

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.	50	S. 197 – 246	4 Abb.	1 Karte	Freiburg, 1960
-----------------------------------	----	--------------	--------	---------	----------------

Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald*

von

Rudolf Ullmann, Freiburg i. Br.

Mit 4 Abbildungen, 1 Karte

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung	198
1. Überblick über die wichtigste Literatur	198
2. Problemstellung der Arbeit	199
3. Arbeitsgrundlagen	200
4. Definitionen	200
II. Beschreibender Teil	204
A. 1. Blockhalden	204
2. Schutthalden	205
3. „Blockstromartige Ansammlungen“	207
4. Verstürzte Felsburgen	208
B. 1. Der vertikale Aufbau der Verwitterungsdecken (Aufschlüsse)	208
III. Erklärender Teil	209
A. 1. Geologisch-petrographische Faktoren	209
2. Besondere klimatische Faktoren	212
3. Anthropogene Einflüsse	215
4. Deutung und Vergleich der groben Trümmeransammlungen	217
B. 1. Rezente Veränderungen im Verwitterungsmantel und kleinmorphologische Erscheinungen	229
2. Fossile Bewegungshorizonte und Solifluktionsformen	234
3. Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecken und das Problem der Vergrusung	238
IV. Zusammenfassung	240
Angeführte Literatur	244

Auszug aus: ULLMANN, R.: Gesteinsschutt und Verwitterungsdecken im Südschwarzwald. Naturwiss.-math. Diss., masch.-schriftl., 151 S., 16 Abb., 3 Tabellen, 2 Karten. Freiburg i. Br. 1959.

I. Einleitung

1. Überblick über die wichtigste Literatur

Seit ihren Anfängen befaßte sich die morphologische Forschung im Bereich des Schwarzwaldes in der Hauptsache mit zwei Fragen: einerseits mit der Aufhellung und Einordnung der diluvialen Vereisung, andererseits mit der Lösung des Problems der alten Landoberflächen. In diesem Schrifttum findet sich daher nur, soweit es für die beiden Probleme von Bedeutung war, eine mehr oder weniger ausführliche Darstellung der lokalen Verwitterungsverhältnisse. In bezug darauf seien die wichtigsten Autoren genannt:

1913 war es SCHMITTHENNER, der in Form einer zusammenfassenden Übersicht den Fragenkomplex der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge im nördlichen Schwarzwald abhandelte. Er ordnete die auffälligste Erscheinung der Verwitterungsdecken, die Blockmeere, zeitlich als diluviale Bildungen ein.

Für den gesamten Schwarzwald schenkte DEECKE 1918 den groben Lockermassen größere Beachtung, machte allgemeine topographische Angaben und erklärte das Auftreten der Blockmeere durch die unterschiedlich morphologische Widerstandsfähigkeit der Gesteine.

SCHMID, ein Schüler von KREBS, führte 1922 hydrographische und morphologische Studien am Schwarzwaldrand bei Freiburg durch und erbrachte den Nachweis, daß keine Bodenkriechbewegungen im Sinne GOTZINGERS festzustellen sind.

Auf der Ostabdachung des Schwarzwaldes deutete KESSLER 1925 mehrere Schuttdecken als solifluidal bewegte Lockermassen.

1931 sprach GELLERT von Strukturboden im Umkreis von Donaueschingen. Diese als Solifluktionsformen identifizierten Erscheinungen finden aber niemals wieder eine Erwähnung.

LIEHL untersuchte 1934 das Gebiet zwischen Elz und Brigach, beschrieb in eindrucksvoller Weise Kleinformen der Verwitterung und erklärte in Übereinstimmung mit MORTENSEN die Granitblockmeere als Mehrzeitformen.

Veranlaßt durch die Untersuchungen in den verschiedenen deutschen Mittelgebirgen — insbesondere durch die Arbeit von SCHOTT — veröffentlichte DEECKE 1934 einen speziellen Aufsatz über Block- und Felsenmeere und betonte nochmals die gesteinbedingte Abhängigkeit der Blockbildung, die in der Gegenwart fortdauere, doch müsse der Beginn und die intensivere Ausgestaltung ins Diluvium gelegt werden.

Im Rahmen seiner Studien über die glazialen Verhältnisse im westlichen Hochschwarzwald kam SCHREPPFER 1931 auf die tiefgründige Vergrusung

der Gneise und Granite zu sprechen und deutete sie als präglaziale¹ Verwitterungsdecke.

Mit dieser Problematik sind eine ganze Reihe von Namen verbunden: ALBIEZ, GELLERT, W. PENCK, KREBS. Letzterer hat auf die tiefgründig zerstörten Gesteinsmassen 1927 am Radschert, an der Bär- und Schnepfhalde aufmerksam gemacht.

1936 setzte ENGLER die „tiefgründigen Verwitterungsdecken“ als Erkennungsmerkmal für seine Niveaus voraus, was heute als falsche Fundamentierung seiner Thesen angesehen werden darf, und SCHNEIDERHÖHN spricht 1941 von ausgedehnten Schutthalde im Bereich des Deckenporphyrs im Münstertal.

FEZER veröffentlichte 1953 eine Arbeit über die Umgebung von Freudenstadt, die sich u. a. mit den periglazialen Schuttbildungen beschäftigt.

Auch REICHELT versuchte 1955 aufgrund von Schotteranalysen an einigen Aufschlüssen im SE-Schwarzwald postpleistozänen Frostschutt nachzuweisen.

Die knappe Literaturübersicht zeigt, daß der Problemkreis Verwitterungsdecken und Abtragung im S-Schwarzwald bisher keine spezifische Darstellung erfahren hat, weder beschreibender noch genetischer Art.

2. Problemstellung der Arbeit

Das Thema der vorliegenden Arbeit bedarf einer kurzen Erläuterung. Es ist bewußt in allgemeiner Weise formuliert worden, zielt jedoch keineswegs auf die restlose Lösung aller im S-Schwarzwald noch vorhandenen klima-morphologischen Probleme und erhebt auch hier nicht den Anspruch auf Vollständigkeit.

Den Ausgangspunkt der Untersuchung bildet der gegenwärtige Zustand der Verwitterungsdecken und die in sie eingebetteten kleinmorphologischen Erscheinungen. Es ist vermieden worden, von vornherein mit den Voraussetzungen zu operieren, daß die im gegenwärtigen Zeitpunkt vorhandenen Block- und Schutthalde usw., im erweiterten Sinne also bestimmte Arten der Verwitterungsdecken, als Relikte der Periglazialzeit gedeutet werden, oder daß verschiedene kleinmorphologische Erscheinungen, deren Genese in der Mehrzahl aller Fälle an diese besondere Klimaregion gebunden ist, sich noch bis in die Gegenwart hinein erhalten haben. Vielmehr wurde so vorgegangen, daß die Verwitterungsdecken beschrieben, kartiert und alle für eine Erklärung dienenden Indizien angeführt werden.

Der Fragenkreis, der die eigentliche Aufgabe umschließt, sei im folgenden genauer umrissen:

Ausgehend von dem oben genannten Ausgangspunkt, der auf der Grundlage der Beschreibung der Verwitterungsdecken fußt, muß die erste Frage

¹ Der Begriff präglazial schließt auch den Zeitraum des Pleistozäns vor den Schwarzwaldvereisungen ein.

lauten, inwieweit heute noch Veränderungen der Lockermassen wahrzunehmen sind. Die nachfolgenden Fragen ergeben sich sinngemäß aus der vorangestellten, und zwar: Welchen Entstehungsbedingungen und -vorgängen und welcher Zeit sind die einzelnen Verwitterungsdecken und die kleinmorphologischen Erscheinungen zuzuschreiben? Als letzte Frage wird die Problematik der tiefgründig vergrusten Gesteine aufgegriffen.

3. Arbeitsgrundlagen

Die Begehungen wurden in den Jahren 1954 bis 1958 durchgeführt. Als Kartengrundlagen dienten die Meßtischblätter, soweit vorhanden die Deutsche Grundkarte 1 : 5 000, die Petrographische Übersichtskarte 1 : 100 000 (MEHNERT) und die Manuskriptblätter der Geologischen Spezialkarte 1 : 25 000. Mehrere Gesteinsbestimmungen wurden vom Mineralogischen Institut vorgenommen.

Die Arbeit im Gelände bildete mit der Untersuchung der Verwitterungsdecken, insbesondere der Aufschlüsse, aufgrund ihrer Morphologie im Zusammenhang mit Gestein, Klima und, nicht zu vergessen, der menschlichen Eingriffe die Grundlage der Arbeit.

(Da die Morphologie des S-Schwarzwaldes² als bekannt vorausgesetzt werden darf, wird auf einen morphologischen Überblick verzichtet. Für die petrographische Orientierung wird auf die Petrographische Übersichtskarte des Hochschwarzwaldes 1 : 50 000 von R. METZ und G. REIN, 1958, verwiesen.)

4. Definitionen

Im Schwarzwald werden hauptsächlich die tiefgründig vergrusten Gneise und Granite als Verwitterungsdecken angesprochen. In der Literatur taucht der Begriff da und dort auf, doch wird er nicht einheitlich und klar verwendet. Erst die Beschreibung der einzelnen Autoren über Form, Art und Genese des verwitterten Materials lässt die weitere oder engere Fassung des Begriffes erkennen.

Allgemein und im weitesten Sinne wird unter Verwitterungsdecken alles aus der Zersetzung durch mechanische und chemische Aufbereitungsvorgänge gebildete Lockermaterial verstanden, und zwar autochthone Lockermassen, die aus dem darunter anstehenden Gestein hervorgegangen sind, und allochthone, die schon über weitere oder kürzere Entfernung von ihrem Ursprungsort verfrachtet worden sind. Hierunter ordnen sich Böden, rezente und fossile Schuttdecken, Schotter, Moränen und grobe Trümmeransammlungen.

Doch die oben angeführte Trennung trägt erhebliche Schwierigkeiten in sich, denn diese zwar klare, aber zu weit greifende Definition bringt keine

² Von der Untersuchung ausgenommen ist der Hotzenwald.

den einzelnen Phänomenen gerecht werdende Systematik in die im Gelände auftretenden, stark differenzierten, nicht einheitlich aufgebauten Lockermassen. Im folgenden wird deshalb auf diese Begriffe verzichtet.³

Als Schuttdecke⁴ wird der normale Boden über dem Anstehenden angesprochen, der mehr oder minder viele Gesteinstrümmer aller Größenklassen enthalten kann. Zu den groben Trümmeransammlungen sei folgendes bemerkt:

Die Blockmeere hat SCHOTT als „Anhäufungen von grobem Trümmermaterial, in dem feinere Verwitterungsrückstände fehlen, ohne oder nur mit geringerer Vegetation“ definiert; also auf rein beschreibende Weise. Diese Formulierung ist aber zu dehnbar, zu ungenau, und die mannigfaltigen Vorkommen der lockeren groben Deckgebilde werden nicht weiter unterschieden. Überall ist in der Literatur festzustellen, daß die Begriffe Felsenmeer, Blockhalde, Schutthalde abwechselnd in Gebrauch, nicht konkret faßbar sind und nach dem subjektiven Ermessen der Verfasser gewählt werden. FEZER hat 1953 mit Vorsicht eine Klärung dieser Begriffe angestrebt, die aber im Endeffekt gleichfalls als nicht befriedigend angesehen werden kann. Einmal ist dieser Mangel auf die verwischten und ineinander übergehenden Formen zurückzuführen, zum anderen auf die Häufigkeit des Auftretens der groben Trümmeranhäufungen in der betreffenden Landschaft.

Um diesen Schwierigkeiten, die dauernd zu Unklarheiten und Mißverständnissen führen, aus dem Wege zu gehen, werden deshalb diese nachfolgenden und m. E. unzweideutigen Definitionen angeführt:

Für eine Blockhalde gelten folgende Kennzeichen:

1. Die überwiegende Zahl der Blöcke ist mindestens kopfgroß; sie bestimmen den Gesamteindruck.
2. Feinmaterial und Schutt (Gesteinsbruchstücke kleiner als kopfgroß) spielen nur eine untergeordnete Rolle.
3. Ein Nährfeld, Felswand, Felspartie (Felsstutzen), Felsrippen oder -klippen für die Blockzufuhr sind vorhanden oder wenigstens angedeutet, und zwar anschließend an den Haldenkopf.
4. Der steile Böschungswinkel (über 25 Grad) erklärt den Aufbau aus dem freien Fall. Damit soll aber nicht gesagt werden, daß keine Rutschbewegung der gesamten Trümmermasse oder eines Teiles davon vor sich geht oder ging und keinen Einfluß auf die Ausgestaltung der Halde ausübt. Im wesentlichen wird aber immer das Abstürzen der Felstrümmer entscheidend sein.

³ Da die vorliegende Untersuchung nicht nach pedologischen Gesichtspunkten ausgerichtet ist, braucht keine Definition des Bodens gegeben zu werden (vgl. GANSSEN, R.: Bodengeographie, S. 2, Stuttgart 1957). Auch werden Schotter und Moränen von der Betrachtung ausgeschlossen, da sie unter dem eiszeitlichen Formenschatz ihren festen Platz einnehmen.

⁴ Auch normale Verwitterungsdecke oder -mantel.

5. Nur eine spärliche, fleckenhafte Vegetation überzieht die Halde. Dieses Merkmal darf aber nur als sekundär gewertet werden, denn es ist von der Menge des Feinmaterials, von der Mächtigkeit der übereinander getürmten Blöcke und von der Exposition⁵ (Luv-, Lee-, Sonnen-, Schattenseite) abhängig.

Für eine Schutthalde ist maßgebend:

1. Feinmaterial und scherbiger, kleinstückiger Schutt überwiegen.
Alle anderen Kennzeichen sind die gleichen wie bei einer Blockhalde. Eine Schutthalde unterscheidet sich demnach von jener allein durch die Gesteinsfraktion.

Bei allen Halden lassen sich drei Abschnitte unterscheiden, von denen der mittlere, die eigentliche Halde, ungefähr $\frac{3}{5}$ vom Gesamtaufbau ausmacht. Dieser ausgedehnteste Haldenteil bestimmt aber den Gesamteindruck. $\frac{1}{5}$ darf sodann als Haldenkopf und $\frac{1}{5}$ als Haldenfuß angesprochen werden.

Den unter dem Begriff „Blockstromartige Bildungen“ zusammengefaßten groben Gesteinsansammlungen muß eine grundsätzliche Bemerkung vorausgeschickt werden. Es handelt sich hierbei nicht um Formen, wie sie aus den Hochgebirgen, den Alpen, der Sierra Nevada⁶ bekanntgeworden sind, also keine Blockgletscher, rockstreams, stone rivers, glaciers pierre, sondern die im südlichen Schwarzwald auftretenden Formen sind in ihrem Erscheinungsbild — nicht der Genese nach — höchstens Ansätze zu solchen Bildungen.

Die Merkmale der „Blockstromartigen Ansammlungen“ sind:

1. Gesteinstrümmer jeder Fraktion beteiligen sich am Aufbau, doch überwiegen die groben Blöcke.
2. Der Anteil des schlammig-erdigen Materials ist groß (40%).
3. Die Trümmerquelle steht weiter ab als bei Block- und Schutthalden.
4. Der Böschungswinkel gibt geringere Werte als 25 Grad an, d. h. der Aufbau der Trümmeransammlungen kann nicht durch das Herabstürzen der Felsbrocken von Felspartien — ohne daß eine Wanderung oder Rutschung erfolgte — erklärt werden.
5. Als Folgeerscheinung von Punkt 2 kann ein dichtes Vegetationskleid vorhanden sein.

Die Punkte 2 und 3 lassen mit Sicherheit auf eine Bewegung der Gesamtmasse schließen.

Was die in der Literatur erwähnten Felsen- oder Blockmeere anbelangt, so kann ein „meerähnlicher“ Eindruck eines grobboxigen Trümmerfeldes nur dann entstehen, wenn die Hangneigung nicht mehr als 20 Grad

⁵ Die Höhenlage spielt im Schwarzwald in bezug auf die Vegetation keine Rolle.

⁶ KESSELI.

beträgt.⁷ Innerhalb des Untersuchungsgebietes gibt es ein einziges Vorkommen einer solch grobblockigen Gesteinsanhäufung am NW-Abhang der Oberen Schwarzhalden (vgl. S. 228).

Die groben Trümmeransammlungen auf geneigten Hängen unter 25 Grad können zum einen Block- oder Schutthalden sein, deren Aufbau aber nicht allein aus dem freien Fall erklärt werden kann. Bei ihnen spielen Kriech- oder Rutschbewegungen eine bestimmende Rolle.⁸ Zum anderen sind es „Blockstromartige Bildungen“ (vgl. oben), der freigelegte, allochthon oder autochthon gebildete untere Verwitterungshorizont⁹ oder verstürzte Felsburgen. Ein Wort sei zu den letztgenannten gesagt:

Felsburgen, Klippen oder Steine — letztere Namen beschränken sich fast ausschließlich auf Nord- und Mitteldeutschland —, die auf flachen Hängen unter 25 Grad oder Kämmen (Flächen) und Kuppen zusammengestürzt sind, lassen in ihrer dicht übereinandergetürmten Packung erkennen, wie sie einstmals in ihrer ursprünglichen Lagerung auf- und zueinander gepaßt haben.¹⁰ Ihr Auftreten ist an die Bereiche der grobgeklüfteten Granitarten und der bankig oder blockig verwitterten Gneise (Orthogneise, Dia- und Metatexite) gebunden. Sie ragen allseitig frei von der Verwitterungsdecke aus dem Gelände heraus (vgl. H. POSER).

Im rein beschreibenden Sinne dürften verstürzte Felsburgen auf flächigem Gelände als Block- oder Felsenmeere angesprochen werden, wenn nicht ihrer arealmäßig geringen Ausdehnung wegen diese Termini für andere, große Flächen bedeckende grobe Trümmeranhäufungen vorbehalten wären. Denn kleine flächenhafte Trümmeransammlungen erwecken eben beim Betrachter niemals den Eindruck eines Felsenmeeres. Deshalb sollen sie wegen ihrer klar erkennbaren Genese als verstürzte Felsburgen definiert werden.

Sind die Block- und Schutthalden, die Felsen- oder Blockmeere, die „Blockstromartigen Bildungen“ mehr oder minder dicht übereinander getürmte Anhäufungen von Gesteinstrümmern verschiedener Fraktion, so ist die Blockstreu¹¹ als ein mehr oder weniger dichtes, aber punkthaftes Bedecktein der Hänge, Kämme und Flächen mit Gesteinsbruchstücken von mindestens Kopfgröße zu bestimmen.

Unter Schuttflecken werden bis zu 100 qm große Ansammlungen von handstückgroßen, meist eckigen oder kantigen Gesteinstrümmern verstanden.

Schuttstreifen sind langgezogene Schuttflecke von beliebiger Länge und ca. 1/2 bis 8 m Breite.

FEZER gibt den Wert von 15 Grad an.

^{8 u. 9} Bei Hangneigung unter 20 Grad können sie rein beschreibend als Fels- oder Blockmeere angesprochen werden.

¹⁰ Das ist bei steileren Hängen über 25 Grad nicht mehr der Fall. Ihr Aussehen entspricht dann dem einer Halde.

¹¹ Blockstreu, Schuttflecke und -streifen werden in dieser Abhandlung nicht weiter beschrieben und erklärt.

Die Termini für die Kantenbeschaffenheit der Gesteinsbruchstücke sind folgendermaßen aufgegliedert: eckig (scherbig) — kantig — kantengestumpft — gerundet. Diese neuformulierten Begriffe werden in der Abhandlung verwendet.

II. Beschreibender Teil

A.

1. Blockhalden

Im Oberrieder Tal (Meßtischblatt Freiburg 8013), gegenüber der Wilden Schneeburg, liegt in E-exponierter Lage eine Blockanhäufung, deren Oberfläche eine ca. 30 Grad geneigte Ebene darstellt. Sie beginnt in 710 m Höhe und endet auf einer kleinen feuchten Verebnung bei 555 m. Die Breite am Haldenfuß, der etwas konkav gewölbt ist, misst 50 m, der mittlere und der obere Teil der Halde ungefähr 70 m. Talaufwärts schmiegen sich die dicht gepackten, stark kantengestumpften Blöcke an den von einigen bis 5 m

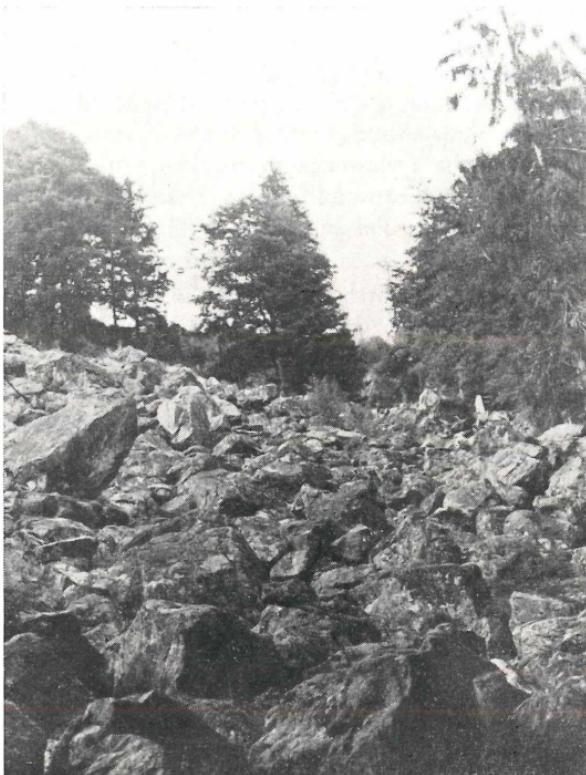


Abb. 1. Blockhalde im Oberrieder Tal, E-Exposition

hohen Felsstutzen durchragten Hang an, talauswärts an einen ca. 26 Grad steilen Schuttkegel.

Oberhalb von 720 m, etwas nach rechts versetzt, beginnt eine 4 bis 5 m hohe und 3 bis 4 m breite Felspartie, die nach N im Winkel von 45 bis 50 Grad einfällt und ein unregelmäßiges, aber weitständiges Kluftsystem (60 cm bis 1,5 m) aufweist. Die Trümmerquelle ist im Verhältnis zur Halde als äußerst gering anzusehen.

Der Haldenfuß wird von 1 bis 1,5 m großen Blöcken gebildet, die größtenteils auch den mittleren Abschnitt ausfüllen. Die Vegetation besteht aus Fichten und Tannen, die zwischen und auf den Blöcken wachsen.

Der mittlere Abschnitt setzt sich — außer dem oben Erwähnten — aus 60 x 70 cm großen flechtenüberwucherten Trümmern zusammen, und nur vereinzelt sind einige Bäume eingestreut. Feinmaterial, in das einige wenige Felsbrocken eingebettet liegen, überwiegt im oberen Teil der Halde, dem Haldenkopf. Nadelbäume und Beersträucher sind hier angesiedelt.

Die Bäume zeigen keine Narben und nur zwei, drei Blöcke lehnen an den Bergseiten der Stämme; letzteres ein Merkmal für das Abstürzen der Ge steinsmassen. Das Material sind Diatexite mit schlieriger und flaseriger Textur. An manchen Blöcken sind verfältete Quarz-Feldspat-Lagen sichtbar, die von schwarzen Biotitränden umsäumt werden. Die Oberfläche der zumeist kantenabgestumpften Blöcke ist rauh und bei den letztgenannten von rippligem Aussehen, was durch die schnellere Biotitverwitterung im Gegensatz zum Quarz hervorgerufen wird. Am Handstück erkennt man von außen nach innen: bis 2 mm breite weiß gebleichte Zone, bis 6 mm breiter rostfarbener Hof, dann erst folgt die graue Farbtönung des frischen Gesteins. Unter Moospolstern und den im feuchten Untergrund lagernden Felsbrocken ist der weiße Außensaum bis zu 4 mm stark. Ferner kann man beobachten, daß die rostbraune Färbung auch an frischen Kluftflächen auftritt und an Haarrissen tief ins Gestein vordringt.

2. Schutthalde

Im Zastler Tal (Meßtischblatt Freiburg 8013), unterhalb und talauwärts vom Scheibenfelsen (802 m), bedeckt eine ca. 600 m breite geschlossene Schutthalde die nach Südwesten orientierte Hangseite. Bei 590 bis 600 m (obere Höhenlage 700 bzw. 830 m) biegt der untere Haldenhang allmählich in den Talboden aus. Rechts geht die Trümmeransammlung in Schuttflecke über, links wird sie begrenzt — eigentlich nur unterbrochen — von einem 13 Grad steilen Schuttkegel. Der Böschungswinkel unter der Felswand beträgt 33 Grad und verflacht sich nach dem Hintertal zu auf ca. 27 Grad. Die Schuttlieferanten sind die Scheibenfelsenwand mit ihrem unregelmäßigen, aber weitständigen Kluftsystem (bis 2 m) und die diagonal

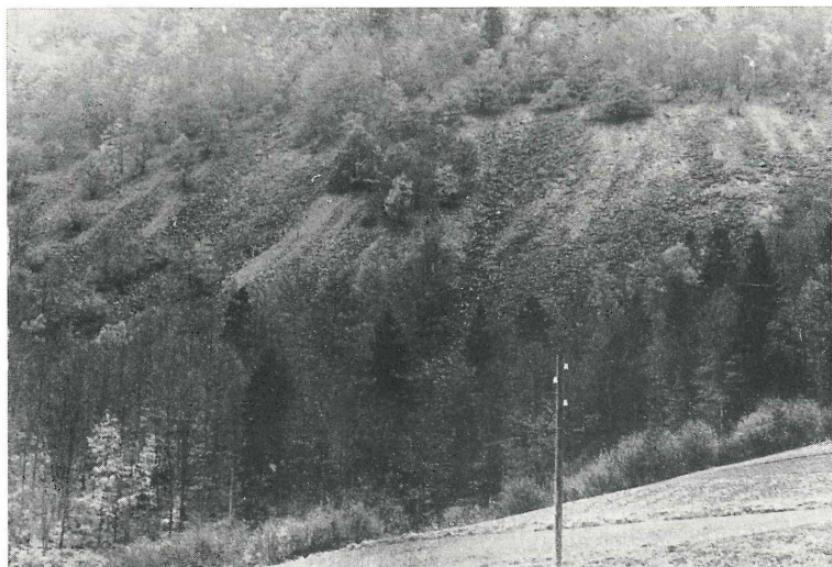


Abb. 2. Schutthalde unterhalb des Scheibenfelsens im Zastlertal, SW-Exposition

hangaufwärts zum Roteck angeordneten, stark zerrissenen Felsstutzen.¹² Hin und wieder sind die Felsreste unterbrochen und geben Raum für die Ausbildung einiger Schuttrunsen.

Schuttkegelförmig breiten sich unterhalb davon die scherbigen, mit Erdreich durchmengten Trümmer aus. Sie sind im mittleren Teil in 1 bis 2 m breite, klein- und großscherbige Streifen gegliedert und vereinigen sich ca. 30 m oberhalb des Talbodens zu einer gemeinsamen, jede Gesteinsfraktion enthaltenden Halde (Abb. 2).

Die Schuttstreifen sind oben manchmal breit gestaltet, verschmälern sich nach unten zu und erscheinen daher wie die Miniaturformen kleiner mit Schutt, aber ohne Feinmaterial, welches vom Regen- und Schmelzwasser weggeschwemmt wird, ausgefüllter Quelltrichter.

Überall hat in dem feineren Material die Vegetation Fuß gefaßt. Im Querschnitt gesehen, lagern in der Mitte verhältnismäßig viele plattige Gesteinsbruchstücke, während unter dem Scheibenfelsen große Blöcke überwiegen und regelrecht auf dem Schutt schwimmen. Am „Steinbruch“ ist es gut zu beobachten; schon in 60 bis 70 cm Tiefe herrscht das kleinstückige und erdige Material vor. Abgesehen von den bei der Blockanhäufung erwähnten Merkmalen einer rezenten Weiterbildung weisen hier die frischen, hellbraun verfärbten Kluftflächen an der Felswand auf dieses Faktum hin.

¹² Vermutlich zieht vom Höllental (E-W) eine tektonische Störung bis unterhalb des Scheibenfelsens.

Das Gestein sind Diatexite verschiedener Prägung. Schlierige, andere mit deutlicher Bänderung versehene Felsbrocken findet man vor allem unterhalb der Felswand, talaufwärts lagern mehr paragneisähnliche Gesteinsstücke. Die 2 bis 3 mm starke Verwitterungsrinde erscheint nur wenig gefärbt, während von einer Bleichzone nur an der Unterseite der Blöcke etwas zu erkennen ist.

3. „Blockstromartige Ansammlungen“

Am Nordabhang des Häusleberges (1003 m) (Meßtischblatt Freiburg 8013) ist ein breiter, mit Blockstreu übersäter Quelltrichter eingelegt, dessen zentraler Teil mit einer dichten Blockpackung ausgefüllt ist.

Unterer und oberer Abschnitt — hier handelt es sich nicht um Haldenkopf und Haldenfuß, sondern um zwei gleichgroße Abschnitte, die nach der Gesteinsfraktion und dem Vegetationsbild unterschieden werden — ähneln sich in ihrer Ausbildung. Beide werden aus ca. 40 bis 60 cm großen Blöcken aufgebaut, die in einem schlammigen Boden eingebettet liegen, teils sind sie von der Rasennarbe überdeckt, teils mit Fichten (oberer) und Buchen (unterer Abschnitt) bewachsen. Im mittleren Abschnitt lagern größere, übereinander getürmte Gesteinsbrocken ohne jegliches Feinmaterial. (Die Gneisbrocken haben abgestumpfte Kanten und lassen eine bräunliche Verwitterungsrinde mit stark gebleichtem Saum erkennen.) Demzufolge konnte sich hier keine Vegetation ansiedeln. Diese Erscheinung muß auf eine Brunnenstube zurückgeführt werden, die das Wasser der oberen Hangpartien sammelt, die Gesteinsmassen trockenlegt, so daß die erdigen, feinen Bodenbestandteile durch das Regen- und Schmelzwasser ausgespült werden konnten (im unteren Abschnitt tritt das Quellwasser wieder aus, daher auch die ähnlich gearteten Verhältnisse wie im oberen Teil). Die gesamte Blockmasse gliedert sich in mehrere lappenförmige „Blockzungen“, ist aber in ihrer Gesamtheit flächenhaft ausgebildet, zeigt ein gradliniges Querprofil und paßt sich im Längsschnitt gesehen der konkaven Form der Quellmulde an. Im Bereich des Quelltrichters, an seinen Rändern und am Häusleberg stehen nur 5 bis 6, höchstens 2 m hohe Felsstutzen an, die kreuz und quer von Sprüngen durchzogen werden. Von dort her kann keine Blockzufluhr durch Abstürzen der Felstrümmer erfolgen, da sie viel zu weit abstehen und auf dem relativ flachen Hang nicht hinabrollen können. Eine Erklärung für den geschilderten Aufbau ist nur durch die Annahme einer Wanderung der Trümmer gegeben. Die Blöcke, die Felsrelikte und das Anstehende im Quelltrichter und in dessen Umkreis bestehen aus gleichem diatektischem Material, deshalb kann nicht jener Beweis angeführt werden, daß auf Grund der Gesteinsvarietäten ortsfremdes Material in das Zentrum der Quellmulde einwanderte. Aber aus der Lagerung der Blöcke und dem Gesteinsaufbau ist

zu schließen, daß die Blöcke von allen Seiten her in das Innere der Mulde einwanderten. Die Höhenlage beträgt zwischen 680 und 850 m, der Böschungswinkel 21 bis 22 Grad.

4. Verstürzte Felsburgen

Am Westabhang des Gugeln (998 m) (Meßtischblatt Görwihl 8214), deutlich von der Kuppe durch einen flachen ca. 12 m breiten Sims abgesetzt, lagert eine grobe Trümmeranhäufung von ungefähr 15 x 20 m Erstreckung. Die Mehrzahl der abgerundeten, teilweise aber auch mit scharfen Bruchflächen versehenen Albtalgranitblöcke, die eine hauchdünne Bleichzone sowie einen rostbraunen bis zu 3 mm starken Saum aufweisen, haben Kantenlängen zwischen 1 und 2 m. Da Feinmaterial fast vollständig fehlt, wachsen nur vereinzelte Himbeer- und Brombeersträucher zwischen den Blöcken; junge Buchen siedeln am Rande der Blockansammlung.

Die groben Albtalgranitblöcke — oftmals findet man schalig abgesprungene Gesteinsscherben — sind unregelmäßig bis zu 2 m Höhe übereinander getürmt, doch ist an der Form der Trümmer und der Art ihrer Lagerung zu erkennen, wie sie ursprünglich als anstehendes Gestein, als Felsburg, mauerartig aufgebaut waren.

Höhenlage 930 m, Hangneigung 12 Grad.

B.

1. Der vertikale Aufbau der Verwitterungsdecken (Aufschlüsse)

Das gesamte Untersuchungsgebiet ist nicht reich an Aufschläßen, und nur wenige im Betrieb befindliche, größtenteils aber aufgelassene Sandgruben und Steinbrüche gewähren einen Einblick in den vertikalen Aufbau des über dem festen Gestein lagernden Lockermaterials. Mit verwendbar und heranziehen zu einer begrenzten Auswertung sind die Waldwege und Holzabfuhrstraßen; auch wenn sie kaum jemals die Hänge senkrecht, sondern meist diagonal oder horizontal schneiden, so schließen sie doch an Wegkehren und an breiter angelegten Holzstapelplätzen die Verwitterungsdecke auf. Bachanrisse sind dagegen unsichere Indikatoren, denn es zeigt sich am Talgrund und an den untersten Talseiten immer nur das fluviatil umgelagerte Geröll. (In den Anmerkungen der Originalarbeit sind die wichtigsten (120) Aufschlüsse angegeben.) Ein Aufschluß, der charakteristische Merkmale und einen typischen Aufbau erkennen lässt, sei hier beschrieben:

Topographie: Hercherberg — Littenweiler, N-exponierter Hang, ca. 30 Grad steil (Ausschachtungsarbeiten 1958)

Höhenlage: 345 m

Gestein: Metatexit

Profil:	0 — 90 cm	hellbrauner Boden mit Lößkomponente vermengt mit wenigen kleinen Steinen (bis 8 cm); ausgebildete Bodenhorizonte.
	90 cm — 1,6 m	Schuttzone; geschichtete, plattig-scherbige Gesteinsbruchstücke (bis 35 cm) mit rotbrauner Verwitterungsrinde (bis 5 mm) und lehmigem Überzug in Hangneigung eingeregelt.
	1,6 m —	vergruster Gneis (zerfällt beim Anschlag).

III. Erklärender Teil

A.

1. Geologisch-petrographische Faktoren

Für die Bildung der verschiedenen Arten der Verwitterungsdecken ist das Gesteinsmaterial, seine Lagerung (Streichen und Fallen), in Zusammenhang damit die Anordnung der Kluftflächen — der tektonischen Klüfte wie auch der Kontraktionsklüfte — von entscheidender Bedeutung. Jedes Gestein wird zwar in mehr oder minder langen Zeiträumen zu kleinsten Partikeln, schließlich zu Kolloiden zersetzt, die in ihrer Gesamtheit die Bodenkrume ausmachen, doch nicht immer neigt es zur Absonderung von groben Trümmern.

P a r a g n e i s e verwittern niemals zu Blöcken, sondern — entsprechend ihrem rechteckigen Kluftnetz — zu scherbigen, oftmals plattigen Gesteinsbruchstücken, die im Laufe relativ kurzer Zeit in einen lehmigen Boden umgewandelt werden.¹³ In feuchteren Lagen erfolgt meist ohne vorherige Grobschuttbildung sogleich eine Aufbereitung des Paramaterials in anlehmigen Grus. Die schieferige Textur und die vielen latenten Sprünge und Haarrisse, welche bis zu großer Tiefe in das Gestein vordringen, bieten den Verwitterungskräften hinreichend Angriffspunkte. Paragneis bildet daher auch nirgends Felswände, ja nicht einmal kleinere Felsstutzen; aber es darf auf eine Eigenheit hingewiesen werden, daß innerhalb seines Bereiches relativ steile Hänge (über 30 Grad), z. B. am Hirzberg (Freiburg), vorkommen.

K u l m k o n g l o m e r a t e und *G a n g g r a n i t e* zeigen ebenfalls keine Tendenz zur Block- und Felsenbildung. Dafür ist bei ersteren der Charakter, die tonigen und sandigen Bindemittel mit eingebackenen Gerölle, bestimmd, während bei letzteren die geringe Breite der Gänge, die immer eine scharfe Scheidung zum Nebengestein erkennen lassen, entscheidend. Dieser Granit zerfällt in parallel-epipedische Stücke. Die Klumkonglome-

¹³ DEECKE, W.: Geologie von Baden, Teil I, 1916/17, S. 27: „... so vergehen die Rendgneise (Paragneise) häufig während eines einzigen Winters, mögen sie beim Brechen noch so fest und brauchbar aussehen.“

rate bilden in einigen wenigen Ausnahmefällen — am Nordhang des Schnellingrückens und bei Schönenberg — bizarr herauspräparierte Fels spitzen, was auf fazielle Unterschiede auf kleinstem Raum zurückgeführt werden darf, und sie erinnern in ihrem dortigen Habitus an alpine oder jurassische Nagelfluh.

Alle übrigen innerhalb des Untersuchungsgebietes vorkommenden Gesteine können infolge ihrer Struktur, ihrer Kontraktionsklüfte und ihrer stofflichen Zusammensetzung Trümmer in Blockform absondern und als Felspartien in Erscheinung treten. Am besten eignen sich hierfür *grobkörnige Granite*, *Anatexite*, *Misch-* und *Orthogneise*. Anatexite, darunter werden Metatexite und Diatexite in allen Varietäten mit deutlicher Abstufung der homogenen und inhomogenen Bestandteile verstanden, herrschen in überwiegender Mehrzahl als Felsbildner und Trümmerlieferanten für die Block- und Schutthalde n im südlichen Schwarzwald vor. Besonders dafür geeignet sind die mittelkörnigen homogenen Diatexite, Misch- und Orthogneise (letztere stehen aber nur in beschränktem Umfang an). Es ist bemerkenswert, daß an einer Stelle des Untersuchungsgebietes, zwischen Hinterwaldkopf und Roteck, wollsackähnliche Blockverwitterung des Diatexit auftritt. Die *Granite*, insbesondere die grobkörnigen, wie Albtal-, Bärhalde- und Schluchseegrani t, verwittern in der bekannten und des öfteren beschriebenen *Wollsackform*. An den Kreuzungspunkten der Kluftflächen greift die chemische Verwitterung am stärksten an, zersetzt das Gestein zu sandigem Grus und schafft die runde Gestalt der Blöcke.

Viele Aufschlüsse im Bereich des Schluchsees und an der Gugeln lassen die einzelnen Stadien der Verwitterung gut erkennen; nahe der Erdoberfläche finden sich zugerundete Blöcke mit weiten Klüften, die mit feinem vergrusten Material ausgefüllt sind, während nach der Tiefe zu der Zurrundungsgrad der Blöcke ständig abnimmt, bis schließlich das Gestein mit seinem mehr oder minder von der Verwitterung unbeeinflußten Kluftnetz aufgeschlossen ist.

An den *Felsburgen* sind die Klüfte nun so angeordnet, daß die Absonderung in Form von großen, klobigen Würfeln wie im Malsburger Granit oder von schräg oder flach lagernden Platten, sog. *Matratzen*, erfolgt. Die Klüfte, welche parallel verlaufen und das Relief der Erdoberfläche nachzeichnen, deren Abstände voneinander mit zunehmender Tiefe — bis ca. 50 m — in auffälliger Weise größer und ausgeglichener werden, haben aber weder mit der Kontraktion des Magmas noch mit der Tektonik etwas zu tun und sind in keiner Weise mit den L-Klüften von Cloos identisch. Ihre Entstehung ist sekundärer Natur und erklärt sich aus der Einwirkung der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen im Zusammenhang mit dem Sickerwasser auf das Gestein. Der Bildungsvorgang und das Er-

scheinungsbild werden Bathroklaste¹⁴ genannt. Ein Beispiel dafür bietet der ca. 4 m hohe Vögele-Felsen am Hochfirst, der eine ausgesprochene Matratzenverwitterung aufweist. Vergleichsweise mögen hier die Greifenstein im Erzgebirge genannt werden, die sich aus einem ähnlich gearteten Zweiglimmergranit wie dem Bärhaldegranit zusammensetzen, aber herauspräparierte Felsburgen von ca. 60 m Höhe bilden und ein charakteristisches Merkmal der Landschaft darstellen. Im Südschwarzwald dagegen treten Felsburgen oder Klippen niemals von solchen Ausmaßen, sondern nur in geringer Zahl und selten in landschaftsbestimmender Form in Erscheinung.

Alle übrigen anstehenden Granitarten — einschließlich des Randgranits — sowie die dunklen, von zahlreichen Quarzadern durchzogenen, harten oberdevonischen Schiefer liefern Trümmerstücke von unförmiger Gestalt, und die herausragenden Felspartien zeichnen sich in fast allen Fällen durch ihre unregelmäßige Gestalt aus, die sich beinahe in nichts von den aus anatektischen Gesteinen aufgebauten Felsen unterscheidet.

Serpentine, Syenite und Diorite kommen nur in kleinen Linsen im Südschwarzwald vor. Erstere sind sehr rauhe Gesteine mit kavernöser Außenhaut und verhalten sich den Verwitterungskräften gegenüber ähnlich wie die Metatexite, letztere dagegen gleichen in ihrer Verhaltensweise den Graniten.

Der Quarz- und Deckenporphyry ist im wesentlichen mittelständig geklüftet; hexagonal (Hörnle), würzelförmig (Rotte Neuhof) oder plattig-bankig am Scharfensteinfels. Beide leisten den Verwitterungskräften gegenüber, insbesondere den chemischen, größeren Widerstand als Granit und Gneis. Das zeigt sich einerseits an der im Vergleich zum Granit geringeren Kluftweite, andererseits — im großen — in den unruhigeren Landschaftsformen der aus Porphyr aufgebauten Berg Rücken und Kämme (Etzenbacher Höhe — Maisstollen).

Granitporphyry, der den Schluchsee- und Bärhaldegranit in breiten Gängen durchstößt, ist ein hartes Gestein, bildet kleinere Felspartien (Zweiseenblick) und sondert größere und kleinere, stark in sich geklüftete Blöcke ab, die überall im Umkreis des Schluchsees als Erratika aufzufinden sind.

Die große Bedeutung, die der Anordnung der Klüfte beigemessen werden muß, ergibt sich schon aus der Beschreibung der Trümmerquellen. Einfallen und Streichen des Gesteins hängt natürlich engstens mit dem Kluftnetz zusammen. Durchsetzen viele Sprünge und Klüfte den Fels, ist das Kluftsystem also engständig, so werden selbstverständlich immer kleiner scherbige Bruchstücke abrücken. Ein gutes Beispiel dafür bietet das engständig geklüftete Mittelstück des Rappenfelsens im St.-Wilhelmer Tal. Den

¹⁴ bathron (gr.) abgeleitet von baino = gehen, schreiten, = Bank, Sitz, Basis, Untergrund, Grundlage, Treppe, erstmals in der Bedeutung Bank bei SOPHOKLES, Ödipus Tyrannos, Vers 142. Greek-English-Lex. Oxford 1953.

umgekehrten Fall — also grobe Trümmer — zeigen zum einen am selben Felsen (gleiches Gestein) die grobbankig geklüfteten Seitenteile und zum anderen die weitständig geklüfteten Felsstutzen am Brombergkopf. Im letztgenannten Falle ist es Metatexit, der nur an dieser einen Stelle fast ausschließlich große Bruchstücke absondert.

Im Oberrieder Tal, an der westwärts blickenden Talseite, fällt der Gneis im Winkel von 50 bis 60 Grad nach N zu ein und streicht im N-S verlaufenden Tal aus. Unterhalb der „Schichtköpfe“ lagern überall kleinere Schuttflecke. Das ist zweifellos keine Besonderheit, aber da angenommen wird, daß die gesamte Gneismasse des Hochschwarzwaldes flach nach N zu einfällt, so darf bei einer Erklärung der Genese der groben Trümmeransammlungen dieses Moment an den SW-Talseiten des Höllen-, Zastler- und St.-Wilhelmer Tales nicht übersehen werden, obwohl an den dortigen Felspartien die Fall- und Streichrichtung nirgends genau festgelegt werden kann, da sie sehr häufig wechselt. Denn die Klüfte verlaufen nicht in regelmäßiger Anordnung, sondern ändern dauernd ihre Richtung, schneiden sich oder keilen gegeneinander aus.

Ein anderes Exempel stellt der Randgranit des Belchen dar, der flach nach SE zu einfällt (Aufschluß an der großen Kehre unterhalb des Belchenhauses) und an der Westflanke des Gipfels ausstreckt. So stehen die oberhalb des Starkenbrunner Tobels aufragenden Felsen, ohne erkennbare regelmäßige Klüftung, in enger Beziehung zum Einfallen und Ausstreichen des Gesteinskomplexes. Außerdem erfolgt gerade dort ein Gesteinswechsel, der mit den Nährfeldern der Halden in Zusammenhang gebracht werden muß, da ohne Frage der gepreßte Randgranit und der hier auftretende metablastisch veränderte Gneis starke tektonische Beeinflussung erfahren haben.¹⁵

Inwieweit die Grob- und Feinkörnigkeit für die Wirksamkeit der Verwitterungskräfte maßgebend sind, zeigt der in den Beschreibungen immer miterwähnte Verwitterungssaum: Je grober das Korn, z. B. beim Schluchseegranit, um so stärkere Ausbildung der Verwitterungsrinde. Am feinkörnigen Porphyrr oder an den sandigen, durch Eruptiva verhärteten kulmischen Schiefern kann genau die entgegengesetzte Feststellung getroffen werden: Ein schmaler Saum, bei beiden jedoch — außer der kulmischen Gesteine — zweigeteilt.¹⁶ Dies erlaubt, Rückschlüsse auf den Wirkungsgrad der chemischen Verwitterung zu ziehen.

2. Besondere klimatische Faktoren

Das Klima des südlichen Schwarzwaldes weist gemäß den Höhendifferenzen große Unterschiede auf. In Freiburg (281 m) und Badenweiler (450 m) steigen die Temperaturwerte vom kältesten zum wärmsten Monat in stetiger Folge an, während am Feldberg (1486 m) ein mehr sprunghafter

¹⁵ Verkarzungszone.

¹⁶ Amphibolit und Ultrabasit: weiß bis gelbliche Verwitterungsrinde.

Wechsel im April/Mai eintritt. In ähnlicher Weise wie auf der höchsten Erhebung des Schwarzwaldes vollzieht sich der Temperaturlang in den mittleren Lagen wie Neustadt (800 m), St. Blasien (786 m) und Friedrichsheim (880 m), obwohl hier bedeutend wärmere Mitteltemperaturen gemessen werden. Doch ist in dieser Höhenlage die eine Besonderheit hervorzuheben, daß hier die größte Zahl der Frostwechsel¹⁷ beobachtet wird (jährlich: 129, 97 und 87).

In Friedrichsheim überwiegt zwar keineswegs dieses Faktum, was in erster Linie auf die ausgesprochene Südhanglage zurückgeführt werden darf, doch verdeutlicht gerade dieses Beispiel, welche großen lokalklimatischen Unterschiede vorhanden sind. Hier zeigen die Frostwechsel innerhalb der betreffenden Monate im Vergleich der einzelnen Jahre miteinander besonders starke Schwankungen. So weisen einmal Februar und April die größte Summe der Frostwechsel auf, im extremen Falle 22 (13)¹⁸, ein andermal die Monate Januar oder Dezember 24 bzw. (14); zwei wirkliche Maxima bilden sich hier gar nicht aus. Das entspricht den unbeständigen labilen Strömungsverhältnissen (Klimabedingungen) an exponierten Bergseiten (jährlich: 86).

Ein einheitlicheres Bild ergeben die Termographenaufzeichnungen der Stationen St. Blasien und Neustadt. Bei der ersteren kann eine konstante Häufung der Frostwechsel in den Monaten November (20) und März (21) abgelesen werden (jährlich: 129). Dies röhrt von der Tallage inmitten des

Tabelle 1
Frostwechselhäufigkeit: Mittelwerte aus fünfjähriger Beobachtung

Monat	Feldberg 1486 m	Friedrichs- heim 880 m	Neustadt 806 m	St. Blasien 785 m	Badenweiler 440 m	Freiburg 281 m
Januar	5	12	10	14	13	10
Februar	15	12	10	12	10	9
März	14	11	16	21	14	11
April	16	13	16	18	6	5
Mai	7	4	6	8	0	0
Juni	8	1	1	2	0	0
Juli	0	0	0	0	0	0
August	0	0	0	0	0	0
September	8	1	1	2	0	0
Oktober	12	8	9	16	2	2
November	20	11	13	20	8	8
Dezember	18	13	15	16	14	10
jährlich	126	96	97	129	67	55

Zusammengestellt nach den Thermographenaufzeichnungen der einzelnen Stationen.

¹⁷ vgl. Tabelle 1.

¹⁸ Die eingeklammerten Zahlen geben den Mittelwert an.

Gebirges her, die einen verhältnismäßig ruhigen Klimaablauf bedingt. Nicht ganz so ausgeprägt ist diese Tatsache auch in Neustadt festzustellen (März: 16, Dezember: 15, jährlich: 97).

Eine Beständigkeit dieser Klimaerscheinung lassen auch Badenweiler (jährlich: 67) mit zwei Häufigkeitswerten im Dezember (14) bzw. März (14) und Freiburg (jährlich: 55) erkennen, wo beinahe eine gleiche Anzahl (10 bis 11) während jedes einzelnen Monats von Dezember bis März beobachtet werden. Der Feldberg, der entsprechend seiner Höhenlage in den Wintermonaten eine dauernde Schneedecke trägt, hat zwei ausgeprägte Maxima im April (16) und im Oktober (20), jährlich: 126.

Für den Einfluß auf die Verwitterungsdecken scheiden aber von vornherein Frostwechsel während der Schneedecken dauer aus. Da die Zahl der Schneedeckentage mit der Höhe sehr rasch zunimmt, ergibt sich folgendes:

	Schneedeckentage		Schneedeckentage
Freiburg	30	Neustadt	167
Badenweiler	50	St. Blasien	ca. 100
Friedrichsheim	ca. 80	Feldberg	ca. 80

Die Erdoberfläche bleibt innerhalb dieser Tage von kurzfristigen Temperaturschwankungen unbeeinflußt, nicht jedoch die kahlen, steilen Felspartien, die für die Trümmerzufuhr der Halden in Frage kommen. Unter Berücksichtigung dieses Faktums zeigt sich, daß eine Häufung der Frostwechsel in der Region zwischen 700 und 900 m¹⁹ eintritt und auffälligerweise mit den Höhenlagen vieler Trümmerquellen übereinstimmt. Innerhalb dieses lokalklimatischen Bereiches muß angenommen werden, daß das eine Agens der physikalischen Verwitterung, die Frostsprenzung, den dominierenden Faktor darstellt. Zwar verläuft der Temperaturgang an der Erdoberfläche anders als in der Luftsicht 1,5 bzw. 2 m darüber, doch dürften Temperaturmessungen am Erdboden in bezug auf mehr oder weniger frei aufragende Felswände noch viel ungeeigneter für eine derartige Auswertung sein. Darauf hat HEYER²⁰ aufmerksam gemacht, der 1938 eine Umrechnungsformel für Frostwechsel — 2 m Höhe/Bodenoberfläche — aufstellte. Seine Werte betragen für Höchenschwand 1005 m und Freudenstadt 730 m: Luft 180,4/ Boden 34,4 bzw. 174,4/64,3.

Ein weiteres wichtiges Faktum ist der unterschiedliche Verlauf der Temperaturen auf den sonnen- und schattenseitigen Hängen. Obwohl darüber

¹⁹ Der Wert von 900 dürfte auf ca. 1000 heraufgesetzt werden. Zwar befindet sich in dieser Höhenlage keine Station, doch sei auf S. 225 verwiesen, wo erläutert wurde, daß oberhalb von ca. 1000 m Flechten und Moose die Felswände überziehen. Das deutet darauf hin, daß dort eine anders geartete Klimaregion beginnt.

²⁰ HEYER, E., S. 111, 1938: „An den Stellen, an denen sich im Gebirge keine Schneedecke ausbilden kann, also etwa an steilen Felswänden, werden unsere Zahlen für den Boden nicht gelten, sondern die von RODLER (1885, S. 5–6) und SCHRÖDER (1912, S. 20 ff.) bestimmte Maximalzone der Frostwechselzahlen in der Luft muß auch die Zone größter Frostverwitterung sein.“

keine Werte vorliegen, ist es offensichtlich, daß die sonnseitigen Hänge durch die intensivere Einstrahlung, durch die im steilen Winkel auffallenden Sonnenstrahlen, eine größere Energiezufuhr erhalten und daß deshalb der Temperatur- und Verdunstungsgang in wesentlich anderer Weise verläuft als auf den schattigen Berg- und Talseiten. Die Folgen davon sind unterschiedliche Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in den verschiedenen exponierten Lagen. Es darf mit Sicherheit angenommen werden, daß die mechanischen Verwitterungskräfte im Sektor SE bis SW eine größere Intensität erreichen als in anderen Expositionen.

Die Niederschlagsmengen auf dem Feldberg betragen durchschnittlich 2100 mm und ergeben mehr als die doppelte Summe von Freiburg (850 mm). Mit zunehmender Höhe hat der Verwitterungsmantel eine immer größere Menge Feuchtigkeit aufzunehmen und erfährt dadurch verstärkte Beeinflussungen in Form von Durchwaschung, Ausspülung und Rutschungen.²¹

Wieder muß auf die Unterschiede an den verschieden exponierten Talseiten aufmerksam gemacht werden. Wohl braucht nicht damit gerechnet zu werden, daß die absoluten Niederschlagsmengen an den Luv- und Leeseiten besonders große Unterschiede aufzeigen, abgesehen vom westlichen Schwarzwaldrand und von den nahe desselben gelegenen Tälern, wo überall die starke Zerrachelung darauf hinweist. Aber durch das Anpeitschen des Regenwassers und den wechselvoller Verdunstungsvorgang (vgl. oben) an den Luvseiten darf angenommen werden, daß hier die physikalischen Verwitterungssagten und die denudativen Vorgänge in den Vordergrund treten. Dagegen ist auf den NW bis E gerichteten Hängen (Lee- und Schattenseite meist dichtes Waldkleid) bei stetigerem Verlauf der Verdunstung und ausgeglichenerem Regenfall zu erwarten, daß chemische und chemisch-biologische Verwitterungsprozesse begünstigt werden und Rutschbewegungen wegen der permanent vorhandenen Feuchtigkeit häufiger vorkommen.

3. Anthropogene Einflüsse

Im Laufe der Besiedlung und durch wirtschaftliche Maßnahmen wurde der Waldbestand im südlichen Schwarzwald in seiner natürlichen Beschaffenheit weitgehend verändert und teilweise ganz zurückgedrängt. Es sei insbesondere an die Bergwerksbetriebe seit dem 12. und die Glashüttenindustrie seit dem 17. Jahrhundert erinnert. Mitte des 19. Jahrhunderts nahm schließlich die Forstwirtschaft eine systematische Aufforstung in Form von Fichtenmonokulturen vor, die die Böden insofern beeinflußten, als es durch die Verwesungsprodukte der Nadelstreu und Beerkräuter, die sich im Ge folge der Aufforstung angesiedelt hatten, zur Ausbildung einer starken Rohhumusdecke kam. Das hinterließ in erster Linie nachhaltige Einwirkungen in dem natürlichen Bodengefüge und führte an einigen ungünstigen

²¹ Bei letzterem spielt selbstverständlich das Relief eine bestimmende Rolle.

Standorten, z. B. im Umkreis des Schluchsees, Rotes Meer, NW-Abdachung der Ahamer Halde, zur Degradierung des Bodens.

Aber auch in morphologischer Hinsicht fehlt in der Gegenwart wie auch früher verursacht durch die Kahlschläge auf steileren Hängen, wobei ein erheblicher Teil der niederen Pflanzendecke zerstört wird — insbesondere durch die vermehrte Abholzung großer Waldflächen nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges —, eine Veränderung des Verwitterungsmantels keineswegs. Das führt zu einer Aktivitätssteigerung der fortwährend wirksamen Erosions- und Denudationsvorgänge. Weggeschwemmt wird das feinerdige Material, und nur die größeren Gesteinsbruchstücke bleiben liegen. Diesem Vorgang kann durch eine Aufforstung Einhalt geboten werden, und in morphologischer Beziehung stellt sich im Verlauf weniger Jahre der frühere Zustand *scheinbar* wieder her. In unserem Bereich ist die Menge des abgetragenen Materials und der kleinen Gesteinspartikel verhältnismäßig gering. Doch ist in einigen Lagen wohl zu erkennen, wie rasch eine Umwandlung der Verwitterungsdecke erfolgen kann.

Im Sommer 1954 waren auf einem Kahlschlag an der Westabdachung des Hochfahrn (1231 m) bei Oberried (Hangneigung ca. 20 Grad, Höhenlage 1150 bis 1200 m) die erdigen Bestandteile des normalen Schuttmantels soweit ausgespült worden, daß die unverhüllt an der Oberfläche liegenden Diatexitbrocken von durchschnittlich 70 bis 80 cm Kantenlänge dem gesamten Abhang auf ca. 120 m Länge und 80 m Breite das Aussehen eines Blockmeeres gaben. Die Blöcke erschienen kantig, ohne Flechtenüberzug; nur zwischen ihnen siedelten vereinzelte Gräser, die aber den Eindruck einer groben Trümmeransammlung nicht verwischen konnten.

Vier Jahre später, im Frühjahr 1958, wurde beobachtet, daß das in eine Schonung verwandelte Blockfeld schon wieder soweit mit feinerdigem Material angereichert war, daß allein die Sträucher und der junge Baumbestand den Eindruck bestimmten und man nicht mehr auf den ersten Blick erkennen konnte, daß es jemals ein kahles, grobes Trümmerfeld gewesen war. (Es muß hinzugefügt werden, daß bei der Pflanzung der Bäume von den Walddarbeitern Blöcke verlagert und Feinmaterial angehäuft werden, damit das Aufkommen der Bäume in den meisten Fällen als gesichert gilt, wenn nicht Wolkenbrüche und zu rasche Schneeschmelze Abspülungen großen Ausmaßes herbeiführen.)

In ähnlicher Weise findet man im Simonswald bei Entenschwand eine ca. 8jährige Schonung (1956) mit einer dichten Strauchschicht, unter der Kulmbrocken aller Fraktionen dicht übereinander getürmt lagern (Höhenlage 680 m, Böschungswinkel 25 Grad). Es handelt sich hierbei um eine Halde, die aber durch die Aufforstung mehr und mehr der Beobachtung entzogen wird.

Das erste Exempel zeigt die verhältnismäßig schnelle Abtragung des oberen Verwitterungsmantels im Sinne W. PENCK, damit verbunden die

Aufdeckung des unteren und die Bildung eines neuen oberen Verwitterungshorizontes.²² Das zweite lässt den ursprünglichen, nur wenig veränderten Zustand einer zu einem früheren Zeitpunkt gebildeten Blockhalde für den kurzen Augenblick zwischen Abholzung und Wiederaufforstung erkennen.

Andere Veränderungen der Verwitterungsdecken erfolgten durch Straßen-, Eisenbahnbau und andere technische Einrichtungen. So wurden im Höllental die Mehrzahl der Schutthaldefüße unterschnitten, wodurch immer wieder größere Lockermassen in Bewegung gerieten (Beispiel: Frühjahr 1958 im N-S verlaufenden Talstück, W-Exposition). Beim Bau des Schluchseedammes verwendete man neben den gebrochenen Steinen die erraticischen Granit- und Granitporphyrböcke.

Aber auch die Steinmetzbetriebe im Habsmoos (westlich vom Schluchsee) verarbeiten die Gesteinstrümmer, die als Blockstreu ein bestimmendes Landschaftsmoment im ehemals vergletscherten Bereich des südlichen Schwarzwaldes darstellen. DEECKE²³ wies schon 1931 auf diese Veränderungen hin. Es würde ins Endlose führen, all jene menschlichen Eingriffe aufzuzählen, die zwar nur geringfügige, unmerkliche Wandlungen des Landschaftsbildes bedingen, jedoch kleinmorphologische Erscheinungen im entscheidenden Sinne umgestalten oder ganz zerstören können.

4. Deutung und Vergleich der groben Trümmeransammlungen

Unter Berücksichtigung der in den vorhergegangenen Abschnitten betonten Faktoren können auf der Grundlage der beschriebenen Trümmeranhäufungen folgende Aussagen gemacht werden:

Nach ihrer topographischen Lage bedecken die großen Block- und Schutthaldeflächenhaft oder in breiten Streifen die steilen Berg- und Talseiten sowie die oberen Hangpartien der Quelltrichter über 25 Grad. Die kleinen und die auf den Tobelhängen liegenden Halden sind von lappenförmigem Aussehen und gehen hangabwärts in Blockstreu und Schuttflecke über.²⁴ In bewußter Weise ist hierbei nicht von Aufschüttung gesprochen worden, weil das Erscheinungsbild oftmals gegen eine solche Annahme spricht. Nur im Höllental und Zastlertal, an der Geschwender-, Brennte-, Seehalde und an der Utzenfluh scheint die Böschung des groben Lockermaterials aufgeschüttet zu sein.

Eigentliche Haldenfüße sind nur bei entsprechenden morphologischen Verhältnissen ausgebildet, d. h. bei großer Erstreckung der Halden, wenn sie bis zum Talboden hinabreichen, z. B. Oberried, St. Wilhelm und den oben

²² PENCK, W.: Die Morphologische Analyse, S. 58, Stuttgart 1924: „... so ergibt sich, daß die Blockfelder bestimmten Horizonten entsprechen, die an bestimmten Böschungen an die Tagesoberfläche treten. An steileren Abdachungen werden sie vertreten durch tiefere Horizonte geringerer Aufbereitung, an sanfteren durch höhere von weiter vorgerücktem Aufbereitungssgrad.“

²³ Ber. Naturf. Ges. Frbg., 1934.

²⁴ Das gilt auch für die großen Halden, hier aber nur an den Rändern.

genannten, oder bei kurzer Entfernung zwischen Talsohle und Trümmerquelle, z. B. am Hohspirn und im Wiesental bei Schönau. Naheliegend wäre, daß die groben Lockermassen auf den oberen Hangabschnitten der Quelltrichter, beispielsweise am Starkenbrunner Tobel, Schrennengrabenkopf, blockstromartig umgebildet würden. Das aber konnte nirgends wahrgenommen werden. Es ist offensichtlich, daß die kleinen Bruchstücke durch oberflächliche Denudationsvorgänge abwärts getragen und schließlich von den Tobelbächen wegtransportiert werden. Die größeren Blöcke dagegen sind mehr oder weniger keiner Lageveränderung mehr unterworfen. Sie verwittern langsam im ausgeglichenen Verhältnis zwischen Verwitterung und Abtragung²⁵ durch alle im gegenwärtigen Klima aktiven Verwitterungsagentien *in situ*. In Ausnahmefällen, wie bei Wolkenbrüchen oder zu rascher Schneeschmelze, werden selbstverständlich hin und wieder große Gesteinsbrocken von den sonst so spärlichen Wasserrinnensalen mitgerissen. Das darf deswegen angenommen werden, weil überall in den Tobelbächen — noch innerhalb der Quellmulden — große Trümmerstücke anzutreffen sind. Jedoch muß hierbei berücksichtigt werden, daß die freigelegten Blöcke in den meisten Fällen den heutigen unteren Horizont des Verwitterungsmantels, der wohl kaum jemals autochthon gebildet wurde, darstellen. Das aber ist von der ersten genannten Möglichkeit nicht zu unterscheiden.

Was die „Blockstromartigen Bildungen“ anbelangt, so füllen sie die runsenartigen Einkerbungen oder die tiefer gelegenen Teile der Quellmulden unter 25 Grad aus, während verstürzte Felsburgen überall dort auftreten, wo das Gestein die erforderlichen Voraussetzungen bietet. Das Relief spielt hierbei eine untergeordnete Rolle.²⁶

An der Zusammensetzung der groben Trümmeransammlungen beteiligen sich folgende Gesteine:

Blockhalden	Schutt halden
Meta- und Diatexit	Meta- und Diatexit
Ortho- und Mischgneis	Kulm
Metablastischer Gneis	Randgranit
Randgranit	Bärhaldegranit
Bärhaldegranit	
Granitporphyr	
Kulmschiefer (verhärtet)	
„Blockstromartige Bildungen“	Verstürzte Felsburgen
Meta- und Diatexit	Meta- und Diatexit (je einmal)
Kulmschiefer (verhärtet)	Syenit
Hybride Granite	Granite, insbesondere Bärhalde- granit

²⁵ Ansonsten wären diese Trümmeransammlungen u. U. alle Blockhalden.

²⁶ An steilen Hängen erhalten sie das Aussehen wie Blockhalden.

Aus der vergleichenden Übersicht geht hervor, daß jeweils bestimmte Gesteinsarten (gesperrt) überwiegen. Daraus resultiert, daß dem Gestein in bezug auf den Typ der Trümmeransammlung ein gewisser Einfluß zukommt.

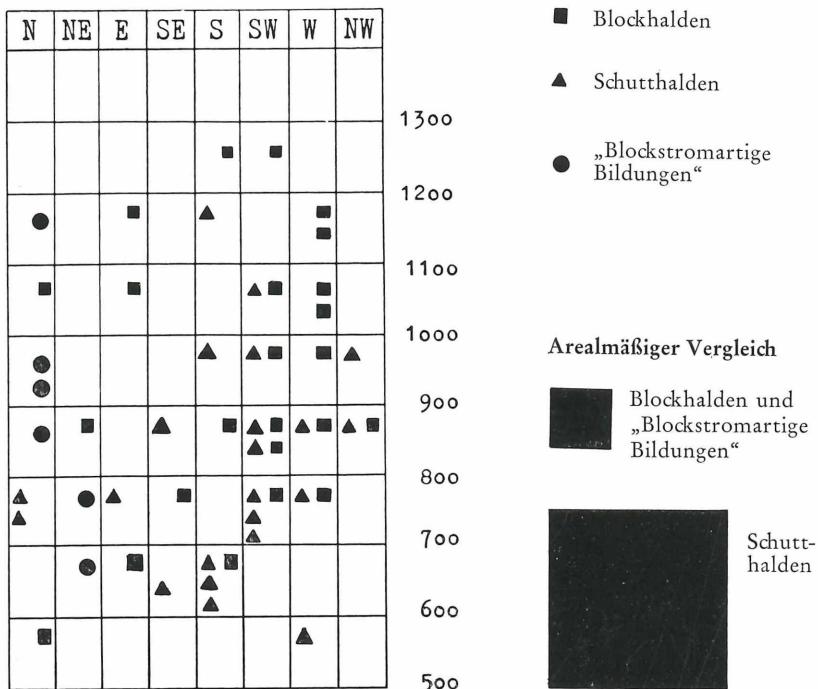
Die Höhenlage des Auftretens der groben lockeren Deckgebilde schwankt zwischen 560 und 1230 m. Aus der Tabelle II, S. 220, kann leicht abgelesen werden, daß $\frac{3}{4}$ aller Trümmeranhäufungen, ausgenommen davon die verstürzten Felsburgen, die Region von 700 bis 1000 m, die eine Übereinstimmung mit der größten Zahl der Frostwechsel aufweist, bevorzugen. Schutthalden finden sich in maximaler Häufung in der Höhenstufe zwischen 700 und 1100 m, die Blockhalden in 700 bis 1000 m und in über 1200 m. Alle übrigen Höhenlagen weisen eine ziemlich gleichmäßige Verteilung der beiden Typen wie auch der „Blockstromartigen Bildungen“ auf.

Wichtiger für eine genetische Erklärung der Gesteinsansammlungen sind die Regionen der Felspartien und Felswände, die als Trümmerlieferanten in Frage kommen und deren Standorte durchschnittlich 20 bis 60 m höher als die der Halden liegen. Ihr Vorkommen ist vor allem an die konvexen Übergänge der Hänge zu den flacheren Kämmen gebunden, was im Zusammenhang mit der fluviatilen Erosion, den denudativen Vorgängen und der unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit des Gesteins — Körnigkeit, Mineralbestandteile, homogene und inhomogene Beschaffenheit — gegenüber den Verwitterungskräften gesehen werden muß. Diese Felspartien, -stutzen usw. laufen im Wiesental-, Höllent-, Zastler- und St.-Wilhelmer Tal ungefähr bis zu 650 m (tiefster Wert) den Talsohlen parallel.

Als auffälligste Tatsache ist die Exposition zu betrachten. Die Tabelle II zeigt, daß Schutt- und Blockhalden in fast gleicher Anzahl im Sektor S bis W mit mehr als $\frac{2}{3}$ im Vergleich zur Gesamtzahl der Trümmeransammlungen überwiegen. Im Sektor N bis NE herrschen ohne Ausnahme die „Blockstromartigen Bildungen“ vor. Diese Auswertung ergäbe jedoch ein falsches Bild, wenn nicht die arealmäßige Ausdehnung der einzelnen Haldentypen in Rechnung gestellt würde. Danach nehmen die Schutthalden den größten Bereich für sich ein, und zwar um den zehn- bis zwölfach größeren Betrag als im Vergleich dazu Blockhalden und „Blockstromartige Bildungen“ zusammen. Somit wird die Tabelle II durch die nebenstehende Figur in folgender Weise ergänzt: Die Schutthalden haben ihr größtes Verbreitungsgebiet in S- bis W-Exposition, während die Blockhalden ebenfalls innerhalb dieses Bereiches überwiegen, aber flächenmäßig viel geringere Ausdehnung besitzen. Die Ergänzung ist insofern als absolut aufzufassen, da die Blockhalden im Sektor N bis E große, die Schutthalden dagegen verhältnismäßig kleine Areale bedecken. So zeigt sich hier ein enger Zusammenhang der Gesteinssammlungen mit den klimatischen Faktoren.

Die Böschungenswinkel messen zwischen 22 Grad am Haldenfuß und bis zu 35 Grad an den eigentlichen Haldenabschnitten. Im Hinblick auf die Art des Gesteins ergeben sich keine nennenswerten Unterschiede, wie sich

Tabelle 2



auch mit zunehmender Höhenlage keine Verminderung der Hangneigung einstellt. Ein Vergleich der angegebenen Neigungswinkel miteinander lässt erkennen, daß die Blockhalden im Durchschnitt einen etwas kleineren Böschungswinkel als die Schutthalden (Differenz ca. 2 Grad) aufweisen. Das scheint aufs erste widersprüchlich, da bekanntlich grobe Lockermassen sehr steile Winkel zu bilden vermögen, ist es aber insoweit nicht, weil viele im ehemaligen Vergletscherungsgebiet auftretenden Blockhalden ihrem Habitus nach nur geringmächtige, oberflächliche Blockanhäufungen, z. B. am Heidstein, am Hochkopf, auf flacheren Hängen darstellen. (Die Halde am Gschwand lagert auf der Schotterterrasse des Neumagen; wenig Blöcke, flacher Neigungswinkel.) Vergleicht man die Aufschüttungswinkel der Block- und Schutthalden in den Alpen mit den im Schwarzwald gemessenen Werten, so ergibt sich, daß die ersteren bei größeren Niederschlagsmengen steilere Böschungswinkel — was eigentlich nicht der Fall sein dürfte — aufschütten. Das Material dort ist trotz der größeren Feuchtigkeit trockener, da nur wenig Feinmaterial, welches Wasser aufzuspeichern vermag, mit den Blöcken und Gesteinspartikeln vermischt ist. Damit wird einerseits angedeutet,

daß die Aufbereitung *in situ* nicht mit der rezenten Aufschüttung Schritt hält, zum anderen, daß im Schwarzwald keineswegs eine rezenten Bildung der Halden in großem Ausmaß vor sich geht und sich hier nicht der natürliche Böschungswinkel der groben Trümmerstücke, sondern der natürliche Neigungswinkel der Gesamthalde (Gesteinspartikel und Feinmaterial) abzeichnet. Demzufolge erfuhren die Halden im Schwarzwald seit dem Beginn ihrer Entstehung wesentliche Umformungen. Diese Behauptung soll auf den folgenden Seiten noch näher begründet werden.

Zum Vergleich einige Zahlenangaben des natürlichen Aufschüttungswinkels:

Gneis 34 Grad,	Granit Syenit 35 bis 40 Grad,	Granitgneis 43 Grad
----------------	----------------------------------	---------------------

Bei den „Blockstromartigen Bildungen“ bedarf es einer Erläuterung. Nur die Gesteinsansammlung am Häusleberg kann wirklich als typisch angesprochen werden. Alle übrigen haben meist einen zu steilen Böschungswinkel — 30 Grad —, bilden sich ohne Frage weiter und sind letztlich nichts anderes als Kombinationsformen zwischen Halde und „Blockstrom“. Die Menge des schlammigen Bodens und ihre Lage in stark feuchten Einmuldungen geben dafür eine Stütze. Außerdem ist zu bemerken, daß sich die so steile Winkel aufweisenden „Blockstromartigen Bildungen“ unter gewissen Bedingungen (Wolkenbrüche) in Murgänge verwandeln können. Das darf aus dem Erdschlipf im St.-Wilhelmer Tal gefolgert werden, der zwar nicht den Talboden erreichte, aber seinem Erscheinungsbilde nach diese Aussage bestätigt.

Über die Mächtigkeit der Schutthalde — bei den Blockhalden ist dies gar nicht möglich — kann an Hand von Aufschlüssen nur in eingeschränktem Maße etwas ausgesagt werden, denn ein einziger „Steinbruch“ unterhalb des Scheibenfelsens (Zastler) gewährt einen Einblick in den Aufbau einer Halde. Bis zu 5 m Tiefe sind Blöcke, Schutt und erdiges Material angehäuft (vgl. S. 206), und die wenigen vorhandenen Blöcke (grobe Felsstücke) „schwimmen“ auf den bis zu 70 cm mächtigen kleinstückigen Gesteinspartikeln. Darunter lagern feinerdige Bestandteile mit einzelnen festen Gesteinsscherben. Das Anstehende jedoch ist nicht sichtbar. Daraus darf gefolgert werden, daß unterhalb der Felswand, und zwar nicht nur unter dieser, sondern überall dort, wo im nicht vereisten diluvialen Bereich gleiches Aussehen der Halden und steile Felswände vorkommen, so an der Geschwenderhalde, Utzenfluh, z. T. im Höllental, die Mächtigkeit des Lockermaterials sehr groß sein muß.

Im Vergletscherungsbereich treten gleichfalls große Felspartien auf, z. B. am Kapfenberg, im Wiesental von Todtnau bis zum Fahler Loch, Kaiserberg, Doldinger Felsen, Zweiseenblick, Scheibenfelsen bei Menzenschwand, Hohkelch, Belchennordabfall u. a., bei denen ganz andere Verhältnisse zu

beobachteten sind. Zwar sind keine Aufschlüsse vorhanden, jedoch spricht der Habitus für eine nur geringe Mächtigkeit der Trümmeranhäufungen. Es zeigen sich unterhalb der Felsen kleine Schutt- und aus Blöcken aufgebaute, lappenförmige Gesteinsansammlungen, teilweise nur Schuttflecke, die im Verhältnis zur Größe der Felspartien unbedeutend erscheinen. Weiterhin wird das glazial gestaltete Profil der Täler, z. B. Menzenschwand, Zastlerloch (dieser Talschlüß ist mit groben Trümmern übersät), in keiner Weise durch die Bedeckung der Bruchstücke gestört.

Somit wird zugleich auf das Verhältnis von Trümmerquelle zur Ausdehnung der Halden hingewiesen. Im diluvialen Vereisungsbereich kann zum einen auf das oben angeführte zurückgegriffen, zum anderen aber die wenig verstürzten Kare herangezogen werden. Im eisfreien Gebiet dagegen stellen sich z. B. in Oberried, Brombergkopf (Blockhalden), Seehalde (Schutt), talaufwärts vom Scheibenfelsen im Zastlertal, teilweise im Höllental umgekehrte Beziehungen ein: kleine Trümmerquelle / große Halden. Die übrigen Block- und Schutthalden in den unteren und mittleren Lagen zeigen einen Ausgleich beider Komponenten auf. Konsequenterweise führt dies zu der Folgerung, daß die Bildung der Trümmerstücke in den verschiedenen Höhenstufen zu unterschiedlichen Zeitpunkten einsetzte: im diluvialen Vereisungsbereich später als im unvergletscherten.

Ausnahmen kommen natürlich vor. So sind im ehemaligen Vergletscherungsgebiet am Starkenbrunner Tobel (1080 m und 1140 m) sowie an der Krinne (1020 m) nur kleine Trümmerquellen, dagegen aber große Flächen bedeckende Halden zu erkennen. Zweifellos spielt hierbei — das mag auch im nicht vereist gewesenen Bereich, z. B. Höllental, der Fall sein, ist aber weniger augenfällig — die tektonische Zerrüttung der Felspartien für die große Ausdehnung der Gesteinsanhäufungen eine entscheidende Rolle (Krinnesattel, Fortsetzung der Münstertalstörung; Gesteinswechsel und Ausstrecken bei ersteren, vgl. S. 212). Bei der Seehalde (E) und den Kulmhalden im allgemeinen gibt die morphologische Wertigkeit dieses Gesteins (außer metamorphosiertem Kuhm), in dessen Bereich eine große Ausdehnung der Halden festzustellen ist, das bestimmende Moment ab.

Die zugehörigen Trümmerlieferanten der Block- und Schutthalden weisen im allgemeinen bei ersteren ein mittel- bis weit-, bei letzteren ein eng- bis mittelständiges Kluftnetz auf. Des öfteren wird diese der Bruchstückabsonderung entsprechende Regel von den in S bis W anstehenden Felspartien beispielsweise am Hirschfelsen im St.-Wilhelmer Tal (Diatexit), an den Felsstutzen im Wiesental bei Todtnau (Metataexit), am Scharfensteinfels (Porphyrr) durchbrochen. Sie weisen ein bankiges, mittel- bis weitständiges Kluftsystem auf. Da die unterhalb davon angehäuften Haldentrümmer kleinstückig und mit eckigen Kanten versehen sind, muß angenommen werden, daß das Absprengen von großen Blöcken in einer früheren Zeit unter anderen klimatischen Bedingungen als heute erfolgte. Das Vorhandensein

der kleinen Gesteinsbruchstücke kann im wesentlichen auf die gegenwärtig vor sich gehende *in situ*-Verwitterung zurückgeführt werden, wobei dem physikalischen Agens eine ganz entscheidende Rolle zukommt. Die Aktivität desselben ist aus der Exposition (S bis W) und aus der Höhenlage (700 bis 1000 m) abzuleiten. Selbstverständlich kommen auch Blockhalden in diesen Lagen vor, jedoch ist ihr Auftreten, z. B. Kybfelsen, Behagelfels, Eck (Präg), der größeren Härte des Gesteins — Orthogneis bzw. Randgranit und metamorphosiertes Kulm — zuzuschreiben.

Was kann überhaupt von der Aktivität der gegenwärtigen Verwitterungsvorgänge ausgesagt werden? Die große Verbreitung der Schutthalden, die in der Hauptsache aus eckig-kantigen Gesteinspartikeln aufgebaut sind, in den Expositionen S bis W und der Höhenlage zwischen 700 und 1000 m lässt auf eine stärkere Wirkung der mechanischen Verwitterungsprozesse, wie Frostspaltung, z. T. Insolation, innerhalb jenes Bereiches schließen. In den anderen Expositionen N bis E (NW bis SE) sowie in den tiefen Lagen finden sich hingegen mehr kantenabgestumpfte grobe Blöcke²⁷ und dazwischen fehlen meistens kleinere Gesteinsscherben. Das deutet darauf hin, daß hier die Bruchstücke länger in ihrer ursprünglichen Absonderungsform erhalten bleiben und der physikalischen Verwitterung eine minder große Intensität zukommt.

Stellt man nur die Gesteinsarten in Betracht, so weisen Kulm und Porphyre immer eckige oder kantige, Randgranit und Ganggranit, metablastischer Gneis, Meta- und Diatexite kantige bis abgestumpfte, Misch- und Orthogneise sowie die mittel- bis grobkörnigen Granite kantige, abgestumpfte bis gerundete Kanten auf.

An Hand der Verwitterungsrinde an Gesteinsbruchstücken und den den Atmosphärilien ausgesetzten Gesteinsflächen der Trümmerquellen soll dies noch näher erläutert werden.²⁸ Der Verwitterungssauum ist im allgemeinen kräftiger im Sektor N bis E (NW bis SE) — insbesondere der weiße Hof — ausgebildet. Ohne Frage handelt es sich hierbei um rezente Einwirkungen, die als Folgen der ständigen Durchfeuchtung in den genannten Expositionen verursacht werden. Die chemischen wie chemisch-biologischen Verwitterungsagentien dominieren maximal in den feuchten Hangfußlagen gegenüber den physikalischen. Diese vermögen es nicht, die chemisch angegriffenen Gesteinsschalen in entscheidendem Sinne abzusprengen. Daß die chemische Verwitterung innerhalb der Bodendecke eine Verstärkung erfährt und dort die mechanischen Agentien in ihrer Wirkung zumindest teilweise in den Hintergrund gedrängt werden, zeigen die von den Unterseiten her faulenden Bärhaldegranitblöcke an der Schnepfhalde. Das Gestein ist an der Oberfläche hart (gerundet), an der Unterseite kann es zerdrückt

²⁷ Die abgestumpften Kanten röhren von chemischen wie physikalischen Vorgängen her (Abgrusung, Flechten- und Moosaktivität).

²⁸ Vgl. NIGGLI, P.

werden. Ist demzufolge die chemische und chemisch-biologische (und physikalische) Verwitterung innerhalb des Verwitterungsmantels aktiver tätig als die Kräfte an der Erdoberfläche oder handelt es sich hierbei um eine lokale Erscheinung, die durch die ausgeschiedenen Humussäuren der Flora (*calluna, vaccinium*; bis 40 cm mächtige Polster) bedingt ist? Letzteres darf als sehr wahrscheinlich angenommen werden, während die erste Frage verneint werden muß, da es genügend Beispiele gibt, die genau das umgekehrte Verhalten (vgl. S. 210) beobachten lassen.

Die bräunliche *Verfärbungszone*, die sich dem weißgrauen Saum nach innen zu anschließt, röhrt von der Umwandlung der im Gestein enthaltenen Eisenverbindungen unter Beteiligung einer bestimmten Menge Wasser her. Beide Rinden sind bei den im Sektor N bis E (NW bis SE) angesammelten Gesteinsbruchstücken deutlich zu unterscheiden und verhältnismäßig scharf gegeneinander abgesetzt. Bei den anders exponierten Partikeln kann der zweigeteilte Verwitterungssaum nur verschwommen erkannt werden. Das ist als eine Folgeerscheinung der relativ großen und raschen Feuchtigkeitsschwankungen aufzufassen. Anpeitschende Niederschläge — S- bis NW-Expositionen sind gleichzeitig die Luvseiten — bedingen schnelle Durchtränkung, damit verbunden große Ausbleichungsmöglichkeit, rasche Austrocknung dagegen stärkeres Hervorkehren der veränderten Eisenverbindungen. (Es muß dabei betont werden, daß zur Bildung der Eisenhydroxyde ein bestimmtes Maß an Feuchtigkeit erforderlich ist. Zu starke und andauernde Durchnässung jedoch verursacht Bleichung. Beweis: Die Außenhaut der Blöcke in den Bächen oder im Gletschervorfeld.) Durch diesen schnellen Wechsel bedingt, ergibt sich eine Verzahnung von Bleichzone und brauner Rinde, die ohne scharfe Trennungslinie ineinander übergehen. Der Verwitterungshof als ganzer erscheint in jenen Expositionen z. T. etwas dünner ausgebildet, was durch den des öfteren unterbrochenen Vorgang der Austrocknung und Durchfeuchtung zu erklären ist.

Von nicht geringerer Wichtigkeit ist die Beobachtung, daß mit zunehmender Höhenlage der Verwitterungssaum enger verzahnt und relativ kräftiger auftritt, eine Folge des erhöhten Niederschlags und der längeren Schneedeckendauer (starke weiß-graue Rinde mit schwacher Braunfärbung).

Es zeigt sich, daß, je nach Höhenlage, Exposition und Gestein, die Verwitterungsrinde ein etwas abgewandeltes Aussehen erhält: Die verfärbte Gesteinshaut ist mit zunehmender Höhe immer etwas stärker ausgebildet, in N- bis E- (NW- bis SE-) Exposition zwar nur wenig kräftiger, aber im Vergleich zu den anderen Expositionen S bis W deutlich zweigeteilt. Die Bleichzone dagegen tritt überall dort ausgeprägt in Erscheinung, wo sich viel Feuchtigkeit ansammeln kann (Unterseite der im Boden lagernden Blöcke, Hangfußlage).

Demnach darf gefolgert werden, daß die chemischen Verwitterungskräfte in den verschiedenen Expositionen keine allzu großen Unterschiede

erkennen lassen, die physikalischen jedoch in der Höhenstufe von 700 bis 1000 m und in der Exposition S bis W eine Steigerung ihrer Aktivität erfahren. — Von einer anders beschaffenen oder verfärbten als dieser hier beschriebenen Verwitterungsrinde ist weder an den Gesteinsbruchstücken noch an den Trümmerquellen etwas festzustellen. Ein fossiler Verwitterungssauum, aus präpleistozänen oder interglazialen Klimabedingungen stammend, könnte sich nur in besonders geschützten Lagen unter der Moränendecke oder in großer Tiefe der im unvergletscherten Bereich aufgeschütteten Halden — den eiszeitlichen wie nacheiszeitlichen Verwitterungskräften (auch den rezenten), der abschürfenden Tätigkeit der Gletscher entzogen — erhalten haben. Davon ist jedoch im Untersuchungsgebiet nichts aufgefunden worden.

Eine weitere Frage, die gestellt werden muß, ist die, ob die heute wirk samen Verwitterungskräfte ausreichen, die Mächtigkeit und den Gesamtaufbau der Halden zu erklären. Hierfür sollen die Weiterbildungsmerkmale einer Analyse unterzogen werden. Die hellbraunen Kluftflächen an den Felswänden in jeder Exposition — insbesondere in S bis W — in der Region zwischen 700 und 1000 m²⁹ sind das Ergebnis der in die Sprünge und Risse vorgedrungenen Verwitterung. Die Loslösung der Bruchstücke aus dem Gesteinsverband besorgt in erster Linie die Frost sprengung. Dieses Kennzeichen ist jedoch nur in beschränktem Maße anzutreffen (Blockhalden: Rappenfelsen SW, Hegäckerle W, Sessel SE; Schutt halden: Scheibenfelsen SW, Höllental SW), da die Braunfärbung (Eisen hydroxyde) innerhalb einer kurzen Zeitspanne von Regen und Schnee abgewaschen wird.

Die Narben sowie die groben angelehnten Felsbrocken an den Bäumen dürfen dagegen als eindeutige rezente Weiterbildungsfakten angeführt werden, obwohl nur wenige solch klarer Beweise vorliegen.³⁰ An folgenden Halden sind sie vorhanden: Oberried E, Rappenfelsen SW, Geschwender halde S, Sengalenkopf SW, Seehalde E.

Anzeichen einer rezenten Veränderung der Gesamthalde, nicht der Weiterbildung an sich, sind die lockere Lagerung der Trümmer und die an den Bergseiten der Bäume sowie die streifen- oder schuttkegel förmig aufgeschütteten Gesteinspartikel. Dies alles ist auf denudative Vorgänge, in situ-Verwitterung und teilweise auch auf das Abbröckeln der Bruchstücke von den Felspartien zurückzuführen. Ein Auseinanderhalten der drei Vorgänge ist aber in keinem Falle möglich. Jedoch kommt der in situ-Verwitterung in den tieferen Schichten der Halden ein Über gewicht zu. Das zeigt der Aufbau der Scheibenfelsenhalde (vgl. S. 206) sowie die Geschwender-, See-, Brenntehalde — alle in S bis W —, bei denen durch

²⁹ Oberhalb 1000 m Flechtenbedeckung der Felswände.

³⁰ Im besten Falle handelt es sich um 5 bis 6 Felsbrocken oder Narben.

Nachgraben festgestellt wurde, daß im wesentlichen schon in 50 bis 60 cm Tiefe erdiges Material vorherrscht. Somit ergibt sich, daß die oberflächliche Abspülung (30 Grad und mehr) und die *in situ*-Verwitterung im gegenwärtigen Klima die entscheidenden Vorgänge darstellen.

Ahnliches Aussehen der Halden in bezug auf die oberflächliche Anschwemmung der Steinstreifen muß aber nicht auf eine gleiche Entstehung zurückgeführt werden. Das soll an einem Beispiel aus den Vogesen dargelegt werden.

Am SW-Abfall des *Großen Belchen* (1424 m) in den Vogesen wandern 6 Schuttstreifen von 3 bis 4 m Breite und ca. 50 m Länge aus kleinen 1 bis 1,5 m hohen AnrisSEN heraus und vereinigen sich in ca. 1370 m Höhe zu einer gemeinsamen Schutthalde. Zwischen den streifenförmig angeordneten Grauwackentrümmern liegen kleinere, von der Rasendecke überwucherte Bruchstücke mit reichlich Feinerde. Die Halde gleicht in ihrem Habitus den Schuttanhäufungen unterhalb der Kaiserwacht, Scheibenfelsen, Brennte- und Geschwenderhalde. Das Besondere jedoch sind die regelmäßigen Schuttstreifen, die im Untersuchungsgebiet nirgends in dieser Form anzutreffen sind. Gemäß der Position (Luvseite), des Böschungswinkels von 20 Grad und des Gesteins, das einen anlehmigen Boden bildet, müssen andere Entstehungsursachen als bei einer „gewöhnlichen“ Halde zugrunde liegen. Sehr wahrscheinlich übt hier die rezente Solifluktion einen gewissen Einfluß aus. Das wird deshalb vermutet, weil SCHOTT 1933 an der SW-Seite des Belchengipfels in 1350 m Höhe Steinnetze feststellte und weil der im Umkreis des Rainkopfes aufgefundenen Büttenboden gleichfalls seine Bildung und Erhaltung der Mitwirkung von periglazialen Einflüssen verdankt (vgl. S. 233). Hieraus ergibt sich, daß gleichen oder ähnlichen morphologischen Formen verschiedene Bildungsursachen zugeschrieben werden können.

Zusammenfassend darf gesagt werden, daß die beschriebenen groben Trümmeransammlungen ein Produkt eiszeitlicher, nacheiszeitlicher und rezenter Verwitterungskräfte darstellen. Die Deutung ihres Auftretens, ihrer Unterschiedlichkeit und Genese muß als das Ergebnis des Abwägens der in den verschiedenen Expositionen und Höhenlagen unterschiedlich angreifenden Agentien, die durch klimatische wie geologisch-petrographische Faktoren den ihnen eigenen Wirksamkeitsgrad erhalten, aufgefaßt werden.

Eiszeitliche Verwitterungskräfte waren zweifellos insofern beteiligt, als es an den Felspartien im nicht vereisten Gebiet schon zu Anfang des Diluviums und während der Dauer desselben zu starken Frostspaltungsvorgängen gekommen sein muß. Die Mächtigkeit der Halden und die relativ kleinen Nährfelder innerhalb dieses Bereiches lassen diese Folgerung zu. Mit dem Rückzug des Eises begann die Bildung der groben Lockermassen

in dem vormaligen Vereisungsgebiet. Bevorzugt waren hierbei die Hänge in S- bis W-Exposition, wo die klimatischen Faktoren Eis und Schnee schneller abschmelzen ließen und eine Förderung der physikalischen Verwitterungsagentien bewirkten. Als Stütze dieser These können die Größen- und Mächtigkeitsverhältnisse der Halden am Sengalenkopf, in Holzschlag, Menzenschwand und Präg angeführt werden. Die eiszeitlichen Bildungsbedingungen der Trümmer schoben sich mit dem Abschmelzen der Gletscher in immer höhere Regionen hinauf; dort setzte der Beginn der Trümmeranhäufungen etwas später ein, was sich an der kleineren Menge Bruchstücke, den aber um so größeren Felswänden abzeichnet. Hierunter können auch die in den Karen aufgetürmten Felsbrocken und die die steilen Talschlüsse auskleidenden Blöcke betrachtet und zeitlich eingeordnet werden.

Gleichfalls ins Pleistozän — gemäß der Haldenbildung im unvergletscherten und vergletscherten Gebiet — ist die Verstürzung der Felsburgen unter Berücksichtigung der petrographischen Faktoren zu datieren. Eine Verstürzung innerhalb des Vereisungsbereiches während der Zeit der Vergletscherung ist ebenso wie eine prädiluviale Zerstörung, wenn man den heutigen Zustand in Betracht zieht, ausgeschlossen. Eine eventuell vor der diluvialen Eiskappenbildung im südlichen Schwarzwald stattgefundene Verstürzung könnte gar nicht nachgewiesen werden, da das Eis die Trümmer als Erratika verschleppt hätte. Feststellen lässt sich aber eine rezente Aufbereitung (Kernsprünge und schalenförmiges Abbröckeln von Gesteinscherben) an den Blöcken.

Die Entstehung der „Blockstromartigen Bildung“ am Häusleberg während des Periglazials darf aus der großen Menge der Trümmer gefolgt werden. Zwar kommen heute noch lokale Blockwanderungen vor, die aber relativ unbedeutend sind (vgl. S. 231).

Was die Blockbildung der Granite an sich anbelangt, so kann festgestellt werden, daß eine solche schon vor der Vereisung des Schwarzwaldes stattgefunden haben muß. Die Tatsache allein, daß die Blöcke (Schluchsee-, Bärhalde-, Albtalgranit und Granitporphyr) vom Eis verschleppt wurden, läßt die Behauptung aufrecht erhalten, daß ihre Entstehung zwischeneiszeitlich, tertiär oder innerhalb beider Zeiträume vor sich gegangen sein muß. Eingewendet kann werden, daß die Blöcke zu Anfang der Vergletscherung unter periglazialen Bedingungen entstanden sein könnten. Dagegen spricht jedoch ihr Zurundungsgrad, der unzweifelhaft in einem Klima mit vorwiegend chemisch wirksamer Verwitterung gebildet wurde; dieses herrschte in den Zwischeneiszeiten, die verhältnismäßig kurz dauerten, und während des Tertiärs vor. Die Vielzahl der Blöcke deutet vielleicht darauf hin, daß der Zeitraum der Interglazialzeiten für ihre Entstehung zu kurz gewesen sein könnte. Ihr Bildungsbeginn dürfte also ins Tertiär zurückverlegt werden. Daß die runde Form der Blöcke in wesentlichem Maße von der Gletschertätigkeit herrühren könnte,

braucht nicht im einzelnen widerlegt zu werden, wenn man den heute im Verband unter der Bodendecke verwitternden Granit vergleicht. Und auch die Annahme von LIEHL, daß „ganz sicher mechanische Verwitterung nach der Freilegung der Blöcke zunächst die Kanten zurundet“, kann m. E. nicht akzeptiert werden, denn mechanische Verwitterungsvorgänge verursachen in erster Linie scharfe Bruchflächen und Kanten.

Eine Anhäufung gerundeter Granitphosphyr- und Schluchseegraniitblöcke auf der NW-Abdachung der Oberen Schwarzhalden in der Nähe des Schluchseedamms sei zur Begründung der oben erläuterten Datierung und im Vergleich zu den Blockhalden erwähnt. Die Erstreckung derselben ist flächenhaft ca. 80×100 m, ohne eigentliche Abgrenzung. Infolge des flachen Reliefs von 6 bis 7 Grad entsteht ein „meerähnlicher Eindruck“ (Abb. 3).

Die Entstehungsursachen dieses Felsenmeeres sind vor allem auf den Transport der Blöcke durch das Eis und durch nachträglich erfolgte Ausspülung des Feinmaterials zurückzuführen. Die Blockbildung dagegen hat zweifellos vor der Vereisung stattgefunden, sonst wären die Blöcke vom Eis nicht verschleppt worden (autochthone Entstehung der Blöcke ist in diesem Fall ausgeschlossen). Die Bildung von Trümmern der übrigen Gesteinsarten vor der Vereisung ist natürlich anzunehmen, kann jedoch nicht exakt nachgewiesen werden.



Abb. 3. Blockmeer in der Nähe des Schluchsees

B.

1. Rezente Veränderungen im Verwitterungsmantel und kleinmorphologische Erscheinungen

Kleinmorphologische Erscheinungen bilden die Quellaustritte. Sie sind in zwei verschiedenen Arten anzutreffen: Einerseits als Quellmulden³¹, die schlammige, halbkreisförmige Wülste, bewachsen mit Riedgräsern und Moospolstern, vorbauen und häufig terrassenförmig übereinanderliegen wie bei der Stollenbacher Viehhütte, andererseits als langgezogene Quelltrichter. Bei starker Wasserführung, die durch Gewitterregen, Schneeschmelze bedingt sein kann, bewegt sich bei ersteren die gesamte schlammig-erdige Masse zusammen mit der darübergewachsenen Vegetationsdecke abwärts und verursacht das oben beschriebene Aussehen. Bei letzteren wird das Feinmaterial unter der Grasnarbe vom Wasser bis zum Talbach hinab verschwemmt. Dabei kann es vorkommen, daß die Rasendecke innerhalb des Trichters zerreißt, sich übereinanderlegt und eine Form des Rasenschälens annimmt.

An steilen Wegrändern, an Sandgruben und Steinbrüchen³² sieht man des öfteren das Abreißen oder Überhängen der Rasendecke. Das deutet auf eine Bewegung der Rasendecke hin und muß auf starke Durchtränkung, die eine Gewichtszunahme derselben bewirkt, zurückgeführt werden. Außer dem Einfluß der Feuchtigkeit und des Reliefs werden noch andere Faktoren den Vorgang des Rasenschälens auslösen; und zwar kommen Bodengefrörnis, das Auftauen und Wiedergefrieren und schließlich auch der Viehvertritt — hierbei in untergeordneter Bedeutung — hinzu.

Eine besondere Art des Rasenschälens, bei der die Grasnarbe durch Kammeisbildung von unten her durch Auffrieren zerrissen und versetzt wurde, konnte im April 1956 auf mäßig geneigtem Gelände am Feldberg in ca. 1400 m Höhe (NW-Exposition) festgestellt werden.

In flachen, sehr nassen und unbewaldeten Talsohlen ist die Möglichkeit gegeben, daß das anlehmige bis lehmige Feinmaterial unter der Grasnarbe (meist Sumpfgraspolster) große Mengen Feuchtigkeit aufzunehmen vermag, sein Volumen somit vergrößert und an den Bachrändern hervorquillt, ohne daß es zum Zerreißen der Vegetationspolster kommt. Diese Beobachtung konnte in Höfen bei Kirchzarten im Februar 1956 gemacht werden.

Solche Veränderungen in dem oberen Verwitterungsmantel treten besonders im Frühjahr und Herbst auf, wenn all die genannten Bedingungen in ausgesprochenem Maße erfüllt sind.

³¹ Diese hier angeführten Quellmulden und Trichter haben eine durchschnittliche Größe von 4 bis 8 m. Beide Formen können unter dem Begriff Quellnischen zusammengefaßt werden.

³² Bei den letztgenannten kann es natürlich auch zum Abbröckeln des aufgeschlossenen Verwitterungsmantels oder des Gesteins kommen, so daß das Überhängen der Rasendecke eine Folge dieses Vorganges ist. Es braucht deshalb nicht mit einer Bewegung der Rasendecke selbst gerechnet zu werden.

Andere rezente Bewegungen des Lockermaterials sind die Erd-schlipfe.³³ Als Erdschlipfe werden die an steilen Hängen flächenhaft oder streifenförmig über dem anstehenden Gestein abgeglittenen Lockermassen bezeichnet. Abrißnische, Gleitbahn mit beiderseitig scharfer Begrenzung und das am Hangfuß aufgetürmte Lockermaterial — welches im Wiesen- oder Weideland teilweise übereinandergeschobene Rasenwülste, an bewaldeten Hängen aber nur wirr übereinandergeturmtes Gesteinsmaterial und Baumstämme usw. aufweist — geben das Erscheinungsbild ab.

Im Höllental, ca. 250 m unterhalb der Station Posthalde, an der nach NNE exponierten Talseite ist der Hang auf 15 m Breite, 100 m Länge und bis zu 1,6 m Tiefe narbenartig aufgerissen. Böschungswinkel 36 Grad; Höhenlage 690 m. Auf eine nachträgliche Vertiefung der ehemaligen Gleitbahn und das Fortschaffen des abgerutschten Lockermaterials durch Regen und Schmelzwasser kann insofern geschlossen werden, da an den Seiten der Abrißnische die Verwitterungsdecke nur ungefähr 1 m mächtig ist und die am Hangfuß angehäuften Lockermassen im Verhältnis zur Größe des Erd-schlipfes gering sind. Demzufolge dürfte dieser Bewegungsvorgang schon vor mehreren Jahrzehnten erfolgt sein.

Die Ursachen für diese Bewegungsvorgänge sind vor allem auf den steilen Böschungswinkel, auf die Ausbildung anlehmiger bis lehmiger Bodenhorizonte (Metatexit), die große Mengen Wasser aufzunehmen vermögen, zurückzuführen.

Neben diesen allgemeinen Voraussetzungen dürfen für die Auslösung der Erdschlipfe die übermäßig starke Durchfeuchtung während der Zeit der Schneeschmelze, vielleicht sogar der Schneedruck und die Schwere der aufgekommenen Fichten und Tannen, die es wahrscheinlich nicht vermochten, sich innerhalb der Gesteinsklüfte im Untergrund festzukrallen, gerade an jenen Stellen verantwortlich gemacht werden.

An der NW orientierten Talseite des Gaisbächle (Kuhkopf, 1095 m) sah man im Frühjahr 1956 an zwei Stellen den relativ flachen Hang (24 Grad) gleichfalls 70 bis 80 qm weit aufgerissen (Höhenlage 850 m). Die Oberfläche der Gleitbahn bestand aus schwach vergrustem Bärhaldegranit. Da dieses Gestein keine lehmigen oder wenigstens anlehmigen Bodenhorizonte ausbildet, die für eine Rutschbewegung förderlich sind, darf angenommen werden, daß der gefrorene Untergrund den auslösenden Faktor abgab.

Von großem Ausmaß war der im Januar 1957 erfolgte Erdrutsch bei Todtmoos. Hierbei glitten die als Schwarze Felsen benannten, auf dialektischem Gestein lagernden Ultrabasite ab. Die heute noch erkennbare Abrißnische hat einen Durchmesser von ca. 35 m und eine Tiefe bis zu 8 m. Das Trümmermaterial überdeckt am unteren Berghang bis zur Talsohle zu

³³ Hierbei kann der Viehtritt als eine der auslösenden Ursachen völlig außer acht gelassen werden.

einem früheren Zeitpunkt schotterkegelförmig aufgeschüttetes Erdrutschmaterial. Aus der Morphologie erklärt es sich, daß kein eigentlicher Schuttkegel vorliegt. Die auslösende Ursache des Erdrutsches war die im Januar 1957 plötzlich einsetzende Tauwetterperiode. Da sich die in frischem Zustand schwarz aussehenden Ultrabasite durch stark quellfähige Minerale auszeichnen und die Auflagerungsfläche des Gesteins eine schiefe Ebene im Sinne der Hangneigung darstellt, waren die Vorbedingungen dafür gegeben.

Die Blockstreue zeigt im unbewaldeten Gelände einige Besonderheiten auf. An den Hängen sind des öfteren die Gesteinsbrocken an ihrer Bergseite von Vegetationspolstern überzogen, und man ist geneigt anzunehmen, daß sie unter der Rasennarbe herausgewandert seien. Dafür aber sind keine Anzeichen vorhanden. Denn nach den Untersuchungen im Oberrieder Tal (E-Exposition) sowie an der Südabdachung des Kapfenberges (Schliesheu) konnte zum einen festgestellt werden, daß es sich bei den von der Bergseite her überwachsenen Blöcken um große Trümmer (bis zu 1 m Kantenlänge) handelt, die bis zu 90 cm tief in die Verwitterungsdecke hineinbrechen, dem festen Gesteinsuntergrund aufliegen und ihres tiefen Eintauchens wegen in die Lockermassen unbeweglich sind³⁴, zum anderen aber handelt es sich um anstehendes Gestein. Demnach darf gefolgert werden, daß sich an steilen Hängen (30 Grad und mehr) mit hohem Feuchtigkeitsgehalt die Grasnarbe plus oberer Bodenhorizont u. U. allmählich über die festliegenden Trümmer schiebt. Im Grunde ist es der gleiche Vorgang, der das Rasenschälen verursacht (im Oberrieder Tal steiler Hangwinkel bis zu 32 Grad; Höhenlage 600 m). Am Kapfenberg (25 Grad; Höhenlage 1000 m) dagegen ist ein einfaches Darüberwachsen der Grasdecke anzunehmen.

Ein anderes Faktum lassen die kleineren Blöcke bis zu 70 cm Kantenlänge oder plattig geformte Trümmer (bis 1 m) — ca. 25 % aller vorhandenen Blöcke, und zwar nur an besonders feuchten Stellen (oberhalb davon meist Wasseraustrittsstellen) — auf dem ehemaligen Reutfeld am Winterberg (N-Exposition, Winkel 20 Grad, Höhenlage 580/660 m) erkennen. Die Blöcke sind nicht von der Bergseite her überwachsen, sondern mit ihrer Stirnseite unter die Rasendecke geschoben und bilden einen bis zu 30 cm hohen Rasenwulst (Abb. 4).³⁵ Die Längsachsen — soweit man bei der Uniformigkeit der Diatexite davon sprechen kann — sind in den seltensten Fällen hangabwärts gerichtet. Hinter dem Block ist der Hang verebnet oder nischenförmig eingebuchtet. Offensichtlich ist hier eine Bewegung erfolgt, denn die Vegetation kann nicht wulstförmig an der Stirnseite des Blockes heraufwachsen.

³⁴ Daß sich die Verwitterungsdecke in tiefen Schichten nicht mehr bewegt, wird auf S. 235 erläutert.

³⁵ Die bei POSER, Periglazialerscheinungen in der Umgebung des Zemmgrundes, Gött. Geogr. Abh. 1954, S. 150, wiedergegebene Abbildung eines Wanderblockes gleicht den hier beschriebenen Formen. Dort handelt es sich um reine Solifluktionserscheinungen.



Abb. 4. Rezenter Wanderblock

Für die Erklärung einer W a n d e r u n g der Gesteinstrümmer ist es wichtig, daß das stark durchfeuchte Gelände, die lehmigen Bodenhörizonte und der Viehvertritt, der teilweise die Blockunterlage verquetscht und wegdrückt, berücksichtigt werden. Auch die Nische, aus der der Block herausgewandert ist, erscheint durch den Viehvertritt vergrößert und ausgeprägt. Wohl wird der „Tjäle“ bei diesen Blockwanderungen eine gewisse Rolle zukommen, doch verbieten die klimatischen Gegebenheiten in so tiefer Lage, die Wanderblöcke als reine rezente Solifluktionserscheinungen anzusehen. Es sind lokal bedingte Bewegungen und beschränken sich auf Hänge im Weideland mit lehmiger Verwitterungskrume in N- bis NE-Exposition (hoher Feuchtigkeitsgehalt).

Auf flachen Hängen bis zu 15 Grad, insbesondere in Sattellagen, verschwinden die Blöcke oftmals vollkommen unter der Vegetationsdecke und bilden kleine, durchschnittlich 40 cm hohe und 50 bis 60 cm breite Aufwölbungen. Doch liegen unter diesen R a s e n h ü g e l n nicht überall Gesteinstrümmer, sondern Feinmaterial ohne größere Steine. Vor allem fällt diese Erscheinung in der nach Süden exponierten Erlenbacher Quellmulde (Diatexit, 1140 m) auf, wo unter 30 aufgerissenen Rasenbuckeln kein einziger Block gefunden wurde, während dagegen am Westhang der Halde (Schauinsland; Diatexit, 1120 m) von der gleichen Anzahl nur unter 9 Rasenhügeln Erdreich anzutreffen war. Auch auf der Eckflur der Tunauer

Schweine (840 m) im Bereich der Grauwacken konnte diese Feststellung gemacht werden. Nach den im Schwarzwald herrschenden Bedingungen — im Vergleich zu den Vogesen —, tiefe Lage, verhältnismäßig geringe Niederschläge, Abstände der „Bülten“ zwischen 1 und 5 m, ist es unwahrscheinlich, daß diese Feinerdeanhäufungen wirklich echten Bültenboden darstellen. Eine Erklärung kann aber in dem Sinne gegeben werden, daß die Feinerdeansammlungen unter den Rasenhügeln teilweise auf verlassene Ameisenhaufen (vgl. WITTMANN, O.), teilweise auf verrottete Stöcke, z. B. an der Nordseite des Toten Mann (1298 m), zurückzuführen sind. Diese kleinmorphologischen Erscheinungen erinnern an den B ü l t e n b o d e n in den Vogesen! Sie verleihen dort der gesamten Sattelfläche zwischen Rothenbachkopf (1319 m) und Steinwasen (Batteriekopf, 1310 m) durch ihre enge Aneinanderreihung ein buckliges Aussehen.

Die Größe der Rasenhügel beträgt zwischen 70 und 100 cm, ihre Höhe ca. 50 bis 60 cm. Sie alle sind mit dicken Vegetationspolstern (*vaccinium*, *calluna*) bedeckt. Im Innern befindet sich anlehmiges Erdreich, das nur mit wenig kleinen Steinen durchsetzt ist. In ca. 40 cm Tiefe beginnt die Lockerzone des anstehenden Gesteins (Grauwacken). An den Rändern der Rasenhügel, in den tiefen Stellen, liegen kleinere und größere kantige Gesteinsbruchstücke, die durch den Viehtritt in das feinerdige Material, das aber schon in 10 bis 20 cm Tiefe durch größere Steine ersetzt wird, eingedrückt worden sind. Diese Steine bilden im gesamten — hier aber in unregelmäßiger, nicht so ausgeprägter Form — jene aus der Arktis, den Alpen und anderen Gebieten bekanntgewordenen Polygone oder Steinnetze. Für eine Deutung der Genese der Rasenhügel wie der Polygone ist es charakteristisch, daß ihr Vorkommen an die zu einer anlehmigen, wasseraufspeichernen Bodenkrume verwitternden Grauwacken gebunden ist; denn an der Grenzlinie zum Granit ändern die Rasenhügel verhältnismäßig rasch ihre Form, werden verwischter und der Abstand voneinander wird immer größer. Der Einfluß der Fröste auf das quellfähige Feinmaterial muß völlig andere Wirkungen auslösen als im Vergleich dazu auf sandigen, wasser-durchlässigen Granitböden. Demzufolge finden in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst Frostschub und Frosthebung Bedingungen vor, die die Aufwölbung der Rasenhügel und das Ansammeln der scharfkantigen Gesteinsbruchstücke verursachen können. Setzt man die Grenze des periglazialen Bereiches in den Vogesen bei 1300 m an³⁶, so dürfte diese Erklärung ihre Berechtigung haben.

Zwar erscheint der Habitus der Bülten nicht so, als daß ihre Entstehung und Weiterbildung andauernd vor sich ginge, sondern in der Weise, daß im wesentlichen ihre E r h a l t u n g durch die oben genannten Faktoren bedingt ist. Die ursprüngliche Entstehung der Rasenhügel dürfte zu jenem

³⁶ BÜDEL gibt den Wert von 1350 m für das Riesengebirge an.

Zeitpunkt eingesetzt haben, als mit der Abholzung weiter Gebiete (seit ca. 1000) das Pflanzenkleid zerstört wurde.

Nun hat schon im Jahre 1909 ISSLER zwischen Schlucht und Reisberg (1000 bis 1100 m) im Granitgebiet ähnliche, nicht so gut ausgeprägte Formen beschrieben, deren Genese er auf Torfbildung durch *Nardus*- und *Sphagnum*-arten zurückführte. REMPP und ROTHÉ akzeptierten 1935 diese Deutung der Rasenhügel, erklärten jedoch die Entstehung des Büttenbodens am Rothenbachkopf — Steinwasen allein aus zwei Faktoren: nämlich Pflanzendecke und rezent wirksamen Bodenfrösten unter Nichtbeachtung der oben erwähnten anlehmigen Bodenkrume.

2. Fossile Bewegungshorizonte und Solifluktionserscheinungen

Sind im vorhergehenden Abschnitt rezente kleinmorphologische Erscheinungen und Bewegungen in den Verwitterungsdecken beschrieben und gedeutet worden, so sollen im folgenden Teil der Gesamtaufbau der Aufschlüsse und die darin vorkommenden Formen, die den rezenten Einflüssen entzogen sind, betrachtet werden.

Es wurde darauf verzichtet, Aufschlüsse auszuwerten, die im Bereich der ehemaligen Vergletscherung gelegen sind, denn bei diesen lagert in den meisten Fällen Moränenmaterial darüber. Ob es sich dabei um eigentliche, durch den Gletscher abgelagerte oder um solifluidal bewegte Moräne handelt, wird nur äußerst schwer zu entscheiden sein. Auch Indexmessungen für diese und für andere Gesteinsbruchstücke innerhalb des Verwitterungsmantels, wie sie von BÜDEL, HÖVERMANN, POSER, von TRICART und CAILLEUX u. v. a. angewendet wurden, täuschen trotz ihrer exakt scheinenden Methode über die Kompliziertheit einer Einordnung der Lockermassen nicht hinweg. Denn solifluidal bewegte Gesteinspartikel oder Moräne können je nach dem Böschungswinkel, der topographischen Lage und der Durchfeuchtung der Hänge (Exposition) weit oder weniger weit transportiert worden sein. Als Folge davon werden die Gesteinstrümmer mehr eckige oder mehr abgestumpfte (z. T. auch gerundete) Kanten aufweisen — ganz abgesehen von der Unterschiedlichkeit der Gesteinsarten, z. B. Metadiatexit, verschiedene Ausbildung des Kulm usw. Diese Faktoren müßten bei jeder Anwendung solcher Messungen mit berücksichtigt werden und erforderten m. E. für jeden Landschaftsausschnitt eine andere Methode bzw. andere Indexzahlen.³⁷

Eher noch können die Einregelungsmethoden Verwendung finden, da mit dem Abschluß einer Bodenfließbewegung die Gesteinsbruchstücke eine bestimmte Lage in der vormals breiartigen Masse einnehmen. Daß eine gewisse Schichtung bei plattigem Material eintritt, ist ohne Zweifel der

³⁷ Damit verliert man die absolute Vergleichsbasis und es macht den relativen Vergleich äußerst fragwürdig.

Fall, aber das kommt selten bei unförmig gestalteten Trümmern vor, wie sie die meisten Gesteine des Südschwarzwaldes liefern.

Man darf mit Gewißheit annehmen, daß die Verwitterungsdecken bei einer Steilheit des Reliefs von weniger als 27 Grad (kritische Hangneigung nach BüDEL für die Erhaltung fossiler Verwitterungsdecken) keinen rezenten Bewegungen mehr unterliegen — abgesehen von denudativen Vorgängen an der Oberfläche. Dafür spricht einerseits die Feststellung, daß sich noch an steilen Hängen von 30 bis 35 Grad Neigung, so z. B. im Höllental, Bodenhorizonte ausbilden. Eine Entwicklung eines ungestörten Bodenprofils ist ja nur bei einer festliegenden Bodenkrume möglich. Andererseits ist hierfür der unverstürzte mittelalterliche Bergwerksstollen anzuführen, der durch die Straßenarbeiten 1958 unterhalb des Steinwasen freigelegt wurde und der auf einer Strecke von ca. 10 m — ohne Abstützung — im Hangschutt verläuft (Neigungswinkel 28 Grad).³⁸ Bei rezenten Bewegungen des Lockermaterials wäre eine Erhaltung desselben ausgeschlossen. Auch SCHMID (1922) konnte durch seine Messungen keine Bodenkriechbewegungen nachweisen. Demzufolge müssen innerhalb des Verwitterungsmantels auf unvergletschert gewesenen Hängen und Kämmen Verhältnisse anzutreffen sein, die in erster Linie periglazialen Einflüssen zuzuschreiben sind. Die Methode, mit der diese Behauptung gestützt und die Solifluktionsformen als solche angesprochen werden, ist aus dem folgenden leicht abzulesen.

Die Aufschlüsse lassen einen bestimmten Aufbau erkennen. An den Hängen über 25 Grad Neigung enthält der unter der Humusschicht liegende Horizont reichlich eckiges und kantengestumpftes, handstück- bis kopfgroßes Gesteinsmaterial. Soweit es sich um plattige Gneispartikel und hybriden Blauengranit handelt, sind die Bruchstücke parallel zur Oberfläche des Hanges gelagert, z. T. mit ihren Längsachsen hangabwärts eingeregelt. Nicht eingeregelt sind dagegen die unförmigen Gesteinspartikel der übrigen Gesteine. Sie bilden eine wirr durcheinandergemengte Schuttzone. Unter derselben folgen eine Schicht mit kleinen Scherben und dann erst, scharf abgegrenzt, das anstehende oder vergruste Gestein. Daß die groben Bruchstücke nach der Tiefe des Verwitterungsmantels zu abnehmen, geht auch aus der Beschreibung der Zastlerhalde hervor (vgl. S. 209).

Bei den Hängen unter 15 Grad Neigung liegt das kleinstückige Material in der oberen Schicht der Verwitterungsdecke, das grobe dagegen in größerer Tiefe. Meist bildet es eine 15 bis 30 cm breite Lockerzone des Anstehenden — außer natürlich bei Grus. Die Grenzlinie zwischen Verwitterungsmantel und festem Gestein ist gewellt und läßt sich schlecht bestimmen. In der Lockerzone selbst konnte nirgends beobachtet werden, daß

³⁸ FEZER (1957) nimmt an, daß bei Hängen unter 39 Grad keine rezenten Bewegungen mehr vorkommen. Der Wert dürfte zu hoch gegriffen sein.

die Gesteinspartikel so angeordnet sind, daß man von Hakenschlagen sprechen könnte. (Bei grobkörnigen Graniten ergeben sich andere Verhältnisse, vgl. S. 210). An den zwischen ca. 15 und 25 Grad steilen Hängen ist dieser oder jener Profilaufbau der Verwitterungsdecken anzutreffen.

An mehr als 20 Beispielen kann nun nachgewiesen werden, daß Moränenmaterial vergruste Gneise und Granite überdeckt. Das besagt, daß die Bildung des zersetzen Gesteins schon vor der Vereisung stattgefunden haben muß. Im eisfrei gebliebenen Gebiet darf die schuttreiche Schicht sowie die Einregelung der Gesteinsbruchstücke periglazialen Bildungsprozessen zugeschrieben werden. Denn die Partikel innerhalb der Schuttzone, obwohl von gleicher Gesteinsart wie der anstehende Grus, können nicht aus dem zersetzen Untergrund stammen. Sie müssen allochthones Material sein, das während der Kaltzeiten von weiter oben am Hang anstehendem Gestein abwitterte und solifluidal über den Grus wanderte. Die eckige Beschaffenheit der Bruchstücke in 70 bis 80 cm Tiefe und mehr ist zweifellos auf Frostspaltungsvorgänge zurückzuführen. Daß es unter heutigen klimatischen Gegebenheiten nicht vorkommen kann, beweist die Frosttiefe von ca. 1 m in hohen Schwarzwaldlagen, die aber nur in dem strengen Winter 1940/41 eintrat. Ansonsten dringt der Frost nicht tiefer als 50 bis 60 cm. Eine rezente Wanderung wäre demnach nur in Ausnahmefällen möglich. Einige Eigentümlichkeiten sind an ca. 10 Aufschüssen wahrzunehmen. Die Böschungswinkel betragen überall weniger als 20 Grad. Ein Aufschluß soll als typisch beschrieben werden:

Topographie: E-Hang des Gerstenhalms, Höhe 725 m, Winkel 15 Grad. Unter dem Heidelbeerkrat liegt eine 6 bis 8 cm mächtige Humusauflage, die nach unten zu in einen gelbbraunen, mit nur wenig kleinen Gesteinsbruchstücken durchsetzten Boden übergeht. Darin eingebettet ist ein hakenförmig umgebogener 30 cm breiter Granitgang, der im horizontalen Teil schmäler wird und nach ca. 3 m an der Oberfläche ausstreckt. Der Ganggranit ist im langgezogenen Streifen völlig vergrust, bildet roten anlehmigen Boden und wird von allen Seiten durch ein rotviolettes, 4 cm breites, anlehmiges Band umgrenzt. Würfelförmige, 5 bis 7 cm große Granitstücke lagern erst in 1,3 m Tiefe im senkrecht stehenden Gang. Die Auswalzung des Ganggranits an diesem, wie die der Quarzfeldspatadern oder des Aplits an den übrigen Aufschüssen, ist auf Bodenfließen zurückzuführen, das unter periglazialen Klimaverhältnissen die wesentlichste Form des Massentransportes darstellte. Diese Formen können als Solifluktionsstreifen angesprochen werden.

Wann die Fließbewegung zum Stillstand kam, kann am Aufschluß S. 208 erläutert werden. Das Profil zeigt, daß das obere Erdreich mit Löß vermengt und die darunterlagernde Schuttzone scharf davon abgesetzt ist. (Am Kaiserstuhl, z. B. Schönebene, und in der Vorbergzone sind mehrere Profile aufgeschlossen, die eine deutliche Trennung des überlagernden Löses

von einer solifluidalen Schuttzone erkennen lassen.) Demzufolge erlangte die Bodenversetzung zu Beginn der Lößüberwehung ihren Abschluß. Wären die Solifluktionsvorgänge noch während der Lößablagerung vor sich gegangen, so wären Löß und Gesteinspartikel stark miteinander vermischt. Es muß aber hinzugefügt werden, daß z. Z. der Lößüberwehung zweifellos des öfteren starke Platzregen niedergingen, die verschiedentlich Gesteinsbruchstücke nesterartig in den Löß einschwemmt. Der Aufschluß am Bankenhof (bei Zarten) läßt dies erkennen.

Brodelböden und *Frostkeile* sind in den Moränenablagerungen bei Aitern aufgeschlossen. Doch sind sie von den Stauchungserscheinungen des Eisvorstoßes (2. Vorstoß ins Wiesental) nur schlecht zu unterscheiden. In den Moränen von Dresselbach sind sie jedoch deutlich ausgebildet. Es zeigt sich dort u. a. ein ca. 2 m tiefer und 80 cm breiter Eiskeil, der mit grobblockigem Moränenmaterial ausgefüllt ist. Die Steine stehen größtenteils senkrecht in dem anlehmigen Feinmaterial. Rechts und links davon lagert, schwach geschichtet, Moräne. Nur in den älteren Moränen sind diese Frostbodenformen zu finden. (Heute ist dieser Aufschluß fast völlig abgegraben.)

Es ist bemerkenswert, daß in den jüngeren Moränenablagerungen keine Frostbodenbildungen festzustellen sind. Zum einen mag der Grund dafür in der Beschaffenheit des Materials liegen, das sandig-grusig und mit großen Blöcken vermischt ist, im Gegensatz zu dem kleinstückigen und anlehmigen der älteren Moräne. Zum anderen aber scheinen die periglazialen Verhältnisse zu Beginn und am Ende der Vergletscherungen unterschiedliche Wirkungen auf die Verwitterungsdecken, in diesem besonderen Falle Moräne, ausgelöst zu haben. Zwar bilden sich ohne Frage während beider Zeitschnitte Solifluktionsformen, jedoch mag die Erhaltung derselben am Ende der Kaltzeit stärker durch Schmelzwässer und Aufkommen der Vegetation gefährdet gewesen sein.

Oftmals aber liegen in den Verwitterungsdecken Formen eingebettet, die auf den ersten Blick hin dem periglazialen Formenschatz zugehörig scheinen, letztlich jedoch nichts anderes als auf rezente Einflüsse zurückzuführen sind. Ein Beispiel mag genügen.

Am NE-Hang der *Gugeln* (Höhe 950 m, Winkel 12 Grad) befindet sich eine verstürzte Sandgrube, die eine anlehmige Bodenkrume mit handstückgroßem, kantigem Albtalgranit aufweist. In ca. 70 cm Tiefe steht vergrustes Gestein an, dessen Struktur deutlich sichtbar ist. Innerhalb des Gruses können mehrere, lehmige, röhrenartige Ausstülpungen unterschieden werden. Man ist geneigt anzunehmen, daß hier ein periglazialer Taschenboden aufgeschlossen ist. Beim Nachgraben an den lehmigen Stellen wurden aber verfaulte Holzreste gefunden, die beweisen, daß es sich um ehemalige Wurzelröhren handelt.

3. Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecken und das Problem der Vergrusung

Die Gipfel und Kuppen im Südschwarzwald sind fast alle mit einer dünnen, sehr viele Gesteinsscherben enthaltenden Bodenkrume bedeckt, die nichts anderes als die Lockerzone des Anstehenden darstellt. 10 bis 20 cm beträgt sie im Schauinsland (1286 m), Belchen (1414 m), Herzogenhorn (1419 m), Feldberg (1486 m). Erst auf den flacheren Abdachungen können größere Werte gemessen werden:

Feldberg	1400 m	13 Grad: 1,4 m
Belchen	1300 m	9 Grad: 0,6 — 1,0 m
Hinterwaldkopf	1140 m	10 Grad: 1,0 m
<i>An steileren Hängen:</i>		
Hochfahrn	1100 m	20 Grad: 1,8 m
Höllental	650 m	36 Grad: 1,8 m

Ganz andere Verhältnisse zeigen die Aufschlüsse mit tiefgründig vergrustem Gestein. Damit soll auf eines der ungeklärtesten Probleme eingegangen werden. Die Vergrusungsstellen des Untersuchungsgebietes sind in der Mehrzahl in „Sandgruben“ aufgeschlossen. An steilen Hängen über 25 Grad ist das zersetzte Gestein scharf von der darüberlagernden Verwitterungsdecke abgesetzt, bei flacherem Relief ist dies nicht so gut ausgeprägt. An vielen Aufschläßen sind die ehemalige Struktur und das Kluftnetz deutlich zu unterscheiden. Wie schon erwähnt, werden diese tiefgründig vergrusten Gesteine, da sie im ehemaligen Vereisungsbereich mit Moränenmaterial überlagert sind, als präglaziale Verwitterungsdecke angeprochen. Damit ist ohne weiteres ein richtiges zeitliches Bestimmungsmerkmal gegeben. Wie aber konnte sich der Grus unter dem Eis erhalten? Darauf lautet die Antwort, daß höchstens 30 m dicke Eiskappen darüber lagen und weniger einen erosiven als einen konservierenden Einfluß ausübten. Als Analogon kann SEDERHOLM zitiert werden, der 1913 südlich des Enare die gleiche Erscheinung, tiefgründig verwittertes Kristallin überdeckt mit Moräne, konstatieren konnte. Daß die Vergrusung in erster Linie auf chemische Prozesse zurückgeführt werden kann, scheint keinem Zweifel zu unterliegen. Doch ist es nicht ohne weiteres möglich, den Entstehungsbeginn des Gruses in die Interglazialzeiten zu verlegen, denn diese den heutigen gemäßigten Klimaten vergleichbaren Zeiträume scheiden wegen ihrer relativ kurzen Dauer für eine tiefgründige Verwitterung aus, die an manchen Stellen, z. B. Niedertegernau, Wieslet, Wittnau u. a., 10 bis 12 m (das bezieht sich auf den aufgeschlossenen Teil des Gruses)³⁹ beträgt. Daher scheint die Annahme berechtigt zu sein, den Beginn der Gesteinszersetzung ins Tertiär zurückzuverlegen. Gegen diese Deutung sind mehrere Einwände

³⁹ In welcher Tiefe die Vergrusung aufhört, ist nirgends festzustellen.

zu erheben. Die Fragwürdigkeit einer allein klimatisch bedingten Entstehungsursache zeigt sich darin, daß im nächsten Umkreis der „Sandgruben“, manchmal 10 bis 15 m weit, manchmal am gleichen Aufschluß, fester Fels ansteht. Das spricht keineswegs für eine gleichmäßige Ausbildung einer Verwitterungsdecke. Nicht unwichtig ist es zu betonen, daß sich die unterschiedliche Beschaffenheit des Gesteins überhaupt nicht morphologisch bemerkbar macht. Bedeutungsvoll ist weiterhin die Tatsache, daß das vergruste Gestein in Sattellagen, z. B. Radschert u. v. a., und in den Tälern, z. B. Zartener Becken, Zastler usw., vorkommt. Damit ergibt sich ein Hinweis auf die Tektonik, denn DEECKE und v. BUBNOFF haben immer wieder die enge Beziehung zwischen der Anlage der Täler und den Verwerfungs-zonen hervor. Obwohl nur an wenigen Stellen (Wieslet, Radschert, Saig und acht anderen Aufschlüssen) exakt nachgewiesen werden kann, daß eine tektonische Linie das Gestein durchzieht, ist doch die auffällige Nähe zwischen dem Auftreten der Vergrusung und den Störungszonen nicht zu übersehen. DEECKE machte darauf aufmerksam: „Die starke Vergrusung am W- und S-Rande des Massivs hängt unzweifelhaft mit der außerordentlichen Zerrüttung infolge der bedeutenden Brüche zusammen, und zwar in Verbindung mit einer zugehörigen Verklüftung, Verruschelung und Quarzgangbildung.“ Quarzgänge finden sich an der Hauptverwerfung bei Sehingen und an der Hochfirstverwerfung (Saig).

Die eigentümlichste Beobachtung, die den klimatisch bedingten Entstehungsursachen der tiefgründigen Zersetzung widerspricht und der Tektonik einen gewissen Vorrang einräumt, kann im Oberrieder Tal in den Talsperren-Stollen gemacht werden. Am Kreuzstein wurden drei Stollen in ca. 520, 540 und 560 m Höhe in den Berg getrieben, von denen der mittlere folgendes erkennen läßt: Bis zu 3 m Tiefe ist fester Diatexit aufgeschlossen. Es folgen 2 m völlig vergrustes Gestein, dann wieder anstehender Fels und bis zum Stollenende (ca. 12 m) wiederholt sich der Wechsel noch zweimal. Das gleiche ist in den anderen Stollen ohne so häufige Wiederholung festzustellen (auch in den Stollen im gegenüberliegenden Hang). Dieses Faktum spricht zweifellos für einen bestimmten Einfluß der Tektonik, obwohl das vergruste Gestein seine Struktur noch gut erkennen läßt (nicht wie bei Ruschelzonen, wo das Anstehende verquetscht ist, Rotfärbung und Letten auftreten).⁴⁰

Ein anderes Moment, das jedoch gleichfalls seine Berücksichtigung erfahren muß, ist das Härterwerden des Gruses — zwar nur an wenigen Stellen — mit zunehmender Tiefe (oftmals bei 1,3 bis 1,5 m, z. B. an der Bärhalde). Das muß den exogenen Einwirkungen zugeschrieben werden, spricht aber nicht gegen eine ursprünglich erfolgte Zerrüttung (Vergrusung) des Grundgebirges. Geologische und klimatische Einflüsse schließen sich ja

⁴⁰ Sicher sind hierbei Spannungs- und Entlastungszustände innerhalb des Gesteins mit zu berücksichtigen.

keineswegs aus, und das weniger tief anstehende Material wird ohne Frage den klimatisch wirksamen Kräften stärker ausgesetzt sein als das in größerer Tiefe gelegene. — Es sei noch hinzugefügt, daß ein einziger vergruster, sehr feuchter Aufschluß innerhalb einer Quellmulde im Deckenporphyr aufgefunden wurde. —

Damit sind die Probleme der Vergrusung, wie sie im Südschwarzwald vorliegen, die sich nicht nur auf grob- und mittelkörniges Kristallin beschränken (Paragneis, Meta-Diatexit, verschiedene Granitarten), umrissen. Aus dem Gesagten kann jedoch nur eines mit Bestimmtheit konstatiert werden, nämlich, daß der Tektonik ein ganz entscheidender Einfluß bei der Zersetzung der Gesteine zugebilligt werden muß. Ebenso bilden die hydrologischen Verhältnisse einen wichtigen Faktor, der nicht außer acht gelassen werden darf.

Flächenhafte Vergrusung wie sie in der Literatur angeführt wird⁴¹, ist im Schwarzwald nicht anzutreffen. Tiefgründig zersetzte Gesteine sind nur in Nestern oder Linsen, die mehrere 100 qm Ausdehnung besitzen können, zu beobachten. Eine endgültige Lösung dieser Frage wird aber erst mit Hilfe genauer geologisch-petrographischer Untersuchungen aus diesem wie aus anderen Mittelgebirgen zu erwarten sein.

IV. Zusammenfassung

Der Südschwarzwald ist, abgesehen von den Moränenablagerungen der Riß- und Würmeiszeit, zum größten Teil von dem normalen Verwitterungsmantel überdeckt; arealmäßig folgen Schuttflecke, Blockstreu, hauptsächlich als Erratika, Schutthalde, Blockhalden, verstürzte Felsburgen, „Blockstromartige Ansammlungen“ und ein Felsenmeer in der Nähe des Schluchsees.

Die großen Block- und Schutthalde überziehen in Streifen oder flächenhaft die über 25 Grad steilen Hänge und bilden bei entsprechender Beschaffenheit des Reliefs auf der Talsohle Haldenfüße. Von lappenförmiger Gestaltung dagegen sind die kleinen Halden. Beide Größenklassen beeinflussen im ehemaligen Vereisungsbereich in nur unwesentlichem Maße das glazial überformte Profil der Täler.

Am Aufbau der Block- und Schutthalde beteiligt sich am häufigsten anatektisches Gesteinsmaterial, bei dem letztgenannten Typ vorwiegend auch Kulm.

Bevorzugt für ihr Vorkommen ist die Höhenlage zwischen 700 und 1000 m, die zugleich die Region der maximalen Frostwechselhäufigkeit darstellt.

⁴¹ Zuletzt WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958. Er führt die Vergrusung auf Hydratation zurück.

Was die Exposition anbelangt, so sind die Schutthalden im Sektor S bis W am weitesten verbreitet. Zwar überwiegen hier in gleicher Anzahl auch die Blockhalden, doch besitzen diese eine viel geringere Ausdehnung.

Die Böschungswinkel der jeweils von verschiedenen Gesteinsarten aufgebauten Halden weisen keine großen Unterschiede auf. Der natürliche Neigungswinkel wird nur von den Kulmhalden annähernd erreicht. Bei allen übrigen groben Trümmeransammlungen bildet sich zwar der natürliche Aufschüttungswinkel der Gesamthalde ab, nicht aber der Böschungswinkel der oberflächlich lagernden Gesteinsbruchstücke, die das eigentliche Aussehen der groben Deckgebilde bestimmen. Der relativ geringe Neigungswinkel resultiert aus dem schon in ca. 60 cm Tiefe vorherrschenden feinerdigen und kleinstückigen Material. Über die Mächtigkeit der groben Trümmeransammlungen, auch der „Blockstromartigen Bildungen“ und verstürzten Felsburgen, kann nur in eingeschränktem Maße etwas ausgesagt werden. Dieselbe dürfte zum einen bei den im eisfreien Gebiet vorkommenden Halden, zum anderen bei den Kulmhalden, die jedoch fast alle im ehemaligen Vergletscherungsbereich liegen, ca. 5 bis 6 m und mehr betragen.

Auffällige Beziehungen stellen sich zwischen Trümmerquelle und Größe der Halden ein: Im pleistozänen Vereisungsgebiet sind die Felspartien ziemlich groß, die Erstreckung der Trümmeransammlung jedoch gering. Im Gegensatz dazu ist das Verhältnis im eisfreien Gelände umgekehrt. Ausnahmen bilden die Kulmhalden, die ausgeglicheneren Beziehungen erkennen lassen, und die durch petrographisch-tektonische Ursachen gekennzeichneten Halden am Belchen sowie an der Krinne. Letztere haben große Ausdehnung und kleine Nährfelder.

Das Kluftnetz bestimmt selbstverständlich die Absonderungsgröße der Bruchstücke. An den Felspartien mit weitständig-bankigem Kluftsystem und ihrem aus kleinstückigen Schutt zusammengesetzten Halden muß angenommen werden, daß die Weiterbildung im wesentlichen als abgeschlossenen gelten darf. Hier ist der Gesteinsschutt in erster Linie als Produkt rezentärer Aufbereitung anzusehen. Das Absprengen großer Felsbrocken von den Felswänden kommt nur selten vor.

Die „Blockstromartigen Bildungen“ finden sich in schmalen oder breiteren Quellmulden unter 25 Grad Neigung in N- bis NE-Exposition, wo eine permanente Feuchtigkeit vorhanden ist.

Verstürzte Felsburgen sind an die blockig oder plattig verwitternden Gesteinsarten wie Gneise und Granite gebunden. Ihre Lage ist von der Exposition und Höhe unabhängig.

Schuttstreifen, die durch oberflächliche Erosions- bzw. Denudationsvorgänge zu erklären sind, treten nur an einigen Schutthalden auf. In den Vogesen dagegen sind die dort vorkommenden Steinstreifen am Großen Belchen als rezente Solifluktionsformen zu deuten.

Über die Verwitterungsprozesse in der Gegenwart kann folgendes ausgesagt werden: In der Region zwischen 700 und 1000 m im Sektor S bis W ist eine relativ intensive Frost sprengung, z. T. auch Insolationswirkung, zu beobachten. In den tieferen Lagen wie auch in den anderen Expositionen NW bis SE kommt der physikalischen Verwitterung eine minder große Wirksamkeit zu. Die chemischen wie chemisch-biologischen Verwitterungsprozesse erreichen ihre Maximalwirkung in den feuchten Hangfußlagen, selbstverständlich auch in den stärker durchfeuchteten Höhenlagen über 1000 m, wobei hier jedoch den physikalischen Kräften die gleiche Aktivität beigemessen werden muß, was sich an den starken Bleichungsrändern der Bruchstücke zeigt.

In bezug auf die Bildung der groben Trümmeransammlungen ist zu betonen, daß die heutigen Verwitterungskräfte, die vornehmlich eine *in situ*-Aufbereitung gekoppelt mit denudativer Abtragung darstellen, nicht ausreichen, die große Mächtigkeit (Ausdehnung) der Halden usw. zu erklären. Zwar sind die oberflächlich lagernden Gesteinspartikel rezenten Ursprungs — ausgenommen die großen Blöcke in N bis NE-Exposition —, doch darf für das darunterliegende Gestein, das immer mit einer Menge Feinmaterial vermengt ist, angenommen werden, daß es während der Kaltzeiten in ähnlicher Form wie die rezente Haldenbildung von den Felswänden (heute oftmals nur noch angedeutet) abgesprengt wurde. Die Intensität der Frost-sprengung während der Kaltzeiten war zweifellos größer als heute.

So kann zur Altersfrage der Trümmeransammlungen gesagt werden, daß im ehemals nicht vereisten Gebiet die Bildung der Bruchstücke zu Anfang der Vereisung einsetzte, sicher schon in den vorhergegangenen Kaltzeiten, und mit dem Abschmelzen der Gletscher in immer höhere Lagen vorrückte.

Die Granitblockbildung an sich dürfte schon im Tertiär begonnen haben. Das gilt natürlich auch für die übrigen Gesteine, doch können hierüber keine exakten Aussagen gemacht werden, außer es handelt sich um Gneiserratika.

Abgesehen von den erwähnten denudativen Vorgängen bei den Halden, machen sich an allen von der Vegetation entblößten Hängen, auch bei geringstem Gefälle, Denudationswirkungen bemerkbar.

Für das Rasenschälen müssen verschiedene Ursachen verantwortlich gemacht werden. So bedingen einerseits Quelltrichter durch erhöhte Wasser-führung die Abschwemmung der feinerdigen Bestandteile unter der Ra-sennarbe, was zum Zerreissen derselben führt, während in den flachen Quellmulden die Vegetationsdecke wulstförmig vorgebaut werden kann. Andererseits erfolgt Rasenschälen durch Kammeisbildung in den hohen Gipfellagen. Lehmige Bodenbestandteile sind die Voraussetzung für Block-wanderungen und Erdschlipfe. Erstere beschränken sich auf stark feuchte

N- bis E-Lagen unterhalb von Quellaustritten, letztere bevorzugen gleichfalls diesen Sektor, erfordern jedoch meistens ein steiles Relief von 30 Grad und mehr.

Pseudobülten, deren Entstehung auf verrottete Stöcke, überwachsene Gesteinsbrocken und verlassene Ameisenhaufen zurückgeführt werden kann, sind im Südschwarzwald auf mehreren Weidefeldern nachzuweisen. Nur in den Vogesen tritt echter Büttenboden in der Region von 1300 m auf, der seine Bildung den rezent wirksamen periglazialen Agentien unter Mithilfe der anlehmigen Bodenkrume der Grauwacken, der Nardus- und Sphagnumarten verdankt. Die Tatsache, daß sich im Schwarzwald keine Polygonböden u. a. bilden, scheint ihre Ursache in dem zu einer mehr grusig-sandigen Bodenkrume verwitternden Gesteinsmaterial zu haben. Den periglazialen Abtragungs- und Verwitterungsvorgängen während des Pleistozäns sind die im eisfreien Gebiet an verschiedenen Hängen unter 30 Grad die teils eingeregelte Schuttzone, die umgebogenen Quarzfeldspatadern, die Aplit- und Ganggranitgänge sowie die Frostkeile in den älteren Moränenablagerungen zuzuschreiben.

Was die Mächtigkeit der heute vorhandenen Verwitterungsdecken betrifft, so weisen sie je nach dem Böschungswinkel, der Höhenlage und des Gesteinsuntergrundes unterschiedliche Beträge auf. Im allgemeinen wird der Wert von 2,5 m nur selten überschritten. Nur unterhalb des Steinwasen darf der solifluidal abgelagerte Gehängeschutt bei 28 Grad Hangneigung und 710 m Höhenlage auf 4 bis 4,5 m geschätzt werden.

Setzt man die Ergebnisse von FEZER 1957 aus dem Nordschwarzwald mit den Aufschlüssen am Herrherberg (S. 208) und dem Kaiserstuhl (Lößüberlagerung des periglazialen Schutthorizontes) in Parallele, so läßt sich sagen, daß die solifluidalen Vorgänge vor der Lößüberlagerung zum Abschluß gekommen sein müssen. Eine Gleichsetzung jedoch mit der von LANG 1952 auf der Grundlage von Pollenanalysen versuchten absoluten Datierung der nacheiszeitlichen Klimaschwankungen erscheint recht aussichtslos, da die Vegetation einer Klimaänderung gegenüber in Form eines Phasenverzuges reagiert. Das aber ist weder beim bloßen Gestein noch bei den Verwitterungsdecken der Fall.

Es kann festgehalten werden, daß der Formenschatz des südlichen Schwarzwaldes im Bereich der pleistozänen Vergletscherung in der Hauptsache ein Produkt der glazialen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge ist. Die glazial erhaltene Form der Täler wurde in der Postglazialzeit in ganz geringem Umfang durch die im Periglazial entstandenen Trümmeranhäufungen umgestaltet, und die rezenten Einflüsse waren noch viel weniger geeignet, durchgreifende Veränderungen herbeizuführen. Nur auf den Gipfeln wurde die Moränendecke abgetragen, und der heute sichtbare Verwitterungsmantel ist mit der rezent gebildeten Lockerzone des Anstehenden identisch. Inwieweit etwa periglaziale Bodenfließbewegungen die

abgelagerte Moränendecke beeinflußt haben, mag dahin gestellt bleiben, da keine exakten Unterscheidungsmöglichkeiten vorgenommen werden können.

Außerhalb des Vereisungsgebietes dagegen ist das Relief in wesentlichem Maße durch die periglazialen Kräfte bestimmt worden. Nur an steilen Hängen über 30 Grad, an den Halden und Felsspartien sind schwache rezente Umgestaltungen zu beobachten.

In bezug auf die präglaziale Verwitterungsdecke ist festzustellen, daß sie linsenartig auftritt, insbesondere an tektonischen Schwächezonen, in Sattel- und Hangfußlagen.

Angeführte Literatur

- ALBIEZ, G.: Tertiäre Landoberflächen und Oxydationszonen im südlichen Schwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Frbg., Bd. XXXII, H. 1, 1933.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil ME. — P. M. Ergh. 229, 1937.
- Periglazial-morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. — Erdkde., Archiv 1953.
- CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — Mém. soc. géol. de France. N. S. 46, Paris 1942.
- DEECKE, W.: Geologie von Baden. 2 Bde., 1916/17
— Morphologie von Baden. 1918.
— Über Blockhalden und Felsenmeere in Baden. — Ber. Naturf. Ges. Frbg., 1934.
- ENGLER, J.: Zum Problem alter Landoberflächen im Raum zwischen Feldberg, Schauinsland und Belchen. — Bad. Geogr. Abhd. 1936.
- FEZER, F.: Schuttdecken, Blockmassen und Talformen im nördlichen Schwarzwald. — Gött. Geogr. Abhd. H. 14, 1953.
- Eiszeitliche Erscheinungen im nördl. Schwarzwald. — Forsch. z. dt. Landeskde., Bd. 87, 1957.
- GELLERT, J. F.: Geomorph. Studien und Probleme im Schwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Frbg., Bd. XXXI, 1931.
- GÖTZINGER, G.: Beiträge zur Entstehung der Berg Rückenformen. — Geogr. Abhd. Bd. IX, H. 1, Leipzig 1907
- HEYER, E.: Über Frostwechselzahlen in Luft und Boden. — Sonderdr. aus „Germany's Beiträge zur Geophys.“, Bd. 52, H. 1/2, 1938.
- HÖVERMANN und POSER: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. — Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., Bd. III, 1951.
- KESSELI, J. E.: Rock Streams in the Sierra Nevada. — Geogr. Rev. 1941.
- KESSLER, P.: Das eiszeitliche Klima und seine Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. — Stgt. 1925.
- KREBS, N., und SCHREPFER, H.: Geogr. Führer durch Freiburg und Umgebung. 1927

- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Floengeschichte SW-Deutschlands. In: Flora oder allgem. botan. Zeitg., Bd. 139, H. 2, Jena 1952.
- LIEHL, E.: Morph. Untersuchungen zwischen Elz und Brigach. — Diss. Frbg. 1934.
- MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. — 1. Geol. Übersicht über den Aufbau des Schwarzwaldes und Petrographie des Altbestandes. 1948.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. — 2. Bd. Basel 1952.
- PFANNENSTIEL, M.: Die Rißeiszeit im Südschwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Frbg. 1958.
- POSER, H.: Studien über die Periglazialerscheinungen. — Gött. Geogr. Abhd., H. 14 und 15, 1953 und 1954.
- PENCK, W.: Die morphologische Analyse. — Stgt. 1924.
- REICHELT, G.: Untersuchungen zur Deutung von Schuttmassen des Südschwarzwaldes durch Schotteranalysen. In: Beiträge zur naturkundl. Forschung in SW-Deutschland. — Bd. XIV, H. 1, 1955.
- REMPP, J., und ROTHÉ, J. P.: Sur certains formations du sol dans les Hautes Vosges, Sentiers de vaches et reseaux de buttes. — Bull. du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine. 1935.
- SCHMITTHENNER, H.: Die Oberflächengestaltung des nördl. Schwarzwaldes. — Abhd. Bad. Landeskde., Karlsruhe 1913.
- SCHMID, J.: Klima, Boden und Baumgestalt im beregneten ME. — Neudamm 1925.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Geologie und Mineralogie des Breisgaues. In: Der Breisgau, hrsg. von H. E. Busse. Freiburg 1941.
- SCHOTT, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. — Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde., XXIX, 1933.
- SCHREPFER, H.: Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. — Geogr. Anz., 27, 9/10, Gotha 1926.
- SEDERHOLM, J. J.: Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. — Bull. de la Com. Géol. de Finlande 37. Helsingfors 1913.
- TRICART, J., und SCHAEFFER, J.: L'indice d'émussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. — Rev. Géomorph. Dynamique 1, Paris 1950.
- WITTMANN, O.: Ein Strukturboden auf einem Weidfeld bei Tunau. — Mitt. Bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz e. V., Frbg., N. F. 6, H. 3, S. 214, 1955.

Gesteinsschutt und Vergrusung im südlichen Schwarzwald

Maßstab:

0 1 2 3 4 km

Abstand der Höhenlinien: 200 m



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1960

Band/Volume: [50](#)

Autor(en)/Author(s): Ullmann Rudolf

Artikel/Article: [Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald 197-246](#)