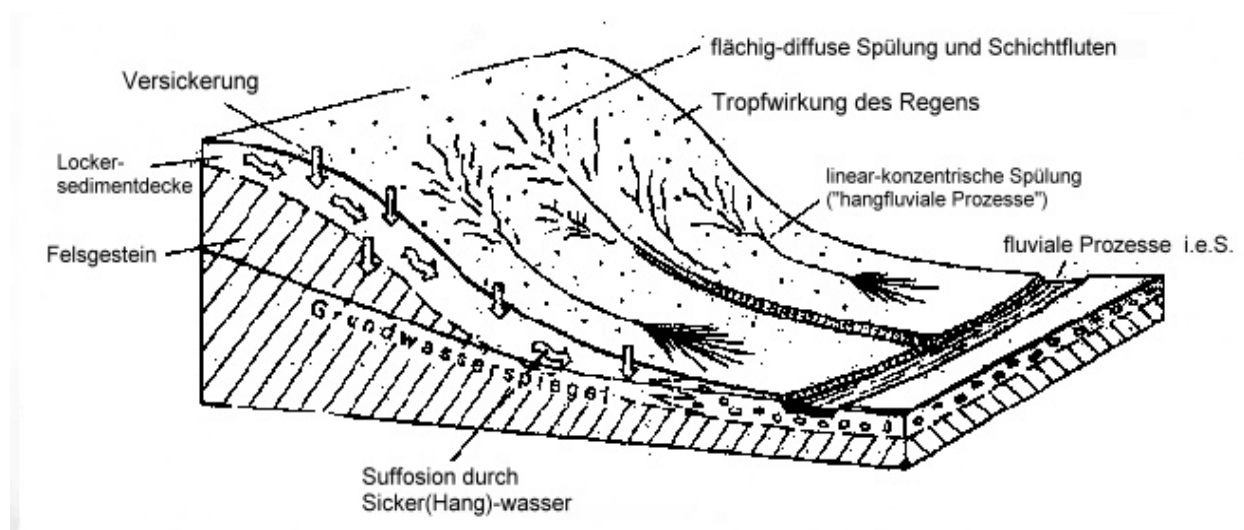
Der Abfluss setzt sich zusammen aus:

a) oberflächlicher Abfluss

Das Wasser trifft auf den Boden auf, es folgt Denudation in Form von Spüldenudation oder auch „splash“. Kleinere Rinnsale verbinden sich zu größeren, so dass auch Erosionsprozesse stattfinden. Im Hangbereich kommt es eher zu flächiger Abtragung (Denudation); im Flussbett zu linearerem Abtrag (Erosion).

b) Sickerwasserabfluss

Das Wasser versickert, der eigentliche Abfluss findet erst nach dem Niederschlagsereignis statt, so dass das Wasser erst zeitlich verzögert zum Abfluss gelangt. Dies geschieht vor allem bei Böden, die locker aufbereitet sind und ein großes Porenvolumen aufweisen, so dass das Wasser zunächst gespeichert werden kann. Dieser Vorgang ist wichtig für viele Abtragungsprozesse. So kann es bei periglazialen Schuttdecken oder anderem Lockermaterial zu flächigem Abrutschen der Schuttlagen kommen (z.B. Muren, Erdfließen). Die Lagen der unterschiedlichen Schichten (wasserstauend und wasserdurchlässig) geben die Grenzen vor, an denen das Sickerwasser abfließt, es kommt zum Interflow. In Schuttdecken findet häufig Interflow statt.



Das Wasser gelangt folglich durch den oberirdischen Abfluss, dem Sickerwasser und dem baseflow in den Fluss. Der Abfluss wird durch den Pegelstand gemessen, oder er lässt sich durch Bilanzierung, ermittelt aus Niederschlag und Verdunstung ($A=N-V$), feststellen. Die Verdunstungsmessung wird durch Parameter (Temperatur etc.) abgeschätzt; dabei muss aber beispielsweise auch die Vegetation einbezogen werden (z.B. Interzeption), wie auch der Niederschlag, der nicht versickert, sondern sich z.B. in Pfützen sammelt.

Die Wassermenge in Beziehung zum Jahresverlauf in den gem. Breiten

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Niederschlag	+	++	++	+
Verdunstung		+		-
Rücklage				+
Schneesmelze	++			
Abfluss	++		+	-

Abb.5-6: Die Wassermenge in Beziehung zum Jahresverlauf in den gem. Breiten.

Die Wassermengen sind im Frühjahr und Herbst am höchsten. In der Rücklage ist das glaziale System enthalten. Bei viel Wasser (und bei höherer Fließgeschwindigkeit) ist die Schleppekraft höher.

4.2.1.2 Abflussregime

Einfache Regime:

Die einfachen Regime haben nur zwei hydrologische Jahreszeiten (eine Hochwasser- und eine Niedrigwasserzeit), da die Einzugsgebiete großklimatisch homogen sind. Zu ihnen zählen:

- pluviale Regimes
(Regenregimes; werden durch die Hauptniederschlagszeit dominiert)
- nivale Regimes
(Schneeregimes; werden durch die Schneesmelze dominiert)
- glaziale Regimes
(Gletscherregimes; werden durch das Abschmelzen des Gletschereis dominiert)

Daneben besitzen größere Flusssysteme komplexere Systeme, wenn sich verschiedene Einflüsse überlagern (Eis, Schnee, Regen) oder wenn in Einzugsgebieten verschiedene Abflussregime auftreten.

4.2.1.3 Flussmechanische Grundlagen

4.2.1.3.1 Fließgeschwindigkeit und Fließzustände

Die Fließgeschwindigkeit eines Flusses ist abhängig von:

v = Fließgeschwindigkeit

T = Tiefe

ν = kinetische Viskosität des Wassers



Aus den drei Variablen ergibt sich die Reynoldsche Zahl. Dieser Wert gibt Auskunft über den Fließzustand und somit, ob die Fließbewegung laminar oder turbulent ist.

laminar

Von "lamina" = das Blatt. Die Wasserteilchen bewegen sich in parallelen Bahnen. Die Geschwindigkeit nimmt von oben nach unten aufgrund der Reibung ab. Es ergeben sich keine Walzen, keine Turbulenzen und auch keine Wirbel.

turbulent

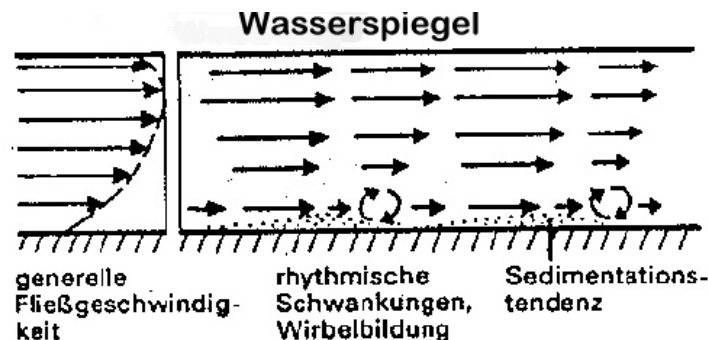
Von "turbare" = aufwühlen. Bei dieser Fließbewegung treten Walzen, Turbulenzen und Wirbel auf. Es wird unterschieden zwischen strömenden, schießenden und fallenden Bewegungen. Walzen und Wirbel sind wichtig für die Erosion. Turbulente Bewegungen entstehen, wenn die Fließgeschwindigkeit des Wassers schneller ist, als die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen.

Walzen und Wirbel

Walzen und Wirbel überlagern Strömungen und erzeugen somit eine wellenartige Verstärkung und Abschwächung der Geschwindigkeit. Die Geschwindigkeit steht in engem Zusammenhang mit Transport und Erosion. In Gebieten mit verstärkter Geschwindigkeit kann es lokal zu extremen Erosionsleistungen kommen, denn dort

können (vgl. Hjulströmdiagramm) auch große Korngrößen mit großer Erosionswirkung zur Erosion beitragen.

Je niedriger die Geschwindigkeit ist, desto häufiger können in Bodennähe Bodenwalzen auftreten. In diesen Gebieten fließt das Wasser teilweise entgegen der Fließrichtung.



Senkrechte Walzen (Kolken)

Diese helikalen Turbulenzen treten häufig bei Brückenpfeilern auf. In diesem Bereich sind große Fließgeschwindigkeiten vorherrschend, und es bieten sich somit Voraussetzungen für eine starke Erosionsleistung. Dort werden teilweise sogar Blöcke bewegt. Senkrechte Walzen führen häufig zu senkrechten, kesselförmigen Aushöhlungen im Gestein einer Flusssohle.

Längswalzen

Längswalzen verlaufen längs zur allgemeinen Fließrichtung.

Querwalzen

Querwalzen verlaufen quer zur allgemeinen Fließrichtung und sind hauptsächlich an der Flusssohle zu finden.

4.2.1.3.2 Stromstrich

Der Stromstrich ist der Ort der maximalen Fließgeschwindigkeit des Flusses.

Beim geraden Flussverlauf wird der Fluss durch Reibung an den Rändern gebremst. Somit befindet sich der Stromstrich in der Mitte des Flusses, knapp unterhalb der Oberfläche. Die Geschwindigkeit nimmt zwiebelschalenförmig ab.

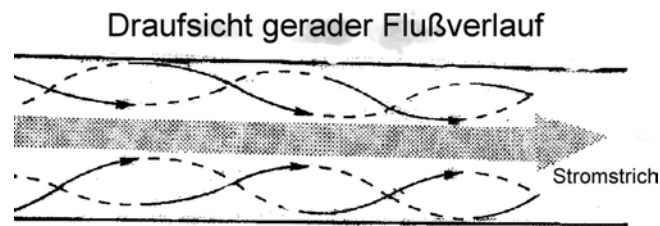


Abb.4-8: Strömungsverlauf in geraden Flusstrecken. Aus: Wagner, 1979, S. 216.

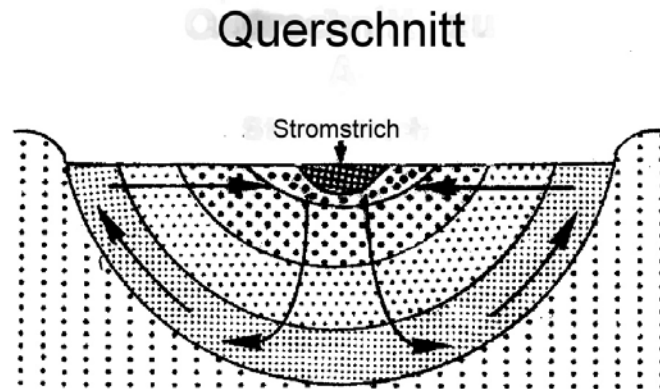


Abb.4-9: Strömungsverlauf in geraden Flusstrecken. Aus: Wagner, 1979, S. 216.

Hat der Fluss einen gekrümmten Verlauf, so weist er die höchste Geschwindigkeit am äußeren Rand auf, da der Stromstrich durch die Zentrifugalkraft nach außen verlagert wird. An diesem Punkt erfolgt auch die größte Erosion; hier befindet sich der sogenannte Prallhang. Bei der seitlichen Erosion kommt es hauptsächlich zu einer Wirkung unter Wasser. Dabei wird der oberhalb liegende Bereich unterschritten und versteilt. Es folgen Schollenrutschungen und Abstürze ins Wasser. Durch den Fluss erfolgt dann auch die Zerlegung und der Abtransport der Rutschungs- und Sturzmasse. Dem Prallhang gegenüber liegt der Gleithang; hier weist der Fluss die niedrigste Geschwindigkeit auf und es findet Sedimentation statt. Es entsteht ein Sedimentkörper.

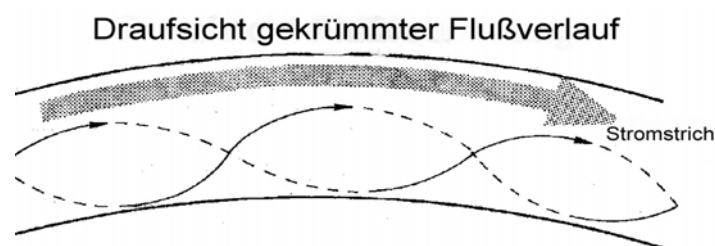


Abb.4-10: Strömungsverlauf in gekrümmten Flusstrecken. Aus: Wagner, 1979, S.216.

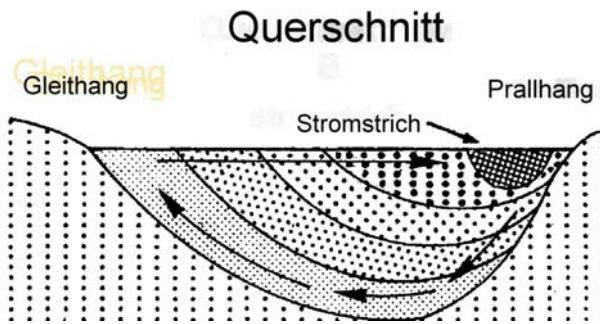


Abb.4-11: Strömungsverlauf in gekrümmten Flussstrecken. Aus: Wagner, 1979, S.216

4.2.1.3.3 Schleppkraft

Schleppkraft = $1/2 mv^2$ (kinetische Energie)

mit: m = Masse des Wassers → Wassermenge (Abfluss)

v = Fließgeschwindigkeit (abhängig von Gefälle, Rinne)

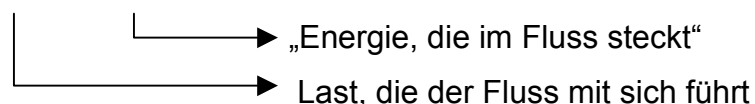
Dadurch, dass v im Quadrat wirksam wird, ist deutlich, dass die Geschwindigkeit für die Höhe der Schleppkraft eine wichtigere Rolle spielt als die Wassermenge. Das heißt, die Schleppkraft reagiert empfindlich auf Änderung der Geschwindigkeit des Flusses. Sie steigt beispielsweise schnell an, wenn der Fluss begradigt wird, und er somit eine höhere Fließgeschwindigkeit aufweist.

Schleppkraft = Erosionskraft + Transportkraft

4.2.1.3.4 Belastungsverhältnis

Anhand des Belastungsverhältnisses (BV) kann man die Erosionsleistung eines Flusses ablesen und somit herausfinden, ob es zu Sedimentation oder Erosion kommt.

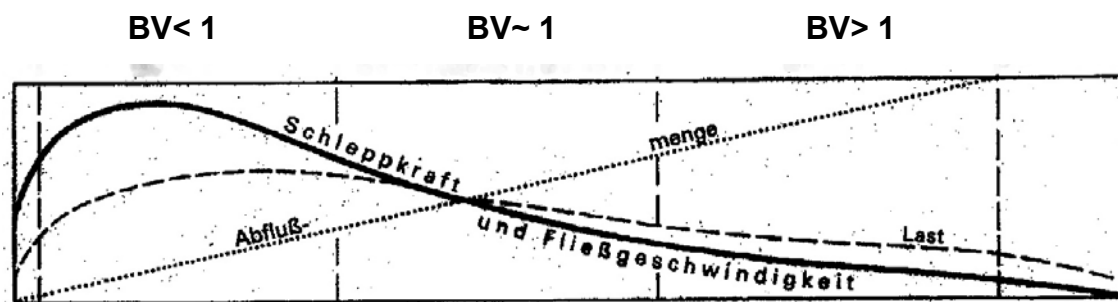
Belastungsverhältnis = Last / Schleppkraft



Belastungsverhältnis = 1: Zähler und Nenner sind im Gleichgewicht; es wird kaum etwas transportiert.

Belastungsverhältnis < 1: Der Nenner des Terms ist größer. Somit ist die Schleppkraft größer als die Last und es kommt zu Transport → **Erosion** findet statt.

Belastungsverhältnis > 1 : Der Zähler des Terms ist größer. Somit ist die Last größer als die Schleppkraft, und sie kann nicht transportiert werden → **Sedimentation** findet statt.



Oberlauf

Die Geschwindigkeit ist so hoch, dass der Fluss einen geradlinigen Verlauf hat. Es findet hauptsächlich Tiefenerosion statt.

Mittellauf

Unterlauf

Die Abflussmenge ist gestiegen; die Fließgeschwindigkeit nimmt ab. Die Last ist meist höher als die Schleppkraft. Falls es nicht zur Sedimentation kommt, findet Seitenerosion statt.

4.2.1.3.5 Hjulströmdiagramm

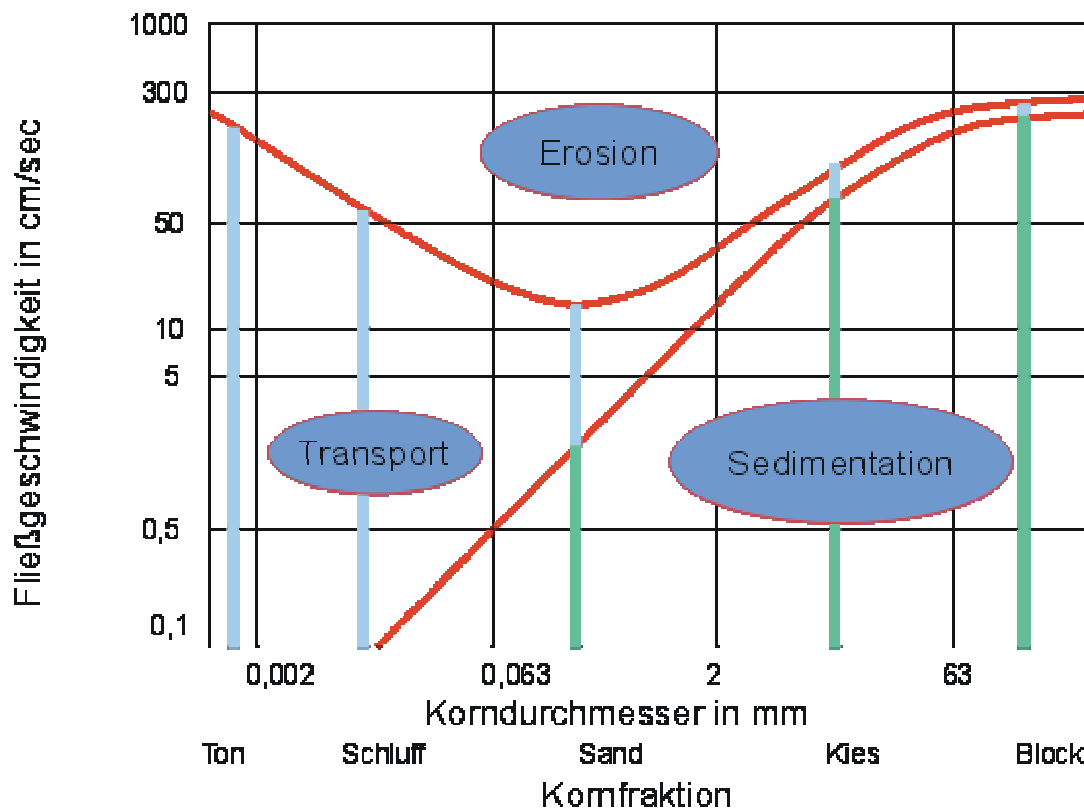


Abb.4-13: Hjulströmdiagramm nach F. Hjulström. 1935 verändert

Dichte der einzelnen Korngrößen:

toniges Material: 2,3 g/cm³

Sand: 2,5 g/cm³

Quarz: 2,7 g/cm³

mittlere Dichte Gestein: 2,5 g/cm³

Das Hjulströmdiagramm zeigt die einzelnen Korngrößen in Abhängigkeit von der kritischen Fließgeschwindigkeit für Transport und Erosion. Das Diagramm bezieht sich auf Lockersedimente, jedoch nicht auf (nicht verwittertes) Festgestein, denn dazu wären immense Fließgeschwindigkeiten nötig, um dieses herauszureißen.

Diagrammaussage:

Tonbereich

Ton hat eine geringe Dichte, so dass eine geringe Fließgeschwindigkeit ausreicht, um ihn zu transportieren. Es gibt selten Sedimentation; diese erfolgt beispielsweise nur bei Überschwemmungen der Auen, da hier die Fließgeschwindigkeit gegen Null geht. Anfangs ist eine hohe Geschwindigkeit zur Erosion von Ton erforderlich, da er leicht zu Aggregatbildung neigt, und sich dadurch das Gewicht vergrößert. Durch die Kohäsionskräfte zeigt sich eine sogenannte Kartenhausstruktur.

Sandbereich

Die Grenze zwischen Sedimentation und Erosion wird kleiner. Der alleinige Transport ohne erodierende Wirkung findet beim Sand seltener statt als beim Ton. Je größer der Abstand beider Linien, desto kontinuierlicher ist der Transport.

Die jeweiligen Korngrößen haben unterschiedlichen Einfluss auf die Stärke der Erosion: Sand übernimmt die hauptsächliche Erosionsleistung; Kies in geringerem Umfang und Ton sehr wenig, da er nur "mitfließt". Falls im Fluss das Verwitterungsmaterial ausschließlich in gelöster Form vorhanden ist, findet keine Erosion statt !

Bei großen Korngrößen reicht eine geringe Geschwindigkeitsänderung aus, damit der Wechsel von Erosion zur Akkumulation stattfindet. Alleiniger Transport ohne erodierende Wirkung findet bei diesen Größenverhältnissen hingegen kaum statt.

Vor allem im Oberlauf können größere Gerölle transportiert werden, wo dann auch aufgrund der hohen Geschwindigkeit eine hohe Erosionsleistung möglich ist.

Im Unterlauf neigen größere Korngrößen eher zur Sedimentation; kennzeichnend in diesem Flussabschnitt sind Seitenerosion und Mäanderbildung.

Im Bereich von Wirbel und Walzen mit hohen Fließgeschwindigkeiten, können auch große Korngrößen wie Blöcke eine lokal begrenzte hohe Erosionsleistung vollbringen.

Die Sedimentation kann definitiv oder temporär sein und unterliegen dann einer neuerlichen Akkumulation. Wegen der engen Korrelation von Geschwindigkeit und Transport unterschiedlicher Korngrößen ist eine gute Sortierung bei fluviatilen Sedimenten typisch.

4.2.1.3.6 Fracht

Die von einem Fluss mitgeführten mineralischen Stoffe werden insgesamt als Flussfracht bezeichnet. Man unterscheidet hierbei zwischen Lösungs-, Schweb-, und Geröllfracht.

Lösungsfracht

Durch die chemische Verwitterung geht die Korngröße des verwitterten Materials gegen Null. Es befindet sich als Lösung oder Kolloidal im Wasser.

→ In Gebieten mit hauptsächlich *chemischer Verwitterung* (z.B. in den Tropen → tropische Flüsse führen so gut wie kein Material mit sich, mit dem Erosion betrieben werden könnte)

Der Anteil der gelösten Fracht in den Tropen ist sehr hoch, auch wenn er oft nicht sichtbar ist.

Schwebfracht

Die Korngrößen Ton und Schluff und kleine Feststoffpartikel befinden sich im Wasser; es erscheint getrübt.

Geröllfracht

Die Korngrößen Sand und Kies werden hauptsächlich transportiert

→ In Gebieten mit hauptsächlich *physikalischer Verwitterung* (z.B. Temperatur- und Frostverwitterung; häufig im Periglazialgebiet → bei hohem Wasserangebot kann Erosion in großem Maße betrieben werden, wenn sich die Fracht durch Rollen, Schieben und Springen im Fluss bewegt).

Heute findet in den gemäßigten Breiten mehr chemische Verwitterung statt als physikalische. Vor ca. 10000 Jahren war das noch umgekehrt.

4.2.1.4 Abtragungsgefüge

Der Abtrag steht unter dem Einfluss diverser Faktoren, die man insgesamt unter dem Begriff Abtragungsgefüge zusammengefasst hat. Sie sollen im Folgenden kurz Erläuterung finden.

a) Petrovarianz

Unter Petrovarianz versteht man die Abhängigkeit des Abtrag aufgrund unterschiedlicher Widerständigkeit der Gesteine.

Weiche Gesteine bilden weite Talformen (z.B. Kastental).

Harte Gesteine bilden enge Täler (z.B. Kerbtal).

b) Reliefenergie

ΔH = maximale Höhendifferenz im Einzugsgebiet

c) Basisdistanz

Unter Basisdistanz versteht man die vertikale Höhendifferenz bis zur Erosionsbasis.

Wichtig ist aber auch die horizontale Entfernung zur Erosionsbasis.

Daraus lässt sich das mittlere Gefälle und das Ausgleichsprofil berechnen, wodurch sich wiederum der Abtrag bestimmen lässt: Denn je nach Gefälle und Geschwindigkeit des Wassers ergeben sich unterschiedliche Abtragungsleistungen.

d) Jahresbilanz der Wassermenge

Diese ist klimabedingt → zonaler Einfluss: perennierend (gemäßigte Mittelbreiten)

periodisch (mediterran)

episodisch (arid)

e) Vegetation

Die Vegetation auf Hängen oder am Ufer wirkt z.B. durch dichte Bedeckung dem Abtrag entgegen, so dass dem Fluss weniger „Erosionswaffen“ zur Verfügung gestellt werden.

4.2.1.5 Die Erosionsleistungen in den unterschiedlichen Klimazonen der Erde

Grundlage sind die herrschenden Abflussregime in den jeweiligen Klimazonen:

a) perennierende Flüsse (Dauerflüsse)

Diese Flüsse führen das gesamte Jahr hindurch Wasser.

b) periodische Flüsse

Diese fließen nur im jahreszeitlichen Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeit (z.B. Torrenten des Mittelmeergebietes und der Winterregenklimate).

Sommer: Die Schotter in den Talböden sind sichtbar, es ist nur wenig oder gar kein Wasser vorhanden.

Winter: Verheerende Wasserfluten setzen ein und die Folge sind mächtige Schutttransporte, so dass es zu starker Erosion kommen kann.

c) episodische Flüsse

Sie treten nur gelegentlich nach heftigen Niederschlägen auf, diese können auch über Jahre aussetzen (Wadis).

Zu unterscheiden ist zusätzlich zwischen autochthonen und allochthonen Flüssen:

autochthone Flüsse

Diese entstehen im durchflossenen Gebiet und erhalten dort ihren Zufluss über das Grundwasser und örtliche Niederschläge (Oberflächenabfluss, baseflow).

allochthone Flüsse (Fremdlingsflüsse)

Sie kommen aus regenreichen Gebieten und durchfließen Trockenareale ohne dort perennierende Zuflüsse zu erhalten (z.B. Nil oder Flüsse in Karstgebieten, die aus nicht verkarstem Gebiet ins Karstgebiet fließen)

Die Situation in den einzelnen Klimazonen:

mit

N: Niederschlag

V: Verdunstung

Immerfeuchte Tropen: $N \gg V$

Die *Verdunstung* ist niemals höher als der *Niederschlag*; über das gesamte Jahr hinweg stehen extrem hohe Wassermenge zur Verfügung.

Abfluss: sehr hoch; perennierende, autochthone Flüsse

Zur Verfügung stehendes *Verwitterungsmaterial in Ebenen*: Ton, d.h. Lösungs- oder Schwebfracht. *Erosionsleistung*: gering, kaum Talformen (nur bei extrem hoher Fließgeschwindigkeit erfolgt Erosion, in jungen Gebirgen hohe Erosion)

Aride Gebiete: $N \ll V$

Es gibt nur episodische *Niederschläge* (d.h. es herrscht nicht jedes Jahr konstanter Abfluss). Bis 100 mm/a Niederschlag.

Abfluss: episodisches Abflusssystem mit kurzen aber heftigen Niederschlägen, episodische Flüsse (Ausnahme z.B. ist der Nil; er ist ein Fremdlingsfluss und bringt sein Wasser aus den immerfeuchten Tropen (allochthoner, perennierender Fluss)).

Zur Verfügung stehendes *Verwitterungsmaterial*: durch thermische Verwitterung hauptsächlich Geröll, aber auch Schweb.

Erosionsleistung: Erosion selten, aber starke Erosion ist möglich, wenn genügend Wasser zur Verfügung steht (z.B. Wadis: Trockentäler, in denen sich bei Regen reißende Flüsse entwickeln).

Ostseitenklimate

Ähneln den Vorgängen in den Tropen, auch dort herrscht chemische Verwitterung vor. Hier reichen die Tropen sehr weit nach Norden.

Subtropen

Abfluss: periodisches Abflusssystem, Regen -und Trockenzeit wechseln sich periodisch ab.

Trockenzeit

$N < V$

Regenzeit (1-2 Monate)

$N >> V$

Zur Verfügung stehendes *Verwitterungsmaterial*: Geröll, Schweb und auch Lösungsfracht, da sowohl chemische, als auch physikalische Verwitterung in fast gleichem Verhältnis stattfinden.

Erosionsleistung: gering in der Trockenzeit und hoch in der Regenzeit, z.B. durch Torrenten (Sturzbäche nach heftigen Niederschlägen). Täler treten als typische Erosionsform auf.

Gemäßigte, feuchte Mittelbreiten: N>V

Abfluss: mittlere Abflussleistung, perennierend mit unterschiedlicher Stärke.

Zur Verfügung stehendes *Verwitterungsmaterial*: von Geröll bis Schwebteilchen alles vorhanden. Wobei kleinere Korngrößen dominieren und Geröll hauptsächlich unterhalb der Bodenprofile ab 1m Tiefe zu finden ist. Deshalb findet auf bewaldeten Hängen dank erhaltener Bodenprofile keine Materialzufuhr zum Fluss statt, auf anthropogen genutzten Hängen durch Bodenerosion viel Materialzufuhr.

Erosionsleistung: mittel, am höchsten während der Hochwasserereignisse im Frühjahr (noch keine Vegetation vorhanden, die Boden vor Abtrag schützt) und Herbst.

Kontinentales Klima der Mittelbreiten

Abfluss: er steigt mit Anstieg der Temperaturen. Die Speicher leeren sich schubweise mit starkem Abfluss. Der Abfluss erfolgt periodisch. Der Unterschied zwischen Winter und Sommer ist sehr deutlich.

Erosionsleistung: schubweise, periodisch erfolgt eine sehr starke Erosion.

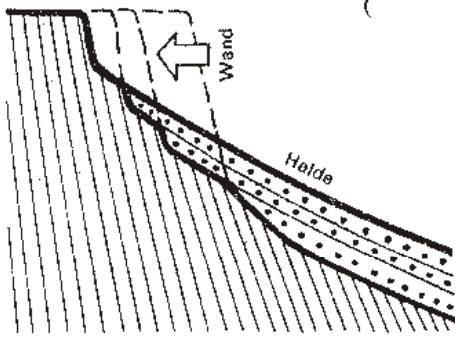
Subpolare Gebiete: N>V

Dieses Klima entspricht dem Klima des Periglazialgebietes.

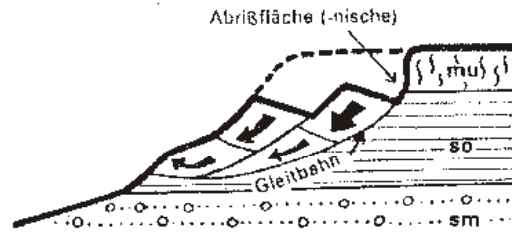
Abfluss: Im Winter sind die Flüsse zugefroren und die glazialen Speicher füllen sich. Es gibt kein oder kaum Abfluss. Im Sommer stehen große Wassermengen zur Verfügung. Es handelt sich um ein periodisches System mit starken Unterschieden zwischen Sommer und Winter. 100-200 mm/a Niederschlag.

Zur Verfügung stehendes *Verwitterungsmaterial*: durch überwiegende physikalische Verwitterung (Frostsprengung) entsteht hauptsächlich Geröll.

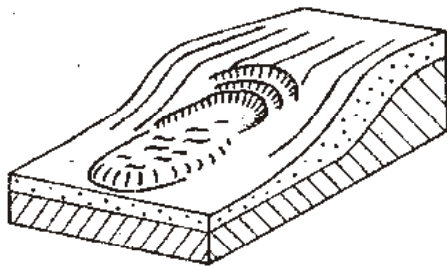
Erosionsleistung: Jährlich im Sommer durch ausreichende Wassermenge starke Erosion möglich. Im Winter keine Erosion, da nur geringer oder gar kein Abfluss.



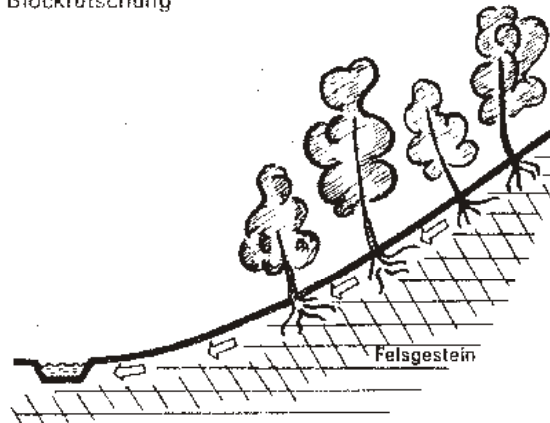
Wandrückverlegung



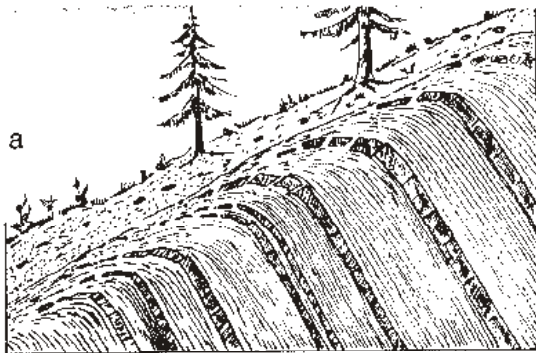
Blockrutschung



Flache Rutschung



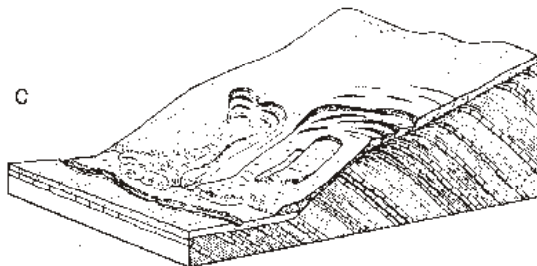
Hangkriechen



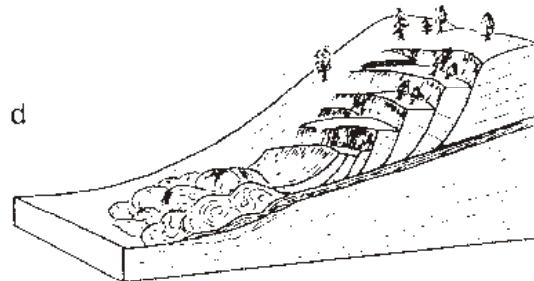
a



b



c



d



BLUME (1991): 9.7 Silk-Dünen (Strichdünen)



BLUME (1991): 11.12 Soil Erosion durch Überbeweidung

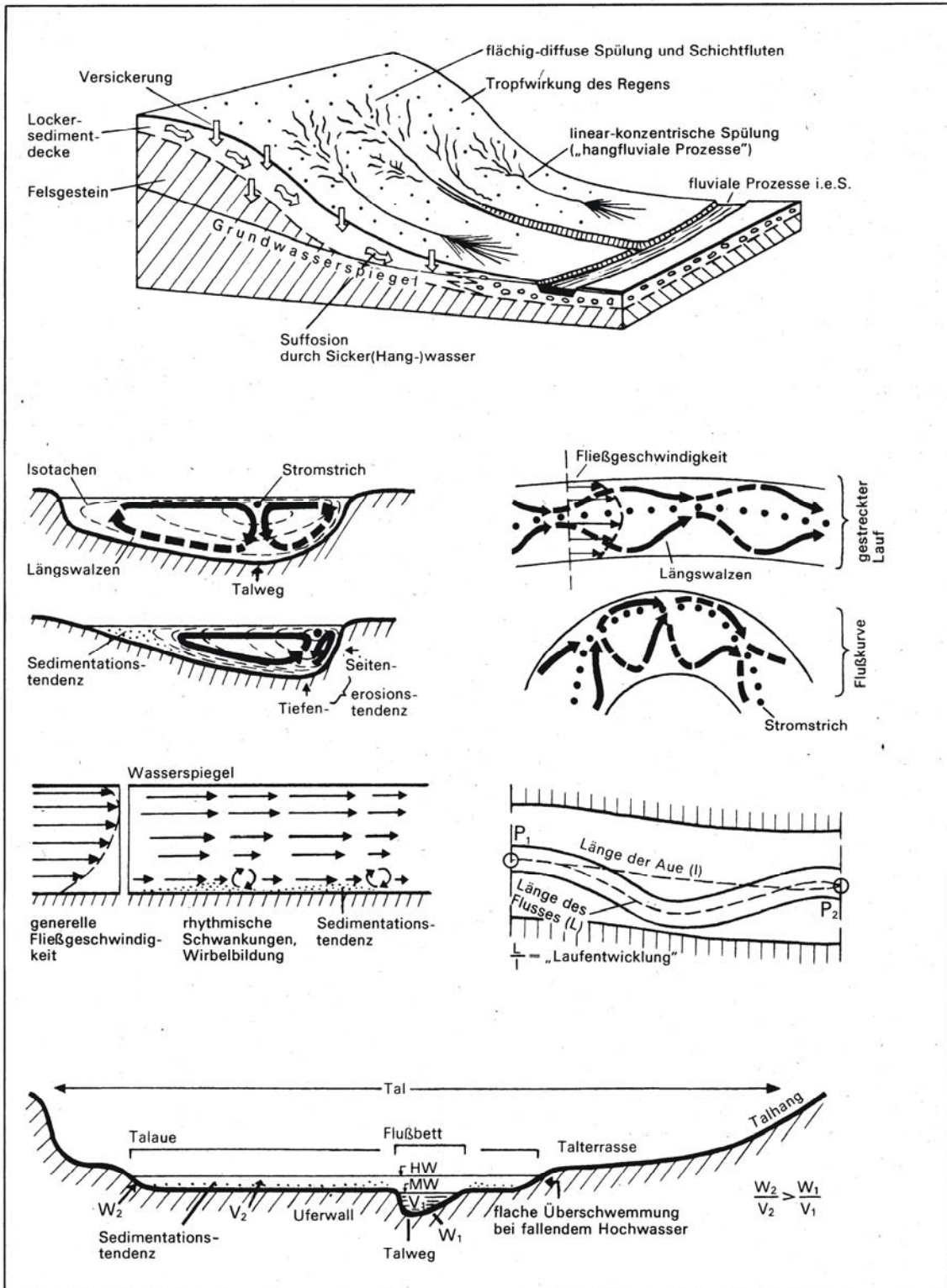


Abbildung 40
 Fluviale Prozesse und ihre Einflußfaktoren

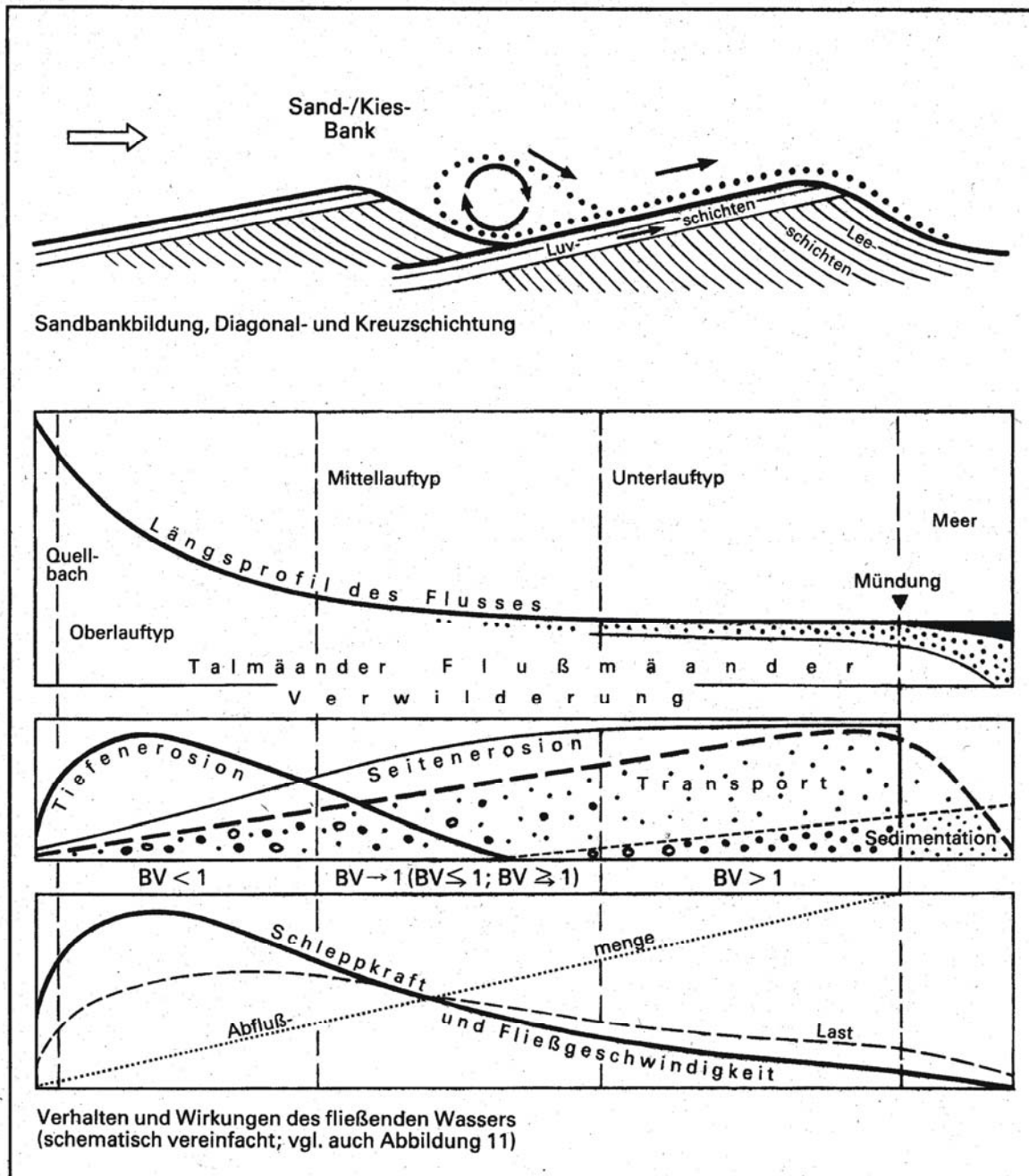


Abbildung 41
 Fluviale Tätigkeit

Sand- und Kiesbänke) und der definitiven Akkumulation (z. B. bei Aufschüttung von Talböden).

Die fluvialen Prozesse haben vor allem für den Verkehr und die Wasserwirtschaft (erosive Unterschneidung flußbegleitender Verkehrstrassen, Verschlammung und Verflachen schiffbarer Gewässer und Häfen, Verschlammung von Talsperren und Rückhaltebecken u. a.) große praktische Bedeutung.

Die fluviale Reliefformung wird gesteuert durch das Zusammenwirken zwischen der Schleppkraft des fließenden Wassers, dessen Energie annähernd mit der Formel

5. TALBILDUNG IN DEN GEMÄßIGTEN MITTELBREITEN

5.1. Talquerprofile in Hebungsgebieten

5.1.1. Gliederung im Querprofil

Betrachtet man ein Talquerprofil in den Mittelgebirgen, so ist in der Vertikalen eine Zweigliederung zu beobachten. Eine deutliche Trennung des Breit- und Engtals ist sichtbar, wobei das Breittal eine Muldentalforn aufweist, das Engtal hingegen eine leicht asymmetrische Kerbtalforn. Im Bereich des unteren Mittelrheintales zwischen Neuwied und Bonn beispielsweise hat das Breittal eine Ausdehnung von ca. 6 km. Die Entstehung des Breittals begann vor ca. 2,4 Mio. Jahren, als das Klima sich änderte, es kälter wurde und die fluvialen Prozesse an Bedeutung gewannen. Das Engtal wurde vor ca. 700.000 Jahren eingetieft, als es zum extremen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten (mit Eiszeiten) kam, was eine besonders intensive Tiefenerosion zur Folge hatte. Die Speicher waren in jener Zeit stark gefüllt, so dass ein hoher Abfluß in den Warmzeiten die Folge war. Zur Erinnerung: die Erosionsleistung steht in direktem Zusammenhang mit der vorhandenen Wassermenge, ebenso mit der Basisdistanz, die sich ebenfalls während der Eiszeiten durch einen starken Meeresspiegelabfall vergrößerte.

Die am rechten Rand der folgenden Skizze angegebenen Höhenangaben beziehen sich auf das Mittelrheingebiet. Sie verdeutlichen, dass das Breittal sich in einem Zeitraum von ungefähr 1,7 Mio. Jahren nur um 60 m, aber auf großer Breitenausdehnung, eingetieft hat, beim Engtal hingegen in einem weitaus geringeren Zeitraum eine Eintiefung von 180 m erreicht wurde aber bei geringerer Breite.

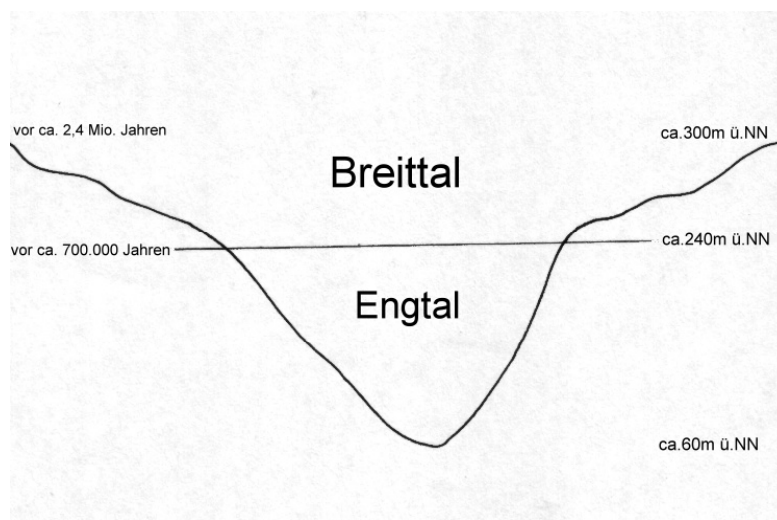


Abb.5-1: Skizze eines Tales mit Wechsel zwischen Breit- und Engtal.

Soll die dargestellte Skizze nur einer schematischen Darstellung dienen, so werden die angesprochenen Verhältnisse in der folgenden Abbildung am Beispiel des Moseltales verdeutlicht, das beispielsweise dem Profil des Mittelrheintals ähnelt.

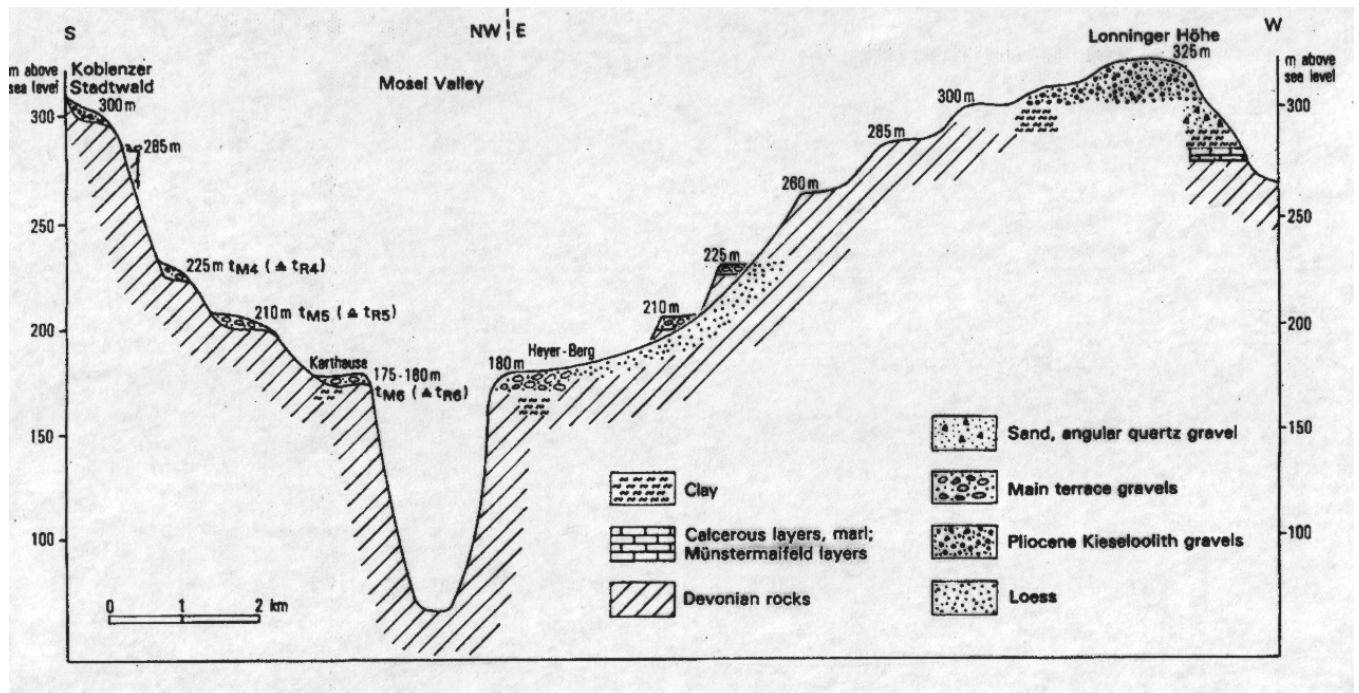


Abb.5-2: Terrace relics in the Lowest Mosel Valley. (Bibus, E.,)

5.1.2. Terrassenabfolgen

Unter Terrassen versteht man die Reste alter Talsohlen, die i.d.R. inhomogen über den Talabschnitt verteilt sind. Die Terrassen werden unterschieden in Haupt-, Mittel- und Niederterrassengruppen.

Die Hauptterrassen findet sich im Breittal und ihre jeweilige Entstehung ist zwischen dem Pliozän und Altquartär einzuordnen und liegt länger als 700.000 Jahre zurück, denn ab dieser Zeit beginnt die Entstehung des Engtals. In den größeren Tälern finden sich bis zu 6 Hauptterrassenniveaus.

Die Mittelterrassen liegen in Hangpositionen im Engtal und sind meistens auf Gleithängen erhalten geblieben. Die Niederterrassen schließen sich in der Talsohle bis zur Aue an.

Die Terrassenentwicklung steht in Zusammenhang mit dem Kalt-Warmzeit-Wechsel, der unten eingehender Erläuterung findet. Nach der jüngsten Niederterrasse folgt die holozäne Aue. Die Terrassentreppen treten nur in Gebieten mit gleichmäßiger Hebung auf (z.B. im Oberrheingraben nur auf der westlichen Rheinseite). In Senkungsgebieten hingegen sind die älteren Terrassen im Untergrund verborgen und die jüngeren liegen darüber, z. B. die östliche Seite des Oberrheingrabens: hier liegen die älteren

Terrassen im Untergrund und die jüngeren lagern darüber, so dass hier die einzelnen Terrassen nur anhand der Sedimente, aber nicht mehr morphologisch unterschieden werden können. Der Begriff der Terrassenstapelung sei in diesem Zusammenhang genannt.

Alle Terrassen sind niemals gleichzeitig in einem realen Talquerschnitt sichtbar, sondern können nur in schematischen, idealisierten Sammelprofilen Darstellung finden, da die Terrassen unterschiedlich gut erhalten sind; dies steht jedoch nicht zwangsläufig in Korrelation zu ihrem Alter. Am Mittelrhein beispielsweise sind jüngere Hauptterrassen, die in großer Breite über der Schulter des Engtals liegen, weitaus besser erhalten, als die jüngeren Terrassen an den recht steilen Hängen des Engtals (z.B. Loreley). Außerdem gibt es Terrassen, die durch die Gunst ihrer Lage relativ gut vor dem Abtrag geschützt waren, z.B. an den Gleithängen von Talmäandern. Hier ist die Terrasse in weitaus geringerem Umfang Opfer der Erosion geworden als am gegenüberliegenden Prallhang. Zudem ist der Gleithang flacher ausgebildet, so dass sich auch der denudative Abtrag geringer auswirkte.

Zudem kann es manchmal der Fall sein, dass in manchen Erosionsphasen die Ausräumung so stark war, dass ältere Terrassen völlig ausgeräumt wurden. Im Oberrheingraben finden sich beispielsweise keine Reste der Günzschotter.

5.1.3. Tallängsprofile

Das Längsprofil zahlreicher Flüsse besitzt eine konkave Form. Es wird im Sinne einer Ausgleichskurve als die ideale Profilform angesehen (H.Louis: „Ausglättungsprofil“), die sich bei Flüssen im Laufe ihrer Entwicklungsgeschichte einstellt. Wichtig zu ihrer Erfassung sind folgende Größen:

a) Reliefenergie

ΔH = maximale Höhendifferenz im Einzugsgebiet

b) Basisdistanz

= Strecke zur Erosionsbasis

(wobei die Höhenlage der Mündung die Erosionsbasis ist).

Im Laufe der Zeit nehmen die Veränderungsraten zwar ab, dennoch wird das flussabwärts gerichtete Energiegefälle immer erhalten und der Fluss wird sich an

keiner Stelle unter das Niveau eintiefen, das er stromabwärts einnimmt; sonst könnte der Abfluss nicht gewährleistet werden. Der Bereich mit der stärksten Eintiefung verlagert sich im Laufe der Zeit von der Erosionsbasis aus flussaufwärts. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von rückschreitender Erosion.

Eine Absenkung der Erosionsbasis (z.B. durch tektonische Bewegung oder durch Absenkung des Meeresspiegels) erzeugt einen neuen, sich aufwärts fortpflanzenden Eintiefungsimpuls.

In der Realität weisen Längsprofile häufig Gefällsverteilungen (Knicke im Längsprofil) auf. Gründe hierfür können sein:

- Unterschiede in der Widerständigkeit des Gesteins
- tektonische Bewegungen (z.B. Bruchstrukturen an Grabenrändern)
- örtlich unterschiedlich starke Materialzufuhr
- durch Teileinzugsgebiete bedingte unterschiedliche Abflussdynamik

Durch die unterschiedliche Gesteinswiderständigkeit kann es zu einer verzögerten Tiefenerosion kommen, so dass diese Stelle nun Ausgangspunkt der rückschreitenden Erosion ist und eine lokale Erosionsbasis darstellt.

Das unten abgebildete Längsprofil des Rheins zeigt deutlich, dass neben der Erosionsbasis Nordsee (absolute Erosionsbasis), noch drei weitere lokale Erosionsbasen existieren (Becken des Bodensees und harte Schwellen bei Laufenburg und Bingen). Hebungen (Alpen, Rheinisches Schiefergebirge) und Senkungen haben dazu beigetragen, die Bildung eines durchgehenden konkaven Gefälles zu verhindern.

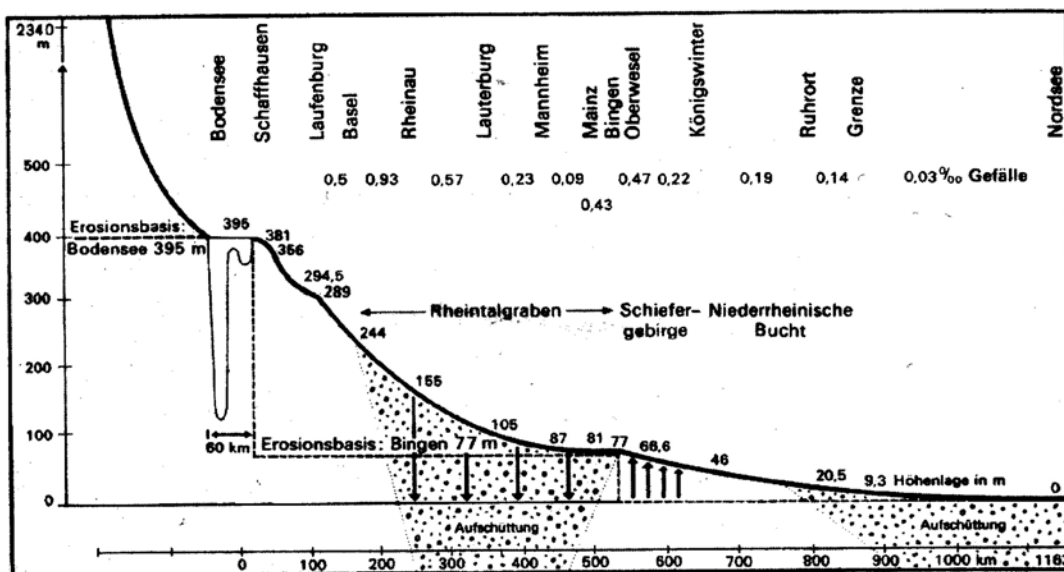


Abb.5-3: Gefällskurve des Rheins, 1000fach überhöht. Aus: Busch, 1986, S.30.

Im Oberlauf ist das Gefälle groß, die Wassermenge noch geringer. Im Mittellauf wächst die Wassermenge, aber das Gefälle nimmt ab. Im Unterlauf kann die größte Wassermenge registriert werden, Gefälle und Fließgeschwindigkeit hingegen nehmen weiter ab.

5.2. Terrassenaufbau (Morphostruktur)

5.2.1. Felsterrassen (Felssohlenterrassen)

Felsterrassen sind Reste alter Abtragungssohlen, d.h. wenn der alte Talboden (die Terrassen stellen Reste dieser Talböden dar) im anstehenden Gestein lag. Da ihnen aber i.d.R. nur eine geringe Schotterauflage (Schotterschleier) eigen ist, sind sie in Hinblick auf die Talgenese meist wertlos. Sie entstehen durch erosive Zerschneidung des Talbodens durch:

I) Tiefenerosion: durch ansteigende Reliefenergie (= in Hebungsphase) ist die Basisdistanz größer. Dies hat zur Folge, dass der Fluss sich eintieft, und in einem deutlich tiefer liegenden Bett als zuvor fließt. Dadurch kommt es zur Aufzehrung älterer und höherer Talböden. Somit geht die Erhöhung der Reliefenergie einher mit einer verstärkten Tiefenerosion des Flusses.

II) Seitenerosion: bei einem Hebungsstillstand gibt es für den Fluss Gelegenheit zur Talbodenerweiterung durch Seitenerosion.

III) Tiefenerosion: Sie zerschneidet den neu gebildeten Felssohlentalboden, dessen Reste die Felssohlenterrasse bilden.

Entwickelt sich dieser Zyklus weiter, kommt es zu einer Treppenbildung von Felssohlenterrassen.

5.2.2. Schotterterrassen (Aufschüttungsterrassen)

Ihre Entstehung wird näher beleuchtet in Kapitel 4.3.3 „Entstehung der Terrassen“. Der Wechsel von Erosion und Akkumulation spielt hierbei eine wichtige Rolle. Sie unterscheiden sich von den Felsterrassen dadurch, dass hier mächtige Flusssedimente aufliegen und zerschnitten werden.

5.2.2.1 Schotterkörper

Aus den Eigenschaften der, die Terrassen bildenden, fluvialen Sedimente können auf ihre Entstehungsbedingungen Rückschlüsse gezogen werden. Dies wird beispielsweise möglich durch Rundungsgrad, petrographische Zusammensetzung, Schichtung, Schwermineralinhalt und Verwitterungsgrad der Sedimente. Auch bei der Altersbestimmung können sie hilfreich sein, wobei zu beachten ist, dass das Terrassenalter nicht dem Alter der Schotter gleichzusetzen ist, da die Schotter älter sein können als die jeweiligen Terrassen, die sie bilden. Denn häufig sind in den Schotterkörpern auch Altschotter enthalten, die während des Transportvorgangs wieder aufgenommen wurden und die exakte Datierung erschweren. Schon mit ihrer Höhenlage kann man in einem Gebiet, das durch tektonische Hebung geprägt ist, auf das Alter der Terrasse schließen. In höheren Lagen sind ältere Terrassen anzutreffen; mit der Nähe zu dem rezenten aktiven Talboden sind die Terrassen jünger zu datieren.

5.2.2.1.1 Korngrößen

Die am häufigsten anzutreffenden Korngrößen im Schotterkörper sind Sand und Kies. Die Korngröße kann Hinweise auf die Transportvorgänge geben (vergleiche hierzu Kapitel 3.2.1.3.5: Hjulström-Diagramm).

5.2.2.1.2 Sortierung

Kennzeichnend für die Schotterkörper ist eine gute Sortierung der Sedimente. Durch die Sortierung sind Aussagen über den damaligen Fließzustand des Flusses möglich.

5.2.2.1.3 Einregelung

Die Schotter sind häufig mit dem geringsten Querschnitt schuppenartig eingeregelt, so dass die Fließrichtung des Flusses ablesbar ist und sich Hinweise auf die Transportvorgänge ergeben.

5.2.2.1.4 Kreuzschichtung

Durch seitliche Verschiebung des Stromstriches im Fluss kommt es lokal zur Erosion und Wiederablagerung von Schotter und Sandbänken. Dies führt zu einer lokalen Schrägschichten mit wechselndem Einfallen.

5.2.2.1.5 Sandlinsen

Sandlinsen sind häufig im Schotterkörper zu finden. Sie entstehen, wenn Schotter abgelagert und darin eine Rinne erodiert wird, die später wieder mit Sand verfüllt wird. Danach folgt eine weitere Aufschotterung und eine Sandlinse innerhalb des Schotterkörpers ist entstanden.

5.2.2.1.6 Schotterspektrum

Aus einer Verwitterungsauslese von Schottern ergibt sich häufig ein relatives Alter der Sedimente. Bei den tertiären Schottern bestehen ca. 90% ausschließlich aus Quarz. Quarz ist in Bezug auf die Verwitterung ein relativ widerständiges Gestein und dient als Indikator für Verwitterungsintensität. Durch einen hohen Quarz- Anteil lässt sich schließen, dass viele der verwitterungsanfälligeren Gesteine bereits verwittert wurden, und schon ein relativ langer Zeitraum seit Entstehung der Terrasse vergangen sein muss. Hierbei muss man aber auch das Klima berücksichtigen: im älteren Quartär (Entstehung des Breittals) herrschte aufgrund der höheren Temperatur eine höhere chemische Verwitterung als heute; dies ist wohl der entscheidende Faktor für die höhere Quarzzahl. Die Quarze und damit die *Quarzzahl* – Anteil der Quarze am Gesamtspektrum in Prozent - nehmen von den ältesten zu den jüngeren Schotterkörpern immer mehr ab. Bei jüngeren Terrassen sind noch weitaus mehr instabile und somit verwitterungsanfälliger Gesteine vorhanden. In diesem Zusammenhang steht auch der Begriff „Buntschotter“. Durch das Verhältnis von instabilen und stabileren Bestandteilen kann man unter Berücksichtigung des Klimas auf die relative Entstehungszeit schließen. Dies trifft auch für Schwerminerale zu. In älteren Schotterkörpern sind ausschließlich stabile Schwerminerale vorhanden, in jüngeren hingegen überwiegen instabile Vertreter.

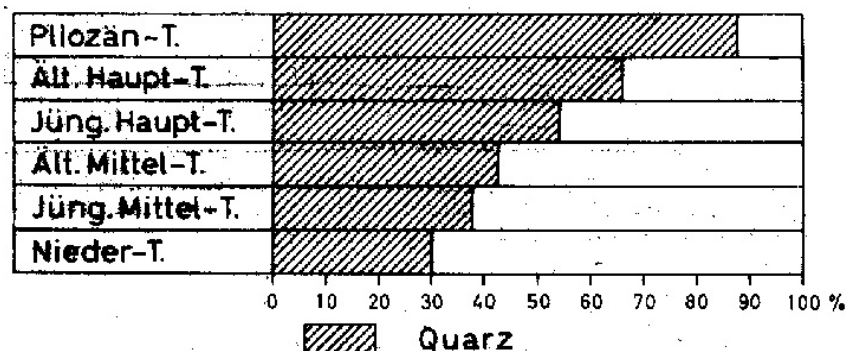


Abb.5-4: Quarzgehalt quartärer und pliozäner Rheinschotter. Gegend von Köln Der Anteil an Quarz Geröllen ist in der Tertiär- Terrasse (mit intensiver chemischer Verwitterung) sehr hoch, im Quartär dagegen niedriger, z.T. wie in der Niederterrasse, sehr niedrig. Aus: Schwarzbach, 1993, S. 54, nach Schnüttgen, unveröffentlichte Diplomarbeit.

5.2.2.1.7 Eiskeile, Kryoturbation und Driftblöcke

In Schotterkörper existieren teilweise Formen, die nicht mit Schotter, sondern mit Fremdmaterial verfüllt sind. Ein große Rolle hierbei spielen auch die Eiskeile. Ihre Entstehung wird eingehender in Kapitel 6.4.2 erläutert. Nach Abtauen dieser Eiskeile in den Schotterkörpern wurde ihre Form mit anderem, darüber liegendem Material verfüllt. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von pseudomorphen Formen oder Pseudomorphosen. Darunter versteht man eine Form eines ehemaligen Substrates, die durch ein anderes Material nachgezeichnet wird. Die Eiskeile sind in einem Dauerfrostboden entstanden und somit unter periglazialen Klimabedingungen. Die Eiskeilpseudomorphosen sind ein deutlicher klimatischer Hinweis darauf, dass diese Schotter in einer Zeit abgelagert wurden, als unser Gebiet Periglazialgebiet war. Sie belegen somit das Vorkommen von Permafrost zur Zeit der Akkumulation.



Abb. 5-5: Fossiler Eiskeil im Muschelkalk auf der Riss-Terrasse des Main bei Karlstadt. Füllung: eemzeitlicher Sand und Lehm. Aus. Büdel, 1981, S.64.

Auch durch Kryoturbation, ein typischer Prozess unter periglazialen Klimabedingungen (siehe Kapitel 6.3/6.4), kam es zu noch heute sichtbaren Veränderungen im Schotterkörper kommen. Folge sind Deformationen und Verwürgungen im Bereich des Auftaubodens, die auch oberflächlich sichtbar werden und zu Deformation der ursprünglichen Schichtlagerung führen und sich bis heute erhalten haben. Auch sie sind ein deutlicher Hinweis auf ehemals herrschendes periglaziales Klima.

Driftblöcke sind ebenfalls in manchen Schotterkörpern auffindbar. Darunter versteht man Blöcke von ca.1m Durchmesser. Ihr Transport erfolgte nicht durch den Fluss selbst. In engen Talabschnitten gelangen diese Blöcke vom Hang auf den zugefrorenen Fluss und wurden dann auf dem Fluss durch Eisschollen talabwärts transportiert, also verdriftet. Die Driftblöcke

brachen beim Auftauen der Schollen ein. Driftblöcke dürfen nicht mit Findlingen gleichgesetzt werden, denn deren Transport erfolgte durch Gletscher.

5.2.2.2 Deckschichten

Teilweise werden die Schotterterrassen von Deckschichten bedeckt. Diese eignen sich oft sehr gut zur Datierung und ermöglichen so eine Altersbestimmung der Terrassen; sie sind folglich älter einzuordnen, als die sie bedeckenden Schichten.

5.2.2.2.1 Löß

Die Decksedimente v.a. auf älteren Terrassen bestehen häufig aus Löß.

Bei Löß handelt es sich um ein Lockersediment; es ist kein Boden. Es besteht aus einem breiten Mineralspektrum und enthält Kalk.

Löß wurde während trockener- kalter Glazialzeiten (in Hochzeiten der Kaltzeiten) aus vegetationslosen periglazialen Schuttebenen und Sandern ausgeweht, aber auch aus anderen vegetationslosen Gebieten. Es besteht hauptsächlich aus Grobschluff; der Löß wurde äolisch transportiert und ist v.a. an Hindernissen sedimentiert und konnte sich in geschützten Lagen (z.B. in Leelagen der Talflanken) bis heute in großer Mächtigkeit erhalten. Er ist wie alle äolischen Sedimente gut sortiert. Da seine Ablagerung auf Kaltzeitbedingungen schließen lässt, findet er häufig als „Klimazeiger“ Verwendung.

Löß einer jüngeren Kaltzeit lagert sich jeweils auf Terrassen älterer Kaltzeiten ab.

Die jüngere Würmterrasse hat keine Lößauflage, denn danach folgte keine weitere Kaltzeit mit Lößauswehung mehr.

Lößstratigraphie

Unter Stratigraphie versteht man die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Abfolge von Gesteinsschichten, hier von Lößschichten.

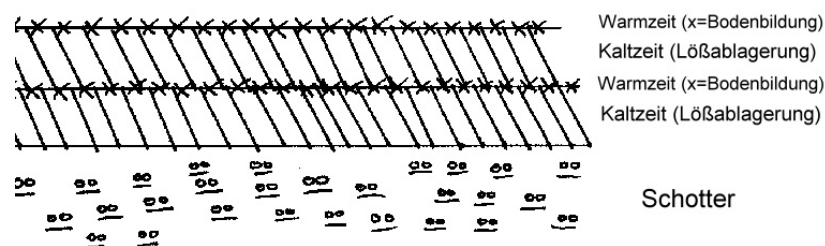


Abb.5-6: Lößstratigraphie

In der Kaltzeit wird Löß aus- und angeweht, bei Klimawechsel zur Warmzeit entwickelt sich an der Geländeoberfläche das Lößsediment zu Boden („Warmzeitzeiger“). Je nach Dauer und Klimagunst konnten sich so aus den zuvor abgesetzten Lössen durch Vorgänge wie Entkalkung, Humifizierung, Verbraunung und Verlehmung oder Tonverlagerung unterschiedliche Böden entwickeln. In unserem Fall, der sich auf die Warmzeiten in Mitteleuropa während des Quartäres bezieht, entsteht der Bodentyp Parabraunerde, wie er noch in den heutigen Lößgebieten der gemäßigten Mittelbreiten zu finden ist, da das Klima weitgehend dem der damaligen Warmzeiten gleichzusetzen ist. Werden diese Böden wieder durch Löß überdeckt, so werden sie zu fossilen Böden. Als Beispiel seien auch die Böden aus der Eem- Warmzeit angeführt, die kräftiger rot gefärbt sind, somit auf stärkere chem. Verwitterung hinweisen und die relativ nassen Bedingung in dieser Warmzeit widerspiegeln. Durch die zwischengeschalteten, warmzeitlich entstandenen Böden, kann man zudem leicht im Gelände Lößschichten voneinander unterscheiden. Durch Erosion kann dieser Boden an manchen Stellen ganz abgetragen sein, so dass man zu jüngeren Alterseinstufungen kommen kann. Deshalb muss man an mehreren Stellen diese Lößstratigraphie durchführen, um zu aussagekräftigen Ergebnissen zu gelangen.

5.2.2.2.2 Tuffe

In den Decksedimenten der einzelnen Terrassen befinden sich häufig Schichten vulkanischen Ursprungs, die darin abgelagert wurden (z.B. Tuffe). Das vulkanische Material ist recht gut datierbar. Durch die Mineralzusammensetzung ist erkennbar, welcher Vulkanausbruch das Material lieferte. Der Schotterkörper muss also älter sein, als die vulkanischen Ablagerungen. Am Mittelrhein ist dies häufig vorkommend und gut untersucht. Als jüngster Ausbruch muß der um den Laacher See genannt werden, der den jüngsten Leithorizont in vielen Sedimenten bildet.

Anhand dieser „Laacher See Tuffe“ konnte man am Mittelrhein eine morphographisch nicht erkennbare Zweigliederung der Niederterrasse erkennen. Auf der älteren Niederterrasse liegt der „Laacher Tuff“ als Decksediment auf: die Terrassenablagerungen müssen älter sein. In die jüngeren Niederterrassenschotter sind die „Laacher Tuffe“ eingearbeitet, deshalb sind die Terrassensedimente jünger als der Vulkanausbruch (siehe unten).

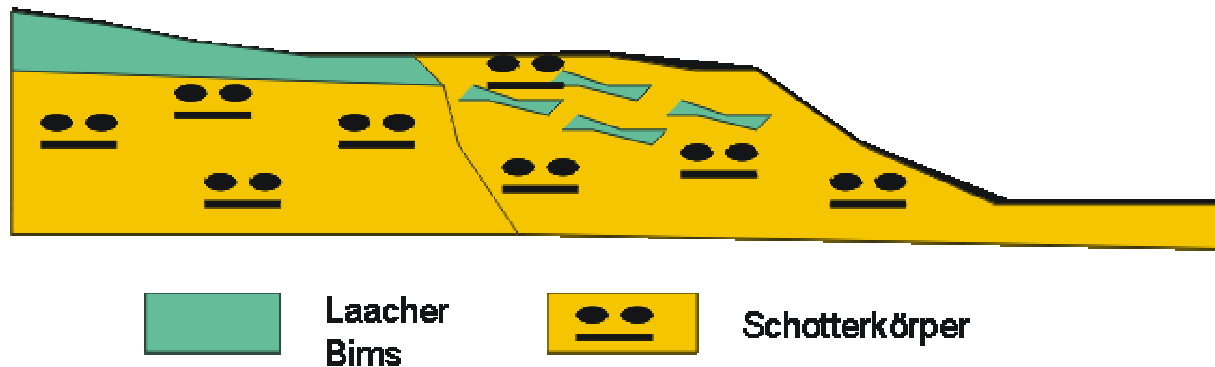


Abb.5-7: Tuffe als Hilfsmittel bei der Talgenese

In der Skizze sind die vulkanischen Ablagerungen als schwarze Balken dargestellt. Von außen betrachtet erscheint die Form als eine einheitliche Terrasse. Doch auf der linken Seite zeigt sich eine ältere Terrasse, auf ihr ist das vulkanische Material als Deckschicht vorhanden. Der rechte Teil der Oberfläche wird durch eine jüngere Terrasse gebildet, sie ist nach dem Vulkanausbruch entstanden, denn in ihr wurde das Material eingearbeitet. Als Beispiel lassen sich die Niederterrassen am Mittelrhein anführen, derer es zwei gibt. Auf der oberen älteren finden sich Auflagen der Laacher-Bims-Tuffe, in der unteren jüngeren ist dieses Material eingearbeitet worden.

Diese Methode fand v.a. in den Forschungen der 70-er Jahre Anwendung. Südwestdeutschland ist insofern benachteiligt, als dass in diesem Gebiet kein quartärer Vulkanismus nachweisbar ist, der wichtige Zeitmarken hätten entstehen lassen können. Es gilt als Glücksfall, dass vulkanisches Material des Laacher- See Vulkanismus bis nach Südwestdeutschland abgelagert wurde.

5.2.2.2.3 Paläoböden

Auch durch die Hilfe von Paläoböden wird eine Altersbestimmung möglich. Die Bodenentwicklung gibt Auskunft über Prozesse der Verwitterung, der Abtragung und des Stofftransportes. Grundlage sind die Umweltbedingungen (wie z.B. klimatische Bedingungen), die zur Ausbildung der einzelnen Bodentypen herrschen müssen. Als Beispiel seien hier Nassböden der Eem-Zeit angeführt, durch deren Vorkommen man auf nasse, wärme Stadiale schließen kann. Die Paläoböden sind meist als Relikte nur punktförmig anzutreffen, so dass zu hinterfragen ist, ob es sich um Reste eines zonalen oder intrazonalen Bodens handelt. Anzumerken sei zudem, dass bei der Datierung ein global angelegtes Klassifikationssystem mit Grenzdefinitionen genutzt werden sollte, um zuverlässige Aussagen zu erhalten.

5.2.2.2.4 Fossilien

Die Altersbestimmung ist auch durch Fossilien möglich. In den Lössschichten finden sich häufig Fossilien kälteliebender Tiere (Schnecken) und Pflanzen, die ebenfalls zur Trennung der Lössschichten beitragen können. Es gibt beispielsweise Schneckenarten, bei denen die rechts- oder linksgewundene Drehung des Gehäuses temperaturabhängig ist. Mammutzähne sind ebenfalls Klimazeiger und weisen auf kaltzeitliche Bedingungen hin.

5.2.2.2.5 Absolutdatierung

Durch Absolutdatierungen versucht man präzise eine Altersbestimmung an bestimmten Objekten durchzuführen. Handelt es sich um magnetisch wirkende Minerale, so kann noch heute die Ausrichtung auf die frühere Polarisierung als Altershinweis und Einstufung in die paläomagnetische Epoche dienen. Auch die weit verbreitete C^{14} -Methode wird häufig eingesetzt, wobei dabei das Verhältnis von fossilem Kohlenstoff in dem zu untersuchendem Objekt in Verhältnis gestellt wird zu rezentem Kohlenstoff. Diese Untersuchung findet beispielsweise Anwendung bei Holz, Holzkohle, Muschelschalen und Kalkablagerungen und kann zu Datierung bis zu 40 ka vor heute dienen.

Eine relativ neue Methode ist die Altersbestimmung durch das Thermolumineszenzverfahren. Dabei handelt es sich ebenfalls um eine physikalische Datierungsmethode, die auf dem diskreten Übergang von Energiezuständen aufgrund des Schalenbaus der Atome beruht, so dass gewisse Mineralien sichtbares Licht ausstrahlen, wenn sie erhitzt werden. Diese Eigenschaft nennt man Thermolumineszenz.

5.2.2.2.6 Auelehm

Anwendung für jüngere Niederterrassen findet die genauere Betrachtung des Auelehms, um das Alter zu bestimmen. Auelehm steht in engem Zusammenhang anthropogenen Wirkens, wie beispielsweise die Rodungen der Wälder in großem Ausmaß im Mittelalter, die eine starke Erosion zur Folge hat.

5.3. Talgenese

Endogene Faktoren können für die Entstehung der, in Breit- und Engtal gegliederten Täler, ausgeschlossen werden, da in vielen Mittelgebirgen diese oben beschriebenen Talquerprofile zu beobachten sind.

Als vereinzelte Gründe kann die Hebung angeführt werden, da dadurch die Reliefenergie steigt, eine Vermehrung der Wasserführung, die eustatische Absenkung des Meeresspiegels und Anzapfungen. Insgesamt betrachtet, ist der klimatisch gesteuerte Einflussfaktor entscheidend zur Erklärung der Genese dieser Talform.

Ein wichtiges Ereignis stellt die Entwicklung der Kaltzeiten im Pleistozän dar. Zu Beginn des Pleistozäns wiesen die Kaltzeiten noch nicht so niedrige Temperaturen auf wie im späten Pleistozän. Denn erst vor 700.000 Jahren wurde der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten ausgeprägter, „echte“ Eiszeiten mit dazwischen geschalteten Warmzeiten traten auf, und die Folge war die Entwicklung der Engtäler. Belegbar wird diese Temperaturentwicklung durch das Auffinden von Periglazialformen in den Terrassen. So sind erst ab der HT 5 Periglazialformen nachweisbar, nicht jedoch in den älteren, höher gelegenen Terrassen.

In der Forschung sind noch nicht alle Prozesse und ihre temporäre Einordnung hinreichend geklärt.

5.3.1 Aufbau – Bedeutung des Periglazials (Subpolares Klima)

Dem Periglazialgebiet ist ein eigenes Kapitel gewidmet (Kapitel 7), in dem der Aufbau, spezifische Prozesse und Formen erläutert werden. Im Folgenden sei nur auf die besondere Bedeutung des Periglazials in Bezug auf die Talbildung eingegangen.

Unterschiedliche Klimate weisen entsprechende Prozesse auf, die vorherrschend sind: In den Tropen die Flächenbildung, in den ariden Gebieten die Fußflächenbildung (Pedimentation) und im Periglazialgebiet die Talbildung.

Herrschte im älteren Tertiär noch tropisches Klima in Mitteleuropa, so begann die Temperatur ab dem Oligozän kontinuierlich zu sinken und im Quartär gab es eine weiterhin merkliche Abkühlung mit Kaltzeiten ohne große Vereisungen. Dies wird durch Sedimente belegbar, die nun auch zunehmend leicht verwitterbare

Bestandteile enthalten und die Abnahme der Temperatur und somit der chemischen Verwitterung dokumentieren. Mitten im Quartär (vor ca. 700.000 Jahren) begannen die Eiszeiten, das Klima in den nicht Gletscher bedeckten Gebieten ist mit dem der heutigen Periglazialräume vergleichbar. Somit werden die Eiszeiten durch den Fund von Periglazialformen in den nicht vereisten Gebieten belegt. Mitten im Pleistozän (vor ca. 700.000 Jahren) kommt es zu extremeren Kaltzeiten (Eiszeiten; Glaziale) mit entsprechend ausgeprägten Wechseln zu Warmzeiten (Interglaziale). In Süddeutschland sind 4 Eiszeiten anhand der Eisrandlagen bekannt (Günz, Mindel, Riß und Würm). Die Eiszeiten lassen sich durch kleinere Wärmeschwankungen noch weiter untergliedern (Interstadiale). Dies ist auch vielfach möglich mit Hilfe der damals in den Kalt-Warmzeitwechseln entstandenen Flussterrassen. Somit kann man die Mindel-, Riß- und Würm-Eiszeiten in je 2 deutlich trennbare Kaltphasen I und II aufteilen. Das Klima der Warmzeiten ähnelt dem heute herrschenden Klima in Mitteleuropa. Es sind insgesamt mindestens 13 Hauptschwankungen registriert (dies entspricht der maximal feststellbaren Terrassenzahl).

Die extremsten Kaltzeiten waren die Eiszeiten. Für Süddeutschland ist folgende Zuordnung gültig: Schotter der älteren Eiszeiten (Biber, Donau etc.) bilden die Hauptterrassen, wobei in der Forschung noch nicht ganz geklärt ist, inwiefern es sich bei diesen Eiszeiten tatsächlich um Eis- oder Kaltzeiten gehandelt hat. Die Schotter der Günzeiszeit sind im Übergangsbereich zwischen Breit- u. Engtal (also der Haupt- und Mittelterrassen) zu finden. Kennzeichnend ist, dass ab der HT 5 Periglazialzeugen in den Schottern nachgewiesen werden können und dadurch eindeutig eine Eiszeit dokumentiert wird. Die Schotter der Mindel- und Risseiszeit bilden die Mittelterrassen und die Schotter der Würmeiszeit die Niederterrassen.

Eine ausgeprägte Talbildung erfolgt nach dem, unter Kapitel 4.3.2 dargestellten Kalt-Warm-Zeit-Zyklus, nach dem Maximum der Kaltzeit (und auch noch während dem Beginn der Warmzeit), also wenn die Kaltzeit zu einer Warmzeit wechselt.

5.3.2 Abflussregime, Zyklus von Kalt- und Warmzeiten

Der Abfluss ist für die Erosion und somit für die Entstehung der Täler von großer Bedeutung. Der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten spielt bei dieser Betrachtung eine gewichtige Rolle, denn gerade in der Übergangsphase beider Zeiten bestehen beste Voraussetzungen für Erosion. Diese Betrachtung wird in vielen

Grundlagenbüchern außer Acht gelassen; dort wird Kalt- und Warmzeit als Gegensatz aufgefasst, ohne der Übergangszeit angemessene Bedeutung zukommen zu lassen.

Kalt- Warmzeit- Zyklus

	Kaltzeiten			Warmzeit		
	Früh	hoch	spät	früh	hoch	spät
Geröll	+ ¹	+ + ¹	+ ¹	+	0 ⁷	0 ⁷
Wasser- menge	-- ²	-- -- ²	++ ³	+ ⁴	+	0
Erosion/ Sedimen- tation	S ⁵	S ⁵	E ⁶	E ⁶	0	0

Abb.5-8: Kalt- Warmzeit- Zyklus, nach Vorlage von Burger.



Erosionsschub Ende Kaltzeit Anfang Warmzeit

¹: Viel Geröll; intensive mechanische Verwitterung, v.a. durch Frostsprengung; die Verwitterungsprodukte haben ein großes Korngrößenspektrum; über Solifluktion wandert viel Verwitterungsmaterial über die Hänge in die Flusssohle und wird mitgenommen.

²: Der Niederschlag nimmt ab und fällt meist als Schnee (ca. 300 - 400 mm/a), deshalb wird er im glazialen System gespeichert; es erfolgt nur geringer Abfluss; es finden nur leichte Umlagerungen statt, es kommt eher zur Sedimentation; die Gletscher wachsen v.a. in der frühen Kaltzeit, so dass die vorhandene Wassermenge geringer wird.

³: Die Wassermenge nimmt zu, da die Gletscher und Schnee abschmelzen, und sich die Speicher leeren. Die Temperatur steigt, somit entsteht wieder mehr Niederschlag in Form von Regen.

⁴: Die Speicher leeren sich weiter; der Niederschlag steigt weiter an.

⁵: Es kommt hauptsächlich zu Sedimentation; dies ergibt sich durch das Verhältnis von Geröll und zur Verfügung stehender Wassermenge.

⁶: Die Zeit der stärksten Erosion; diese ist Ende der Kaltzeit und Anfang der Warmzeit am stärksten.

7: Weniger Geröll zur Verfügung, da Denudationsvorgänge durch Vegetation am Hang verhindert werden und das Material zurückgehalten wird.

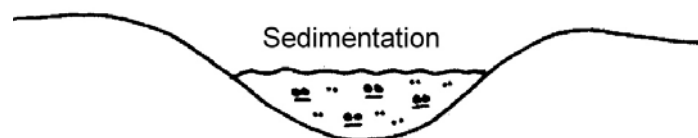
Zusätzlich muss das jahreszeitlich gesteuerte Abflussregime berücksichtigt werden.

5.3.3 Entstehung der Terrassen

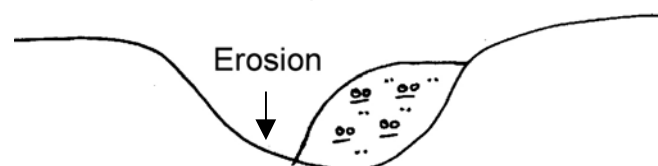
Durch den Kalt- Warmzeit- Zyklus kann die Entstehung der Treppenbildung der Terrassen erklärt werden. Diese Treppenbildung ist somit auch ein zyklisches Phänomen und beruht auf dem Wechsel zwischen Sedimentations- Erosions- und Stillstandsphase, der unten eingehender skizziert wird.

Nach einer Phase der Sedimentation in der frühen und hohen Kaltzeit (I), in der Talböden gebildet werden, folgt eine Phase, in der sich die Gerinne in den vorher gebildeten Talböden durch Erosion eintiefen (II). Die Übergangsphase zwischen Kalt- und Warmzeit birgt die idealen Voraussetzungen für diese Entwicklung. In der hohen und späten Warmzeit folgt eine Stillstandsphase und Seitenerosion ist die Folge, bei der weiteres Material der alten Talsohle ausgeräumt wird (III). In der frühen und hohen Kaltzeit beginnt der Zyklus wieder von vorne; es kommt wiederum zur Sedimentation, wobei diesmal der vorher erodierte Bereich bereits wieder verfüllt wird. Diese Talaue wird von erhaltenen Talbodenresten als Terrassen umgeben (IV).

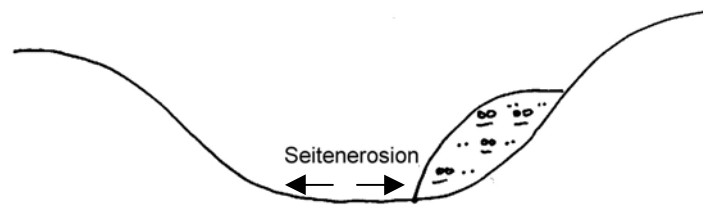
I) Frühe Kaltzeit und hohe Kaltzeit: *Sedimentation*



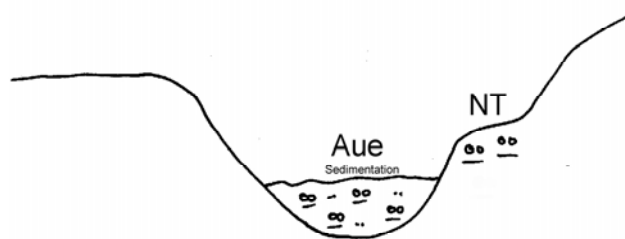
II) Späte Kaltzeit und frühe Warmzeit: *Erosion*:



III) Hohe Warmzeit und späte Warmzeit: *Stillstand und Seitenerosion*



IV) Frühe Kaltzeit und hohe Kaltzeit: *Sedimentation*



NT= Niederterrasse

Die Terrassenbildung ist ein zyklisches Phänomen; durch eine gleichmäßige tektonische Hebung kommt es zu der Stufenbildung und Ausbildung von Terrassentreppen, wobei in einem Hebungsgebiet die Älteste die höchste Lage aufweist. In der Realität sind in einem Talquerschnitt nie alle Warm- Kaltzeit-Wechsel und somit alle Terrassen sichtbar.

Bereits oben wurde erwähnt, dass es in Analogie zu den aus Tiefseekernen gemessenen $\delta^{18}O$ Werten und daraus berechenbaren Temperaturschwankungen max. 6 Hauptterrassen, max. 5 Mittelterrassen und max. 2 Niederterrassen ausgebildet sein können. Durch Temperaturschwankungen innerhalb der Kaltzeit und ungleichmäßige Hebungen sind die Terrassen nicht identisch und gleichmäßig ausgebildet, so können z.B. unterschiedliche Terrassenhöhen auftauchen.

Zudem kann es manchmal der Fall sein, dass in manchen Erosionsphasen die Ausräumung so stark war, dass ältere Terrassen völlig ausgeräumt wurden. Im Oberrheingraben finden sich beispielsweise keine Reste der Günzschotter.

5.3.4 Modifizierung durch Gesteine

Harte Gesteine bedingen enge Talformen; weiche Gesteine hingegen weite Talformen. Als Beispiel sei hier der morphologisch harte Quarzit aufgeführt, der beispielsweise die enge Talform der Loreley verursacht. Ein weiteres Beispiel ist der

Neckar bei Rottenburg, der talaufwärts im Muschelkalk ein canyonartiges enges Tal besitzt, talabwärts auf Tübingen zu im weichen Gips- und Lettenkeuper aber ein weites Kastental erodiert hat.

Im Allgemeinen sind die unterschiedlichen Talformen durch eine Vielzahl an Faktoren abhängig:

- Art der hangbildenden Gesteine
- tektonisches Verhalten des Krustenstückes
- klimatischen Verhältnisse
- Stärke und Art der Wasserführung
- Gefälle
- Menge und Art der transportierten Sedimente

Im Folgenden sollen kurz einige Talformen näher erläutert werden:

5.3.4.1 Muldental

Der Hang und die Talsohle sind nicht unbedingt trennbar und gehen durch den muldenförmigen Verlauf fließend ineinander über. Es findet kaum Seiten- und Tiefenerosion statt, der Abtrag ist gering. Häufig ist das Muldental in weichem Gestein zu finden und oft auch im Oberlauf des Flusses, da hier in der Regel das Gefälle noch niedriger ist und der Fluss, besser die Bäche, noch relativ wenig Wasser führt und noch eine niedrige Fließgeschwindigkeit aufweist. Diese Talform wird oft auch durch kleine Gerinne entwickelt, die nur eine geringe Erosionsleistung aufweisen. Das Muldental tritt in vielen Varianten auf.

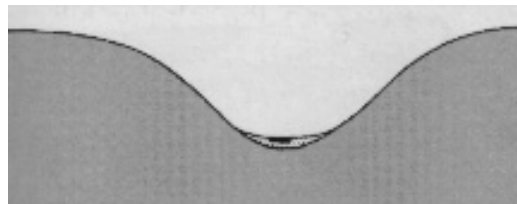


Abb.5-9: Muldental Aus: Zepp, 2002, S.163.

5.3.4.2 Kerbtal

Das Kerbtal weist einen V-förmigen Querschnitt auf mit geraden gestreckten Hängen. Die Talsohle ist nicht sehr breit. Der Fluss nimmt den größten, aber nie den gesamten

Teil der Talsohle ein. Auch hier ist die Tiefenerosion gegenüber dem Prozess der Hangdenudation vorherrschend.

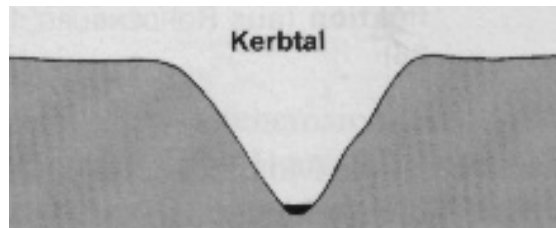


Abb.5-10: Kerbtal Aus: Zepp, 2002, S.162.

5.3.4.3 Klamm

Kennzeichnend für eine Klamm sind sehr steile Talhänge, deren Talwände beinahe senkrecht aufsteigen. Das Tal ist insgesamt sehr schmal und tief. Es findet sich hauptsächlich im unteren Oberlauf. Der Strom (Fließrinne) nimmt fast die gesamte Talsohle ein.

Die senkrechten Wände deuten auf ein recht hartes und widerständiges Gestein hin. Es gab so gut wie keine Seitenerosion, sondern ausschließlich Tiefenerosion. Der Fluss muss starkes Gefälle aufweisen, z.B. durch die rasche Veränderung einer lokalen Erosionsbasis, ansonsten wären die Hänge verwittert und abgetragen und eine abgeflachtere Form wäre vorhanden. Es gibt also eine Dominanz der Tiefenerosion gegenüber der Hangdenudation.

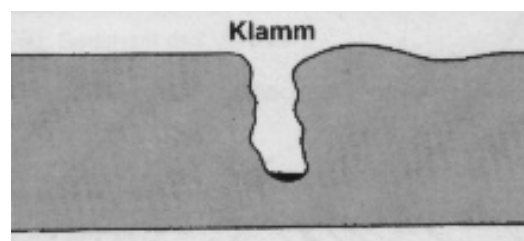


Abb.5-11: Klamm Aus: Zepp, 2002, S.162.

5.3.4.4 Canon

Die Bildung eines Canons ist gesteinsabhängig. Vertikal gesehen gibt es unterschiedlich harte und weiche Gesteine. Je nachdem in welcher Schicht der Fluss gerade geflossen ist, kommt es zu unterschiedlichen Eintiefungsraten. Im harten Gestein entstehen steile Hangpartien, in weichem Gestein Hänge mit geringerer Neigung. In der weicheren Schicht gelang das natürlich viel schneller und führte zu einer breiteren Form. Bei hartem Gestein entstanden Schluchten oder eine Klamm.

Wenn der Fluss weiter erodiert bricht der obere Teil nach und ein treppenartiges Muster ist die Folge.

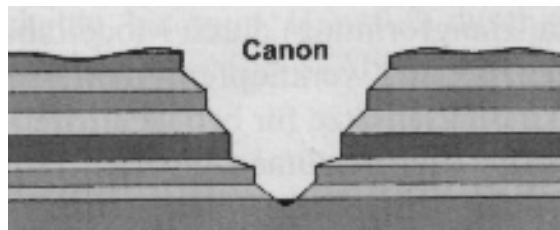


Abb.5-12: Canon Aus: Zepp, 2002, S.162.

5.3.5 Talasymmetrie

Eine Talasymmetrie liegt vor, wenn die Hänge in ihrer Neigung nicht gleichartig ausgeprägt sind. Bei einander gegenüberliegenden Hängen können unterschiedliche Neigungen auftreten.

Eine Erklärungsmöglichkeit ist durch die unterschiedlichen Prozesse an Prall- und Gleithängen gegeben (wie z.B. bei Mäanderbögen: diese entstanden, als der Fluss mäandrierte, also einen gekrümmten Verlauf einschlug). Bei einem gekrümmten Flussverlauf finden sich die größten Fließgeschwindigkeiten an der Außenseite der Flusskrümmung, da der *Stromstrich* (=maximale Fließgeschwindigkeit des Flusses) durch die Zentrifugalkraft nach außen verlagert wird. Dort findet auch die stärkste Erosion statt, der Hang wird unterschritten und versteilt. Dieser Ort wird auch als *Prallhang* bezeichnet. Gegenüber, an der Innenseite der Flusskrümmung, liegt der sogenannte *Gleithang*. Dort findet aufgrund niedrigerer Fließgeschwindigkeiten eher Sedimentation statt und die Entstehung eines Sedimentkörpers ist die Folge. (Eingehender werden diese Prozesse in Kapitel 3.2.1.3 „Flussmechanische Grundlagen“ behandelt).

Eine weitere Erklärung für die Talasymmetrie kann in den unterschiedlichen hangbildenden Gesteinen begründet sein, sowie durch unterschiedliche Einstrahlungsverhältnisse, die den beiden Hängen jeweils eigen sind.

Talasymmetrie kann ebenfalls durch Solifluktion entstehen, wenn z.B. die Solifluktion einen Hang viel stärker angriff als den gegenüberliegenden. Dies geht auch auf unterschiedliche Exposition und somit unterschiedliche Einstrahlungsverhältnisse zurück.

5.3.6 Umlaufberg

Umlaufberge sind Zeichen, dass der Fluss mäandrierte und Seitenerosion betrieb. Der Umlaufberg zeigt sich als eine isolierte Erhebung mit einem umlaufenden Tal, das meistens auf 3 Seiten ein Trockental ist. Er ist ein Talsporn, der früher von einer Mäanderschlinge umflossen wurde und dadurch entstand, dass sich die beiden Prallhänge durch fortschreitende Seitenerosion immer näher kamen, bis der schmale Landstreifen dazwischen vom Fluss durchbrochen wurde, wobei der Fluss seinen Lauf verkürzte.

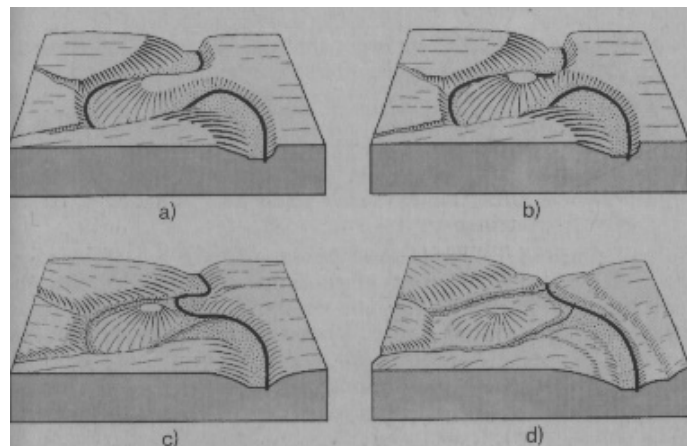


Abb.:5-13: Entstehung eines Umlaufberges nach G. Wagner. Aus: Wilhelmy, 1975, S.129.

6. GLAZIALGEBIETE

Die Glazialgebiete schließen sich an die Periglazialgebiete an.

6.1 Abgrenzung

6.1.1 Schneegrenze

Durch die Schneegrenze werden die Gebiete abgegrenzt, in denen der Schnee im Sommer nicht abgetaut wird. Im Allgemeinen versteht man darunter die Grenze zwischen Gebieten mit perennierender Schneeanammlung und den zeitweise schneefreien Gebieten. Es finden sich jedoch auch unterschiedliche Definitionen der Schneegrenze, die im Folgenden erläutert werden sollen.

6.1.1.1 temporäre Schneegrenze

Dabei handelt es sich um eine kurzzeitige Betrachtung. Die Beobachtung erfolgt über ein Jahr. Das Gebiet, das im Sommer noch schneebedeckt ist, wird als Glazialgebiet bezeichnet. Diese Vorgehensweise wird häufig durch Satellitenaufnahmen unterstützt.

6.1.1.2 klimatische Schneegrenze

Diese umfasst eine mehrjährige Betrachtung, wobei die Schneegrenze über gemittelte Werte erfasst wird. Die Temperaturen werden beobachtet und es wird festgestellt, wann diese nicht ausreichen, um den im Durchschnitt gefallenen Schnee zu schmelzen. Über dieser Linie können sich Gletscher bilden. Bei dieser Art der Bestimmung spielen viele Faktoren eine Rolle (z.B. Luftfeuchte, Einstrahlungsverhältnisse etc.).

6.1.1.3 orographische oder reale Schneegrenze

Damit bezeichnet man die höchste Lage der Schneegrenze im Spätsommer. Diese Methode ist reliefabhängig; es werden Nord/Südeffekte einbezogen und die Einstrahlung berücksichtigt. Ein nordexponierter Hang erhält beispielsweise weniger Einstrahlung als der südexponierte, so dass der Schnee hier auch in tieferen Lagen vorkommen und sich auch länger halten kann. Die orographische Schneegrenze kann höher oder tiefer liegen als die klimatische Schneegrenze.

6.1.2 Verlauf der Schneegrenze

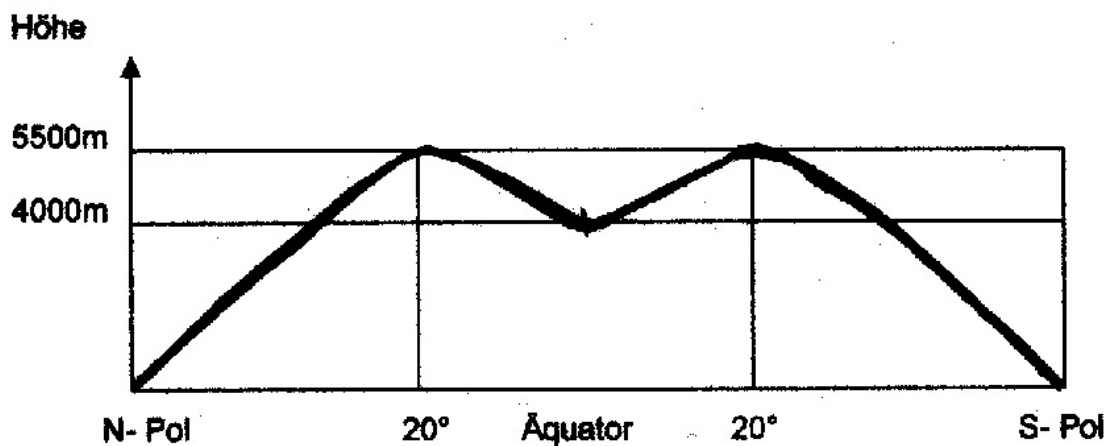


Abb.6-1: Schneegrenze

Es erscheint auf den ersten Blick etwas verwirrend, dass die Schneegrenze ihre maximale Höhe an den Wendekreisen (20°) aufweist. Dies lässt sich jedoch durch die dort herrschende Wolkenarmut und die geringen Niederschläge erklären. Hier liegt die Schneegrenze in einer Höhe von ca. 5500m; an den Polen hingegen liegt sie in Meeresspiegelhöhe. In den Alpen verläuft die Grenze zum Glazialgebiet bei über 3000m. Die Höhe unserer Mittelgebirge reicht somit nicht aus; sie sind nicht vergletschert.

6.1.3 Bestimmungsmethoden der verschiedenen Schneegrenzen

Auch hinsichtlich der Bestimmungsmethode der Schneegrenzen gibt es unterschiedliche Vorgehensweisen:

6.1.3.1 Höfersche Methode

Nötig für diese Methode sind die Höhenangaben vom Gletscherende und der mittleren Höhe der Gebirgsumrahmung. Der Mittelwert dieser Strecke ergibt die Höhe der Schneegrenze.

ABER: bei Gletschern mit geringem Höhenunterschied dieser beiden Punkte gibt es fehlerhafte Ergebnisse. Die Methode ist gut für nicht mehr existente, eiszeitliche Gletscher (dabei: Gletscherende= Endmoräne).

6.1.3.2 Hessmethode

Dabei wird die Gletscheroberfläche betrachtet. Man trennt Nähr- und Zehrgebiet anhand der Wölbung und somit durch den Verlauf der Höhenlinien.

Isohypsen im Zehrgebiet: (Gletscherzunge): konvex zum Gletscherende durchgebogen

Isohypsen im Nährgebiet: konkaver Verlauf

Firmlinie: gestreckte Linie vom konvexen/konkaven Verlauf

ABER: gute topographische Karte notwendig.

6.1.3.3 Gipfelmethode

Ermittlung der Spitzen, die aus der Eiskappe schauen. Arithmetisches Mittel aus verfirnten und gerade noch unverfirnten Gipfeln.

ABER: aus topographischen Gründen ungenau

6.2 Entstehung von Eis

Neuschnee fällt; die Spitzen der sternförmigen Schneekristalle schmelzen im Laufe der Zeit. Der Schnee wird körnig, dichter, fester und wandelt sich zu *Altschnee*. Wenn neuer Schnee darauf fällt, erhöht sich der Druck auf den *Altschnee*. Im Laufe der Jahre entsteht *Firn*, der sich zu *Gletschereis* kristallisiert. Gletschereis besteht aus Gletscherkörnern, die einen Durchmesser von 2-20 mm aufweisen und luftundurchlässig sind und somit kein Hohlraumvolumen mehr hat. Gletscherbildung ist nur in den Gebieten möglich, in denen die jährliche Menge fester Niederschläge größer ist als der Verlust durch das Abschmelzen (Ablation). Unter Ablation versteht man das Abschmelzen von Schnee und Eis, besonders an der Gletscheroberfläche, durch Sonneneinstrahlung, Umspülung mit warmer Luft, etc. Man unterscheidet zwischen Nähr- und Zehrgebiet:

Im *Nährgebiet* (Akkumulationsgebiet) herrscht Schneefallüberschuss. Über das gesamte Jahr hinweg existiert eine Schneedecke und ein Firnfeld ist vorhanden. Der Niederschlag ist größer als die Ablation. Im *Zehrgebiet* (Abschmelzgebiet) herrscht Schneefalldefizit, so dass der gesamte Schnee abschmilzt. In diesem Gebiet verringert sich die Menge des, aus dem Nährgebiet stammenden, Eises der Gletscherzunge. Im Spätsommer ist dieses Gebiet schneefrei und weist meist eine graue Farbe auf. Die Ablation ist hier größer als der Niederschlag.

Die Firngrenze (Niederschlag= Ablation) trennt Nähr- und Zehrgebiet.

Dichten:

Schnee: 60-300 kg/m³

Altschnee:	200-550 kg/m ³
Firn:	400-800 kg/m ³
Eis	900 kg/m ³ (→verursacht einen enormen Druck beim Ausfließen)

6.3 Gletschertypen

6.3.1 Kalte und warme Gletscher

Kalte Gletscher

Dazu gehören die Gletscher der Polargebiete. Die Eistemperaturen liegen weit unterhalb des Druckschmelzpunktes. (Durch das Eigengewicht des Gletschers sinkt an dessen Basis der Schmelzpunkt des Eises um ca. 0,006°C pro 100m. Diese auflastbedingte Schmelztemperatur wird Druckschmelzpunkt genannt. Somit liegt dieser bei 2500m Eismächtigkeit bei -1,6°C). Die einzelnen Teile weisen unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten auf, so dass innerhalb des Eises Blockbewegungen entstehen und viele Gletscherspalten die Folge sind. Sie entstehen in Längsrichtung, wenn die Geschwindigkeit des Eises im Inneren höher als in den Randbereichen des Gletschers ist. Quer verlaufende Spalten entstehen durch eine Änderung der Geschwindigkeit in Fließrichtung, besonders an Steilstufen (Eisbruch). Kalte Gletscher sind eher auf der Nordseite zu finden.

Warme Gletscher

Darunter fallen die Gletscher der Mittelbreiten und Tropen. Die Temperatur liegt knapp unter 0°C, also unterhalb des Druckschmelzpunktes; er weist laminare (gleichförmige) Bewegung auf, es gibt wenig Gletscherspalten. Die warmen Gletscher sind eher auf Südseiten zu finden und es finden sich ganzjährig aus Spalten gespeiste Schneeschmelze am Boden, die v.a. durch das Gletschertor austreten.

6.3.2 Inlandeismassen

Sie haben ihr heutiges Vorkommen an den Polen; die größten finden sich in der Antarktis und in Grönland. Sie sind im Querschnitt flach und kuppelförmig und erstrecken sich über Hunderte von Kilometern. Sie haben eine sehr niedrige Geschwindigkeit, dafür können sie hingegen Mächtigkeiten von mehreren Kilometern aufweisen.

6.3.3 Plateaugletscher

Sie bedecken als geschlossene Eismassen Hochflächen. Von den Rändern ragen Talgletscher und Gletscherzungen hinunter (Auslassgletscher). Sie haben in der Regel nur geringe Mächtigkeiten als Zeichen geringer Gletscherernährung und sind wenig beweglich.

6.3.4 Kargletscher

Kargletscher füllen ein Kar aus, d.h. sie haben ihr Nährgebiet innerhalb des Kars. Ihr Zehrgebiet sind kleine Gletscherzungen, die oft kaum aus der Hohlform hinausreichen; es gibt keine talfüllenden Gletscherzungen.

Die Entwicklung beginnt durch perennierende Schneeansammlung in bereits vorhandenen Hangmulden. Eine Entwicklung von Schnee über Firn zu Eis findet statt. Durch die Abtragungsleistung entsteht ein Kar. Wenn durch großen Schneeüberschuss lange Gletscherzungen hinausfließen, kann sich ein reiner Kargletscher zum Talgletscher entwickeln. Talgletscher können auch häufig durch einen Zusammenfluss mehrere Zungen aus diversen Karen entstehen, wobei in diesem Fall Mittelmoränen als Aufschüttungsformen gebildet werden.

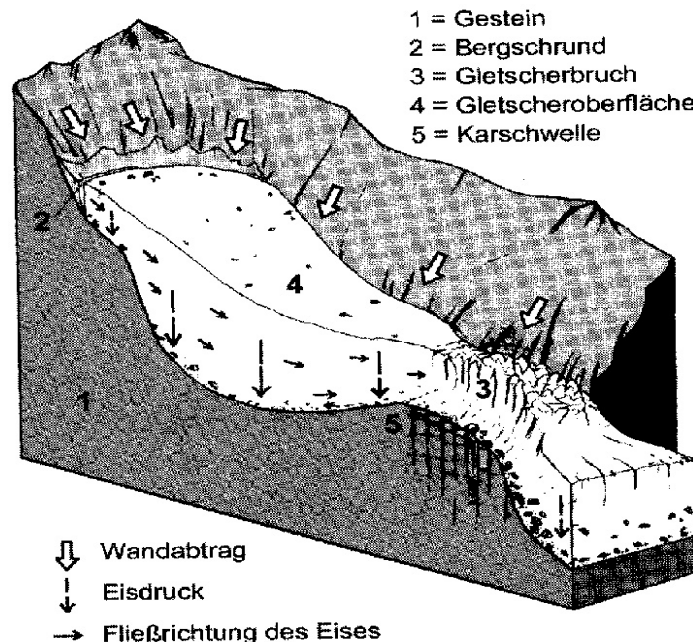


Abb.6-2: Grundaufbau eines Kars. Aus: Leser, 1998, S. 147.

6.3.5 Talgletscher

Talgletscher sind charakteristisch für die meisten Hochgebirge.

Das Nährgebiet des Talgletschers wird gebildet durch Firmulden und Kare. Die Talgletscher bewegen sich als Eisströme in, durch fluviatile Erosion vorgeformte, Tälern (präglazial). Sie bestehen häufig aus Haupt- und Nebengletschern und bilden dann gemeinsam ein sogenanntes *Eisstromnetz*, wenn sie sich durch *Transfluenz* auch in die Nachbartäler hinein bewegen. Dabei kommt es zu einer Gletscherbewegung über die Wasserscheide hinweg. Das kann beispielsweise dann der Fall sein, wenn das Tal bereits durch eine andere Eismasse blockiert ist oder wenn sich der Gletscher gegen eine Talverengung bewegt. Er überfließt dann die niedrigste Stelle der Umgebung. Dieser Vorgang wird als *Transfluenz* bezeichnet. Das Eis erfüllt das Gebirgssystem und vereint sich von Haupttal zu Haupttal.

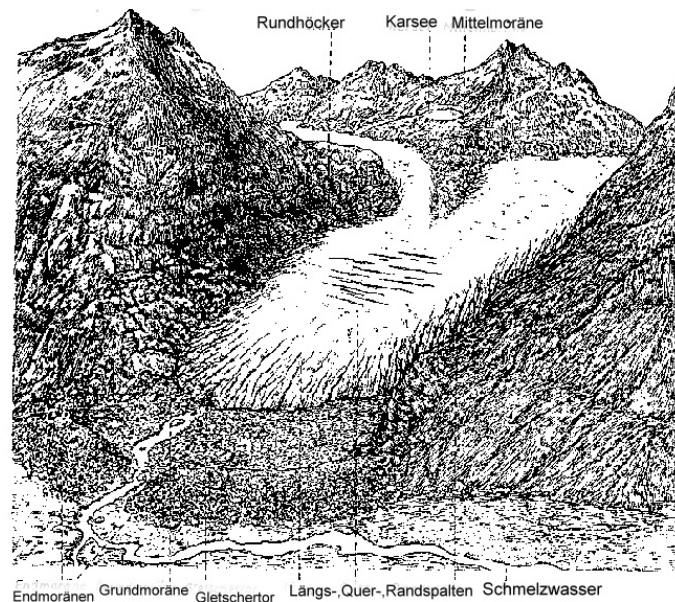


Abb.6-3: Tal- oder Gebirgsgletscher mit seinem Spaltensystem. Aus: Mückenhausen, 1985, S.121.

In den Alpen sind nur ca. 2% des Gebirges vergletschert. Durch rezente Gletscherrückgang können ehemalige Talgletscher auch auf kleine Gletscherzungen oder Kargletscher reduziert werden.

Die Bewegung erfolgt mit einer Geschwindigkeit von 30-200m/a.

6.3.6 Vorlandvereisung

Sie sind während des Maximums der Kaltzeit entstanden. Während der pleistozänen Eiszeiten gab es, vor allem am Nordrand der Alpen, Vorlandgletscher. Am Südrand der Alpen hatten sie weit geringere Ausmaße. Diese Vorlandvereisung entstand, als

die Talgletscher aus dem Alpenkörper ausgetreten sind, sich vereinigten und so zur Vereisung des Vorlandes führten (z.B. Riss-Vereisung in Süddeutschland).

6.4 Glaziale Formen

6.4.1 Abtragungsformen

6.4.1.1 Prozesse

6.4.1.1.1 Detersion

Unter dem Druck des bewegten Gletschereises wird die Landoberfläche erodiert. Vor allem Grundmoränen bearbeiten den Felsuntergrund schleifend. Dies geschieht in großem Maße an Hindernissen auf der, der Eisbewegung zugewandten Stoßseite. Erfolgt eine Druckzunahme des Eisstroms, so folgt an diesen Stellen ein stärkerer Gletscherschliff. Die dadurch entstandenen Gletscherschrammen lassen nach Abschmelzen des Eises die Richtung der Eisbewegung erkennen. Durch Reibung einer Grundmoräne auf Fels entsteht das sogenannte Gletschermehl. Kommt dies in Verbindung mit Wasser, so entsteht die sogenannte Gletschermilch, eine grün-weißliche Flüssigkeit. Die Detersion hat Schleif-, Schramm- und Kratzwirkung.

6.4.1.1.2 Detraktion

Die Detraktion findet besonders auf der, dem Eisstau entgegengesetzten Seite (Leeseite), statt. Es kommt zum Herausbrechen und -reißen von Gesteinssplintern und gelockertem Felsteilen aus dem Gestein unterhalb des Gletschers. Oft friert das Material am Gletscher fest und wird bei der Weiterbewegung des Gletschers herausgerissen und als Grundmoräne nachgeschleift.

6.4.1.1.3 Exaration

Die Exaration hat ausräumende und ausschürfende Wirkung. Schwächezonen werden ausgeräumt und zusammengesoben. Vor dem Gletscherende abgelagerter Schutt wird von der Gletscherstirn mitgerissen (vgl.: Wirkung eines Schneepfluges).

Zur Entstehung der glazialen Abtragungsformen, ist es notwendig, die Prozesse der Verwitterungsvorgänge am Gletscher zu kennen. Wichtig hierbei ist die Frostsprengung am Gletscher, die in unten stehender Abbildung erläutert wird.

Verwitterungsvorgänge am Gletscher: Frostsprengung

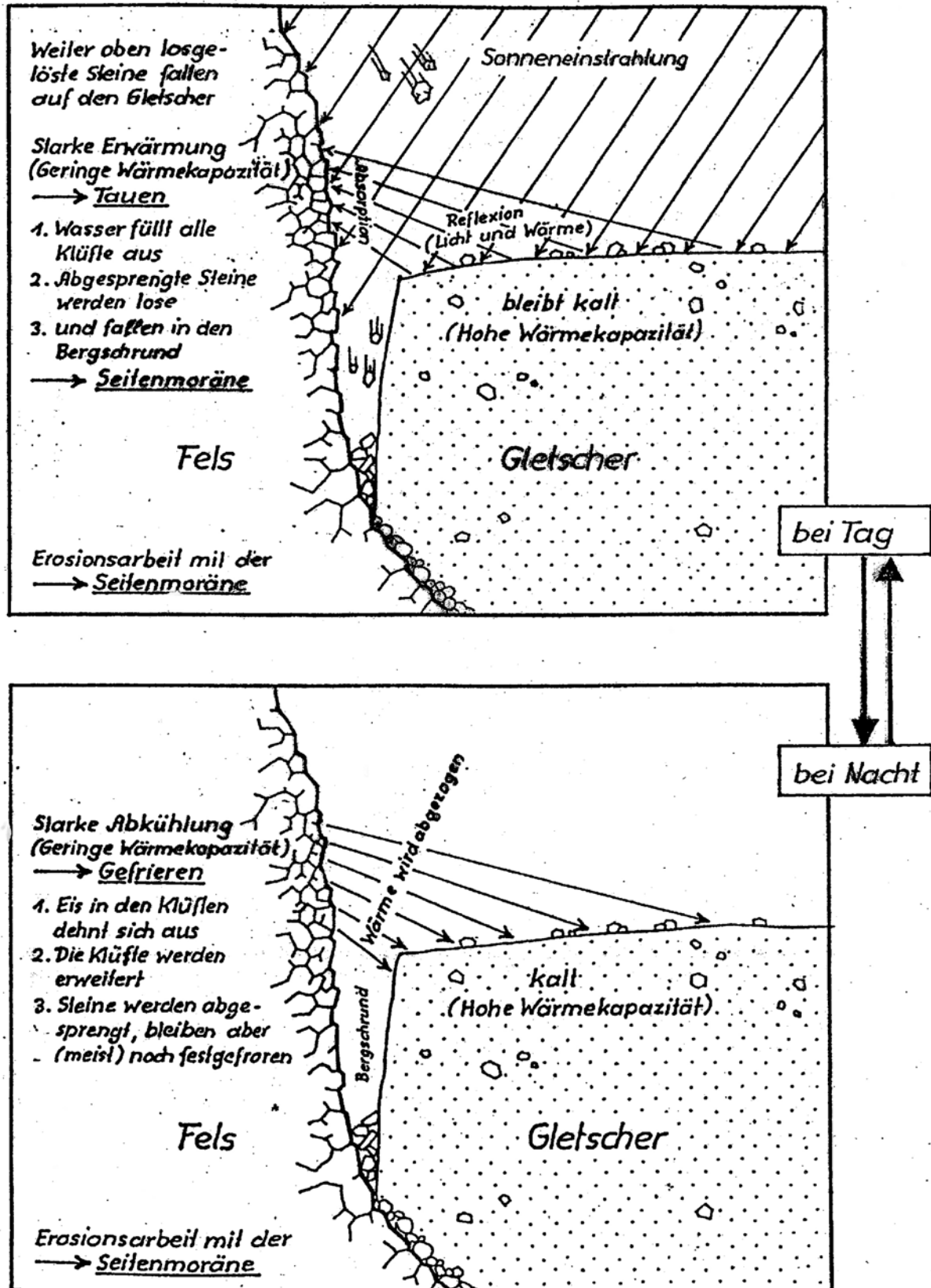


Abb.6-4: Verwitterungsvorgänge am Gletscher.

6.4.1.2 Kare

Das Kar kann als ein sesselförmiges Halbrund mit steilen Flanken oder auch als nischenförmige Hohlform bezeichnet werden. Kare entstanden durch räumlich differenzierte Erosionsarbeit des Kargletschers (siehe auch Abb.6-2: „Schema eines Kargletschers“).

Am Bergschrund findet Frostverwitterung statt. Das Verwitterungsmaterial wird in den Gletscher eingearbeitet. Die Verwitterung und Abtragung ist am Bergschrund größer als an dem darüber liegenden Hang. Eine Versteilung findet auch an der Seite statt, so dass die Sesselform entstehen kann. Die Form wird bestimmt durch die Gesteinsart, die Verwitterbarkeit des Gesteins, die Art der Verwitterung und die Abtragungsarbeit des Eises, so dass in der Natur unterschiedliche Formen auftreten können (rund, oval, unregelmäßig).

Der Abtrag selbst ist im zentralen Teil am größten. Bei kurzen Gletschern nimmt die Tiefenerosion vom Zentrum zum Ende der Zunge hin rapide ab. Das Karbecken wird übertieft, es entsteht eine Karschwelle, so dass es nach der Vergletscherung zur Entstehung eines Karsees kommen kann, falls die Schwelle nicht abgetragen wurde. Existieren auf beiden Seiten eines Gebirgskammes Kare, so werden diese Kämme durch rückschreitende erosive Ausdehnung so sehr verschmälert, bis nur noch ein steiler, scharfkantiger Grat übrig bleibt. Wird ein Berg von allen Seiten von Kargletschern unternagt, so entstehen pyramidenförmige Karlinge oder Hörner. Ein berühmtes Beispiel hierfür ist das Matterhorn in den Schweizer Alpen. Sind mehrere Kare übereinander vorhanden, so spricht man von Kartreppen; sind sie nebeneinander angeordnet, so erfolgt die Bezeichnung Karterrasse.

6.4.1.3 Trogtal

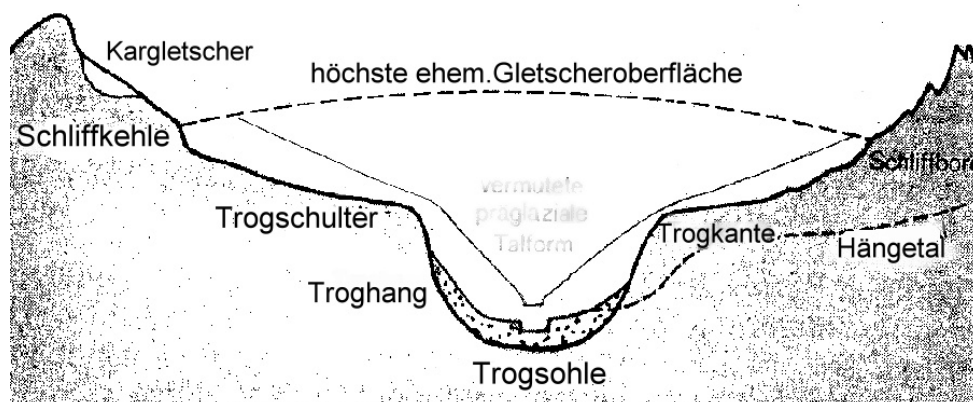


Abb.6-5: Eiszeitliches Trogtal (nach Louis/ Weber). Aus: Wilhelmy, 1992, S.94.

6.4.1.3.1 Querprofil

Das Trogtal hat im Querprofil eine U-Form (weshalb auch der Ausdruck U-Tal gebräuchlich ist), ist gestuft und weist oft ein gegenläufiges Gefälle auf. Der Gletschertrog erhält auch oft die Bezeichnung „Bett des Gletschers“.

Die Trogschulter mit sanft ansteigendem *Schliffbord* und *Schliffkehle* bildet sich zwischen den Karen, den Ausgangspunkten des Gletschers und dem eigentlichem Trogtal. Die *Trogschulter* sind Verflachungen, die oft von Rundhöckern bedeckt sind. Die *Troghänge* werden an ihrem oberen Rand durch die *Trogkante* begrenzt und sind recht steil. Die *Schliffgrenze* zeigt den Höchststand der Vergletscherung an. Die Gipfel darüber ragten als Nunatak-Berge über dem Gletscher heraus und wurden durch Frostsprengung und Karbildung geformt, so dass sie sehr kantige und schroffe Formen aufweisen. Tieferliegende Grat- oder Kammfortsätze werden hingegen im Laufe der Talvergletscherung abgerundet.

Die Trogform entsteht durch glazialüberprägte Täler, die eine fluviatil vorgeprägte Vorform aufweisen, die in der Voreiszeit entstanden ist und ursprünglich eine V-Form hatte. Es gibt in der Forschung diverse Auffassungen über die Entstehung der Trogtäler: Einerseits wird die Meinung vertreten, dass die Abtragungsleistung der Gletscher für diese Form verantwortlich ist, andererseits wird die Form nicht auf aktive Eisarbeit zurückgeführt, sondern auf Behinderung normaler Hangformung infolge der Anwesenheit des Eises. Der nachgewiesene Eisschliff wird nur als Politur bereits vorhandener Form gewertet (A. HEIM: „Mit Butter kann man nicht hobeln“). Man darf die alleinige Abtragungsleistung der Gletscher nicht überschätzen, gleichzeitig aber auch nicht den Anteil der Frostverwitterung und der erosiven Tätigkeit der Schmelzwasser unterschätzen. Eine kombinierte Wirkung aus Eis und Wasser scheint am effektivsten, um die entstandenen Formen zu erklären. Viele Küsten der höheren Breiten bestehen aus engen Trogtälern, Fjorde genannt, die sich von den ehemals vergletscherten Tälern auf dem Land nur dadurch unterscheiden, dass sie vom Meer überflutet wurden.

6.4.1.3.2 Stufen

Stufen finden sich im Längsprofil der Trogtäler. Es sind große, steile Gefällsbrüche, die unterschiedliche Ursachen haben können. Sie können durch glaziale Akzentuierung fluvial angelegter Talstufen entstanden sein. Die Stufen können auch Konfluenzstufen darstellen. Dabei sind zwei Tröge ähnlicher Größe zusammengelassen, und die Vergrößerung des Gletschervolumens hat zu einer

verstärkten Tiefenerosion geführt. Auch ein Wechsel in der Widerständigkeit des Gesteins kann für die Stufenbildung verantwortlich sein, wenn beispielsweise talab ein morphologisch weiches Gestein als es das vorige war, folgt.

Häufig beginnt das Trogtal mit einer derartigen Steilstufe. Vom Kar her fällt der Talboden steil zum eigentlichen Trogtal hin ab. Dieser steil abfallende *Trog-schluß* zeigt den Beginn einer starken Tiefenerosion durch den Gletscher an. Das Tal endet in flachen Zungenbecken.

6.4.1.3.3 Hängetäler

Eine besondere Art der Stufenbildung zeigt sich bei den Hängetälern. Den zusammenlaufenden Gletschertälern fehlte der einheitliche Talboden der fluvialen Systeme. Die kleineren Seitengletscher hatten lange nicht das Ausmaß in bezug auf die Tiefenerosion wie die Hauptgletscher. Die Seitentäler mündeten deshalb heute oft hängend an den Flanken der Haupttäler in einem höheren Niveau über der Talsohle. An der Steilstufe zwischen Hänge- und Haupttal finden sich oft große Wasserfälle, die häufig auch der Tourismus zu nutzen weiß. Da die Erosionsbasis der Flüsse in diesen Seitentälern sehr niedrig liegt, herrscht hier Tiefenerosion vor und vor allem die Talform Klamm bildet sich aus.

6.4.2 Rundhöcker (und Rundbuckel)

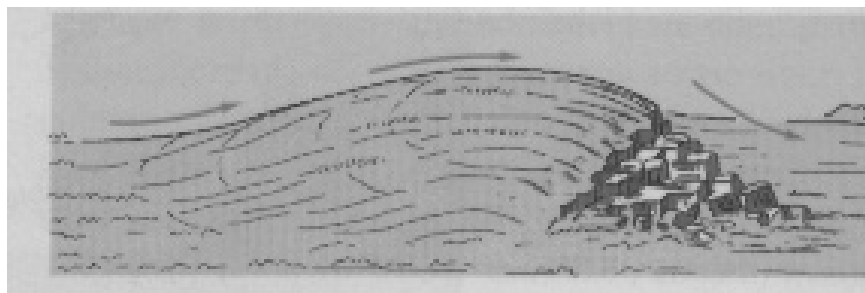


Abb.6-6: Ein glazialer Rundhöcker Aus: Strahler, 1999, S.482.

Rundhöcker sind entstanden durch die Zurundungen ursprünglich kantiger Erhebungen des Felsuntergrundes. Es entstehen asymmetrische Felsbuckel mit abgeflachter Stoßseite und kantiger Leeseite (Walfischform; ca. 3m hoch). Wichtige Prozesse bei der Entstehung der Rundhöcker sind *Detersion* und *Exaration*.

Die Stoßseite ist entstanden durch Deterision; die Leeseite (kantig, dem Eisstau entgegengesetzt) durch Exaration.

6.4.3 Akkumulationsformen (Aufschüttungsformen)

6.4.3.1 Moränen

Unter Moränen versteht man das gesamte, vom Gletscher abgesetzte Material. Moränen sind ungeschichtet und schlecht sortiert. Sie bestehen aus kantigen bis angerundeten Lockersedimenten mit unterschiedlichen Korngrößen. (Je kürzer die Fließzeit des Gletschers war, umso kantiger ist das Material. Bei längeren Fließzeiten der Gletscher wurde das Material im Zuge des Transportes zugerundet. Natürlich existiert auch zugerundetes Material, das bereits vorher fluviatil transportiert wurde und dadurch seine Form behielt). Moränen dienen zur Rekonstruktion ehemaliger Gletschervorstöße. Durch die petrographische Zusammensetzung des Materials lassen sich Rückschlüsse auf deren Herkunftsgebiet und die Bewegungsrichtung einstiger Eisströme machen. Die Einzelkomponente der Moräne wird als Geschiebe bezeichnet.

Moränen werden unterteilt in:

- Grundmoräne

Die Grundmoräne besteht hauptsächlich aus vom Gletscher erodiertes anstehendes Gestein und, durch Schmelzwasser transportiertes, fluvioglaziales Material, dass an der Gletschersohle bewegt wurde. Beim Rückzug der Gletscher bleiben wallartige Erhebungen und geschlossene Hohlformen, die sich dann im Zuge periglazialer Abtragungsvorgänge in ein kuppiges Relief wandeln.

- Mittelmoräne

Diese ist aus zwei Seitenmoränen einer Gletschervereinigung entstanden (Konfluenz).

- Innenmoräne

Eine Innenmoräne ist unabhängig von der Herkunft. Sie liegt innerhalb eines Gletschers. Dieser kann von allen Seiten Material aufnehmen und in Hohlräumen mitführen.

- Obermoräne

Eine Obermoräne wird auf der Gletscheroberfläche transportiert, wie z.B. Hang- und Bergsturzmateriale. Oder sie kann entstehen durch Abschmelzen im Zehrgebiet, dabei wandert die Innenmoräne an die Oberfläche. Die Obermoräne ist stärker ausgeprägt, je näher sie sich beim Gletscherende befindet und besteht meist aus kantigem Material.

- Seitenmoräne

Seitenmoränen sind meist wallförmig abgelagert und häufig mit Frostscht gemischt. Sie bilden Schuttrücken zu beiden Seiten des Tales, so dass man an ihrer Lage ablesen kann, welche Lage der Gletscher ursprünglich mal hatte und auch dessen Form und Masse sind dadurch ungefähr bestimmbar.

- Endmoräne

Der Endmoränenwall ist halbkreisförmig, hoch und steil. Er ist entstanden durch das am Ende der Gletscherzunge mitgebrachte und aufgeschobene Gesteinsmaterial. Dieses besteht hauptsächlich aus Grundmoränen und fluvioglaziale Material, das durch die Gletscherzunge zu hohen Wällen zusammengeschoben wurde. Der Endmoränenwall bezeugt den weitesten Vorstoß der Gletscherzunge. Bei weiteren Vorstößen wurden ältere Moränen überfahren und ihr Material in die neue Endmoräne aufgenommen

Der Endmoränenwall kann auch aus mehreren hintereinander liegenden Tafelmoränen bestehen, so dass ein Gebiet aus Kuppen und Senken sichtbar wird.

Zu unterscheiden sind Stauchendmoräne (durch Eisdruck aufgestauter Untergrund wird mit aufgeschoben) und Satzendmoräne (besteht aus, von Gletschern aufgeschüttetem Material).

In Südwestdeutschland zum Beispiel finden sich Endmoränen der Würmeiszeit bei Bad Schussenried und der Risseiszeit bei Biberach.

Der Materialtransport durch den Gletscher ist vergleichbar mit der Arbeit eines Fließbandes. Das Material ist völlig unsortiert und der Transport steht in keiner Korrelation zur Größe des transportierten Materials. Kennzeichnend ist, dass die ursprünglich scharfen Kanten abgeschliffen sind (kantengerundet), und dass die Oberfläche häufig Kratzungen aufweisen (linienhafte Schrammen); feinere Korngrößen

werden als Geschiebelehm bezeichnet. Im Laufe der Zeit wandelt sich durch Entkalkung Geschiebemergel zu Geschiebelehm.

Durch Gletscher wurden auch sogenannte Findlinge mit über 100 t Gewicht über Wasserscheiden hinweg transportiert. So wurde zum Beispiel 1984 in einer Kiesgrube in Habach ein Riesenfindling aus Wettersteinkalk aufgefunden mit 102 t Gewicht.

6.4.3.2 Drumlin

Drumlins haben vor allem für Süddeutschland eine große Bedeutung. Sie sind beispielsweise bei Wangen oder Allensbach zu finden. Es handelt sich dabei um ovale, stromlinienförmige Hügel, die in Fließrichtung des Eises gerichtet sind und sie bestehen meist aus Lockermaterial und fluviatilen Schottern. Ihr Längsprofil ist asymmetrisch. Ihr Vorkommen erfolgt meist in Scharen.

Bei ihrer Entstehung wurde abgelagertes glaziales Lockermaterial von einem neuen Gletschervorstoß überfahren. Im Zungenbecken liegen sie zwischen Zentrum und innerem Rand des Endmoränenkranzes. Sie können bis 10 m hoch und 100 m lang werden, und erreichen somit größere Ausmaße als die bereits oben angesprochenen Rundhöcker.

6.4.3.3 Glaziale Serie nach PENCK

Die glaziale Serie ist hauptsächlich in dem Gebiet um den Endmoränenwall zu finden.

6.4.3.3.1 Zungenbeckensee (*im* ehemaligen Glazialgebiet)

Der sich im Flachland als große Zunge ausgebreitete Vorlandgletscher, liegt in einem von ihm geschaffenen Zungenbecken, das mit Grundmoränen ausgekleidet ist und mit einem meist halbkreisförmigen Kranz von Endmoränen umgeben wird.

Heute sind noch Zungenbeckenseen sichtbar, die Zeugen dafür sind, wie weit der Gletscher vorgestoßen war (z.B. in Bayern: der Starnberger See; Federsee bei Biberach).

6.4.3.3.2 Grundmoräne

Die Grundmoränen finden sich im Gebiet des Gletscherrückzuges; es sind keine Rücken, sondern wallartige Erhebungen und geschlossene Hohlformen. Durch

periglaziale Abtragungsvorgänge entstehen kuppige Moränen und unregelmäßig verteilte Kuppen und Senken.

6.4.3.3 Endmoränenwall (*im* ehemaligen Glazialgebiet)

Der Endmoränenwall ist halbkreisförmig, hoch und steil. Er ist entstanden durch das am Ende der Gletscherzunge mitgebrachte und aufgeschobene Gesteinsmaterial. Dieses besteht hauptsächlich aus Grundmoränen und fluvioglazialen Material, das zu hohen Wällen zusammengeschoben wurde. Der Endmoränenwall bezeugt den weitesten Vorstoß der Gletscherzunge. Bei weiteren Vorstößen wurden ältere Moränen überfahren und ihr Material in die neue Endmoräne aufgenommen.

Der Endmoränenwall kann auch aus mehreren hintereinander liegenden Tafelmoränen bestehen, so dass ein Gebiet aus Kuppen und Senken entsteht.

Die Endmoräne des Rheingletschers aus der Jungmoränenzeit kann man verschiedenen Stadien der Eisrandlagen zuordnen: die äußere Jungendmoräne bezeugt dessen weiteste Ausdehnung und liegt bei Bad Schussenried. Zudem gibt es eine junge Jungendmoräne (Singener Stadium), dies zeigt die zweite Rückzugsphase an. Deren Schmelzwässer durchbrachen die äußere Jungendmoräne und bildeten so ein Trompetentälchen. In unmittelbarer Umgebung zum Bodensee (Konstanzer Stadium) finden sich die Endmoränen des letzten Stadiums des Eisrückzuges.

6.4.3.3.4 Sander (*außerhalb* des ehemaligen Glazialgebietes)

Die glazialen Schmelzwässer transportieren Geröllfracht. Nach Durchbruch durch den Endmoränenwall werden die Schmelzwässer in kleinere Gerinne zerfasert und der Schmelzwasserstrom teilt sich in zahlreiche Arme auf. Es kommt zur Sanderaufschüttung. Der Sander setzt direkt an der Endmoräne an, wobei Gefälle und Korngrößen, die abgelagert werden, mit wachsender Entfernung von der Endmoräne abnehmen und der Sander abflacht. Es entstehen riesige Sanderflächen, die sich bis zum Urstromtal erstrecken. Sander sind sortiert und geschichtet, wobei zwischen Flachsandern, Kegelsandern (gebündelte Ströme) und auch Zwischenformen differenziert werden kann.

6.4.3.3.5 Trompetentälchen (*außerhalb* des ehemaligen Glazialgebietes)

Die Trompetentälchen sind junge Erosionsformen, die in Sander und Schotterfläche eingeschnitten sind. Zwischen Endmoränenwall und der Zunge zurückweichender

Gletscher bildet sich eine fluvioglaziale Aufschüttungslandschaft. Aus dieser ergoss sich das Schmelzwasser mit verstärktem Gefälle (hohe Reliefenergie) in ältere Sandergebiete und zergliederte jene durch trompetenartig erweiterte Taleinschnitte. Trompetentälchen setzten häufig an früheren Gletschertoren mit hohen Abflussspenden an. Es entstehen also Verschachtelung des älteren Sanderkegels mit dem jüngeren Taleinschnitt und dem sich anschließendem Schwemmkegel. Es kommt zur Ausbildung einer, sich trompetenartig ausbreitenden Form. Nördlich von Bad Schussenried ist ein Trompetentälchen sichtbar.

6.4.3.3.6 Urstromtal (außerhalb des ehemaligen Glazialgebietes)

Dabei handelt es sich um breite und flache Talzüge, die längs des äußeren Randes der Sanderfläche quer zu den Gletscherzungen verlaufen. Sie nahmen Schmelzwasserströme vom nordeuropäischen Inlandeis auf und leiteten sie zur heutigen Nordsee. Sie verlaufen fast parallel zur Vergletscherungsfront. Das Urstromtal für die alpine Vergletscherung ist das Donautal. Für die nördliche Vergletscherung in Europa gab es, da die Eismassen unterschiedlich weit vorrückten, immer wieder ein neues Urstromtal: Dies waren die Oder, Elbe und Weser.

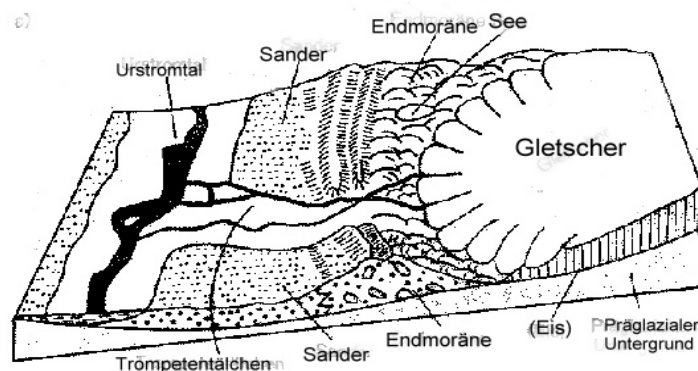


Abb.6-7: Entstehung einer glazialen Serien. Von Schmelzwasserbach durchbrochener Endmoränenwall vor der im Rückzug begriffenen Gletscherzunge. Aus: Wilhemy, 1992, S. 96.

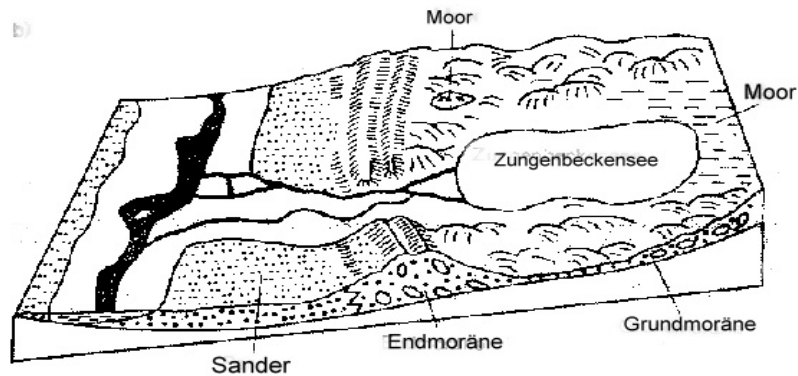


Abb.6-8: Entstehung einer Glazialen Serie: Grundmoräne, Zungenbeckensee, Endmoräne, Sander und Urstromtal nach Eisrückzug. Aus: Wilhelmy, 1992, S. 96.

6.4.3.4 Os (Pl.: Oser)

Oser entstehen bei Rückzug des Gletschers; sie haben jedoch für Süddeutschland weniger Bedeutung. Das Material wird in Abschmelzrinnen unterhalb des Gletschers sedimentiert und es entsteht ein wallartiger Rücken. Die Form ist nicht so stark begrenzt, manchmal auch geschwungen. Oser zeichnen somit die Gerinne unterhalb des Gletschers nach. Sie können bis 30 m Höhe erreichen und ziehen sich in Windungen oft weit (z.B. in Schweden und Kanada) durch die Grundmoränenlandschaft.

6.4.3.5 Kame (Pl.: Kames)

Kames sind 10-20 m hohe Hügel aus Schmelzwasserablagerungen (Kies und Sand) und typisch für Eiszerfallslandschaften; es handelt sich somit um geschichtete glazifluviale Sedimentation. Sie entstehen bei Rückzug des Gletschers zwischen stagnierenden Eispartien und sind unter Eis entstanden, wenn viel Material freigesetzt wird. Nach dem vollständigen Auftauen des Gletschereises bilden sie oft unregelmäßig geformte Hügel, teils mit ebener Oberfläche. Häufig sind sie in Gletscherspalten akkumuliert und ihre Schichtung ist an den Seiten durch das Auftauen der unterlagernden Eismassen gestört.

6.4.3.6 Söll (Pl.: Sölle)

Sölle sind Hohlformen im Bereich der Eiszerfallslandschaft. Sie sind in der Grundmoränenlandschaft zu finden. Es handelt sich um runde, ovale Kessel, die 5-30 m tief sind. Ihre Entstehung ist nicht genau geklärt; man geht davon aus, dass Sölle in ihrer Entstehung den Toteislöchern (oder Toteiskesseln) ähneln. Unter Toteis versteht

man Eisblöcke unterschiedlicher Größe, die keine Verbindung mehr mit dem Eis des Nährgebietes besitzen und die meist von Schmelzwasserablagerungen bedeckt sind. Bei der Entstehung der Sölle tauen die Toteisblöcke langsam unter Substratbedeckung (alte Obermoränen oder fluvioglaziale Ablagerungen) auf, durch die sie dem direkten Einfluss der Lufttemperatur entzogen waren. Diese Formen sind noch heute oft mit Wasser verfüllt oder vermoort. Gegen eine ähnliche Entstehungstheorie von Toteisblöcken und Söllen spricht jedoch die auffällig runde oder ovale Form der Sölle gegenüber dem zerlappten Umriss sicher nachgewiesener Toteissenken.

6.5. Verbreitung glazialer Formen

6.5.1 Norddeutschland

Die *Jungmoränenlandschaft* Norddeutschlands liegt im Ausdehnungsbereich der weichselkaltzeitlichen Inlandeises und ist somit im gesamten östlichen Teil von Schleswig- Holstein zu finden und stellt eine junge Eiszerfallslandschaft dar. Die Grenze zwischen Alt- und Jungmoränenlandschaft verläuft durch Schleswig- Holstein in N/S-Richtung, schwenkt zwischen Hamburg und Lübeck in S/E-Richtung um, übertritt jedoch nicht die Elbe. Besonders weit nach Süden findet man noch Jungmoränen in Brandenburg und südlich von Berlin. Es handelt sich dabei um eine Akkumulationslandschaft, die kaum überprägt wurde. Die Gebiete der Jungmoränenlandschaft weichen deutlich von den Gebieten mit langandauernder fluvialer Gestaltung (z.B. der Altmoränenlandschaft in Norddeutschland) ab. Typisch ist ein kleingekammertes Relief. Besonders in Nordostdeutschland formten subglaziale Schmelzwasserströme sogenannte Tunneltäler oder (falls mit Wasser verfüllt) Rinnenseen, von denen es viele Beispiele in der Mecklenburger Seenplatte gibt. Diese große Erosionsleistung war möglich aufgrund der teilweise enormen Schuttmengen (Erosionswaffen), die durch die subglazialen Schmelzwasserströme transportiert wurden. Außerdem finden sich zahlreiche Seen. Einige sind infolge glazialer Übertiefung, andere aufgrund der Abriegelung des Abflusses durch Moränen, wieder andere durch uneinheitliche Ablagerungen der Grundmoränen entstanden. Somit haben sich viele der Seen der Jungmoränenlandschaft meistens aus einem komplementären Auftreten von glazialen Erosions- und Ablagerungsprozessen entwickelt.

Es gibt zudem zahlreiche Moore, abflusslose Hohlformen und ein kaum entwickeltes Abflusssystem, so dass oft eine künstliche Entwässerung notwendig wird, die dann aber recht fruchtbaren Boden nutzbar macht. Parabraunerde findet sich häufig. Außerdem sind in Norddeutschland Endmoränenwälle (z.B. bei Schwerin und Bad Doberan), Sanderfelder (z.B. der Sander von Neumünster), Oser, Kames und Drumlins sichtbar. Förden sind aus ehemaligen Zungenbecken entstanden (z.B. die Flensburger Förde) oder aus ertrunkenen Schmelzwasserrinnen. Es bietet sich das Bild einer Eiszerfallslandschaft.

Die *Altmoränenlandschaft* wurde hingegen durch die älteren Eiszeiten geprägt (Saale-Elstervereisung) und wurden vom letzten Inlandeis der Weichselvereisung nicht mehr erreicht. Dieses Gebiet erstreckt sich bis zum Mittelgebirgsrand und nach Westen bis in die Niederlande. Das Gebiet der Altmoränen unterlag später der periglazialen Überformung, wobei es vor allem durch Solifluktion abgeflacht wurde und sich ein Abflußsystem gebildet hat. Es existiert dort ein ausgeprägtes Talnetz und das Gebiet ist durch Seenarmut gekennzeichnet. Im nördlichen Teil des Altmoränengebietes dominieren Sande, und an der Mittelgebirgsschwelle ist es geprägt durch fruchtbare Lössanwehungen, die zur Bildung der Bördelandschaften führten (z.B. in der Münsterländer Bucht oder die Magdeburger Börde). Die Sande (v.a. aus Skandinavien durch den Transport durch Gletscher eingeführt) führen zur Bildung von podsoligen Braunerden und Podsolen und somit zu einer schlechten Bodenqualität. Geschiebemergel wurde durch Verwitterung in Geschiebelehm umgewandelt.

Ein typisches Beispiel der Altmoränenlandschaft in Norddeutschland ist die Geest, die in niedere Geest (Sander der Weichselvereisung haben Senken verfüllt) und hohe Geest (abgeflachte Altmoränen) gegliedert wird.

Teilweise sind noch Endmoränen erkennbar, die aber häufig in Küstennähe von Meerestransgressionen überfahren wurden.

6.5.2 Süddeutschland

Auch Süddeutschland lässt sich in *Alt- und Jungmoränenlandschaft* gliedern, die grundsätzlich ähnliche Züge aufweisen, wie die Gebiete in Norddeutschland. Dennoch sind beide Gebiete nicht so klar abgegrenzt: die Rissvereisung hatte die größte Ausdehnung (bis in die Nähe von Sigmaringen sind Endmoränen zu finden). Die würmzeitlichen Vergletscherungen waren in ihrer Ausdehnung etwas geringer. Ihre

Endmoränen liegen auf der Grundmoräne der vorhergehenden Eiszeit. Der Gletscherrand der Würmzeit ist stärker in Bögen gegliedert.

6.5.3 Mittelgebirge

Lokal sind in den Mittelgebirgen Vergletscherungsspuren zu finden.

Im Schwarzwald sind Karseen, wie beispielsweise der Feldsee am Feldberg und Mummelsee, teilweise sind auch Trogtalformen bis Titisee erkennbar. Auch weiter nördlich gibt es Kare, z.B. auf der Höhe von Bühl. Vergletscherungsspuren finden sich nur aus der Riß- und Würmeiszeit. Man geht davon aus, dass der Schwarzwald entweder vorher noch nicht stark genug herausgehoben war oder alle vorigen Formen überprägt wurden. Rundhöcker finden sich bei Schönau. Auch der Harz war vergletschert; lokal auch der Bayrische Wald. Im Taunus herrscht Streit, ob er vergletschert war oder nicht, und ob Karformen vorhanden sind. Vergletscherungsspuren sind auch in Tschechien zu finden.

6.6 Verbreitung von Eisrandlagen

Zeitraum	Norddeutschland	Süddeutschland
Jungpleistozän	Weichsel- Vereisung	Würm- Vereisung
Mittelpleistozän	Saale- Vereisung	Riß- Vereisung
	Elster- Vereisung	Mindel- Vereisung
Altpleistozän		Günz- Vereisung

Durch Verbreitung von glazialen Formen lassen sich die Klimaschwankungen im Quartär rekonstruieren. Nachweisbar sind 4 Hauptvereisungsperioden in den Alpen und 3 in Norddeutschland. Heute ist jedoch noch fraglich, ob die zeitliche Parallelisierung (s. Tabelle) der nord - und süddeutschen Vereisung seine Richtigkeit hat.

6.6.1 Gliederung in Norddeutschland

In Norddeutschland kamen die Eismassen aus Skandinavien und breiteten sich nach Süden aus. Man kann von 3 Glazialen reden: Elster-, Saale- und Weichsel- Vereisung.

Alle Glaziale verschafften dem norddeutschen Tiefland die entscheidende Prägung durch die Inlandeismassen, die aus Skandinavien nach Süden vorrückten. Das norddeutsche Tiefland ist sozusagen eine glaziale Aufschüttungslandschaft.

▪ **Weichselvereisung** (vor 70.000-11.000 Jahren)

Überzieht das gesamte östliches Schleswig-Holstein.

Periglazialgebiet: Berlin, Frankfurt a.O., Niedersachsen

Sie ist die jüngste Kaltzeit des Pleistozäns. In dieser Zeit wurde das norddeutsche Tiefland (vor allem der östliche Teil) durch das Eis besonders geprägt. Die Weichsel-Formen gehören zum Jungmoränengebiet. Dabei zeigen sie starke glaziale Reliefformen, gegliedert durch 3 Endmoränenzüge. Diese Endmoränenzüge entsprechen den 3 Stadien der Weichsel- Kaltzeit:

→ Brandenburger Stadium, ca. 25.000–20.000 Jahre vor heute; Baruther Urstromtal.

→ Frankfurter Stadium, 20.000-15.000 Jahre vor heute; Berliner Urstromtal und

→ Pommersches Stadium, 14.200 Jahre vor heute; Eberswalder Urstromtal.

Das Brandenburger und Frankfurter Stadium zeigen vor allem Endmoränenreste westlich und östlich von Schwerin, während man besonders kräftige blockreiche Endmoränen bei Bad Doberan gefunden hat, die dem Pommerschen Stadium angehören.

Die weichselzeitlichen Ablagerungen sind gegliedert durch 2 Geschiebemergel (= 2 Grundmoränen). Im Jungmoränengebiet südlich der Pommerschen Eisrandlage trifft man auf weit verbreitetes Toteis.

▪ **Saalevereisung** (vor 180.000-130.000 Jahren)

Ausdehnung bis zur Rheinmündung, Teile der Niederlande, Niederrheinische Bucht (bis Düsseldorf) durch Münsterland und Mittelgebirgsschwelle bis hin zum osteuropäischen Tiefland (Essen, Meißen, Bautzen).

Die Saale- Vereisung ist die vorletzte und räumlich ausgedehnteste Eiszeit des Norddeutschen Tieflandes.

Man spricht bei der Saale- Kaltzeit von 2 Stadien:

→ Drenthe- und Warthe- Stadium.

▪ **Elstervereisung** (vor 250.000-420.000 Jahren)

Ausdehnung bis Paderborn, Erfurt, Dresden (bis an deutsche Mittelgebirgsschwelle und nördlich von Prag); älteste der pleistozänen Vereisungen in Norddeutschland. Die Elster- Vereisung wird vor allem durch ausgedehnte Grundmoränensedimente (Typ = Geschiebemergel) nachgewiesen. Die Glaziale Serie ist kaum erhalten.

6.6.2 Gliederung in Süddeutschland

In Süddeutschland waren es die Alpen- Gletscher, die aus ihren Tälern heraustraten und große Eisflächen bildeten. Dies stimmt jedoch nur für den nördlichen Teil der Alpen. In den Südalpen blieben die Gletscher in ihren Tälern hängen und bildeten sogenannte Talgletscher.

Entscheidend für die heutige Gestalt des Alpenvorlandes waren die Geschehnisse im Pleistozän. In den Kaltzeiten traten Gletscher aus den Tälern heraus und bildeten Formen einer glazialen Aufschüttungslandschaft mit Endmoränen, Grundmoränen und Zungenbecken.

Selbständige Gletscher im Alpenvorland waren:

- o Salzach- Gletscher
- o Inn- Chiemsee- Gletscher

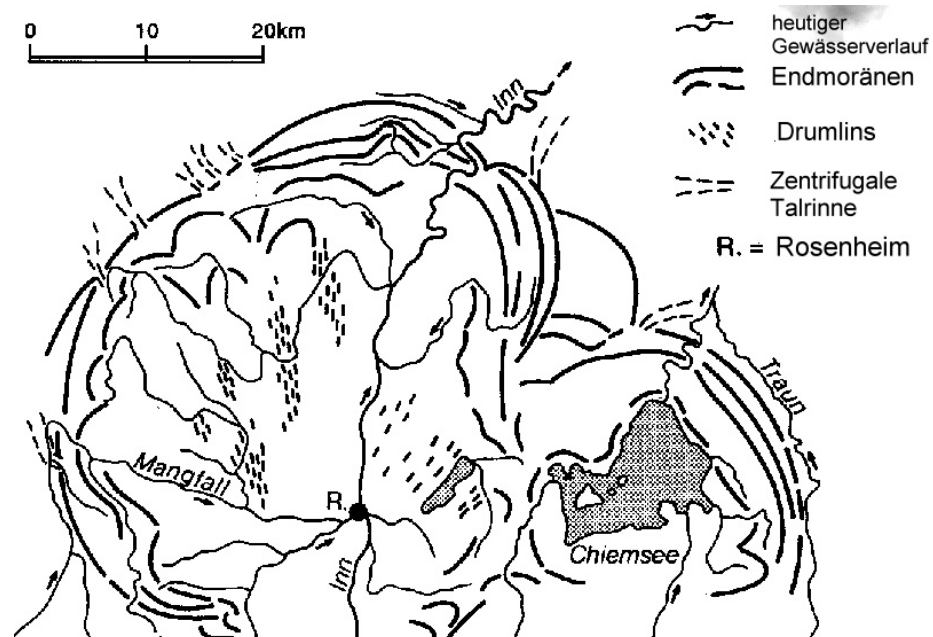


Abb.6-9: Die Landformen des Inn-Chiemsee- Gletschers (vereinfacht nach Troll 1924). Aus: Ahnert, 1996, S.347.

- o Isar- Loisach- Gletscher
- o Iller- Lech- Gletscher
- o Rhein- Gletscher

Außerdem bildeten sich einige Zungenbeckenseen, von denen heute noch einige erhalten sind, z.B.:

- o Ammersee
- o Chiemsee
- o Starnberger See

Die Ablagerungen der Endmoränen bildeten mächtige Schotterdecken. Durch die immer neue Einlagerung von jüngeren Schotter- Terrassen in Ältere entstand eine Terrassenlandschaft.

▪ **Würmeiszeit** (vor 70.000-11.000 Jahren)

Diese Vereisung erreicht nicht die Donau. Es sind zahlreiche glaziale Serien erhalten. Sie ist die Jüngste der pleistozänen Vereisungen in Süddeutschland. Somit ist sie am besten erhalten und rekonstruierbar, man teilt sie in 3 Abschnitte auf:

Frühglazial

Im Frühglazial gab es noch wenige Gletschervorstöße; innerhalb dieser Zeit gab es eine Reihe wärmerer Phasen (Interstadiale) von jedoch relativ kurzer Dauer.

Hochglazial

Das Hochglazial begann ungefähr 25.000 Jahre vor unserer heutigen Zeit. Es war der Beginn starker bis sehr starker Gletschervorstöße. Die Jahresmitteltemperatur war geringer als – 3 Grad Celsius, das heißt, es war in dieser Zeit extrem kalt. Die Gletscherzungen stießen (in der stärksten Phase 23.000 Jahre vor heute) weit in das Alpenvorland vor und bildeten sogenannte Eislappen. Die maximalen Stände erreichten diese Gletschervorstöße ca. 20.000 Jahre vor heute (= heutige Jungmoränen).

Aus der Würmeiszeit sind vollständige glaziale Serien erhalten: der besterhaltene Formenschatz stammt vom letzten Gletschervorstoß, ungefähr 18.000 Jahre vor heute.

Spätglazial

Das Spätglazial begann vor ca. 15.000 Jahren. Es wurde durch eine deutliche Erwärmung eingeleitet. Die Gletscher zogen sich langsam zurück und spätestens 14.000 Jahre vor heute war das Alpenvorland eisfrei. Es bildete sich eine Seenplatte aus zahlreichen Zungenbeckenseen (z.B. Ammersee, Starnberger See, Chiemsee). Das Ende des Würmglazials war dann vor ca. 10.200 Jahren mit dem Beginn des Holozäns (=Postglazial).

- **Rißeiszeit** (vor 200.000-130.000 Jahren)

Sie hatte die größte Ausdehnung und reichte teilweise über die Donau hinaus.

Man findet noch heute deutlich erkennbare Moränenwälle. Der mächtigste Gletscher zu dieser Zeit war der Rheingletscher: er reichte bis zum Albrand und streckte sich zwischen Iller und Schwäbischer Alb aus. Die äußerste Endmoräne dieses Gletschers findet man südlich von Sigmaringen und die Vereisung erstreckte sich auch bis zum Südrand des Schwarzwaldes. Man geht davon aus, dass es dort Begegnung mit dem Feldberggletscher gab.

Diese weite Ausdehnung hat jedoch alles vorige „übereist“ und Formen unkenntlich gemacht.

- **Mindaleiszeit** (vor 250.000-420.000 Jahren)

Es gibt kaum glaziale Serien. Diese sind nur randlich nachweisbar, da sie an vielen Stellen von der Rissvereisung überfahren wurden. Kräftige Übertiefungen der Zungenbecken sind erkennbar. Es sind zum Teil nur undeutlich Endmoränen- Wälle erhalten. Die vorhandenen Schotter (Deckenschotter) aus der Zeit weisen einen enormen Verwitterungshorizont auf und sind im Süden an manchen Stellen bis zu 30m mächtig. Dort gehen sie in gewaltige Schottermoränen über.

- **Günzeiszeit** (Beginn vor ca. 700.000 Jahren)

Das Alpenvorland ist geprägt durch das Austreten der Gletscher. Südlich der Alpen blieben diese oft in den Tälern stecken. Die Überreste dieser Eiszeit beschränken sich auf Terrassenschotter ohne nachweisliche Moränen. Diese günzeiszeitliche Schotter enthalten Calcite, die eine Verkittung zu Konglomeraten schaffen; darüber liegen Verwitterungsdecken, die oft eine Höhe von 5 – 7 m erreichen.

Man spricht von vier klassischen Vereisungen. Als ideale Kaltzeit wird die Saale- und Rissvereisung angesehen, denn alle Gebiete, die bereits vorher einmal vereist waren, wurden "übereist", und viele der bis dato existierenden Formen wurden überfahren.

Frühere Datierung der Eiszeiten sind durch Lößstratigraphie möglich; es gibt jedoch keine Lößablagerung in den jüngsten Glazialgebieten (Weichsel, Würm), da es danach keine weitere Kaltzeit, die als Voraussetzung der Lößauswehung gelten, mehr gab.

Die pleistozäne Vergletscherung nahm nach Osten hin mit zunehmender Kontinentalität des Klimas ab.

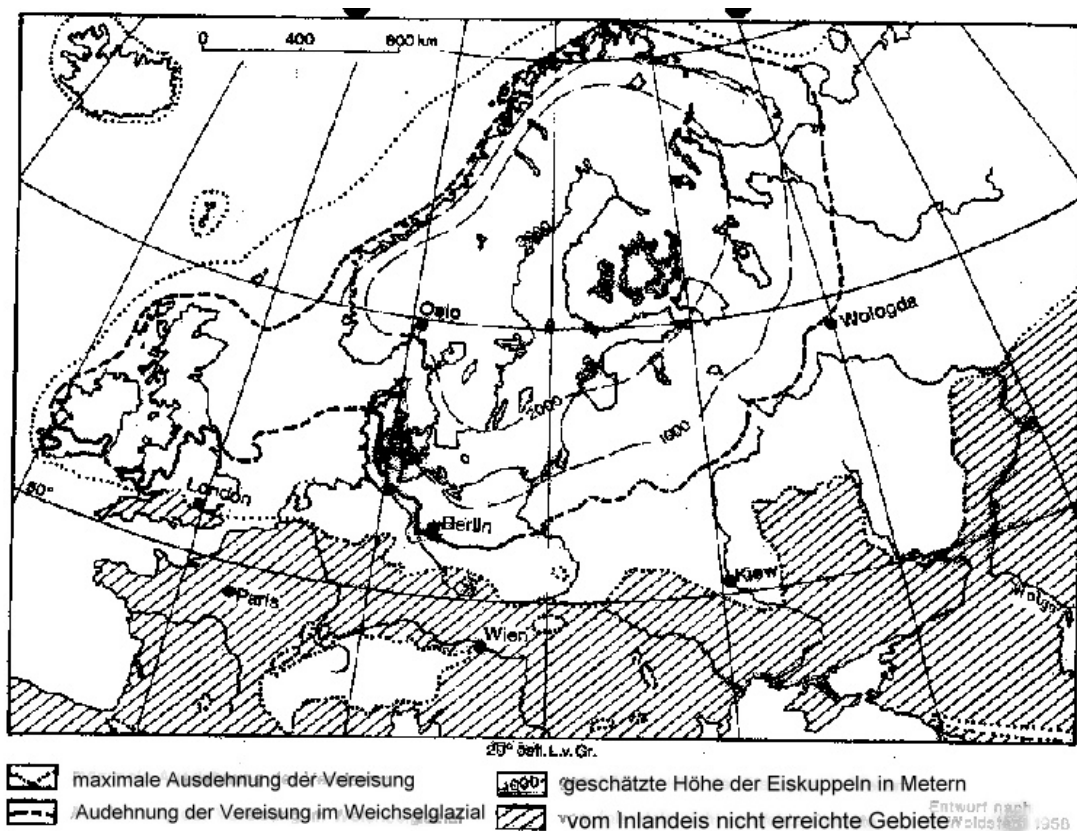


Abb.6-10: Überblick über das europäische Vereisungsgebiet. Entwurf nach P. Wolstedt 1958. Aus: Goudie, 1995, S.46.

6.7 Begriffsklärungen

Glazial: Eiszeit

Interglazial (Warmzeit): Zwischen zwei Eiszeiten liegende Phase mit wesentlicher Erwärmung (damit z.B. verbunden: der Rückgang der Gletscher und damit eustatischer Meeresspiegelanstieg und das Auftreten wärmeliebender Pflanzen).

Stadium: Innerhalb einer Eiszeit stationäre Eisrandlagen mit ihren dazugehörigen glazialen Formenschatz, v.a. die der Endmoräne.

Stadiale: kleinere Vorstoßphasen bei erneuter Klimaverschlechterung

Interstadiale: Kurzfristige Klimaverbesserung im postglazial (Nacheiszeit).

7. PERIGLAZIALGEBIET

Das Periglazialgebiet schließt sich an das Glazialgebiet an (periglazial= „das Eis umgebend“), wobei es nicht nur in nächster Nähe des vergletscherten Gebietes zu finden ist, sondern auch in der weiteren Umgebung. Während der Eiszeiten in Mitteleuropa beispielsweise war das gesamte Gebiet zwischen Eisrandlagen im Norden und Süden Periglazialgebiet. Heute ist etwa ein Fünftel bis ein Viertel der Erde Periglazialgebiet. Dazu gehören große Regionen in Sibirien, Kanada und Alaska sowie in Grönland.

7.1 Geofaktoren

Klima: Subpolar; kaltklimatische Gebiete, die unvergletschert sind, aber dessen Unterboden immer gefroren ist (Dauerfrostboden, Permafrostboden).

Vorkommen heute: in den hohen Breiten oder in großen Höhen (in den Alpen beispielsweise ab ca. 2000 m).

Die exakte Abgrenzung des Periglazialgebietes ist schwer zu ermitteln, da es kaum technische Möglichkeiten gibt, großflächig in den Untergrund zu blicken.

Die Feststellung der Grenze des Permafrostbodens wird erleichtert durch folgende Indikatoren:

- ~Waldgrenze (mit Waldvegetation endet der Permafrostboden)
- ~10°C Juliisotherme (Julimittel 10°C);

Kennzeichnend sind Fröste, tiefe Temperaturen und nur wenige Wochen im Jahr mit positiven Temperaturen, die den Boden oberflächlich auftauen. (Permafrost: der untere Teil des Bodens bleibt immer gefroren, der obere Bereich taut bei entsprechenden Temperaturen auf).

Im Allgemeinen verringert sich die Mächtigkeit des Permafrostbodens mit zunehmender Distanz zu den Polen.

Möchte man nun die Permafrostzonen noch genauer klassifizieren, so wird gewöhnlich zwischen 3 diversen Ausprägungen unterschieden:

In der ersten Zone findet sich der *kontinuierliche Permafrost*. Diese Gebiete sind, bis auf einige wenige aufgetaute Stellen, Taliks genannt, ständig gefroren. Diese Zonen befinden sich z.B. unter Seen, die nicht bis zum Grund zufrieren.

In der *diskontinuierlichen Permafrostzone* tritt neben dem Permafrost auch ungefrorener Boden auf.

Beim *sporadischen Permafrost* tritt der Dauerfrostboden nur an wenigen Stellen auf, dazwischen ist der Boden nur saisonal gefroren. Beim kontinuierlichen Dauerfrostboden ist eine geringere Mächtigkeit der Auftauschicht zu beobachten, als beim Diskontinuierlichen.

7.2 Gliederung des Permafrostbodens

- 1) Bereich hochsommerlicher Bodenaustrocknung.
- 2) Sommerlicher Auftauboden mit Froststrukturen; positive Temperaturen sind nur bis in 20-50 cm Tiefe bemerkbar (andere Angabe durch Dr. Burger: 40-80cm).
- 3) Fossiler Auftauboden aus der postglazialen Wärmezeit, heute wieder dauergefroren.
- 4) Eisrinde; Zone periodischer negativer Temperatur- und Volumenschwankung bis in 1m Tiefe; Eisanteil beträgt mind. 50%; ansonsten Trümmer des anstehenden Gesteins
- 5) Zone der Eiskeile bis in 10m Tiefe; Zone episodischer negativer Temperatur- und Volumenschwankungen
- 6) Isothermischer Bereich von der Unterfläche der Eiskeile bis ca. 400m Tiefe im polaren Bereich hier Eis nur als Kluftwasser.
- 7) Niefrostboden; unterhalb von 400m; durch Erderwärmung gefriert der Boden in dieser Tiefe nie.

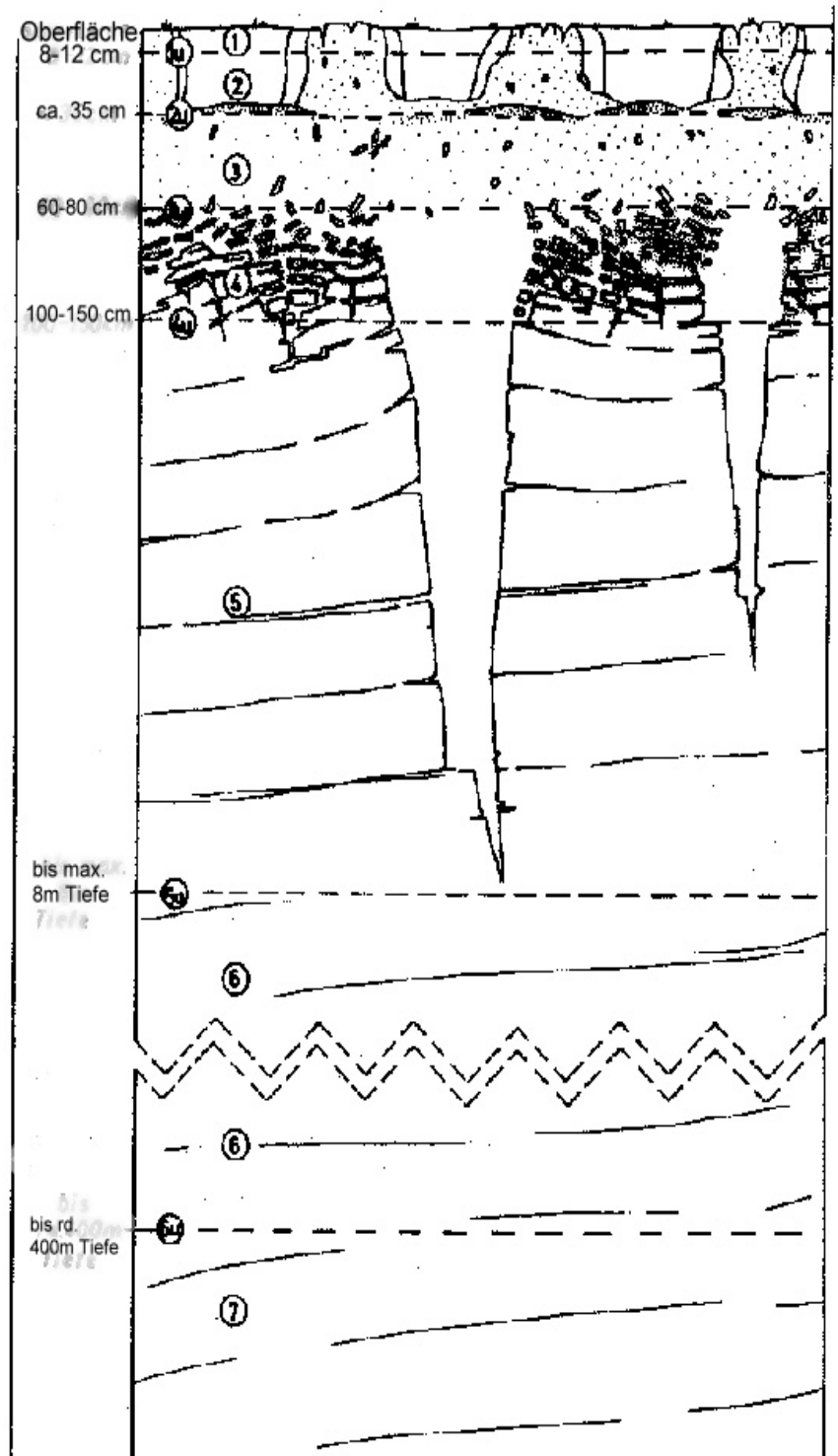


Abb. 6-1: Profil des Dauerfrostbereichs in Südost- Spitzbergen. Aus: Büdel, 1981, S.48

7.3 Morphodynamik

Prozesse der Frostdynamik sind die Mikro- und Makrosolifluktion. Die dabei entstehenden Formen, der sogenannte Periglazialformenschatz, wird unter Kapitel 6.4 eingehender behandelt.

Für die Morphodynamik stellt der Auftauboden eine wichtige Grundlage dar.

7.3.1 Mikrosolifluktion

Die Mikrosolifluktion spielt sich im m-Bereich ab. Somit handelt es sich dabei um Prozesse mit recht geringer Wirkung in kleinräumigen Gebieten. Es erfolgt eine Sortierung sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen. Unter Mikrosolifluktion fallen die folgenden Prozesse:

7.3.1.1 Auffrieren

Im Winter ist der Boden gefroren, in den wärmeren Jahreszeiten taut er auf und hat damit weniger Volumen (~9% weniger). Dies ist die Grundvoraussetzung für den Prozess des Auffrierens, der im Folgenden eingehender erläutert wird.

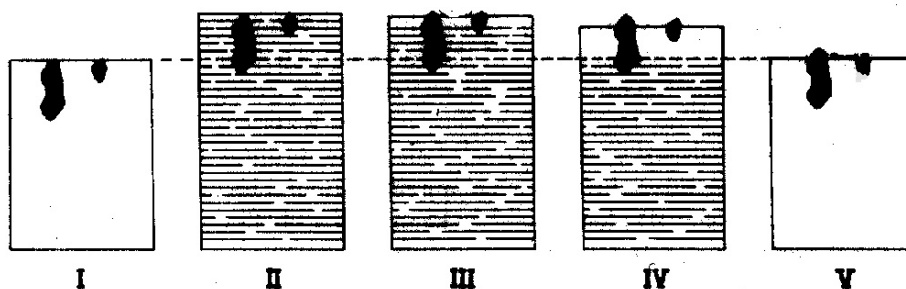


Abb.7-2: Der Vorgang des Auffrierens von Grobschutt und Feinmaterial. Aus: Büdel, 1981, S.53.

I. Sommer

Der Boden ist völlig aufgetaut. In ihm befindet sich Grobschutt, der umgeben ist von Feinerde.

II. Übergang Sommer/ Winter

Mit Einsetzen der kälteren Jahreszeit beginnt der Auftauboden von oben zu gefrieren. Die Oberfläche dehnt sich nach oben hin aus und wird quasi angehoben, da Eis 1/9 mehr Volumen hat als Wasser, und der Druck sich nach oben entlastet. Bei diesem

Vorgang werden größere Gesteinsblöcke stärker gehoben als kleinere. Im Winter, wenn der Boden durchgehend gefroren ist, ist die maximale Hebung erreicht.

III./IV. Übergang Winter/ Sommer

Mit Einsetzen der wärmeren Jahreszeit beginnt von der Oberfläche her der Auftauvorgang. Alle Korngrößen, die kleiner sind als der dargestellte Gesteinsblock "schwimmen" im aufgetauten Boden, der sich hauptsächlich aus Feinerde zusammensetzt. Sie können nun bereits beginnen zu sacken. Der Block selbst jedoch, sitzt aufgrund seiner Größe im unteren Bereich noch im gefrorenen Boden fest und kann somit mit dem Sackungsvorgang nicht beginnen. Er sinkt erst, wenn auch der Boden im tiefer gelegenen Unterboden aufgetaut ist. Er kann nun nicht mehr in seine ursprüngliche Lage zurückkehren, da dieser Bereich bereits von den kleineren Korngrößen verfüllt ist.

Sommer

Da der Block nicht in seine ursprüngliche Lage zurückkehren konnte, befindet er sich nun in einer weiter oben liegenderen Bodenschicht als noch im Sommer davor. Er wurde durch diesen Vorgang empor gehoben.

Die Bezeichnung „Auffrieren“ ist etwas irreführend, da er sich im eigentlichen Sinne nicht über die Oberfläche hebt, sondern die anderen Korngrößen früher sacken und ihm somit den „Weg zurück“ versperren. Je größer der Stein, desto rascher ist die Wanderung an die Oberfläche. In 3-4 Jahren sind Hebungen von bis zu 8cm feststellbar. Normal sind ca. 5mm/Jahr (nach Büdel). Dieser Vorgang ist auch in gemäßigten Breiten feststellbar, so dass der Boden rasch von gröberem Material bereinigt wird. Deshalb sind bei uns auf den Feldern oft größere Gesteine zu finden, deren Herkunft oft verwundert.

7.3.1.2 Frostquellen (Kryostasie)

Wenn im Frühwinter die ersten Fröste auftreten, frieren die Oberflächen der Feinerdkerne zuerst ein. Dabei wird Wasser im Boden fast 30-fach stärker von der Frostfront angezogen als von nicht gefrorenem Boden. So wird die Feinerde unter der Frostfront stark durchfeuchtet und somit auch (in sehr kleinem Maße) fließfähig. Der Prozess des Fließens kann von dem Druck des gefrorenen Bodens, der oberhalb

liegt, ausgelöst werden. Dies kann zum Emporquellen der Feinerde am Rande der schon gefrorenen Feinerdekerne. Viele Forscher halten die Kryostasie für die Ursache von Taschen- und Würgeböden, die zudem auch als fossile Formen des kaltzeitlichen Periglazialbereichs in Mitteleuropa zu finden sind. Sie sind Zeichen einer Vermischung der Bodenhorizonte und der, den Boden bildenden, Bestandteile. In diesem Zusammenhang steht die sogenannte *Kryoturbation* („turbation“ kommt von „turbare“ (lat.): durchmischen), die im weiteren Verlauf des Kapitels nochmals angesprochen wird.

7.3.1.3 Frosthübel

Das Frostquellen kann sich zum Frosthübel und Frostdruck steigern. Im weiteren Verlauf des Winters werden die Feinerdareale völlig eingefroren, damit vermehrt sich ihr Volumen, da das Eis in den Poren ein größeres Volumen, als das vorher enthaltene Wasser, aufweist. Das Porenvolumen in Feinmaterial ist größer als in groben Material, so dass es mehr Wasser enthält. Der, die Feinerdareale umgebende Frostschild, weist somit eine geringere Volumenänderung auf, und die Feinerdareale wölben sich stark über ihre Umgebung auf. Wird es wieder wärmer sackt es wieder zusammen. Es kommt zur Umlagerung der Bodenteilchen infolge von wechselndem Gefrieren und Auftauen des Bodens.

Es entsteht ein seitlich wirkender Frostdruck, der von den Feinerdarealen ausgeht und sich gegen den ummantelnden Frostschild richtet (der relativ stark von Hohlräumen durchsetzt ist und somit nicht elastisch nachgeben kann). Dadurch kommt es zur tangentialen Einregelung des diese Feinerdareale umgebenden Fein- und Grobschildmantels. Durch die tangential angeordneten Steine entsteht der Eindruck eines Ringes. Die Form der sogenannten Steinringe wird unter dem Kapitel „Periglazialformen“ behandelt.

7.3.1.4 Kammeisgleiten (Kammeis solifluktion)

Bei diesem Vorgang werden Substrat und manchmal auch etwas größere Korngrößen durch Eisnadeln umgedreht, die durch Sublimation entstehen. Sie können eine Länge von 20 -30 cm erreichen. Mehrere Eisnadeln zusammen bilden einen „Kamm“. Tauen die Eisnadeln auf, so purzelt das angehobene Substrat seitlich herunter. Der Prozess findet auf einer schrägen Fläche statt.

Dieser Vorgang hat eigentlich kaum eine Abtragsleistung, er lockert eher die Oberfläche für andere Abtragungsprozesse.

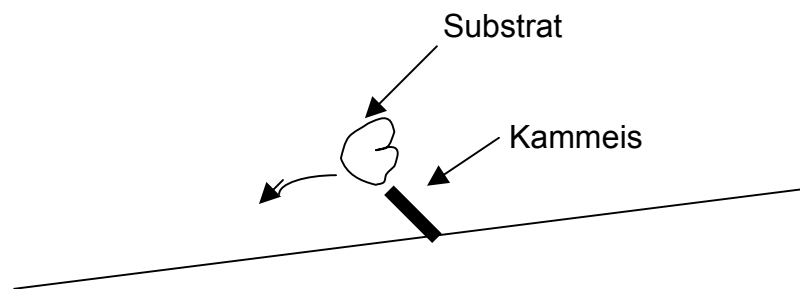


Abb.7-3: Skizze der Kammeissolifluktion

7.3.2 Makrosolifluktion

Die Makrosolifluktion hat einen großen Abtragungseffekt.

Voraussetzungen dafür sind:

- gefrorener Permafrostboden im Untergrund als Voraussetzung für die Fließfähigkeit des Auftaubodens
- Auftauboden im Oberboden mit entsprechender Wassersättigung
- Gravitation (entsprechende Hangneigung) (Büdel: Hangneigung ab 2°, ansonsten Mikrosolifluktion; andere Literaturangaben sagen aus, dass Makrosolifluktion auch unter 2° Hangneigung zu beobachten ist).
- Entsprechende Porengröße, damit ausreichend Wasser gehalten werden kann und eine Wassersättigung erfolgen kann.

Makrosolifluktion findet im Auftauboden statt, dessen Tiefe steuert die Solifluktion. Im Auftauboden kommt es zu extremer Wasserübersättigung nach dem Auftauvorgang. Dadurch wird dieser hochmobil (vgl. Muren) und bewegt sich breiförmig hangabwärts. Diese Bewegung findet auf gesamter Hangbreite statt. Die Masse bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 10cm/Monat--5cm/a.

Durch diversen Geschwindigkeiten entstehen Solifluktionsszungen und an lokalen Staus sind Querwellungen möglich. Die Vorderkante ist normalerweise recht steil und enthält eine größere Konzentration von Steinen als das Innere.

Als Denudationsformen treten Dellen auf.

Man unterscheidet zwischen freier und gebundener Solifluktion:

freie Solifluktion:

Die freie Solifluktion findet ohne eine Vegetationsbedeckung statt; das erleichtert die Schuttwanderung (v.a. im Periglazialgebiet und polwärts anzutreffen).

gebundene Solifluktion:

Die gebundene Solifluktion findet bei vorhandener Vegetationsdecke statt; z.B. in der Tundra. Man spricht auch von gebremster Solifluktion. Eine typische Erscheinung ist das Zerreißen der Grasnabe auf feiner Fließerde und die Bildung von zusammengerollten Grastrippchen oder Grastreppen.

7.4 Periglazialformen

7.4.1 Strukturböden

Für ihre Entstehung zeigt sich die Mikrosolifluktion verantwortlich – deshalb nur bei flachen Relief zu finden.

In Strukturböden zeigt sich die Sortierung der Bodenteilchen, die auf Entmischungsvorgänge im Auftauboden zurückgehen; diese Sortierung wird auch oberflächlich sichtbar und die Bodenteilchen sind vertikal und horizontal auffällig gegliedert. Üblich sind folgende oft synonym verwendeten Bezeichnungen: Frostmusterböden und Polygonböden.

Die Strukturböden sollten nicht zur bereits angesprochenen *Kryoturbation* gezählt werden, da es bei dieser zu einer Durchmischung und nicht zu einer Entmischung kommt.

Eine häufige Form der Strukturböden sind die Steinringe. Sie bestehen aus Feinerdkernen, die umgeben wird von einem Feinkiesmantel. Zwischen den Ringen finden sich Grobschuttbeete, die um die Ringe deutlich tangential eingeregelt sind.

Ihre Entstehung ist in der Forschung noch nicht endgültig geklärt:

Man geht davon aus, dass ihre Entstehung im Zusammenspiel verschiedener Prozesse begründet liegt:

Durch das oben bereits genannte Auffrieren wird bis dato unsortiertes Material der Größe nach sortiert. Das Frostquellen, der Frosthieb, sowie der Frostdruck führen in

ihrer Abfolge zu der, unter 6.3.1.3 bereits angesprochenen, tangentialen Einregelung des, die Feinerdareale umgebenden, Fein- und Grobschuttmantels.

Die Steine an der Oberfläche werden zusätzlich horizontal bewegt. Durch das Auffrieren befindet sich an der Oberfläche hauptsächlich gröberes Material. Die Bewegung erfolgt weg von den Feinerdearealen, da diese sich durch in den Poren gefrierendes Wasser mehr ausdehnen und aufwölben als ihre Umgebung. Durch die Wölbung werden an der Oberfläche befindlichen Steine vom Wölbungszentrum weg bewegt. Dabei erfolgt eine Anordnung um das Wölbungszentrum herum, so dass dieses zusätzlich stärker definiert wird.

Bei Anordnung mehrerer Steinringe spricht man auch von Steinnetzen.

Je nach Flächenneigung ergeben sich durch diese Vorgänge unterschiedliche Formen:

- auf ebenen Flächen: runde und vieleckige Formen (Steinringe, mehrere Steinringe: Steinnetze) Der Durchmesser kann bis mehrere Meter betragen.
- auf geneigten Flächen: streifige Formen: Ellipsen, Halbmondformen (Steingirlanden, Steinstreifen) (s.u.).



Abb.7-4: Steinringe. Aus: Schwarzbach, 1993, S.43.

7.4.2 Steinstreifen

Auf Hängen mit mehr als 25° Hangneigung erzeugt die Solifluktion Steinstreifen. Diese sind aus einer Wandlung von Steinringen zu Steinstreifen hervorgegangen, die durch die Hangneigung initiiert wird. Bei bestimmten Gefällswerten werden die Ringe zu Ellipsen ausgezogen, die dann bei stärkerer Neigung zu Steinstreifen übergehen. Bei starker Drainage- und Filterspülung geschieht der Übergang über reichere Zwischenstufen: von Steinringen, über nierenförmige Verformungen, Halbmonden bis zu Kometenstreifen.

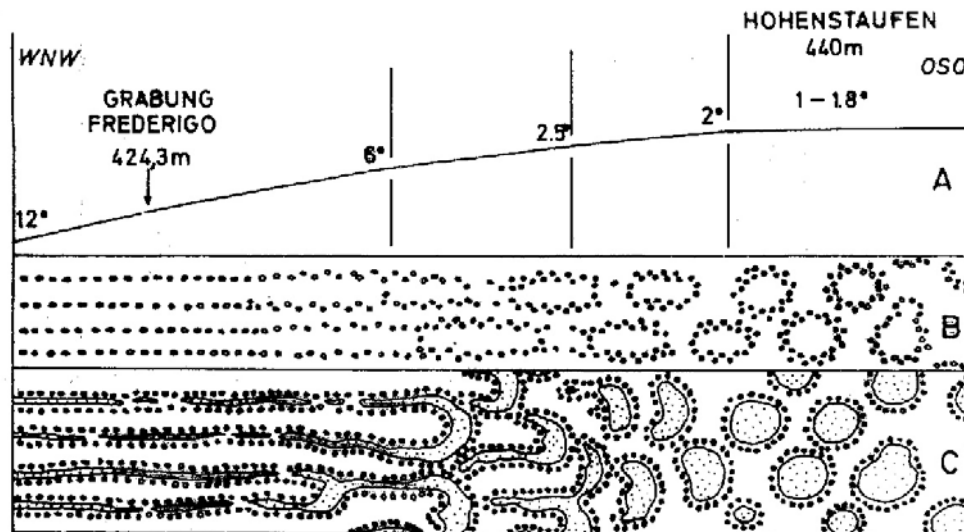


Abb.7-5: Übergang von Kryoturbations- zu Solifluktuationsstrukturen auf flachkonvexem oberem Hangteil.

A= Hangneigung

B= Bei schwacher Drainage- und Filterspülung: Verzerrung von Steinringen über Ellipsen zu Steinstreifen

C= Bei starker Drainage- und Filterspülung: Bildung von Zwischentypen: Nierenformen, Halbmonde und Kometenschweife.

Aus: Büdel, 1981. S.69.

7.4.3 Würgeböden, Brodelböden

Diese Böden entstehen durch Kryoturbation. Dies führt zu Verbiegungen und Stauchungen vorheriger Bodenhorizonte bis zu deren völligen Auseinanderreißen, so dass es zu einer Durchmischung der diversen Bodenteile kommt. Diese Formen werden erklärt durch die unterschiedliche Korngrößenzusammensetzung und unterschiedlichen Porenvolumen, die beim Gefrieren des darin enthaltenen Wassers unterschiedliche Ausdehnungen und Druckgebilde bewirken. Die ursprüngliche Lagerung wird deformiert.

7.4.4 Eiskeilnetze

Entstehung der Eiskeile

Bei extremer Kälte zieht sich Gestein zusammen. Durch diese Kontraktion öffnen sich Frostspalten mit einem polygonalen Netzwerk an der Oberfläche. Dies passiert in den kalten Jahreszeiten. Da jedoch in dieser Zeit kein Wasser in flüssiger Form vorhanden ist, tritt das Wasser in der Dampfphase ein. (In manchen Büchern ist dies falsch dargestellt; in ihnen wird beschrieben, dass das Wasser in flüssiger Form eindringt). Der Stein ist jedoch kälter als die Luft und es setzt sich Feuchtigkeit an der Gesteinsoberfläche ab (vgl. offenes Wassergefäß im Kühlschrank). Ein kleiner Eisfilm bildet sich am Gestein. In der wärmern Jahreszeit schließt sich die Spalte, die Kontraktion lässt nach. An der Untergrenze des Auftaubodens machen sich die positiven Temperaturen nicht mehr bemerkbar. Im

Auftauboden verschwindet der Eisfilm also im Sommer, weiter tiefer bleibt er erhalten. Durch Wiederholung dieses Vorganges über viele Jahre hinweg, jeweils mit unterschiedlicher Eindringungstiefe, erhält man, ähnlich einer Normalverteilung, die Form des Eiskeiles. Weiter oben dringt also häufiger und daher mehr Wasser hin, als weiter unten, deshalb die Keilform.

→ Obergrenze Eiskeile = Untergrenze Auftauboden.

Man nennt die Stelle der Eiskeilnetze auch Ort der episodischen Temperatur- und Volumenänderung und dies Eiskeile können als Leitform für den Dauerfrostboden verstanden werden.

Eiskeile verursachen ebenfalls eine spezifische Periglazialform. Die Eiskeile sind in den ebenen Gebieten i.d.R. flächenhaft verbreitet und bilden Eiskeilnetze. Die Eiskeile drücken die Ränder der Spalte wulstartig empor, so dass an der Oberfläche Furchen zu sehen sind. Beim Auftauvorgang im Sommer füllen nicht nur Schmelzwasser die Form aus, sondern auch Bodenpartikel. So gibt es Jahr für Jahr eine permanente Ansammlung von Fremdmaterial, das für eine Diskontinuitätslinie im Boden sorgt, so dass sie auch lange nach dem Ende der periglazialen Umweltbedingungen als fossile Gebilde erkennbar sind.

Eiskeile sind bis in ca. 8m Tiefe zu finden. Kommen mehrere Eiskeile vor, so bilden sie zusammen bilden die sog. Eiskeilnetze mit Maschenweiten bis zu mehreren Zehnern von Metern.

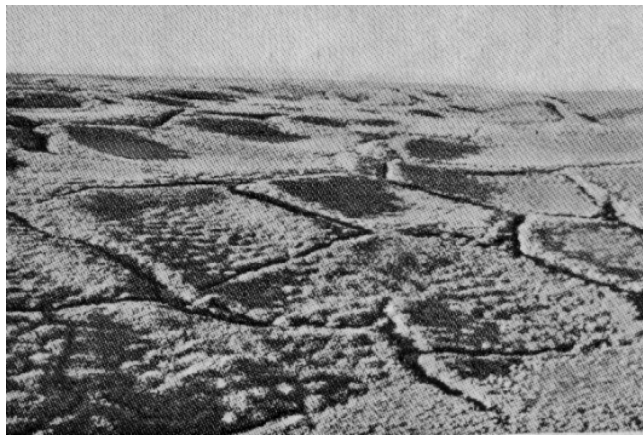


Abb.7-6: Eiskeilnetz mit abgesenkener Zentralfächen der Tundra. Aus: Machatschek, 1973, S.41.

7.4.5 Pingos und Palsen

Pingos

Unter Pingos (ein Wort aus der Eskimosprache) versteht man Eisbeulen, die eine Aufwölbung über einem oberflächennahen Eiskern darstellen. Ihr Durchmesser kann 30-100m betragen; ihre Höhe 1-60m und sind somit größer als Palsen.

Es gibt zwei unterschiedliche Theorien über ihre Entwicklung:

kyrosstatische Entwicklung

Im Auftauboden wird das Wasser von unten begrenzt durch den Permafrostboden und seitlich durch Bodeneis oder gefrorenem Boden. Beim Fallen der Temperaturen gefriert dieser sog. Bodenwasserkörper von oben nach unten. Durch die Ausdehnung von oben wird ein kyrosstatischer Druck auf den darunter liegenden, noch flüssigen Körper, ausgeübt. Wasser wird nach oben gepresst und drückt dabei die oberen Bodenschichten in die Höhe und gefriert in einer "Bodenbeule" zu Eis. Es entsteht ein Eiskern. Es kommt zu einem jährlichen Wachstum.

artesische Entwicklung

Durch Druck steigt Grundwasser in die Nähe der Oberfläche auf. Es gefriert in der Bodenzone ("Injektionseis"), Wachstum erfolgt, solange die Wasserzufuhr anhält. Bei dieser Art der Entwicklung beult das Wasser die Bodenoberfläche aus.

Nach Ende Kaltzeit schmilzt Pingoeis ab und rundliche umwallte Seen entstehen, der alsbald verlanden kann.

Pingos gelten als Beweis für Dauerfrostboden.

Palsen

Palsen sind hauptsächlich im Randbereich der Periglazialzone ohne kontinuierlichen Permafrost zu finden, sind schildförmig und können einen Durchmesser von bis zu 50 m und eine Höhe von bis zu 10 m erreichen. Er ähnelt dem Pingo, ist jedoch in Torf ausgebildet, d.h. unter Beteiligung organischen Materials. Torf ist ein schlechter Wärmeleiter, weshalb sich darunter Eislinsen (Segregationseis) bilden und wachsen können. In Palsa hat kleinere Ausmaße als ein Pingo und hält aufgrund seines Materials dem Abtrag kaum stand.

7.4.6 Solifluktionsschuttdecken

Die Solifluktionsschuttdecken in den gemäßigten Mittelbreiten sind im Pleistozän entstanden, als Mitteleuropa Periglazialgebiet war.

Das Material der Solifluktionsschuttdecke ist hauptsächlich kantig (aber dennoch ist zu beachten, dass vorher fluviatil bewegtes und somit auch gerundetes Material enthalten sein kann). Es ist unsortiert und die Korngrößen Schluff bis Block liegen vor. Es existieren keine Schichtungen.

Der durch die Solifluktion bewegte Schutt landet am Hangfuß und kann dann durch den Fluss weitertransportiert werden (dies natürlich nur in den Zeiten, wenn ausreichend Wasser vorhanden ist).

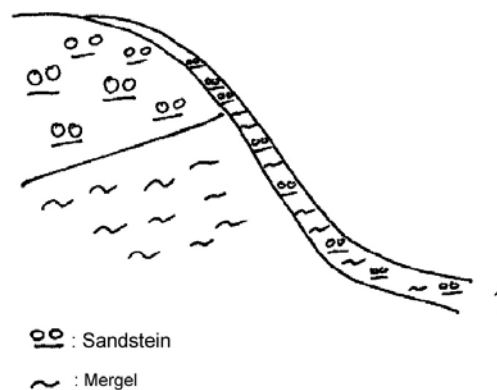
Manchmal reichen die Schuttdecken auch in den Mittel- und Oberhang hinein; dies steht in Abhängigkeit zur Hangneigung.

7.5 Bedeutung der Solifluktion

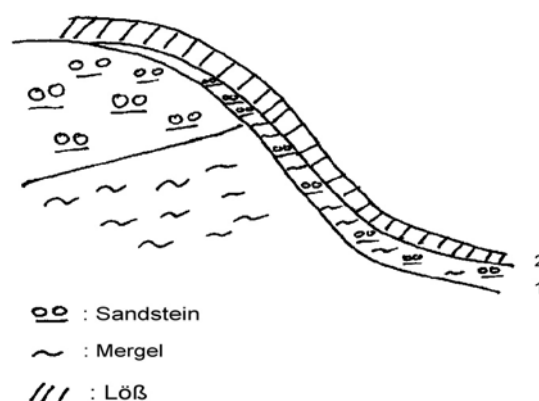
- Hangentwicklung der Täler: Solifluktionsschuttdecken an Hängen der Mittelgebirgen und des Vorlandes, in Moränen und Sandergebieten.
- Zutrag von Geröll in die Flüsse, damit ist Material vorhanden, um Erosion zu betreiben. Solifluktion arbeitet somit der linienhaften Erosion zu.
- Mittelgebirge: Wichtig bei der Bodenbildung; durch die aufbereitete Schuttdecken kann sich ein Boden entwickelt, der weitaus schlechter wäre, wenn er sich nur aus anstehendem Gestein entwickelt hätte. Aus diesem Grund wird die Solifluktion auch als „Segen der Kaltzeit“ bezeichnet.

Dies soll im Folgenden anhand des Beispiels des Keupergebietes verdeutlicht werden, für das ein häufiger Wechsel Sandstein/Mergel-Ton kennzeichnend ist:

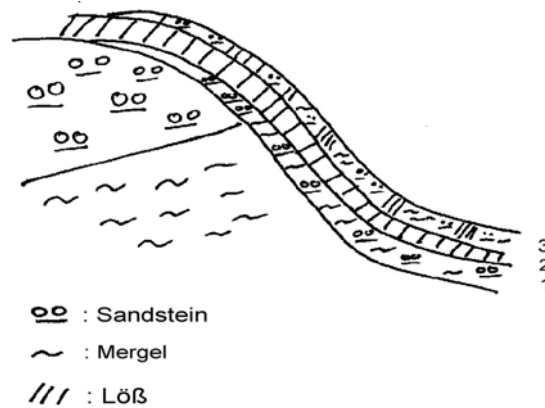
1. Unter den bereits oben angesprochenen Bedingungen kommt es im Periglazialgebiet zu Solifluktion. So muss beispielsweise der Oberboden aufgetaut sein; darunter befindet sich der Permafrostboden, der als Voraussetzung für die Fließfähigkeit des Oberbodens dient. Durch die Solifluktion entsteht am Hangfuß eine Solifluktionsschuttdecke, in der nun sowohl Mergel als auch Sandstein durchmischt enthalten ist.



2. Sobald es kälter wird, wird der Hang während der Hochzeit der Kaltzeit mit Löß überzogen, der aus den vegetationslosen periglazialen Schuttebenen und Sandern, aber auch aus anderen vegetationslosen Gebieten, ausgeweht wird und sich auf dem Hang ablagert. Der Löß wird in den Boden durch wiederkehrende Solifluktion eingearbeitet. Der Löß ist nun Bestandteil der Solifluktionsschuttdecken am Hangfuß, wodurch die Bodenqualität durch die Mischung des Ausgangssubstrats Sandstein, Ton und Mergel und Löß sehr gesteigert wird.



3. Zum Ende der Kaltzeiten mit Rückzug der Gletscher hört die Lößeinwehung auf. In der Spätphase der letzten Kaltzeit und zu Beginn des Holozäns war der Löß im Oberhang abgetragen, so dass nun wieder anstehendes Gestein in die oberste Schuttdecke eingearbeitet werden konnte.



Nach obiger skizzierter Darstellung ergeben sich 3 verschiedene Schuttdecken, die folgendermaßen benannt werden und je nach Autor auch abweichende Bezeichnungen tragen können.

1: Basisschicht

2: Mittelschicht

3: Deckschicht

Löß kann oft viele Meter Mächtigkeit aufweisen, wie z.B. im Kraichgau. Meistens jedoch ist er kaum noch feststellbar, da Löß in Warmzeit mit verwittert und sich der Lößnachweis sehr schwer gestaltet.

Häufig sind in die Deckschicht vulkanische Aschen (z.B. vor 11000 Jahren: Laacher-See- Vulkanismus) eingearbeitet, die durch ihre Anwesenheit helfen eine zeitliche Abfolge zu rekonstruieren.

7.6 Eisrindeneffekt

(nur bei Büdel, nur Modellvorstellung, ist nicht bewiesen)

Nach den Hauptschneesmelzen werden die Flüsse zu einzelnen Adern reduziert (Mitte Juli- Ende August). Im Herbst legt der erste stärkere Frost die Wasserzufuhr

lahm und die Flüsse werden nochmals zu Rinnsalen verkleinert. Das Bett liegt im Winter trocken. Frost dringt dann in die Flusssohle ein und es entsteht ein Dauerfrostbereich unter dem Schotter. Das unterlagernde anstehende Gestein wird dadurch zerrüttet und erleichtert die mechanische Tiefenerosion des Flusses. Der Fluss muss die Eisrinde nur noch „thermisch anschmelzen“ und kann dann die, in der Eisrinde vorgefertigten Bruchstücke ohne weiteres seiner Schottersohle einverleiben. Dies geschieht während der Schneeschmelzhochwässer oder während „Kleinkatastrophen“. Unter Kleinkatastrophen versteht Büdel episodisch auftretende extreme Schneeschmelze oder sehr starke Regengüsse im Sommer. Auf diese Weise erfolgt eine Tieferlegung der Flusssohle auf voller Breite. Gebiete, in denen der Eisrindeneffekt zum Tragen kommt, werden auch als exzessive Talbildungszonen bezeichnet. Dies widerspricht der allgemeinen Auffassung, dass es während des Maximums der Kaltzeit zu Sedimentation und Aufschotterung kommt. Dies liegt an der vorherrschenden physikalischen Verwitterung, die viel Grobmaterial zur Verfügung stellt, das durch denudativen Abtrag (Solifluktion) in die Flusssohle gelangt und auch von der schütterten Vegetation kaum zurückgehalten werden kann. Wasser zum Abtransport der großen Materialmenge steht nur in der kurzen Zeit der Auftauperiode zur Verfügung, so dass diese nicht vom Fluss transportiert werden kann, es kommt zu Akkumulation.

Kritik von Semmel:

Semmel verweist auf Spitzbergen: Die Strandterrassen dort bestehen bereits aus Lockersedimenten, so dass der Eisrindeneffekt eigentlich keine große Leistung erbringen muss, um diese aufzulockern. Außerdem existieren kaum Beweise für Büdels These. Die Dauerfrostböden dienen für Semmel nicht unbedingt als Nachweis exzessiver Talbildung im Pleistozän in Mitteleuropa.

8. FLÄCHEN

Flächen im Sinne von Rumpfflächen ziehen über unterschiedliche Gesteine hinweg. Ein Gesteinswechsel und geologische Strukturen haben auf die Form der Fläche keine Auswirkung. Die Rumpffläche ist eine Kappungsfläche und Skulpturform.

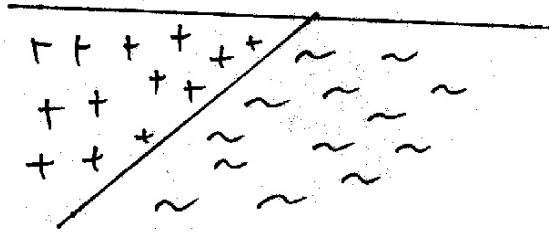


Abb.8-1: Skizze einer Fläche im Sinne einer Rumpffläche.

8.1 Verbreitung

8.1.1 alle Mittelgebirge

Flächen (oder besser: Flächenreste) finden sich in allen Mittelgebirgen. Flächen i.S.v. Rumpfflächen sind hier zu unterscheiden von den, in ihrer Entstehung bisher kaum geklärten, Troglflächen. Diese stellen den Übergang zwischen Flächen und Flussterrassen dar. In Kapitel 8 „Reliefgenerationen“ werden diese eingehender betrachtet. Rumpfflächen sind im Mittelgebirge hauptsächlich an ihrer Höhenlage erkennbar; die niedrigste liegt beispielsweise im (in dieser Beziehung gut untersuchten) Rheinischen Schiefergebirge bei 400m ü.NN. Die Hauptrumpfflächen finden sich in allen deutschen Mittelgebirgen in einer Höhenlage von ca. 650m ü.NN.

8.1.2 Alpen

In den Alpen liegen die Verebnungen deutlich höher; es ist fraglich ob überhaupt von Flächenresten gesprochen werden kann (Raxlandschaft).

8.1.3 Reste

Von den ehemals großen Verebnungen sind heute meist nur noch Reste sichtbar, da die fluviatilen Prozesse im Laufe des Quartärs an Bedeutung gewannen, und alle Flächen durch die Taleintiefungen stark zerschnitten wurden und in Folge dessen, heute häufig nur noch zu einem geringen Teil erhalten sind. In topographischen Karten sind sie meist auf Spornen am zungenförmigen Verlauf der Höhenlinien erkennbar.

8.1.4 Stockwerke

Rumpfflächen kommen nicht nur in einer einzigen Höhenlage vor. Häufig ist ein stockwerkartiger Aufbau, so dass sie auf verschiedenen Höhenniveaus vorzufinden sind. Bestes Beispiel hierfür ist der Harz. Die Flächenreste können auch über eine große Distanz voneinander getrennt liegen und stellen die Relikte ehemals zusammenhängender Flächen dar.

8.2 Aufbau

8.2.1 Verwitterungsreste

Die unten aufgeführten Verwitterungsreste weisen alle einen ähnlichen Charakter auf und sind unter tropischem Klima entstanden. Somit dienen sie als Indikator zur Datierung. Sie weisen auf eine Zeit vor dem Oligozän hin, in der in Mitteleuropa tropische Klimabedingungen für ein hohes Maß an chemischer Verwitterung mit entsprechender Intensität sorgten.

8.2.1.1 Weißverwitterung

Reste sind beispielsweise im Rheinischen Schiefergebirge zu finden.

8.2.1.2 Ferralsol

Der Ferralsol ist ein tropischer Boden, der im Paläoklima entstanden ist; er ist beispielsweise im Rheinischen Schiefergebirge oder auch auf der Schwäbischen Alb zu finden, er ist äußerst selten vollständig erhalten.

8.2.1.3 Wollsackverwitterung

Die Wollsackverwitterung ist eine Verwitterungsform, die im Übergang der Verwitterungsprofile zum anstehenden Granit stattfindet. Um Wollsäcke zu bilden, eignen sich vor allem biotit- und hornblendenreiche Granite und Massengesteine porphyrischer Struktur mit großen Feldspäten, wie etwa der Granit oder andere Tiefengesteine. Das Ausgangsstadium ist ein Kluftsystem mit senkrechten, horizontalen und quer verlaufenden Klüften mit Unterschieden in der Kluftdichte. Das Wasser bewegt sich entlang dieser Klüfte, diese definieren also die Leitbahn für die Verwitterung, die entlang dieser Klüfte wirksam wird und so in den Gesteinskörper eindringt. Im weiteren Verlauf der Verwitterung erweitern sich die Klüfte und nähern sich aneinander an. Engstehenden Klüften vereinen sich bald, da das zwischen

ihnen liegende Material vollkommen verwittert wird. Bei großen Kluftabständen bleibt das Ausgangsgestein zwischen ihnen bestehen. Sie lösen sich als einzelne Blöcke, die wenige Klüfte aufweisen, aus dem Gesteinsverband. Die Kluftdichte wird somit zum Steuerungsfaktor der Verwitterungsintensität.

Sobald die Verwitterung einen Gesteinsblock umgangen hat, greift die Verwitterung dessen Ecken von 3 Seiten und auch die Kanten von 2 Seiten stärker als die Seitenfläche an. In Folge dessen rundet er sich ab. Die Wollsackform, die dieser Verwitterung ihren Namen gab, entsteht als typische Form.

Durch diese Verwitterungsart können große Partien des Gesteins komplett verwittert werden, bis keine festen Gesteinspartien mehr erkennbar sind.

Die unverwitterten Blöcke schwimmen quasi in einer völlig zersetzten Masse; gelangen mehrere davon an die Oberfläche und werden durch spätere Massenverlagerung im Quartär hangabwärts transportiert, spricht man auch von Blockmeeren.

Im Rahmen der Wollsackverwitterung ist auch der Ausdruck der „selektiven Verwitterung“ gebräuchlich. Häufig anzutreffen ist die Wollsackverwitterung im Schwarzwald, Odenwald und Harz, da dort oft Tiefengesteine auftreten.

8.2.2 Merkmale der intensiv chemischen Verwitterung

Auf den Rumpfflächen selbst sind häufig folgende Verwitterungsprodukte zu finden.

8.2.2.1 stark korrodierte Quarze

Bei der Verwitterung von Mineralen sind meistens nur Quarzreste erhalten, da Quarz ein sehr stabiler Vertreter, was die Verwitterungsanfälligkeit betrifft, ist. Somit ist vom Ausgangsgestein nur die stabilste Komponente übrig. Trifft man aber auf Quarz in stark korrodierter Form, so herrschte ehemals eine starke chemische Verwitterung vor und man kann schließen, dass sie im ältesten Tertiär ablief.

8.2.2.2 Kaolinit

Kaolinit ist ein typisches 2-Schicht-Tonmineral in tropischen Böden. Es ist das Ergebnis der Verwitterung von Feldspäten zu Tonerde (Silikatverwitterung); dabei erfolgt eine Abfuhr von Silizium – Desilifizierung, so dass ein kleines Silizium-Alluminum Verhältnis nur zur Ausbildung von 2-Schicht Tonmineralen reicht – keine

Möglichkeit zur Bildung einer zweiten Tetraeder-Schicht. Dies ist eine typisch tropische Verwitterungsart und ein Indikator tiefgründiger chemischer Verwitterung unter einstmals tropischen Klimabedingungen.

8.2.2.3 Goethit, Hämatit, Gibbsit

Goethit (FeOOH), Hämatit (Fe_2O_3) und Gibbsit (Al_2O_3) sind ebenfalls Zeichen relativer Anreicherung im Zuge starker chemischer Verwitterung. Die primäre Rotverwitterung ist an tropisches Klima gebunden.

8.2.2.4 Bsp. Bohnerze- tropische Verwitterung

Aus den oben genannten Komponenten sind die Bohnerze aufgebaut (zu finden beispielsweise auf der Schwäbischen Alb oder im Muschelkalkgebiet). Daraus läßt sich schließen, dass die Fläche auf der Bohnerze gefunden wurden, unter tropischen Klimabedingungen entstanden sein muss, als jüngste, weil am tiefsten gelegen, die Fläche im Muschelkalk.

8.2.3 Zeitliche Einordnung

Die vorgefundenen Verwitterungsreste auf der Fläche dienen somit der zeitlichen Einordnung und erlauben deren Entstehung zu datieren. Tropisches Klima herrschte in Mitteleuropa im Tertiär, genauer bis ins Oligozän. Ab da wurde es kühler und zeitweise trockener, so dass keine tropischen Voraussetzungen mehr gegeben waren. Ihre Entstehung muss also zwingend vor dem Oligozän liegen; man spricht in diesem Zusammenhang auch von Präoligozän oder Alttertiär.

8.3 Genese

8.3.1 Theorie der „Doppelten Einebnung“ (J. BÜDEL)

Nach Büdel erfolgt der „Mechanismus der doppelten Einebnung“, wie es vollständig heißt, am optimalen unter wechselfeuchten tropischen Klimabedingungen. Dieser Annahme liegen folgende Überlegungen zugrunde, die er auf den Ergebnissen seiner Forschung in Indien beruhen.

- Wichtig ist der Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeit, damit ausreichend Wasser einerseits für die intensive chemische Verwitterung an der

Verwitterungsbasisfläche vorhanden ist und andererseits auch für die Denudationsprozesse an der Spüloberfläche.

- Außerdem setzt er eine lückenhafte Vegetationsdecke voraus, damit eine etwaige geschlossene Vegetationsbedeckung die flächenhafte Denudation an der Spüloberfläche nicht verhindern kann. Dies wird ebenfalls in der Trockenzeit erreicht, in der die Vegetation (Krautschicht und Grasnarbe) völlig vertrocknet, abgeweidet und durch (natürliche und von Menschen angelegte) Brände weiter dezimiert ist. Nach Büdel ist eine Regenzeit von 6-9 Monaten optimal, doch der Mechanismus funktioniert auch, wenn auch in abgeschwächter Form, bei einer Regenzeit von 4-6 Monaten.

8.3.1.1 Trennung von Verwitterungsebene und Abtragungsebene

Aus der Beobachtung, dass in den Tropen das Verwitterungsprofil extrem mächtig ist, folgert Büdel, dass Verwitterung und Abtragung an räumlich differenzierten Orten stattfinden. Im Gegensatz zu Europa mit einer nur geringen Bodenmächtigkeit, liegt zwischen den Prozessen in den Tropen eine recht große vertikale räumliche Distanz, die erlaubt beide Vorgänge separiert zu betrachten, um dann auf ihre sich ergänzende Gesamtwirkung zu schließen.

Er differenziert folgende Bereiche:

Die Spüloberfläche und die Verwitterungsbasisfläche, die in der folgenden Tabelle kurz charakterisiert werden sollen, bevor sie einer eingehenden Betrachtung unterzogen werden.

Spüloberfläche	Verwitterungsbasisfläche
obere Einebnungsfläche	untere Einebnungsfläche
Ort des Abtrags	Ort der Verwitterung
leicht reliefierter Bereich	Grundhöcker
Spülmulde/ Spülscheide	unregelmäßige Verwitterungsfront

Verwitterungsbasisfläche

Die Verwitterungsbasisfläche wird gelegentlich auch als Aufbereitungs- und Einrumpfungsfäche bezeichnet. An der Unterfläche der Böden sind die täglichen Temperaturschwankungen ausgeglichen und Wasser ist dort fast immer vorhanden; meist auch während der Trockenzeit, da der Boden eine große Speicherkapazität aufweist. Ein Beweis hierfür ist, dass es in diesem Bereichen nach Regenereignissen kaum Quellen gibt, sondern das eingedrungene Wasser im Boden gehalten wird. Das Wasser wird durch Trockenrisse, Wurzelgänge und Leitbahnen der Tiere (v.a. Termiten) rasch abwärts geleitet. Es ist gekennzeichnet durch eine hohe Verwitterungsaggressivität. Es enthält beispielsweise viel CO₂, das vor allem aus der Atmung der Wurzeln und Bodentierchen stammt. Der Großteil der im Wasser enthaltenen organischen Säuren aber stammt von der toten organischen Bodensubstanz. Die chemische Verwitterung schafft eine enorme Regolithdecke mit durchschnittlich 10 m Mächtigkeit, unter der eine Intensiv- Verwitterung des anstehenden Gesteins stattfindet. Dem Kluftsystem nachtastend wird Gestein zersetzt. Bei Granit oder anderen Tiefengesteinen spielt die oben angesprochene Wollsackverwitterung eine bedeutende Rolle. Diese Verwitterung macht auch deutlich, dass es sich bei der Verwitterungsbasisfläche nicht um eine glatte Felsebene handeln kann. Es entsteht ein höckerig- hügeliges Kleinrelief. Die Aufragungen darin können bis 3m Höhe erreichen und werden als Grundhöcker bezeichnet. Partien des anstehenden Gesteins werden beispielsweise durch die Wollsackverwitterung aus dem Verband gelöst und schwimmen als Grundblöcke in dem sie umgebenden verwitterten Material. Zu betonen bleibt noch, dass an der Verwitterungsbasisfläche Intensiv- Verwitterung und Abtransport der gelösten Stoffe stattfindet, jedoch keine mechanische Verlagerung. Die geschieht an der Spüloberfläche.

Spüloberfläche

Die Spüloberfläche stellt die zweite „Bühne“ beim Mechanismus der doppelten Einebnung dar. Die hier stattfindenden Vorgänge sind eng an die oben genannten Prozesse an der Verwitterungsbasisfläche geknüpft. An der Spüloberfläche finden die formschaffenden und einebnenden Abtragungsvorgänge statt.

Nach der Trockenzeit fallen enorme Niederschläge auf den, durch Trockenrisse und Dürre gekennzeichneten Boden. Durch die Risse, Wurzelbahnen und Tierröhren gelangt das Wasser in den Boden, sobald die Luft aus allen Rissen entwichen ist.

Vorher läuft es nur oberflächlich ab und sorgt für Abtrag. Es erreicht schließlich die Verwitterungsbasisfläche. Ist der Boden durchfeuchtet, so quellen die Tonminerale, so dass die oben genannten Risse sich schließen, soweit sie nicht schon durch Abspülung zugeschlämmt wurden. Die Infiltration wird abgeschwächt. Nun wird ein Großteil des Niederschlags dem oberflächlichen Abfluss zugeführt. Ein Wasserfilm bildet sich, der insgesamt betrachtet aus unzähligen Rinnsalen besteht, die Spüldenudation findet durch Spülfluten statt. Ursprünglich feste Bodenteilchen werden durch Adsorption (Einlagerung von Wasser) leichter gegeneinander verschiebbar und beweglicher. Diese können nun als Gelöstes, Schweb oder als feinsandige Fracht durch die Rinnsale aufgenommen und abgetragen werden. Dadurch, dass durch die intensive chemische Verwitterung bereits viel Feinmaterial zur Verfügung steht, wird viel transportiert und auch ein entsprechender Abtrag kann stattfinden. Meistens findet ein häufiger Wechsel zwischen Transport und Sedimentation statt.

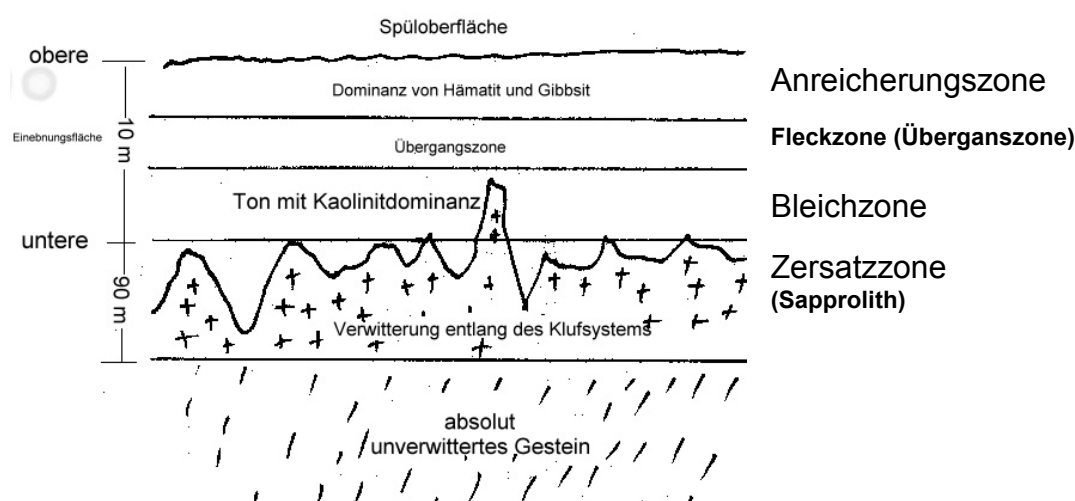


Abb.8-2: Trennung von Spüloberfläche und Verwitterungsbasisfläche

Zwischen den Prozessen an der Spüloberfläche und an der Verwitterungsbasisfront entsteht ein dynamisches Gleichgewicht, d.h. die Denudation legt die Landoberfläche in gleicher Rate tiefer, wie die Verwitterung die darunter liegende Oberfläche des Anstehenden. Als Folge kommt es zu einer gleichzeitigen und parallelen Tieferlegung.

Treten unterschiedliche Gesteinsarten im Anstehenden auf, so können die unterschiedlichen Gesteine durch die chemische Verwitterung fast gleichschnell

"tiefer gelegt" werden, wenn das schwerer zu verwitternde Gestein unter einer entsprechend dickeren Regolithdecke mit entsprechender Durchfeuchtung liegt.

Falls die Verwitterung schneller wird und der Abtrag langsamer, so entsteht ein mächtigerer Verwitterungsmantel, der die Verwitterung an der Verwitterungsbasisfläche bremst, da nicht mehr so viel Wasser nach unten dringen kann. Umgekehrt dringt bei stärkerem Abtrag mehr Wasser zur Verwitterungsbasisfläche und forciert die Verwitterung.

8.3.1.2 Gliederung der Oberfläche (Spülmulden/ Spülscheide)

Auch eine augenscheinlich absolut relieflose und flache Rumpffläche weist immer eine, wenn auch oft kaum wahrnehmbare, Neigung auf. So kann das bergab fließende Wasser eine morphodynamische Wirksamkeit entfalten. Dies führt zu Abtragung und somit zur Bildung sehr flacher offener Hohlformen mit außerordentlich flachen Hängen, die in flacher Wölbung über kaum ausgeprägte Zwischentalscheiden (Spülscheide) in die nächste Mulde herabziehen. Deutliche Tiefenlinien fehlen. Es ergibt sich eine lückenlose konkav-konvex Aufeinanderfolge von Spülmulden.

Büdel postuliert, dass es sich bei den Spülmulden nicht um Täler handelt, da sie ihre Entstehung der Spüldenudation verdanken und nicht einer Talentstehung durch aktive Erosionsleistung der Flüsse im Sinne der klassischen Definition. Für die Erosion fehlen die Erosionswaffen, da die Flüsse als Fracht nur Gelöstes und Schweb transportieren. Die Mulden werden von Rinnsalen durchflossen und dienen als reine Ablussrinnen. Es sind keine Terrassen vorzufinden und auch keine Ausbildung eines Prall- oder Gleithanges. Auch bei größeren Flüssen auf der Rumpffläche ist interessanterweise keine Talbildung zu beobachten. Der Fluss transportiert Gelöstes und Schweb; als Schleppegut wird hauptsächlich Feinsand befördert. Das Korngrößenspektrum des im Fluss transportierten Materials entspricht fast genau demjenigen der Ferralsole. Das heißt, der Fluss kann nur solches Material aufnehmen, das ihm die chemische Verwitterung fertig darbietet. Statt Tiefenerosion erfolgt Aufschüttung.

Der Höhenunterschied zwischen Spülmulde und Spülscheide beträgt nie mehr als 4-5 m.

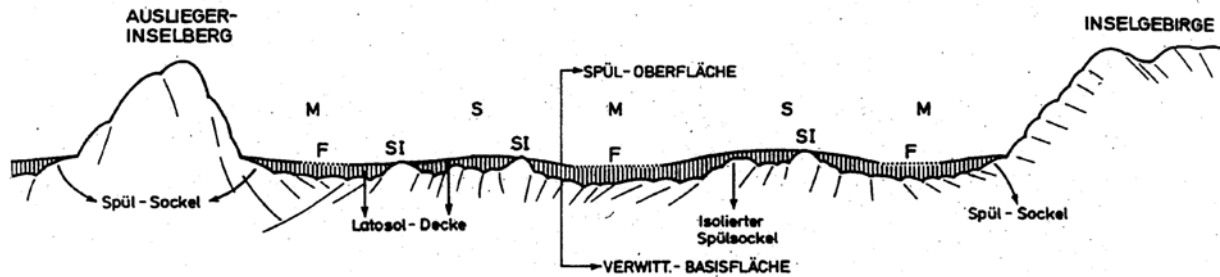


Abb.7-3: Typischer N-S-Ausschnitt durch die Tamilnad- Fläche (Ostseite Dekan) als Muster einer lebenden Rumpffläche. Mit: M= Spülmulde, S= Spülscheide, SI= Schildinselberg, F= von Feinsand erfülltes Regenzeit- Flussbett. Aus: J. Büdel, 1981, S.97.

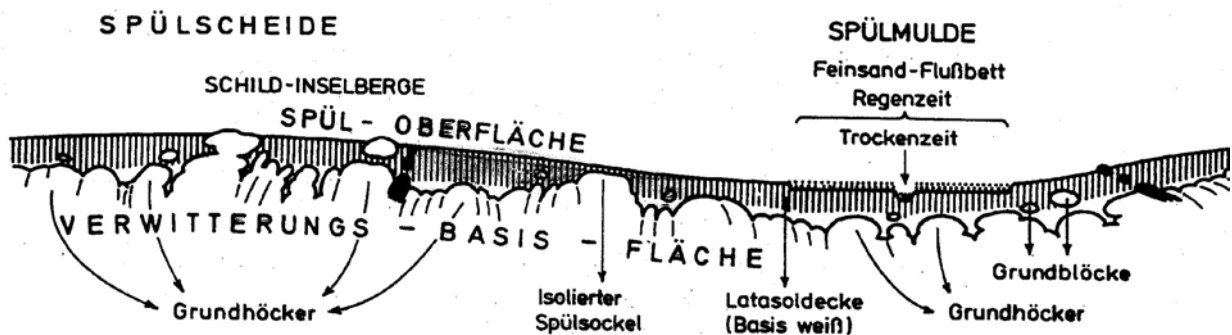


Abb.8-4: Spülscheide und Spülmulde (Detail aus Abb.:7-2). Aus: J. Büdel, 1981, S.97.

8.3.1.3 Voraussetzung: Tektonische Stabilität

Die tektonische Stabilität ist eine wichtige Voraussetzung bei der Flächenentstehung, denn ohne sie wiesen die Böden eine nicht so enorme Mächtigkeit auf. Sobald es eine Hebung und Gebirgsentstehung gegeben hätte, würden diese Prozesse über den Prozessen der Rumpfflächenbildung dominieren. In diesem Zusammenhang steht auch, dass es keine gravierenden Meeresspiegelschwankungen in dieser Zeit gegeben hat und auch keine Klimaveränderung, denn andernfalls wäre das Verwitterungsprofil abgebaut worden und die Büdelsche Modellvorstellung würde zusammenbrechen.

Es soll auch noch kurz darauf verwiesen werden, warum die Böden in den Tropen viel mächtiger sind als in Mitteleuropa. Dies hängt mit der hohen Intensität der chemischen Verwitterung zusammen und auch mit dem langen Zeitraum, in dem stabile Klimaverhältnisse herrschten. In Mitteleuropa gab es häufige Klimawechsel (z.B. Eis- u. Warmzeitenwechsel) und es existiert erst eine relativ kurze Phase der Klimastabilität verglichen mit den Tropen. Ergänzend ist anzuführen, dass in den Tropen ein Tageszeitenklima herrscht, d.h. die Temperaturschwankungen über den

Tag sind größer als im Laufe eines Jahres. So herrschen das ganze Jahr über ähnliche Temperaturverhältnisse.

8.3.1.4 Begleitformen

8.3.1.4.1 Inselberge

Inselberge sind Anzeichen ungünstiger Flächenbildungsbedingungen. Manchmal umgeht die Intensiv-Verwitterung an der Verwitterungsbasisfläche Gesteinskomplexe, bei denen eine großer Kluftabstand vorliegt. Diese gelangen an die Oberfläche und werden dann als Inselberge bezeichnet. Ein anderer Grund für das Auftreten von Inselbergen kann sein, dass es bei der doppelten Einebnung zu einem Ungleichgewicht beider Prozesse kommt. D.h. läuft die Verwitterung an der unteren Einebnungsfläche langsamer ab (da z.B. das Wasser oberflächlich zu schnell abfließt und somit nicht genügend Wasser an der unteren Einebnungsfläche zur Verfügung steht), so kann ein Teil des Anstehenden entblößt werden, da der Abtrag an der Oberfläche nicht entsprechend langsamer stattfindet. Diese Säulen und Pfeiler können dann bis in die Nähe der Oberfläche ragen. Nach Abtrag des Verwitterungsmantels kann es zur Freilegung größerer solcher Gesteinskomplexe kommen. Ein flacher Felsschild gelangt an die Oberfläche. Er wird als Schildinselberg bezeichnet, wenn er eine flache Form aufweist, ansonsten als Inselberg.

Inselberge sind fast immer nacktfelsig und ohne Bodendecke der chemischen Verwitterung entzogen. Der Ayers- Rock in Australien beispielsweise weist sehr steile, fast senkrechte Wände auf, die äußerst stabil sind und schon lange nicht mehr zurückverwittert sind. In Klüften kann die Verwitterung jedoch fortfahren und es kommt zur Bildung von Blockinselbergen oder Tors. Trägt der Inselberg noch eine Bodendecke, so kann es zu einer Versteilung der Flanken kommen, da die chemische Verwitterung weiter wirksam werden kann.

Auch oben bereits erläuterte Grundblöcke können als kleine Schildinselberge über die Oberfläche ragen.

Typisch in Australien sind die beispielsweise sogenannten Olgas. Darunter versteht man Inselberge, die weiten Ebenheiten aufsitzen.

8.3.1.4.2 Dreiecksbuchten

Kennzeichnend für jede Rumpffläche sind breit angesetzte, sich dann aber rasch verschmälernde Buchten, die annähernd die geometrische Form eines gleichschenkeligen Dreiecks aufweisen. Sie greifen gegen den Rand der Rumpffläche oder gegen Inselberge vor. Sie stellen eine Wachstumsspitze und eine Fortsetzung der Fläche gegen höheres Gelände dar und sind ein Beleg für eine Ausweitung der Fläche. Sind diese Dreiecksbuchten schmaler ausgebildet, werden sie auch Flächenstreifen genannt.

8.3.1.4.3 Intramontane Ebene

Unter intramontanen Ebenen versteht man Verebnungen im Gebirge, die sich als scharf eingesenkte Becken mit flachem Boden zeigen. Sie liegen weit über dem Meeresniveau. Intramontane Ebenen werden auch "Inseln der Flächenbildung" genannt, bei denen sich der Vorgang der doppelten Einebnung nur in einem sehr begrenzten Bereich abspielt. Am Anfang ihrer Entwicklung steht eine leichte Eindellung im Gebiet starker Zerklüftung; dadurch kommt es zu vermehrtem Wasserzudrang aufgrund des leichten Gefälles. Es folgt verstärkter chemischer Zersatz mit fortschreitender Tieferlegung. Im Laufe dieser Entwicklung sind die Hänge weitgehend von Boden befreit, so dass keine übermäßige chemische Verwitterung aufgrund der fehlenden Bodendecke ablaufen kann. Die intramontanen Ebenen sind nicht durch laterale Flusserosion entstanden; die Flüsse spielen bei der Entstehung nur eine passive Vorfluterrolle durch Abtragung des aufbereiteten Materials.

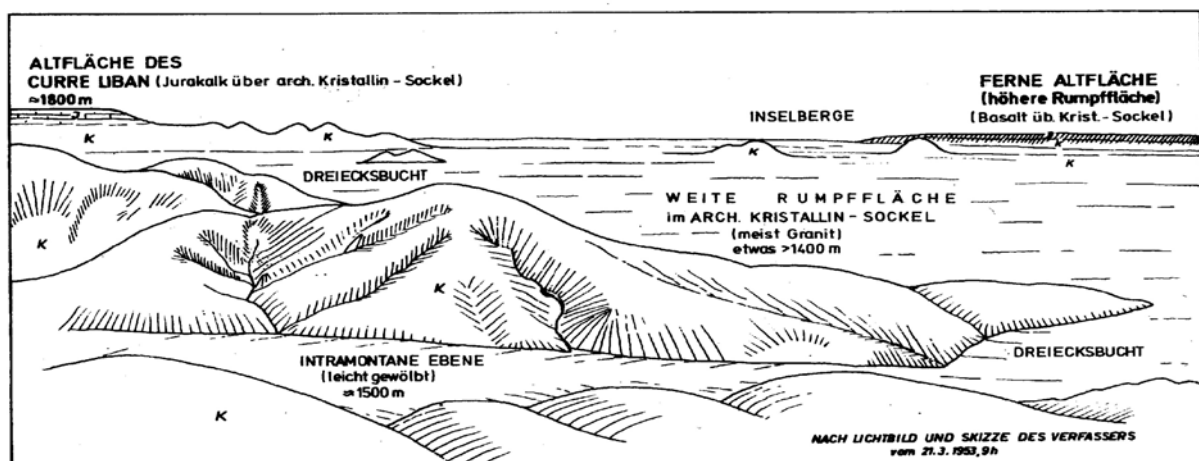


Abb.8-5: Weite Rumpffläche im Kristallinsockel Hochsomaliens- Eine kleine Dreiecksbucht (vorn rechts) greift bis zu einer kleinen intramontanen Ebene (vorn links) zurück. K= Kristallin, J= Jurakalk, B= Basaltdecke. Aus: Büdel, 1981, S.125.

8.3.1.4.4 Spülsockel

Es stellt sich die Frage, ob die Fläche sich gleichzeitig mit ihrer planparallelen Tieferlegung auch seitlich ausweitet. Es gibt oft einen leichten Anstieg der Fläche hin zum scharfen Fußknick eines Inselberges. Diese Spülsockel weisen meist eine Breite von 100-300 m auf. Dort wird die aufliegende Rothlehmdecke etwas dünner. Der Spülsockel ist durch Zurücklegung des Bergfußes durch die sogenannte „subkutane Rückwärtsdenudation“ entstanden, die sich wie folgt erklären lässt. Regenwasser und vom Berghang abströmendes Wasser (Hangzuschusswasser, das besonders bei nacktem Fels ungehindert strömt) stehen in diesem Bereich zur Verfügung und sorgen für eine starke Bodendurchfeuchtung im Bereich des Hangfußes, so dass eine intensive chemische Verwitterung möglich ist. (An dieser Stelle sind aufgrund des ausreichenden Wasserangebotes auch häufig Pflanzungen zu finden). Durch die intensive Verwitterung (in die Tiefe und auch seitlich) unter der Oberfläche (subkutan), kommt es zu einer Unterhöhlung des Anstehenden. Wird die Fläche nun tiefer gelegt, gelangt die Unterhöhlung an die Oberfläche. Der Oberhang stürzt nach. Die Fläche wächst also auf Kosten des Inselberges. Hat dieser eine gewisse Steilheit erreicht, trägt er keine Bodendecke mehr. Es gibt somit kaum noch chemische Verwitterung und auch keine Zurückverlagerung des Hanges mehr, der Inselberg ist nun außerordentlich stabil (Ayers-Rock in Australien). In diesem Zusammenhang steht der Begriff der „divergierenden Verwitterung“ (H. BREMER).

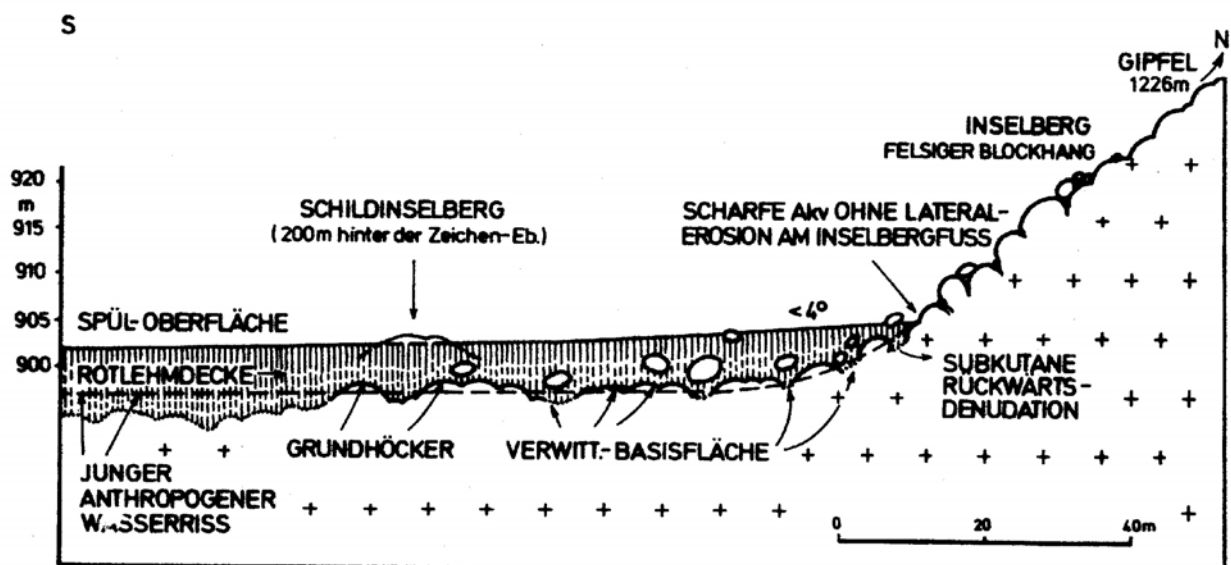


Abb.8-6: Zuschärfung eines Inselbergfußes durch subkutane Rückwärtsdenudation (bei Kolar, östlich Bangalore, S-Indien). Aus: J.Büdel, 1981, S.102.

8.3.1.5 Kritik

8.3.1.5.1 Frage der Durchfeuchtung

Das Bodenprofil muss feucht sein, damit eine intensive chemische Verwitterung ablaufen kann. Es taucht die Frage auf, wie dies bei wasserstauendem tonigen Material zu erreichen ist.

Büdel setzt die wechselfeuchten Tropen voraus, denn in den wechselfeuchten Tropen gibt es Trockenzeiten, in denen Trockenrisse entstehen und die Bodenvegetation völlig verdorrt ist. Obwohl der Boden aus tonigem Material besteht, gelangt das Wasser durch die Trockenrisse in den Boden hinein. Auch durch Wurzelbahnen und von Tieren angelegte Röhren (v.a. der Termiten) wird nach seiner Auffassung das Wasser nach unten geleitet.

Ist der Boden durchfeuchtet, so quellen die Tonminerale, so dass die Risse sich schließen, soweit sie nicht schon durch Abspülung zugeschlämmt wurden. Außerdem verhindert der mächtige Verwitterungsmantel das Austrocknen der unteren Bereiche.

Diese Voraussetzung Büdels muss jedoch hinterfragt werden, da sich die Wurzeln der Pflanzen oberflächennah bewegen und dort nach Nährstoffen suchen, die ihnen durch organisches Material (Laub) zur Verfügung gestellt werden. Die Wurzeln gelangen jedoch kaum in tiefere Horizonte, denn um dort Nährstoffe zu finden, müssten sie bis ans anstehende Gestein in 15-20 m Tiefe reichen. Doch es handelt sich in aller Regel um Flachwurzler, die keine Wurzelbahnen ausbilden, die in solche Tiefen gelangen.

Die heutige Forschung unterstützt Büdel jedoch in diesem Punkt:

Die Eisenoxide im Boden verkitten die Tonminerale so, dass ein porenreiches Gefüge entsteht. Ton ist oft nicht als Tonfraktion erkennbar, da die Bestandteile miteinander verkittet – Pseudosand - sind und größer wirken. Man hat also nicht nur Feinporen, sondern auch Mittel- und Grobporen vorliegen. So ist die angenommene Durchfeuchtung eher möglich, auch wenn diese Möglichkeit als fraglich erachtet werden sollte.

Die Frage der Durchfeuchtung ist jedoch gelöst an den Rändern der Inselberge oder Gebirge. Dort kommt es durch das Hangzuschusswasser zu einer intensiven Bodendurchfeuchtung und zur subkutanen Rückwärtsdenudation, die oben bereits ausführlicher behandelt wurde.

8.3.1.5.2 *Frage nach der zonalen Einordnung*

Es ist fraglich, ob Búdels Theorie nicht passender wäre für die inneren Tropen. Dort wäre eine extremere chemische Verwitterung gegeben, die für die enormen Bodenmächtigkeiten verantwortlich ist, und auch die Niederschläge wären ganzjährig in ausreichendem Maße vorhanden. Nur die durchgehend im Jahresverlauf vorhandene Vegetation würde nicht in Búdels Schema passen, da er die wechselfeuchten Tropen voraussetzt, um die spärliche Vegetation in den Trockenzeiten als Voraussetzung für die Spüldenudation an der Oberfläche zu gewährleisten. Die genauen Vorgänge an der Spüloberfläche wurden bereits in Kapitel 7.3.1.1 eingehender erläutert. Die ganzjährige Vegetation des tropischen Klimas würde diese Spüldenudation jedoch verhindern.

In der heutigen Forschung gilt es aber als geklärt, dass Denudation in großem Maße auch in den inneren Tropen möglich ist. Durch die starke chemische Verwitterung entstehen als Verwitterungsprodukte mehr Lösung als Schweb. Deshalb ist eine Materialverlagerung nach unten durch Sickerwasser möglich und die Lösung wird über den Grundwasserstrom abtransportiert: Dieser Vorgang wird auch "Piping" genannt.

Es gibt einen weiteren Widerspruch hinsichtlich Búdels zonaler Einordnung in die wechselfeuchten Tropen: Búdel hat in den wechselfeuchten Tropen einen Ferralit vorgefunden und nimmt ihn als Grundlage seiner Theorie. Aber eigentlich ist der typische Boden in den wechselfeuchten Tropen der Fersiallit. Búdel hat wohl einen fossilen Paläoboden gefunden, der unter tropischen Bedingungen entstanden ist, heute jedoch im Bereich der wechselfeuchten Tropen liegt.

Beim Fersiallit läuft die chemische Verwitterung nämlich nicht ganz so stark ab wie beim Ferralit und auch die Bodenmächtigkeit ist somit geringer. So existiert in den wechselfeuchten Tropen also gar nicht eine so mächtige Regolith- Auflage, die Búdel in seiner Theorie annimmt und voraussetzt.

Anhand der oben dargelegten Argumente könnte also Búdels Modell auch in den inneren Tropen Anwendung finden und hätte hier sogar, was Niederschlag und Intensität der chemischen Verwitterung betrifft, weitaus bessere Voraussetzungen.

8.3.1.6 zusammenfassende Kurzcharakteristika der „Rumpffläche nach Büdel“

- o Die Rumpffläche zieht über unterschiedliche Gesteine hinweg. Ein Gesteinswechsel und geologische Strukturen haben auf die Form der Fläche keine Auswirkung. Die Rumpffläche ist eine Kappungsfläche und Skulpturform.
- o große Ebenheiten von kontinentalen Ausmaßen können entstehen.
- o Neigungswinkel gleichmäßig unter 2° .
- o Leitform wechselfeuchter (neuer eher immerfeuchter) Tropen.
- o tektonisch weitgehende Stabilität begünstigen die Flächenbildung; bedeckt durch autochthonen (an Ort und Stelle entstandenen) Tiefenverwitterungsboden.
- o Denudation ist wichtig; die Rumpffläche ist eine denudative Flachform. Von ursprünglich vorhandenen Gliedern des Reliefs (Berge, Hügel,..) ist nur noch der Rumpf vorhanden.
- o Savannenländer verdanken ihre Entstehung der Flächenspülung.
- o kein Reliefunterschied als Voraussetzung notwendig.

8.3.2 Fußflächen

8.3.2.1 Voraussetzungen

8.3.2.1.1 aride Gebiete

Aride Gebiete sind laut MENSCHING Voraussetzung für die Entstehung von Rumpfflächen im Sinne von Fußflächen. RHODENBURG hingegen sieht ihre Entstehung in den wechselfeuchten Tropen mit dem Unterschied zwischen ariden und feuchten Phasen als optimal gegeben. Er differenziert zwischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen (Bodenbildungsphase, Formungsruhe) bei der Entstehung. In der Aktivitätsphase fehlt eine autochthon entstandene Bodendecke und nur eine schütterere Vegetation ist vorhanden. Wichtig sind heftige Niederschlagsereignisse.

8.3.2.1.2 Gegensatz Gebirge - Tiefland

Zur Entstehen einer Felsfußfläche sind Reliefkontraste erforderlich (Höhendifferenz) zwischen Gebirge und Tiefland (Vorland).

8.3.2.2 Gliederung/ Aufbau

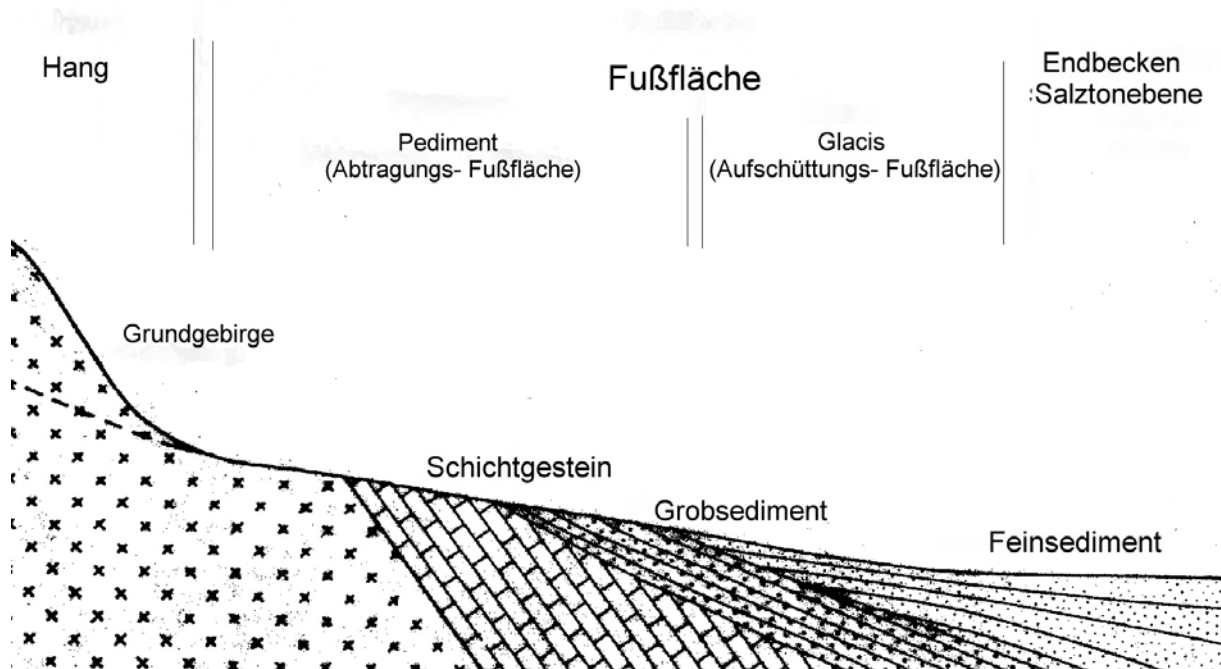


Abb.8-7: Schematisches Profil des Fußflächenreliefs in Trockengebieten. Aus: Ehlers, 1980.

8.3.2.2.1 Gebirgsrückland

Das Gebirgsrückland (im Bild: Hang) ist wichtig für den notwendigen Reliefkontrast der zur Entstehung der Fußflächen Voraussetzung ist. Seine angrenzenden Ebenheiten lassen sich aufteilen in:

8.3.2.2.2 Pediment

Anschließend an das Gebirgsrückland folgt das Pediment. Es ist eine echte Kappungsfläche über anstehendem festem Gestein, ohne dass unterschiedliche Gesteinsarten eine Rolle spielen. Es ist mit abgelagertem allochthonem Verwitterungsmaterial (Schutt) vom Gebirgsrückland bedeckt. Aber auch vor Ort entstandenes Verwitterungsmaterial ist nachweisbar, wenn auch in geringerem Umfang. Dieses wird mit Beginn der Regenereignisse umgelagert. Das Pediment ist eine sogenannte Abtragungsfußfläche. Unmittelbar vor dem Rücklandsteilhang beträgt das Gefälle 10° - 15° ; es flacht sich mit größerer Entfernung zum Gebirgsrückland hin ab und geht über in das Glacis.

8.3.2.2.3 Glacis

Der Untergrund ist durch ständige Aufschüttung geprägt. Glacis ist eine sogenannte Aufschüttungsfußfläche, da Sedimente durch Flüsse und denudative Vorgänge

(Spüldenudation) in die Ebene hinein transportiert wurden; sie weisen eine große Mächtigkeit auf. Das Gefälle flacht sich immer weiter ab und die Auflage wird stets mächtiger, da die Abtragung von Akkumulation übertroffen wird. Am Ende findet sich die Salztonebene. Manchmal kann auch eine Ausbildung von Glaciterrassen erfolgen; dies steht jedoch in Abhängigkeit zur Lage des Vorfluters (z.B. in den südlichen Pyrenäen: Ebro).

8.3.2.2.4 Salztonebene

An die Glacis anschließend häufen sich Feinsedimente. Dieses Gebiet wird als Salztonebene bezeichnet. Je weiter die Entfernung zum Gebirgsrückland ist, desto flacher wird das Gefälle; es kann in der Salztonebene gegen 0° gehen.

Die gesamte Abfolge dokumentiert, dass es zu einer Gradierung der Korngrößen, also zu einer Sortierung von Grob- und Feinmaterial kommt.

8.3.2.3 Genese

Zur Entstehung der Fußfläche sind drei Haupt- Prozessgruppen wichtig:

8.3.2.3.1 Abtragung am Hang

Unter ariden Klimabedingungen findet hauptsächlich physikalische Verwitterung statt. Die Aufbereitung des Gesteins spielt sich vor allem auf nackten Hängen, die kaum mit Vegetation bedeckt sind und unter extremer Einstrahlung stehen, ab. Das Material wird durch Gravitation verlagert (z.B. Blocksturz, Absanden); diese Verlagerung ist umso wirksamer, je steiler der Hang ist. Diese Vorgänge finden permanent statt. Am Hangfuß bilden sich Blocksturzhalden aus Fanglomeraten. Für die Abtragung am Hang spielen die beiden folgenden Prozesse eine wichtige Bedeutung:

- Zerrung und Zerschneidung

Durch Sturzbewegungen bilden sich vor allem am Mittelhang Steinschlagrinnen, Runsen, Kerben und auch Rillen. Dieser Vorgang findet fast ständig statt (da „nur“ Verwitterung und Gravitation dafür notwendig sind) und hat eine Zurückverlegung des Hanges zur Folge.

- Zurückverlegung des Hanges

Durch die Zerrung und Zerschneidung kommt es zu einer Zurückverlagerung des Hanges; dieser Prozess wird vor allem unterstützt, wenn Starkregen einsetzt. In den Runsen und Rinnen erfolgt ein konzentrierter Abfluss, der sich über den ganzen Hang verteilt. Dabei wird Material ausgespült und am Hangfuß entsprechend umgelagert. Es entsteht zu Beginn eine Felsfußfläche, die Initialfläche. Durch die weitere Zurückverlagerung des Hanges kommt es zu einer Vergrößerung der Fläche; ein neuer Flächenabschnitt wird quasi freigelegt. Die Entstehung der Fußfläche ist somit ein passiver Prozess; der aktive Prozess ist die Hangrückverlegung.

8.3.2.3.2 Abtragung und Tieferlegung auf der Fläche

Vor allem Mensching und Rhodenburg messen dem Abtrag auf der Fläche eine große Bedeutung zu. Bei diesem Prozess wird die Fußfläche als aktive Form verstanden. Es herrscht starke mechanische Verwitterung vor (starke Temperaturschwankungen, kaum Vegetation). Und auch das Vorhandensein von Wasser ist notwendig: episodische Regenereignisse, die hauptsächlich nach der Trockenzeit stattfinden und somit durch den erhöhten Benetzungswiderstand des Bodens einen vermehrten Oberflächenabfluss zur Folge hat, führen dazu, dass es zu einer zeitlich begrenzten Tieferlegung der Fläche kommt. Das vom Hang strömende Wasser läuft in die, am Hangfuß kegelförmig abgelagerten Fanglomerate. Dadurch verteilt das Wasser das Feinmaterial flächenhaft und auch Spülrinnen und größere Fliessgerinne bewirken in ihrer Gesamtbetrachtung einen denudativen Abtrag, so dass in der Regenzeit die Fußflächen als aktive Form dominieren. Dieser Vorgang ist zeitlich begrenzt, da es in ariden Gebieten episodische Abflussregimes und Niederschlagsereignisse gibt, die auch lokal sehr differenziert ausgebildet sind. Die Abtragung findet auf Ebene selbst statt.

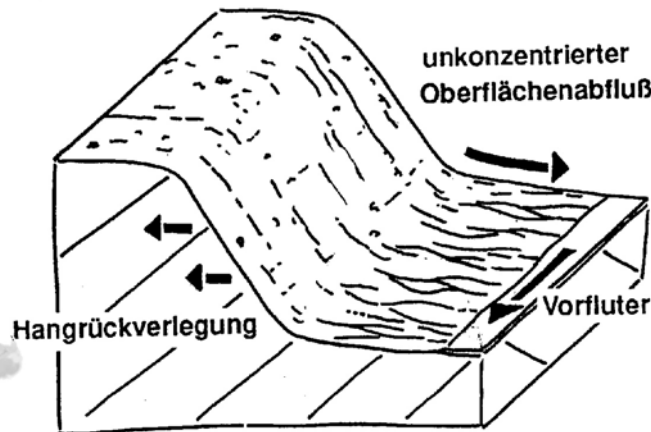


Abb.:8-8: Hangpedimentation.

Die folgenden Prozesse spielen bei der Abtragung und Tieferlegung der Fläche eine große Rolle:

- Entstehung von Schwemmfächern

Es bilden sich Schwemmfächer aus. Schwemmfächer sind Aufschüttungsformen eines Flusses, der aus dem Gebirge in die Ebene eintritt und dabei soviel an Gefälle verliert, dass er einen Teil seiner Fracht ablagern muss (also das mitgeführte Material somit zur „Last“ wird). Da es keine seitliche Begrenzung gibt, kann der Fluss seine Sedimente vom Austrittspunkt aus dem Gebirge her nach allen in die Ebene weisenden Richtungen aufschütten, d.h. ein etwa halbkreisförmiger Umriss entsteht.

- Phasenweiser Weitertransport

Kennzeichnend ist der phasenweise Weitertransport des abgelagerten Materials. Es kommt zu einer regelmäßigen Abfolge von Sedimentation und Transport. Schon an kleinsten Hindernissen (wie z.B. Grasbulten oder Tiertritten) kann das Material wieder abgelagert werden, und wird erst beim nächsten Regenereignis weitertransportiert.

- Sortierung

Die Sortierung des Materials ist abhängig von der zur Verfügung stehenden Wassermenge und dem Gefälle. Damit ist festgelegt, wie weit der Transport des Materials erfolgt und wie die Sortierung aussieht. Es gibt immer eine Korngröße, die maximal bewegt wird und mit ihr auch die größtmäßig darunter liegenden, also

kleineren, Korngrößen. Es erfolgt eine Materialsortierung bis in die Salztonebene, wobei dort die Feinsedimente überwiegen.

8.3.2.3.3. Seitenerosion an den Talausgängen

Im gebirgigen Rückland gibt es periodische Niederschlagsereignisse, so dass regelmäßig Wasser aus dem Gebirgsrückland in die Ebene gelangt. Wenn die Flüsse aus dem Gebirge austreten, mäandrieren sie und es kommt durch Seitenerosion zur seitlichen Unterschneidung der Hänge. Hierbei werden vor allem die zwischen den Flüssen liegenden Gebirgssporne angegriffen und die Fläche erweitert sich (Talbodenpedimentation nach Rohdenburg); in manchen Fällen ist auch eine Tieferlegung der Fläche die Folge. In der Gesamtbetrachtung wird diesem Prozess jedoch nur eine untergeordnete Rolle beigemessen.

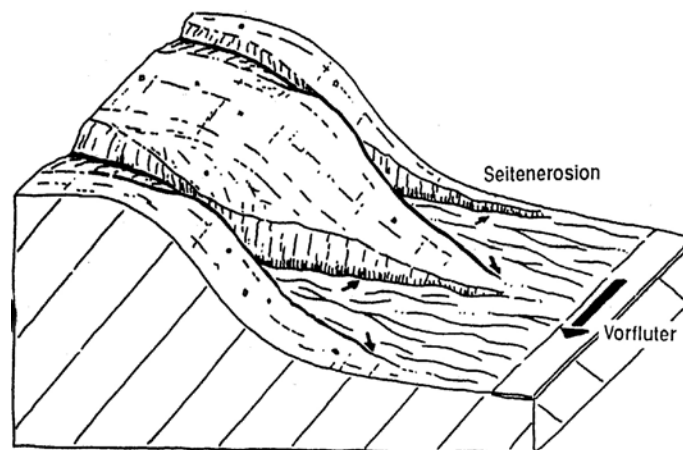


Abb.:8-9: Talbodenpedimentation

8.3.2.4 Verbreitung

Die Frage, ob es sich bei den Flächenresten in Mitteleuropa auch um Fußflächen handeln könnte, lässt sich in den meisten Fällen negieren. Mit ziemlicher Sicherheit sind sie in der Vorderpfalz am Rand des Pfälzerwaldes zu finden; hier wurde durch Hebung die Voraussetzung des Reliefkontrastes zu ihrer Bildung erfüllt.

Die Funde am östlichen Rand des Leinegrabens sind umstritten. Theoretisch ist die Bildung möglich gewesen, als hier eine relative trockene Klimaphase herrschte; dies war im Übergang vom oberen Pliozän zum Altpleistozän der Fall. Jedoch findet man auf den Flächen Verwitterungsreste (s.o.), die auf tropisches Klima hinweisen.

8.3.2.5 zusammenfassende Kurzcharakteristika „Fußfläche“

- o Leitform der semi-ariden Tropen
- o Pediment ist hauptsächlich bedeckt durch Verwitterungsmaterial aus Gebirgsrückland (allochthon)
- o Oft nur als flache Bänder entwickelt
- o Neigungswinkel anfangs 10° - 15° , später gegen 0°
- o Reliefunterschied ist Grundvoraussetzung
- o Denudation wichtige Abtragungsform, sowohl am Hang, als auch auf der Fläche

8.3.3 ältere Modelle zur Flächenbildung

8.3.3.1 VON RICHTHOFEN und RAMSEY: marine Abrasion (1863)

An einer Brandung entsteht durch die Hin- und Herbewegung der Strandgerölle eine breite Abrasionsplattform. Das Kliff wird landeinwärts verlagert.

Diese recht alte Theorie wurde früher stark überschätzt und auf Rumpfflächen angewendet, die im Meeresniveau entstanden sein sollen und später einer Hebung unterworfen waren. Doch diese Theorie als allgemeinen Erklärungsansatz zur Flächenentstehung heranzuziehen gilt heute als nicht haltbar, da der möglichen Breite der Abrasionsplattform enge Grenzen gesetzt sind. Es wäre ein so exakt gleichmäßiger Anstieg des Meeresspiegels oder eine Landsenkung notwendig gewesen, die großen Flächen zu erzeugen, die praktisch gar nicht möglich wären. Außerdem sind rumpfflächenartige Verebnungen nur in Ausnahmefällen so glatt und relieflos wie eine Abrasionsplattform. Das Modell der marinen Abrasion könnte nur für kleinere Verebnungen zutreffen (z.B. Land's End in Cornwall).

Heute geht man zusätzlich von einer Bioerosion aus, die natürlich ebenfalls nur auf recht kleine Gebiete zutrifft. Dabei entsteht ein flacher Sockel, wenn Tiere und Pflanzen Algen fressen und dabei auch Gestein abraspeln (KELLETTAT).

8.3.3.2 W.M.DAVIES: Zyklentheorie (1899)

Ein wichtiger Faktor bei Davies Theorie ist die Zeit. Er geht davon aus, dass sich nach bestimmten Zeiten bestimmte Formen einstellen. Mit zunehmendem Alter der Reliefentwicklung bestimmt die Abtragung mehr und mehr die Form der Erdoberfläche.

Seine Grundannahme ist die Existenz einer relieflosen Krustenscholle (z.B. ein ehemaliger Meeresboden), die rasch über den Meeresspiegel gehoben wird und dadurch die Abtragungsprozesse initiiert werden. Er gliedert die Vorgänge in 4 Stadien, die im folgenden einzeln Erläuterung finden:

YOUTH-(juveniles)-Stadium

Unter humiden Bedingungen entsteht ein Gewässernetz und Täler tiefen sich ein. Zwischen den Tälern mit ihren recht steilen Hängen existieren noch Reste der Ausgangsfläche. Haben sich die Flüsse auf die Erosionsbasis eingestellt, so erfolgt Seitenerosion. Dies bedeutet den Übergang zum Maturity- Stadium.



MATURITY-(Reife)-Stadium

Die Tiefenerosion wird bedeutungslos und die Seitenerosion wird prägend. Durch Verwitterung und Massenverlagerungsprozesse werden die Talhänge abgeflacht. Sie verschneiden sich an der Wasserscheide und auch diese werden nun tiefer gelegt. Das Relief nimmt in diesem Stadium nicht mehr zu. Die Oberfläche wird immer mehr aufgelöst und die absoluten Höhenunterschiede haben abgenommen.



OLD-(Greisen)-Stadium

Die Erosionsprozesse haben sich verlangsamt durch die Abnahme des Flussgefälles. Nach dem Ende der Taleintiefung werden die Wasserscheiden weiter erniedrigt. Es folgt eine Umformung zu flachen Rücken. Durch Mäanderbildung verbreitern die Flüsse ihr Bett stetig weiter, so dass sich ausgedehnte Auengebiete entwickeln

PENEPLAIN-(End)-Stadium

Durch die oben genannte Entwicklung kommt es zur Bildung einer annähernd relieflosen „Fast- Ebene“ (Peneplain). Diese liegt nur unwesentlich höher als die Erosionsbasis.



Kritik am Davies- Modell:

- Die Hebungsabschnitte dauern normalerweise länger an, so dass er bereits während der Hebung zu Erosion kommt.
- Die lange Immobilität der Erdkruste während den Entwicklungsphasen gilt auch als unwahrscheinlich.
- Die stockwerkartig angeordneten Flächen sind nach der Zyklentheorie unmöglich.

8.3.3.3 WALTHER PENCK: Piedmont- Treppe (1924)

Penck führte seine Untersuchungen hauptsächlich im Fichtelgebirge durch. Unter Piedmont- Treppe versteht Penck eine Rumpftreppe, die aus mehreren Rumpfstufen besteht, die wiederum Rumpfflächen verschiedener stockwerkartiger Höhenlagen miteinander verbinden.

Penck postuliert, dass alles phasenweise abläuft und somit immer wieder Hebungsvorgänge stattfinden. Somit lehnt er Davies Theorie einer schnellen Hebung mit einer anschließenden langen Ruhephase ab. Die Hangform steht für ihn in engem Zusammenhang zur Tektonik. In tektonischer Ruhephase kommt es zur Ausweitung der Fläche. Die Fläche wird „aktiv“ und eine an der Erosionsbasis ansetzende Flächenbildung folgt. Folgt eine Phase der Hebung, so wird die Fläche inaktiv und aus der Zone der Flächenbildung gehoben. Sie wird somit reliktsch und wird nun randlich zertalt. Eine neue Fläche wird bei Stillstand aktiv und die Aktivitäten finden „eine Etage tiefer“ statt, und es folgt ein Ausweitung der Fläche auf Kosten der nun darüber liegenden gehobenen Fläche. Diese Phasen wechseln weiterhin einander ab, so dass eine sanfthügelige Rumpfflächenlandschaft entsteht.

Da diese Entwicklung tropische Klimaverhältnisse voraussetzt, wie es in Mitteleuropa im Tertiär herrschte, ist die Fläche, die gegen Ende des Tertiärs entstanden ist, nicht

mehr so ausgedehnt, da die klimatischen Bedingungen zur Flächenbildung nicht mehr optimal waren. Sie wird auch als Randterrasse bezeichnet und wird durch die sogenannte Randstufe abgetrennt.

Die Rumpfstufe erscheint von der Ferne als kilometerlanger Anstieg.

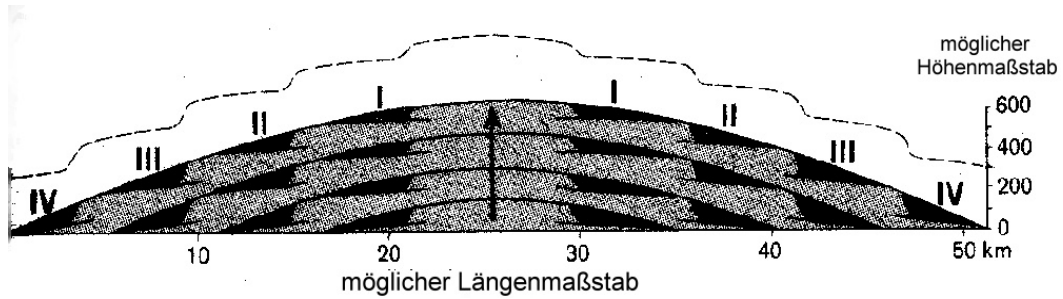


Abb.:8-10: Rumpftreppenbildung beiderseits eines mit wachsender Phase aufsteigenden Gewölbes.

Aus: Wilhelmy, 1975, S.153.

9. RELIEFGENERATIONEN

Die erste systematische Trennung von Reliefgenerationen erfolgte 1955 durch J. Büdel. Er stellte in einer historisch-genetischen Betrachtungsweise die Entstehung dieses Formenschatzes dar.

Unter Reliefgenerationen versteht man Formen, die in bestimmten Zeiten unter bestimmten Klimaten entstanden sind. Es werden die Reliefgenerationen:

- der *alttertiären Rumpfflächen*,
- der *talbegleitenden Flächenreste (Trogflächen)* und
- der *quartären Täler*

unterschieden.

Die Täler sind nicht direkt an die Rumpfflächen angeschlossen. Dazwischen liegt die flächenähnliche Gestalt der Trogflächen. Erst danach folgt das Formenelement der Rumpffläche (ca. 100 Höhenmeter über den Trogflächen).

Die Prozesse, die einst die alten Reliefgenerationen schufen, sind heute längst erloschen. Daher müssen die erzeugenden Prozesse dieser Reliefgenerationen auf indirektem Wege erschlossen werden. Von besonderer Bedeutung bei der Betrachtung der Reliefgenerationen sind die Vorzeitklimate, um die Morphogenese zu erklären. Mit Hilfe eines „**aktualistischen Vergleiches**“ werden die Vorzeitformen mit einem der heutigen Kernräume der klimamorphologischen Zonen parallelisiert. Dadurch wird der Gesamt-Formungsmechanismus eines vorzeitlichen Klimas erschlossen. Schwierigkeiten bei der Identifizierung treten zudem dadurch auf, dass eine Vorzeitform zerstört, umgeprägt oder weitergebildet sein kann.

9.1 Alttertiäre (praeoligozäne) Rumpfflächen

9.1.1 Lage: Rheinisches Schiefergebirge oberhalb 400m ü.NN

Rumpfflächen (oder besser: Flächenreste) finden sich in allen Mittelgebirgen. Rumpfflächen sind im Mittelgebirge hauptsächlich an ihrer Höhenlage erkennbar; die niedrigste liegt beispielsweise im (in dieser Beziehung gut untersuchten) Rheinischen Schiefergebirge bei 400m ü.NN. Die Hauptrumpfflächen finden sich in allen deutschen Mittelgebirgen in einer Höhenlage von ca. 650m ü.NN. Die Rumpfflächen stellen die älteste Reliefgeneration dar.

Von den ehemaligen großen Verebnungen sind heute meist nur noch Reste sichtbar, da die fluviatilen Prozesse im Laufe des Quartärs an Bedeutung gewannen, viele

Flächen durch die Taleintiefungen stark zerschnitten wurden, und die hochgelegenen Altflächen durch die Talbildung zu Flächenresten aufgelöst wurden. Das kräftig gefaltete Grundgebirge des Rheinischen Schiefergebirges wirkt durch die Rumpfflächen an der Oberfläche häufig wie radikal geglättet. In topographischen Karten sind sie meist auf Spornen mit zungenförmigem Verlauf der Höhenlinien erkennbar.

9.1.2 Stockwerksaufbau

Rumpfflächen kommen nicht nur in einer einzigen Höhenlage vor. Häufig ist ein stockwerkartiger Aufbau, so dass sie auf verschiedenen Höhenniveaus vorzufinden sind und in dieser Hinsicht auch der Begriff der Rumpfflächen-Stockwerke Verwendung findet. Die Flächenreste können auch über eine große Distanz voneinander getrennt liegen und stellen die Relikte ehemals zusammenhängender Flächen dar.

9.1.3 Bildungsklima: immerfeucht, tropisch

Die Rumpfflächenbildung im genetischen Sinne ist nach BÜDEL an tropisches Klima gebunden. Wie unten aufgeführt, dienen die vorgefundenen Verwitterungsreste auf der Fläche der zeitlichen Einordnung und erlauben die Entstehung der Rumpfflächen zu datieren. Die Verwitterungsprodukte weisen auf immerfeucht tropisches Klima hin. Dieses Klima herrschte in Mitteleuropa im Tertiär, genauer bis ins Oligozän. Ab da wurde es kühler und zeitweise trockener, so dass keine immerfeuchten tropischen Voraussetzungen mehr gegeben waren. Ihre Entstehung muss also zwingend vor dem Oligozän liegen; man spricht in diesem Zusammenhang auch von Präeoligozän oder Alttertiär.

9.1.4 Verwitterungsprodukte

9.1.4.1 korrodierte Quarze

Bei der Verwitterung von Mineralen sind meistens nur Quarzreste erhalten, da Quarz ein sehr stabiler Vertreter hinsichtlich der Verwitterungsanfälligkeit ist. Somit ist vom Ausgangsgestein nur die stabilste Komponente übrig. Trifft man aber auf Quarz in stark korrodierter Form, so herrschte eine starke chemische Verwitterung vor, und es lässt sich nach BURGER schließen, dass es aus dem Alttertiär stammt.

9.1.4.2 Kaolinit, Hämatit, Gibbsit

An vielen Stellen tragen die Rumpfflächen noch Reste tiefgründiger Bodenbildung. Es handelt sich dabei um tonige Grau- und Weißlehme (tiefere Zone der Fersialite), deren Hauptbestandteil der Kaolinit ist. Der Name „Lehm“ ist abgeleitet vom lehmigen Gefüge, das diesen Böden eigen ist. Kaolinit ist ein typisches 2-Schicht-Tonmineral in tropischen Böden. Es ist das Ergebnis der Verwitterung von Feldspäten zu Tonerde (Silikatverwitterung); dabei erfolgt eine Abfuhr von Silizium und Anreicherung von Fe- und Al-Oxiden.

Hämatit (Fe_2O_3) ist eine Neubildung dieser stark chemischen Verwitterung. Die primäre Rotverwitterung ist an tropisches oder subtropisches Klima gebunden.

Auch Gibbsit, ein Al-Oxid, ist bei intensiver chemischer Verwitterung anzutreffen. Oft ersetzt der Gibbsit den Kaolinit bei extrem starker chemischer Verwitterung.

Zudem kann das Alter der Rumpfflächen mit Hilfe von vulkanischen Ablagerungen auf der Fläche und durch Meeressedimente, die durch Meerestransgressionen im Oligozän abgelagert wurden, bestimmt werden.

9.2 Talbegleitende Flächenreste

Die talbegleitenden Flächenreste sind hier zu unterscheiden von den oben genannten Rumpfflächen. Sie stellen den Übergang zwischen Flächen und Flussterrassen dar. Diese talbegleitenden Flächenreste (Trogflächen) bildeten sich in einer Zeit, als die tropoide Formbildung der tertiären Rumpfflächen nicht mehr, die der vollpleistozänen Engtäler aber noch nicht im Gange war. Sie sind häufig in schmalen Bändern oberhalb der heutigen Flüsse zu finden. Wie diese Übergangsform genau entstanden ist, ist heute in der Forschung noch nicht genau nachgewiesen.

9.2.1 Alter: Oligozän-Pliozän

Ihrem morphologischen Habitus nach, müssen sie einem anderen Prozessgefüge entstammen, als es in der vorangegangenen oder der folgenden Generation herrschte. Ihre Entstehung wird in der Zeit zwischen dem Oligozän und Pliozän datiert. Im Oligozän wurde es kühler und zeitweise trockener. Es gibt kaum gesicherte Aussagen, wie diese Übergangsform in jener Zeit entstanden ist: chemische Verwitterung und fluviatile Prozesse überlagern sich. Die Morphographie

ist flächenähnlich, aber es ist schwer zu erklären, ob sie auf Flächen oder Terrassen zurückzuführen sind. Die chemische Verwitterung nimmt in jener Zeit ab, und zieht sich auf die noch feuchten Tiefenlinien meist in Form von Buchten und Streifen zurück. Die fluviatilen Prozesse nehmen zum Pliozän immer mehr zu, diese sind belegbar durch Schotterreste. Die Forschung scheitert heute noch an exakten Beobachtungsmöglichkeiten. Am Ende des Pliozän (vor ca. 2,4 Mio. Jahren) beginnt die Entstehung der Breittäler, die der dritten Reliefgeneration der quartären Täler zuzuordnen sind.

9.2.2 Ähnlichkeit mit Flächen

Die Troglflächen stehen ihrem Habitus nach den Flächen näher als den Tälern. Dennoch ist der Übergang im Relief zwischen Troglfläche und Breittal nicht sehr stark ausgeprägt und unterscheidet sich hauptsächlich hinsichtlich der Ausdehnung der Verflachung.

9.2.3 lokal ähnliche Verwitterungsprodukte

Lokal finden sich auf den Troglflächen ähnliche Verwitterungsprodukte wie auf den Rumpfflächen. Dies spricht zwar auch für tropische Klimaverhältnisse, doch da diese Verwitterungsprodukte nicht in dem Umfang aufzufinden sind wie bei der Rumpffläche, wird auch dadurch die These unterstützt, dass die chemische Verwitterung aufgrund des Temperaturrückgangs an Bedeutung verloren hat. Sie fand bei allgemein trockenerem Klima nur noch in feuchten Tiefenlagen statt, in denen sich später die Talläufe fixierten.

9.2.4 älteste Talanlagen

Die Flachform der Troglflächen kann man im Übergangsbereich zum Breittal auch als älteste Talanlagen bezeichnen, was sowohl durch die Morphographie als auch durch Schotterauflagen in diesem Bereich untermauert wird.

9.2.4.1 älteste Schotter (nur Quarze)

Die chemische Verwitterung nahm in der Entstehungszeit der Troglflächen ab, die fluviatilen Prozesse hingegen, zu. Dies ist belegbar durch Schotterterrassen. Die Troglflächen werden zum Teil durch eine, ihnen eigene „Urschotter“- Auflage bedeckt, die von völlig anderer Gestalt ist, als alle späteren aus dem Vollpleistozän. Diese

Schotter sind hauptsächlich am Übergangsbereich zu den Terrassen der Breittäler zu finden. Der Hauptbestandteil dieser Schotter ist Quarz, da die damals noch intensive chemische Verwitterung wirksam werden konnte, und weniger widerständige Bestandteile zum großen Teil verwittert wurden. Bei den Terrassen, die zu späteren Zeitpunkten entstanden sind, war die Intensität der chemischen Verwitterung inzwischen geringer ausgeprägt, so dass auch weniger widerständige Bestandteile im Schotterkörper zu finden sind. In diesem Zusammenhang spricht man von Buntschottern. Ähnlich verhält es sich mit den selteneren Schwermineralen.

9.3 Täler (Quartär)

9.3.1 Breittal- Engtal

Als dritte Reliefgeneration werden die quartären Täler betrachtet. In einem Talquerprofil, ist in der Vertikalen eine Zweigliederung zu beobachten. Eine deutliche Trennung zwischen Breit- und Engtals ist sichtbar. Das Breittal weist eine Muldentalforn auf, das Engtal hingegen eine leicht asymmetrische Kerbtalforn. Im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges beispielsweise hat das Breittal des Rheins eine Ausdehnung von ca. 6 km. Die Entstehung des Breittals begann vor ca. 2,4 Mio. Jahren, als das Klima sich änderte, es kälter wurde und die fluviatilen Prozesse an Bedeutung gewannen. Das Engtal begann sich vor ca. 700.000 Jahren einzutiefen, als es zum extremen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten (mit Eiszeiten) kam, was eine besonders intensive Talentwicklung zur Folge hatte.

Das Breittal hat sich in einem Zeitraum von ungefähr 1,7 Mio. Jahren nur um 60 m eingetieft, dem Engtal gelang hingegen in einem weitaus geringeren Zeitraum eine Eintiefung von 180 m.

9.3.2 Schotterkörper

Aus den Eigenschaften der, die Terrassen bildenden, fluvialen Sedimente können Rückschlüsse auf ihre Entstehungsbedingungen gezogen werden. Dies wird beispielsweise möglich durch Rundungsgrad, petrographische Zusammensetzung, Schichtung, Schwermineralinhalt und Verwitterungsgrad der Sedimente. Auch bei der Altersbestimmung können sie hilfreich sein, wobei zu beachten ist, dass das Terrassenalter nicht dem Alter der Schotter gleichzusetzen ist, da die Schotter älter sind als die jeweiligen Terrassen, die sie bilden.

Schon mit ihrer Höhenlage kann man in einem Gebiet, das durch tektonische Hebung geprägt ist, auf das Alter der Terrasse schließen. In höheren Lagen sind ältere Terrassen anzutreffen; mit der Nähe zu dem rezenten aktiven Talboden sind die Terrassen jünger zu datieren.

9.3.2.1 Buntschotter

Bei den tertiären Schottern bestehen ca.90% ausschließlich aus Quarz. Quarz ist in Bezug auf die Verwitterung ein relativ widerständiges Gestein und dient als Restbestandteil Indikator für eine hohe Verwitterungsintensität. Durch einen hohen Quarz- Anteil lässt sich schließen, dass viele der verwitterungsanfälligeren Gesteine bereits verwittert wurden, und schon ein relativ langer Zeitraum seit Entstehung der Terrasse vergangen sein muss. Hierbei ist aber auch das Klima zu berücksichtigen: im älteren Quartär (Entstehung des Breittals) herrschte aufgrund der höheren Temperatur eine höhere chemische Verwitterung als heute. Der Quarz-Anteil nimmt von den ältesten zu den jüngeren Schotterkörpern immer mehr ab. Bei jüngeren Terrassen sind noch weitaus mehr instabile und somit verwitterungsanfälliger Gesteine vorhanden. In diesem Zusammenhang steht auch der Begriff „Buntschotter“. Durch das Verhältnis von instabileren und stabileren Bestandteilen kann man unter Berücksichtigung des Klimas auf die Entstehungszeit schließen. Dies trifft auch für Schwerminerale zu. In älteren Schotterkörpern sind ausschließlich stabile Schwerminerale vorhanden, in jüngeren hingegen überwiegen instabile Vertreter.

9.3.2.2 Kaltzeitzeiger

In Schotterkörper existieren teilweise Formen, die nicht mit Schotter, sondern mit Fremdmaterial verfüllt sind. Diese sind in einem Dauerfrostboden entstanden und somit unter periglazialen Klimabedingungen. Eine wichtige Rolle hierbei spielen die Eiskeile. Nach Abtauen dieser Eiskeile in den Schotterkörpern wurde ihre Form mit anderem, darüber liegendem Material verfüllt. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von pseudomorphen Formen. Darunter versteht man eine Form, die durch ein anderes Material nachgezeichnet wird. Die Eiskeilpseudomorphosen sind ein deutlicher klimatischer Hinweis darauf, dass diese Schotter in einer Zeit abgelagert wurden, als unser Gebiet Periglazialgebiet war.

Auch durch Kryoturbation, ein typischer Prozeß unter periglazialen Klimabedingungen (siehe Kapitel 6.3/6.4), kann es zu noch heute sichtbaren Veränderungen im

Schotterkörper kommen. Folge sind Deformationen und Verwürgungen im Bereich des Auftaubodens, die auch oberflächlich sichtbar werden und zu Deformation der ursprünglichen Schichtlagerung führen und sich bis heute erhalten haben. Auch sie sind ein deutlicher Hinweis auf ehemals herrschendes periglaziales Klima.

Driftblöcke sind ebenfalls in manchen Schotterkörpern auffindbar. Darunter versteht man Blöcke von ca. 1 m Durchmesser. Ihr Transport erfolgte nicht durch den Fluss selbst. In engen Talabschnitten gelangen diese Blöcke vom Hang auf den zugefrorenen Fluss und wurden dann auf dem Fluss durch Eisschollen talabwärts transportiert, also verdriftet. Die Driftblöcke brachen beim Auftauen der Schollen ein.

Driftblöcke dürfen nicht mit Findlingen gleichgesetzt werden, denn deren Transport erfolgte durch Gletscher.

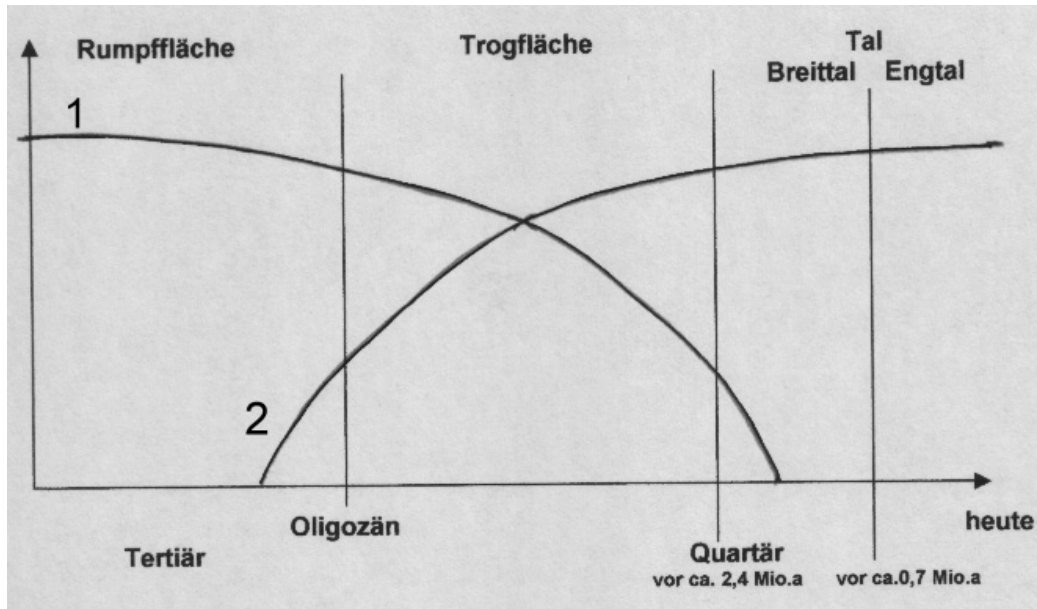
9.3.2.3 Wechsel Kalt- und Warmzeiten

Durch den Kalt- Warmzeit- Zyklus kann die Entstehung der Treppenbildung der Terrassen erklärt werden. Diese Treppenbildung ist somit auch ein zyklisches Phänomen und beruht auf dem Wechsel zwischen Sedimentations- Erosions- und Stillstandsphase (eingehende Erläuterung unter Kapitel 4.3.3). Unter Terrassen versteht man die Reste alter Talsohlen, die i.d.R. inhomogen über den Talabschnitt verteilt sind. Die Terrassen werden unterschieden in Haupt-, Mittel- und Niederterrassengruppen. Die Hauptterrassen finden sich im Breittal, das vor ca. 2,4 Mio. Jahren entstanden ist. Es finden sich bis zu 6 Hauptterrassen. Die Entstehung des Engtals fand vor ca. 700.000 Jahren ihren Anfang. Die Mittelterrassen liegen in Hangpositionen im Engtal meistens auf Gleithängen. Die Niederterrassen schließen sich in der Talsohle bis zur Aue an. Nach der jüngsten Niederterrasse folgt die holozäne Aue. Die Terrassentreppen treten nur in Gebieten mit gleichmäßiger Hebung auf (z.B. im Oberrheingebiet auf der westlichen Rheinseite). In Senkungsgebieten hingegen sind die älteren Terrassen im Untergrund verborgen und die jüngeren liegen darüber. Der Begriff der Terrassenstapelung sei in diesem Zusammenhang genannt (z.B. an der östlichen Rheinseite im Oberrheingebiet).

9.4 Gesamtbetrachtung

Wie deutlich wurde, umfassen Jetztzeit- und Vorzeitformen äußerst verschiedene Zeiträume: Holozän, pleistozäne Kaltzeiten und Tertiär verhalten sich zueinander wie

etwa drei Minuten zu einem halben Tag und zu einem Monat. Dies sollte bei einer zusammenfassenden Betrachtung immer bedacht werden. In folgender Skizze sind die Entwicklungsphasen der einzelnen Reliefgenerationen eingetragen, sowie die jeweilige Bedeutung und Dominanz der Flächenbildung bzw. fluviatiler Prozesse.



mit:

1: Intensität der Flächenbildung

— 2: Intensität der fluviatilen Prozesse

Nachfolgende Abbildung soll die Temperaturabnahme vom Oligozän bis ins Miozän verdeutlichen, mit der die oben genannten Prozesse und ihre jeweilige Intensität korrelieren. Diese Darstellung basiert auf dem Vorkommen tertiärer Fisch-Faunen und ihren jeweils spezifischen klimatischen Ansprüchen. Bis zum Ende des Tertiärs sind in etwa Temperaturen erreicht, die den Heutigen entsprechen.

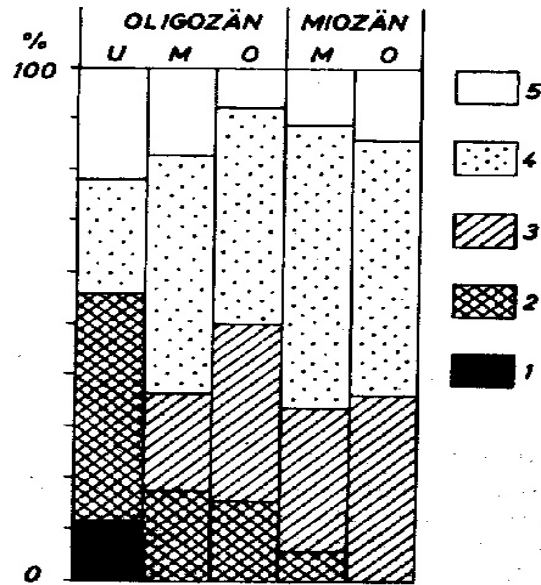


Abb.9-1: Tertiäre Fisch-Faunen in West-Deutschland. Dargestellt ist der Anteil klimatologisch verschieden anspruchsvoller Gattungen, 1= rein tropisch; 2= tropisch- subtropisch; 3= tropisch- subtropisch und kühler; 4= subtropisch- gemäßigt; 5= gemäßigt- kalt
 Aus: Schwarzbach, 1993, S. 207.

Nach der beschriebenen Temperaturabnahme im Tertiär und zu Beginn des Quartärs, ist das späte Quartär hauptsächlich durch seine Eiszeiten geprägt, weshalb es oft auch als Eiszeitalter bezeichnet wird. Dabei sollte man aber immer bedenken, dass es zwischen Tertiär und Quartär nur einen allmählichen Übergang gab, denn die Temperaturabnahme begann während des Tertiärs, und je nach Höhenlage haben die Vereisungen auch zu unterschiedlichen Zeiten eingesetzt. In den sogenannten Interglazial-Zeiten (Warmzeiten) war das Klima ähnlich wie heute, nur etwas wärmer und feuchter.

10. SCHICHTSTUFE- BEISPIEL SCHWÄBISCHE ALB

10.1 Morphographie

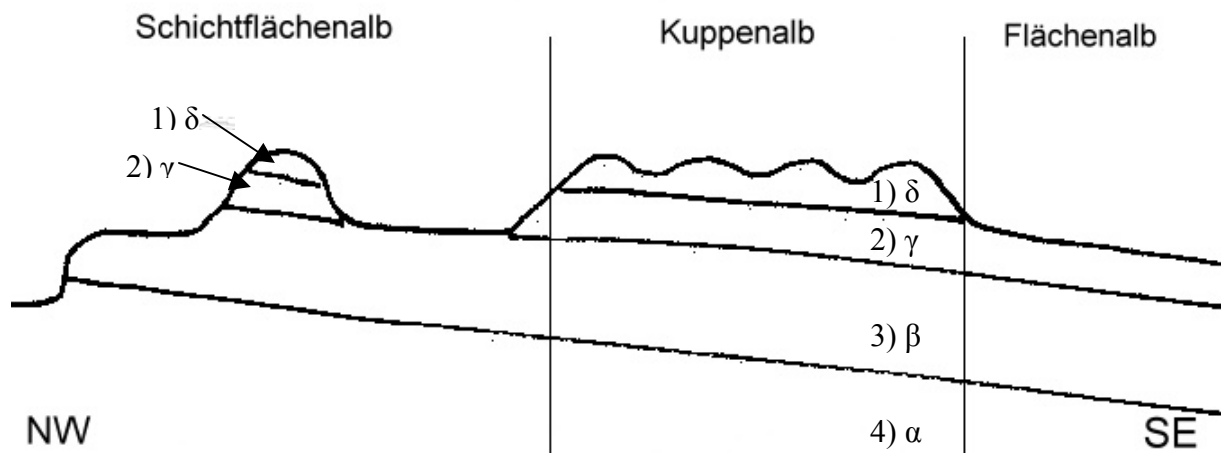


Abb.10-1: Querschnitt durch die Schwäbische Alb. (Bezeichnungen siehe Kapitel 10.2.1)

10.1.1 Stufe mit Übergang

Die Stufe wird gebildet aus einem konvexen Oberhang und konkaven Unterhang.

10.1.2 anschließende Fläche

An die Stufe schließt sich eine Schichtstufenfläche im wJ- β an.

10.1.3 zweite Stufe, stark aufgelöst

An die Fläche schließt sich eine zweite Stufe an, die in ein kuppiges Relief aufgelöst und durch Täler zerlappt ist, die weit in die Stufe hineinziehen. Diese Stufe weist ebenfalls einen konvexen Oberhang und einen konkaven Unterhang auf.

10.1.4 anschließend Stufe

Die anschließende Stufe hat einen negativen Verlauf, d.h. die Stufe schafft eine Verbindung zu der nachfolgenden, niedriger liegenden Fläche.

10.1.5 anschließend Fläche

Es folgt die anschließende Fläche der sogenannten Flächenalb. Sie flacht kaum merklich zur Donau hin ab.

10.1.6 isolierte Erhebungen im selben Niveau vor der Stufe

10.1.7 Bergstürze an erster Stufe

10.1.8 Quellaustritte zwischen Kalk und Mergel

10.1.9 keine oberflächliche Entwässerung

10.1.10 Karstformen: Trockentäler und Dolinen

10.1.11 vor allem auf der Kuppenalb: Bohnerze und Kaolinton

10.2 Morphostruktur

10.2.1 Geologie

10.2.1.1 Wechsel harter und weicher Gesteine

Kennzeichnend für die Schichtstufe ist ein Wechsel zwischen morphologisch weichen und harten Schichten. Die Morphostruktur der Schichtstufe der Schwäbischen Alb gestaltet sich folgendermaßen (vgl. Abb.:10-1):

- | | |
|--|-------|
| 1) Weißer Jura δ (Malm): Riffkalke (wenig Mergel) | hart |
| 2) Weißer Jura γ (Malm): Mergel (hpts. Ton, Beginn der Riffbildung) | weich |
| 3) Weißer Jura β (Malm): gebankte Kalke | hart |
| 4) brauner Jura (Dogger) - weißer Jura α (Malm): Mergel und Tone | weich |

10.2.1.2 Schichten fallen leicht nach SE ein ($\sim 2^\circ$)

10.3 Morphogenese

I)

aus 10.1.1 und 10.1.2 mit 10.1.8, und 10.2.1.1 und 10.2.1.2 folgt Schichtstufe

Eine Stufe mit konvexem Oberhang, konkavem Unterhang (s.u.) und eine anschließende Fläche (s.u.) bilden die Schichtstufe. Die geologischen Voraussetzungen liegen in dem bereits angesprochenen Wechsel zwischen morphologisch hartem und weichem Gestein, den damit verbundenen Quellaustritten zwischen Kalk und Mergel und im Einfallen der Schichten nach SE bei ca. 2° - 3° (s.u.).

Schichtstufen findet man nur im Deckgebirge, da das Grundgebirge gefaltet ist und dort keine ursprüngliche Schichtlagerung mehr existiert.

Entstehung der typischen Stufenform mit konvex-konkavem Übergang

Durch Quellaustritte zwischen der harten und weichen Schicht kommt es zu einer linienhaften Durchfeuchtung des Schichtgrenzbereiches. Der über dem Quellhorizont liegende Bereich des Stufenbildners wird durch Ausspülung des weichen Gesteins am Quellhorizont untergraben, die zu Rutschungen führen, an seiner Basis zurückgedrängt und dadurch versteilt. Es entsteht ein konkaver Hangbereich zwischen steilem Oberhang und flachem Sockelhang der Schichtstufe.

Der Unterhang ist geprägt durch Denudationsprozesse wie Rutschungen oder Spüldenudation. Der Oberhangbereich durch Denudationsprozesse wie Bergsturz und Felssturz.

Der Stufenhang wird generell unterteilt in den flacheren Sockelbildner und den steileren Stufenbildner.

Trauf und First

Eine Schichtstufe kann unterschiedlich ausgebildet sein, wobei die Lage von Trauf und First entscheidend ist für die Bezeichnung.

Trauf

Unter Trauf versteht man die Oberkante des Steilabfalls. Von dort erfolgt der Übergang zur Landterrasse. Dieser Übergang kann divers ausgebildet sein.

First

Unter First versteht man den höchsten Punkt der Stufe.

Es ergeben sich je nach Lage von Trauf und First folgende Unterscheidungen:

Traufstufenhang ohne Walm:

Diese Bezeichnung erfolgt, wenn der Trauf mit dem First identisch ist. Es entsteht eine konkave Hangform.

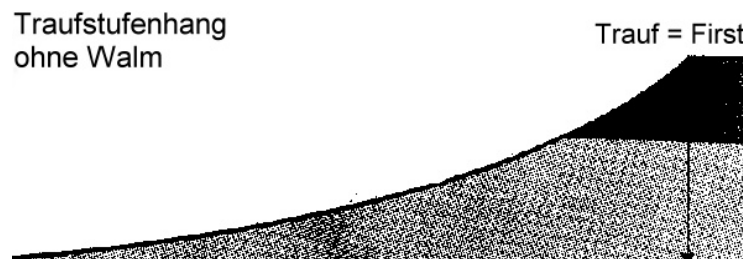


Abb.10-6: Stufenhangtypen. Aus: Wilhelmy, 1975, S. 184.

Traufstufenhang mit Walm:

Der Übergang des Gefällewechsels verläuft sehr sanft. Unter Walm versteht man die Fläche zwischen Trauf und First. Der Walm geht konvex in die Landterrasse hinein, so dass ein konkaver Unterhang und ein konvexer Oberhang entstehen. Der First liegt hinter dem Trauf; die Form wird auch als "gemildert kantig" bezeichnet.

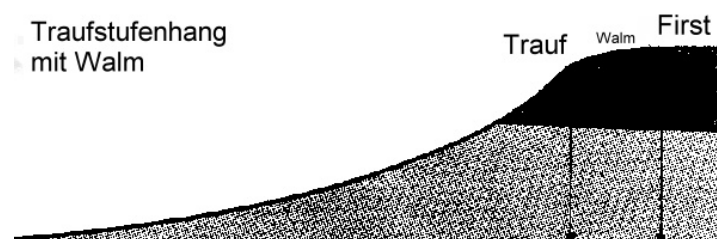


Abb.10-7: Stufenhangtypen. Aus: Wilhelmy, 1975, S. 184.

Walmstufenhang:

Der Stufenoberhang und der -unterhang sind hauptsächlich am Gesteinswechsel, nicht jedoch an der Form zu unterscheiden. Der Walmstufenhang wird auch als "weich gerundet" beschrieben.

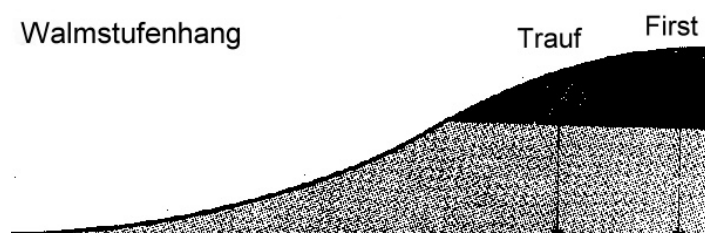


Abb.10-8: Stufenhangtypen. Aus: Wilhelmy, 1975, S. 184.

Strukturfläche und Skulpturfläche

Die an die Stufe anschließende Fläche kann unterschiedlich ausgeprägt sein. Generell wird auch der Ausdruck Landterrasse verwendet für die, nach einer Landstufe folgenden Fläche. Sie kann Struktur- oder Skulpturfläche sein.

Strukturfläche

Eine Strukturfläche ist die Dachfläche von Landterrassen oder Schichtstufen, bei denen die Landoberfläche identisch mit der Schichtoberfläche ist. Die Fläche wird parallel zur Schichtfläche erniedrigt. Somit findet man an der Oberfläche nur eine Sedimentart vor. Für ihre Entstehung zeigen sich endogene Kräfte verantwortlich.

Skulpturfläche

Die Skulpturfläche ist eine Schnittfläche. Sie ist eine Flachform im Sinne der Kappungsfläche, die über widerständiges und weniger widerständiges Gestein greift und durch exogene Kräfte entstanden ist. Nötig zu ihrer Entstehung ist ein Mechanismus, der auch widerständige Gesteinsschichten beseitigen kann, wie zum Beispiel durch den sogenannten „Mechanismus der doppelten Einebnung“ nach BÜDEL.

Schichteinfallen nach SE ($\sim 2^\circ$)

Je nach Einfall der Schichten erfolgen unterschiedliche Bezeichnungen:

Schichttafel

Horizontale Lagerung der Schichten, kein Einfallen der Schichten.

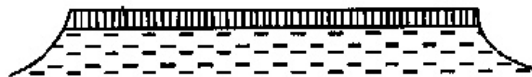


Abb.10-3: Schichttafel. Aus: Ahnert, 1996, S.296.

Schichtstufe

Bis max. 5° - 6° Einfallen der Schichten, andere Literaturangaben auch bis 8° . Meistens sind bei Schichtstufen jedoch Einfallswinkel von 2° - 3° zu beobachten.

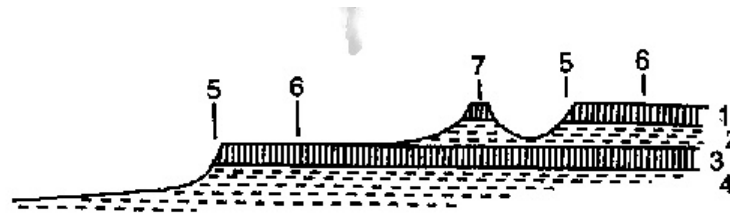


Abb.10-4: Schichtstufen. Aus: Ahnert, 1996, S.296.
mit 1/3: Stufenbildner; 2/4: Sockelbildner; 5: Stufenhang; 6: Stufenfläche; 7: Zeugenberg.

Schichtkamm

Einfallswinkel der Schichten ist größer als 6° bzw. 8° .

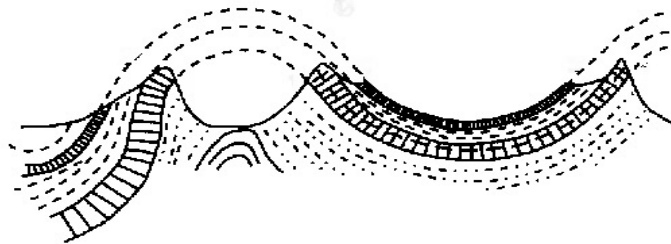


Abb.:10-5.: Schichtkämme. Aus: Ahnert, 1996, S.296.

Schichtrippe

Sehr steiler Einfall der Sedimentschichten. z.B. zu finden in der hessischen Senke, da dort die Sedimente stark verstellt sind und in Niedersachsen (Ith-Hills-Senke und Teutoburger Wald).

Für das Schichteinfallen, das bei der Südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft zum Tragen kommt, zeigt sich ein Ausläufer der alpidischen Orogenese verantwortlich. Im Gebiet der heutigen Oberrheinischen Tiefebene wurde der südliche Teil des Rheinischen Schildes von der späten Jurazeit an bis ins Tertiär hinein kräftig aufgewölbt. Als Folge dieser Bewegung lässt sich das jeweils von der zentralen Hebungszone weggerichtete Einfallen der Schichten nach Osten, bzw. nach Westen erklären. In diesem Zusammenhang steht auch der Einbruch des heutigen Oberrheingrabens zu Beginn des Eozäns. In dem am stärksten gehobenen Bereich, also in der Nähe des Hebungsentrums, wurde das Deckgebirge am intensivsten abgetragen und das Grundgebirge wurde freigelegt, wie z.B. der Granitschwarzwald an der Bruchstufe zum Oberrheingraben.

An der Westflanke des Gewölbes entstand das Nordfranzösische-Lothringische Schichtstufenland, an der Ostflanke das Südwestdeutschen Schichtstufenland. Die

Schwäbische Alb bildet zusammen mit der Fränkischen Alb (beide sind durch das Nördlinger Ries getrennt) die höchste und längste Erhebung des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes.

II)

Sehr hohe unterirdische Entwässerung (10.1.9 und 10.1.10) ergibt mit 10.2.1.1 ein Karstgebiet

Durch den Kalk als ein sehr wasserdurchlässiges Material findet kaum eine oberflächliche Entwässerung statt. Ein Großteil des Wassers versickert und kann somit unterirdisch tätig werden. Bei Kalk handelt es sich um ein verkarstungsfähiges Material, so dass Trockentäler und Dolinen als typische Erscheinungsform eines Karstgebietes, zu finden sind.

Die Prozesse im Karstgebiet werden ausführlicher behandelt in Kapitel 10 „Karst“.

III)

Kuppenalb: unter tropischer Verwitterung entstanden

Auf der Kuppenalb (höchste Erhebung) finden sich häufig Bohnerze und Kaolintone, so z.B. häufig um Albstadt. In Bohnerzen sind, neben Hämatit und Gibbsit, stark korrodierte Quarze vertreten. Somit weiß man, dass sie keine Reste der Kalkverwitterung darstellen. Sehr stark korrodierte Quarze weisen auf eine starke Verwitterungsintensität hin, da es sich bei Quarz um ein sehr widerständiges Mineral handelt. Gesteinsunterschiede spielten also keine Rolle. Die Kuppenalb muss folglich unter tropischen Klimabedingungen entstanden sein, die bei uns zuletzt im ältesten Tertiär (~ im Eozän) geherrscht haben, und für die eine hohe Intensität der chemischen Verwitterung kennzeichnend ist.

Demnach ist die Kuppenalb sicher sehr viel älter angelegt, als die von manchen Autoren zur Altersdatierung herangezogenen, isolierten Villafranca-Reste in der Bärenhöhle.

Die Stufe zwischen Kuppenalb und Flächenalb wird auch als Klifflinie bezeichnet und stellt ein marines Kliff dar. Es weist Bohrmuschellöcher auf (so bei Hedelfingen). Die Flächenalb wird als miozäne Abrasionsfläche des Molassemeers betrachtet.

IV)

Aus 10.1.7 (Bergstürze) und 10.1.8 (Quellaustritte) folgt Abtrag an der Stufe, daraus entsteht 10.1.6 (Zeugenberg).

Bergstürze an erster Stufe, Quellaustritte

Durch den Mergel als wasserstauende Schicht entsteht zwischen der harten und weichen Schicht ein Quellhorizont, an dem das Wasser austritt. Es kommt zu einer linienhaften Durchfeuchtung des Schichtgrenzbereiches. Der über dem Quellhorizont liegende Bereich des Stufenbildners wird durch "Arbeit am Quellhorizont", die zu Rutschungen führen, an seiner Basis zurückgedrängt und dadurch versteilt. Bergstürze sind die Folge, die die Stufe abtragen und zu einer rückschreitenden Wanderung der Stufe führen.

Die Hänge unter dem Abtrauf zeigen oft mächtige Schuttbildungen. Ein bekannter Bergsturz ist die „Hausener Wand“ im oberen Filstal. Im Frühjahr 1998 ging ein gewaltiger Erdrutsch bei Mössingen nieder, der im Folgenden schematisch dargestellt wird:

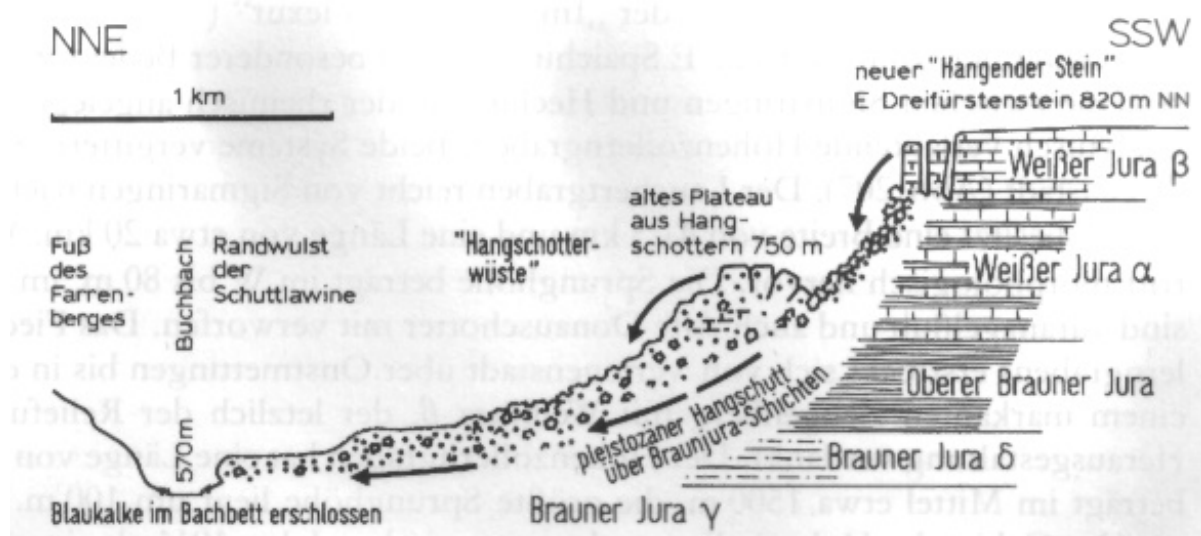


Abb.:10-6: Der Erdrutsch bei Mössingen im April 1983 (schematisch). Verändert nach Dr. K.Schädel.

Aus: Geyer-Gwinner, 1986, S.317.

Zeugenberge

Die isolierten Erhebungen im selben Niveau vor der Stufe werden als Zeugenberge bezeichnet. Sie entstehen durch Zerlegung des Stufenrandes durch die Erosionsarbeit von Flüssen und Bächen und durch Bergstürze, die durch Quellaustritte zwischen Kalk und Mergel initiiert werden. Es entsteht ein Auslieger; darunter versteht man den freistehenden Teil des Randes einer Schichtstufe. Durch

die Eintiefung der, den Stufenrand querenden Täler unter das Niveau der Schichtgrenze zwischen Stufen- und Sockelbildner, werden Teilgebiete des Stufenbildners von der zusammenhängenden Schichtstufe abgetrennt. Wie der Name schon zum Ausdruck bringt, bezeugen Zeugenberge die frühere, weiter reichende Ausdehnung der Schichtstufe. Wird der Zeugenberg weiter erodiert, entsteht eine Hügelkuppe. Die exponierte Lage wurde im Mittelalter oft für die Anlage von Wehranlagen oder Burgen verwendet. In Württemberg finden als Beispiel für Zeugenberge vor der Keuperstufe der Stromberg und Heuchelberg und vor der Jurastufe der Hohenzollern und Hohenstaufen.

10.3.1 Entstehung der Schichtstufen

Bevor die Theorien zur Schichtstufenentstehung erläutert werden, soll noch kurz auf mögliche Ursachen eingegangen werden, die für ihre Entstehung ausgeschlossen werden können. Ihre Entwicklung kann nicht glazialen Ursprungs sein, denn eine unterschiedliche Herausarbeitung von morphologisch hartem und weichem Gestein wäre unter diesen Umständen nicht gegeben. Doch gerade der Unterschied der morphologischen Gesteinshärte ist eine wichtige Voraussetzung der Schichtstufenentstehung. Die Formen können auch nicht äolisch geschaffen worden sein, da die Kraft des Windes bei weitem nicht ausreicht, um eine Abtragung in diesem Maße zu erzeugen.

Im Mesozoikum war das Gebiet der süddeutschen Schichtstufen durchgehend Sedimentationsgebiet. Das Schichtenpaket bestand aus Sedimentgestein mit unterschiedlichen Widerständigkeiten: vom Buntsandstein über Muschelkalk und Keuper bis zum Jura. Hierbei ist natürlich zu beachten, dass die Sedimentgesteine nicht in allen Gebieten gleiche Mächtigkeit aufweisen und manchmal auch in der Sedimentabfolge fehlen können. Das Relief der Schwäbischen Alb wird, wie bereits oben aufgelistet, durch Sedimente des Jura gebildet. Die Ablagerungen schwarzer (Lias), brauner (Dogger) und weißer (Malm) Jura sind durch das, zur damaligen Zeit Süddeutschland bedeckende, Jurameer entstanden. Die Malmkalke bilden den oberen Abschluß des Süddeutschen Schichtstufenlandes.

Doch nicht nur durch die Sedimente des Jura werden Schichtstufen gebildet. In den Sedimenten des Keuper beispielsweise sind Mergel, Ton und Sandstein im Wechsel

enthalten; es existieren mindestens zwei dieser Wechsel, so dass eine Ausbildung von mindestens zwei Stufen im Keupergebiet möglich ist.

Eine sehr ausgeprägte Stufe findet sich auch beim Übergang zwischen Buntsandstein und Muschelkalk.

Es sollen im Folgenden zwei Theorien zur Schichtstufenentstehung erläutert werden: Die Theorie von BÜDEL und von SCHMITTHENNER.

10.3.1.1 Die Entstehung nach J. BÜDEL

Nach Büdels Auffassung überzieht eine typisch tertiäre Rumpffläche im wechselfeuchten tropischen Klima im Tertiär die unterschiedlichen Sedimente. Dabei spielen Gesteinsunterschiede noch keine Rolle, denn es handelt sich bei der Rumpffläche um eine Skulpturfläche, die über die unterschiedlichen Gesteine hinweg zieht. Es entsteht eine Skulpturform, die die schräggestellten Sedimentschichten kappt. Die weite Ausdehnung der schicht- und bruchkappenden Gäuflächen (lößbedeckt → Altsiedelland), der Hochflächen im Keuperbergland und der Liasebenen macht es allein schon höchstwahrscheinlich, dass diese enorme Abtragung während der ersten Reliefgeneration (s. Kapitel 8) flächenhaft geschah, d.h. unter völlig anderen Umständen als alle Arten quartärer Abtragung. Bis ins Oligozän dominiert die chemische Verwitterung. Danach folgt eine Klimaverschlechterung. Nun nehmen auch fluviatile Prozesse an Bedeutung zu. Es kommt zu einer Eintiefung der (Reliefgeneration der) Trogtäler und Trogflächen. Diese dienen als Sammelbecken für Flüsse. Im Laufe der Zeit nehmen die fluviatilen Prozesse weiter zu, während die chemische Verwitterung an Bedeutung verliert. Es entwickeln sich stark eingetiefte Täler, die sich v.a. in die weicheren Schichten tief einschneiden können. Erst jetzt spielen die Gesteinsunterschiede eine Rolle, da sich Flüsse und Gerinne in weichere Schichten leichter eintiefen, als in harte. Es kommt zur Bildung von Schichtstufen. Bei Büdels Theorie wird die Entstehung der Schichtstufe durch das Zusammenspiel zweier Formenelemente erklärt: die Rumpfflächenbildung und die fluviatilen Prozesse. Beide sind zu unterschiedlichen Zeiten und Klimaten vorherrschend (im älteren Tertiär die Rumpfflächenbildung, bzw. im Quartär die fluviatilen Prozesse), weshalb die Schichtstufe von ihm auch als Mehrzeitform bezeichnet wird.

Auch Büdel beschreibt die Zurückverlegung der Stufe durch Abtrag am Quellhorizont durch Rutschungen und durch Bergstürze, die nach Übersteilung folgen. Jedoch schätzt er die Geschwindigkeit des Zurückweichens der Stufe um einiges langsamer ein, als Schmitthenner bei seiner Theorie propagiert.

10.3.1.2 Die Entstehung nach Schmitthenner

Im Gegensatz zu Büdel berücksichtigt Schmitthenner nicht die diversen Zeiten mit ihren spezifisch ablaufenden Prozessen und vernachlässigt somit auch die damit verbundenen Klimaunterschiede. Die Bildung der Schichtstufen setzt er einzig in Zusammenhang mit den unterschiedlichen morphologischen Gesteinshärten. Das Klima beeinflusst nach seiner Anschauung nur die Art und Weise der Entwicklung (z.B. Tempo der Abtragung). Wichtig in seiner Theorie sind das fluviatile System und der Abtrag durch Massenbewegung. Am Anfang der Entwicklung steht die Genese eines Flusssystems, das sich aus einzelnen Flüssen mit unterschiedlichen Fließrichtungen zusammensetzt. Ihre spezifischen Bezeichnungen sollen im Folgenden erläutert werden:

Konsequente Flüsse

Konsequente Flüsse tiefen sich in obere, härtere Schichten ein. Sobald eine weiche Schicht erreicht wird, erfolgt eine starke Verbreiterung, da diese weicheren Schichten leichter erodiert und ausgeräumt werden können, und somit der darüber liegende Rand rasch nachbricht. Konsequente Flüsse fließen genau in Einfallrichtung der Schichten.

Subsequente Flüsse

Subsequente Flüsse verlaufen quer zum Einfall der Schichten und präparieren die Stufe heraus, indem sie die Sturz- und Rutschungsmasse abtransportieren. Sie münden in die konsequenten Flüsse.

Resequente Flüsse

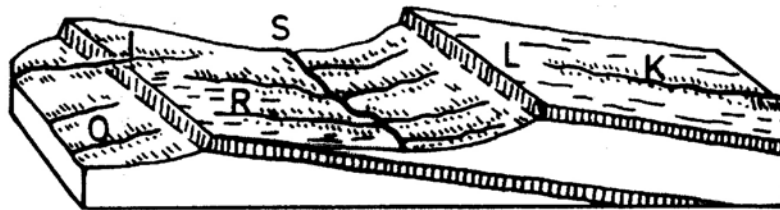
Resequente Flüsse fließen in Richtung des Einfalls, sind aber in Bezug auf die Wassermenge (Einzugsgebiet) nicht so groß wie konsequente Flüsse. Meist handelt es sich um Nebenflüsse. Sie tragen die weicheren Schichten ab und helfen später beim Herauspräparieren der Stufe.

Obsequente Flüsse

Obsequente Flüsse fließen gegen den Einfall der Schichten und zerschneiden die Stufe.

Insequente Flüsse

Insequente Flüsse stehen in keiner Beziehung zum Schichteinfall.



K = konsequente , S = subsequente , R = resequente
O = obsequente , I = insequente Flüsse , L = ursprüngliche
Landoberfläche

Abb.:10-7.: Anpassung des Gewässernetzes an Topographie und geologische Struktur. Aus: Wilhelmy, 1975, S.93.

Die Dellenbildung ist eine wichtige Abtragungsform in Schmitthenners Theorie. Am Anfang der Entwicklung steht eine Oberfläche, bestehend aus einer tonigen undurchlässigen Schicht. Auf ihr schafft das oberflächlich abfließende Wasser zunächst flache Mulden und Dellen, die allmählich länger werden, sich verzweigen und zu Tälern ausbilden. Es entstehen Täler, die aus zwei Teilen bestehen: einem unteren flacher geböschten Hang im weichen Gestein und einem oberen steileren Bereich, gebildet durch die harte Schicht. Auch hier ist der Unterschied der Gesteine hinsichtlich ihrer Erodierbarkeit erkennbar.

Nach Stauung des Wassers an der geomorphologisch weichen Schicht, kommt es beim Ausstreichen der Schicht zur Bildung eines Quellhorizontes an der Stufe. Die Folge sind Rutschungen und Bergstürze. Subsequente Flüsse transportieren die Sturz- und Rutschungsmasse ab, die vor der Stufe abgelagert wird und präparieren die Stufe heraus. Dadurch kommt es quasi zu einer Wanderung der Stufe in Einfallrichtung. Die darunter liegende Landterrasse wird freigelegt, während sich hingegen die obere Landterrasse durch das Zurückweichen verkleinert. Bei einer weiteren Eintiefung der Flüsse in die nun neu freigelegten Landterrassen wiederholt sich der o.g. Vorgang, so dass die Entstehung neuer Landstufen und Landterrassen

die Folge ist. An der Basislandterrasse (darunter versteht man die letzte Terrasse, die unter dem sedimentären Schichtpaket zum Vorschein kommt), endet der Vorgang.

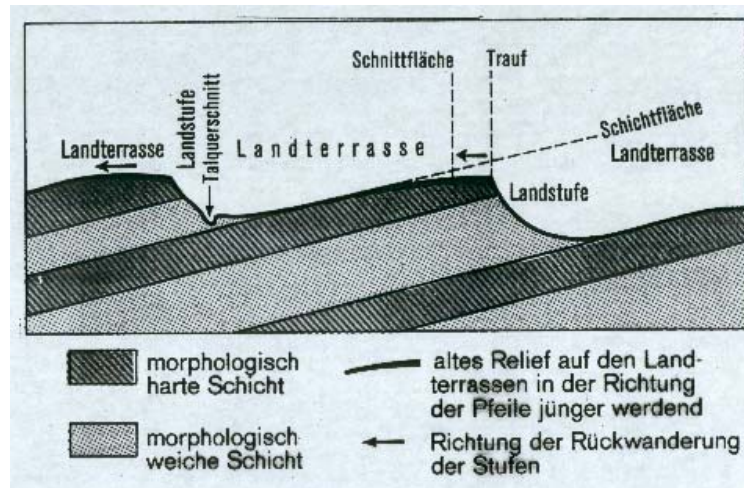


Abb.:10-8: Schichtstufenlandschaft im Idealprofil (nach Schmitthenner). Aus: Wilhelmy, 1975, S.183.

Kritik an Schmitthenners Theorie:

- Die Wanderung der Stufe müsste eine immense Geschwindigkeit haben. Durch Ablagerung von Material aus dem die Stufe gebildet wird, die in Schloten von Vulkanen gefunden wurden, kann man den Weg, den die Stufe zurückgelegt haben muss, nachvollziehen. Die Ablagerung kann erst nach dem Ausbruch erfolgt sein, womit man einen Zeitpunkt hat, wann die Stufe ihre Lage in der Nähe des Vulkans hatte. Die Strecke bis zu ihrer heutigen Lage erscheint in vielen Fällen zu groß, als dass die Stufe diesen Weg in dem vorgegebenen Zeitrahmen hätte bewältigen können. Als Beispiele hierfür lassen sich der obermiozäne Scharnhausener Basaltschlot bei Stuttgart und der ähnlich alte Schlot des Katzenbuckels im südlichen Odenwald anführen. Im Erstgenannten finden sich Weißjurablöcke 23 km vor dem heutigen Albrand. Der Schlot des Katzenbuckels enthält in seiner Lava Einschlüsse von Sedimentgestein des Braunjura, der heute erst 90 km weiter südlich am Hohenstaufen ansteht. Damit ist zwar erwiesen, dass die betreffende Gesteinsgrenze seit 12-14 Mio. Jahren so weit zurückgewichen ist, nicht aber, dass dies in Form der heutigen Stufe geschah.

- Spitzberg bei Tübingen: Hier befindet sich eine Solifluktionsschuttdecke, die entstanden ist, als dieses Gebiet Periglazialgebiet war (Pleistozän). Auf dieser konnte eine Bodenentwicklung stattfinden. Diese Entwicklung hätte sich nicht bei einer kontinuierlichen großen Bewegung vollziehen können, da für die Bodenentwicklung eine lange Ruhephase notwendig ist.
- Kalktufffüllungen in den Talsohlen der Stirntäler der Schwäbischen Alb belegen eine Erosions- und Transportruhe über das gesamte Holozän. In diesem Zeitraum ist die Stufe folglich nicht gewandert.

10.4 Schichtstufenlandschaften

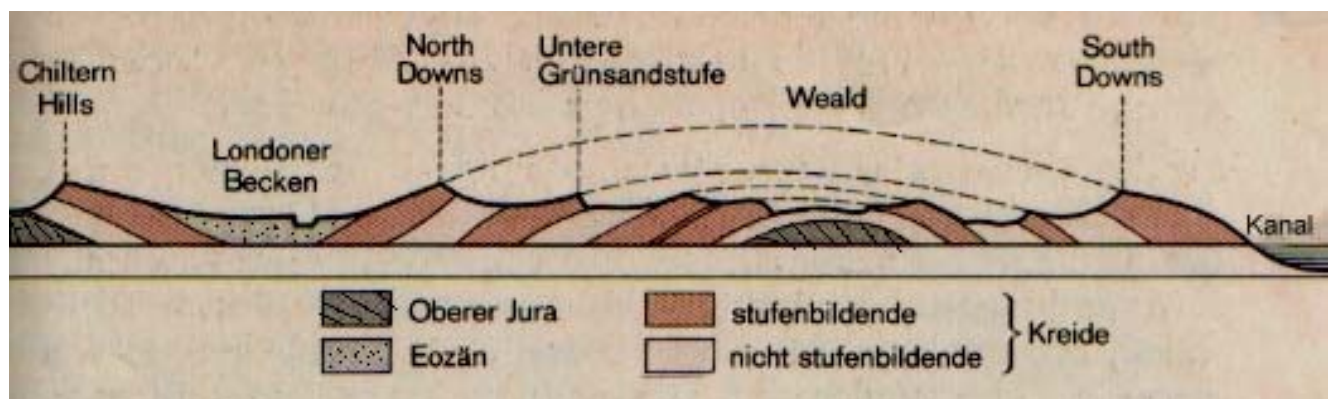


Abb.10-9: Synklinal- und Antiklinalstufenland in England (vereinfacht). Aus: Wilhelmy, 1975, S. 187.

10.4.1 Antiklinalstufenlandschaft

Antiklinalstufenlandschaften (z.B. die südenglischen Downs) werden auch als geologische Sättel oder Schichtgewölbe bezeichnet. Die Schichtpakete sind um das Hebungszentrum flach aufgewölbt. Die Stufenränder sind nach innen zum Hebungszentrum hin hingewendet. Es entstehen ringförmige angeordnete Schichtstufen.

10.4.2 Synklinalstufenlandschaft

Kennzeichnend für Synklinalstufenlandschaften sind nach außen gekehrte Stufenränder bei sanfter, muldenförmiger Einbiegung der Schichtpakete. Die Schichten fallen entgegen dem Steilhang zum Beckeninneren hin, ein (z.B. Londoner Becken).

11. KARST

Karst ist eigentlich eine Landschaftsbezeichnung für die Kalksteinhochflächen im westlichen Slowenien; in der Geomorphologie ist der Name für Landformen gebräuchlich, die hauptsächlich durch Lösungsverwitterung und -abfuhr entstanden sind (Karstkorrosion). Als Korrosion bezeichnet man die Kalklösung.

Das Karstgebiet ist gekennzeichnet durch fehlenden Oberflächenabfluss, minimal eingetieft Täler, keine Flüsse, unterirdische Höhlenbildung durch viel Sickerwasser, so dass sich ein unterirdisches Kanalisationssystem bildet. In tropischem Klima sind nur noch Verwitterungsreste und somit Restformen übrig.

Es gibt auch Silikatkarst, denn auch Quarzite neigen in tropischen Regionen zur Verkarstung; sie benötigen jedoch enorm große Zeiträume, um sich auszubilden.

Ein Karstgebiet stellt beispielsweise auch die Kuppenalb der Schwäbischen Alb dar und auch im Kraichgau sind typische Karstformen sichtbar. Kennzeichnend für diese Landschaft sind Trockentäler, zertalte Hochebenen und Dolinen; zudem findet sich kaum eine oberflächliche Entwässerung, viele Hohlwege, die durch Löss stabilisiert sind und auch das auffällig große Vorkommen an Zementwerken (die immer als Indikator für die Anwesenheit von Kalk dienen). Durch eine über dem Kalk liegende Lössauflage, kann dennoch ein gewisser Oberflächenabfluss registriert werden, der zudem zur Fruchtbarkeit des Bodens beiträgt.

11.1 Voraussetzungen

11.1.1 Kalk, Dolomit, Gips, Salz (verkarstungsfähiges Gestein)

Kalk und Dolomit (Karbonate) und Anhydrit, Gips und Steinsalz (Evaporite) sind typische Gesteine, die zur Bildung von Karstgebieten führen. Dies beruht auf ihrer Löslichkeit durch Wasser, vor allem aber durch Wasser in Verbindung mit CO_2 . Diese Löslichkeit nimmt von den Carbonaten zu den Silikaten hin stark ab. Karst ist am häufigsten in Kalkgebieten anzutreffen; der Dolomit hingegen weist aufgrund seiner chemischen Struktur eine etwas geringere Löslichkeit auf. Karstgebiete in Gips und Anhydrit haben ein geringeres Vorkommen, da sie schnell löslich sind. Sie treten in humiden Gebieten selten an der Oberfläche auf. Salzgesteine treten nur in trockenen Räumen oberflächenbildend auf; ansonsten haben ihre Formen oft kaum Bestand, Subrosionserscheinungen sind jedoch eine Folge.

Das Gestein muss in mineralogischer Reinheit vorliegen, bzw. darf nur einen geringen Anteil an unlöslichen Bestandteilen enthalten (z.B. Ton- oder

Schluffpartikel). Diese reichern sich nach der Lösungsverwitterung als undurchlässige Residuallehme an und verstopfen die Klüfte des Gesteins, so dass die weitere Lösungsverwitterung unterbrochen wird, und das Karstsystem in seiner Entwicklung gestört wird.

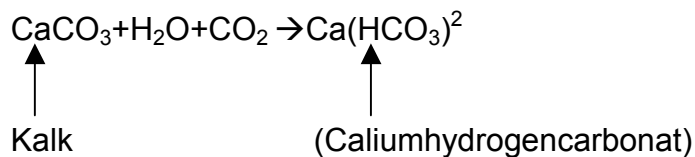
11.1.2 feuchtes Klima, genügend Niederschlag

Wasser in ausreichender Menge bildet eine grundlegende Voraussetzung für die Entstehung der Karstgebiete, da nur mit Hilfe von Wasser das Gestein gelöst werden kann.

11.1.3 Lösungsverwitterung

Die Lösungsverwitterung ist der wichtigste chemische Vorgang im Karstgebiet. Die Fähigkeit des Wassers zur Korrosion steigt mit dessen CO₂-Gehalt. Das Kohlendioxid ist im Regen enthalten oder wird durch organisches Material (biogenes CO₂ in Böden) mit dem Wasser in Verbindung gebracht.

Die chemische Formel hierzu lautet:



Bei dieser Kohlensäureverwitterung wird der Kalkstein in die wasserlöslichen Ionen Calcium (Ca) und Hydrogencarbonat (HCO₃) zerlegt und mit der Verwitterungslösung abgeführt.

Die Lösung läuft so lange ab, solange noch überschüssiges CO₂ vorhanden ist; man spricht in diesem Zusammenhang auch von kalkaggressiver Kohlensäure. Bei einer gesättigten Lösung (wenn ein CO₂ und Wasser Gleichgewicht erreicht ist) folgt keine Korrosion. Dies steht in Korrelation zur Temperatur: je kälter es ist, desto mehr CO₂ kann gebunden werden.

Sinkt der CO₂-Gehalt im Wasser, so kann nicht mehr so viel Kalk gebunden werden, wie vorher und es kommt zur Ausfällung von Kalk in Form von Calcit (Sinterbildung).

Dies kann man z.B. oft an Wasserfällen an Moosen beobachten. Viele Mossprösschen sind mit einer weißlichen Kalkschicht überzogen. Gründe hierfür sind

einerseits, dass das Moos CO_2 dem Wasser entzieht (dies ist aber eher als unwesentlich einzustufen) und andererseits, dass der CO_2 -Gehalt aufgrund der Turbulenzen beim Fall des Wassers abnimmt und dadurch nicht mehr soviel Ca gebunden werden kann. Der Kalk wird infolgedessen ausgefällt.

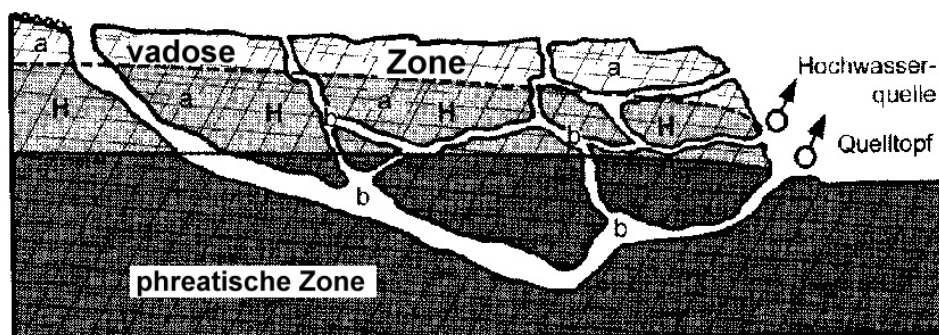
Auch die Bildung von Tropfsteinen in Höhlen hängt damit zusammen: Kalkgesättigtes Wasser befindet sich in diesem Fall an der Höhlendecke. Es gibt CO_2 ab, wenn es sich erwärmt und kann in Folge nicht mehr so viel Kalk gelöst halten kann wie zuvor. Es kommt zur Ausfällung und zur Bildung von Stalaktiten (Richtung: von oben nach unten) und Stalagmiten (Richtung: von unten nach oben).

11.1.4 Klüftigkeit des Gesteins: Massenkalke, gebankte Kalke

Die Klüftigkeit des Gesteins stellt eine weiter wichtige Voraussetzung dar. Durch die Klüfte gelangen Boden und Wasser in das Gestein hinein und durch die Vorgänge der Lösungsverwitterung im Kalk wird das System erweitert. Es gibt dadurch wenig, bzw. gar keine oberflächliche Entwässerung. Für den unterirdischen Abfluss des Wassers ist es auch notwendig, dass das Karstgebiet über dem Niveau des Grundwasserspiegels herausgehoben ist. Würde das Wasser im Gestein stagnieren und sich eine kalkgesättigte Lösung bilden, so wäre keine weitere Korrosion mehr möglich.

11.2 Karsthydrologie

11.2.1 vadose und phreatische Zone



- a = enge Spalten, Fugen b = karsthydrographisch wirksame Hohlräume
H = Hochwasserzone - - - - - Karstwasserfläche bei unterschiedlichen Wasserständen

Abb.:1-1: Schematischer Schnitt durch ein Karstwassersystem. Aus: Zepp, 2002, S. 237.

vadose Zone (seichte Zone)

Diese Zone liegt oberhalb des Karstwasserniveaus, also des Karstwasserspiegels, der von der Lage der Vorfluters abhängt, in den sich das Höhlensystem entwässert. Durch die vadose Zone bewegt sich das Wasser die Klüfte entlang abwärts und ist somit nur zeitweise von Wasser durchflossen.

Anzumerken ist noch, dass der Karstwasserspiegel sich vom Grundwasserspiegel unterscheidet. Er weist keine einheitliche Höhe auf. Es handelt sich eher um ein komplexes Röhrensystem mit Druckunterschieden; dies ist von den räumlichen Variationen des Wasserstandes abhängig und auch von der Höhenlage des Vorfluters, zu dem hin entwässert wird.

phreatische Zone

Diese Zone besteht aus alten Hohlräumen, die mit Wasser verfüllt sind; es erfolgt ein Abfluss zum Vorfluter hin. Diese Zone ist ständig vom Wasser durchflossen. Ihre Oberfläche bildet der Karstwasserspiegel.

Im Bereich der Schwankungen des Karstwasserniveaus ist die Lösungstätigkeit am höchsten. Der Begriff der Mischungskorrosion sei hier nochmals genannt. Im obereren Bereich der Karstwasserzone mischt sich das alte Grundwasser mit dem neu zuströmenden. Ursprünglich sind beide mit unterschiedlichen Kalkgehalten gesättigt. Durch Mischung ist keine Kalksättigung mehr gegeben und CO₂ wird „frei“. Die Lösungstätigkeit steigt und ermöglicht Korrosion in großen Tiefen; es bilden sich zahlreiche horizontale Höhlen (in der vadosen Zone sind sie schachartig).

11.2.2 seichter und tiefer Karst

seichter Karst

Durch mindere Mächtigkeiten der Karstgesteine wird der nicht verkarstungsfähige Untergrund, der ein Vorfluterniveau bildet, schnell erreicht. Hier entstehen beispielsweise beim Ausstreichen der Schichten in der Schwäbischen Alb kaum Quellen, falls doch entstehen sie durch Überdruck.

tiefer Karst

Es existiert ein mächtiger Karstwasserkörper durch entsprechendes Vorkommen an Karstgesteinen; die Karstphänomene reichen weit in die Tiefe. Die nicht-verkarstungsfähigen Gesteine sind erst in großer Tiefe zu finden. Im tiefen Karst

finden sich beim Ausstreichen der Schichten sehr ergiebige Quellen (z.B. der Blautopf); oder falls die wasserführende Schicht unter dem Niveau des Vorfluters liegt, kann es auch zur Bildung eines Quellsees kommen.

11.2.3 nackter und bedeckter Karst

nackter Karst (offene Zone)

Von nacktem Karst spricht man, wenn Kalk oder verkarstungsfähiges Gestein nicht von Boden oder Vegetation bedeckt ist und der Kalk an der Oberfläche ansteht.

bedeckter Karst (bedeckte Zone)

Von bedecktem Karst ist die Rede, wenn das verkarstungsfähige Gestein durch Vegetation oder Boden überzogen ist. Die Verwitterung läuft schneller ab und es entstehen nicht so schroffe Formen (z.B. auf großen Teilen der Schwäbischen Alb).

11.2.4 Karstquelle

Eine typische Beobachtung im Karstgebiet sind die Flussschwinden. Darunter versteht man jene Stelle, wo die Wässer von Gerinnen im Karstgestein versinken, die Täler setzen sich als Trockentäler weiter fort (z.B. die Donauversickerung bei Immendingen). Das ins Karstsystem eingedrungene Wasser tritt durch die Karstquellen wieder aus. Diese unterliegen großen Schwankungen, da sie mit nur kurzer Reaktionszeit auf Niederschläge und Trockenheit reagieren. In Perioden mit reichlich Niederschlag springen, als Folge der allgemeinen Anhebung des Karstwasserspiegels, die höher gelegenen Quellen, Hungerbrunnen, an, die in der Trockenzeit kein Wasser liefern. Das Wasser kann auch als Quellsee in Erscheinung treten, wenn die wasserführende Schicht unter dem Niveau des Vorfluters liegt. Diese entgegen der Schwerkraft gerichtete Wasserbewegung ist Ausdruck des Druckfließens in der phreatischen Zone. Ein Quellsee ist z.B. auch der Blautopf in Blaubeuren, dem ein riesiges Höhlensystem unter der Schwäbischen Alb vorgelagert ist. Es ist bis heute nicht vollständig erforscht; es ist aber sicher, dass diese Karstquellen ein unglaublich weitverzweigtes Einzugsgebiet besitzen, so dass beispielsweise auch eingetragene Schadstoffe weit transportiert werden können, und sich dann im Blautopf anreichern können. Die Karstquellen werden deshalb nur äußerst selten als Trinkwasserquellen verwendet, da eine teure Aufbereitung notwendig ist.

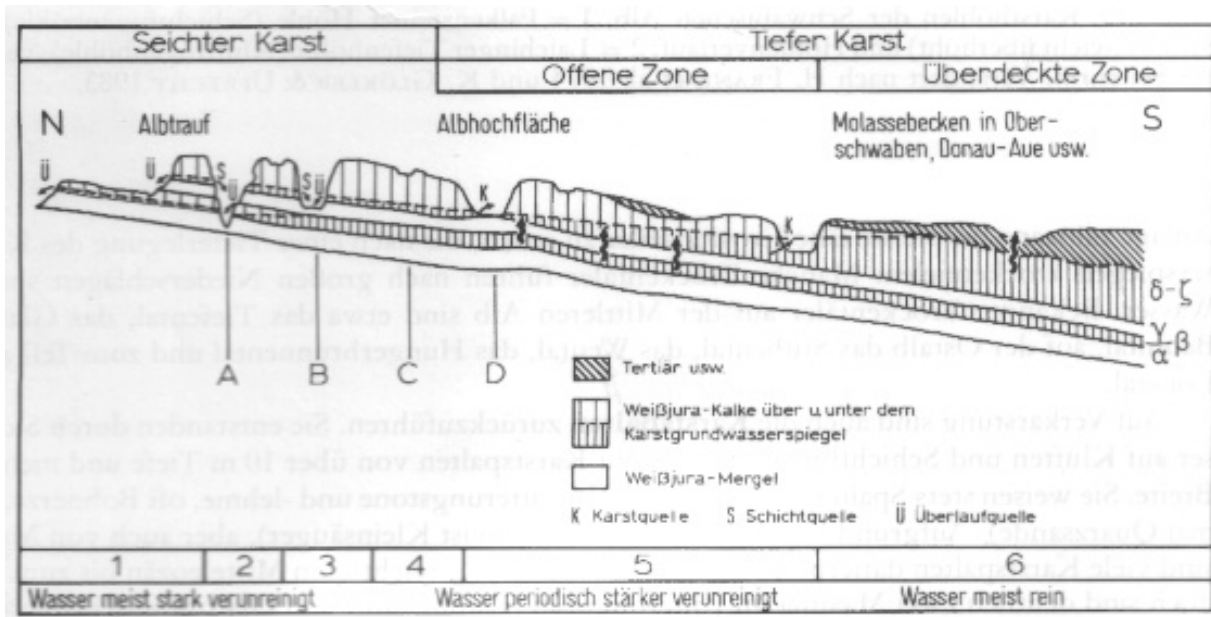


Abb.:11-2: Seichter und tiefer Karst in der Schwäbischen Alb. **A=** Täler, in denen beide Wasserstockwerke erschlossen sind (z.B. oberes Filstal); **B=** Täler, in denen nur das obere Wasserstockwerk erschlossen ist; **C=** Täler über dem Niveau des Karstgrundwasserspiegels (Trockentäler); **D=** Täler, in denen tektonische Schichtaufwölbungen angeschnitten sind (z.B. Lautertal bei Wasserstetten);

1= Überlaufquellen mit geringer Schüttung; **2=** stärkere Überlaufquellen sowie Schichtquellen mit geringer Schüttung infolge kleiner Einzugsgebiete; **3=** stärkere Überlaufquellen sowie Schicht- und Karstquellen mit geringer Schüttung infolge kleiner Einzugsgebiete; **4=** „Hungerbrunnen“ (periodisch schüttende Quellen bei hohem Karstwasserstand); **5=** Karstquellen mit starker Schüttung (z.B. Brenztopf, Blautopf, Aachtopf); **6=** durch Deckschichten artesisch aufdringendes Karstwasser.

Aus: Geyer und Gwinner, 1986, S.327.

11.3 Karstformen

11.3.1 Karren

Unter Karren (oder auch als Schratzen in den nördlichen Kalkalpen bezeichnet) versteht man korrosive Kleinform im Zentimeter- oder Meterbereich. Sie entstehen durch Lösung an freier Gesteinsfläche oder geringer Humusdecke (subkutane Karren). Es ergeben sich Unterschiede in den Formen je nach Neigung (je steiler, desto aktiver ist die Lösung), Struktur des Gesteins, Wasserangebot und Humusart.

Werden auf diese Weise Sickerwege erweitert, so kommt es zu sogenannten *Kluftkarren*.

Rillenkarre entstehen auf geneigten Flächen und kluffreiem Gestein. Sie sind vergesellschaftet, finden sich in gleichmäßigen, fast parallelen Abständen und sind durch Lösungstätigkeit des ablaufenden Regenwassers entstanden.

Sie sind häufig in Gebieten mit hoher Niederschlagsmenge zu finden und sind typisch in den Alpen. Dort sind sie besonders tief und schön ausgeprägt.



Abb.:11-3: Rillenkarren am Stockhorn bei Thun.
Aus: Ahnert, 1996, S. 314.

Rinnenkarren treten vereinzelt auf. Sie sind länger und tiefer als Rillenkarre und entstehen durch linienhaften Abfluss auf mäßig geneigten bis flachen Flächen. Wenn der Verlauf wellenartig schwingt, dann entstehen sogenannte *Mäanderkarren*.

Lochkarren und *Napfkarren* sind rundliche-ovale Hohlformen an der Gesteinsoberfläche. Ihr Durchmesser beträgt einige Zentimeter. Ihre Entstehung lässt sich folgendermaßen erklären: In kleinen Vertiefungen verbleibt Regenwasser, so dass es zur Lösung kommt und durch einen folgenden Regen wird das Lösungsmaterial herausgespült. Dieser Vorgang kann sich auch an Kluffkreuzen abspielen und wird unter einer kleinen Humusdecke noch intensiviert (z.B. im mediterranen Raum).

Trittkarren sind Hohlformen, die durch kleine Stufen von den Nachbarhohlformen getrennt sind.

Als Restformen werden *Spitz- und Stockkarren* und auch *Karrensteine* bezeichnet.

Es finden sich auch größere Karrenformen, die häufig im alpinen Raum auf Kalkplateaus anzutreffen sind. Diese werden als *Schlotten* bezeichnet. Dies sind Röhren mit Durchmessern bis zu einem Meter. Ihre Anordnung erfolgt in Reihen senkrecht nach unten und gehen entlang von Klüften. Sie sind aus Kluffkarren entstanden. Wenn es zur Kreuzung von zwei Klüften kommt, so entstehen recht große Hohlformen. Wenn viele dicht beieinander liegen, so spricht man auch von

Gratbildung. Einen berühmten Vertreter dieser Formen stellt das Gottesackerplateau in den Allgäuer Alpen dar.

11.3.2 Höhlen

Ein großer Teil der Verwitterung findet unter der Oberfläche statt. Dabei sind Klüfte (senkrecht verlaufende Hohlräume) und Schichtfugen (horizontal verlaufende Hohlräume) die Wege des eindringenden Wassers. An deren Kreuzungen liegt ein Bereich der stärksten Verwitterung, so dass sich hier Höhlenkammern bilden können, deren Systeme viele Kilometer Länge aufweisen können.

Im Bereich des Karstwasserspiegels herrscht ebenfalls eine intensive Lösungstätigkeit. Dies vor allem in dem Bereich zwischen der Lage des Karstwasserspiegels bei trockenem Wetter, und der, bei Regenereignissen. Der Begriff der *Mischungskorrosion* sei hier angeführt. Im oberen Bereich der Karstwasserzone mischt sich das alte Grundwasser mit dem neu zuströmenden. Ursprünglich sind beide mit unterschiedlichen Kalkgehalten gesättigt. Durch Mischung ist keine Kalksättigung mehr gegeben und CO₂ wird „frei“. Die Lösungstätigkeit steigt und ermöglicht Korrosion in großen Tiefen; es bilden sich viele horizontale Höhlen (in der vadosen Zone sind sie schachartig).

Kommt es zu einer Stillstandphase der Flusseintiefung und der Vorfluter bleibt auf einem stabilen Niveau, so findet in diesem Bereich eine ausgeprägte Höhlenentwicklung statt. Tieft sich der Vorfluter wieder ein, so sinkt der Karstwasserspiegel und gleichzeitig wird der Ort an dem nun Mischungskorrosion auftritt nach unten verlagert. Auf diese Weise kann sich ein Höhlensystem „ein Stockwerk“ tiefer bilden. Viele der großen Karsthöhlen bestehen aus mehreren Stockwerken. In der Schwäbischen Alb beispielsweise haben sich zwei Karststockwerke entwickelt. Das untere, jüngere in den wohlgeschichteten Kalken von Weißjura β. Das obere, ältere und umfangreichere u.a. in den Felskalken von Weißjura δ und γ.

In den Kammern der Karsthöhlen findet nicht nur Lösung, sondern auch Ablagerung statt. Es finden sich Höhlenlehme (Residuallehme und Füllungen von Oberflächenbedeckung). Aus der Höhenlage des Höhlensystems und den darin abgelagerten Sedimenten, ist es möglich, die Lage des Vorfluters in früheren Zeiten abzulesen. Es finden sich auch Tropfsteine, deren Entstehung durch Calcit- Ausfällung ermöglicht wird. Es bilden sich Stalaktiten (an der Höhlendecke), Stalakmiten (vom Höhlenboden).

11.3.3 Dolinen

Dolinen sind geschlossene Hohlformen mit kreisrundem Durchmesser von wenigen bis zu Hunderten von Metern. Sie sind eine Leitform in den Karstgebieten der gemäßigten Mittelbreiten, wobei sie jedoch in fast allen Karstgebieten der Welt zu finden sind. Unter Leitform versteht man die größten und hauptsächlich vorhandenen Formen, die anzutreffen sind.

Man unterscheidet zwischen Lösungs- und Einsturzdolinen.

Lösungsdolinen

Sie entstehen an Stellen mit starkem Lösungsabtrag. Dies ist häufig an Klufftkreuzungen der Fall. Die Oberfläche ist durch Korrosion leichter tiefergelegt und erweitert. Das Regenwasser bewegt sich aufgrund der tieferen Lage zur Doline hin und transportiert dabei Lösungsrückständen der Kalkverwitterung (Residuallehm) und Einschleimmungen. Diese werden im tiefsten Punkt der Doline abgelagert und führen zu einer Abdichtung. Ein Dolinensee entsteht. Dieser dient oft als Viehtränke (*Hülben*) oder werden vom Bauern als Abfallgrube missbraucht, was einen Schadstoffeintrag ins Grundwasser erleichtert.

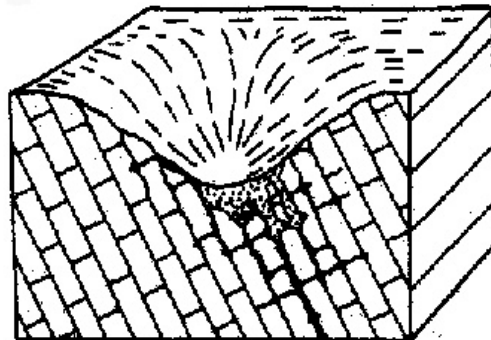


Abb.:11-4: Lösungsdoline. Aus: Ahnert, 1996, S. 316.

Einsturzdoline

Sie entsteht durch den Einsturz eines darunter liegenden Höhlendaches. Dies wird beispielsweise häufig verursacht durch einen schweren Traktor, der sich über eine unterirdische Hohlform bewegt. Durch seine scharfen Kanten ist diese anfangs noch von einer Lösungsdoline zu unterscheiden.

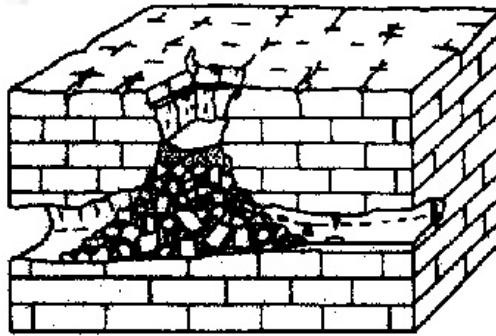


Abb.:11-5: Einsturzdoline. Aus: Ahnert, 1996, S. 317.

Bildet sich die Doline in einem Karstgestein das von einem nicht löslichen Gestein überlagert wird, so kann auch hier die Decke einstürzen. An der Oberfläche dieser Doline befindet sich nicht-verkarstungsfähiges Material. In diesem Fall spricht man von einem *Erdfall*.

Wachsen mehrere Dolinen zusammen, so spricht man von *Uvalas*.

11.3.4 Trockentäler

Das Trockental ist ebenfalls eine typische Karstform in den gemäßigten Mittelbreiten. Sie stellt eine lineare Hohlform dar, die ursprünglich durch Tiefenerosion eines Flusses entstanden ist, der heute kein Gerinnebett mehr besitzt. Deshalb ist der Begriff „Tal“ auch zutreffend. Es ist Zeichen für eine geringere Wasserdurchlässigkeit in früheren Phasen. Es gibt 3 möglicher Ursachen für seine Entstehung.

1) In der Anfangsphase wies das Ausgangsgestein noch nicht so viele Klüfte auf; es war dichter und der Kluffabstand geringer. So konnte nur wenig Sickerwasser eintreten, und ein Großteil des Niederschlags wurde oberflächlich abgeführt. Erosion und Talbildung war möglich. Im Laufe der Zeit konnte durch den infiltrierten Teil die Klüfte erweitert werden, so dass das Wasser des Flusses durch neue Klüfte abfließen konnte und der Niederschlag zum Grundwasser geleitet wurde. Der Fluss versiegte (seltne Möglichkeit).

II) Der Fluss lag direkt im Karstwasserspiegel. Ging die Eintiefung des Vorfluters schneller vonstatten, so sank die Erosionsbasis herab und somit auch der Karstwasserspiegel. Es war somit kein fließen "darauf" mehr möglich. Dies konnte auch durch Hebung geschehen. Das Gebiet wurde in diesem Fall dann über den Grundwasserspiegel gehoben.

III) In ehemaligen Periglazialgebieten existierte ein Dauerfrostboden (Permafrostboden), der sich als undurchlässige Schicht erwies. Das Schmelz- und Niederschlagswasser floss oberirdisch ab. Nach dem Abschmelzen fiel der Fluss trocken (häufigste Ursache).

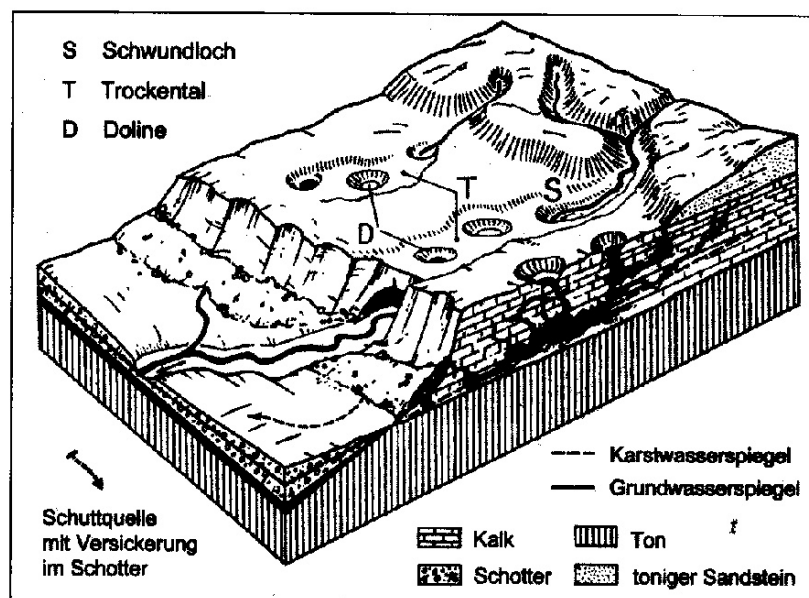


Abb.:11-6: Karstformenschatz in Mitteleuropa. Aus: Zepp, 2002, S. 241.

11.3.5 Polje

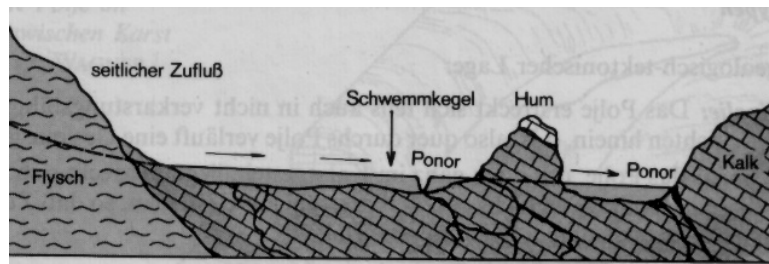


Abb.:11-7: Schema der Entstehung eines Poljes. Aus: Wilhelmy, 1992, S.29.

Poljen stellen die Leitform des mediterranen Karstgebietes dar; dort sind sie der hauptsächliche Agrar- und Siedlungsraum. Polje (serbisch)= Feld, Ebene.

Es handelt sich um große geschlossene Karsthohlformen, die bis mehrere 100 qkm groß sein können. Sie stellt eine große geschlossene Ebene dar, die umrahmt wird von hohem Gelände (z.B. Gebirge) und weist eine oder mehrere tiefere Stellen auf. Dort befinden sich die Klüfte, durch die das Wasser abgeführt wird, die als *Ponore* (Schlucklöcher) bezeichnet werden. Aus der Ebene ragen Kalkhügel (*Humi*, Sg.: *Hum*) heraus, die in ihrer Entstehung Ähnlichkeit zu den Inselbergen der Rumpffläche aufweisen, da der Kalkuntergrund immer eine Abtragungsfläche darstellt. Andere Forschungen gehen davon aus, dass es sich dabei um Kalkstöcke handelt, die durch seitliche Korrosion als Zeugenberge oder Auslieger vom vorspringenden Teilen des Poljenrandes abgegliedert wurden, da sie sich meist in der Nähe von Poljenrändern befinden.

Sie entstehen, wenn der Boden durch Einschwemmung von nicht verkarstungsfähigem Material plombiert wird. Früher ging man davon aus, dass diese Plombierung ausschließlich durch Residuallehme erfolgt, also durch Reste der Kalkverwitterung. Doch eine wichtige Bedeutung hat das nicht verkarstungsfähige Material, das durch die, v.a. im Mediterrangebiet sehr häufige Erosion in die Polje eingetragen wird, also Fremdmaterial. Häufigste Ursache der Einschwemmung dieses Materials ist das durch tektonische Verstellung unmittelbar nebeneinander liegende Vorkommen von nichtverkarstungsfähigem Material (Tone, Mergel) und Kalk. Dabei kommt es durch Oberflächenabfluss auf den Mergeln und Tonen zur Einschwemmung in den Poljeboden. Durch die Bedeckung des Poljebodens mit Sedimenten versucht das Wasser in einem aktiven Ponor in der seitlichen Umrandung des Kalkgesteins abzufließen. Dies führt zu einer Seitenkorrosion (oder auch: Lateralkorrosion) und somit zu einer Ausdehnung des Poljebodens in Richtung

des Ponors. Es kommt zur Bildung von Lösungshohlkehlen an der Seite, an der das Wasser im Ponor versickert.

In den meisten Poljen tritt ganzjährig an einer Seite Wasser aus den Karstquellen ein, durchfließt die Polje und versinkt auf der anderen Seite wieder in Ponoren.

Es kommt zu einer temporären Seebildung, wenn die Ponore nicht das gesamte Wasser aufnehmen können, was häufig in der Regenzeit der Fall ist, die dann aber auch wieder verlanden können. Dies macht ein schnelles Einbringen der Ernte erforderlich. Nur manche Poljen sind ganzjährig mit Wasser gefüllt und bilden i.d.R. seichte Seen.

Bei uns Bildung von Poljen im Tertiär unter den entsprechenden Klimabedingungen.

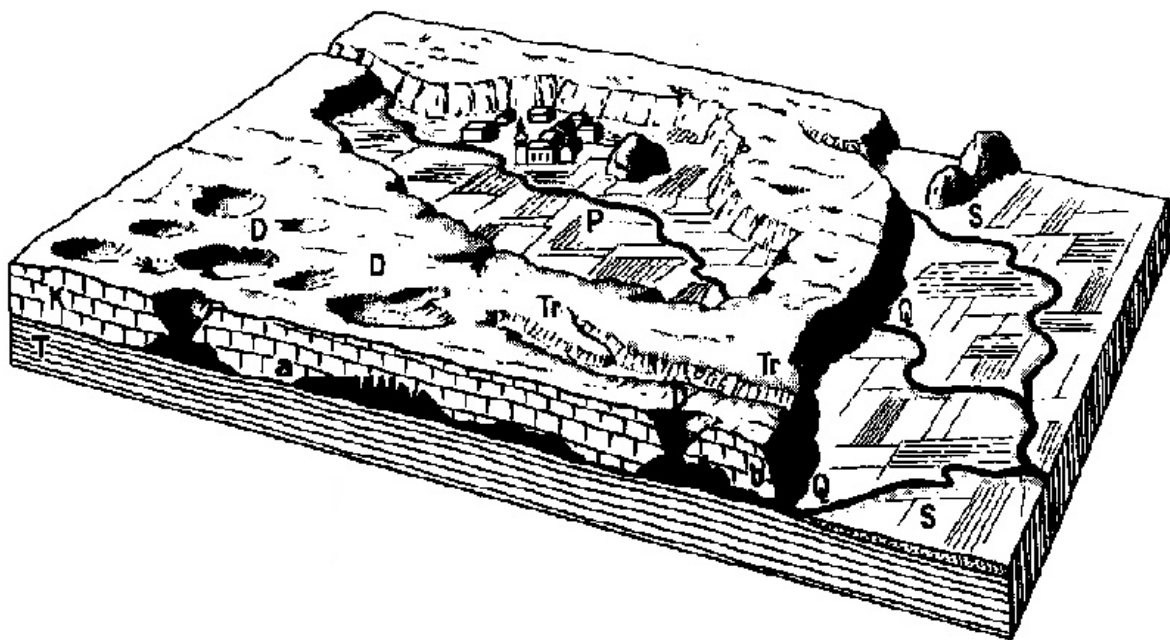


Abb.:11-8: Polje (Blockbild)

P= Polje mit Fluss, Dorf und Feldern; D= Dolinen; Tr= Trockental; Q= Karstquelle; S= Schwemmlandebene

Im Profil: K= Karst (wasserdurchlässig); T= Ton und Mergel (wasserundurchlässig); a-b= unterirdische Karsthöhle mit Tropfsteinbildung und unterirdischer Fluss. Aus: Wilhelmy, 1992, S.32.

11.3.6 Karstrandebenen

Darunter versteht man die Ebenheiten zwischen Meer und Karstgebiet; sie setzen am Meer an und reichen in das höhere Karsthinterland. Sie sind mit einer dünnen Verwitterungs- oder Sedimentdecke bedeckt. Alle Restberge sind aufgelöst; die Ränder sind oft scharf ausgebildet. Sie entstehen durch intensive Lateralkorrosion, vor allem im Austrittsbereich von Karstquellen auf die Karstrandebene, welche vom Vorfluterniveau in höheres Karsthinterland zurückgreift.

Die Voraussetzungen sind langzeitlich stabile Bedingungen im Vorflutergebiet und minder große Reliefunterschiede zum Karsthinterland.

Es ist in der Forschung umstritten, ob diese Form nur im tropischen Gebiet als Leitform anzusehen ist. Hr. Burger sieht die Karstrandebenen auch als Leitform im Mediterrangebiet, Beispiel Antalya/Südtürkei.

11.3.7 Kegel-, Turmkarst

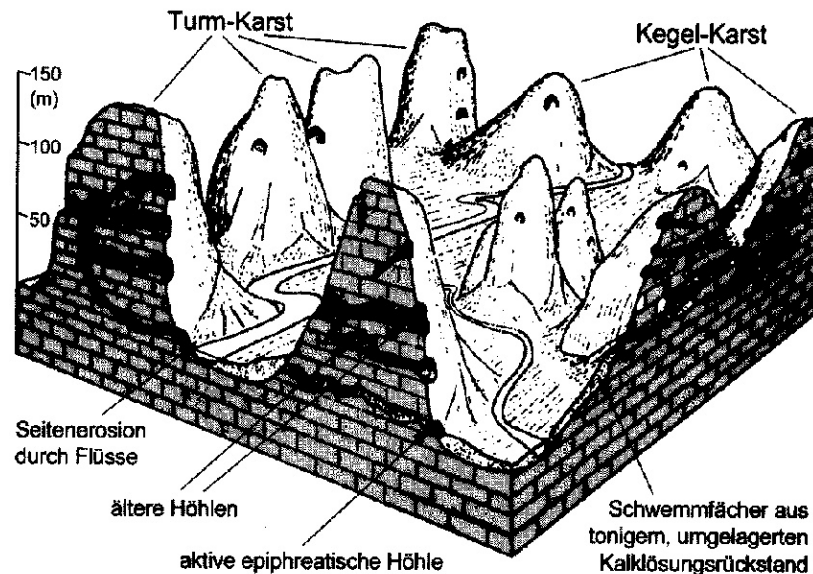


Abb.:11-9: Formenschatz des tropischen Karstes. Aus: Zepp, 2002, S. 245.

Der Kegel- und Turmkarst gilt als Leitform der Karstgebiete in den Tropen. Dies ist bedingt durch die hohe Intensität der chemischen Verwitterung. Im Gegensatz zu den Karstformen im gemäßigten Klima und im Mediterrangebiet, in denen Hohlformen dominieren, finden sich in den Tropen hauptsächlich Restformen, die als Vollformen ausgebildet sind. Nur noch ca. 10-30% des ursprünglichen Gesteins sind vorhanden. Es finden sich allseitig gerundete Kuppen, Kegel oder Türme. Ihre Entstehung beginnt mit der Ausbildung von Schlucklöchern und deren Erweiterung zu *cockpits*. Darunter versteht man Hohlformen mit oft sternenförmigem Grundriß, deren Böden mit lehmigen Verwitterungs- und Lösungsrückständen ausgekleidet sind. Cockpits stellen die Dolinen im tropischen Karst dar. Sie dehnen sich durch Lösungsunterschneidung seitlich aus, so dass einige davon zusammenwachsen. Dazwischen bleiben anfangs Kegel stehen als isolierte Teilstücke der Cockpitumrandung, die im weiteren Verlauf zu Türmen umgestaltet werden. Am Rand kommt es zu Unterschneidungen und Versteilungen bis 45° Neigung. Die isolierten Türme werden weiter aufgelöst und oft ausgehöhlt. Diese halten sich

jedoch lange, aufgrund der sogenannten Sinterstabilisation. Dabei löst das Niederschlagswasser von außen den Kalk und Wasser dringt von Innen nach Außen. Das Wasser verliert CO_2 und Kalk wird ausgefällt. Sinterbildung ist die Folge. Dieser Sinter stabilisiert, die innen fast aufgelöste Form, der fast kluffrei und schwer zu lösen ist.

Hohlkehlen und Höhlen in gewisser Höhe bei den Kegeln oder Türmen zeigen an, dass es im Laufe der Zeit auch eine Tieferlegung, nicht nur eine Ausweitung gab.



Abb.:11-10: Turmkarst bei Guilin (Südchina). Foto: Behrendt

12. LITERATURLISTE ZUR VORLESUNG

AHNERT, Frank (1996): Einführung in die Geomorphologie

BÜDEL, Julius (1981): Klima – Geomorphologie

LESER, Hartmut (1993): Geomorphologie

LOUIS, Herbert und FISCHER, Klaus (1979): Allgemeine Geomorphologie

SEMMELE, Arno (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik

WILHELMY, Herbert (?): Geomorphologie in Stichworten

ZEPP, Harald (2002): Grundriß allgemeine Geographie: Geomorphologie,
Paderborn.

Zeitschriften:

Zeitschrift für Geomorphologie

Catena

Geoökodynamik

Geographische Rundschau

Erdkunde

Eiszeitalter und Gegenwart

Petermanns Geographische Mitteilungen

Forschungen zur deutschen Landeskunde