

Das süddeutsche Buntsandsteinbecken.

Von Adolf Strigel.

Einleitung.

Der Buntsandstein bedeutet den Beginn eines neuen Zeitalters. In Südwestdeutschland ist er seit dem Beginn der karbonischen Festlandsära das erste Sediment, das sich in geschlossener Decke über das ganze Land ausbreitete. Wachsende Neigung zur Verbreiterung der Sedimentationsbecken und damit zur Ausbildung horizontal weitreichender Gesteinsdecken treffen wir allerdings auch schon gegen Schluß des Perms. Mehr und mehr werden die Hochgebiete in Senkungsgebiete verwandelt und mit Abragungsprodukten überschüttet. Der Absatz des Karneoldolomites an den Rändern des Zechsteinbeckens, der durch das Vorhandensein stehender Gewässer periodischen Charakters bedingt gewesen zu sein scheint, bedeutet den Stillstand der Erosion und den Abschluß dieses Einebnungsprozesses, aber im Gegensatz zur Universalität des Buntsandsteins mit seinen schon fast europäischen Dimensionen überschreiten doch die permischen Schuttbecken das Ausmaß lokaler Einzelbecken, zwischen denen immer noch Hochland aufsteigt, nie wesentlich. Auch die Senkung, die die Zechsteiningression mit sich brachte, war nur episodisch und vermochte sich südlich der Kraichgaulinie nicht durchzusetzen. Das ist ja der Hauptgrund dafür, daß der Buntsandstein bei uns bald auf Zechstein, bald auf Rotliegendem oder älterem Gebirge auflagert.

Es ist dies letzten Endes darin begründet, daß mit dem Beginn der Trias die jungpaläozoische Orogenese erloschen ist. Dem Zeitalter der Revolution folgt dasjenige der Evolution, der ruhigen Ablagerung, das zwar, wie wir sehen werden, nicht ganz frei ist von Krustenbewegungen, aber keine solchen von stürmischem Charakter kennt. Daher herrscht ungestörte gleichförmige Lagerung auf große Entfernungen. An die Stelle der Tendenz zur Hebung, die sich bisher nie ganz unterdrücken ließ, tritt endgültig eine solche zur allgemeinen Senkung, was in der Tat den Beginn eines neuen Zeitabschnittes bedeutet.

Es ist eine theoretische Voraussetzung, daß hydatogene Sedimente, die auf der Erdoberfläche abgesetzt werden, ursprünglich die Ausfüllung eines Hohlraumes darstellen, daß also ihre horizontale Verbreitung begrenzt ist und ihre Obergrenze sich im Gegensatz zur konkaven Form der Untergrenze der Horizontalen nähert, d. h. die Beckenfüllung die Form einer flachen, nach unten konvexen Linse erhält. Eine Ausnahme bilden organogene Riffbildungen von konvexer Oberfläche, die aber hier¹ auscheiden. Dagegen bilden bei äolischen Ablagerungen Schwellformen die Regel. Wir wollen beim süddeutschen Buntsandstein die Form der Ablagerung, und falls eine Beckenfüllung vorliegt, die Gestalt des Beckens untersuchen. Ein etwaiger Beckenrand müßte sich in seiner Lage zu erkennen geben aus dem Übergreifen höherer Schichten über tiefere und deren schließlichem Auskeilen, ferner aus der Richtung des Weges, den der Gesteinschutt vom Ursprungsort zum Ablagerungsort zurückgelegt hat. Letztere ihrerseits kann sich ergeben aus der Verbreitung bestimmter Geröllarten und aus der Größenänderung der mitgeführten Gerölle. Randliche und zentrale Gebiete eines Beckens bestimmen sich durch die Verteilung von Grob- und Feinfacies, von mechanischer und physiko-chemischer Sedimentation. Sollte sich als Ablagerungsort des Buntsandsteins ein Becken von bestimmter Begrenzung feststellen lassen, so wäre damit zugleich ein Hinweis auf die Art und Weise der Ablagerung gegeben. Es würde eine Beckenfüllung vorliegen, bei der das Wasser die Hauptrolle gespielt hätte, und der Unterschied gegenüber den permischen Schuttbecken wäre im wesentlichen ein solcher der Größenordnung.

A. Unterer Buntsandstein.

I. Der Rechtsrheinische.

Im nördlichen Schwarzwald wird die Hauptmasse des unteren Buntsandsteins von vorherrschend hellfarbigen, feinkörnigen Tigersandsteinen mit reichlicher Beimengung von frischem oder zersetztem Feldspat (Kaolin), mit häufig kantigen Quarzkörnern und mit schwarzen und weißen Glimmerblättchen gebildet. Der Tigersandstein kann unmittelbar dem älteren Gebirge auflagern; das normale Liegende bilden aber einige Meter

¹ Ebenso wie Sinterbildungen.

roter, glimmerreicher, sandiger Schiefertone oder Tonsandsteine. Bei Baden-Baden, Herrenalb und an der unteren Murg beginnt er, auch über Arkosen des Oberrotliegenden, sofort mit Sandsteinfacies, ohne tonige Unterlage¹.

Eckiger Arkoseschutt von rotliegendähnlichem Aussehen ist an der Basis als geringmächtige Aufarbeitungsbresche des Untergrundes, gelegentlich mit Geröllen, weitverbreitet, doch niemals ein wirkliches Konglomerat.

Bei Baden-Baden und Herrenalb beobachtete schon Sandberger, daß „in den untersten Schichten überall eckiger Feldspatgrus neben den Quarzkörnern aufgehäuft ist und mitunter in Menge z. B. an der Granitgrenze am Glasfeld bei Herrenwies“. Die zunächst auf den Rotliegendgesteinen aufruhenden Schichten zeigen vielfach ein etwas gröberes Korn als die Hauptmasse der Sandsteine dieser Abteilung².

Nach den Beobachtungen K. Regelmanns werden die Tigersandsteine auf Blatt Enzklosterle „im Liegenden häufig durch sandige Tone oder weiche, feinkörnige rote, tonige Sandsteine sowie durch gröbere Sandsteine und sehr grobe Arkosen verdrängt“. „Direkt über der Abrasionsfläche“ befindet sich „selbst unter den feinsandigen roten Tönen mitunter eine meist nur wenige cm mächtige Lage von gröberen, vorwiegend eckigen bis walnußgroßen Stücken, welche Aufbereitungsprodukte des Grundgebirges der nächsten Umgebung darstellen und gewissermaßen ein Bodenkonglomerat des Buntsandsteins von rotliegendähnlichem Aussehen sind“. Da die Bruchstücke vorwiegend eckig sind, würde man es wohl richtiger als Basisbresche bezeichnen. Grobe dolomitische Arkose kann faustgroße Aplit- und Granitbruchstücke führen. Das dem Rotliegenden ähnliche Gestein kann durch Dolomit verkittet oder auch verkieselt sein³.

¹ Siehe Profil der Merkurbahn bei Baden-Baden bei Bilharz-Göhringer, Geol. Exkurs. in Baden, Lief. 6, 1926, S. 201; im oberen Michelbachtal, einem rechten Seitentälchen der unteren Murg, Grenze ro/su; ro: „kleine quarzige Gerölle in Erbsengröße (grober Sand) in ähnlicher Grundmasse“; su: „arkoseartiger Sandstein mit Granitkomponenten“; höher folgt „Tigersandstein“, hellfarbig (ebenda S. 165).

² H. Eck, 1892, S. 472; Sandberger, 1861, S. 19 und 20.

³ K. Regelmann, 1911, S. 51 und 57; wird durch verschiedene Einzelprofile belegt: S. 52, 53, 55. Am Paternoster (Fuß der Langeck) direkt auf Granit nahezu 6 m mächtiger, stark verkieselter Feldspatsandstein (S. 57).

Ebenso tritt auf dem östlichen Nachbarblatt Simmersfeld als Basis des Buntsandsteins unmittelbar auf Granit eine an das Rotliegende erinnernde, $\frac{1}{2}$ —2 m mächtige Arkose mit kleinen bis mittelgroßen, kaum gerundeten Stücken auf, vorwiegend ein Aufbereitungsprodukt des unterlagernden Grundgebirges der nächsten Umgebung darstellend. Nur in dem oberen Teil der Arkose kommen wirkliche Gerölle häufiger vor, neben Geschieben von Wildbader- und von Kegelbachgranit, den beiden auf dem Blatt vertretenen Granitarten, zuweilen auch Aplitstückchen, auch einige gneisartige Rollstücke. Über dieser Arkose beginnen stellenweise härtere, durch dolomitisches Bindemittel verfestigte Bänke von sandiger Beschaffenheit; stellenweise ein toniges Konglomerat mit versprengten größeren Grundgebirgsgerollen, die auch noch vereinzelt in die feinkörnigen Sandsteine hinaufgehen. Nach etwa 7 m über dem Grundgebirge kommen echte Tigersandsteine¹.

Auch auf den Blättern Wildbad und Obertal-Kniebis fand K. Regelman größere rotliegendähnliche Nester oder Lagen von Granitgrus zwischen den normalen Gesteinen des unteren Buntsandsteins in seinen untersten Teilen oder Basisbreschen von eckigen Granit-Gneisbruchstücken, durch Dolomit verkittet, sowie frischen Feldspat führende Sandsteine².

In der Tiefbohrung von Calw wurden über Glimmergneis erbohrt: grobkörnige Arkosesandsteine, 2,30 m, dann feinsandiger roter Sandstein bzw. Ton, dann feinkörniger weißer Sandstein, zusammen nahezu 20 m (Erl. Calw, S. 32).

Wir finden aber auch häufig sofort über dem Grundgebirge oder Rotliegendem feinkörnige Sandsteine und weiche, sandige Tone, zwischen die sich gröbere, manganmulmige Sandsteine und Tigersandsteinbänke einschieben können. Ja sie stellen sogar das normale Liegende der höheren Tigersandsteine dar (Blätter Enzklösterle, Wildbad, Obertal, Baiersbronn, Freudenstadt). Auf Blatt Baiersbronn können rote Schiefertone und sandige rote Tone bis 40 m dick werden, worüber dann noch rund 40 m Tigersandsteine folgen können (Erl. S. 39). Nur in selteneren Fällen scheint Tigersandstein direkt auf der Abrasionsfläche (Grundgebirge oder Rotliegendem) aufzulagern.

¹ Bräuhäuser und Schmidt, 1908, S. 14.

² 1913, S. 51 (siehe Einzelprofile); 1907, S. 11 (Prof. vom Roteschliffbach).

Das Aufsteigen von gröberem Granitgrand in den unteren Buntsandstein ist also, wenn auch häufig und für „su“ typisch, immerhin nicht das Normale.

Auf Blatt Calw scheinen die feinkörnigen Sandsteine nur geringmächtig zu sein (20 m gegen normal 50 m) und sonst durch gröbere Gesteine ähnlich denen des Eck'schen Horizontes vertreten zu werden (Erl. S. 32 und 36). Im Enztal bei Neuenbürg sah ich selbst su als grobkörnigen Sandstein mit großen Tigerflecken ausgebildet.

Im Gebiete von Rench und Wolfach findet man unmittelbar über dem Kristallinen vorwiegend rote Letten mit einzelnen arkoseartigen Sandsteinzwischenlagen, z. B. am Rappenschliff bei Griesbach¹. Die mittlere Mächtigkeit beträgt etwa 50 m.

Während auf Blatt Peterstal der untere Buntsandstein zwar allmählich von N. nach S. an Mächtigkeit abnimmt, aber überall noch ein geschlossenes Band am Gehänge bildet, ist er auf dem westlichen Nachbarblatt Gengenbach nur noch lappenweise, aber mit mittlerem Korn entwickelt, und keilt, obwohl in der Nordrach noch 50 m dick, bis zum Westrande der Moos ganz aus, wobei sich nach Sauer seine Auflagerungsfläche für die Breite der Moosdecke um nahezu 100 m hebt. Dabei wird die Abgrenzung vom Eck'schen Geröllhorizont teilweise unmöglich, in dem beide über dem Grundgebirge in basalen Schichten Beimengungen des Untergrundes enthalten. Dazu kommt, daß auch der untere Buntsandstein hier Gerölle führt, worunter auch Porphyre; allerdings sind letztere „entschieden selten“ (Erl. Bl. Gengenbach S. 57 vom Nordrachprofil). Aber auch nach S, am Täschenkopf, verkümmert die Stufe unter gleichzeitiger Kornvergrößerung einzelner Lagen. An der Ostseite des Täschenkopfes ist sie in der Schlucht nach Thüra ch noch 40 m mächtig, beim Reuttegut nur 20—30 m². „Weiter südlich ist der untere Buntsandstein noch deutlich entwickelt am Bettelfrausattel, nordöstlich vom Brandenkopf, aber nur mehr 10—15 m mächtig. Am Schwarzenbachsattel konnte er nicht mehr nachgewiesen werden; ebensowenig an der Südseite des Nillkopfes; nur an der

¹ Schalch, 1895, S. 53 und A. Sauer, 1895, S. 51.

² Auf der Südseite des Täschenkopfes stehen am Wege gegen Mühlenstein weiße, auch hellviolette Tigersandsteine an, aus sehr groben Quarz- und vereinzelt Kaolinkörnern bestehend. Sie können in Arkosen mit größeren weißen Feldspatbruchstücken (3—4 mm) übergehen.

Westseite des letzteren kommen noch einmal helle, feinkörnige Sandsteine vor, die dazu gestellt werden können“ (Thürach, 1897, S. 37). Die Buntsandsteinrestkegel südlich der Kinzig an der Heidburg (Biereck, Heidburg, Schwarzbühl, Rotebühl) zeigen Hauptbuntsandstein unmittelbar und gleichförmig auf rote, tonige Sandsteine des Oberrotliegenden übergreifend. Auch südlich der Kniebistafel vom Schnurrhaspel ab, wo er mit 50 m noch am mächtigsten ist, nimmt der untere Buntsandstein bei mittlerem und selbst grobem Korn nach Ost und Südost ab und ist in der Gegend von Schapbach-Wittichen schon auf 20—30 m gesunken. Schon nördlich der Kinzig ist er im Heubach und St. Roman nicht mehr ausscheidbar. Über Letten und Arkosen des Oberrotliegenden beginnt er, wo vorhanden, mit roten Letten mit einzelnen weißen Bänken von Arkosesandstein, „der weiter aufwärts alsbald vorzuherrschen beginnt“ und wie das Oberrotliegende Dolomitknollen führt. Aber auch unmittelbar über Gneis beginnt er ganz ähnlich mit roten, grandigen Letten. Über den roten Letten folgen auch hier die weißlichen, tigerfleckigen Sandsteine¹.

Andererseits dringt der untere Buntsandstein in der Lahrer Vorbergzone, aber auf fast 20 m verschwächt und wieder mit vergrößertem Korn und mit reichlich Feldspat vermischt, südlich über die Kinzig vor. Hier konnte ihn Eck noch im Diersburger-, Gereuther-, Weilertal und im Schuttertal bei Steinbach und Seelbach ausscheiden (1884, S. 94)². Auch oberhalb Ettenheimmünster und Schweighausen stellte ihn Eck noch fest (1892, S. 471). Neuerdings verfolgte ihn hier über dem Gneis, der in der Talsohle des Münstergrabens und im Dörlinbachergrund auftaucht, Wilser. In letzterem beobachtete er über dem Renghneis mit schwachwelliger Auflagerungsfläche 20 cm grobstückiges, eckiges, kaum gerolltes Grundgebirgskonglomerat (das also wohl besser als Bresche zu bezeichnen wäre), und darüber wohl gebankte feinkörnige Arkosesandsteine mit Wadflecken oder Löcherung und vereinzelt kleinen Geröllchen, „Gaggele“. Im Bereich der Grenzzone, sowohl mehrere Meter ins Liegende als auch ins

¹ A. Sauer, 1895, 51, 52.

² U. a. sieht man in nächster Umgebung von Seelbach sehr grobe weiße Arkosesandsteine an der Basis grober weißer Tigersandsteine.

Hangende treten wulstige Dolomitanreicherungen bezw. Verkie-selungen auf¹.

Der Gneis taucht ferner bei Bad Kirnhalden und nördlich davon auf. 1 km nördlich des Bades fand Stierlin über dem Gneis zahlreiche Bruchstücke von weißem und violetter Arkose-sandstein, aus sehr grobkörnigem, wenig abgerolltem Material bestehend, auch in großer Menge herumliegende weiße Quarzitknollen. Diese Gesteine stellt er in das obere Rotliegende, dagegen rechnet er weiße und rote tonige, feldspathaltige Tigersandsteine über dem Gneis, die ebenfalls nicht anstehen, sondern in Blöcken herumliegen, zum unteren Buntsandstein. Jedenfalls erreicht dieser hier nur einige Meter. Während Glaser bei Emmendingen nur mittleren und oberen Buntsandstein entwickelt fand, ist nach Wilser unterer Buntsandstein, nach unten abgegrenzt durch den Dolomit-Karneolhorizont des ro, „am Ostabhang des Hornberges nördlich des Mauracherberges aufzuschürfen“. Eine nähere Beschreibung davon gibt Wilser nicht (a. a. O.). Das wäre dann das südlichste Vorkommen dieser Stufe am Rheintalrande. Eine genauere Bestimmung der Mächtigkeit ist bei diesen südlichsten Vorkommen aus Mangel an geeigneten Aufschlüssen und wegen der Schwierigkeit der Abgrenzung nach oben unmöglich².

Eck vermutet (1884, S. 94), daß der untere Buntsandstein in der Lahrer Zone mit seinen groben Sanden nur einen Teil der weiter nördlich vorhandenen Schichtenfolge vertrete, nämlich die obere Abteilung, die gegen die Grenze zum mittleren Buntsandstein auch gröberes Korn aufweise, z. B. an der Roßbühlstraße.

Wie im Westen längs des Gebirgsrandes, so überschreitet der untere Buntsandstein auch auf der Ostseite des Schwarzwaldes die Kinzig. Ein Band von roten sandigen Letten und wenig verfestigten roten und weißen Arkosen schiebt sich nach Bräuhäuser an der oberen Kinzig und an der Schiltach zwischen die Karneol-Dolomitstufe des obersten Perms und die Geröllschichten des mittleren Buntsandsteins ein und gleicht die noch vorhandenen Unebenheiten des Untergrundes aus, die so erheblich sein können, daß das Band ganz verschwindet. Das Material der Arkosen ist überwiegend nicht abgerollt im Gegensatz zu demjenigen des hangenden unteren Geröllhorizontes, wes-

¹ Wilser, 1924, S. 316.

² Stierlin, 1910, S. 641; Glaser, 1914.

halb sie im Handstück von denen des Perms nicht zu unterscheiden sind. Die Ablösung von den Arkosen des Perms erfolgt so unmerklich, daß auch die besten Profile eine sichere Trennung der paläozoischen und mesozoischen Sedimente nicht erlauben. Im Süden kommen vereinzelt kugelrunde Porphyrgeschiebe von über Faustgröße vor. Nach Norden verfeinern sich aber die Arkosen zusehends unter Zwischenschaltung von Tigersandsteinbänken, bis schließlich der Arkosecharakter gänzlich verschwindet, und unter allmählicher Steigerung der Mächtigkeit. Noch in der hinteren Berneck im kleinen Kinzigtal bereitet die Abgrenzung nach unten große Schwierigkeiten. Die geologische Kartierung legt die Grenze dahin, wo über undeutlich geschichteten Arkosen des Rotliegenden etwas besser geschichteter, wenig arkosiger, toniger Sandstein von 6 m Mächtigkeit folgt¹. Selbst im Forbachtal bei Freudenstadt ist die Grenzföhrung noch nicht von aller Unsicherheit frei und der Gesteinscharakter horizontal wie vertikal unbeständig (reichlich Feldspat, dunkler Glimmer). Südlich Schramberg bei Thennenbronn und St. Georgen lagert der Eck'sche Horizont unmittelbar auf dem Grundgebirge. Hier ist also der untere Buntsandstein völlig ausgekeilt. Von Schramberg an schwillt er über Aichhalden und Schenkenszell bis zur Reinerzau mehr und mehr zur normalen Mächtigkeit von 60 m an (siehe Bräuhäuser, 1911, S. 26: Lauterbach 0 m, Aichhalden 10—20 m, Alpirsbach 30—45 m, am Roßberg bei Reinerzau 60 m).

So stehen wir hier an der Ablagerungsgrenze des unteren Buntsandsteins, dem höher gelegenen Südrande des Ablagerungsbeckens, von dem die Abtragungsprodukte nach Norden wanderten. Die Ablagerungsgrenze weicht am Mooswald, offenbar der Spitze eines nach Norden vorspringenden Sporns des Beckenrandes, am weitesten nach Norden zurück und springt dann sowohl westlich längs des Rheintales, als auch östlich längs der Schiltach als Bucht nach Süden vor. Die Rheintalbucht im Westen werden wir gleich noch näher ins Auge fassen. In der Tiefbohrung von Dettingen am oberen Neckar bestimmte nach dem Bohrregister A. Schmidt die Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins zu 7 m, in derjenigen von Sulz a. N. zu 10 m. Hier

¹ Bräuhäuser, 1909, S. 41; Bräuhäuser und Sauer, 1913, S. 43.

dürfte also die Ablagerungsgrenze auch nicht mehr weit entfernt sein. Der Beckenrand wendete sich demnach von Schramberg vermutlich wieder nach Nordosten, etwa in der Richtung auf Oberndorf. Das Profil der Oberndorfer Bohrung gibt uns leider über den Verlauf der Grenze keinen genaueren Anhalt¹.

Der ganze Hochschwarzwald und ein großer Teil des mittleren Schwarzwaldes bis zur Kinzig und darüber hinaus bildeten im unteren Buntsandstein Ausräumungsgebiet. Der unregelmäßige Verlauf der Beckengrenze mit Spornen und Buchten ist sehr merkwürdig und zeigt, daß der untere Buntsandstein noch die Aufgabe hatte, ältere Unebenheiten auszugleichen. Der vom Hochschwarzwald aus über die Heidburg nach dem Nillkopf und Mooswald vorspringende Sporn ist nicht weniger interessant als die bis in die Emmendinger Gegend reichende Bucht am Rheintalrande. .

Aber auch innerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes erleidet die Mächtigkeit beträchtliche Schwankungen. Im südlichen Enzgebiet, im Kegelbach- und Eyachtal sinkt sie stellenweise auf 10 m, auch im Bohrloch von Calw auf nicht ganz 20 m. Da aber gleichzeitig der untere Geröllhorizont um den Betrag der Verminderung anschwillt, die Gesamtmächtigkeit beider also konstant bleibt (etwa 100 m), so dürfte die Verminderung nur scheinbar sein und sich aus der Stellvertretung durch die Facies des höheren Horizontes erklären, die dann eine Art größerer rinnenförmig eingelagerter Randfacies darstellen würde. Weniger wahrscheinlich ist wohl rinnenförmige Einlagerung des Eckschen Horizontes in die tieferen Schichten. Die Verjüngung am Westabhange des Hornisgrinde-Kniebiskammes, die örtlich bis zum völligen Verschwinden gehen kann, war schon Eck bekannt. Sie wird von K. Regelmann darauf zurückgeführt, daß die tieferen Schichten wegen der Aufragungen des kristallinen Untergrundes nicht zur Ablagerung gelangten.

Südlich der Hornisgrinde setzen das Granitporphyrriff des Großen Schrofen im obersten Achertal und der Porphystock des Gottschläg am Bosensteinereck (Ruhsteinstraße) als richtige Härtlinge durch den unteren Buntsandstein bis in den unteren Geröllhorizont hinein durch. Eine gröbere Trümmerstruktur im Sedimentmantel dieser Härtlinge ist nicht beobachtet. Die Aufragung

¹ A. Schmidt, 1912, S. 172.

des Kristallinen an der Hornisgrinde liegt ungefähr in der Verlängerung des Sporns vom Mooswald und könnte eine Fortsetzung desselben darstellen¹.

In die Reihe der Restberge, die der Abtragung widerstanden hatten und noch während der Ablagerung des unteren Buntsandsteins sich über das allgemeine Niveau der kristallinen Oberfläche erhoben, scheint auch der Granitrücken von Kleinwildbad bei Liebenzell im Nagoldtal, der sowohl das Rotliegende als auch den unteren Buntsandstein durchragt, zu gehören, wieder eine der offenbar zahlreichen Unebenheiten der permischen Abtragsfläche, die der untere Buntsandstein noch auszugleichen hatte². Schwerer verständlich ist das örtliche Anschwellen weit über den Mächtigkeitsdurchschnitt hinaus, z. B. auf Blatt Baiersbronn von West nach Ost von 50 auf 80 m (Erl. S. 39). Es scheint sich hier auf der Ostseite des Hornisgrindesporns eine tiefere Rinne, die aber zuunterst mit Ton erfüllt ist (40 m Ton unter 40 m Tigersandstein), hinzuziehen. Ob hier eine mit Ton und Sand ausgefüllte Erosionsrinne oder eine örtliche Senkungszone vorliegt, ist schwer zu entscheiden.

Im südlichen Odenwald bei Heidelberg beginnt der untere Buntsandstein mit tiefroten, tonigen, nach oben etwas feinsandigen Lagen, die in trockenem Zustand in kleine eckige Bröckchen zerfallen und daher als Bröckelschiefer bezeichnet werden, wie wohl sie nicht geschiefert sind. Sie lagern konkordant über den violettroten, gelben und grauen Zechsteinletten und erreichen nur wenige Meter (3—6). Darauf folgen dunkelrote, selten weiße oder gelbliche feinkörnige Sandsteine mit reichlich hellem und dunklem Glimmer und zahlreichen Schiefertoneinlagerungen. Diese bilden die Hauptmasse des unteren Buntsandsteins. Die Bröckelschiefer wurden bei den Schürfungen auf das Manganerzlager an der oberen Grenze des Zechsteins vielfach aufgeschlossen³. Aus den Ergebnissen von Tiefbohrungen⁴ schließt

¹ K. Regelman n, 1907, S. 70 ff.

² Siehe die Abb. bei E. Fraas, Erl. Liebenzell, S. 15.

³ Z. B. in der Grube am Mausbachtal und in derjenigen auf dem Kuhriegel über den Büchsenäckern von Ziegelhausen; in 7,50 m tiefem Schacht der letzteren: oben 2 m Sandstein, darunter roter Ton, an der Sohle Zechstein (Manganmulm).

⁴ Von den Tiefbohrungen der Heidelberger Pumpstationen bei Schlierbach traf das Bohrloch IV mehrere Meter (7 m) feinsandige manganhaltige Schiefertone, die zuoberst noch dünne Sandsteinbänkchen führten,

Thürach, daß die Bröckelschiefer unter dem eigentlichen Sandstein keine gleichartig und in gleicher Mächtigkeit auftretende Schicht bilden, sondern daß sich dazwischen manchmal noch Sandsteinbänke einschieben.

In höheren Lagen des unteren Sandsteins trifft man häufig weißlich-gelbe Tigersandsteinbänke¹. An der Untergrenze des mittleren Buntsandsteins kommen zuweilen „noch bis zu 20 m mürbe, tonige Sandsteine“ vom Habitus der Sandsteine des unteren Geröllniveaus, doch ohne Gerölle oder selten Gerölle führend, vor, die von Andreae „wegen ihres bunten, weiß und rosa gestreiften Aussehens und wegen des Vorkommens von weißen Tigersandsteinen“ noch zum unteren Buntsandstein gezogen werden². Nach Thürach schließt sich dieser Komplex „jedoch besser und ohne deutliche Grenze an den mittleren Buntsandstein an“. Diese geröllarmen, lockeren Sandsteine sollen auch im nördlichen Schwarzwald vorkommen und wegen der gleichartigen Gesteinsbeschaffenheit von Eck noch zum unteren Geröllhorizont gestellt worden sein³. Hier herrscht also eine gewisse Unsicherheit in der Bestimmung der Grenzen zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein, die auch eine genaue Bestimmung der Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins erschwert. Sie wird von Andreae und Thürach in ihren Normalprofilen übereinstimmend zu 30—60 m angegeben, von ersterem aber einschließlich der Tigersandsteine, von letzterem ausschließlich der mit 10 bis 20 m besonders verzeichneten Tigersandsteine⁴.

2 m rotbraune und violettrote, sowie graue weiche schmierende Schiefer-tone (Letten), die nicht mehr sandig waren, etwas Manganoxyd enthaltend, im unteren Teile noch mit einer sehr feinkörnigen Sandsteinbank, darunter dann violettrote und graue, an Manganulm reiche Letten (Zechsteinletten 0,80 m) an. Das Bohrloch VI aber lieferte als tiefste Schichten über den 2 m dunkelbraunen, an Manganoxiden reichen Zechsteinletten 6 m roten Sandstein mit schwachen Schiefer-tonlagen. Thürach, 1918, S. 59.

¹ U. a. im Aufschluß am Friesenwege bei der sog. Jettenhöhle.

² Andreae, 1893, S. 354.

³ Thürach, 1918, S. 60; H. Eck, 1875, S. 72.

⁴ Thürach glaubt westlich des Weißensteins und zwischen Peters-tal und Ziegelhausen eine örtliche Reduktion des unteren Buntsandsteins feststellen zu können (1918, S. 55/56), woraus man schließen müßte, daß der Quarzporphyr zur Ablagerungszeit des unteren Buntsandsteins nördlich Heidelberg noch schwache Aufragungen gebildet hätte.

Die Zweiteilung in Schieferletten und Tigersandsteine, wobei unter letzteren weiche, tonige, häufig stark gefleckte Sandsteine über den Schieferletten verstanden werden, ist für den unteren Buntsandstein des Odenwaldes überhaupt bezeichnend. Während aber bei und südlich Waldmichelbach die Schieferletten wie bei Heidelberg oft nur wenige Meter ausmachen, die Tigersandsteine dagegen mindestens 40 m, beide Facies dazu noch manchmal miteinander wechsellagern, so betragen bei Groß-Umstadt und Neustadt i. O. die Schieferletten 30—40 m und sind die Tigersandsteine dagegen im allgemeinen „weniger selbständig und weniger mächtig entwickelt“. Die Schieferletten bilden mehr nach dem Spessart zu fast ausschließlich den unteren Horizont, die Tigersandsteine den oberen¹. Das Mächtigkeitsverhältnis kann sich also fast umkehren. Da aber dabei die Gesamtmächtigkeit annähernd die gleiche bleibt (30—60 m), so haben wir nach Nordost, gegen den Spessart zu, eine Zunahme der Tonfacies auf Kosten der sandigen, dies um so mehr, als bei Groß-Umstadt in der Tigersandsteinstufe auf mehrere Meter Sandsteinbänke mit Tigerflecken bisweilen wieder mürbere, tonigere Schichten folgen. Eine Zunahme der oberen Tigersandsteinstufe von West nach Ost (Erl. Groß-Umstadt, S. 24) ändert nichts an dieser Tatsache. Die starken Schwankungen der Gesamtmächtigkeit sind durch die Unebenheiten der Granitoberfläche bedingt; besonders gilt dies für die Schieferletten, da diesen hauptsächlich die Aufgabe der Einebnung zufällt. Sie können so in Mulden der Granitoberfläche nördlich Waldmichelbach schon für sich allein 50 bis 60 m erreichen. Meist ist die Mächtigkeit zwar nur halb so groß und kann örtlich, wie z. B. östlich Weschnitz, sogar auf wenige Meter herabsinken (Erl. Bl. Erbach—Michelstadt, S. 30). Mit der Obergrenze des unteren Buntsandsteins ist die Einebnung fast vollständig. Bei Neustadt i. O. am Breuberg, ist die Unebenheit der Auflagerungsfläche der Schieferletten besonders stark. Die Granitkuppen können fast bis zum Tigersandstein und der Geröllzone des mittleren Sandsteins aufragen, an anderer Stelle können die Schieferletten 30—40 m mächtig dem Grundgebirge aufliegen, wo eine Mulde desselben auszufüllen war (Erl.

¹ G. Klemm, 1897, S. 29; C. Chelius und Chr. Vogel, 1894, S. 34; C. Chelius und G. Klemm, 1894, S. 11 (auf Blatt Neustadt Schieferletten mit dolomitischem Sandstein 10—40 m, darüber Tigersandstein 10—20 m).

Seite 5). Da hier Rotliegendes und Zechstein fehlen, so liegen Erhebungen des Grundgebirges vor, die von der Bedeckung mit Rotliegendesedimenten freiblieben und später als Inseln aus dem Zechsteinmeer aufragten. Der Buntsandstein beginnt hier mit einer schwachen granitischen Aufarbeitungsbresche, u. a. am Tännchesberg südlich Neustadt¹.

G. Klemm nimmt als Ursache der Mächtigkeitsschwankungen, auch des häufigen Fehlens von Zechstein und Oberrotliegendem über dem Granit, starke Erosion nach der Ablagerung des Zechsteins bzw. Rotliegendes und vor der des unteren Buntsandsteins an, „durch welche das Permsystem, welches früher die Unebenheiten des Untergrundes wenigstens größtenteils ausgeglichen hatte, wieder zerrissen wurde“². Darnach hätte man sich vorzustellen, daß die Breubergscholle nach dem Zechstein eine Hebung und dann eine starke Abtragung erfuhr. Unmittelbar beobachtet ist indes eine diskordante Auflagerung von *su* auf Zechstein nirgends, wohl aber mehrfach das Gegenteil, wenn man von den geringen Störungen absieht, die durch die Umwandlung des Zechsteindolomites in Manganmulm sekundär entstanden sind. Beimengung von granitischem Grus an der Basis des unteren Buntsandsteins ist auch sonst im nördlichen Odenwald verbreitet. Dolomit tritt darin, wie auch zwischen den Letten, in Knollen oder Bänken auf, auch Kalke als Bindung von Grundkonglomerat oder Sandstein³.

Im Vorspessart haben wir nach C. Chelius und G. Klemm eine schärfere Sonderung in Schieferletten unten (wohl 40—50 m) und Sandstein oben (mindestens 40 m) als im Odenwald, wo diese Sonderung nicht anhält „und die Tigersandsteinbänke den Schieferletten bald auflagern, bald sie unterlagern, bald ihnen eingelagert sind“. Die Verfasser betrachten auf Grund dieses Verhältnisses auch die vertikale Sonderung im Spessart als eine „zufällige“⁴. Im nördlichen Spessart steigert sich die Mächtigkeit der Bröckelschiefer nach Bücking bis auf 70 m⁵. Die 20—30 m mächtigen, weißen bis hellrötlichen, wohlgeschich-

¹ Strigel, 1912 (Tafel).

² G. Klemm, 1897, S. 30.

³ Hoppe, 1925, S. 11—16.

⁴ G. Klemm, 1894, S. 27; G. Klemm und C. Chelius, 1894, S. 50.

⁵ Bücking, 1892, S. 171.

teten Sandsteine darüber bis zum 1. Geröllhorizont hat G ü m b e l als „Heigenbrückener Sandstein“ ausgeschieden. Die tonige Facies hat also in der bisherigen Richtung gegen Nordost im Spessart weitere Fortschritte gemacht und nahezu die ganze Abteilung ergriffen.

Auch im Spessart ist die Oberfläche des kristallinen Gebirges nach B ü c k i n g sehr unregelmäßig. In Kuppen und Hügeln setzt dieses durch die ungestört lagernden Sedimente des Perms und auch noch des unteren Buntsandsteins hindurch. Diese müssen also schon zur Ablagerungszeit des Perms und unteren Buntsandsteins riffartig aufgeragt haben¹. Der Bröckelschiefer lehnt sich vielerorts ohne Zechsteinunterlage direkt an das kristallinische Gebirge an. Er schmiegt sich dem hügeligen Untergrund an und gleicht noch vorhandene Unebenheiten aus. Daher schwankt seine Mächtigkeit bedeutend. Erst mit der 2. Abteilung, dem feinkörnigen Sandstein, beginnt ein gleichbleibender Horizont. Wo sich der Bröckelschiefer ohne Zechsteinunterlage direkt an die kristallinen Riffe anlehnt, bestehen die untersten Bänke aus einer etwa 2 m mächtigen Grundgebirgsbresche. Auf dem Zechstein aber legt sich der Bröckelschiefer ungestört und ohne grobklastische Beimengungen auf².

Die Lücke zwischen Odenwald und Schwarzwald wird durch einige Tiefbohrungen ausgefüllt. Die ältesten sind diejenige von Dürrmenz bei Mühlacker (1855—59) und von Ingelfingen am Kocher (1857—64), von denen O. F r a a s die Bohrprofile nebeneinander gestellt hat³. Sein Profil von Dürrmenz ist aber für die feinere Gliederung des Buntsandsteins kaum verwertbar. H. E c k hat im Jahre 1887 aus den noch vorhandenen Bohrproben auf eine Mindestmächtigkeit des aus rotem Ton und weißem Sandstein bestehenden unteren Buntsandsteins von 156' = 44,5 m geschlossen, die dem Normalwert gleichkommt⁴. Am überraschendsten ist das Ergebnis der Ingelfinger

¹ Bei Waldaschaff erreicht das Grundgebirge bis auf einige Meter die Obergrenze der Bröckelschiefer (B ü c k i n g, 1892, S. 172 und 174 Anm.). Dolomit- und rote Jaspisknollen, von B ü c k i n g als Auslaugungsrückstände von Gips angesehen, liegen vereinzelt an der Basis, häufiger noch innerhalb der Bröckelschiefer.

² B ü c k i n g, 1892, S. 6 und 173; die übrige Literatur bei S t r i g e l, 1914, S. 9.

³ O. F r a a s, 1859, S. 326—345.

⁴ H. E c k, 1887, S. 332.

Bohrung, deren Profil auch von E. Fraas in den Erl. zu Blatt Ingelfingen mitgeteilt wird. Hier haben wir unter 169,2 m roten geschlossenen Sandsteinen (zum mittleren und oberen Buntsandstein gehörig) nicht weniger als „212 m braune feste Tone“, die nach O. Fraas sandig sind¹. In der Tiefbohrung der Papierfabrik von Dillweissenstein bei Pforzheim (1898—99) wurde unterer Buntsandstein nach dem Endriß'schen Profil in 62 m, also ebenfalls noch normaler Mächtigkeit angetroffen, doch konnte Röhrer bei der Bearbeitung der Bohrergergebnisse aus den vorliegenden Profilen „keine klare Vorstellung von der Entwicklung des unteren Buntsandsteins“ im Bohrloch gewinnen. Das Endriß'sche Profil deutet indessen doch die Zweiteilung dieser Schichtenserie an². Im Bohrloch von Erlenbach bei Heilbronn (1912/13) bestand nach der Grenzbestimmung von E. Fraas der untere Buntsandstein aus 53,6 m sehr lichten, weichen, zum Teil glimmerreichen Sandsteinen, die in einzelnen Lagen rotgetigert oder geflammt sind, mit zurücktretenden roten und blaugrauen Tonbändern, unter denen aber noch charakteristische rote Bröckelschiefer in einer Mächtigkeit von 26,8 m folgen; Gesamtmächtigkeit also 80,4 m. Lichte Tigersandsteine kommen aber auch schon höher vor; da sich hier aber zwischen ihnen noch typische Konglomerate einschalten, wurden diese höheren Sandsteine von E. Fraas zum Hauptbuntsandstein gestellt³.

Die 4 Bohrpunkte Pforzheim, Mühlacker, Heilbronn und Ingelfingen liegen nahezu auf einer nordoststreichenden Geraden. Bei aller Unsicherheit der Deutung namentlich der älteren Bohrbefunde dürfte doch ein Ergebnis feststehen, nämlich ein bedeutendes Anschwellen der Abteilung in der Richtung Südwest bis Nordost, verbunden mit einer starken Zunahme des Tons. Es scheint vom Nordrande des Schwarzwaldes eine tiefere tonerfüllte Rinne nach dem Kocher hinzuführen.

Die Gliederung des Spessarter Buntsandsteins ist in abweichender Weise durchgeführt worden, je nachdem sie sich an die süddeutsche (Klemm, Chelius, Thüraß) oder norddeutsche (Bücking, Frantzen) Gliederung anschloß. Letztere beiden rechnen zum unteren Buntsandstein außer den Bröckelschiefen

¹ Nichtberücksichtigung des Schichtenfallens bei der Mächtigkeitsbestimmung dürfte kaum einen nennenswerten Fehler ausmachen.

² Röhrer, 1914, S. 19.

³ E. Fraas, 1914.

(70 m) noch 150—200 m feinkörnige Sandsteine mit Schieferungen und beginnen die mittlere Abteilung mit grobkörnigen, an der Basis vielfach konglomeratischen Sandsteinen. W. Frantzen sucht die Gleichstellung der letzteren mit dem Eck'schen Konglomerat durch die Zusammensetzung des Geröllagers zu begründen¹. Die Odenwaldgeologen Chelius und Klemm konnten über den Eck'schen Horizont vom Odenwald über den Main in den Spessart verfolgen und zwar an der Basis des feinkörnigen Sandsteins, der über den auf die Bröckelschiefer unmittelbar folgenden geröllfreien Heigenbrückener Sandsteinen (20 bis 30 m) spärliche weiße Quarzgerölle führt². Selbst habe ich in den groben Sandsteinen über den Heigenbrücker Sandsteinschichten kleine Quarzgeröllchen bei Heigenbrücken und am Stengertsberg bei Gailbach gesammelt. Pseudomorphosen sind in den Schichten über der schwachen Geröllzone sehr deutlich und häufig. Dadurch kommt aber der feinkörnige Sandstein zum Hauptbuntsandstein. Es ist ja auch schlechterdings unverständlich, daß westlich des Maintales, z. B. bei Groß-Umstadt, zwischen Eck'schem Horizont und Bröckelschiefern höchstens 20—30 m, auf der anderen Talseite aber auf einmal 150—200 m Gestein liegen sollen, und daß gleichzeitig der mittlere Buntsandstein diesseits 300—400 m, jenseits aber plötzlich nur 150—180 m Mächtigkeit haben soll. Durch die Abweichung der Bücking-Frantz'schen Gliederung von der Eck'schen erklärt sich die Reduktion des Hauptbuntsandsteins im Spessart auf 140—185 m gegen 300—400 m im benachbarten Odenwald, die nur scheinbar ist. Eine Korrektur durch Hinaufschiebung der Obergrenze des Hauptbuntsandsteins ist ausgeschlossen. Nur die Gliederung nach Chelius, Klemm und Thürach kann also maßgebend sein, wenn man von Süddeutschland ausgeht. Auf die Bedeutung des höheren Geröllagers, das nach der süddeutschen Gliederung etwa in die Mitte des Hauptbuntsandsteins gerückt wird, komme ich später zurück.

Versuchen wir eine Parallelisierung des unteren Buntsandsteins im Odenwald, Schwarzwald und Spessart, so liegt es nahe, die sandigen Tone oder tonigen Sande einschließlich der Arkose-

¹ W. Frantzen, 1888, S. 248.

² G. Klemm, 1894, S. 28; Klemm und Chelius, 1894, S. 50; siehe über Geröllager auch Thürach, 1884, S. 46 und 49; Schrepfer, 1924, S. 192.

schichten an der Basis des unteren Buntsandsteins im Schwarzwald den Bröckelschiefern im südlichen Odenwald und den tieferen Bröckelschiefern im nordöstlichen Odenwald und Spessart gleichzustellen. Die Tigersandsteine der Heidelberger Gegend werden wir kaum den Tigersandsteinen des nördlichen Schwarzwaldes gleichstellen dürfen. Nach Thüraach sind sie ja auch besser zum Hauptbuntsandstein zu stellen und haben ihre Vertretung im nördlichen Schwarzwald in den tiefsten Schichten des dortigen unteren Geröllhorizontes. Die „Tigerung“ des Sandsteins ist eine in den verschiedensten Horizonten wiederkehrende Erscheinung, die auf den ursprünglichen Dolomitgehalt und der nachträglichen Auslaugung beruht, gibt also nicht unbedingt Anlaß zur stratigraphischen Gleichstellung. Die weißen Tigersandsteine im nördlichen Schwarzwald würden dann der Hauptmasse der dunkelroten Sandsteine der Heidelberger Gegend und den tieferen Tigersandsteinen des nördlichen Odenwaldes, sowie der Hauptmasse der Bröckelschiefer des Spessarts entsprechen. Die annähernd gleichbleibende Mächtigkeit gestattet wohl kaum eine andere Zuordnung. Die Bröckelschiefer des Spessarts nur als Äquivalent der Bröckelschiefer bei Heidelberg zu betrachten und dann etwa den Heigenbrückener Sandstein als alleinigen Vertreter der Hauptmasse der Sandsteine, geht nicht an, da ja die Profile im Odenwald die allmähliche Herauentwicklung der Bröckelschiefer aus der Gesamtmasse des unteren Sandsteins unter häufiger gegenseitiger Verzahnung der beiden Facies und bei konstanter Mächtigkeit dartun.

In der Einreihung der „Heigenbrücker Sandsteine“ des Spessarts besteht zwischen Chelius und Klemm einerseits, Thüraach andererseits eine Meinungsverschiedenheit. Während sie letzterer den Tigersandsteinen bei Heidelberg gleichstellt und mit diesen zusammen dem sm zuteilt, rechnen sie erstere mit den Tigersandsteinen des Odenwaldes noch zum su (su_1 Schieferletten 30—40 m; su_2 Tigersandstein bis 40 m, beides sowohl im Spessart wie im Odenwald). Die Odenwaldgeologen betrachten den Geröllhorizont über den Heigenbrückener Sandsteinen als Beginn des sm. Bei der Ungleichmäßigkeit, mit der die Gerölle des Eck'schen Horizontes einsetzen, ist hier eine sichere Entscheidung schwer zu treffen. Die Grenze Bröckelschiefer-Sandstein hat offenbar nicht den Charakter einer Schichtgrenze, sondern einer Faciesgrenze, was sich u. a. auch daraus ergibt, daß

bei Mellrichstadt an der Rhön nur 28 m Bröckelschiefer erbohrt wurden¹. Daran aber ist nicht zu zweifeln, daß sich die Bröckelschiefer des Spessarts bei ihrer Wechsellagerung mit Sandsteinen zum größten Teil aus einem Sandsteinkomplex entwickeln.

Es findet beim rechtsrheinischen unteren Buntsandstein in nördlicher Richtung eine Kornvergrößerung statt. Innerhalb des Schwarzwälder Sandsteins zeigt dies besonders deutlich der Übergang von den groben Sandsteinen und Arkosen am Beckenrande in die feineren Sandsteine des nördlichen randferneren Gebietes. Die gröberen Sandsteine an der Enz lassen auch eine Kornverfeinerung in nordwestlicher Richtung vermuten. Die tiefsten sandigen Tone des Schwarzwaldes gehen bis zum südlichen Odenwald in häufig sandfreie Schieferletten über. Der Übergang von der fast reinen Sandfacies zur fast reinen Tonfacies vollzieht sich über den Odenwald zum Spessart in Nordnordost-Richtung. Dies erklärt sich am einfachsten durch einen Nordwest bis Nordnordost, also in der Hauptsache nördlich gerichteten Transport, der diese Sonderung des Materials in grob und fein zustande brachte.

Dabei ist wesentlich, daß die Faciesgrenze Sandstein-Ton im Laufe der Ablagerung immer mehr vom Beckenrand in der Richtung nach Nordnordost abrückt. Würden wir den unteren Buntsandstein als Meeresablagerung auffassen, so würde dies das Lagerungsbild einer marinen Regression, das Entgegengesetzte einer Transgression sein. Von einer Rückverlegung des Strandes in dieser Zeit ist aber am südlichen Beckenrande nichts zu bemerken. Als transportierendes Agens kämen beckenwärts gerichtete Grundströmungen des Wassers in Betracht. Eine reine Strandversetzung käme nicht in Frage, sondern eine beckenwärts gerichtete Strömung. Zur Erklärung des Abrückens der Faciesgrenze bliebe dann als einziger Ausweg, eine Verstärkung dieser seewärts gerichteten Bodenströmungen anzunehmen, welche ein Weiterwandern des Sandes bewirkte. Wodurch sollen aber diese Strömungen verstärkt worden sein? Stärkeres Gefälle oder vermehrte Wassermenge der einmündenden Festlandsgewässer konnten die Wirkung nicht hervorbringen, da die Kraft der Strömung schon am Strande gebrochen worden wäre. Ob klimatische Ursachen eine Verstärkung etwa von Konvektionsströmungen am Meeresgrunde in der verlangten Größe erzeugen können, darüber

¹ v o n A m m o n , 1900.

wissen wir so gut wie nichts; wahrscheinlich ist es jedenfalls nicht. So hätten wir große Mühe, das Abrücken der Faciesgrenze nach Norden mit einer Transgression des Meeres oder selbst mit einem Stillstand der Strandlinie am südlichen Beckenrande in Einklang zu bringen. Nehmen wir aber Ablagerung auf dem Festlande an, etwa durch fließendes Wasser, so ist die Schwierigkeit der Erklärung weniger groß. Eine klimatische Verstärkung der Strömung durch vermehrte Niederschläge im Quellgebiet oder auch eine tektonische, etwa durch schwache relative Senkung des Beckenzentrums, könnte das Vorrücken der Faciesgrenze in nördlicher Richtung erklären.

Die Häufigkeit der „Tigersandsteine“ in der unteren Abteilung weist auf den ursprünglichen Dolomitreichtum hin, dessen braunsteinähnlichen Verwitterungsrückstand die braunen Flecken darstellen. Häufig ist auch noch das braunspatartige Karbonat selbst in Form von Körnern oder Knauern oder als Bindemittel von Sandsteinbänken erhalten¹. Im nördlichen Schwarzwald, wo der untere Buntsandstein vorzugsweise aus Tigersandsteinen besteht, ist der Dolomitreichtum überhaupt besonders groß. Der Dolomitabsatz beginnt schon im oberen Perm, im sogenannten Karneoldolomithorizont, der bekanntlich im Schwarzwalde im Falle großer Gesteinsähnlichkeit des obersten Rotliegenden und untersten Buntsandsteins von der geologischen Spezialkartierung als Grenzhorizont gewählt wird.

Auf der Voraussetzung fußend, daß Dolomit ausschließlich ein Absatz des Meeres sei, wird vielfach dieser Karbonathorizont an der Basis als Beweis einer Meerestransgression betrachtet, die die Karbonate mitgeführt haben soll. Ich glaube an anderer Stelle gezeigt zu haben, daß diese Voraussetzung auf schwachen Füßen steht, wodurch auch die Folgerung ihre Beweiskraft verliert. Betreffs der terrestren Bildungsweise solcher Dolomite darf ich auf frühere Ausführungen verweisen².

Ebenso wurde die Aufarbeitungsbresche an der Basis, die besonders im Schwarzwald verbreitet ist, als Transgressionsprodukt eines vordringenden Buntsandsteinmeeres gedeutet, die ebene Auflagerungsfläche auf dem kristallinen Untergrunde, die

¹ U. a. im Sandsteinbruch am Merkur bei Baden-Baden (Thürsch, 1913, S. 498).

² Strigel, 1923, S. 136 ff.

im Schwarzwalde trotz zahlreicher Unebenheiten im ganzen doch eine Abtragungsebene darstellt, als marine Abrasionsfläche. Auch hier darf ich auf frühere Arbeiten verweisen, in denen diese Dinge sehr eingehend behandelt sind¹.

Ein Abrasionskonglomerat sind diese Breschen auf keinen Fall, denn daß sie das einzige Ergebnis einer gewaltigen Felsabschleifung durch die Brandungswelle eines Meeres darstellen sollen, ist bei der eckigen Form ihrer Komponenten und ihrer geringen Mächtigkeit schlechthin undenkbar. Die Abrasionsfläche an der Basis des unteren Buntsandsteins muß bei der Überdeckung schon fertig gewesen sein. Ihre Entstehung gehört dem obersten Perm an und ist auf besondere, klimatisch und tektonisch bedingte Abtragungsvorgänge der Zechsteinzeit zurückzuführen. Im Odenwald und Spessart kann die Auflagerungsfläche auf dem Kristallinen recht uneben sein, ist also überhaupt keine Abtragungsebene vorhanden. Es könnte sich also bei den Basisbreschen höchstens um die Aufarbeitung von Verwitterungsschutt, der die schon fertige Abrasionsfläche bedeckte, durch ein transgredierendes Meer handeln. Ebenso können sie aber auch wie die Arkosen auf dem Festlande abgelagert worden sein, in dem von einzelnen noch aufragenden kristallinen Höhen der grobe Abtragungsschutt eine kurze, zur Rundung nicht ausreichende Strecke transportiert und dann in eckiger Form abgelagert wurde. Besonders der kristalline Sporn, der bis zur Hornisgrindegegend noch am Schluß des unteren Buntsandsteins vorsprang, kann solchen Schutt geliefert haben.

II. Der linksrheinische untere Buntsandstein und die linksrheinische Perm-Triasgrenze.

Am Ostrande des Pfälzerwaldes folgen über dem Zechsteinhorizont lebhaft braunrote, oft grünäugige, lettige, zum Teil sandige Schiefer (Leberschiefer, 25—50 m), die den Schichten unter dem Zechstein (Rötelschiefern) sehr ähnlich werden. Nach oben nehmen sie immer mehr sandige dünnschieferige Zwischenlagen auf und gehen endlich in rote, tonige, weiche Sandsteine, dann feste, oft violettrote, oft auch gelbe und weißliche Bausandsteine über (Annweiler oder Leisbühler Sandstein,

¹ Bes. 1922, S. 45 ff.

20—25 m)¹. Die Sandsteine führen Glimmer, sind aber geröllfrei. Die Lettenschiefer enthalten zum Teil gelbe, dolomitische Linsen und Knollen. Manganbutzen als Auslaugungsrückstand von Dolomit verleihen nicht selten dem Gestein ein braungeflecktes Aussehen (Tigersandstein). Den Abschluß nach oben bildet meist ein hangender Komplex sandiger Schiefertone (bis 5 m nach Thü r a c h). Mit einer lockeren Geröllbank und gröberkörnigen Sandsteinen darüber beginnt man den Hauptbuntsandstein. Von Thü r a c h (1884) wird die Gesamtmächtigkeit des so abgegrenzten su zu 60—70 m angegeben. Die Mächtigkeit der oberen Abteilung des Oberrotliegenden (Rötelschiefer) ist im Gegensatz dazu außerordentlich wechselnd (20—150 m). Offenbar waren die Unebenheiten der Unterlage durch die letzteren nahezu eingeebnet. Die untere Grenze ist, besonders wo die dünne Zechsteinzwischenlage fehlt, sehr unscharf. Durch gute Schichtung, gleichmäßig feines Korn, Glimmerreichtum, vollständiges Freisein von Geröllen und rotbraune Farbe unterscheidet sich der untere Buntsandstein von den weniger gut geschichteten, häufig arkoseartigen und mit Geröllen durchsetzten glimmerfreien, grellroten, sonst aber ähnlichen Sandsteinen des „Oberrotliegenden“ (Rötelschiefer). Durch den allmählichen Übergang und die gleichförmige Lagerung gewinnt man den Eindruck ununterbrochener Ablagerung. Vor Auffindung der Zechsteinbank waren daher auch Rötelschiefer und unterer Buntsandstein zu einer einheitlichen Stufe zusammengefaßt worden.

In dieser Ausbildung tritt der untere Buntsandstein in der Südpfalz auf und überschreitet er die elsässische Grenze. Auf den Blättern Weißenburg, Lembach, Stürzelbronn und Niederbronn sind die feinkörnigen, tiefroten, tonigglimmerigen, geröllfreien Sandsteine und mit denselben wechselnd ebenfalls tiefrote Schiefertone mit allen Übergängen von Sandstein zu Schieferthon entwickelt. Das weiche Gestein bildet flache Hänge. Größere, geröllführende Sandsteine über ihnen mit steilerem Gehänge werden zum Hauptbuntsandstein gestellt. Die Mächtigkeit ist nicht überall festzustellen, da die Taleinschnitte das Liegende nicht immer erreichen. Auf Blatt Weißenburg beträgt sie 40—50 m; an der Ruine Windstein im Jägertale (Blatt Wörth) 80 m; auf Blatt Lembach sind bis 100 m aufgeschlossen, ohne daß das Lie-

¹ Erl. Blatt Speyer, S. 11 und 49.

gende erreicht wird¹. Hier dürften also auch noch die feinkörnigen Sandsteine und Schiefertone an der Einebnung des Untergrundes teilnehmen. Wo die Grenze zum Oberrotliegenden bloßliegt, herrscht wieder gleichförmige Auflagerung und allmählicher Übergang ohne Unterbrechung. Da eine fossilführende Zechsteinschicht hier fehlt, so bleibt die Grenzföhrung auf die petrographischen Unterschiede, wie gröberes Korn, Geröllföhrung, arkoseartige Beschaffenheit des ro, angewiesen. Die petrographische Grenze fällt wie im nördlichen Schwarzwald ungefähr mit den dolomittführenden Schichten des Oberrotliegenden zusammen. Bei dem mangelnden Fossilgehalt und der geringen Niveaubeständigkeit dieser Dolomite bleibt aber die Grenzföhrung immer bis zu einem gewissen Grade Sache der freien Festsetzung. Gegen Südwesten versinkt der untere Buntsandstein infolge Muldenbildung der Schichten und ist über Tage nur Hauptbuntsandstein zu beobachten. Erst wieder südlich Pfalzburg und zwischen Zorn- und Breuschtal im Donongebiet hebt sich die Unterlage des Buntsandsteins heraus. Hier wird aber das Oberrotliegende unmittelbar vom unteren Hauptbuntsandstein bedeckt, ist also der untere Buntsandstein bereits ausgekeilt. Ebenso trifft man am West- und Südwest-Rande der Vogesen nur Vogesensandstein. Zur näheren Beobachtung des Beckenrandes des unteren Buntsandsteins ist hier demnach keine Gelegenheit².

Ebenso versinkt der untere Buntsandstein gegen Westen und Nordwesten, indem der Buntsandstein an der Bildung der Pfälzer Triasmulde teilnimmt. Auf dem Nordwest-Flügel dieser Mulde taucht dann aber der Untergrund des Buntsandsteins wieder auf.

¹ Die größeren Mächtigkeitsziffern sind wohl dadurch mitbedingt, daß mangels einer scharfen Grenze noch Rötelschiefer des obersten Rotliegenden zum Buntsandstein gezogen sind.

² Nach van Werveke keilt su bei Wangenburg aus (1913, S. 15). Früher vermuteten Benecke und van Werveke, daß vielleicht im Breuschtal noch porphyrische Grande an der Basis des sm dem unteren Buntsandstein äquivalent seien (1892, S. 77). Zwar hatte Bücking (1891) festgestellt, daß su sowohl an der Nideck als nördlich am Schneeberg und südwestlich am Donon fehle und die feinkörnigen, roten Sandsteine an der Basis, die früher irrümlich zum unteren Buntsandstein gestellt wurden, dem Oberrotliegenden angehören. Über die Perm-Triasgrenze im Donongebiet siehe auch Brunzel, 1898; über Übergangsbildungen von Rotliegenden zum Buntsandstein siehe auch diese Arbeit weiter unten im Abschnitt B II. a und c.

Hier am Nordrande des Pfälzerwaldes auf einer Linie von Saarbrücken bis Stauf (westlich Grünstadt) treten nach Thürach unter dem noch deutlich als Hauptbuntsandstein erkennbaren, geröllführenden Kaiserslauterer Bausandstein (Trifelsschichten) mürbe, meist rote Sande und feinkörnige Sandsteine auf, welche in tieferen Teilen reichlich Gerölle führen (Staufer Schichten oder Konglomerate). Dieses Konglomerat bedeckt bei St. Ingbert produktives Karbon, dann nach Nordosten der Reihe nach die Schichten des Permokarbons bis zum Melaphyrgrenzlager, rückt dann weiter auf Oberrotliegendes und zwar je weiter nach Nordosten um so mehr auf immer jüngere Schichten des letzteren. Im Westen, im Gebiet des Karbon-Permokarbon-Sattels, liegen sie zu den aufgerichteten älteren Schichten stark diskordant. Die Diskordanz verschwächt sich mit der Entfernung von diesem Sattel mehr und mehr, und im Osten lagern sie konkordant mit den Rötelschiefern des Oberrotliegenden in der Muldenmitte des Donnersbergbeckens. Die Auflagerungsfläche der Staufer Schichten ist demnach eine Abtragungsfläche. Die Gerölle, hauptsächlich weiße Quarze und braune Quarzite, bilden grobe, wenig gebundene Kieslagen, die bei der geringen Abrollung als Quarzit- und Quarzbreschen zu bezeichnen sind. Dazu gesellen sich Felsitporphyr- und Melaphyrgerölle. Besonders die Quarzitlagen bestehen nach Reis oft nur aus flachen, schwach kantengerundeten Bruchscherben (Erl. Blatt Donnersberg, S. 122). Der geringe Grad der Abrollung beweist, daß sie keinen zu weiten Weg zurückgelegt haben können. Die feinkörnigen, ziegelroten Lagen enthalten Feldspatkörnchen, aber keinen Glimmer¹. Die tiefste Zone dieser Staufer Schichten bilden nach Reis durchaus nicht grobe Konglomerate, sondern mittel- bis grobkörnige Sande; nur im Osten „zeigt sich an der Basis eine recht schwache Lage ganz gebleichter Gerölle von Donnersbergporphyr und aus rotliegenden Quarzitkonglomeraten“ (Reis, 1921, S. 123). Um ein Abrasionskonglomerat an einer Felsenküste kann es sich also nicht gut handeln² trotz einer „gewissen,

¹ O. M. Reis, 1903, S. 137; 1921, S. 123; auch van Werveke, 1906, S. 131.

² Bei der Ruine Stauf steigen die Staufer Schichten über den feinsandigen, nur einzelne Gerölleinschaltungen zeigenden Rötelschiefern des Oberrotliegenden als steile Mauer, die von einer fest verbackenen Bresche von bis faustgroßen, eckigen Quarz- und Quarzitstücken gebildet wird, auf. Weiter nach N treten geröllaärmere, weichere, tonige rote Lagen auf.

aber sehr mäßigen Abhängigkeit des Gesteinscharakters von dem des Untergrundes“. Die tiefsten Sandlagen sind stark dolomitisch gebunden; auch enthält die obere abschließende feinkörnige Zone dolomitische Einschaltungen. Nachträgliche Auslaugung des Dolomites hat großfleckige „Tigerung“ und stellenweise „wohl ausgebildete, echte Tigersandsteine“ hinterlassen¹.

Reis hat beobachtet, daß „nach dem Westen oder Nordwesten zu, in dem Maße, als man sich dem Unterrotliegenden- und Karbonsattel nähert, um so mehr die feinkörnigen, höchst charakteristischen Einschaltungen“ zurücktreten und in der Gegend von St. Ingbert ganz verschwinden. Man wird daraus auf eine Transportrichtung von der Sattelzone weg nach Südosten zu schließen haben.

Diese nordwestlichen Konglomerate scheinen ursprünglich eine ziemlich breite Randzone gebildet zu haben. Das beweist ihr gelegentliches Auftauchen bis tief in den Pfälzerwald hinein, so bei Enkenbach und westlich an der Verwerfungslinie bei Hertlingshausen und bei Weidenthal, ohne daß sich im Charakter der Gerölle eine wesentliche Änderung vollzogen hat. Sie sehen nach Reis vielmehr den ro-Konglomeraten im nahegelegenen Speyertal zwischen Frankeneck und Neustadt ähnlicher als den darüberliegenden Geröllschichten des unteren Hauptbuntsandsteins. Die obere Abteilung der feinkörnigen Sandsteine und Sande führt hier ganz vereinzelt Gerölle und die gleichen dolomitischen Einschaltungen wie am Nordwest-Ausstrich. Sie sollen sich, ebenso wie die Sandsteineinschaltungen zwischen den Konglomeraten, nach Reis mehr und mehr in der Richtung nach Süden dem Typus des unteren Buntsandsteins nähern. Die obere Abteilung wird hier 10—15 m mächtig, so daß die ganze Masse schon über 40 m stark wird, obwohl sie nicht bis zur unteren Grenze aufgeschlossen ist, sich also der Mächtigkeit des südlichen su (50—70 m) nähert².

Die stratigraphische Stellung der Staufer Schichten ist stark umstritten. Während Thüraach (1884) die Geröllagen noch zum Oberrotliegenden stellen möchte, mit denen ja auch eine gewisse Ähnlichkeit besteht, und nur die obere geröllfreie Abtei-

¹ Horizontale Eisenschwartzenzüge an der oberen Grenze verdanken wohl sekundärer Anreicherung solcher Auslaugungsrückstände, die dem Hauptbuntsandstein entstammen, ihre Entstehung.

² Reis, 1903, S. 138.

lung zum unteren Buntsandstein, andererseits Leppla und v. Ammon, ebenso van Werveke für die Gegend von Saarbrücken, wo sie auf wenige Meter reduziert ist, sie ganz zur konglomeratischen Basis des Hauptbuntsandsteins ziehen als Äquivalent der unteren Geröllbänke im Süden, so sieht Gumbel in ihnen nur eine besondere facielle Ausbildung des unteren Buntsandsteins und Reis schließt sich ihm an¹.

Gegen die Gleichstellung des gesamten Schichtenkomplexes mit dem Eck'schen Geröllhorizont führt Reis die abweichende Zusammensetzung des Geröllagers ins Feld und das Auftreten einer höheren Geröllage, die in ihrer Zusammensetzung mit dem Eck'schen Horizont übereinstimmt (Quarzporphyre, Granit, Gneis, kristalline Schiefer) über den Staufer Schichten. Diese höhere Geröllage gehöre den tieferen Schichten des Hauptbuntsandsteins an, die sowohl südwestlich von Stauf, als auch zwischen Frankenstein und Weidenthal noch über den Staufer Schichten folgen. Die übereinanderliegenden beiden Komplexe könnten aber nicht als Zeitäquivalente betrachtet werden. Auch die dolomitischen Einschaltungen sprächen gegen die Zuteilung zum Hauptbuntsandstein und für eine solche zum unteren. Die obere Grenze gegen den Hauptbuntsandstein ist sehr verschwommen, woraus sich auch die stark schwankenden Mächtigkeitsangaben erklären (Leppla 40—100 m; bei Stauf kaum 20 m)². Nimmt man an, daß am Nordrande der Haardt wenigstens der tiefste Teil der Staufer Schichten zum unteren Buntsandstein gehöre, so würde einer sandig-tonigen, südlichen Facies des unteren Buntsandsteins im Pfälzerwald eine nördliche Breschen- bis Konglomeratfacies gegenüberstehen. Merkwürdig ist, daß zwischen den beiden Ausbildungsweisen kein unmittelbarer Übergang zu beobachten ist, obwohl sie sich sowohl zwischen Dürkheim und Stauf außerordentlich nahe kommen, bis auf 10 km, als auch im Speyertal zwischen Neustadt und Weidenthal. Immerhin konnten Reis und Thürach Andeutungen von Übergängen feststellen.

Nördlich der Linie Saarbrücken-Stauf trifft man auf dem

¹ Leppla, 1888; v. Ammon bei Reis, 1903, Anm. S. 136; van Werveke, 1906; Reis, 1903 und 1921.

² Reis, 1903, S. 137—139; betr. des Übergangs zu sm siehe das Profil Thürachs (1884) aus dem Lautertal bei Kaiserslautern.

prätriadischen Untergrunde unmittelbar den Vogesensandstein (Hauptbuntsandstein) an¹.

Der Perm-Trias-Übergang im linksrheinischen Gebiete.

Dieses war nur zum geringsten Teil vom Zechsteinmeer überflutet (Südpfalz), der weitaus größte Teil gehört zu den Randländern des Zechsteinbeckens, auf denen Rotliegendes und Buntsandstein ohne Zwischenlagerung fossilführenden marinen Zechsteins sich berühren.

Verhältnismäßig am klarsten sind die Verhältnisse beim Übergang vom paläozoischen zum mesozoischen Zeitalter, da wo die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins sicher eine Abtragungsfläche darstellt (Südvogesen, Saarbrückisch-Pfälzischer Sattel). Hier waren Zechstein bzw. unterer Buntsandstein oder beide Abtragszeit. Weniger einfach liegen sie, wo bei völligem Ausfallen fossilführenden Zechsteins unterer Buntsandstein sich gleichförmig auf oberstes Rotliegendes legt (nördl. Haardt, Nordvogesen z. T.). Man kann hier ununterbrochene Ablagerung an der Perm-Triaswende annehmen, wobei dann die höchsten Schichten des Oberrotliegenden (Rötelschiefer und tonige Sandsteine) den Zechstein vertreten würden. Leppla betrachtete ja diese Stufe als Stellvertretung des Zechsteins². Einzuwenden wäre höchstens, daß mit ihnen übereinstimmende Gesteine anderswo, in der Wetterau und in Oberfranken, unter dem Kupferschieferhorizont lagern. Aber Gesteine von gleicher Beschaffenheit brauchen nicht unbedingt gleichalterig zu sein. Gümbel bemerkt unter Hinweis auf die petrographische Ähnlichkeit des jüngsten Rotliegenden und ältesten Buntsandsteins: „Es erscheint hier fast unnatürlich, da scharfe Grenzen ziehen zu wollen, wo die Natur selbst keine gezogen hat“³. Will man keine Stellvertretung des Zechsteins annehmen, so müßte entweder die Oberfläche des Rotliegenden in der Zwischenzeit als unverändert,

¹ Der Ansicht Lepplas (u. a. 1924, S. 36), daß die Rötelschiefer des Oberrotliegenden „zeitlich den als unterer Buntsandstein in den Nordvogesen bezeichneten Ablagerungen gleichstehen“, kann ich mich nicht anschließen; lediglich für tiefere Schichten des unteren Buntsandsteins, die hier irrtümlich zu diesem gestellt wurden, kann sie zutreffen.

² U. a. 1889, S. 61, 44, 48.

³ 1894, S. 987.

d. h. im Zechstein Unterbrechung des Absatzes ohne Abtragung des Liegenden angenommen werden, — auch in diesem Falle würde die obere Grenze des Perms eine Aufschüttungsebene darstellen — oder es käme eine zu den Schichten konkordante Abtragungsebene in Frage, eine Annahme, zu der man sich indes nur aus besonderen Gründen entschließen wird. Am schwierigsten ist die Sachlage zu beurteilen, wo Vogesensandstein oder noch höhere Horizonte des Buntsandsteins gleichförmig auf oberstem Rotliegendem ruhen (Mittel- und Südvogesen, Nordrand der Haardt, wenn Staufer Schichten als Beginn des Vogesensandsteins aufgefaßt werden; Lothringen, Nordrand der Bliesmulde, Gegend von Trier). Selbst wenn das „Oberrotliegende“ hier ganz oder z. T. von Zechsteinalter wäre, so würde immer noch eine große Schichtenlücke klaffen. Hier wird man eher zur Annahme einer konkordanten Abtragungsebene als zu der eines über einen so großen Zeitraum sich erstreckenden einfachen Schichtenausfalles geneigt sein, um so mehr als es sich um mehr peripher liegende Teile der allmählich immer tiefer sinkenden triadischen Abtragungswanne handelt und zuweilen, wie bei Gebweiler oder Rodern-St. Pilt in den Vogesen, Buntsandstein transgressiv auf verschiedenaltigen, durch prätriadische Gebirgsbewegungen in gleiches Niveau gerückte karbonisch-permischen Schichten lagert. Im Saargebiet haben wir nach Ablagerung des Karbons eine Periode der Faltung und Abtragung, dann vorübergehend gegen Ende des Oberrotliegenden Ablagerung von Konglomeraten auf unebener Abtragungsfläche, dann von neuem Abtragung und Einebnung und endlich Ablagerung des Vogesensandsteins auf dieser Abtragungsebene. Ähnlich verlief wohl die Entwicklung da, wo die obersten Schichten des Oberrotliegenden sich diskordant auf gefalteten und teilweise abgetragenen älteren Rotliegendeschichten absetzten und ihrerseits gleichförmig vom Vogesensandstein bedeckt wurden¹.

III. Überblick über das Ablagerungsbecken des unteren Buntsandsteins.

Das Becken erscheint in Südwest- bis Nordost-Richtung gestreckt. Durch die Verbreitung in Nordvogesen, nördlichem

¹ Über die Perm-Triasgrenze und über Parallelisierung des Rotliegenden mit dem Zechstein rechts des Rheins siehe Strigel, 1922.

Schwarzwald, Pfälzerwald und Odenwald ist diese Hauptrichtung der Beckenachse festgelegt.

Der Beckenrand ist nicht überall deutlich zu verfolgen, am besten der Südost-Rand im mittleren Schwarzwald. Auf der linken Rheinseite, in den Nordvogesen, wird die genaue Festlegung des westlichen Beckenrandes dadurch unmöglich gemacht, daß er in den Bereich der Pfalzburger und der nordpfälzisch-lothringer Mulde fällt, in der der untere Buntsandstein unter die Oberfläche untertaucht; diejenige des Nordwest-Randes, am Nordrande des Pfälzerwaldes, wird durch Unsicherheiten in der stratigraphischen Deutung der tiefsten Buntsandsteinschichten erschwert. Auf der rechten Rheinseite ist der nordwestliche Beckenrand vielleicht im nördlichen Odenwald in der konglomeratischen Entwicklung zu Beginn des unteren Buntsandsteins angedeutet. Sie wird von H o p p e auf eine allmähliche Heraushebung des Grundgebirges nach Norden zu zurückgeführt¹. Da im Spessart und Büdingerwald Andeutungen einer randlichen Ausbildung zu fehlen scheinen, so muß der Rand jedenfalls nordwestlich davon verlaufen. Erst in Oberhessen begegnen wir wieder einer deutlichen randlichen Ausbildung am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges².

Die Mächtigkeit der Beckenfüllung zeigt, von örtlichen, meist durch Unebenheiten des Untergrundes bedingten Schwankungen und von der unmittelbaren Randzone abgesehen, keine bedeutenden Unterschiede (30—60 m, 50—70 m). Überschritten wird der Mittelwert in den Nordvogesen (80—100 m)³. Ferner lassen die Tiefbohrungen von Heilbronn (80,4 m) und Ingelfingen (212 m) ein bedeutendes Anschwellen der Mächtigkeit in der Längsachse des Beckens, etwa in der Verlängerung der jüngeren Kraichgaumulde vermuten. Weiter nördlich, auf der Linie Pfälzerwald—Odenwald—Spessart ist ein wesentlicher Mächtigkeitszuwachs in dieser Richtung nicht sicher erkennbar.

Eine deutliche Beckenrandfacies entwickelt sich am Südost-Rande in Gestalt einer Kornvergröberung, des Übergangs von der

H. Staesche hat bei der Parallelisierung des Rotliegenden im Schwarzwalde mit dem Zechstein (1927, S. 44/46) die Tatsache der oberpermischen Gebirgsbildung und Abrasion nicht berücksichtigt.

¹ 1925, S. 20 und 23.

² Dienemann, 1914, S. 55.

³ Siehe indes Anmerkung 1. Seite 101.

tonig-feinsandigen Ausbildung (Bröckelschiefer) in die grobsandige und der Feldspatbeimengung (Arkose); nur untergeordnet und nur an der Basis stellt sich Breschen- und Konglomeratfacies ein.

Am Nordwest-Rand zeigen die Staufer Schichten, deren tiefste Lagen vielleicht hierher gehören, eine ausgesprochen grobe Breschen- und Konglomeratfacies, die ihr Material ganz oder zum Teil aus dem nordpfälzischen Sattel bezog. Arkosefacies kommt wahrscheinlich auch in den Nordvogesen randlich vor. Örtlich entwickelt sich basale Breschenfacies im nördlichen Odenwald und im Spessart im Umkreise inselformiger Durchragungen des kristallinen Untergrundes, im ersteren anscheinend auch in größerer Verbreitung. Aus dem Fehlen einer ausgesprochenen Bröckelschieferfacies links des Rheins, ihrem Auftreten im Odenwald und Anwachsen im nördlichen Odenwald, bis sie schließlich im Spessart fast allein herrschend wird, geht ein Facieswechsel im Sinne einer allgemeinen Kornverfeinerung auch in der Richtung der Beckenlängsachse hervor. Der größeren Randfacies gegenüber steht die tonig-feinsandige des Beckenzentrums (Nordvogesen, Pfälzerwald, nördlicher Schwarzwald, Odenwald, Spessart). Dabei ist ein Wandern der Faciesgrenze, Sand-Ton im Sinne eines Vorrückens der Sandfacies vom Beckenrande gegen die Beckenmitte im Laufe der Ablagerung festzustellen. Die Bedeutung dieser Facieswanderung kam schon oben (S. 97) zur Sprache.

Abtragungs- und Liefergebiete für das Becken des unteren Sandsteins waren auf der Süd- und Südostseite die Vogesen südlich des Breuschtals, der kristalline Schwarzwald etwa südlich der Linie Schramberg—Emmendingen und wohl auch noch die Verbindung zwischen dem Grundgebirge des Schwarzwaldes und dem böhmisch-bayrischen Massiv; im Nordwesten vermutlich das rheinische Schiefergebirge und sicher auch noch das Karbon-Permokarbon des nordpfälzischen Sattels, das frühere Saar-Nahebecken, das nunmehr als Hochgebiet der rheinischen Masse angegliedert erscheint.

Von dem buchtigen Verlauf des Beckenrandes im mittleren Schwarzwald war schon die Rede. Zwischen Rheintalbuch und Ostschwarzwälderbuch macht das Hochgebiet des Hochschwarzwaldes seinen Einfluß bis zum Mooswald bei Gengenbach und in einzelnen Durchragungen sogar noch bis zur Hornisgrinde geltend.

Das Gefälle nach der Beckenachse zu kann, da es nur zur

Verschwemmung von Sand und Ton, aber nicht von größeren Verwitterungstrümmern ausreichte, nur schwach gewesen sein; es entsprach offenbar einer sehr geringen Beckentiefe. Der Untergrund, das Ergebnis der permischen Einebnung, war ein weites Flachland, teils Abtragungsebene mit einzelnen Härtlingen, teils Aufschüttungsebene. Nur im Nordwesten scheint das Gefälle hingereicht zu haben, um größere Gesteinsbruchstücke zu befördern.

Welches war die Veranlassung für den Beginn der Sedimentation des unteren Buntsandsteins, und wodurch war ihre Besonderheit bedingt? Am Ende des Perms war die Oberfläche ausgeglichen, waren alle Hohlformen nahezu aufgefüllt. Ganz schwache Höhenunterschiede genügten, um den Lauf der Gewässer zu bestimmen. Es muß eine variskisch orientierte Rinne, eine Tiefenzone vorhanden gewesen sein, nach der die Gewässer abflossen. War dies eine noch nicht völlig aufgefüllte permische Depression oder war sie neu entstanden? In ihrer Anlage war sie jedenfalls tektonisch bedingt. Bei der Auffüllung denke ich in erster Linie an fluviatile Zusammenschwemmung. Wer Ablagerung im Meere oder Binnenmeere annimmt, muß das Wasser in die vorgebildete Mulde einströmen lassen. Mit dem süddeutschen Zechsteinmeeresbecken deckte sie sich nicht ganz. Sie reichte wesentlich weiter nach Süden. Immerhin zeigt sie übereinstimmende Orientierung, stellt also gewissermaßen eine Wiederholung der Beckenbildung des oberen Zechsteins dar, allerdings unter erheblicher Erweiterung.

Der Absatz beginnt im zentralen Teile mit Tonen, denen dann Sand folgt. Wenn es sich um die Auffüllung eines fertigen Beckens handelte, wäre das Vorrücken des Sandes im oberen Teil nur klimatisch zu erklären. Es könnte aber auch sein, daß der Vorgang der Beckenbildung noch im Laufe der Ablagerung andauerte und das stärkere Gefälle durch Vertiefung der anfangs schwächeren Depression hervorgerufen war. Da der Sandtransport bis zum Schlusse andauerte, hätte allerdings die Vertiefung bis zum Ende weitergehen müssen.

Mächtigkeit des unteren Buntsandsteins.

Links des Rheins:		Rechts des Rheins:	
		Osten:	Westen:
Pfälzerwald	60—70 m	Spessart	80—90 m
Weißenburg	40—50 m	Heidelberg	30—60 m
Jägersberg	80 m		Baden-Baden 50—70 m

Rechts des Rheins:		
Osten:		Westen:
Enzklösterle	10—50 m	Peterstal 40—50 m
Baiersbronn	50—80 m	Gengenbach
Obertal-Kniebis	10—50 m	0—50 m
Freudenstadt	40—70 m	Zell a. H. 10—40 m
Reinerzau	60 m	Lahr 20 m
Schnurrhaspel	50 m	
Schapach-Wittichen	20—30 m	
Alpirsbach	30—45 m	
Aichhalden	10—20 m	
Schramberg-Lauterbach	0 m	
Ingelfingen	212 m	
Heilbronn	80,4 m	
Mühlacker	44,5 m	
Pforzheim	62 m	
Calw gegen	20 m	
Sulz a. N.	10 m	
Dettingen	7 m	

Tiefbohrungen

B. Mittlerer oder Hauptbuntsandstein.

I. Rechtsrheinisch.

Der Beginn einer neuen Abteilung über dem unteren Buntsandstein gründet sich auf eine Kornvergrößerung, die sich am stärksten in der Beimischung von Geröllen bemerkbar macht. An die Stelle der tonigen Sandsteine treten ton- und bindemittelarme Sandsteine, an die Stelle der glimmerreichen glimmerarme¹.

Eine obere Grenze wird, nachdem sich in den geröllführenden und kieseligen Sandsteinen der Oberregion der Charakter des Hauptbuntsandsteins nochmals deutlich ausgeprägt hat, angezeigt durch die Wiederkehr der Verhältnisse des unteren Buntsandsteins über diesem oberen Geröllager, die Herrschaft des feinen Kornes, des Glimmers und Tones, des Dolomites. Der fast allgemein verbreitete Karneoldolomithorizont scheint das Ziehen einer scharfen Grenzlinie nach oben zu gestatten. Wir werden allerdings sehen, daß die scharfe Abgrenzung nach oben doch größere Schwierigkeiten bereitet, als es auf den ersten Blick den Anschein hat. Für den Augenblick aber will ich darauf nicht näher eingehen.

a) Erweiterung des Ablagerungsraumes (Transgression) und Versuch ihrer Erklärung.

Der so abgegrenzte Hauptbuntsandstein ist überall entwickelt mit Ausnahme der äußersten Südost-Ecke des Schwarzwald-

¹ Nach Leppia beträgt die Korngröße im Hauptbuntsandstein (links des Rheines) im Mittel etwa 0,5 mm, während sie bei den tonigen Sandsteinen des su wie auch des Voltziensandsteins selten über 0,2 mm hinausgeht. (1888, S. 46.)

des. Die ehemalige Ausbreitung über den hohen Schwarzwald wird durch das Auftreten sowohl in den westlichen Rheintalrandschollen als auch am Ostrande nahegelegt. Er greift also fast im ganzen Schwarzwald über den unteren Sandstein auf das ältere Gebirge über, was eine bedeutende Erweiterung des Ablagerungsraumes ausmacht.

Im Schwarzwald gelang es zuerst, den Hauptbuntsandstein in drei Abteilungen zu gliedern, einen unteren und oberen Geröllhorizont, die von geröllfreien oder besser geröllarmen Sandsteinen getrennt werden. Eck gebührt das Verdienst, die stratigraphische Bedeutung der Geröllhorizonte erkannt und von dem oberen Geröllhorizont, den er mit dem Hauptkonglomerat der Vogesen in Parallele setzte, einen unteren als eigenen Horizont, der seither seinen Namen führt, scharf abgetrennt zu haben¹. Die Dreiteilung im Schwarzwald konnte er bald darauf auch auf den südlichen Odenwald ausdehnen.

Vom Eck'schen Geröllhorizont unterscheidet den oberen die festere Bindung und die Zusammensetzung der Gerölle. Während nämlich beim oberen Quarzgeschiebe im nördlichen Schwarzwald und erst recht im Odenwald allein herrschend und kristalline Feldspatgesteine auch im südlichen Schwarzwald selten sind, fehlen beim unteren Feldspatgesteine nie, können sogar manchmal vorherrschen.

Verfolgt man den Eck'schen Horizont in der Sandsteindecke des Ostschwarzwaldes nach Süden, so sieht man, daß er südlich Schramberg bei Tennenbronn und St. Georgen über den auskeilenden unteren Buntsandstein auf das ältere Gebirge übergreift. Auch auf Blatt Hornberg ist der untere Buntsandstein „allgemein nicht mehr zur Ausbildung gelangt“ (Erl. S. 36), und auf Blatt Triberg fehlt er vollständig (Erl. S. 27). Die geröllfreie bzw. -arme Stufe des Hauptbuntsandsteins schrumpft auf Blatt Hornberg-Schiltach so stark zusammen, daß sich die beiden Geröllstufen immer näher rücken und oft nur noch 20—30 m vertikalen Abstand zeigen, während der Eck'sche Geröllhorizont an Mächtigkeit eher zu- als abgenommen hat (Erl. S. 36). Im nördlichen Teil von Blatt Triberg ist immerhin eine Dreigliederung noch vorhanden; im südlichen ist aber der mittlere geröll-

¹ H. Eck, 1875; 1884 a und b; 1892. Hier auch Näheres über die geschichtliche Entwicklung der Gliederung. Siehe auch darüber Becke, 1877, S. 732.

freie Hauptbuntsandstein verschwunden, „wodurch untere Geröllstufe und Hauptkonglomerat dicht aneinander rücken“ (Erl. S. 27).

Entsprechend liegt in der Umgebung von Schramberg, „bei Lauterbach, ebenso bei Tennenbronn und Blatt Mariazell (Königsfeld—Niedereschach)“ das Eck'sche Konglomerat „wie eine Aufarbeitungsmasse nur mit schon zugerundeten Geschiebestücken über dem Granit so locker, daß man sich in ein diluviales Geröllfeld versetzt glauben kann.“ Im Kirnbachtal südlich Schramberg ruht das Hauptkonglomerat unmittelbar auf dem Eck'schen Konglomerat auf¹.

Auf Blatt Hornberg-Schiltach wie auch auf Blatt Oberwolfach—Schenkenzell setzt sich die lockere, arkoseartige Beschaffenheit des Eck'schen Horizontes „auch noch weiter hinauf, ja bis nahe an das Hauptkonglomerat fort“ und verleiht „hier diesem mittleren Horizont des Hauptbuntsandsteins ein sonst fremdes Gepräge“. „In auffälligster Weise kommt dies zum Ausdruck an der Decke von Lauterbach—Tennenbronn, während an der Nippenburg bei Schramberg die entsprechenden Schichten noch mehr Zusammenhalt besitzen, doch aber der Verwitterung so zugänglich sind, um durch ein örtliches Aus- und Abbröckeln sonderlich gestaltete Höhlungen und Nischen entstehen zu lassen, wie man dies an dem steilen Südhang des Berges beobachten kann“². Bei St. Georgen und Königsfeld ist die Auflagerung des oberen Geröllhorizontes auf dem unteren zu beobachten. M. Schmidt nahm „in einem unmittelbar an den obersten Häusern von St. Georgen befindlichen Aufschluß“ unter Bänken des ganz unverkennbaren Hauptkonglomerates eine kaum 2 m mächtige Zone von mittelkörnigen, geröllfreien Sandsteinen“ wahr, die reich an ungewöhnlich großen, zum Teil mehr als 1 m langen Tongallen von bedeutender Dicke war, aus denen er Estherien sammelte. Darunter folgte noch mehr als 1 m mächtiger mürber, grober, geröllführender Sandstein vom Charakter des Eck'schen Horizontes. Man kann in diesen geröllfreien Zwischenschichten mit Schälch die letzte Vertretung des geröllfreien Hauptbuntsandsteins sehen³.

¹ Sauer und Bräuhäuser, 1911, S. 27.

² A. Sauer, 1897, S. 36 und 1895, S. 54.

³ „Auch dünne Lettenschichten im tiefsten Horizont des Hauptkonglomerates in den nach N. zu nahe benachbarten Steinbrüchen“ er-

Am Südrande des Blattes Triberg „beim Gutenberg, Kesselberg und Sandbühl“ verschwindet zuletzt auch der Eck'sche Horizont, „so daß eine unmittelbare Transgression des Hauptkonglomerates über das Grundgebirge stattfindet“¹. Der Kegel des Stöcklewaldkopfes baut sich über dem Grundgebirge nur aus dem Hauptkonglomerat auf.

Auf Blatt Furtwangen rechnete Sch al ch die Konglomeratbildung, mit der der Buntsandstein über dem älteren Gebirge beginnt, im allgemeinen zum Hauptkonglomerat. Nur örtlich glaubte er an der Basis noch das untere Konglomerat in geringer Mächtigkeit angedeutet zu finden, so in der Nordost-Ecke im Anschluß an die Verhältnisse von Blatt Villingen und möglicherweise auch noch in schwacher Andeutung an dem weitabliegenden Sandsteinrestberg des Steinberges bei Waldau in der Südwest-Ecke des Blattes. Die Trennung ist aber „mit großen Schwierigkeiten verbunden“². Auf Blatt Villingen „lassen die konglomeratischen Schichten über dem Grundgebirge wenigstens in der Nordwestecke noch eine deutliche, den Verhältnissen bei St. Georgen entsprechende Zweigliederung erkennen. Für den mittleren und südlichen Teil des Blattes war eine besondere Auszeichnung des unteren Konglomerates aber schon nicht mehr möglich. Die hier die Basis des Sandsteins bildenden, geschiebeführenden Bänke zeigen vielmehr schon ganz die Beschaffenheit des Hauptkonglomerates“. Dieses selbst ist aber auch nur noch im Brigach- und Kirnachtal typisch; schon unterhalb Station Kirnach ist es stark reduziert und im Wieselbach- und Wolfbachtal nur noch verhältnismäßig schwach angedeutet. In der Hauptsache herrschen hier im Niveau des oberen Konglomerates grobkörnige, jedoch nur wenig mächtige Sandsteine überall vor. Auf den Blättern Neustadt und Donaueschingen beginnt der Buntsandstein über dem Grundgebirge sofort mit dem Hauptkonglomerat, und auch auf Blatt Lenzkirch kann von einer Trennung von 2 Konglomerathorizonten nicht mehr die Rede sein. Auf Blatt Donaueschingen ist das Hauptkonglomerat auch nur noch in der Nordwest-Ecke typisch ausgebildet, dagegen in den

gaben mehrfach deutliche Estherien. M. Schmidt, 1905, S. 28; F. Sch al ch, 1907, S. 70.

¹ A. Sauer, 1899, S. 27, 28.

² F. Sch al ch und A. Sauer, 1903, S. 22 und 23; F. Sch al ch, 1907, S. 72.

Steinbrüchen bei Unterzindelstein stark reduziert und nur noch als grobkörniger Sandstein entwickelt. In der Südwest-Ecke von Blatt Bonndorf, bei Wellendingen, lagern die Schichten des Karneolhorizontes direkt dem Granit auf. Hier wie auch auf Blatt Stühlingen ist also nur noch oberer Buntsandstein vorhanden und zwar in einer Mächtigkeit von nur wenigen Metern¹.

Am Westrande des Schwarzwaldes fand Eck den unteren Geröllhorizont bei Lahr noch deutlich entwickelt², ebenso Thürach an den Buntsandsteinrestbergen der Hühnersedelplatte auf Blatt Haslach. Gleichförmig auf den roten tonigen Sandsteinen des Oberrotliegenden lagern zwischen Biereck und Heidburg hellrote und hellbraune, weiche, geröllreiche Sandsteine. Die geröllreiche Schicht ist am Rotebühl und Schwarzbühl bis über 10 m mächtig; westlich der Heidburg und am westlichen Rande der Biereck fehlen Gerölle fast gänzlich. Darüber folgende 20—30 m mächtige mittelkörnige Sandsteine, die zuweilen auch noch geröllreiche Lagen führen, könnten nach Thürach auch noch allenfalls zum unteren Konglomerat gestellt werden, stellen „wahrscheinlich aber eine Küstenfacies des Hauptbuntsandsteins dar“³.

Für den nördlichen Teil der Emmendinger Vorberge gibt Stierlin an: „im Rheintalgebiete beginnt der mittlere Buntsandstein mit dem sogenannten Basalkonglomerat. Lokale Geröllanhäufungen machen das Vorhandensein dieses Horizontes sehr wahrscheinlich; mit ganzer Bestimmtheit ist er aber nicht nachzuweisen, da an den obengenannten Stellen die Abhänge nur Schutthalden darstellen“. Weiter südlich bei Emmendingen konnte Glaser den unteren Geröllhorizont nicht nachweisen; anscheinend auch Wilser nicht in der Ettenheimer Gegend. „Verzelte helle und dunkle, selten zu dünnen Schnüren angereicherte Quarzitgeröllchen“ sollen sich durch die ganze Folge der 150 m auf den Gneis folgenden, vielfach überaus stark kreuzge-

¹ F. Schalch, 1907, S. 73; 1903, S. 17; 1904, S. 8; Wepfer, 1923, S. 7.

² Bei Seelbach im Schuttetal ist er noch gut zu beobachten. K u m m verfolgte ihn weiter südlich noch von Bleichheim nach dem Schweighauser Grund (Über die Bildungsweise der Konglomerate des Buntsandsteins: Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1928, Bd. 80, S. 53).

³ H. Thürach, 1901, S. 27; H. Eck, 1884, S. 95.

schichteten fein- bis grobkörnigen Arkosesandsteine verteilen und nach oben gegen das Hauptkonglomerat zu häufiger werden¹.

Am Lorettoberg in Freiburg lagert dann das Hauptkonglomerat direkt auf dem Gneis. Ebenso ist am Schlierberg bei Ehrenstetten, bei Staufen und auf der Strecke von Badenweiler bis Kandern die tiefste beobachtbare Abteilung des Hauptkonglomerat. Hier am Westrande ist also von dem eigenartigen Auskeilen des geröllfreien Hauptbuntsandsteins zwischen den Geröllstufen, dem wir bei Schramberg und Triberg begegneten, nichts nachgewiesen.

In der Schopfheimer Triasbucht ließen Pfaff und Brombach, ersterer nördlich, letzterer südlich des Wiesentales am Dinkelberg, den Buntsandstein mit nur sehr schwach (nach Brombach sm 13 m) entwickeltem Hauptbuntsandstein beginnen. Die 13 m setzen sich nach Brombach zusammen aus 1 m Basalkonglomerat, dem Hauptkonglomerat entsprechend, und 12 m diagonalschichtigen Sandsteinen darüber, deren Hangendes dann der Karneolhorizont bildet².

R. Neumann glaubte nun in den 12—15 cm dicken Schichten des Hauptbuntsandsteins zwei Geröllager in verschiedenen Horizonten unterscheiden zu können, wovon er das untere, allerdings nur durch angeblich geringere Größe der Gerölle abweichende, dem Eck'schen Horizonte gleichstellte. Auch v. Bubnoff schloß sich ihm an³. Die Begründung muß allerdings schon angesichts der sonstigen Ausbildung des Hauptkonglomerates, das immer aus einer Wechsellagerung von Geröllschichten und geröllfreien besteht, als unzureichend abgelehnt werden. Das tat denn auch Wilser, dem es zudem an keiner Stelle nördlich und südlich der Wiese bis zum Rhein gelang, zwei solcher Konglomerate übereinander zu finden — mit Ausnahme einer Stelle nördlich von Maulburg, wo aber die scheinbare Überlagerung der Geröllhorizonte auf einem Verwurf von 10 m Sprunghöhe beruht. Wilser wich nun seinerseits von der Pfaff-Brombach'schen Auffassung wieder dadurch ab, daß er von den Arkosen des bisherigen Oberrotliegenden die obersten 40 m abtrennte und zum unteren Buntsandstein zog, in dem er an eine

¹ Stierlin, 1910, S. 642; Glaser, 1914, S. 95; Wilser, 1924, S. 317.

² Pfaff, 1893, S. 9; Brombach, 1903, S. 438.

³ R. Neumann, 1911, S. 721/22; S. v. Bubnoff, 1912, S. 527.

Karneolzwischenlage der Arkosen die Perm-Triasgrenze legte, so daß er zu folgendem Aufbau des Buntsandsteins nördlich der Wiese kam:

Plattensandstein und Röt 50 m
 Hauptkonglomeratsandstein 16 m
 su 40 m
 Karneollage
 Liegendes: oberes ro¹.

Fraglich ist nur, ob wirklich dieser Karneollage eine solche Bedeutung zukommt. Es wird sich später aus der Struktur des gesamten Buntsandsteinbeckens als unwahrscheinlich ergeben, daß hier unterer Buntsandstein entwickelt ist. Bestenfalls könnte es sich um eine örtliche Bildung handeln, die mit dem Hauptbeken in keinem Zusammenhang stand. Die Absätze des Hauptbeckens beginnen mit dem „Hauptkonglomeratsandstein“.

Disler kehrte zur Auffassung von Pfaff und Brombach zurück, nach der am Dinkelberg unterer Buntsandstein und vom mittleren der Eck'sche Horizont und der mittlere Hauptbuntsandstein fehlen und die Schichtenfolge mit dem Hauptkonglomerat beginnt ($1\frac{1}{2}$ m mächtige Geröllage + gegen 14 m diagonalschichtige Sandsteine, darüber Karneolhorizont)².

„Bei Zeiningen und Maispach“ auf der linken Rheinseite südwestlich Säckingen „scheinen die diagonalschichtigen Sandsteine wie auch das Hauptkonglomerat zu fehlen oder doch nur sehr reduziert zu sein“³. Der Karneolhorizont scheint hier das unmittelbar Hangende des Oberrotliegenden zu bilden. Hier würden wir also unmittelbar oder fast unmittelbar an einem südlichen Grenzpunkt des Hauptbuntsandsteins stehen, während sonst im Rheintal unterhalb Säckingen überall noch Hauptkonglomerat und diagonalschichtige Sandsteine entwickelt sind. Bei den Resten der Sandsteindecke auf der Höhe zwischen Wehra- und Albtal ist die Hauptkonglomeratstufe im Verschwinden begriffen⁴. Die Linie Säckingen—Bonndorf oder eine wenig davon südlich ver-

¹ Wilser, 1913, S. 6 und 9; ähnlich 1914; betr. der Karneoldolomitlagen des ro siehe auch Strigel, 1922, S. 122 ff.

² Dagegen siehe wieder Heuser, 1926.

³ Disler, 1925, S. 29.

⁴ Der Buntsandstein des südöstlichen Schwarzwaldes wird unten beim oberen Buntsandstein genauer behandelt.

laufende Parallele mag daher annähernd die Südgrenze der Verbreitung des Hauptbuntsandsteins bezeichnen.

Die Transgression des Eck'schen Horizontes über den unteren Buntsandstein und des Hauptkonglomerates über den Eck-schen Horizont bedeutet jedesmal eine Erweiterung des Ablagerungsraumes, die demnach im Hauptbuntsandstein nicht auf einmal, sondern schrittweise vonstatten ging. Wie erklärt sich nun eine solche Erweiterung? Die landläufige Auffassung des Buntsandsteins als Ablagerung eines Meeres bzw. Binnenmeeres sieht darin einfach das Vorrücken der Strandlinie infolge Höhersteigens des Wasserspiegels, das seinerseits durch eine allgemeine Senkung des Landes hervorgerufen wird. Eine Senkung des Beckengrundes allein ohne eine solche der Ränder würde das Gegenteil, ein Sinken des Wasserspiegels, bewirken. Merkwürdig wäre aber dann bei einer solchen allgemeinen Senkung das plötzliche Auftreten einer Grobsand- und Geröllfacies, obwohl sich an den Gefällsverhältnissen der einmündenden Festlandsgewässer durch die Senkung nichts geändert hätte. Mitwirkung von Flüssen spielt aber beim Antransport des Eck-schen Geröllagers, das nicht etwa nur aufgearbeitetes Untergrundmaterial enthält, eine große Rolle. Dies wäre jedenfalls nur klimatisch zu begreifen¹. Noch merkwürdiger aber wäre, daß die Faciesgrenze Geröll-Sand weit in nördlicher Richtung vom Strande abrückt, sich also in entgegengesetzter Richtung wie die Strandlinie bewegt, statt, wie es eigentlich zu erwarten wäre, dieser nach Süden zu folgen. Es wiederholt sich das erst recht bei der oberen Geröllstufe, die einerseits nach Südosten über die untere hinweg greift, andererseits aber auch viel weiter nach Norden reicht. Beide Geröllstufen zusammengenommen, hätten wir, indem wir Anfangszustand und Endergebnis einander gegenüberstellen, im Laufe des Hauptbuntsandsteins einerseits Vorrücken des Strandes etwa von der Linie Emmendingen—Gengenbach—Schrarnberg bis zur Linie Säckingen—Bonndorf, andererseits aber Abrücken der Faciesgrenzfläche Geröll-Sand vom mittleren bzw. nördlichen Schwarzwald um über 100 km bis zum nördlichen Odenwald und zur Pfalz und der Grenze Grob-Feinsand vom nördlichen Schwarzwald bis über Thüringen hinaus.

¹ Größere Beschaffenheit der Geschiebe im Oberlauf der Flüsse würde wohl auch kaum für sich allein zur Erklärung ausreichen.

Es wird schwer halten, diesen Widerspruch etwa mit Hilfe von verstärkten Grundströmungen im Meere, für die doch eigentlich kein Anlaß vorliegt, zu erklären.

Nehmen wir Ablagerung auf dem Festlande an, etwa nach Transport durch fließendes Wasser, so ist das Auftreten von Grobsand und Geröllen leichter begreiflich. Eine neue Störung des exogenen Gleichgewichts zu Beginn des Hauptbuntsandsteins in Gestalt einer Senkung des bisherigen Beckenuntergrundes (oder, was auf dasselbe hinauskommt, eine entsprechende Hebung des Trogrades), konnte die Transportkraft des Wassers so steigern, daß es imstande war, gröberen Schutt zu verfrachten. Ob dazu noch ein klimatisches Moment, Vergrößerung der Wassermenge durch Feuchterwerden des Klimas, kommt, bleibt zu erwägen. Wie reimen sich aber Gefällssteigerung und Transgression am Trograde zusammen? An der Südgrenze des su-Bekkens war z. Zt. von dessen Ablagerung die Schleppkraft des Wassers gering, da dieses auch verhältnismäßig feines Material nicht mehr fortzuschaffen vermochte. An der gleichen Stelle war aber zu Beginn des Hauptbuntsandsteins die Stoßkraft hinreichend, um auch größere Gesteinsbruchstücke zu befördern. Da an der Südgrenze des Eck'schen Geröllagers bis kopfgroße Gerölle vorkommen, so ist begreiflich, daß diese weniger weit gelangten, als das feinere Material des unteren Buntsandsteins. Zu verlangen, daß dieses schwere Material gerade so weit geschleppt worden wäre, hieße, ganz ungewöhnliche Anforderungen an die Stoßkraft des Wassers stellen. Es fand wohl eine erhebliche Steigerung der Schleppkraft statt, aber nicht bis zu diesem außerordentlichen Grade. So braucht die Transgression der Geröllager keinen Widerspruch zur Gefällssteigerung zu bilden. Das Hinausgreifen des oberen Geröllagers über das untere könnte sich aus einer schwachen relativen Verminderung der Schleppkraft ergeben, wobei der weitere Weg, den die Gerölle des höheren Lagers zurückzulegen hatten, in Betracht zu ziehen ist.

Damit soll keineswegs außer Acht gelassen sein, daß die Auffüllung eines so flachen Beckens wie des Buntsandsteinbeckens naturgemäß zu Transgressionen am Beckenrande führen muß.

Um so überraschender ist das Zurückbleiben des geröllfreien mittleren Hauptbuntsandsteins hinter dem Eck'schen Horizont. Nimmt man an, daß man es bei den Abteilungsgrenzen mit wirk-

lichen Schichtgrenzen zu tun habe, so wären keine größeren Gesteinstrümmer mehr befördert worden und der gröbere Sand wäre wohl früher zum Absatz gelangt als vorher, aber doch noch weitergetragen worden als vorher die großen Gerölle. So würde sich diese Regression aus einem Nachlassen der Transportkraft erklären.

Nimmt man Rückzug eines Meeres an, so sollte man eigentlich am zurückweichenden Strande eine Aufarbeitung der vorher abgelagerten Geröllschicht erwarten.

Ganz so einfach scheinen aber die Verhältnisse bei diesem Vorgang der Regression doch nicht zu liegen. Bei Schramberg an der Nippenburg steigert sich nach Bräuhäuser die Mächtigkeit des Eck'schen Geröllagers auf 70 m, also um 20 m über den Durchschnitt, was an sich bei einem Geröllschuttkegel nicht unmöglich wäre. Bräuhäuser nimmt indes an, daß die obersten Bänke des Eck'schen Horizontes unmittelbar unter der Nippenburg „mit verschwindender Geröllführung“ den Beginn des mittleren Hauptbuntsandsteins darstellen. Je weiter nördlich, desto geröllarmer werden die oberen, felsbildenden Lagen des Eck'schen Konglomerates, die am Schramberger Schloßberg noch dicht mit Geschieben durchstreut sind, wobei sie gleichzeitig fester und als Baustein geeigneter werden; z. B. sind sie bei Aichhalden zwar schon geröllarm, aber noch ziemlich mürbe, bei Rötenbach (3—4 km) bereits geröllfreie, brauchbare Werksteine¹. So würde sich also hier der geröllfreie Hauptbuntsandstein aus den oberen Lagen des Eck'schen Horizontes entwickeln, worauf auch die scheinbare Mächtigkeitssteigerung des letzteren zurückzuführen ist.

Das Auskeilen oder, um mit Hennig zu reden, die Spaltung einer „bis dahin einheitlichen Folge von Konglomeraten durch einen Keil feinkörniger Sandsteine“² wäre dann nur ein Auskeilen der Facies, nicht der Schicht, die Regression demnach nur scheinbar.

Auch nach der badischen Seite hin, auf Blatt Hornberg—Schiltach, nimmt der Eck'sche Geröllhorizont „an Mächtigkeit eher zu als ab“; und daß sich die lockere, arkosenartige Be-

¹ Bräuhäuser, 1909, S. 39 und 44; Sauer, 1913, S. 46; dieselben, 1911, S. 27.

² E. Hennig, 1922, S. 43.

schaffenheit dieses Horizontes bis nahe an das Hauptkonglomerat fortsetzt, deutet ebenfalls auf Stellvertretung des geröllfreien sm durch die Facies des Eck'schen Horizontes¹.

Ähnlich oder noch ausgesprochener ist diese Äquivalenz bei der Heidburgscholle, bei Lahr und Ettenheimmünster, wo sich spärliche Gerölle durch das ganze sm verteilen². Man wird ferner an die Verhältnisse des östlichsten Schwarzwaldes erinnert, wo auf Blatt Calw die Geröllführung überhaupt nicht mehr auf die Geröllhorizonte beschränkt ist und dadurch die Grenzen der Abteilungen unscharf werden³. Die tatsächliche Südgrenze des mittleren Hauptbuntsandsteins als Schicht, nicht als Facies, ist nicht genau bekannt.

Das Auskeilen der feinkörnigen Facies hält etwa die Richtung Schramberg—Triberg ein, ein Beweis, wie sehr auch in Einzelheiten der innere Aufbau des Buntsandsteins vom Gesetz der variskischen Orientierung beherrscht ist.

Die Faciesgrenze Sand—Geröll — randferne und randnahe Facies — hätte sich in der Zeit des mittleren Hauptbuntsandsteins bis in den mittleren Schwarzwald zurückgezogen. Das bedeutet auf jeden Fall ein Nachlassen der Schleppkraft des Wassers. Die keilförmige Zuspitzung wäre dann durch eine schrittweise Abnahme und Wiederzunahme dieser Schleppkraft bedingt gewesen.

Mit weitergehenden tektonischen Schlüssen, etwa auf eine Hebung des Beckenrandes nach Ablagerung von „sm“ und darauffolgende Abtragung, durch die eine Diskordanz der Lagerung zwischen sm und Hauptkonglomerat entstanden wäre, wird man zurückhalten, solange nicht die Möglichkeiten einer anderen Erklärung erschöpft sind.

¹ Sauer, 1897, S. 36.

² Bei Lahr kommen zwischen den eigentlichen Geröllhorizonten nicht nur einzelne Gerölle immer wieder verstreut vor, sondern auch wirkliche Geröllager, u. a. bei Kuhbach in Sandstein mit zahlreichen Manganflecken (Pseudomorphosensandstein).

³ K. Regelmann, 1919, S. 30.

b) Mächtigkeit.

1. Eck'scher Horizont.

					nördl. Odenwald 50 m (örtlich 60—100 m; aber auch 20—40 m)
					Heidelberg 30—50 m
					Liebenzell 30 m
	unt. Murgtal (Mauzen- berg) 40—45 m				
	B.-Baden 30—40 m		Bl. Wildbad etwa 50 m		
		Bl. Enz- klösterle 50 m (örtl. 90 m)	Bl. Sim- mersfeld 70—80 m	Bl. Stamm- heim etwa 80 m	Deufringen 49 m
	Bl. Obertal etwa 45 m				
Bl. Gengen- bach 20—50 m	Bl. Peters- tal etwa 60 m	Bl. Freu- denstadt 45 m			
Bl. Zella. H. normal 40—50 m (örtl. 30 m)		Bl. Alpirs- bach 50 m	Sulz a. N. 54 m		
Bl. Haslach über 10 m + 20—30 m		Bl. Schram- berg 50—70 m			
	Bl. Triberg max. 30 m	Bl. Königs- feld N 9—12 m S 6—8 m			

Der Eck'sche Horizont erreicht bald eine ziemlich konstante Mächtigkeit von 30—50 m und behauptet sie bis zum nördlichen Odenwald (50 m), so weit die keineswegs immer scharfe Abgrenzung nach unten ein sicheres Urteil gestattet. Der Normalwert wird nur ausnahmsweise wesentlich überschritten (oberes Enztal 90 m) und ist dann mit einer Reduktion des unteren Sandsteins oder wie bei Schramberg (70 m) des geröllfreien, mittleren verknüpft. Im Odenwald glaubt H o p p e eine dauernde Abnahme nach dem nördlichen Odenwald zu feststellen zu können¹.

Noch nicht eingedeckte, isolierte Aufragungen des kristallinen Untergrundes bewirken auch hier noch Mächtigkeitsverminderungen. So setzen südlich der Hornisgrinde großer Schrofen und Gottschläg als Härtinge durch den unteren Sandstein hindurch noch in den unteren Geröllhorizont hinein. Auch weiter südlich, auf Blatt Zell a. H., ragt nach Th ü r a c h am Nillkopf und Schwarzbachsattel das Grundgebirge stellenweise noch etwas über die obere Grenze des unteren Buntsandsteins empor, „wodurch sich die Mächtigkeit des unteren Geröllhorizontes merklich reduziert“².

Einen auffallend anormalen Wert erhielt E. F r a a s aus den Ergebnissen der Tiefbohrung Erlenbach und zwar auf der Strecke, auf der Kernbohrung angewendet wurde. Von 603 bis 734 m Tiefe wurden immer wieder einzelne Konglomeratbänke, bezw. „Arkose- und Konglomeratzonen“ angetroffen, die in teilweise sehr großen vertikalen Abständen zuerst gleichmäßigen, roten Sandsteinen, später von 660 m ab, lichterem Sandsteinen eingeschaltet waren. Daraus würde sich die ungewöhnliche Mächtigkeit des Geröllhorizontes von 131 m ergeben und zwar vom Charakter des Eck'schen, da den vorherrschenden Kieselgeröllen auch solche von porphyrischen und granitischen Gesteinen beigegeben waren. Eine Stellvertretung anderer Horizonte scheint nicht in Frage zu kommen, da sie selbst eher übernormal mächtig ist und mittlerer und oberer Hauptbuntsandstein auch keine Reduktion zeigen. Die anderen Tiefbohrungen lieferten keine brauchbaren Werte.

¹ 1925, S. 41.

² Th ü r a c h, 1897, S. 38.

Von der Nullinie Schramberg—Triberg aus schwillt der geröllarme Sandstein rasch in nordwestlicher Richtung an. Die Linie der 80-m-Mächtigkeit läßt sich einigermaßen festlegen; ihr Verlauf ist interessant genug: Schweighausen—Nill—Brandenkopf—Freudenstadt—Altensteig—Stammheim—Calw; also variskischer Verlauf, parallel der gleichgerichteten Nullinie der geröllfreien Facies. Der mittlere Sandstein bleibt aber dabei nicht stehen, sondern wächst darüber hinaus in ziemlich unregelmäßiger Weise, z. B. auf Blatt Zell a. H. nach Thürach: am Nillkopf 70—80 m; am Brandenkopf 80—90 m; am Täschenkopf 100 m; am Mooswald (Blatt Gengenbach) bis 200 m.

Auf Blatt Gengenbach nach Sauer: sm einschließlich oberer Geröllhorizont geht im Südosten auf 160 m herab, steigt im Nordteil der Moos aber bis 260 m.

Blatt Oberwolfach nach Sauer: nur im W und N noch etwa 100 m, nimmt nach S und SO bis auf etwa 60 m ab. Blatt Peterstal nach Schalch: in der SO-Ecke noch etwa 130 m, am Kniebis Höchstwert von 160—180 m.

Auf der Strecke Schramberg—Alpirsbach nach Bräuhäuser: bei Lauterbach 0 m, bei Aichhalden 2—3 m, bei Alpirsbach 40—50 m, am Roßberg bei Reinerzau 80 m.

Blatt Freudenstadt nach M. Schmidt: 60 m im SW, fast 110 m im NW, im Mittel 80 m. 150 m scheinen etwa auf der Linie Badener Höhe—Pforzheim erreicht zu werden, obwohl hier keine genaueren Aufnahmewerte vorliegen. Eine Sonderstellung nimmt der nördliche Teil der Moos ein, in dem hier 200 m schon an einem auffallend weit südlich gelegenen Punkte erreicht werden; sind doch im Hornisgrindegebiet nur 120—130 m vorhanden. In der Tiefbohrung von Dillweißenstein erreichen Hauptbuntsandstein und Eck'scher Horizont zusammen 213 m¹; Dürrmenz und Ingelfingen liefern keine brauchbaren Werte. Tiefbohrung von Erlenbach: mittlerer Hauptbuntsandstein und oberer Geröllhorizont 239 m, ein Wert, der demjenigen von 170 m bei Ettlingen ganz gut entspricht, wie wohl die Grenze sm/so nicht leicht zu bestimmen war, da hier noch mit dem Meißel gebohrt wurde.

Bei Heidelberg ist der geröllarme Hauptbuntsandstein schon im Mittel über 200 m stark; im nördlichen Odenwald und Spes-

¹ Röhrer, 1914, S. 19 und 1925.

sart, wie auch in der Südpfalz ist er mit 250—300 m tatsächlich zum Hauptbuntsandstein¹ geworden, der in den tiefen Tälern des Mains und Neckars die Talwände mit seinen mächtigen Quadern hauptsächlich aufbaut.

Im geröllfreien Hauptbuntsandstein begegnen wir zuerst einer Zone größter Mächtigkeit: Südpfalz, Odenwald, Spessart; wenigstens ist sie hier viel ausgesprochener als im unteren Buntsandstein.

3. Oberer Geröllhorizont.

Die Mächtigkeitsbestimmung dieses Horizontes stößt auf allerlei Schwierigkeiten, insbesondere die Überschüttung der Gehänge mit den abgestürzten Blöcken. Im südlichen Teile des Schwarzwaldes tritt eine Unsicherheit der oberen Grenze hinzu, indem sich nämlich hier ein Schichtenstoß hellfarbiger, geröllfreier Sandsteine („sm“), der bis zu 20—30 m dick werden kann, zwischen die geröllführenden Schichten und den Karneolhorizont einschiebt, über deren Zuordnung, ob zum mittleren oder zum oberen Buntsandstein, man verschiedener Meinung sein kann; die württembergische Landesaufnahme zieht sie zum oberen, die badische zum mittleren. Die umstehende Tabelle gibt die Mächtigkeit der eigentlichen geröllführenden Sandsteine an, ohne damit eine Entscheidung über diese Frage treffen zu wollen. In der Sandsteintafel des Ostens trifft man noch bis Wolterdingen, Unterbränd, Oberbränd und zum obersten Wutachtal solche in nennenswerter Dicke an, südlicher nicht mehr. Erheblich weiter reichen sie am Rheintalrand, bis zum Dinkelberg und Rheintal bei Rheinfeldern und Basel, ein neuer Beweis, daß die Faciesgrenzen im Schwarzwälder Buntsandstein nicht ostwestlich, sondern mehr nordöstlich verlaufen.

Etwa von einer Nulllinie Basel—Lenzkirch—Donaueschingen an wachsen die eigentlichen geröllführenden Sandsteine allmählich in nördlicher Richtung und erreichen auf der Höhe von Alpirsbach 35—40 m. Von da ab behauptet sich eine Dicke von 30 bis 40 m oder 30—50 m mit auffallender Beständigkeit bis in die Heidelberger Gegend, den nördlichen Odenwald, ja sogar bis zum Spessart (bei Wertheim nach Hildebrand 25 m, im

¹ Die Bezeichnung Hauptbuntsandstein wurde zuerst von G ü m b e l für die Pfalz angewendet.

Mächtigkeitstabelle.

				Heidelberg 30—40 m
		Ettlingen bis 90 m		Pforzheim 60 m (—100 m)
		Bl. Enz- klösterle 40—60 m	Bl. Simmers- feld 50—45 m	Bl. Stamm- heim etwa 45 m
	Bl. Obertal ca. 30 m	Bl. Baiersbronn ca. 40 m	Bl. Altensteig 55 m	Deufringen 47 m
		Bl. Freuden- stadt ca. 35 m		
	Bl. Ober- wolfach noch mehr als 20 m	Bl. Alpirsbach 45—50 m (NW 50—55; SO 30 m)	Dettingen 50 m Sulz a. N. 44 m	
Eltenheim- münster 25 m	Hornberg 10 m?	Schramberg 22 m (N 30 max., S 18 min.)		
Emmen- dinger Vor- berge 8—10 m		St. Georgen min. 4,5 m		
	Bl. Furtwangen max. 20 m	Bl. Villingen 3,5—4 m		
Bl. Ehrenstetten nicht über 10 m	Bl. Neustadt ca. 5—6 m	Bl. Donau- eschingen 0,5—3,5 m		
Staufen. min. 12 m				
Badenweiler bis 10 m				
Schopfheim- Rheinfelden 1 m	Zwischen Wehra u. Alb ca. $\frac{1}{2}$ m			

Spessart nach Thü r a c h 30 m, nach B ü c k i n g 40—60 m) und Pfälzerwald (20—40 m nach Thü r a c h, 25—35 m nach Erl. Blatt Speyer). Nach verhältnismäßig raschem Anschwellen zur normalen Mächtigkeit wird diese mit unbedeutenden Schwankungen festgehalten.

Ein starkes Wachstum stellte Bräuhäuser für Blatt Schramberg fest, von 18 m min. im S bis 30 m max. im N fest, ebenso für Blatt Alpirsbach von 30 m am Hochberg im SO auf 50—55 m am Weiherberg im NW, also nahezu das Doppelte.

Wilser gibt für oberen Geröllhorizont + Karneolhorizont für die Gegend von Ettenheimmünster und Emmendingen etwa 25 m an¹.

Von den Tiefbohrungen am Nordrande des Schwarzwaldes hat nur die von Dillweißenstein—Pforzheim einen brauchbaren Wert geliefert (60 m). Im nördlichen Schwarzwald scheinen ganz erhebliche Überschreitungen des Normalwertes vorzukommen, z. B. bei Pforzheim (siehe Tabelle). Für den nordwestlichen Schwarzwald gibt zwar Deecke einen sehr niederen Wert an (15 bis 20 m)², Herr Dr. Göhringer zeigte mir indes bei gemeinsamer Begehung, daß bei Ettlingen, im Tal des Krebsbächle und anderen Seitentälchen des Albtales (Steigenklinge und Detschenklinge) die schwach geröllführenden Sandsteine dieser Stufe bis 90 m erreichen können³.

Ganz außerordentliche Schwankungen zeigen die Mächtigkeitsbestimmungen im nördlichen Odenwald; etwa dem normalen Wert entsprechen die Angabe Schottlers für Blatt Sensbach, nämlich 30—40 m für die äquivalenten Kristallsandsteine, und Hildebrands, 20—25 m für die gleichen Kristallsandsteine bei Wertheim. Dagegen gehen die Werte Klemms auf den Blättern Michelstadt (bis über 150 m) und Erbach (120 bis 140 m), ebenso derjenige nach Chelius für Blatt Brensbach—Böllstein (120 m), nach Vogel für Blatt König (mehr als 100 m) weit über die Norm hinaus.

Die erwähnten geröllfreien, hellfarbigen Sandsteine („sm“), die sich etwa von Hornberg—Triberg—Königsfeld ab südlich

¹ Wilser, 1924, S. 317.

² Deecke, 1916, S. 230.

³ Eine scheinbare Steigerung der Mächtigkeit durch Verwerfungen hält Herr Dr. Göhringer für ausgeschlossen, da sich die große Mächtigkeit an mehr als einer Stelle wiederholt.

über den rein konglomeratischen gleichsam als Ersatz der annähernd auf gleicher Höhe verschwundenen Schichten des geröllfreien, mittleren Hauptbuntsandsteins entwickeln¹, erreichen auf Blatt Hornberg 10—20 m, auf Blatt Triberg und Villingen bis zu 20—30 m; bei Neustadt und über der oberen Wutachschlucht verkümmern sie zu etwa 5 m und sind bei Wolterdingen und Niederbränd kaum noch abzutrennen. Dagegen reichen am Rheintalrand die ihnen entsprechenden diagonalschichtigen Sandsteine noch mit 13 m zum Dinkelberg und Rheintal. Zwischen Wehra und Wutach sind sie wahrscheinlich noch durch 1—3 m helle Sandsteine vertreten².

4. Gesamtmächtigkeit des mittleren Buntsandsteins.

Das Wachstum der Mächtigkeit an der Schiltach und oberen Kinzig hat Bräuhäuser verfolgt. Am Mooswald, SO Lauterbach bei Schramberg und über 20 km nördlicher am Weiherberg westlich der nördlichen Berneck (kleine Kinzig) liegt die Grenze sm/so gleich hoch, bei 800 m über NN, die obere Granitgrenze dagegen bei Lauterbach bei 700 m, am Weiherberg bei 550 m. Einer Gesamtmächtigkeit von unterem und mittlerem Buntsandstein von 250 m nördlich stehen dort südlich keine 100 m entgegen³.

In den Gesamtmächtigkeiten spricht sich wieder deutlich das Gesetz aus, daß die Linien gleicher Mächtigkeit nicht W—O verlaufen, sondern SW—NO. Die Nebeneinanderstellung von Mächtigkeitsziffern an annähernd O—W gelegenen Orten zeigt die Abnahme gegen O: z. B. Lahr 200 m, Alpirsbach 130 m, Bohrung von Sulz a. N. 112 m; oder Blatt Enzklosterle 200—240 m, Blatt Stammheim 200 m, Bohrung von Deuf-

¹ Der Buntsandstein zeigt in dieser Gegend daher eine merkwürdige vertikale Gliederung z. B. auf Blatt Königsfeld:

Oberer Buntsandstein,
Mittlerer Buntsandstein

2. Sandsteinstufe („sm“).

1. konglomeratische Schichten, bestehend aus oberem und Eck-schem Konglomerat ohne zwischengeschaltete Sandsteinbildung (Schalch, 1897, S. 29).

² Deecke, 1916, S. 234.

³ Bräuhäuser und Sauer, 1911, S. 26/27.

Mächtigkeitstabelle.

				Spessart 300—380 m (Bücking) ¹ 330—380 m (Thürach) nördl. Odenwald ca. 400 m
Rheinpfalz 350—400 m			Erlenbach- Heilbronn 370 m	Heidelberg 300—350 m
	Eichelberg- Mauzenberg ca. 250 m	Herrenalb wenig über 230 m	Pforzheim 273 m	
		Bl. Enzklosterle 200—240 m	Bl. Stammheim 200 m	Deufringen 120 m
	Bl. Obertal 200 m	Bl. Baiersbronn 200 m		
		Bl. Freuden- stadt 160 m		
Lahr 200 m (175 m)		Bl. Alpirs- bach 130 m	Dettingen 119 m	
Kirnbachtal 165 m	Bl. Triberg max. 70 m?	Bl. Schramberg 70—94 m	Sulz a. N. 112 m	
	Bl. Furtwangen 20 m			
Freiburg ca. 20 m	Bl. Neustadt 9,5 m			
Dinkelbèrg u. Rheintal ² 13—15 m				

ringen 120 m; oder Dinkelberg 13—15 m, Waldshut 0 m. Die 20 m-Linie dürfte die Richtung Freiburg—Furtwangen haben, die 100 m-Linie etwa Waldkirch, Aichhalden (Schramberg), Sulz a. N. (bei Emmendingen 115 m, Aichhalden 94 m, Sulz 112 m); die

¹ Nach süddeutscher Gliederung. Die feinkörnigen Sandsteine (su₂ nach norddeutscher Gliederung) sind dabei von mir zum mittleren Buntsandstein gezogen.

² Im südlichen badischen Schwarzwald sind in den Mächtigkeitsziffern die diagonalschichtigen geröllarmen Sandsteine einbegriffen, im württembergischen die „Kieselsandsteine“ nicht. In letzterem ist deren Mächtigkeit nicht so bedeutend, daß sie bei der Gesamtmächtigkeit ins Gewicht fällt.

200 m-Linie die Richtung Lahr, Nordrach, Kniebis, Baiersbronn, Altensteig, Stammheim (Lahr 200 m, SO von Blatt Gengenbach 195 m; NW von Blatt Freudenstadt 190 m, Blatt Baiersbronn 200 m, Blatt Stammheim 200 m). Die 300 m-Linie wird anscheinend im Schwarzwald nicht mehr ganz erreicht; bei Heidelberg ist sie schon überschritten. Die 350 m Linie, ungefähr die Linie der größten Mächtigkeit, führt vom Spessart über den Sandstein-Odenwald zur Rheinpfalz. Man kann auch nicht sagen, daß der Rheintalrand eine Sonderstellung einnehme durch geringere Mächtigkeitsentwicklung gegenüber Punkten gleicher geographischer Breite in der östlichen Sandsteintafel¹, denn die Mächtigkeitsabnahme nach O findet in gleicher Weise auch innerhalb der geschlossenen Sandsteindecke des O statt.

Stammt nun das Material des Buntsandsteins aus der Zone der größten Mächtigkeit im NW oder fand die Wanderung in entgegengesetzter Richtung statt? Auf diese Frage ist von der Betrachtung der Geröllhorizonte eine Antwort zu erwarten.

c) Geröllhorizonte.

1. Zusammensetzung.

Als kennzeichnend für das Eck'sche Geröllager wurde schon oben (S. 111) hervorgehoben, daß hier im Gegensatz zum oberen Geröllager unter den Geröllen Feldspatgesteine des Grundgebirges niemals fehlen. Die ausführlichste Zusammenstellung von den Gesteinsarten, die sich im unteren Geröllhorizont als Rollsteine finden, gibt für Blatt Peterstal—Reichenbach F. Schälch. Sie dürfte für das ganze in Betracht kommende Gebiet des Schwarzwaldes gelten. Milchquarze herrschen überall bei weitem vor, „harte, rötliche Sandsteine mit quarzigem Bindemittel sind ebenfalls allgemein verbreitet“. An sonstigen Quarzgesteinen schließen sich an: „lichtrötliche, fettglänzende Quarzite; dunkelfarbige, fast schwarze schiefrige Quarzite mit fettglänzendem Bruch; rötliche, hornsteinartige oder karneolähnliche Quarze, ihrem Gefüge zufolge zum Teil Pseudomorphosen nach derbem, blättrigem Schwerspat darstellend“, letztere also wohl Bruchstücke aus verkieselten Schwerspatgängen²; „inten-

¹ Wepfer, 1923, S. 14.

² Aus dem Vorkommen von Gangquarzen als Geröllen im Buntsandstein schließt Sauer, „daß ein Teil der Erzgänge älter als das Deckgebirge sein müßten“ (1895, S. 54).

siv rotgefärbte, dichte, hornsteinartige Quarzite mit muschligem, fettglänzendem Bruch; dichte dunkle bis rein schwarze, lyditartige Quarzite oder Kieselschiefer, von scharfen, ebenflächigen Sprüngen durchzogen oder feinen weißen Quarzäderchen durchtrümmert.“ Nicht übermäßig selten wurden „abgerollte Stücke von Kieselhölzern in den geröllreichen Lagen“ gefunden, die „ohne Zweifel aus den Arkosen des unteren Rotliegenden“ stammen. „Unter den krystallinischen Gesteinen liefern das Hauptkontingent gewöhnliche Ganggranite und stark zersetzte, zum Teil sillimanitreiche Renschgneise; auch grobkörnige pegmatitische Granite mit Andeutung von Schriftgranitstruktur wurden in mehreren Stücken gesammelt. Hervorzuheben sind aber noch Gesteine von zum Teil fluidal oder sphärolithisch struierten Porphyren, übereinstimmend mit gewissen Varietäten der Deckenporphyre des mittleren Rotliegenden, auch einzelne Stücke von rotem Tonstein und von Tuffbreccien wurden an mehreren Stellen beobachtet“¹.

Es sind also darunter sehr viele Schwarzwaldgesteine vertreten, teils solche des Grundgebirges, teils des Perms. Die Häufigkeit des Renschgneises hier mitten im Renschgneisgebiet und die Häufigkeit der Ganggranite hier in der Zone der „Granitdurchtrümmung“ zwischen den beiden großen nördlichen Granitmassiven könnten sogar einen lokalen Ursprung der Gerölle andeuten, ebenso wie die Quarzporphyre aus dem Rotliegenden, die ja in unmittelbarer Nähe beiderseits der unteren Kinzig ausgedehnte Decken bilden. Dagegen sind auf Blatt Obertal weiter nördlich Quarzporphyr und Granit schon seltener; fluidale Porphyre kommen allerdings auch ziemlich nördlich bei Calw vor. Sauer bezeichnet für Blatt Gengenbach und Oberwolfach, also den mittleren Schwarzwald, Porphyre des Rotliegenden geradezu als „eine Art Leitfossil“ für den Eck'schen Horizont². Thürach glaubt allerdings für Blatt Zell a. H. feststellen zu müssen, daß „Porphyre und Grundgebirgssteine nicht wie diejenigen des Oberrotliegenden aus nächster Nähe stammen“³.

Ortsfremd sind die quarzitischen Sandsteine und namentlich die schwarzen Lydite oder Kieselschiefer. Natürlich darf, wenn an örtliche Untergrundsbeimengungen gedacht wird, bei Auf-

¹ F. Schälch, 1895, S. 57.

² A. Sauer, 1894, S. 57 und 59; 1895, S. 54.

³ Thürach, 1897, S. 38.

lagerung auf su und bei höheren Lagen überhaupt nicht außer Acht gelassen werden, daß — von einzelnen Grundgebirgsdurchragungen abgesehen — z. Zt. der Ablagerung kristallines Gebirge und Rotliegendes erst ziemlich weit südlicher, jenseits der primären Ablagerungsgrenze noch frei lagen.

Selbst beobachtete ich in der Hornberg—Triberger Gegend, am Moosenwaldkapf, Krähenkapf, Windkapf, Obertenwald und an der Hochwälder Höhe, daß in den geröllführenden Sandsteinen über dem Granit Milchquarzgerölle weitaus vorherrschen neben dunklen und rötlichen Quarziten, dagegen Feldspatgesteine des Grundgebirges recht selten sind, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß unter den Lesegesteinen die Feldspatgesteine durch die Verwitterung teilweise ausgemerzt werden können. Dasselbe stellt Schalch für die NW-Ecke von Blatt Villingen fest: „Auf dem Gneisgebirge liegt hier zunächst eine meist nur lockeren Zusammenhalt zeigende Geröllbildung, welche zum bei weitem vorwiegenden Teil aus weißen Quarzgeschieben besteht, daneben aber noch in wechselnder Menge Gerölle kristallinischer Gesteine führt, unter denen Granite und Gneise das Hauptkontingent bilden“¹. Ganz nahe Königsfeld, an der Straße nach Burgberg, in einem schon von Schalch bezeichneten (1897, S. 31) Steinbruch in Granitporphyr bemerkt man über letzterem einen locker geschichteten Sand mit reichlichem Arkosegrus und sehr großen (bis 20 cm Höchstdurchmesser) Geschieben; die Mehrzahl ist allerdings kleiner, etwa eigroß. Größere sind aber nicht selten. Darunter sah ich zahlreiche Granite, 1 Gneis, sehr viel frischen Quarzporphyr; auch verkieselte Tuffe, an diejenige vom Kesselberg bei Triberg erinnernd. Milchquarze sind ebenfalls vorhanden, aber weniger zahlreich. Über dem lockeren Sande, an der Oberkante des Bruches, kommen dann Blöcke festen Sandsteins heraus, sehr geröllreich, aber nur mit eigroßen Milchquarzen, offenbar dem Hauptkonglomerat angehörend. Schalch beschreibt (1897, S. 31) zwei nahegelegene Sandgruben vom rechten Gehänge des Hörnlebaches nördlich Königsfeld. Hier fand er in 9—12 m Mächtigkeit ebenfalls lockeren, vorwiegend aus Grundgebirgsmaterial bestehenden Grus mit reichlichen Feldspat- und Kaolinbröckchen und „je nach den einzelnen Lagen wechselnder Anzahl von größeren und kleineren, wohl-

¹ F. Schalch, 1899, S. 19.

gerundeten oder doch abgeriebenen Geröllen vorwiegend krystallinischer Gesteine“. „Neben Gneisen, Graniten, Granophyren, vorherrschend weißen, zum Teil jedoch auch dunklen, kiesel-schieferartigen Quarzen fehlen nie einzelne, wenn auch immer sehr sparsame Geschiebe von dyadischem Deckenporphyr und von Porphyrtuffen von der Beschaffenheit derjenigen vom Hirzwald“ (= Kesselbergstufe). „Gegen das Hangende hin werden die Sande feiner, reicher an Kaolin; es findet ein Übergang in Sandschiefer statt, in welche sich Schieferletten einschieben. Die Gerölle sind kleiner und weniger zahlreich als tiefer unten“¹.

Im württembergischen Schwarzwald sind Geschiebe von kristallinen Feldspatgesteinen „bis in die Simmersfelder und Wildbader und Teinacher Gegend hinein zahlreich vorhanden und in jedem guten Aufschluß mit leichter Mühe zu sammeln“². Auf den Blättern Schramberg und Alpirsbach kommen Geschiebe aller möglichen Arten von Grundgebirgsgesteinen vor, namentlich auch häufig Gneis, der wohl aus dem S stammen muß, aus dem Rotliegenden Kieselhölzer und Porphyre (siehe Erl.). Auf Blatt Baiersbronn ist an einzelnen Stellen Grundgebirgsmaterial außerordentlich zahlreich vertreten (Gneis und Granit stark verwittert, Quarzite, Granitporphyre und verkieselte Hölzer gut erhalten; siehe Erl.). Auf Blatt Simmersfeld fehlen kristalline Feldspatgesteine, besonders Porphyre, niemals (Erl. S. 16); auf Blatt Stammheim kommen granitische Gesteine und Gneise, aber nur gelegentlich vor (Erl. S. 11) und auf Blatt Enzklösterle (Erl. S. 59/60) sind kristalline nicht allzu häufig. Auf Blatt Wildbad kommen Grundgebirgsgesteine (Granit) nicht in größerer Menge vor,

¹ Oberhalb von „Holiswald“ am Fuße des Edelmannskopfes bei Oppenau sammelte ich ein taubeneigroßes, rundes, rötliches, reichlich kleine Kaolinreste führendes Quarzitgeröll, in dem ein flach gerundetes Stück eines rötlichen, äußerlich glatten, dichten Quarzes von 1½ cm Länge als Geröll eingebacken war. Es stellt offenbar die Aufbereitung eines Sandsteins von arkoseartiger Beschaffenheit dar, der Quarzgerölle führte. Dieser Sandstein muß vor der Aufbereitung eine starke Verkieselung erfahren haben. Die Karneole, die man (u. a. am Moos- und Täschenkopf) hin und wieder als Gerölle im Eck'schen Horizont findet, stammen wohl aus Karneolhorizonten des Rotliegenden. Bei manchen Quarziten ist der Ursprung aus grobkörnigen Sandsteinen durch nachträgliche Verkieselung schon makroskopisch deutlich erkennbar.

² Bräuhäuser, 1908, S. 249.

ziemlich häufig aber verwitterter Porphyry (Erl. S. 57 ff); auf Blatt Calw (Erl. S. 37) Gneise neben Zweiglimmergraniten und porphyrische Gesteine (Granitporphyry oder fluidaler Porphyry). Bei Pforzheim stellte R ö h r e r Gerölle von weißem Quarz, von Granit und Porphyry und schwarzem Kieselschiefer fest¹. Daß die Granopphyre nach den Angaben der Erläuterungen auf den Blättern Hornberg, Triberg, Königsfeld, also in einem Gebiete, in dem sich die Granitporphyrygänge besonders dicht scharen, nie fehlen, deutet auf örtliche Beeinflussung, vielleicht auch die Häufigkeit von Gneis und Granitporphyry auf Blatt Obertal—Kniebis. Zweiglimmergranite sind bei Calw in Anbetracht der Häufigkeit gerade dieser Granite im Nordschwarzwälder Massiv auffallend, örtliche Beeinflussung aber ist bei der wahrscheinlich großen Entfernung vom Hochgebiet schwer vorzustellen, wenn man nicht an einzelne inselbergartige Durchragungen denken will.

Für die Gegend von Baden-Baden gibt Eck in der „geognostischen Beschreibung“ eine ähnliche Zusammenstellung, wie sie für den mittleren Schwarzwald üblich ist (vorherrschend Kieselgerölle, auch Gneisgranulit, Granit, Quarzporphyry, Achatmandeln, Feldspatbruchstücke, rote Schiefertongesteine; 1892, S. 482); für die Gegend von Lahr, das Gebiet der Deckenporphyry, hebt er besonders die Porphyry mit und ohne Quarzeinsprenglinge hervor².

Bei meinen eigenen Begehungen in der Badener Gegend fiel mir besonders die Vorherrschaft der Quarzgesteine unter den Geröllen auf, so am Mehlskopf, am Mannheimer Weg bei der Hundseck und am Mauzenberg, die sich zwar zum Teil daraus erklären mag, daß es sich im wesentlichen um Lesesteine handelt. Milchquarze waren am häufigsten, dann auch rote Quarze ziemlich häufig, während die schwarzen lyditarartigen Schiefer und dunkle, schimmernde Quarzite seltener waren; vermutlich befanden sich darunter auch wenige kristalline Geschiebe, die aber bis zur Unkenntlichkeit zersetzt waren.

Merkwürdig sind die von S a u e r beobachteten „zahlreichen, bis 0,8 m langen, vollkommen eckigen Bruchstücke und Fetzen eines dichten, roten Steinletten mit schwach oolithischer Struktur“, die er in einer geröllfreien Lage dieses Horizontes in einer

¹ R ö h r e r, 1925, S. 13.

² 1884, S. 95. Porphyrygerölle u. a. bei Seelbach im Schuttetal häufiger.

Sandgrube bei St. Georgen eingebettet fand, und die an ähnliche Bildungen erinnern, wie sie M. Schmidt vom gleichen Orte beschrieb¹.

Beimengung von Feldspatkörnern ist besonders bei Hornberg (u. a. Moosenwaldkapf, Krähenkapf), Triberg, Königsfeld, Villingen, wohl unter dem Einfluß des nahen kristallinen Hochgebiets häufig, ist aber auch noch bei Peterstal reichlich, und kommt teils frisch, teils kaolinisiert u. a. auf Blatt Obertal, Altensteig, Simmersfeld, Stammheim, Wildbad und bei Baden-Baden vor.

Bei Heidelberg überwiegen weiße Quarzkiesel. Daneben finden sich graue und rotbraune Quarzite, schwarze Lydite, verhältnismäßig selten kaolinisierte Porphy- und Granitgerölle². Im nördl. Odenwald bestehen die Gerölle dieses Horizontes vorwiegend aus weißen Kieselgeröllen, aber auch aus bunten, besonders rötlichen und schwärzlichen oder aus Schieferlettenstückchen; ganz selten aus abgerollten Feldspäten. Nur die Erläuterungen von Blatt Groß-Umstadt geben an, daß außer den Quarzgesteinen auch andere Gesteine des Grundgebirges nicht allzu selten seien (S. 25).

Die kristallinen Feldspatgesteine sind also nach N zu stark zurückgetreten oder so gut wie ganz verschwunden, während sie im S am häufigsten sind. Es ergibt sich somit mit Sicherheit aus der Natur der Gerölle und aus der Häufigkeit und Frische der Feldspatbeimengungen im S, daß das Material des Eck'schen Horizontes zum weitaus größten Teil seinen Ursprung im südlichen Schwarzwald oder dessen gleichartiger unterirdischer Fortsetzung nach NO haben muß.

Die Gerölle des oberen Geröllhorizontes bestehen im nördlichen Schwarzwald und im Odenwald ganz aus Quarzen und Quarziten; im südlichen und östlichen Schwarzwald gesellen sich auch kristalline Feldspatgesteine des Grundgebirges hinzu, die indes an Zahl fast verschwinden gegenüber den Quarzen und Quarziten. Die Verbreitung der Grundgebirgsgesteine ist natürlich von besonderem Interesse, da sie einen Fingerzeig

¹ A. Sauer, 1895, S. 28; oben S. 112.

² Thürach, 1918, S. 61, übereinstimmend mit Andreae, 1893, S. 353; über frühere und eigene Beobachtungen siehe Eck, 1884, S. 161—163.

über die Lage des kristallinen Hochgebietes, das als Liefergebiet für die Gerölle in Betracht kommt, gibt. Nur auf Blatt Schramberg sind kristalline Gerölle, worunter alle möglichen Grundgebirgsgesteine, reichlich; doch überwiegen verschiedenfarbige Quarzite; Kieselhölzer sind selten. Die Grundgebirgsgesteine nehmen nach Bräuhäusers Beobachtungen von SW nach NO rasch ab. Ebenso verschwinden nach demselben Forscher auf Blatt Alpirsbach die kristallinen Gerölle (wohl kristalline Feldspatgesteine gemeint) gegen W, die im Schiltachgebiet noch in beiden Geröllhorizonten verbreitet waren¹. Auf dem badischen Nachbarblatt Hornberg—Schiltach, das im O noch einen Teil von Blatt Schramberg umfaßt, hat in Übereinstimmung damit Sauer (1897, S. 37) beobachtet, daß auch kristalline Feldspatgesteine (Granit, Porphyry, Gneis) nicht selten sind, aber weiter nördlich in guter Erhaltung und in größeren Stücken selten werden. Auf den badischen Blättern Königsfeld, Villingen, Triberg, Oberwolfach—Schenkenzell sind die kristallinen Feldspatgesteine selten oder fehlen ganz, wie anscheinend Granite und Gneise nach Schälch auf Blatt Villingen oder Granite bei St. Georgen. Porphyrygerölle, worunter Deckenporphyre des mittleren Rotliegenden treten sporadisch auf. Auf Blatt Furtwangen und Blatt Neustadt kommen sehr spärliche Granite vor. Auf Blatt Donaueschingen beginnt das Hauptkonglomerat sich zu einem „harten, ungleichkörnigen Sandstein“ zu reduzieren, „der durch die Führung größerer Körner von Quarz und Quarzit — eine konglomeratische Beschaffenheit annimmt“ (Erl. S. 8). Zwischen Unterbränd und Bräunlingen tritt über dem Eisenbacher Granit an Stelle einer Konglomeratbildung eine ziemlich lockere, granitische Arkose auf, die durch Führung von Granophyr- oder Porphyryfragmenten nach Schälch an gewisse Arkosen des Rotliegenden erinnert. Bei Lenzkirch führt der Sandstein nach Wepfer erbsen- bis haselnußgroße Quarzgerölle, örtlich kulmische Kielesschiefer. Auf Blatt Triberg kann in den südlichen Teilen das Cement „weich, arkoseartig, bisweilen ganz locker, wie bei einer jungen fluviatilen Ausschüttung“ werden².

¹ Bräuhäuser, 1909, S. 45; und Sauer, 1913, S. 48.

² Schälch, 1904, S. 9 und 1907, S. 76; Sauer, 1899, S. 29; Wepfer, 1923, S. 7 und 10. Die Auflagerung von lockerem arkosigem Sand auf Granit ist in den leider stark zerfallenen Sandgruben bei Unterbränd und zwischen hier und Waldhausen noch zu sehen. Die

Unter den Quarzgeröllen herrschen überall gewöhnliche Milchquarze vor; seltener sind die grauen oder rötlichen Varietäten von Quarziten und am seltensten die schwarzen, dichten, kieselschieferartigen. Die letzteren scheinen nach N hin an Zahl abzunehmen.

Gehen wir im württembergischen Schwarzwald weiter nach N, so werden nach den Beobachtungen bei der Landesaufnahme kristalline Feldspatgesteine (Porphy, Gneis) auf den Blättern Dornstetten, Altensteig und Nagold zur großen Seltenheit; wie auch auf Blatt Wildbad (wenig gerundete Stücke eines fluidalen Porphyrs) und Calw (2 Porphyre). Auf Blatt Sulz-Glatt im S finden sich noch neben überwiegenden weißen Quarzen und zurücktretenden farbigen Quarziten, freilich nicht allzu häufig, etwa taubeneigroße Gerölle von einem dunkelgrauen, rötlichen Porphy. Auf den Blättern Freudenstadt, Obertal, Baiersbronn, Enzklösterle, Simmersfeld und Stammheim wurden überhaupt keine kristallinen Feldspatgesteine gefunden.

Im mittleren badischen Schwarzwald (Blatt Zell a. H., Blatt Peterstal) kommen neben den vorherrschenden quarzitischen Geröllen porphyrische von der Beschaffenheit derjenigen des mittleren Rotliegenden vor, am Nill- und Brandenkopf sogar nach Thürach ziemlich reichlich dichte, feldsteinartige Porphyre,

Ausschließlichkeit der quarzigen Gerölle zeigt sich sowohl vielerorts in den eigentlich geröllführenden Schichten des oberen Geröllhorizontes (Windkapf bei Triberg; St. Georgen; Steinberg bei Waldau; Ahorn und Friedenweiler bei Neustadt), als auch durchgehend bei den geröllarmen Sandsteinen darüber (Wolfbachtal bei Herzogenweiler, Talmühle bei Tannheim, wo Schalch (1907, S. 73) über dem Granophyr eine heute nicht mehr sichtbare 1,5—2,0 m mächtige Bank von Hauptkonglomerat beobachtete, Steinbruch von Unter-Zindelstein, stark verfallen; Steinbruch von Oberbränd, wo früher nach vorhandenen Handstücken zu schließen, auch an der Basis eine Geröllbank aufgeschlossen war; Remetschwil, Bannholz, Seewangen, Igelsschlatt, Birkendorf, Nieder- und Oberwihl, Görwihl); dunkle Geschiebe (Kulm?), spärlich Gneis kommen bei Rickenbach vor; Beimengung einzelner Feldspatbröckchen u. a. bei Unteralpfen, Seewangen, reichlicher bei Görwihl. Bei einer Exkursion des geol. Institutes Heidelberg wurden am Stöcklewaldkopf bei Furtwangen unter einer Geröllaufsammlung von 365 Stücken gezählt: 206 Milchquarze, 144 Quarzite, 14 Lydite und 1 Porphyrtuff (Aplit?). Daß die geröllfreien Sandsteine über dem Hauptkonglomerat bei Königsfeld, Villingen, Donaueschingen neben einzelnen Quarzgeröllen Feldspat- und Kaolinbröckchen führen, wurde auch schon von anderer Seite hervorgehoben (Wepfer, 1923, S. 11).

manchmal noch mit Fluidalstruktur, während sie am Täschenkopf und weiter nördlich davon fehlen.

Aus der Gegend von Baden-Baden führt Eck nur Quarze und Quarzite an und ein paar einzelne Beispiele von kristallinen Feldspatgesteinen (gerundeter weißer Feldspat und Gneis), die Sandberger beobachtet haben soll (1892, S. 486). Bei eigenen Begehungen im nördlichen Schwarzwald (u. a. Mooskopf, Täschenkopf, Mauzenberg, Badener Höhe, Hornisgrinde, Hardkopf bei Bühl, Albtal bei Ettlingen) sah ich Milchquarze, helle und dunkle Quarzite, ausnahmsweise ein Stück verwitterten, nicht immer sicher erkennbaren Porphyrs. Die Quarzite können verkieseltem Buntsandstein sehr ähnlich werden; besonders auffallend war dies bei 2 nußgroßen Gerölln, die ich am Hasenberg bei Ettlingen zusammen mit Herrn Dr. Göhringer sammelte.

Von den Lahr—Emmendinger Vorbergen werden von Eck, Stierlin und Glaser neben roten und weißen Quarziten ein Sandstein, gelegentlich verkieseltes Holz aus dem Rotliegenden und vereinzelt kristallines Geröll angegeben. Am Mauracher Berg bei Denzlingen hatte Wilser den Eindruck, „daß es sich um polygenes, fernhergebrachtes, in Mischung mit ortsnahe Material handelt: milchige und dunkle Quarzite, Ganggranite, Gneise, Quarzitschiefer, Porphyre, feinstkörnige Kieselsandsteine, im ganzen buntfarbiges Material mit Vorwiegen des weißen“. „Die vielen Feldspattrümer des bindenden Sandes können ebensowenig weither verfrachtet sein, wie die Glimmer“¹.

Auf Blatt Ehrenstetten überwiegt Quarz, untergeordnet kommt Quarzporphyr vor. Brombach beobachtete an Gerölln bei Staufen und Ehrenstetten (Schlierberg) fast durchweg massigen Quarzit, spärlich dunklen Kieselschiefer. Im mittleren Buntsandstein der Schopfheimer Bucht stellte Wilser nördlich der Wiese — neben wohlgerundeten, hellen Quarziten — lokal Porphyrstücke mit „stumpfen Ecken und Kanten“ in grobem Sand, die er als Beweis für Festlandsnähe betrachtet, ganz selten kristallines Material fest, ebenso Neumann meist Quarz, aber auch Porphyr; Brombach und Disler nahmen südlich der Wiese nur Quarzgerölle wahr.

Bei Heidelberg überwiegen wohlgerundete Milchquarze; seltener sind graue, rote Quarzitgerölle; kristalline Rollsteine wur-

¹ Wilser, 1924, S. 317.

den bisher nicht nachgewiesen. Frische Feldspatbröckchen gibt Schalch aber auch noch aus glimmerführenden, mittelkörnigen Lagen zwischen geröllführendem Sandstein von Blatt Epfenbach an¹.

Im nördl. Odenwald sind in diesem Niveau, so weit überhaupt noch Gerölle vorhanden sind, weiße Kiesel herrschend; Feldspatgesteine fehlen wie auch im äquivalenten grobkörnigen Sandstein des Spessart, der, wenn überhaupt, nur Quarzgeschiebe führt².

Die bisher vorliegenden Beobachtungen über die Zusammensetzung des oberen Geröllhorizontes lassen darüber keinen Zweifel, daß das kristalline Hoch- und Liefergebiet für die Gerölle dieses Horizontes im S zu suchen ist, wobei vom Liefergebiet des Eck'schen Horizontes ein Teil ausfällt, derjenige nämlich, der zur Ablagerungszeit des Hauptkonglomerates schon mit Sediment eingedeckt war. Sehr breit scheint letzterer Streifen zwar nicht gewesen zu sein. Die Grenze, südlich der kristalline Feldspatgesteine relativ häufiger werden oder wenigstens so häufig, daß sie nicht mehr ganz übersehen werden können, scheint etwa von Waldkirch über Hornberg, Alpirsbach, nach Dornstetten und Nagold zu verlaufen, womit natürlich nicht gesagt sein soll, daß nicht auch nördlich davon einzelne Funde vorkommen, oder südlich davon Feldspatgesteine ganz fehlen können. Es wäre das, vorausgesetzt, daß sich die Lage dieser Grenze durch spätere genauere Geröllaufsammlungen nicht wesentlich verschieben wird, neben anderen ein weiterer wichtiger Hinweis, daß sich das kristalline Hochgebiet im SO befand.

2. Natur der Geröllhorizonte.

Zu diesem Punkte habe ich mich schon in früheren Arbeiten eingehender geäußert, weshalb ich mich hier etwas kürzer fassen darf; später hat auch Wepfer die Frage angeschnitten³.

Um Abrasionskonglomerate an einer kristallinen Steilküste kann es sich keinesfalls handeln, auch beim Eck'schen Horizont nicht, trotz des nie fehlenden Schwarzwaldmaterials. Beim Übergreifen auf den prätriadischen Untergrund müßte das Ma-

¹ Andreae, 1893, S. 350; Schalch, 1898, S. 8.

² Über den mittleren Geröllhorizont zwischen den beiden Haupthorizonten im Odenwald siehe unten unter B I, d 1.

³ Strigel, 1919, und 1922; Wepfer, 1923.

terial unmittelbar diesem selbst entstammen. Das Vorherrschen von Quarzen und Quarziten auch beim Eck'schen Horizont dürfte aber kaum durch Auslese der Brandungswelle allein erklärbar sein. Die schwarzen Kieselschiefer sind dem Liegenden völlig fremd, also von weiterher verfrachtet. Flußtransport müßte mit im Spiele gewesen sein. Und gar beim Hauptkonglomerat ist der Gegensatz zum Untergrund, die Vorherrschaft des ortsfremden, so groß, daß Entstehung durch Abrasion schlechthin ausgeschlossen ist. Vogelgesang macht schon die treffende Bemerkung, daß man nach der Zusammensetzung desselben glauben könnte, der Schwarzwald habe damals nur aus Quarzfelsen bestanden¹. Ferner wäre der Gegensatz in der Zusammensetzung des oberen und unteren Geröllagers völlig unerklärlich bei der Einheitlichkeit des kristallinen Untergrundes. Und warum hätte die Abrasion nur im mittleren Buntsandstein gewirkt und nicht auch im oberen und unteren, die ja höchstens unbedeutende Brechen auf dem kristallinen Untergrunde entwickeln, und schon gegen Schluß des mittleren nicht mehr in der Zeit der geröllfreien, hellfarbigen Sandsteine²?

Auch wenn wir die Geröllanhäufungen als einfaches, marines Transgressionskonglomerat auffassen würden, so müßte wieder auf die merkwürdige Tatsache hingewiesen werden, daß ein solches im wesentlichen auf den mittleren Buntsandstein beschränkt ist. Es wechseln „geröllfreie Stufen, die am Grundgebirge wohl zuweilen eine grobklastische, aber keine eigentlich konglomeratische Beschaffenheit annehmen ... mit Geröllhorizonten, die diesen Charakter nicht nur unmittelbar am Grundgebirge, sondern auch noch in großer Entfernung zeigen, am älteren Gebirge selbst aber auch geröllfrei sein können“³. Transgression bedeutet Aufarbeitung des Liegenden, also des Verwitterungsschuttes oder etwaiger lockerer Sedimente und des vom Lande her der Transgressionsrichtung entgegen zugeführten fluviatilen und äolischen Materials. Warum wurde beim Hinwegschreiten der Transgression über die Auffüllung der Permbecken, z. B. des Badener Beckens, im unteren Buntsandstein so wenig Rotliegendes und Karbon aufgearbeitet? Auch am Dinkelberg kann

¹ Vogelgesang, 1872.

² Vergl. die Reduktion des Hauptkonglomerates auf den Blättern Villingen und Donaueschingen.

³ Strigel, 1922, S. 51.

man nicht von einer nennenswerten örtlichen Beeinflussung des Buntsandsteins durch das Rotliegende reden¹. Bei den Gerölmassen des Schwarzwälder Buntsandsteins kann es sich nicht um Aufarbeitung des Verwitterungsschuttes am Strande handeln; vielmehr müßten aus den schon eben gegen die Auffassung als Abrasionskonglomerat ins Feld geführten Gründen auch ältere Schotterterrassen — und zwar solche aus dem frühen Buntsandstein, da das Perm kein ortsfremdes Material zu führen pflegt — oder von Flüssen während der Transgression dem Meere zugeführte Gerölle aufgearbeitet worden sein. Die Aufarbeitung derartiger Terrassen, während das Rotliegende aber vielfach nicht aufgearbeitet wurde, ferner die Beschränkung von ihnen oder etwa auch von der gleichzeitigen Geröllzufuhr auf einen bestimmten Raum und einen bestimmten Zeitabschnitt wäre sehr auffällig und schwer erklärlich. Will man die starke Geröllzufuhr zu gewissen Zeiten klimatisch erklären, so bleibt auf alle Fälle die schon oben in anderem Zusammenhang beigezogene Tatsache ein Rätsel, daß im mittleren Buntsandstein die Faciesgrenzfläche Geröll-Sand nicht die geringste Beeinflussung durch das Vorrücken der angeblichen Strandlinie, sondern im Gegenteil die Tendenz zur Bewegung in entgegengesetzter Richtung zeigt. Die Möglichkeit des untermeerischen Transportes von größeren Geröllen durch Meeresströmungen ist in einem so flachen Becken, wie es das Buntsandsteinbecken gewesen wäre, an sich sehr in Frage gestellt und wird durch Beobachtungen am Strande heutiger Meere nicht gestützt, worauf schon Philippi und Andrée hingewiesen haben². Mit stärkeren Gezeitenströmungen könnten wir auf keinen Fall rechnen.

Nicht eine durch alle Schichten hindurchsetzende Küstenfacies liegt in den Geröllhorizonten vor, vielmehr im wesentlichen Schichten, die selbst niveaubeständig zwischen andere, ebenfalls niveaubeständige, sich einschalten und ohne Rücksicht auf das

¹ Vergl. Thürach, 1901, S. 27: zwischen Biereck und Heideburg beginnt der Buntsandstein auf den roten tonigen Sandsteinen des Oberrotliegenden mit weichen Sandsteinen, die meist voll von stark gerundeten, erbsen- bis hühnereigroßen Geröllen von Quarz, Quarziten, quarzitischen Sandsteinen, schwarzen Lyditen, dann von Granit, Gneis und Porphyren stecken.

² Philippi, Leth. geognost. II, S. 46; Andrée, 1913, S. 186; 1916, S. 300.

Vorhandensein oder Nichtvorhandensein der liegenden Schichten in ihrer charakteristischen Beschaffenheit aushalten. Es gilt das selbstverständlich nur im großen und ganzen und schließt nicht aus, daß die manchmal unscharfen Grenzen der Geröllführung — namentlich gegen den geröllfreien mittleren Buntsandstein und beim Hauptkonglomerat auch gegen die geröllfreien, hellfarbigen Sandsteine im Hangenden — auch teilweise und örtlich Faciesgrenzen, keine Schichtgrenzen sein können.

Bei subaerisch und fluviatil aufgeschütteten Geröllschichten wäre die weite Verbreitung nach N verständlicher. Subaerisch gebildete Übergußschichten eines marinen Deltas würden indes ein Zurückweichen des Strandes für die Ablagerungszeit der Geröllschichten erfordern, also das Gegenteil einer Transgression, oder wesentliche Unterbrechungen derselben durch Rückzugsbewegungen, da auf sinkendem Meeresgrunde subaerisches Wachstum eines Deltas nicht möglich ist.

3. Größe, Form und Dichte der Gerölle.

Unterer Geröllhorizont.

Hier kann man im allgemeinen auch im Schwarzwald, besonders im nördlichen, nicht von einem Konglomerat sprechen, sondern nur von einem geröllführenden Sandstein, in dem größere Gerölle bank- und nesterweise angereichert sind.

Nur im Schwarzwald treffen wir größere Gerölle und dichtere Geröllstreuung. Bei Heidelberg sind sie so sparsam, daß wir nach ihnen suchen müssen, und sehr klein. Auch weiter nördlich im Odenwald kommen sie im allgemeinen nur sehr vereinzelt vor und werden selten über 1 cm groß. Im Spessart findet man nach Thürach oberhalb Waldaschaff noch leicht kleine Gerölle, seltener sind sie schon bei Laufach, und bei Gelnhausen kann man oft lange suchen, bis man einige findet. Im nördlichen Spessart verlieren sie sich vollständig¹.

Dabei gewinnen die einschließenden Sandsteine an Festigkeit, ebenso wie die unterlagernden, geröllfreien Sandsteine mit abnehmender Korngröße fester werden. Als Hauptrichtung des Transportes folgt daraus diejenige von S nach N, d. h. als mittlere Richtung, von der die Wege im einzelnen auch erheblich abgewichen sein können.

¹ Thürach, 1884, S. 49.

Im nördlichen Odenwald, wo die Gerölle „Haselnuß- bis Faustgröße“ erreichen können (Erl. Blatt König, S. 5), wird man daneben mit andersgerichteten Transportwegen, etwa von W oder NW, zu rechnen haben; ebenso bei der Buntsandsteinrand-scholle von Heppenheim a. d. B., wo sich in Aufschlüssen der südlichen Talseite Nester mit auffallend zahlreichen, roten und grauen quarzitischen Geröllen finden, worunter, wenn auch als Ausnahmen, solche von Eigröße und ganz flache Geschiebe bis zu 7 cm Länge; in solcher Häufigkeit und Größe sucht man sie weiter südlich bei Heidelberg in diesem Niveau vergebens.

Im Schwarzwald sind bei Königsfeld, Schramberg und Alpirsbach die Gerölle am größten und zahlreichsten und ist der Sand am gröbsten. Auf Blatt Schramberg z. B. beobachtete Bräuhäuser sehr zahlreiche über faustgroße, mitunter Kopfgröße erreichende Rollstücke, meist granitische oder porphyrische; die Größe nimmt aber bezeichnender Weise deutlich von SO nach NW ab.

Bei einer Begehung der Buntsandsteinhöhen östlich des Gutachtals zwischen Schiltach und St. Georgen fand ich am Moosenwaldkapf in diesem Horizont die verschiedensten Geröllgrößen, am häufigsten etwas über Walnußgröße, aber auch einzelne von Eigröße und darüber, sehr vereinzelt Milchquarze von Faustgröße und ein kristallines Geröll von 20 cm Höchstlänge; am Krähenkapf am häufigsten Längen von 2—3 cm, einzelne bis zu 6—8 cm; auch faustgroße Milchquarze; am Windkapf einzelne faustgroße Milchquarze und porphyrartige Gerölle, ebenso größere Aplitgerölle; an der Hochwälder Höhe ziemlich häufig tauben- bis hühnereigroße Gerölle, darunter einen elliptisch geformten Quarzit von etwa 3 cm Höchstlänge; im Granitporphyrbruch bei Königsfeld (Straße nach Burgberg) unmittelbar über Granit sehr große Granitgeschiebe, worunter solche bis 20 cm Höchstlänge, die Mehrzahl allerdings kleiner, etwa hühnereigroß. Der Sandstein kann am Moosenwaldkapf so groß werden, daß die Quarzkörner nahezu die Größe von kleinen Geröllchen erreichen. Am Krähenkapf werden die Quarzkörner 1 bis 2 mm groß.

Nach den Beobachtungen bei der geologischen Kartierung wurden auf Blatt Baiersbronn die Grundgebirgsgerölle noch bis faustgroß und die Rollsteine von Granit auf Blatt Simmersfeld sogar bis kopfgroß angetroffen; auf den Blättern Obertal und

Enzklösterle werden die Gerölle noch haselnuß- bis eigroß, auf Blatt Wildbad erreichen sie zwischen Erbsen- und Walnußgröße, vereinzelt auch Hühnereigröße und darüber; auf Blatt Altensteig dagegen, wo allerdings der Horizont nur noch an einer Stelle zutage tritt, sind einzelne Gerölle von kaum Haselnußgröße verstreut. In der Gegend von Baden-Baden fand ich am Mannheimer Weg bei der Hundseck und am Mehlskopf die Mehrzahl von Walnußgröße und darunter und nur einzelne größer; Hühnereigröße ist selten; ebenso sind sie am Mauzenberg durchschnittlich walnußgroß, ganz ausnahmsweise eigroß. Bei Pforzheim sind sie nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Röhrer nur vereinzelt taubeneigröÙ, im Durchschnitt aber kleiner; auf Blatt Baden-Baden erreichen sie nach freundlicher Mitteilung von Herrn Stadtbaurat Bilharz im Durchschnitt $1\frac{1}{2}$ bis $2\frac{1}{2}$ cm, ausnahmsweise bis 7 oder 8 cm; dabei am Merkur mit sehr geringer Dichte (zuweilen nur 4—5 auf 1 qm).

Auf Blatt Haslach an den Buntsandsteinrestbergen des Rotebühl und Schwarzbühl stecken die Sandsteine, die hier die Formation überhaupt in gleichförmiger Lagerung über dem Oberrotliegenden eröffnen, nach Thürach voll von stark gerundeten, erbsen- bis eigroßen Geröllen. Westlich der Heidburg und am westlichen Rande der Biereck fehlen aber Gerölle fast gänzlich. Auf Blatt Zell a. H. können sie noch so reichlich sein, „daß förmliche Konglomeratbänke entstehen“ (Erl. S. 38); auf Blatt Gengenbach dagegen ist der Horizont „weniger gut entwickelt als weiter östlich und die Leitgerölle von Porphyrgewöhnlich nur spärlich und klein“ (Erl. S. 59/60).

Bei Lahr (Seelbach), am Mooswald bei Oppenau, am Täschenkopf fand ich selbst die Gerölle noch recht zahlreich. Zwischen Sandsteinen mit spärlichen Geröllen können Lagen mit dichtgepackten und auch größeren Geröllen folgen. Der Größe nach herrscht etwa Walnuß- bis Taubeneigröße vor (bei Seelbach meist 2—3 cm, vereinzelt bis 5 cm; bei Oppenau am FuÙe des Edelmannkopfes meist 3—4 cm, ausnahmsweise bis 5 cm; am Täschenkopf durchschnittlich $1\text{—}2\frac{1}{2}$ cm, auch noch bis 3 cm häufiger, selten bis 5 cm). Der Sandstein ist dabei sehr grob (1—2 mm) und kann zahlreiche Kaolinkörner führen.

Wenn auch die vorliegenden Beobachtungen noch sehr ergänzungsbedürftig sind, so reichen sie doch aus, um innerhalb des Schwarzwaldes das Gesetz der Größenabnahme in der

Richtung nach NW im großen und ganzen mit hinreichender Deutlichkeit erkennen zu lassen¹.

Der Form nach werden die Gerölle des Eck'schen Horizontes durchweg als gut gerundet oder doch stark abgerieben (Blatt Königsfeld), mindestens kantengerundet angegeben, Quarze und Porphyre häufig (Blatt Calw: meist) nur als kantengerundet. Auch die verkieselten Hölzer sind meist nur kantenbestoßen (Obertal). Unter den gerundeten ist Walzenform besonders bei den Quarziten beobachtet; wiederholt wird aber das Fehlen der Scheibenform betont. Doch sah ich selbst auch flache Milchquarz- und Quarzitgeschiebe, z. B. am Moosenwaldkopf oder am Mehlskopf von etwa 5 cm Länge. Auch sonst sind rundlich ovale und abgeflachte bis scheibenförmige Gerölle durchaus nicht selten. Die Quarzgerölle sind oft auffallend unregelmäßig, kropfig geformt, mit grubiger Oberfläche, immer allerdings bei gerundeten Kanten. Unter den größeren Geröllen fand ich die länglich eiförmigen ziemlich zahlreich.

Als Viel- oder Dreikanter erhaltene Quarze können Spuren von Windschliff zeigen (Blätter Schramberg, Alpirsbach, Obertal, Wildbad, Enzklösterle). Da sie selten frisch, häufiger abgerollt sind, werden sie in der Regel als ungelagerte Windkanter aus dem Oberrotliegenden aufgefaßt. Es kommen aber auch zweifellos frische, nicht abgerollte vor, die so gut erhalten sein können, daß man die Ausbildung des Schliffes im Gerölllager selbst annehmen muß, wobei dann allerdings — wenigstens nach den bisherigen Beobachtungen — das sehr vereinzelte Vorkommen merkwürdig ist².

¹ Neuerdings kam K u m m (Über die Bildungsweise der Konglomerate des Buntsandsteins; Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1928, S. 46—63) auf Grund der Messung und Vergleichung der Geröllgrößen, auf die ich hier im einzelnen nicht genauer eingehen kann, zur Bestimmung folgender Strömungsrichtungen für das Eck'sche Konglomerat im Schwarzwald und Odenwald: Am Ostrande des Schwarzwaldes Süden bis Norden, Osten bis Westen und Südosten bis Nordwesten. Auf dem Schwarzwaldkamm und am Westrande des Schwarzwaldes sollen eher entgegengesetzte Transportrichtungen vorgelegen haben (S. 53). Im Odenwald soll der Transportweg nicht von Süden nach Norden, sondern von Westen nach Osten oder Nordosten verlaufen (S. 54).

² Z. B. die von S c h m i t t h e n n e r aus dem Eck'schen Horizont bei Röth im Murgtal gesammelten, s. Strigel, 1922, Anm. S. 56. A n d r é e sammelte im Schapbachgebiet aus dem Eck'schen Horizont

Auch aus dem nördlichen Odenwald wird örtliches Vorkommen von auffallend geglätteten und dadurch an Kantengeschiebe erinnernden Geröllen (Erl. Blatt König, S. 4, zu Blatt Neustadt, S. 13) aus dem Eck'schen Horizont angegeben.

Es ist nicht ohne Bedeutung, daß im Schwarzwald in der unteren Hälfte des Horizontes die Gerölle noch spärlich sind und erst in der oberen sich anreichern (Schramberg, Obertal, Baiersbronn, Zell a. H., Peterstal, z. B. Profil vom Rappenschliff, Oberwolfach, Baden-Baden)¹; und auch hier sind sie den Sandsteinen in einzelnen Lagen und Streifen oder Nestern eingelagert (Simmersfeld, Wildbad, Gengenbach, Oberwolfach). Im südl. Odenwald bei Heidelberg beginnen die Gerölle ja auch allmählich versprengt einzusetzen, nachdem die Tigersandsteine über dem unteren Buntsandstein gröberes Korn erlangt haben, reichen dann allerdings „oft bis in die harten Bänke des Pseudomorphosen-sandsteins hinauf“ (Thürach, 1918, S. 61), wovon man sich u. a. im Steinbruch über der Molkenkur überzeugen kann. Am Rotebühl und Schwarzbühl (Blatt Haslach) scheint sich dieses Verhältnis der vertikalen Gerölldichte nach Thürach merkwürdiger Weise gerade umzukehren, indem hier die untersten 10 m am geröllreichsten sind. Gegen das Hangende hin können die Gerölle auch sonst kleiner und weniger zahlreich werden als tiefer unten (Schalch, 1897, S. 31; Bräuhäuser, 1907, S. 16).

Im nördlichen Odenwald sind die Gerölle im allgemeinen spärlich verteilt, können sich aber auffallender Weise örtlich anreichern, manchmal fast bis zum Konglomerat. Die Verteilung der Gerölle ist horizontal recht unregelmäßig. „Im mittleren Spessart sind sie immer noch reichlicher vertreten als bei Hei-

Gesteinskomponenten, die „Andeutungen jener blatternarbigten Oberfläche zeigen, die so charakteristisch für die windgeschliffenen Oberflächen der Gesteinsbrocken der Kieswüsten sind“. Die äußere Form der Stücke ist aber die der sogenannten Einkanter. Andréé weist dabei auf andere Funde von Windflächnern aus dem deutschen Buntsandstein hin, z. B. von Thüringen und aus der Gegend von Marburg. (Andréé, 1913, S. 187.)

¹ Die grobkörnigen Sandsteine werden nach Eck (1875, S. 72) etwa 100 Fuß über der unteren Grenze konglomeratisch, u. a. an der Roßbühlstraße. Auf Blatt Schramberg ist eine 1—4 m mächtige, grobkörnige, weiche Grenzschicht von manganschüssigem Kugelsandstein arm an Geröllen (Erl. S. 42).

delberg, gegen Südosten werden sie bei Groß-Umstadt spärlicher, nehmen dann wieder stark an Menge zu bei Ober-Nauses, Mittel-Kinzig, Ober-Kainsbach und Rohrbach.“ Auch im Klingener Becken zeigt sich der Horizont besonders geröllreich, dann wieder an der Starkenburg bei Heppenheim. „Die Menge der Gerölle nimmt eben bald zu, bald ab, wie dies in der Natur dieser Bildung gegeben ist“¹. Man denkt hier unwillkürlich bei solch unregelmäßiger, vermutlich linearer Anreicherung von Geröllen an einzelne Flußläufe.

Veränderlich ist auch Form („bald eckig, bald kantengerundet oder auf einer oder allen Seiten fein geglättet“, „Windschliffen nicht unähnlich“: Erl. Neustadt, S. 13) und Größe („haselnuß- bis faustgroß“: Erl. König, S. 5). Sollten hier nicht auch kürzere Wege als vom Schwarzwalde her, etwa vom vindelischen Rücken, direkt nach dem Odenwald geführt haben? Vor allem aber wird man auch mit Transportwegen aus W oder NW zu rechnen haben.

Abnahme der Geröllgröße und -dichte in der Richtung vom Schwarzwald zum Odenwald findet wie beim unteren, so auch beim

Oberer Geröllhorizont

statt. Im Schwarzwald haben wir Geröllbänke mit dichtgepackten Geröllen, unter denen eigroße und bis faustgroße nicht selten sein können. Im südlichen Odenwald bei Heidelberg und Neckargemünd werden die Rollstücke selten über 1—2 cm dick. Auch im nördlichen Odenwald überschreiten sie Haselnußgröße selten und sind im allgemeinen spärlich. Im östlichen Odenwald können sie in diesem Horizonte so gut wie ganz verschwinden oder zu den größten Seltenheiten gehören. Die Stufe ist dann nur noch als Kristallsandstein entwickelt. Dasselbe ist in der Gegend von Wertheim der Fall, wo Hildebrand in dem felsbildenden Kristallsandstein nur ganz selten Gerölle von Haselnußgröße (weiße Quarzite) fand. In der Kissinger Gegend findet man in der Felszone, die unserem Horizonte entspricht, noch vereinzelte Geröllchen bis Erbsengröße². Bemerkenswert

¹ G. Klemm und C. Chelius, 1894, S. 50. Bei Groß-Umstadt fand ich sie übrigens weit zahlreicher als im Spessart bei Heigenbrücken.

² Hamm, 1923, S. 123; Hildebrand, 1924, S. 10; Erl. zu Blatt Ebenhausen, 1914, S. 6.

ist das Seltenwerden der Gerölle in der Richtung Heidelberg—Buchen und Heidelberg—Wertheim.

Im mittleren und südlichen Schwarzwald ist die Geröllgröße eigentlich auffallend gleichmäßig. Etwa auf der Höhe der Linie Triberg—St. Georgen (bis faustgroß, häufig nur eigroß nach Sauer) — Schramberg (faust- bis erbsengroß nach Bräuhäuser) scheint das Maximum zu herrschen. Man sieht, daß die Höchstgröße hinter derjenigen der Gerölle des Eck'schen Horizontes etwas zurückbleibt. Auf Blatt Schramberg beginnt der Horizont nach Bräuhäuser „mit einer 2—3 m mächtigen, außerordentlich hart verkieselten Bank mit besonders dicht gepackten und besonders großen Geröllen“, die als Felsband gleichartig bis zum Kniebis hinläuft. Die schwersten Geschiebe findet man im Kirnbachtal südlich Schramberg. Auf dem nördlichen Nachbarblatt Alpirsbach nehmen nach den Beobachtungen desselben Forschers die Gerölle von O nach W an Größe rasch ab, zugleich verschwinden gegen W hin die kristallinen Gesteine, die im Schiltachgebiet, noch in beiden Konglomerathorizonten verbreitet waren. Die größten und schwersten Gerölle kommen im O bei Wälde vor. Aus diesen Tatsachen schließt Bräuhäuser auf eine ostwestliche oder südost-nordwestliche Transportrichtung, dieselbe, die sich auch unmittelbar südlich aus den Beobachtungen bei Schramberg ergibt¹. Auf Blatt Furtwangen sollen sie nach Schalch nur lokal bis über walnußgroß werden; auf Blatt Villingen meist walnuß-, selten ei- bis faustgroß. Am Steinberg bei Waldau, wo im Walde nagelfluhartige Felsen des Hauptkonglomerates aufragen, fand ich als häufigste Geröllgröße Hühnereigröße, ganz selten über Gänseei, ein einziges etwas über 10 cm. Der Sand, in dem die Gerölle hier eingepackt sind, ist zum Teil sehr grob. Auch bei Friedenweiler sah ich noch bis eigroße Gerölle in Lesesteinen, im Wolfbachtal bei Herzogenweiler sind die spärlichen Quarzgerölle i. a. klein, die größten etwa eigroß, ebenso bei Unterzindelstein, wo ich bis höchstens taubeneigroße feststellte. Hier macht sich schon allmählich die Reduktion der Stufe geltend, besonders auf Blatt Donaueschingen, wo z. B. im Bränzbachtal die untersten Bänke „an der Basis einzelne, wenig gerundete Quarzbrocken und kleinere, deutlich gerollte, bis haselnußgroße

¹ Bräuhäuser, 1909, 45; und Sauer, 1913, 48.

Geschiebe“ führen. Spiegelhalter fand in den „geröllfreien Sandsteinen“ oberhalb der Steinatalsäge nur noch einzelne Gerölle von Haselnußgröße¹.

Am Windkapf bei Triberg sah ich selbst in grobem Sandstein zahlreiche eckige Milchquarze von Walnußgröße und darunter; weiter südlich dagegen in dem Sandsteinbruch auf der Pavillonhöhe über St. Georgen in den nagelfluhartigen Bänken zahlreiche, sehr grobe Quarzgerölle, unter denen Eiggröße und etwas darüber (bis zu 10 cm) sehr häufig war; ähnlich in einem Aufschluß auf der Ostseite des Vogelbachtals. Im wiederholt erwähnten Granitporphyrbruch bei Königsfeld schauen an der Oberkante des Bruches über den lockeren Sanden des Eck-schen Horizontes graue, massige Sandsteinblöcke heraus, reich an Quarz-, besonders Milchquarzgeröllen, die alle durchschnittlich eigroß sind, alle abgerollt, wenn auch nicht immer vollkommen rund, vielmehr häufig von etwas unregelmäßiger Form.

Im Gebiete der stärksten Reduktion der Stufe, im obersten Teil der Wutachschlucht, sieht man an der Glöcklenhalde oberhalb der Schattenmühle unter dem Karneolhorizont eine Lage sehr groben, teilweise verkieselten Sandsteins mit zahlreichen größeren abgerollten, manchmal aber noch eckige Form bei abgerollten Kanten zeigenden Quarzkörnern; unweit davon unter der Karneolbank wieder eine sehr harte, verkieselte Grobsandsteinbank und an deren Basis so grobe, eckige doch Kanten gerundete Quarzkörner, daß man von einem Konglomerat sprechen muß. Diese Bänke liegen in geringer Höhe über der oberen Grundgebirgsgrenze. Hier, wo der Horizont dem Auskeilen nahe ist oder durch geröllfreie Sandsteine vertreten wird, hat man offenbar Schichten vor sich, die nur noch den obersten Schichten der Gesamtstufe weiter nördlich äquivalent sind, nicht mehr der ganzen Stufe. Irgendwelche Schlüsse auf die Richtung des Transportweges wird man daher aus den Beobachtungen über Geröllgröße an der stark reduzierten Stufe nur mit Vorsicht ziehen dürfen².

¹ Sch alch, 1904, S. 8; Spiegelhalter, 1910, S. 756.

² Vergl. die Bemerkung Sch alchs über die höchsten Schichten des Hauptkonglomerates im Schwarzwald (1907, S. 70: „Fast immer lagert ein solcher, durch kleinere und nicht sehr zahlreiche Gerölle konglomeratischer Sandsteine an der oberen Grenze selbst; zahlreicher sind dieselben gewöhnlich in tieferen Lagen“. Auch für Blatt Sulz-Glatt wird angegeben, daß die Gerölle nach oben zurücktreten (s. Erl.).

Verfolgen wir die Geröllgröße von Triberg—Schramberg aus weiter nach N nach den Feststellungen bei der geologischen Spezialkartierung: Auf Blatt Hornberg—Schiltach ist Eigröße nicht selten; auf Blatt Oberwolfach—Schenkenzell werden die Gerölle noch bis faustgroß, auf Blatt Freudenstadt bis höchstens faustgroß.

Auf den Blättern Gengenbach und Peterstal sind nach Angabe der Erläuterungen die Gerölle meist walnußgroß, selten bis faust- oder eigroß. Selbst fand ich bei Seelbach (Schuttertal) als häufigste Größe 1—3 cm, aber auch noch 3—4 cm häufig, vereinzelt bis 6 cm (Eigröße); am Altvater bei Lahr (Tipelistein) sind 2—3 cm die häufigste Größe, kleinere aber auch zahlreich; andererseits ist auch noch 4 cm häufig; einzelne Gerölle erreichen bis 6 cm. Am Täschen- und Mooskopf dürfte der Durchschnitt 1—2 bzw. $2\frac{1}{2}$ cm (etwa Haselnußgröße) betragen; aber auch bis 3 cm ist nicht selten, und auch hier kann sich die Größe bis 5 cm (Hühnerei) steigern.

Auf den Blättern Obertal—Baiersbrunn wird nach der geologischen Aufnahme Eigröße schon selten mehr erreicht. Eine schwache Größenzunahme in östlicher Richtung ergibt sich aus den Beobachtungen auf drei nebeneinander liegenden Blättern: Enzklösterle erbsen- bis walnußgroß, selten größer; Simmersfeld am häufigsten hasel- bis walnußgroß, seltener taubeneigroß; Stammheim nicht über taubeneigroß.

Etwa von Forbach—Wildbad—Calw ab scheint nur noch Erbsen- bzw. Haselnuß- bis Walnußgröße zu herrschen. Auf Blatt Calw sind die „bezeichnenden harten Konglomeratbänke nicht mehr so verbreitet“ wie weiter südlich. Auf Blatt Liebenzell ist die Geröllführung nicht mehr so stark wie im Freudenstädter Gebiet und sind die Gerölle sparsamer (nach E. F r a a s). Bei Pforzheim sind nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R ö h r e r die Gerölle höchstens haselnußgroß, meist kleiner. Im Gebiet der Badener Höhe und Hornisgrinde fand ich sie in den meist nur ganz dünnen Geröllagen meist hasel- bis walnußgroß, ausnahmsweise bis taubeneigroß, ebenso am Hardkopf bei Bühl (ausnahmsweise tauben- bis hühnereigroß); am Mauzenberg und bei Ettlingen ist Haselnußgröße die Regel, Walnußgröße schon Ausnahme, Eigröße ganz selten. Im Bereich von Blatt Baden-Baden erreichen die Gerölle nach freundlicher Mitteilung von Stadtbaurat B i l h a r z bis 2 cm.

Eine Größenabnahmenach N hin ist also schon innerhalb des Schwarzwaldes ganz unverkennbar. Das entspricht auch den Beobachtungen Schalchs (1907, S. 70) über das Hauptkonglomerat im Schwarzwald: „Die Größe und Häufigkeit der Kieselgerölle nimmt nach Süden zu.“ Widerpricht diesem allgemeinen Gesetz nicht die Tatsache, daß im östlichen Schwarzwald im Tale der Glatt, also verhältnismäßig weit nördlich, noch zwischen geröllarmen bis geröllfreien Bänken noch außerordentlich geröllreiche Schichten vorkommen, bei denen die Größe der Gerölle auffällt? Gänseei-, ja selbst bis faustgroße Gerölle sind hier nicht selten, daneben alle Größen herab bis zur Haselnuß¹. Andererseits gehen die groben Gerölle und die geröllreichen Bänke am Westrande des Schwarzwaldes sehr weit südlich bis hinauf nach Badenweiler und Kandern (Beobachtungen von Glaser, Steinmann, Schnarrenberger, Wilser); und die zahlreichen Sandsteinblöcke der pliocänen Schuttbedeckung zeigen, daß solche geröllreichen Bänke auch den benachbarten kristallinen Schwarzwald bedeckt haben müssen, von dem sie herabgewandert sind. Bei Emmendingen sind sie nach Stierlin ei- bis faustgroß. In dem Steinbruch am Südrande des Hornwaldes fand ich selbst die dünn gestreuten Gerölle von Milchquarz und dunkelroten Quarziten etwas über walnußgroß. Am Mauracher Berg sind sie „fingerbeer- bis kinderfaustgroß“ (Wilser); auf Blatt Ehrenstetten „nuß- bis gänseeigroß“ (Steinmann); bei Staufen (Steinbruch von Bötzen) bis faustgroß (Brombach), von Badenweiler bis Kandern nach Schnarrenberger „tauben- bis hühnereigroß“ (Gaggeli). Dabei überwiegen noch bei Badenweiler—Kandern die runden Gerölle meist an Masse über den Sandstein, sind also sehr dicht gepackt. Oft herrscht allerdings auch der verbindende Sandstein vor und die Gerölle erscheinen dann in diesen eingebettet. „Dabei ist die ganze Masse fast ungeschichtet oder zerfällt höchstens in zwei bis drei einzelne dicke Lagen².“ Des Rätsels Lösung kann wieder nur darin liegen, daß der Rand des Hoch- und Liefergebietes für die Gerölle nicht O—W verlief, sondern SW—NO, und daß dementsprechend auch der häufigste Transport-

¹ Erl. zu Blatt Sulz-Glatt, S. 11.

² Schnarrenberger, 1915, S. 7.

weg von SO nach NW gerichtet war. Die Linie Badenweiler—Königsfeld mag dann etwa als Linie gleichen Abstandes von der Grenze des Abtragungsgebietes — es ist ja auch eine Linie gleicher Mächtigkeit — eine annähernd übereinstimmende Geröllgröße zeigen. Schenkenzell und das in Betracht kommende Stück des Glattales sind dann von dieser Linie und vom Beckenrand nahezu gleichweit entfernt wie etwa Waldkirch.

Das Basalkonglomerat am Dinkelberg (bis $\frac{1}{2}$ m) zeigt zahlreiche, meist erbsen- bis haselnußgroße, nach Disler bis über nußgroße, meist helle, kantige Quarzgerölle eingeschlossen; und auch bei Rickenbach auf dem Hotzenwalde fand ich basale Geröllchen höchstens walnußgroß. Hier wäre es wieder offenbar unrichtig, etwa aus einer Größenabnahme in der Richtung Kandern—Rheinfelden auf eine gleiche Wanderungsrichtung der Gerölle zu schließen, da das Basalkonglomerat vom Dinkelberg und Hotzenwald wie die entsprechenden Vorkommen im oberen Wutach- und im Brändbachtal zwischen Villingen und Neustadt wieder nur die höchsten Schichten der Stufe verkörpert, die mit den geschilderten tieferen Geröllschichten bei Kandern und Badenweiler nicht gleichaltrig sind. Auch die unteren Bänke der über dem Hauptkonglomerat folgenden „diagonalschichtigen Sandsteine“ schließen nach Wilser und Disler am Dinkelberg und Rhein noch vereinzelte bis nußgroße Quarzgerölle ein wie auch die entsprechenden geröllfreien Sandsteine der Villinger, Donaueschinger und Neustadter Gegend¹.

Form und Verteilung der Gerölle im oberen Geröllhorizont: Die größeren Gerölle sind, wie schon die Bezeichnung im Volksmund als „Gaggele“ zeigt, gerundet, am häufigsten in Walzen- oder Eiform, nicht in Scheibenform. Aber nicht alle sind vollkommen rund, es kommen auch ziemlich zahlreich unregelmäßige Formen vor. Sie sind, wie Wilser für den Mauracher Berg feststellt, „ebenso ungleichmäßig gerundet“, „wie die kieseligen Teile der jungen Flußschotter“. Besonders die kleineren von Nußgröße abwärts sind vielfach nur kantengerun-

¹ K u m m (siehe oben S. 145) kommt durch Messung von Geröllgrößen zu dem Ergebnis, daß im Hauptkonglomerat die Hauptströmungsrichtung im Schwarzwalde nahezu übereinstimmend von Südosten nach Nordwesten gerichtet sei. Nur im Westen, bei Lahr und Baden-Baden, sollen West-Ost-Richtungen vorkommen (a. a. O. S. 59/61). Im Odenwald soll west-östliche Transportrichtung vorherrschen (S. 61/62).

det, selten wirklich gerundet. Sandschliffe durch Wind sind auch hier beobachtet, im württembergischen Schwarzwald besonders von K. Regelman n. Auf Blatt Enzklösterle sind nach ihm Dreikanter ähnliche Gebilde „sehr selten“, und fehlen auch auf Blatt Obertal—Kniebis fast im ganzen Gebiet, erst am Diebaukopf und an den nördlich anstoßenden Höhenzügen bis zur Badener Höhe begegnet man ihnen immer wieder, ebenso auf Blatt Baiersbronn. Häufig und in idealer Schönheit findet man sie im Hauptkonglomerat auf der Elme oberhalb des Labbrunenkopfes, lose im Gestein, auf der Oberseite der Bänke wie innerhalb der Schicht, bald mit geschliffener Seite nach oben, bald nach unten. Die Mehrzahl der angeschliffenen Gerölle sind Quarzite, seltener sind geschliffene Milchquarze. Auf Blatt Wildbad wurden an 2 Stellen Windkanter gefunden¹. Dann gehören in den Emmendinger Vorbergen nach den Feststellungen von Stierlin und Glaser Dreikanter „nicht zu den Seltenheiten“. Am Mauracher Berg sind nach Wilser „keine Gerölle zweifelsfrei als Windkanter anzusprechen“; „zahlreich sind sie jedoch im Buntsandsteinkonglomerat auf dem nördlichen Blatt Emmendingen und im Heidburg-Gebiet nordöstlich auf Blatt Haslach anzutreffen“. „Etwas gerollte Windkanter“ beobachtete Wilser im Hauptkonglomerat am Dinkelberg, bzw. an der Buntsandsteintafel nördlich der Wiese. Am Munzenberg bei Kandern liegen sie „zu Tausenden im Konglomerat“. „Gegen S verschwinden sie allmählich.“ „Eigentlich jeder Kiesel, den man aufliest, ist angeschliffen.“ „Im Wiesental treten diese Facettengeschiebe fast ganz zurück gegen gerollte Quarzite“². Die Schlußfolgerung Wilsers, daß ihre Heimat unzweifelhaft nördlich vom Munzenberg sei, „aber nicht weit entfernt, weil Ecken und Kanten wenig abgerollt sind“, und weil bei Rheinfeldern überhaupt noch nie eines gefunden worden sei, wird man sich zwar nicht ohne weiteres zu eigen machen, ganz abgesehen davon, daß Disler am Dinkelberg und bei Warmbach im Rheinufer an Geröllen häufig die „Form von Dreikantern, also von Windkantern“ wahrgenommen hat. Am Osthang des Eggberges bei Säckingen fand Suter „im Sandstein eine Lage typisch geform-

¹ K. Regelman n, 1907, S. 80; 1908, S. 46; 1911, S. 62; 1913, S. 60.

² Stierlin, 1910, S. 643; Glaser, 1912, S. 94; Wilser, 1914, S. 505.

ter Windkanter aus Quarz, die teilweise sogar die bekannte Politur noch bewahrt haben“¹.

Andrée hat schon darauf hingewiesen, daß sich unter den Komponenten der Konglomerate des mittleren Buntsandsteins „nicht selten eckige Gesteinsbruchstücke“ finden, „welche auf Sprengwirkung hindeuten, wie sie durch starke Temperaturunterschiede und das Auskristallisieren von Salzen in der Wüste hervorgerufen wird“². Auch mir kamen auffallende Beispiele von solchen scharfeckigen, kleinen Geröllen zu Gesicht³.

Die Geröllführung ist horizontal wie vertikal gleich ungleichmäßig⁴. Sie ist gewöhnlich auf einzelne Lagen oder Bänke beschränkt, die durch Sandschichten von einander getrennt sind, in denen die Gerölle fehlen oder lediglich durch etwas gröberes Korn angedeutet sind⁵. In den geröllärmeren Schichten ist der Sandstein mehr oder weniger dicht mit Geröllen gespickt. Dies stellt vielleicht überhaupt die vorherrschende Art der Geröllpackung dar. Es scheint sogar fast die Regel zu sein, daß die Hauptmasse der Stufe aus geröllfreiem Sandstein besteht⁶. So findet sich oberhalb der Sankenbachwasserfälle bei Freudenstadt „zwischen zwei geröllreichen Bänken eine ca. 20 m mächtige Folge von vollkommen geschiebefreiem Sandstein, durchaus dem Hauptbuntsandstein gleichend, eingeschaltet“. Andererseits können auch die Sandsteine fast durch die ganze Masse hindurch gleichmäßig geröllführend sein⁷. Menge und Größe der Ge-

¹ Disler, 1925, S. 25; in Prof. I vom Rheinufer bei Warmbach allerdings „Windkanter“ mit ? versehen; Suter, 1924, S. 102.

² K. Andrée, 1913, S. 187.

³ U. a. ein Milchquarz, von dem an einer halbkreisförmigen Linie ein offenbar halbmondförmiges Stück abgesprengt war. Auffallend scharfeckige, spitze kleine Quarze (1 cm) sah ich u. a. bei St. Georgen und im Wolfbachtal bei Herzogenweiler.

⁴ Besonders betont u. a. von Erl. zu Blatt Simmersfeld und Blatt Dornstetten.

⁵ Z. B. 7 Geröllagen im Profil des Seltersgrabens auf Blatt Altensteig; 5—6facher Wechsel von geröllreichen, geröllarmen und geröllfreien Schichten bei St. Georgen. Hier sieht man andererseits aber auch, daß wohl manche Gerölle in horizontalen Lagen angereichert sind, aber lange nicht alle.

⁶ Besonders betont u. a. in den Erl. für die Blätter Stammheim, Nagold, Obertal, Freudenstadt.

⁷ Schälch, 1895, S. 61; Klemm, 1897, S. 34. Auch die Schichtfolge der Tiefbohrung von Rottweil (siehe unten in Abschnitt E, a) zeigt

rölle schwankt in den Konglomeratbänken. Die Dicke der Geröllagen schwankt von wenigen cm bis über 1 m. Eine Abnahme der Geröllgröße und der Geröllhäufigkeit von unten nach oben¹ ist da und dort beobachtet, aber doch noch nicht als allgemeine Regel nachgewiesen, noch weniger etwa für die einzelnen Konglomeratlagen. Im Steinbruch oberhalb St. Georgen vermochte ich eine Größenabnahme der Gerölle im ganzen von unten nach oben oder innerhalb der einzelnen Bänke nicht festzustellen. Die Abnahme der Geröllhäufigkeit nach oben ist mehrfach beobachtet (Blatt Sulz; Blatt Alpirsbach; auch badischer Schwarzwald nach Eck, 1884, S. 88). Das wäre dann, allgemeinere Gültigkeit vorausgesetzt, gerade das umgekehrte Verhältnis wie beim Eck'schen Horizont. Bei Pforzheim sind die Schichten des Hauptkonglomerates nach Röhler (1925, S. 13) sowohl nach Korngröße wie nach Geröllführung außerordentlich schwankend; im allgemeinen nimmt die Korngröße von unten nach oben ab. Bei Ettlingen (Hasenberg) kommen die dünngestreuten Gerölle einzeln eingebacken vor oder in ganz dünnen Schichten oder auch in Nestern.

Der Sand pflegt natürlich in den geröllführenden Lagen besonders grob zu sein². Schräger und muldenförmiger Schichtenverlauf, durch horizontale Lagen diskordant abgeschnitten, ist in diesem wie in anderen Geröllhorizonten eine gewöhnliche Erscheinung³. Betreffs der Dichte der Geröllstreuung genügt es, die dichte, nagelfluhartige Packung in den Bänken bei Königsfeld und am Steinberg bei Waldau oder im südlichen württembergischen Schwarzwald der dünnen Geröllstreuung in der Gegend von Baden, besonders aber am Mauzenberg und bei Ettlingen gegenüberzustellen, um die Abnahme der Geröll-dichte in horizontaler Richtung von S nach N bzw. von SO nach NW zu zeigen. Auf Blatt Zell a. H. kommen noch richtige Konglomeratbänke vor, auch bei Lahr und Oppenau ist die Geröllpackung bankweise noch sehr dicht. Selbst innerhalb des eng-

zwischen Konglomeraten eine Einschaltung von 15 m „sehr harten Sandsteins“.

¹ Auf Blatt Schramberg die schwersten in den tiefsten Bänken; auf Blatt Calw Gerölle unten 3—6 cm, oben 2—2½ cm.

² Z. B. bis 2 mm am Edelmannskopf bei Oppenau.

³ Als schönes Beispiel führe ich die Felsgruppe der „Heidenkirche“ am Rautschkopf bei Oberharmersbach an.

begrenzten Gebietes eines geologischen Kartenblattes kann die Geröllführung schwanken, wie u. a. Sauer für Neckargemünd und Bilharz für Baden-Baden feststellten¹. Von den horizontalen Schwankungen der Gerölldichte im nördlichen Odenwald war schon die Rede.

d) Schichtenfolge des Hauptbuntsandsteins.

1. Beckenrand und Beckenzentrum (Senkungszone und Schuttkegelinversion).

Für die beiden geröllführenden Stufen liegt zweifellos der Beckenrand im SO, das Beckentiefe im NW, und der Wanderweg der Gerölle führte vom Beckenrand nach NW. Für sie kann also nicht gelten, — ebenso wenig wie vom unteren Buntsandstein — was Deecke vom ganzen Buntsandstein annehmen möchte, nämlich daß er eine „Sandflut“ sei, „welche von N her über ein langsam immer tiefer absinkendes Stück der Erdkruste hinwegging und ihr Ufer am Rande der varistischen, durch die heutigen Donau- und Doubsflüsse bezeichneten Linie fand“². Gilt es aber etwa für den mittleren geröllfreien oder richtiger geröllarmen Hauptbuntsandstein, der seine größte Mächtigkeit im N oder NW erreicht?

¹ Sauer, 1898, S. 22; mündliche Mitteilung von Herrn Stadtbaurat Bilharz - Baden-Baden. — Die geröllführenden Schichten bei St. Georgen zeigen in den Aufschlüssen am Waldrande an der Straße nach Schramberg die bezeichnende Zweigliederung (vgl. oben S. 112). Die Grube an der Straße zeigt einen groben, lockeren, durch Geröllagen andeutungsweise, aber unvollkommen geschichteten und nicht geklüfteten Sand mit bis zu erbsengroßem Quarzkorn und mit zahlreichen, gerundeten, nur z. T. deutlich in Lagen gesonderten Geröllen von Nuß- bis Gänseeigröße, fast nur Quarzen und Quarziten und ganz wenigen, fast bis zur Unkenntlichkeit zersetzten kristallinen Gesteinen; bis zu 20 cm lange, dünne Tongallen liegen mehrfach geschiebartig in den Schichten. Schrägschichtung und diskordante Schichtung sind innerhalb des groben, lockeren Sandes und im Wechsel von diesem mit dünnen, Feldspatkörnchen führenden Sandsteinbänken sehr ausgesprochen. Darüber führt dann der Sandsteinbruch auf der Höhe erst die kompakten nagelfluhartigen Bänke, die für das Hauptkonglomerat typisch sind. Dieselbe Zerteilung findet man in den Sandgruben auf der anderen Seite des Vogelbachtals am Waldrande (Rupertsberg), an deren Oberkante gerade noch die festen konglomeratischen Bänke heraussehen.

² Deecke, 1920, S. 5.

Hier sind gewisse Beobachtungen in der württembergischen Buntsandsteintafel von entscheidender Bedeutung. Allgemein gilt ja, daß vereinzelte Gerölle allenthalben vorkommen, besonders nach O hin, worunter auch, wenn auch sehr selten, größere, weshalb man örtlich besser vom geröllarmen als geröllfreien Sandstein spricht. Schon auf Blatt Enzklosterle (Erl. S. 59 und 60) wird in der Osthälfte die Grenze smc_1 gegen sm unsicher — wie auch diejenige von su gegen smc_1 (s. o S. 88) —, da der Hauptbuntsandstein nicht mehr das gleichmäßig feine Korn zeigt wie im Hornisgrindegebiet. Die Dreigliederung des Hauptbuntsandsteins, die im W charakteristisch ist, scheint imENZgebiet zurückzutreten. Im Murggebiet kommen in den durchschnittlich mittelkörnigen Quarzsandsteinen auch Zwischenlagerungen von feinerem Korn vor, imENZgebiet gern von etwas gröberem Korn. Auf dem östlichen Nachbarblatt Simmersfeld kommen im Gegensatz zur westlichen Blatthälfte im O immer noch spärliche Gerölle von Milchquarz vor. Auf dem noch weiter östlich gelegenen Blatt Stammheim zeigt der Sandstein meist gröberes Korn als in den beiden Geröllhorizonten, während er sonst, so auf dem westlich gelegenen Blatt Baiersbronn und auch Obertal—Kniebis, durchweg feinkörnig, mindestens nicht gröber ist. Auf Blatt Calw (Erl. S. 30) ist die Geröllführung nicht mehr auf die Geröllhorizonte beschränkt; die Verfestigung der Sandkörner ist geringer und das Korn namentlich im sm sehr wechselnd unter Neigung zum gröberen Korn, daher ist die Eck'sche Gliederung nicht mit der nötigen Schärfe mehr durchführbar und die Grenzen werden unscharf, so daß die Grenzlinien auf der Karte hätten fortfallen können.

Wie bei Schramberg der mittlere Hauptbuntsandstein allmählich aus einer Geröllfacies herauswächst, hatten wir oben schon gehört (S. 119), auch daß sich in der Sandsteintafel der Emmendinger Vorberge zwischen Ettenheim und Schweighausen nach W i l s e r (1924, S. 317) „vereinzelte helle und dunkle, selten zu dünnen Schnüren angereicherte Quarzitzeröllchen durch die ganze Folge, nach oben häufiger werdend“, verteilen, „bis das Hauptkonglomerat ... mit einer durchgehend zu findenden, ziemlich kompakten, im Mittel $1\frac{1}{2}$ m mächtigen Geröllage einsetzt“. Noch bei Lahr kommen zerstreute Gerölle und auch Einschaltung von Geröllagen im Sandstein zwischen den beiden Geröllhorizonten

vor¹. Zunahme der Geröllführung und Vergrößerung des Kornes nach O, SO und S bedeutet aber, daß auch der mittlere Hauptbuntsandstein, wie die beiden eigentlichen Geröllhorizonte aus dieser Richtung seinen Ursprung genommen haben muß.

Die größere Mächtigkeit namentlich des geröllfreien Hauptbuntsandsteins im N erklärt sich also nicht etwa daraus, daß hier die Wurzel eines Schuttkegels war; diese ist vielmehr im SO zu suchen; aber auch nicht daraus, daß dort ein tieferes Becken auszufüllen war, denn die Verfeinerung des Kornes und besonders die Seltenheit der Gerölle, verglichen mit dem Liegenden und Hangenden, beweisen gerade eine Verringerung des Gefälles. Sie kann also nur durch eine ununterbrochene langsame Senkung in der Zone der höchsten Mächtigkeit, die immer wieder durch Auffüllung ausgeglichen wurde, zustande gekommen sein. Diese Senkung bewirkte eine Inversion der natürlichen Schuttkegelform, die ohne sie mit im S größter und langsam nach N abnehmender Dicke entstanden wäre.

Im mittleren Hauptbuntsandstein des Odenwaldes, genauer in der 4. Stufe des gesamten Hauptbuntsandsteins (sm_4) wird nicht nur das Korn gröber („grobkörniger Sandstein“), sondern es treten auch haselnußgroße Quarzgerölle auf, nicht an ein einziges Niveau gebunden, sondern in 2 oder 3 verschiedenen Höhenlagen. An Größe und Menge der Gerölle steht dieser mittlere Geröllhorizont hinter dem des sm_1 zurück². Er dürfte stratigraphisch den geröllführenden Bänken im nordwestlichen Spessart und am Nordrande desselben an der Basis des dortigen „mittleren Buntsandsteins“ entsprechen, die Bücking und Frantzen nachgewiesen haben³. In der gleichen Stufe der grobkörnigen Sandsteine beobachtete Hildebrand „Kleingeröllhorizonte“ (Gerölle bis 1 cm, im Mittel unter 0,5 cm, darunter schwarzer Kieselschiefer bis 0,5 cm) bei Wertheim in einem höheren und tieferen Niveau, aber im Verbande des ganzen doch „zu wechselnd und unregelmäßig, als daß ihnen einzeln eine stratigraphische Bedeutung zuerkannt werden könnte“⁴.

¹ Vergl. oben, S. 120.

² Klemm, 1900, S. 13; Chelius, 1897, S. 56; Klemm, 1897, S. 33 und 1910, S. 56.

³ Bücking, 1892, S. 178; Frantzen, 1888, S. 248.

⁴ Hildebrand, 1924, S. 6; Hoppe, 1925, S. 62—65.

Thürach hat die mittlere Geröllzone des Odenwaldes einer Strömung von NO her zugeschrieben, „welche über das ältere Gebirge des Thüringer Waldes herüberkommend“, „reichlich Sand und Gerölle“ brachte und sie „bis zum Odenwald verbreitete“. Ohne genauere Untersuchung, die auch die entsprechenden Geröllager des Spessarts und Süd-Thüringens, auch diejenigen Oberfrankens umfaßt, läßt sich über diese Strömungsrichtung nichts endgültiges sagen; als weitere Möglichkeiten wären noch Zufuhrrichtungen von NW (wohl eher als SO), schließlich auch von SW her, wo im Hauptbuntsandstein des Pfälzerwaldes ebenfalls mittlere Geröllager vorhanden sind, in Betracht zu ziehen. Gänzlich ausgeschlossen ist, etwa den Ursprung des mittleren Hauptbuntsandsteins des Schwarzwaldes aus solchen Strömungen von N her abzuleiten, 1. weil die Gerölle und das grobe Korn in südlicher Richtung zwar verschwinden, dann aber im mittleren und östlichen Schwarzwald sich von neuem einstellen; 2. weil die von der böhmischen Masse stammenden Geröllager von Süd-Thüringen ja selbst gegen den Thüringer Wald und weiter nach NW verschwinden bezw. in feinkörnigen Sand übergehen. Wir haben also einen Strom von grobem Sand und von Geröllen in der Tiefenrinne ohne Zusammenhang mit den randlichen Strömungen vom Schwarzwalde her, höchstens mit solchen vom Westrande her.

2. Einzelheiten der Schichtenfolge.

(Randliche und zentrale Schichtenfolge.)

Für die ganze Zeit des Hauptbuntsandsteins steht somit einem randlichen Gebiete geringerer Mächtigkeit und stärkerer Geröllführung im Schwarzwald ein randfernes Gebiet größerer Mächtigkeit und zurücktretender Geröllführung im Odenwald und Spessart gegenüber. Es ist natürlich, daß in letzterem der stärkeren Entwicklung des mittleren Hauptbuntsandsteins auch eine weitergehende, reichere stratigraphische Gliederung entspricht. Im südlichen Odenwald häufen sich die kantig begrenzten Manganflecken in der unteren Hälfte und gestatten in Verbindung mit etwas verschiedener Beschaffenheit der zugehörigen Sandsteine eine Zweiteilung in den festeren, steilgeböschten unteren Hauptbuntsandstein oder Pseudomorphosensandstein, in dem u. a. die meisten großen Steinbrüche bei Heidelberg und Neckargemünd und auch weiter ober-

halb im Neckartal liegen, und den etwas mürberen zu Bausteinen unbrauchbaren oberen Hauptbuntsandstein, dessen Beginn sich durch eine Gehängeverflachung anzeigt. Die Zweigliederung ist im ganzen Odenwald — auch in den Nordvogesen und im Pfälzerwald — vorhanden.

Im Spessart stellt Thürach die über den Schieferletten des unteren Buntsandsteins folgende 150—200 m mächtige Stufe der „feinkörnigen Sandsteine“, den Bausandstein des Maintales von Kleinwallstadt bis Stadtprozelten, dem Pseudomorphosensandstein des Odenwaldes gleich. Die charakteristische Braunfleckung scheinen sie zwar nicht als besonderes Kennzeichen zu führen; dagegen zeigen einzelne weiße Bänke der folgenden Stufe nach Bücking (1892, S. 179) die braune Manganfleckung, allerdings nur örtlich. Diese obere, mehr grobkörnige Stufe mit wenigen festen, zu Werksteinen brauchbaren Lagen (etwa 150 m) würde dann der oberen Abteilung des mittleren Hauptbuntsandsteins entsprechen.

Die „feinkörnigen Sandsteine“ lassen sich nach Thürach ihrerseits nun wenig scharf gliedern in obere Schichten eines hellrotbraunen Bausandsteins (bis 80 m) und untere Schichten (gegen 90—100 m), die in tieferen Lagen spärlich Gerölle führen und daher dem Eck'schen Horizont entsprechen. Darunter folgen dann die weißen Heigenbrücker Sandsteine (20—30 m), die das Hangende der Bröckelschiefer (50—70 m) des unteren Buntsandsteins bilden¹. Der grobkörnige Pseudomorphosensandstein des südlichen Odenwaldes und auch Pfälzerwaldes würde also im nördlichen Odenwald und Spessart in feinkörnige Sandsteine übergehen, welche „weiter nördlich tonig werden und am Harz durch Lettenschiefer vertreten werden“².

Im hessischen Odenwald wird gelegentlich, wie auf Blatt Brensbach, auch der Eck'sche Geröllhorizont noch als „unterer Pseudomorphosensandstein mit Geröllen“ (sm_1) geführt mit der Begründung, daß die Grenzen des eigentlichen Pseudomorphosensandsteins (sm_2) nach oben und unten nicht scharf sind und in seinen unteren 50 m (sm_1) sich Gerölle nur zahlreicher als höher hinauf finden (Erl. S. 55). Die sogenannten

¹ Siehe oben, S. 93 und 96.

² Thürach, 1894, S. 45 und S. 51/52; betr. der Parallelisierung vergl. oben S. 25.

Pseudomorphosen sind nicht mehr auf den eigentlichen „Pseudomorphosensandstein“ (sm_2) beschränkt, sondern hier nur zahlreicher als tiefer und höher (in sm_1 und sm_3).

Auffallend ist die Mächtigkeitszunahme des eigentlichen Pseudomorphosensandsteins in südlicher Richtung. Während sie auf den weiter nördlich gelegenen Blättern (Erbach, Michelstadt, Brensbach, König) nach Klemm höchstens 120—150 m beträgt, steigt sie auf Blatt Sensbach über 200 m und ist in der SO-Ecke von Blatt Beersfelden nach Klemm sogar auf 280 m zu veranschlagen¹.

Der obere mittlere Hauptbuntsandstein zeigt im hessischen Odenwald und bis Wertheim eine weitere Gliederung in eine tiefere feinkörnige Stufe mit Lettenbänken (sm_3 , nach Chelius auf Blatt Brensbach 60 m, bei Wertheim nach Hildebrand vielleicht 80—90 m) und eine höhere grobsandige (sm_4 , nach Chelius 100 m, nach Klemm 100—150 m, nach Hildebrand 90—120 m, auch als Hauptkugelhorizont bezeichnet), von denen letztere die sogenannten „mittleren Geröllhorizonte“ enthält. Die oberste Stufe des Hauptbuntsandsteins ist dann der Hauptgeröllhorizont (sm_5 , örtlich „Kristallsandstein“, z. B. bei Wertheim) mit ebenfalls grobem, doch i. a. nicht ganz so grobem Korn wie sm_4 . Dem Hauptbuntsandstein des nördlichen Odenwaldes ist also eine Fünfgliederung eigen.

Auf einzelnen Odenwaldblättern (König, Neustadt, Schaafheim—Aschaffenburg) sind die „feinkörnigen Sandsteine mit Lettenbänken“ (sm_3) als oberer Pseudomorphosensandstein bezeichnet, da hier auch noch ähnliche Gebilde vorkommen, wenn auch spärlich; sie sind aber weniger durch die Pseudomorphosen, als durch die zahlreichen Lettenbänke gekennzeichnet. Das Korn kann aber sonst größer sein als das des unteren, und zwischen den Quarzkörnern sind zahlreichere Feldspatstücke sichtbar².

Die Mächtigkeit des mittleren Hauptbuntsandsteins nimmt auf Blatt Sensbach von nahezu 200 m im W bis auf etwa 150 m im O des Gebietes ab.

¹ Klemm, 1900, S. 12; Schottler, 1908, S. 21.

² U. a. Chelius und Klemm, 1894 a, S. 50; 1894 b, S. 14. Es ergibt sich dann hier folgende Gliederung: sm_1 = Eck'scher Horizont, sm_2 = unterer, sm_3 = oberer Pseudomorphosensandstein, sm_4 = grobkörniger Sandstein mit Geröllen oder Kugelhorizont, sm_5 = Hauptgeröll-

Nach den Beobachtungen Hildebrands kommen um Wertheim Pseudomorphosen in allen Stufen vor, in der grobsandigen Stufe (sm_4) sind sie sogar häufiger, ohne aber das Gestein in seinem Äußeren so zu bezeichnen wie den echten Pseudomorphosensandstein; sie haben also ihre Bedeutung für die Stratigraphie eingebüßt. Auch einzelne Bänke mit dem Habitus eines echten „Tigersandsteins“ finden sich in dieser Stufe. Besonders bezeichnend für die Sandsteine der grobsandigen Stufe (sm_4) ist nach Hildebrand der Reichtum an Tongallen jeder Größe, die im allgemeinen die ganze Stufe gleichmäßig durchsetzen, hier und da aber sich in bestimmten Horizonten zu durchgehenden „Tongallenschichten“ (Bahnhof Wertheim) anreichern¹.

Im Spessart ist der obere Hauptbuntsandstein (180 m) nicht so eingehend gegliedert wie im nördlichen Odenwald, vergl. die Gliederung nach Thürach (1884, S. 45):

- a) grobkörniger Sandstein mit Andeutung des thüringischen Chirotheriensandsteins = oberer Geröllhorizont², etwa 30 m;
- b) Kugelhorizont³;
- c) fein- bis grobkörniger Sandstein mit mittlerem Geröllhorizont, etwa 150 m.

Für den Buntsandstein beiderseits des Maintales scheidet Schrepfer „eine Stufe von losen Sanden, Sandschiefern und Schiefertönen (30 m) an der Basis der grobkörnigen Sandsteine aus, die erbsengroße Quarzgerölle, zerstreut, nach oben, wo die Sande gröber werden, auch in Bänken, führen. Die Stufe ist morphologisch bedeutsam, da sie die Bildung einer Denudationsterrasse bedingt. Diese Gerölle würden dem „mittleren Geröllhorizont“ des nördlichen Spessarts entsprechen. So kommt Schrepfer zu folgender Gliederung des Hauptbuntsandsteins im Maintale:

horizont. Sonstige Gliederung: sm_1 = Eck'scher Geröllhorizont, manchmal auch unterer Pseudomorphosensandstein, sm_2 = Pseudomorphosensandstein, sm_3 = feinkörniger Sandstein mit Lettenbänken, sm_4 = grobkörniger Sandstein, sm_5 = Hauptgeröllhorizont.

¹ Hildebrand, 1924, S. 4—6; auch Chelius und Klemm, 1894 b, S. 15.

² Nach unten im südlichen Spessart mit kleinen Geröllern, im nördlichen mit vielen Geröllern.

³ Teils noch in der geröllreichen Region, teils im grobkörnigen Sandstein darunter liegend.

Hauptkonglomerat und grobkörniger Sandstein (180 m).
Lose Sande, Sandschiefer und Schiefertone mit Geröllen
(30 m).

Feinkörniger Sandstein (220 m), darunter Bröckelschiefer
(50 m)¹.

Im Schwarzwald ist schon die Trennung in Pseudomorphosensandstein und oberen mittleren Hauptbuntsandstein nicht mehr überall streng durchzuführen. Die Pseudomorphosenflecken scheinen wohl noch im badischen Anteil (Blatt Gengenbach, Blatt Peterstal, Blatt Oberwolfach, Gegend von Lahr) das Niveau dicht über der hangenden Grenze des Eck'schen Horizontes zu bevorzugen, ohne aber in ihrem Auftreten an einen bestimmten Horizont gebunden zu sein², bestehen hier wohl auch manchmal aus runden oder rauhwarzigen, zuweilen sogar Kristallformen verratenden Sandsteinkernen; im württembergischen folgen sie aber keinem bestimmten Horizont mehr, oder es ist keine Auscheidung von Pseudomorphosenschichten mehr durchführbar, weil kantig begrenzte Manganflecken nur sehr spärlich sind, wie wohl „Tigerung“ an sich nicht selten ist. Auf Blatt Altensteig (Profil Seltersgraben) sind nach M. Schmidt spitzeckige Pseudomorphosen im oberen Geröllhorizont viel häufiger als jemals im Bausandstein (Erl. S. 13). Bei Pforzheim und im Nagoldtal bei Liebenzell sind nach E. Fraas und F. Röhrer die Pseudomorphosensandsteine wenig charakteristisch entwickelt, „namentlich im Bezug auf die Pseudomorphosen resp. die Hohlräume von Skalenoedern im Sandstein“³.

¹ 1924, 192—194: Siehe hier auch über Feststellung des sandig-tonigen Horizontes im Odenwald durch Hasemann. Die feinkörnigen Sandsteine gliedert Schrepfer weiter von oben nach unten: Pseudomorphosensandsteine 170 m; Schicht mit spärlichen Geröllen (Eck'sches Konglomerat) 20—40 m; Heigenbrückener Schichten ca. 25 m.

² Z. B. Profil von der Teufelskanzel bei Griesbach: 0,60 m Pseudomorphosensandstein, etwa 20 m unter oberem Geröllhorizont.

³ E. Fraas, Erl. Liebenzell, S. 16; F. Röhrer, 1914, S. 17: bei Unterreichenbach „nur in einigen wenigen Bänken in beschränkter Zahl“. Die Verteilung der braunen Flecken scheint bei Pforzheim teilweise gerade umgekehrt zu sein als im Odenwald; denn wie ich unter Führung von Dr. Röhrer sah, ist der lichtrote Sandstein der unteren Abteilung im untersten Abschnitt des Würmtales fast frei von Tigerung, während diese für die Sandsteine der oberen Abteilung gerade charakteristisch ist. Auch an der Felswand gegenüber vom Bahnhof Neuenbürg zeigte mir Herr Röhrer die lichtroten Sandsteine der unteren Abteilung, die fast frei sind von dunklen Flecken.

In der Sandsteintafel der Emmendinger Vorberge sind nach Glaser die untersten Schichten mürbe, und nach oben, also umgekehrt wie im N, 60 m unter der Obergrenze werden sie fester und dauerhafter und liefern einen vorzüglichen Baustein. Mit dunklen Flecken übersäte Tigersandsteine („Muckensteine“) erscheinen hier und am Mauracher Berg im oberen Teil, und wachsen dicht unter dem Hauptkonglomerat zu Walnußgröße heran, so einen „Kügelchenhorizont“ bildend¹.

Kristallsandsteine, die im Odenwald vornehmlich im oberen Geröllhorizont auftreten, erscheinen im Schwarzwald auch schon in der mittleren geröllfreien Stufe, und zwar offenbar häufiger als im N.

Während wir also im Beckenzentrum im großen und ganzen eine deutliche Abnahme des Karbonatgehaltes von unten nach oben feststellen können, ist dies im südöstlichen Randgebiet nicht im gleichen Grade der Fall.

Daß wir im Schwarzwald nur eine einzige geschlossene Masse von Bausandstein haben, im südlichen Odenwald dagegen eine Gliederung in festeren Bausandstein und mürben tonigeren oberen Hauptbuntsandstein, ist wohl aus der süd-nördlichen Strömungsrichtung zu erklären, die besonders im oberen Hauptbuntsandstein im N feineres Material ablagerte als im S. Die Abnahme der Korngröße von S nach N ist demnach im mittleren Hauptbuntsandstein zuerst ausgesprochener als im unteren, bis dann wieder in überraschender Weise auch im N in der Tiefenzone grobes Korn, sogar mit Geröllen (sog. mittlerer Geröllhorizont) einsetzt. Die strenge Horizontierung der Pseudomorphosenflecken im sm₂ ist auf die Tiefenzone des N (Odenwald, auch Unterelsass und Pfalz) beschränkt, verschwindet aber auch hier bereits gegen den Spessart.

Den sog. Kugelhorizont findet man im südlichen Odenwald bei Heidelberg und Neckargemünd meist nahe der oberen Grenze des geröllfreien sm dicht unter dem oberen Geröllhorizont, in etwa 20 m mächtigen, dickbankigen Sandsteinen². Auf Blatt Epfenbach³ fand Schalch den Horizont der kugelführenden Sandsteine weniger scharf hervortretend „als in dem Heidelberg näher gelegenen Buntsandsteingebiet“, wiewohl die Ku-

¹ Glaser, 1912, S. 97; Wilser, 1924, S. 317.

² Thürach, 1918, S. 62.

³ Schalch, 1898, S. 8.

geln da und dort vorkommen. Auch im hessischen Odenwald ist der „Hauptkugelhorizont“ noch häufig, etwa 20—30 m unter der Obergrenze von sm_4 entwickelt, weshalb sm_4 ja auch als Kugelsandstein manchmal bezeichnet wird, aber nicht mehr regelmäßig, so auf Blatt Beerfelden nicht überall, auf Blatt Erbach überhaupt nicht, auf Blatt Michelstadt nur schlecht, dagegen wohl auf Blatt Brensbach, König (genaue Beschreibung Erl. S. 19), bei Sensbach¹. Die Bezeichnung Hauptkugelhorizont setzt das gelegentliche Vorkommen kugeliger Konkretionen in anderem Niveau voraus². Bei Wertheim kommen nach Hildebrand derartige kugelige Konkretionen überhaupt nicht vor.

Im Spessart soll der Kugelhorizont nach Thüra ch (1884, S. 45) teils noch in der geröllreichen Region, teils im grobkörnigen Sandstein darunter liegen. H. Bücking gibt weder für den Spessart noch für den Büdinger Wald etwas darüber an, wohl aber Frantzen für den Nordrand des Spessarts eine Häufung von oolithischen Sandsteinkügelchen und größeren Kugeln (8—15 mm, ausnahmsweise 3—4 cm), die aber auch in tieferen Schichten weniger zahlreich sich finden, in der oberen Geröllzone der grobkörnigen Sandsteine des mittleren Buntsandsteins (Äquivalent des oberen Geröllhorizontes)³.

Im badischen Schwarzwald trifft man den Kugelsandstein noch meist wie im südlichen Odenwald horizontalisiert, so bei Ettlingen und Herrenalb (Bernsteinkopf), an der Spitze des Merkurs bei Baden-Baden, im Hornisgrindegebiet (Hornisgrinde, Altensteiger- und Vogelskopf), am Täschen-, Nill- und Brandenkopf, Gegend von Lahr; aber im württembergischen Schwarzwald halten sich die Kugeln nicht mehr streng an ein bestimmtes Niveau.

So liegt ein Vorkommen auf Blatt Altensteig im Nagoldtal tiefer im Profil als dasjenige vom Schiff in Christophstal bei Freudenstadt, welch letzteres etwas über der Mitte der Bausandsteine liegt; andererseits kommen auf Blatt Simmersfeld aber auch Kugelbildungen nicht weit unter der Obergrenze, also höher als bei Freudenstadt vor (s. betr. Erl.). Bei Pforzheim sind Ku-

¹ Siehe auch Hoppe, 1925, S. 66—72.

² Z. B. im Hauptgeröllhorizont und Plattensandstein mehrfach (Hoppe, 1925, S. 73 und 85).

³ H. Bücking, 1892, S. 180; 1878, S. 66; Frantzen, 1888, S. 251.

gelsandsteine nach R ö h r e r im Hauptkonglomerat anzutreffen, (1914, S. 17; und 1925, S. 14), ebenso im gleichen Horizont im oberen Teinachtal Kugelbildung in allen Stadien und auch auf Blatt Calw¹. Bei Emmendingen bilden nach Glaser Kugeln von Walnußgröße dicht unter dem Hauptkonglomerat, also im Niveau des Odenwälder Kugelsandsteins, noch einen Kugelhorizont; einen ähnlichen „Kügelchenhorizont“ sah ich selbst an der Südspitze des Hornwaldes in dem höher gelegenen Steinbruch im oberen Geröllhorizont.

Weitere Verbreitung besitzt im Schwarzwald auch ein unterer Kugelhorizont mit bis faustgroßen, manchmal dichtgeschaarten manganschüssigen Sandkugeln an der Basis des Eck-schen Horizontes, der hier noch geröllarm bzw. -frei ist. Bräuhäuser stellte ihn bei Schramberg und Alpirsbach fest, wo er in den meisten Aufschlüssen des unteren Buntsandsteins sichtbar sein soll, so im Aischbachtal, oberhalb Grenzenbühl und an der unteren Brandsteige, „wo dieser Horizont infolge Fehlens des unteren Buntsandsteins über Rotliegendem erscheint“². Im nördlichen Schwarzwald beobachtete ich ihn in der näheren Umgebung von Herrenalb, hier besonders schön aufgeschlossen an der Kullenmühle, dann am Fuße der Teufelsmühle und des Hohloh. Sauer gibt aus diesem Niveau Kugeln an im Buntsandsteinprofil der hinteren Nordrach bei Gengenbach (1894, S. 57). Kugelsandstein aus der Eck'schen Stufe ohne nähere Angabe des Horizontes verzeichnen auch die Erl. zu Blatt Oberwolfach und Zell a. H.

Zum Unterschied von den anderen nennen wir denjenigen nahe der Obergrenze des geröllfreien Hauptbuntsandsteins den Hauptkugelhorizont. Dieser scheint nur im Beckentiefsten oder in geringer Entfernung davon streng horizontiert zu sein.

Von den Schwierigkeiten der Abgrenzung des Hauptbuntsandsteins nach dem Hangenden war schon oben (S. 70/71) die Rede. Sie sind darin begründet, daß einerseits glimmerreiche, plattige Sandsteine, wie sie dem oberen Buntsandstein eigen sind, noch von geröllführenden Schichten überlagert sein, (Blätter Altensteig, Nagold, Baiersbronn, Wildbad,

¹ Bräuhäuser und Schmidt, A., 1908, S. 19.

² Bräuhäuser und Sauer, 1911, S. 28.

besonders bei Dobel, Enzklösterle), andererseits aber auch noch über den obersten Geröllen wenig veränderte grobe, hartverkiesselte Sandsteine folgen können. So kommen im württembergischen Schwarzwald über den letzten geröllführenden Bänken bis zu 10—15 m grobsandige, verkiesselte Bänke vor, welche abgesehen von der Geröllführung in Korngröße und Härte an den mittleren Buntsandstein erinnern. Im nördlichen Schwarzwald sind nach Bräuhäuser die gleichen Schichten vielfach unverkiesselt geblieben und überwiegt zudem feineres Korn¹. Auch im südlichen Odenwald kann sich, z. B. auf Blatt Neckargemünd nach Sauer, der auffällige petrographische Wechsel, bedingt durch reichlicheren Glimmergehalt, durch Entwicklung tonig-glimmeriger Zwischenlagen und eine dünnplattige Ausbildung, schon mitten im Hauptkonglomerat einstellen, nicht erst mit dem Karneolhorizont, so daß der als Grenze gegen den oberen Buntsandstein angenommene Karneolhorizont „selten Gesteinskomplexe von auffällig abweichender Zusammensetzung“ trennt².

Eine den Kiesel sandsteinen der Schramberger Gegend entsprechende Bildung haben wir auf badischem Boden etwa von Triberg und Königsfeld ab südlich in dem Komplex von hellfarbigen, gleichmäßig fein- oder mittelkörnigen, meist schwach verkiesselten und nur ausnahmsweise quarzitischen geröllfreien Sandsteinen über den konglomeratischen Schichten, der bis zu 20 bis 30 m Dicke anschwillt und sogar eine gewisse Selbständigkeit gewinnt (s. o., S. 125 u. 128). Das Vorkommen einzelner kleinerer Geschiebe und gröberer Lagen mit Feldspat- und Kaolinbröckchen veranlaßt die badischen Landesgeologen im Gegensatz zu den württembergischen, sie noch zum mittleren Sandstein zu stellen. Manganfleckung und -streifung, manganschüssige kugelige Sandkonkretionen und löcherige Beschaffenheit als Beweis ehemaligen Dolomitreichthums, örtlicher Ersatz des Quarzementes durch Karneol, Verkittung durch feinschuppigen Eisenglanz zu Sanderz, Baryt in Drusen oder auf Klüften³, diskordante

¹ Bräuhäuser, 1910, S. 125.

² Sauer, 1898, S. 22/23.

³ Sanderz und Baryt z. B. Blatt Villingen; dazu Cornwallit und Leukochalcit (Erl. S. 21/22). Die als Kieselsäureregel in amorpher Form niedergeschlagene Kieselsäure kann in kristalloide Form übergehen und ist dann als orientierte Umwachsung von Quarzkörnern zu beobachten (Bräuhäuser, 1910, S. 124).

Schichtung und Häufigkeit von Tongallen sind bezeichnende Eigenschaften. Pseudomorphosenbildung in allen Stadien von der bis faustgroßen Sandsteinkugel bis zu kleinen „Tigerflecken“ kommen auch im eigentlichen Geröllhorizont im Schwarzwald immer wieder vor wie auch dolomitische Lagen¹.

Am Rheintalrande, bei Freiburg, Staufen, Badenweiler gehören die geröllfreien Sandsteine über dem Hauptkonglomerat, die „diagonalschichtigen Sandsteine“, wohl dem gleichen Komplex an. Am Dinkelberg und bei Rheinfeldern stellen sie über einem nur etwa 1 m mächtigen Basalkonglomerat mit etwa 12 bis 14 m Dicke die Hauptmasse des mittleren Buntsandsteins dar. Sie führen selbst im unteren Teil noch vereinzelte Quarzgerölle, örtlich eckige Porphyrstücke. Als Bausandstein, auch als Mühl- und Haustein sind diese diagonalschichtigen Sandsteine für Südbaden von Bedeutung.

Wepfer möchte die Geröllführung überhaupt nur als eine Facies innerhalb des Hauptbuntsandsteins, speziell innerhalb der Hauptkonglomeratstufe, betrachten, die innerhalb eines gewissen Spielraumes bald früher, bald später auftritt. So faßt er auch die geröllfreien Sandsteine über den geröllführenden als geröllfreie Facies der Hauptkonglomeratstufe auf, indem eben hier die Gerölle „mehr in der unteren Zone des Hauptkonglomerates auftreten². Es ist für mich aber schwer vorstellbar, daß im N stärker geröllführende und im S größere Massen von geröllfreien Sanden gleichzeitig abgelagert sein sollen. Ich möchte daher

¹ In den Sandsteinbrüchen beim Waldhotel Villingen sind die geröllfreien Sandsteine gut aufgeschlossen. Die hellfarbigen, weißen bis grauweißen, höchstens etwas rötlichen oder bräunlichen, und quarzitischen, daher harten, zu Pflastersteinen verwendbaren Sandsteine, bilden 2—3 massige Bänke von Meterdicke und werden von einem Schichtenstoß von mehreren Metern roten, sandigen Schiefertönen mit dazwischen liegenden dünnshieferigen Sandsteinbänken überlagert. Die Sandsteine sind auffällig stark von Eisenschwarten durchzogen, die förmliche Erzbänder von Eisenglanz bilden können; Kreuzschichtung ist sehr häufig, ebenso „Tigerung“. Sandsteinkugeln habe ich hier keine gesehen, auch kein Geröll. Weiter südlich bei Tannheim, Herzogenweiler, Unterzindelstein, im Brändbachtal und beiderseits des oberen Wutachtales bietet sich ebenfalls Gelegenheit zur Beobachtung dieser Schichten; hier kann man auch darin neben vereinzelten Geröllen „Kügelchenhorizonte“ und eckige Pseudomorphosenlöcher feststellen. Der Schichtkomplex ist bei Neustadt und Unterbränd im Schwinden begriffen.

² Wepfer, 1923, S. 9.

lieber annehmen, daß ein im S wurzelnder und hier daher auch verdickter, randlicher Schuttkegel groben Sandes vorliegt, der sein Äquivalent in fast oder ganz geröllfreien, meist unverkieselt gebliebenen Schichten im N besitzt, die bis jetzt vielleicht noch nicht scharf genug ausgeschieden und gleich denen im S erst nach der Hauptgeröllzeit abgesetzt wurden. Dazu könnten z. B. geröllfreie „Übergangsschichten“ gehören, die im nördlichen Schwarzwald zwischen geröllführende Schichten und Karneolhorizont (so am Hasenberg bei Ettlingen in etwa 10 m Dicke) eingeschaltet sind¹, vielleicht auch ein Teil der Übergangsschichten Glasers bei Emmendingen, wo die Karneolbank nicht ausgebildet sein soll (1912, S. 102); ferner mürbe, lockere geröllarme Schichten, die im nördlichen Odenwald (Blatt Erbach—Michelstadt, Erl. S. 34 und Blatt König, Erl. S. 12) in 10—30 m Mächtigkeit zwischen Hauptgeröllhorizont und Karneolbank liegen. Über die Frage der Zugehörigkeit zum mittleren oder oberen Buntsandstein soll damit noch nichts entschieden sein.

3. Schichtenfolge und Facies.

Am merkwürdigsten ist an der oberen Grenze des Hauptkonglomerates die Erscheinung, daß die obere Grenze der Geröllführung nicht überall mit der Faciesgrenze des Sandsteins zusammenfällt, sondern zu dieser diskordant sein kann. Daß die kieselige Facies weiter hinauf geht, als die Gerölle, ist weniger verwunderlich, als daß die tonig-glimmerige in die geröllführende Stufe hinabsteigen kann. Eine sichere Entscheidung, wo hier Schicht-, wo nur Faciesgrenzen vorliegen, ist schwierig.

Es gilt dies auch von den sog. Hauptschichtgrenzen des Hauptbuntsandsteins. Oben (S. 119) hatten wir gesehen, daß sich das frühere Auskeilen des geröllfreien Hauptbuntsandsteins durch die Annahme erklären ließe, daß die vermeintlichen Schichtgrenzen in Wirklichkeit Faciesgrenzen sind, die die Schichten diagonal durchschneiden. D. h. es würden sich Schichten des geröllfreien Hauptbuntsandsteins in die Geröllhorizonte hinein

¹ Sie wurden mir hier von Herrn Dr. Göhringer gezeigt, und sollen auch sonst in der Gegend vorkommen. Nach freundlicher Mitteilung von Stadtbaurat Bilharz sollen die obersten 4—6 m des oberen Geröllhorizontes unter dem Karneolhorizont auch auf Blatt Baden-Baden sehr geröllarm sein und manchmal die Facies des oberen Buntsandsteins zeigen.

fortsetzen. Der mittlere Hauptbuntsandstein würde dann nur scheinbar auskeilen.

Auf gewisse Schwierigkeiten dieser Auffassung muß nun allerdings hingewiesen werden. Daß die obere Grenze der Geröllführung beim Eck'schen Horizont gerade im allgemeinen im Gegensatz zur unteren scharf ist, ferner daß ebenso die untere Grenze von smc_2 sehr scharf sein kann, scheint eher dagegen zu sprechen, denn bei einer reinen Faciesgrenze der angegebenen Art wären verschwimmende Grenzen von smc_1 nach oben und smc_2 nach unten zu erwarten.

Im Eck'schen Horizont fallen Geröllführung und eine besondere Sandfacies, gekennzeichnet durch Eigenschaften wie blaßrote Farbe, grobes Korn und Glimmerarmut, lockere Bindung und daher mürbe Beschaffenheit, woraus sich mangelhafte Bankung und auch Klüftung ergibt, endlich Häufigkeit der Diagonalschichtung, zusammen. Im Hauptkonglomerat ist feste kieselige Bindung vorherrschend und sind die Gerölle dadurch charakterisiert, daß sie nur aus den allerwiderstandsfähigsten Gesteinsarten bestehen, sog. „Restschotter“ (nach E. Kraus) sind im Gegensatz zu denen des Eck'schen Horizontes, und dieser Gegensatz verschwindet auch noch bei unmittelbarer Überlagerung der beiden Horizonte nicht. Das Alternieren von Geröllagen mit geröllfreien würde mindestens eine weitgehende Verzahnung der Facies bedeuten. Dazu kommt die im ganzen geringen Schwankungen unterworfenen Mächtigkeit der Geröllhorizonte. Das sind Hinweise auf die Schichtnatur der Geröllhorizonte, wenigstens im allgemeinen, womit aber nicht gerade gesagt zu sein braucht, daß die Grenzen unter allen Umständen und an jedem Orte Schichtgrenzen sein müßten. So sehen wir hier noch durchaus nicht klar. Vielleicht liegt beim Eck'schen Horizont die Lösung darin, daß sich in den nördlichen Gegenden Schicht- und Faciesgrenzen unter unmerklich kleinem Winkel schneiden und erst im S, wo die Mächtigkeit des Geröllagers gleichzeitig mit der Geröllführung der mittleren Abteilung sich steigert, Schicht- und Faciesgrenzen weiter auseinanderücken. Die untere Grenze des Hauptkonglomerates fällt aber möglicherweise nahezu mit einer Schichtfläche zusammen¹.

¹ Auch an gewisse, den Horizontgrenzen parallel laufende charakteristische Lagen ist zu erinnern, so an intensivrote, eisenreiche Schiefertone,

Eine Verkenennung von Facies- und Schichtgrenzen innerhalb des geröllfreien Sandsteins ist es aber sicher, wenn Thürach (a. a. O. S. 50) nur 6—10 m lockere, rote Sandsteine unter dem Kugelsandstein der Kniebisgegend als Vertretung des oberen Hauptbuntsandsteins der nördlichen Gegenden gelten lassen will und die „große Masse des Unterlagernden, festen roten Sandsteins“ dem Pseudomorphosensandstein des N gleichstellt. Der gesamte Bausandstein des Schwarzwaldes stellt das i. a. gröbersandige Äquivalent des gesamten geröllfreien Sandsteins im N dar. In der Zweigliederung des geröllfreien Sandsteins im N einerseits, in der relativen Einheitlichkeit der Bausandsteine im Schwarzwald andererseits drückt sich der Gegensatz von zentraler und randlicher Ausbildung aus. Es besteht daher auch kein Anlaß, diesen Gegensatz zum Ausgangspunkt für tektonische Schlüsse, etwa auf Hebung des S und darauffolgende Abtragung der höheren Schichten auf Grund angeblich vorhandener Diskordanz zu machen, wie man es bei der Thürach'schen Auffassung doch wohl tun müßte. Man wird überhaupt aus solchen Erwägungen die Lehre ziehen, daß in der Schichtenparallelisierung zwischen S und N und im Ziehen von Schlußfolgerungen daraus Vorsicht am Platze ist, solange wir nicht Schicht- und Faciesgrenzen auseinanderhalten können.

4. Zur Erklärung der Schichtenfolge des Hauptbuntsandsteins.

Schon gegen Ende des unteren Buntsandsteins rückte die Sandfacies vom Beckenrande mehr und mehr nach der Beckenmitte zu und verdrängte die Tonfacies. Im mittleren Buntsandstein herrschen Sand- und Geröllmassen auch im Zentrum fast unumschränkt. Klimatische Ursachen, etwa Vermehrung der Wassermassen, für diese Steigerung der Schleppkraft heranzuziehen, liegt natürlich am nächsten; es fragt sich nur, ob dies die einzig

die angeblich von Schramberg bis weit in den nördlichen Schwarzwald über smc_1 durchlaufen und am Rappenschliff bei Griesbach und im Lichtersgrunde bei Nordrach die Grenze smc_1/sm genau so bezeichnen sollen wie entsprechende sandige Schiefertone im gleichen Horizont in der Pfalz, oder an den Hauptkugelhorizont, der unter dem Hauptkonglomerat vom Kniebis bis zur Pfalz und zum Odenwald durchgeht. Thürach, 1884, S. 50; Bräuhäuser, 1909, 44; und Sauer, 1913, 46.

mögliche Erklärung ist. Auf alle Fälle mußte das schuttaufnehmende Becken erst geschaffen werden. Denn ein solches von größerer Tiefe war am Ende des su nicht mehr vorhanden, da das zu Beginn vorhandene sehr flache Becken längst mehr wie aufgefüllt sein mußte. Der Fortgang der Sedimentation im sm ist daher nur durch eine erneute Senkung des Beckengrundes bzw. eine entsprechende Hebung des Beckenrandes zu begreifen. Eine einmalige Senkung oder Hebung um den Betrag der Höchstmächtigkeit reicht nicht aus, denn 1. müßten dann die größten Ablagerungen an der Basis liegen und das Korn sich nach oben, wenn man nicht dauernd Klimaschwankungen annehmen will, innerhalb größerer Schichtenkomplexe stetig verfeinern, was aber den Tatsachen nicht entspricht; 2. dürften nur die jüngsten Schichten weiter über den Trogrand übergreifen, während dies in Wirklichkeit aber schon diejenigen des E c k 'schen Horizontes tun; 3. müßte der Hauptbuntsandstein normale Schuttkegelform zeigen mit vom Beckenrande nach dem Inneren abschwellender Dicke; tatsächlich zeigen die Schichten aber annähernd konstante Mächtigkeit oder sogar zunehmende Dicke nach dem Zentrum, so daß der gesamte Hauptbuntsandstein, wie auch der ganze Buntsandstein, die Form eines inversen Schuttkegels erhält, was sich nur durch stetige Senkung erklärt¹. Am ausgesprochensten ist die Inversion der Schuttkegelform beim geröllfreien Hauptbuntsandstein. Wir müssen daher eine stärkere Senkung der Tiefenzone des Beckens annehmen und zwar bei den verhältnismäßig geringen Unterschieden in der Korngröße wieder keine einmalige, sondern eine die ganze Zeit stetig weitergehende.

Als Ursache für das Absinken des Trogbodens und Aufsteigen des Trograndes erscheint eine Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes der Erdrinde durch Belastung des Bodens mit dem wachsenden Schutt der Trogfüllung einerseits und damit Hand in Hand gehende Entlastung des Trograndes durch Abtragung andererseits naheliegend und ist auch schon von anderer Seite herangezogen worden². Durch Senkung des Bodens und Aufstieg des Randes würde das Gleichgewicht wieder hergestellt. Daß eine Schuttdecke von kaum 100 m Dicke schon eine

¹ Siehe oben, S. 158.

² U. a. von E w a l d , 1920.

ausreichende Gleichgewichtsstörung bedeuten soll, um die Starrheit der Erdrinde zu überwinden und Schollenbewegungen auszulösen, ist allerdings nicht leicht verständlich; größer nämlich dürfte die Schuttdecke bei der ersten Gleichgewichtsstörung kaum gewesen sein. Die höchstens 50 m (Unterelsaß 80 m) des su waren zur Auslösung von Bewegungen kaum hinreichend. Gegen Ende des unteren und noch zu Beginn des mittleren Buntsandsteins kann also der Anstoß zur stetigen Wiedererweckung des einschlafenden Mechanismus der Abtragung und Sedimentation nicht isostatischer, sondern nur epeirogenetischer Art gewesen sein. Die Herstellung eines Niveauunterschiedes durch Kräfte nicht-isostatischer Natur ist ja überhaupt die Voraussetzung für das Zustandekommen einer Gleichgewichtsstörung. Vor Beginn des geröllfreien Hauptbuntsandsteins ist an isostatische Auswirkungen nicht zu denken.

Die übliche Vorstellung zur Erklärung der Transgression und verschiedenen Dicke der Beckenfüllung, daß nämlich ein allgemeines Absinken des Landes erfolgt sei, wodurch das Wasser immer weiter in das Land vorgedrungen und der Wasserspiegel immer höher gestiegen sei, mußten wir ablehnen, da sie sich, wie wir sahen, mit dem Wandern der Faciesgrenzen nur schwer in Einklang bringen läßt. Unentbehrlich zur Erklärung der Transgression ist die Vorstellung des allgemeinen Absinkens nicht, da auch bei der Auffüllung festländischer Tröge durch das fließende Wasser die Sedimentfüllung bei abnehmendem Gefälle über den Rand übergreifen muß.

Ist beim mittleren Hauptbuntsandstein das Zusammentreffen von Regression am Beckenrande oder mindestens Stillstand der Transgression und der Mächtigkeitssteigerung im Beckenzentrum zufällig, oder stehen sie in ursächlichem Zusammenhang? Der Vergleich mit einer wassererfüllten Wanne, bei der bei gleichbleibender Wassermenge durch Senkung des Bodens der Wasserspiegel zum Sinken gebracht oder selbst bei wachsender Wassermenge ein Überlaufen am Rande verhindert werden kann, liegt nahe. Er hinkt aber stark, 1. weil die Sandaufschüttung keine Niveauflächen kennt; 2. weil das Auskeilen möglicherweise nur scheinbar ist. Wenn die Ablagerung auf dem Festlande durch fließendes Wasser stattgefunden hat, so könnte ein ursächlicher Zusammenhang beider Erscheinungen vielleicht darin gefunden werden, daß dauernde Neubelebung des Gefälles

durch die zentrale Senkung das Wasser befähigte, den Sand weiter zu schleppen, als es ohne diese Senkung der Fall gewesen wäre.

Die größten Rätsel geben uns die Geröllhorizonte auf. Schon oben wurde darauf hingewiesen, daß die schichtweise Einschaltung von Geröllagen bei Ablagerung im Meere besonders schwierig zu begreifen wäre. Was soll man sich als Ursache für eine derartige, an sich unwahrscheinliche Verstärkung der Transportkraft von Bodenströmungen in einem flachen Meeresbecken, wie es das Buntsandsteinbecken gewesen wäre, denken? Bei Ablagerung auf dem Festlande kann der Wechsel von geröllführenden und geröllfreien Schichtstufen auf wechselndes Gefälle oder wechselnde Wassermenge des fließenden Wassers zurückgeführt werden. So wurde schon von mehreren Seiten für die Entstehung des Hauptkonglomerates eine intensive Regenperiode angenommen, u. a. von E. Fraas, Blankenhorn und von Seidlitz¹. Die große Ausdehnung der Geröllplatte in der Fläche scheint gegen Ablagerung in linearen Flußrinnen zu sprechen. Allein Ströme, die auf einer schwach geneigten schiefen Ebene dahingleiten, können durch Seitwärtswandern auch in breiter Fläche aufschütten; die Ungleichmäßigkeit der Geröllführung in der Horizontalen weist ja auf einzelne Stromrinnen, diejenige in der Vertikalen auf Laufverlegungen hin. Ewald hat Kreuzschichtung im Buntsandstein überhaupt als Wirkung mäandrierender Flußläufe gedeutet, die bei Bettverlegungen ihre alten Ablagerungen anschneiden².

Die Entscheidung darüber, ob die Vermehrung der Schleppkraft, wie sie die Geröllhorizonte erfordern, eine klimatische oder tektonische Ursache hat, sei aufgeschoben, bis eine Übersicht über die Verhältnisse des Gesamtbeckens gewonnen ist. Im letzteren Falle wäre eine Hebung des dem Beckenrande angehörigen Oberlaufes oder eine Senkung des dem Beckenzentrum zugehörigen Unterlaufes der Ströme oder beides zugleich als Ursache anzunehmen.

Die Abnahme der Geröllgröße von unten nach oben, wie sie beim oberen Geröllhorizont stattfindet, beweist allmähliche Verringerung der Schleppkraft, sei es als Folge abnehmender Was-

¹ E. Fraas, 1899; M. Blankenhorn, 1885; W. v. Seidlitz, 1911.

² a. a. O., S. 2.

serführung oder allmählichen Niveauausgleiches. Für jede einzelne Geröllbank oder, wie Ewald will, für jede Sandsteinbank eine selbständige isostatische Senkung bezw. Hebung anzunehmen, scheint mir gewagt, nicht nur weil die Abnahme der Geröll- bezw. Korngröße innerhalb der einzelnen Bank vielfach zweifelhaft ist¹, sondern vor allem, weil die Parallelisierung einzelner Bänke auf größere Strecken unmöglich ist, und daher die einzelnen Senkungen nicht auf größere Strecke verfolgbar sind.

Beim Hauptkonglomerat ist die Herrschaft der Kieselgerölle und die Verarmung an sonstigen Grundgebirgskomponenten im Gegensatz zum Eck'schen Konglomerat daraus zu erklären, daß es eine Umlagerung älteren Schuttes darstellt, der im Ausräumungsgebiet lange Zeit der Verwitterung ausgesetzt war, so daß alles Material bis auf die widerständigen „Restschotter“ zerfiel. Was von kristallinen Feldspatgesteinen noch nicht der Verwitterung anheimgefallen war, wurde dann noch auf dem Wege zum endgültigen Lager zerstört. Die geringere Geröllgröße im ganzen im Vergleich zum unteren Geröllager erklärt sich wohl aus einem schwächeren Gefälle.

Auf die Bedeutung der Pseudomorphosen-Horizonte und des Hauptkugelhorizontes komme ich später zurück. Hier beschränke ich mich auf den Hinweis, daß Pseudomorphosen und Kugeln zwar keineswegs auf die Tiefenzone beschränkt sind, in dieser aber allein auf größere Strecken horizontiert scheinen.

e) Liefergebiete des rechtsrheinischen Hauptbuntsandsteins.

Als Materiallieferant für die Quarzkörner, Feldspat- und Kaolinkörner, Muscovit- und Biotitblättchen, sowie für die kristallinen Gerölle muß ein Granit-Gneisgebirge, also die Tiefenzone des variskischen Faltungsgebirges, gedient haben. Es muß von den gleichen granitischen Ganggesteinen durchzogen gewesen sein, wie das Granit-Gneisgebirge des heutigen Schwarzwaldes. Quarzgänge und quarzreiche Pegmatitgänge müssen zahlreich vorhanden gewesen sein, nach den zahlreichen Milchquarzgeröllen zu schließen; auch Barytgänge fehlten nicht. Es muß, wie die Rollsteine von verkieselten Hölzern, von Porphyren und Porphyrtuffen zeigen, von den gleichen Eruptiv- und Sedimentgesteinen des Rotliegenden bedeckt gewesen sein, die wir auch

¹ Siehe oben, S. 155.

jetzt noch im Schwarzwald antreffen. Dunkel ist der Ursprung der sonstigen Quarzgerölle, der schwarzen Kieselschiefer und der bunten Quarzite. Die schwarzen Kieselschiefer werden meist aus dem Altkulm Südbadens hergeleitet, so von Deecke¹; sie kommen ja auch im Hauptkonglomerat in der Nähe der Kulmzone bei Saig-Lenzkirch vor². Am Windgfällweiher ist den altkulmischen Grauwacken eine Linse von Kieselschiefern eingelagert, und da vereinzelte Reste von altkulmischen Gesteinen sich noch am Südrande des Schwarzwaldes bei Schlächtenhaus und Hasel finden, so hat der südwestliche Schwarzwald sicher einmal eine zusammenhängende Decke von altkulmischen Schiefern getragen, denen solche Kieselschieferlinsen noch mehrfach eingeschaltet gewesen sein mögen. Die grauen und rotbraunen Quarzite können verkieselte Sandsteine darstellen, „feinstkörnige Kieselsandsteine“ nach Wilser³; Thüraach³ vermutet bei ihnen devonisches Alter, bei den schwarzen Lyditen devonisches oder karbonisches. Aus alten Donauschottern auf dem Gipfel des Eichberges bei Blumberg hat angeblich Schalch⁴ Gerölle einer dichten silurischen Grauwacke mit erkennbaren Graptolithen und Sandsteine vom Aussehen der Spiriferensandsteine mit schlecht erhaltenen Zweischalern; ferner aus der Terrasse von Wildenstein Göhringer⁴ ein Kieselschiefergeröll mit einem zweifelhaften Monograptus gesammelt, Stücke, deren ursprüngliches Lager nur der Buntsandstein gewesen sein kann. Der Kieselschiefer dieses letzteren Gerölles stimmt nach v. Bubnoff (1912, S. 317) mit dem Kieselschiefer von Aha petrographisch nicht völlig überein, kann also nicht mit Sicherheit zum Beweise silurischen Alters des Ahaer Schiefers herangezogen werden. Jedenfalls scheint das alte Gebirge über einer Tiefenzone von Gneis und Granit noch einzelne Schollen einer vermutlich altpaläozoischen Sedimentdecke getragen zu haben, von denen wir heute keine Reste mehr kennen. Daß nur Quarzgesteine, keine kalkigen sich davon als Gerölle

¹ Deecke, 1920, S. 6.

² Bubnoff, 1912, S. 371; Wepfer, 1923, S. 7.

³ Wilser, 1924, S. 317; Thüraach, 1918, S. 61; betr. Fund eines Rollsteins von geröllführendem Quarzit siehe oben, S. 133, Anmerkung 1.

⁴ Schalch, 1908, S. 55; Göhringer, 1910, S. 441; siehe auch Spiegelhalter, 1910.

in den Buntsandstein gerettet haben, erklärt sich offenbar aus der Auslese durch die Verwitterung vor Beginn des Transportes.

Manche dieser älteren Gesteine können sich auch schon in Form von Geröllen auf sekundärer Lagerstätte befunden haben, als sie von den Buntsandsteingewässern von neuem auf die Wanderschaft genommen wurden, wodurch die Feststellung ihrer ursprünglichen Heimat noch mehr erschwert wird. Oberkarbonische und permische Geröllager haben nun allerdings ihr Material gewöhnlich aus der nächsten Umgebung bezogen; etwaige frühtriadische, wohl auch nicht aus großer Entfernung. Umlagerung von Perm und vielleicht auch Oberkarbon, mit denen die Denudation der Buntsandsteinzeit offenbar im südlichen Schwarzwald und noch weiter östlich und südlich gründlich aufräumte, so daß sie heute auf große Strecken ganz verschwunden sind, hat im Buntsandstein offenbar eine sehr große Rolle gespielt.

Welche Lage hatte dieses alte Gebirge, dessen Abtragungsschutt im Hauptbuntsandstein sedimentiert wurde? Aus den früheren Darlegungen geht mit Sicherheit der südliche und südöstliche Ursprung hervor. Für den Eck'schen Horizont lieferte sicher der südliche und besonders südöstliche Schwarzwald den Hauptbetrag, aber auch die heute unter der Triasdecke verborgene Fortsetzung des südlichen Schwarzwaldes nach NO hin. Ein Teil dieses Hochgebietes schied dann im Hauptkonglomerat als Lieferant aus, nachdem er selbst zum Ablagerungsgebiet geworden war. Entferntere, weiter südöstlich gelegene Gebiete im Alpenvorland und vielleicht sogar Alpengebiet werden an die Stelle getreten sein. Zu dem Hauptbuntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes, des Odenwaldes und Spessarts mögen auch schon recht weit nordöstlich gelegene Teile dieses Hochgebietes Stoff geliefert haben, das die Verbindung zwischen der oberrheinischen und böhmischen Gebirgsmasse herstellte, und das man als vindelicische Gebirge zu bezeichnen pflegt, seit es G ü m b e l als Landbarre zwischen dem alpinen und germanischen Triasbecken postulierte. Der Abtragungsschutt der böhmischen Masse selbst breitete sich zu deren Füßen im oberfränkischen und thüringischen Buntsandstein aus. Da das Granit-Gneisgebirge reich an Ca- und Mg-haltigen Mineralien ist, so besteht keine Veranlassung, etwa für den Kalk und Dolomit des Bindemittels und der Konkretionen einen anderen Ursprung anzunehmen als für das sonstige Material.

Von der Natur dieses Hochgebietes kann man sich schwer eine Vorstellung machen. Weder wissen wir, ob Reste der Ketten des alten varistischen Gebirges vorliegen, die hier noch nicht eingeebnet waren, während sie im Buntsandsteinablagerungsgebiet schon abgetragen waren, oder ein neu entstandenes Gebirge von nicht näher bekannter Art, an das wir aber in der sonst völlig anorogenetischen Triasperiode nicht recht glauben können, noch wissen wir etwas über dessen Höhe. War es etwa eine Landschwelle, die in langsamem Aufstieg begriffen war und im Aufsteigen der Abtragung verfiel? Die Gerölle andererseits lassen immerhin auf erhebliche Niveauunterschiede schließen. Wenn wir uns ein Bild von der Zusammensetzung des vindelischen Rückens machen wollen, so sind wir auf das kristalline Gestein, das im Untergrunde des Nördlinger Rieses zutage tritt, und die kristallinen Auswürflinge der Hegau- und der Urach-Kirchheimer Vulkane angewiesen. Es wäre von großem Interesse, wenn es einmal gelänge, etwa einen von den spezifischen Gesteinstypen darunter in den Buntsandsteingeröllen des nördlichen Schwarzwaldes oder Odenwaldes nachzuweisen.

Dafür, daß der hohe Schwarzwald im Hauptbuntsandstein als Hochgebietsinsel das Akkumulationsgebiet überragt habe oder auch nur als vorspringender Hochgebietssporn eine besondere Rolle gespielt habe — so wie noch im unteren Buntsandstein — habe ich bis jetzt keine stichhaltigen Gründe kennen gelernt. Die verschiedene Mächtigkeit des Buntsandsteins an Ost-West gelegenen Orten am Rheintalrande und in der Sandsteindecke des Ostschwarzwaldes ist jedenfalls kein Beweis, da sich diese aus dem südwest-nordöstlichen Verlauf des Beckenrandes und dem entsprechenden der Linien gleicher Mächtigkeit als ganz normale Erscheinung ergibt. Das Gebiet des Odenwaldes und Spessarts und auch des nördlichen Schwarzwaldes — bei letzterem abgesehen von einzelnen noch zu Beginn des Hauptbuntsandsteines aufragenden inselbergartigen Erhebungen oder Härtingen — waren als Ablagerungsraum Tiefgebiet; Odenwald und Spessart gehörten sogar zum Haupttief der Buntsandsteinzeit.

f) Auflagerungsfläche des rechtsrheinischen Hauptbuntsandsteins auf dem prätriadischen Gebirge.

Mit dem oben (S. 139/140) geführten Nachweis, daß die Konglomerate des Hauptbuntsandsteins keine marinen Abrasionskon-

glomerate darstellen, ist auch ausgesprochen, daß die Auflagerungsfläche des Hauptbuntsandsteins auf prätriadischem Gestein keine marine Abrasionsfläche sein kann.

Auch im Gebiete, wo die „geröllfreien Sandsteine“ über das Hauptkonglomerat auf den kristallinen Untergrund übergreifen, sieht man in den tieferen Schichten derselben so geringfügige Spuren der Aufarbeitung dieses Untergrundes, daß von einer Abrasion einer Felsenküste keine Rede sein kann. In den Sandgruben von Unterbränd und Waldhausen enthalten die tiefsten Schichten über dem Granit wenigstens noch Granitgrus, aber anderwärts (u. a. Wolfbachtal bei Herzogenweiler, Talmühle bei Tannheim, Ahorn bei Neustadt, Schattenmühle im oberen Wutachtal) sieht man in den tieferen Schichten nur vereinzelte halb abgerollte oder eckige kleine Quarze und hie und da ein Feldspatkorn eingeschlossen.

Van Werveke hat die Ansicht ausgesprochen, daß die Brandungswelle durch häufig wiederholtes Hinrollen über den Gesteinsuntergrund allmählich die Felsoberfläche glatt geschliffen habe¹. Dabei ist aber übersehen, daß sich die Kraft der Brandung schon auf einer ziemlich schmalen Abrasionsplatte totläuft und erst wieder wirken kann, wenn durch eine Senkung der Küste diese Abrasionsplatte untertaucht und ihr neue Angriffspunkte geboten werden.

Die Auflagerungsfläche des Hauptbuntsandsteins muß also eine subaërisch entstandene Denudationsfläche sein. Sie dürfte, unter Hinzunahme der Gebiete, in denen die Sandsteindecke später durch Abtragung verschwunden ist, so ziemlich die ganze sog. Abrasionsfläche südlich der Kinzig, den Hohen Schwarzwald eingeschlossen, umfaßt haben². Liegt hier einfach die unverändert gebliebene spätpermische Einebnungsfläche vor? Im Transgressionsbereich des Eck'schen Horizontes werden die Gewässer, die den unteren Buntsandstein ablagerten, darüber hinweggeströmt sein; sie werden hier auch Abtragungsschutt fortge-

¹ van Werveke, u. a. Kinzigbote (Gengenbach), 1920, Nr. 143 : „Ein untergegangener alter Schwarzwald“.

² Vergl. die Karte der Abrasionsfläche bei Strigel, 1922; damit sollen natürlich nicht etwa jüngere tektonische Verbiegungen der Abrasionsfläche des Hohen Schwarzwaldes, z. B. die Heraushebung des Feldbergmassivs, oder die sich hieraus ergebenden nachträglichen Veränderungen durch Abtragung in Abrede gestellt werden.

räumt haben. Wenn sie auch geringes Gefälle hatten und daher i. a. keine größeren Gesteinstrümmer schleppen konnten, so können sie trotzdem schwach erodierend auf die Unterlage gewirkt haben. In viel stärkerem Maße gilt dies für den Transgressionsbereich des Hauptkonglomerates, denn den Gewässern, die die Gerölle des Eck'schen Horizontes entweder von hier fortschafften oder über die Zone hinwegschleiften, werden wir eine stärkere Erosionswirkung zuschreiben müssen. Die große Menge des umgelagerten Permschuttes ist ja ein direkter Beweis dafür. Um eine einfache Abdeckung und unveränderte Wiederaufdeckung einer älteren permischen Denudationsebene als Unterlage des Perms kann es sich nicht handeln, da der Permschutt ja keine zusammenhängende Decke bildete, sondern in Rinnen, Taschen und Gräben der alten Oberfläche steckte. Die Wirkung wird also in der Erzeugung eines gegliederten Reliefs mit Erosionsfurchen und Höhenrücken dazwischen bestanden haben, das dann durch seitliche Erosion weiter verebnet wurde. An die Möglichkeit der flächenhaften Abspülung wird man ja auch denken; aber auch diese wird einzelne Rinnen, wenn auch ein sehr dichtes Netz von solchen, schaffen, die dann rascher als bei normaler Erosion zur Erosionsebene zusammenwachsen werden. Später flossen noch die Gewässer, die den geröllfreien Hauptbuntsandstein ablagerten, darüber hinweg. Die Entstehung dieses Teiles der Abrasionsfläche haben wir demnach in den unteren und mittleren Hauptbuntsandstein zu verlegen. Die Entstehung der Abrasionsfläche des südöstlichen Schwarzwaldes, SO der Linie Bonndorf—Säckingen, auf der der obere Buntsandstein übergreift, muß der Erosionskraft der Gewässer des Hauptkonglomerates zugeschrieben werden.

II. Der linksrheinische Hauptbuntsandstein.

a) Erweiterung des Ablagerungsraumes (Transgression).

Die französische Geologie gliedert seit Voltz und E. de Beaumont den Sandstein der Vogesen in 2 Hauptabteilungen, den unserem Hauptbuntsandstein entsprechenden *Vogesen-sandstein* (*grès de Vosges*) und den unserem oberen Buntsandstein entsprechenden *Buntsandstein* (*grès bigarré*); sie

beschränkt also den Namen Buntsandstein auf die obere Abteilung¹.

Unterer Buntsandstein im Sinne der rechtsrheinischen Gliederung fehlt südlich von Wangenburg auf der Nordseite des Schneeberges ab nach S und SW. Hier greift also der Vogesensandstein über diesen auf älteres Gebirge (Perm, Karbon, metamorphe Schiefer, Granit und Gneis) über. Ein scharfer Abschluß des grès bigarré nach unten wurde erst erreicht, nachdem Benecke das Hauptkonglomerat als durchgehenden Horizont erkannt hatte.

Rotliegend-ähnliche Übergangsschichten, die an der Basis häufig vorkommen, nach E. Kraus in 8—20 m Mächtigkeit, rechnen wir dabei schon zum mittleren Buntsandstein, wie wohl manche darin auch Vertreter des unteren Buntsandsteins oder gar Zechsteins sehen. Der tiefste Teil entwickelt sich so allmählich aus dem Rotliegenden, daß jeder sichere Anhaltspunkt zu einer bestimmten Zuweisung fehlt und die Auffassung als tiefstes Glied des sm nichts weiter ist als eine Analogie zu entfernteren Nachbargebieten². So beginnt z. B. der Buntsandstein in der Umgebung von Rappoltsweiler über dem Dolomit des Rotliegenden mit Arkosen, welche allmählich nach oben ihren Feldspatgehalt verlieren und in reinen Quarzsandstein übergehen³. Solche Bildungen betrachtet Benecke, sofern sie auf kristallinen Gebirgen auftreten, als „Resultat des ersten Anpralles des Buntsandsteinmeeres an die von Rotliegendem nicht bedeckten Kuppen der Granite, Gneise usw.“. Nach E. Kraus bauen sich diese Übergangsschichten „zunächst einzig und allein aus dem umgearbeiteten Rotliegenden der Nachbarschaft“ auf. Auch er deutet

¹ Der Name grès de Vosges stammt von Voltz; E. de Beaumont rechnete diesen Sandstein noch zum Rotliegenden bzw. Perm; und zwar soll er wegen der Dolomithorizonte an der unteren und oberen Grenze den Zechstein vertreten. Vogesensandstein und grès bigarré sollen durch einen scharfen Schnitt, mit dem die Trias beginne, getrennt sein. Der Name Hauptbuntsandstein stammt von Gumbel, der den Vogesensandstein der Pfalz wegen seiner auf 400—500 m anschwellenden Mächtigkeit mit diesem Namen auszeichnete (Dufrenoy und E. de Beaumont, Mémoires, 1830, S. 40, 55, 56; Jacquot, Moselle, 1868, S. 132; Benecke, 1877, S. 513, 523, 537, 556).

² E. Kraus, 1925, S. 7.

³ van Werke, 1888, S. 186; über die Übergangsschichten siehe auch Daubrée, 1852, S. 97; Delbos, I, 1866, S. 214/215; Benecke, 1877, S. 545; Lepsius, 1875, S. 187/188.

„die Übergangsmasse vom Rotliegend-Schutt zum gesonderten Buntsandsteinschutt mit gerollten Kiesel“ als Strandablagerung¹. Die Auflagerung auf dem Rotliegenden erfolgt im allgemeinen konkordant in dem von mir früher definierten Sinne; in den französischen Vogesen kann aber nach Vélain die Oberfläche des Rotliegenden unter den Buntsandstein auch ausgefurcht sein².

Die genaue Abgrenzung des Rotliegenden gegen den Buntsandstein begegnet also linksrheinisch den gleichen Schwierigkeiten wie rechtsrheinisch. Als allgemeiner Grundsatz gilt hüben wie drüben, was E. de Beaumont hervorhebt: „Le grès rouge ne contient dans les Vosges que des débris de roches du voisinage, qui varient d'une localité à l'autre, tandis que le grès de Vosges se compose de matériaux d'une nature uniforme et charriés de très loin. Il s'est étendu sur une beaucoup plus grande surface que le grès rouge et a été produit par une cause agissant beaucoup plus en grand. Il dépasse considérablement les bords de bassins, ou se sont formés le terrain houiller et le grès rouge, et lui-même il s'appuie le plus souvent sur des terrains plus anciens“³. Für die geologische Praxis empfiehlt Benecke — der rechtsrheinischen im Schwarzwaldgebiet entsprechend —, das Rotliegende mit den Karneoldolomiten abzuschließen, von denen er das Vorkommen am Fuße der Hohkönigsburg, des Labatteux, Voyemont und La Freize besonders hervorhebt⁴. Kraus bestätigt indessen für den lothringischen Buntsandstein, was schon andere früher betonten, „daß die Dolomitbänke des Rotliegenden gar nicht regelmäßig und niveaunkonstant genug entwickelt“ sind, „als daß sie für die Perm-Trias-Grenze verwendet werden könnten“. „Sie liegen auch hier wie in der weiteren Umgebung in dem petrographisch gegenüber dem Buntsandstein im ganzen wohl charakterisierten Rotliegenden.“ Man wird also doch wohl — wie entsprechend im Schwarzwald — bei manchen dieser Übergangsbildungen auch die Möglichkeit der Zugehörigkeit zum Zechstein, etwa als terrestrisches Äquivalent des marinen Zechsteins, in Betracht zu ziehen haben.

¹ E. Kraus, 1925, S. 27.

² Strigel, 1922, S. 20; Lepsius, 1877, S. 415; wird durch ein Diagramm veranschaulicht.

³ Dufrenoy und E. de Beaumont, Explicat. Tome I, S. 412;

⁴ Benecke, 1877, S. 543; siehe besonders die Beschreibung des felsbildenden Karneoldolomits vom Labatteux.

Vom Kamme Donon-Schneeberg senkt sich der Buntsandstein in nordwestlicher Richtung als breite Tafel nach dem lothringischen Stufenlande zu und taucht dann etwa an der Linie Alberschweiler—Pfalzburg unter den Muschelkalk unter. In einem schmalen Streifen setzt sich zwischen Pfalzburg und Zabern die Tafel nach N fort und verbreitert sich dann wieder stark nach der Südpfalz zu. Andererseits setzt sich die Tafel nach SW fort und umhüllt hier in den Sandsteinvogesen als immer dünner werdender Mantel die Rückseite der kristallinen Vogesen, der im SW von Epinal aus einen bis über die Saone hinausgreifenden Lappen nach W ausbreitet¹. Ein schmaler Saum um den Südfuß der Vogesen weist auf die Verbindung mit dem Buntsandstein der Schopfheimer Triasbucht am Südrande des Schwarzwaldes hin. In den Hochvogesen ist die Sandsteindecke nur noch in einzelnen, dem Sockel des älteren Gebirges in Form von Kuppen aufgesetzten Resten erhalten, die sich nach van Werveke (1913, S. 17) nahezu ausschließlich aus Vogesensandstein aufbauen, der meist durch eine Hauptkonglomeratdecke geschützt ist (u. a. Climont, Ungersberg, Tänchel, Königstuhl, Hohnack, Le Haut du roc bei Saulxures). In den südlichen Vogesen ist nach van Werveke nur ein kleiner Rest im französischen Anteil, am Balon de Servance, bekannt. Diese Reste liefern den Nachweis der einstmaligen vollständigen Überdeckung der Vogesen mit Buntsandstein. Ihnen gesellen sich dann noch die abgesunkenen Schollen in den Rheintalvorbergen hinzu, von denen die Scholle im Bruchfeld von Gebweiler die bedeutendste ist. Die Buntsandsteinreste der Hochvogesen sind, abgesehen vom Climont, auf den östlichen Teil beschränkt, was van Werveke mit Verwerfungen in Verbindung bringt, „durch welche der westliche Teil höher herausgehoben ist, der Abwaschung also stärker ausgesetzt war als jener“².

In den Westvogesen zieht sich die Zone des Vogesensandsteins von Cirey und Badonviller über Baccarat und Raon l'Etape (Tal der Meurthe) gegen Rambervillers und Bruyères (Tal der Mortagne), gegen Remiremont (Tal der Mosel) und Plombières. Östlich der Linie Luxeuil—Lure—Grange (WSW Belfort) fortstreichend erreicht der Vogesensandstein den Südrand der Vogesen und die Karbon-Permulde von Ronchamp, wo er in ein-

¹ van Werveke, 1918, Tafel II.

² van Werveke, 1913, S. 17.

zelenen Resten auf Kristallinen, auf Kulm oder Rotliegendem lagert¹. Van Werveke hat die Westgrenze des Vogesensandsteins und Buntsandsteins überhaupt festzustellen versucht. Nach ihm wurde in dem südwestlichsten der in der Gegend von Pont-à-Mousson zur Aufsuchung von Kohle abgeteufte Bohrloch „oberer Buntsandstein (wahrscheinlich einschließlich Muschelsandstein) in einer Mächtigkeit von 66 m durchfahren, Vogesensandstein in einer Mächtigkeit von 176 m. Die Westgrenze des letzteren muß also westlicher liegen“. „Der Vogesensandstein dürfte etwa mitwegs Bar-le-Duc und Commercy reichen“. Das wäre also ein Punkt westlich der Maas, WNW von Toul². Er gibt weiter an, daß im Bohrloch von Giroucourt (Dép. des Vosges) 54 m grès bigarre und 108 m Vogesensandstein, in dem wenig südlicher gelegenen Bohrloch bei Aulnois (Dép. des Vosges — wenig O der Maas, WNW Epinal) aber nur 37 m Grès bigarré und 16 m Grès des Vosges erbohrt seien, und bemerkt dazu, daß man nach seinen Erfahrungen aber sicher annehmen könne, daß diese letzteren Schichten nicht dem eigentlichen Vogesensandstein angehören, sondern „entweder konglomeratistische Zwischenschichten oder im günstigsten Falle Hauptkonglomerat darstellen. Letzteres rechne ich bereits zum oberen Buntsandstein. Der Rand des Vogesensandsteins muß also wenig nördlich von Aulnois durchziehen“³. Stellen wir aber, was im Interesse der Einheitlichkeit der Gliederung beiderseits des Rheins geboten erscheint, das Hauptkonglomerat zur mittleren Abteilung, so würde wahrscheinlich die Grenze der mittleren Abteilung über den Bohrpunkt von Aulnois hinausverrückt und zwar jedenfalls nach W in der Richtung gegen die Maas, nicht nach S.

Die geologische Spezialkarte von Frankreich (Carte géol. de France détaillée 1 : 80 000) zeigt, daß auch im S von Blatt Epinal moselaufwärts der Vogesensandstein nach S mehr und mehr zusammenschrumpft und schließlich bei Remiremont nur noch ein schmales Band zwischen Gneis und Grès bigarré bildet, wie auch südwestlich davon bei Plombières. Nach der

¹ Bei Lure in den Südwest-Vogesen angeblich 21 m Hauptkonglomerat (E. Kraus, ebenda, 1925, S. 42).

² van Werveke, 1910 a, S. 41; auch 1908 a, S. 359.

³ van Werveke, 1910 a, S. 40; weitere für die Grenze wichtige Bohrungen siehe bei van Werveke, 1916, S. 176.

Notice explicative (Blätter von Epinal und Kolmar) ist er zu einem schmalen Bande von Geröllen von nur 0,20 m Dicke vermindert¹. Im äußersten Osten des Plateaus von Olichamp keilt nach Lié-tard (1888, S. 53) auch diese Gerölllage noch aus.

Bei La Hutte, 1 Meile OSO von Darney (Dép. Vosges, NO Monthureux) scheint nach Dufrenoy und Beaumont (Mémoires, S. 380) der Grès bigarré unmittelbar den Granit zu bedecken; ebenso lagert er SW von Monthureux, bei Chatillon sur Saône, direkt auf Granit (Thirria, 1833). Die geologische Karte des Dép. Haute-Saône von Thirria zeigt mehrfach in der Umgebung von Fontenoy-le-Chateau Übergreifen des grès bigarré auf Granit.

So kann man sagen, daß im Quellgebiet der Saône bei Monthureux der Vogesensandstein sein Ende erreicht². Damit stimmt die Angabe Noëls überein, daß Vogesensandstein auf dem Plateau des Mts. Faucilles nur durch das obere Konglomerat vertreten sei, sowie diejenige de Billy's, daß er sich nach W verschwäche, um unter dem grès bigarré in der Gegend 30 km westlich und südlich Epinal ganz auszukeilen³.

„Ob die geröllführenden Schichten wirklich dem „„oberen Konglomerat““ = Hauptkonglomerat oder konglomeratisch ausgebildeten Zwischenschichten angehören“, vermag van Werveke aus der Literatur nicht zu entscheiden. Er dehnt dieses auch auf die am Südhang des Gebirges von den französischen Geologen als Vogesensandstein angesprochenen Schichten, die nach seiner Auffassung⁴ der Gliederung des Buntsandsteins in keinem der beiden Fälle dem Vogesensandstein angehören, aus. „Dieser ist ausgekeilt und oberer Buntsandstein greift unmittelbar auf den kristallinen Kern des Gebirges über“⁵.

Noch weiter nach SW verschwinden auch oberer Buntsandstein und Muschelkalk. Bei der kleinen Granitinsel, 20 km südöstlich von Langres bei Bussièrès-les-Belmont, lagern die unteren bunten Mergel des Keupers auf Granit auf⁶.

¹ Auch Dufrenoy und E. de Beaumont, Mémoire, 1830, S. 380; van Werveke, 1918, S. 9; die Stelle liegt etwa 4,5 km südwestlich Remiremont.

² Siehe auch Lepsius, Geol. Deutschl. I, S. 422.

³ Noël, 1905, S. 70; Kraus, 1925, Anmerk., S. 27.

⁴ van Werveke, 1910 a, S. 40.

⁵ van Werveke, 1918, S. 9.

⁶ van Werveke, 1910 a, S. 41; Lepsius, Geol. Deutschl. I, S. 422.

Wie weit reicht der mittlere Buntsandstein am Südrande der Vogesen? Nach van Werveke ist in Aue bei Senthem, am Ausgange des Dollertales, der Vogesensandstein auf 25 m zusammengeschmolzen. Südlich von Aue, auf französischem Gebiet, findet eine weitere Abnahme des mittleren Buntsandsteins statt. Bei Frédérique Fontaine, südlich von Ronchamp, ist nach einem Profile Mieg's der geröllfreie mittlere Buntsandstein auf 3 m zusammengeschrunpft, und das Hauptkonglomerat in einer Mächtigkeit von 21 m liegt dem oberen Rotliegenden nahezu unmittelbar auf. „Im Profil des Schachtes Arthur werden Vogesensandstein und Hauptkonglomerat zusammen (Grès Vosgien avec nombreux galets de quartz) von Mieg zu 20 m angegeben“¹. Da van Werveke die als Vogesensandstein bezeichneten Schichten dem Hauptkonglomerat oder den Zwischenschichten zurechnet und auch noch das Hauptkonglomerat zum oberen Buntsandstein zieht, so würde hier letzterer nach seiner Auffassung direkt auf das obere Rotliegende übergreifen und würde der Rand des Vogesensandsteins den südlichen Teil der Vogesen durchschneiden, um dann in westöstlicher Richtung nach dem südlichen Teile des Schwarzwaldes überzugreifen.

Nach C. Schmidt besteht der am Südfuße der Vogesen in der Gegend von Belfort weitverbreitete Buntsandstein hier noch aus den beiden Abteilungen: Grès bigarré, Voltziensandstein = Oberem Buntsandstein, und Grès vosgien, Hauptbuntsandstein = Mittlerem Buntsandstein, und zwar wird für den Grès bigarré die Mächtigkeit von 30 m, für den Grès vosgien dieselbe von 12 bis 18 m angegeben². In der Bohrung von Buix bei Puntrut ergab sich nach der Deutung von C. Schmidt 28 m so; 23 m sm; die Grenze war allerdings keine scharfe; sie wurde an die Basis der vorherrschend dünnplattigen tonigen Sandsteine gelegt (ebenda). Das Konglomerat aus Quarzitzeröllen nahe der Basis rechnet Schmidt also im Gegensatz zu van Werveke noch zum mittleren Buntsandstein, und zwar zum „Unteren Konglomerat“, dem „Grundkonglomerat des Hauptbuntsandsteins“. Wenn man mit C. Schmidt mittleren Buntsandstein annimmt, rückt die Südgrenze der mittleren Abteilung über den Südrand der Vogesen hinaus in den nördlichsten Schweizerjura hinein. Da im Bohrprofil von Buix die charakteristischen Schichten

¹ van Werveke, 1908 b, S. 227; Mieg, Bull. soc. géol. de Fr., sér. III, tome 25, 2, 1897, S. 1007.

² C. Schmidt, 1919, S. 1.

Karneolbank, Zwischenschichten und Hauptkonglomerat fehlen, ist die Grenzziehung allerdings nicht ganz ohne Willkür. Weil mir aber konglomeratistische Entwicklung des oberen Buntsandsteins am südlichen Beckenrande nicht wahrscheinlich ist, möchte ich mich in der Abgrenzung des sm der Auffassung C. Schmidt's anschließen. Aus einer Bohrung bei Foulain, über die ich sonst nichts näheres in Erfahrung bringen konnte, schließt van Werveke, daß der Rand des Vogesensandsteins, in seinem Sinne genommen, aus der westöstlichen Richtung westlich Remiremont gegen N umbiegen müsse¹. Nach unserer Grenzziehung dürfte die Umbiegung weiter südlich, etwa zwischen Montbéliard und Chaux de Fonds, stattfinden, eine Umbiegung, wie ich vermute aus der SW—NO-Richtung in die NW-Richtung. So dürfte folgende Linie, die E. Kraus als äußerste Verbreitungsgrenze des Vogesensandsteins bezeichnet, annähernd das Richtige treffen: „Sie zieht etwa aus der Gegend W der Maas im W von Toul über die SO-Ecke von Blatt Mirecourt 1 : 80 000, die NO-Ecke von Blatt Langres, die Schlucht von Ollichamp (im S von Blatt Epinal; nach Ch. Vélain, 1913) und über Lure nach der Gegend S. Montbéliard. Sie läuft also im großen ganzen NNW—SSO“².

Die Westgrenze des Vogesensandsteins greift demnach über die Vogesen nach W hinaus, wie auch die Ostgrenze des Hauptbuntsandsteins im Schwarzwalde über diesen nach O. Während aber die Südgrenze teilweise dem Schwarzwalde selbst angehört, scheint sie auf der anderen Seite des Rheins ganz außerhalb der Vogesen durch die Burgundische Pforte oder den nördlichsten Jura zu verlaufen.

Die Tafel des nordelsässisch-lothringischen Buntsandsteins entzieht sich durch Untertauchen unter die jüngere Trias des lothringischen Stufenlandes der Beobachtung. Im südpfälzischen Sattel erhebt sich aber die nordöstliche Fortsetzung, der Buntsandstein des Pfälzerwaldes, wieder zu größerer Höhe, so daß in tieferen Taleinschnitten sogar sein Liegendes zum Vorschein kommt. In der Pfälzer Mulde, der Ausflachung der größeren Lothringer Mulde nach NO hin, senkt er sich wieder, streicht aber in zusammenhängendem Zuge um den nordöstlichen Rand der Mulde herum aus.

¹ van Werveke, 1910 a, S. 40/41.

² E. Kraus, 1925, S. 30.

Der NW-Flügel dieser Mulde ist zugleich der SO-Rand des Saarbrücker Kohlensattels bzw. Lothringischen Hauptsattels. Bei Saarbrücken erreicht der Buntsandstein wieder die Saar, die er nördlich des Donon verlassen hatte. Dem Saarbrücker Sattel ist die Buntsandsteintafel in 10 km Breite vorgelagert; sie umhüllt dann den Südwestrand des Sattels, hier die bis 16 km breite Ebene von Kreuzwald zusammensetzend, und nimmt auch noch am Nordost-Flügel bzw. an der Bildung der anschließenden Mulde in einzelnen Resten teil bis zur Prims (Blätter Losheim, Wadern usw.), um dann aber vor dem nordöstlich aufsteigenden Hunsrück zu verschwinden.

Wir haben in der Umrandung des Saarbrücker Kohlen-Rotliegend-Sattels hauptsächlich mittleren Buntsandstein. In einzelnen Schollen greift dieser sowohl von SO als von SW über das Kohlengebirge über, die bezeugen, daß der Vogesensandstein ursprünglich das ganze Kohlengebirge überdeckte¹. Der Buntsandstein der Kreuzwalder Ebene taucht nach W und SW unter die jüngere Trias von Lothringen unter, wobei natürlich auch der obere Buntsandstein zum Ausstrich gelangt.

Von Saarbrücken abwärts begleitet Buntsandstein die Saar bis Rehlingen und Beckingen und, nach kurzem Versinken an Verwerfungen², wieder von Merzig bis Mettlach. Hier stößt er auf die äußersten südwestlichen Ausläufer des Hunsrück-Devons. In schmalen Streifen, ininigem Abstand die Saar auf der linken Seite begleitend, umrandet er dann zwischen Devon einerseits und Muschelkalk andererseits den Hunsrück im W. Zu breiterer Entfaltung gelangt er in der Triasbucht von Trier, die sich zwischen Hunsrück, Eifel und Ardennen einschiebt. Besonders folgt er der Kyll aufwärts bis Philippheim, Kyllburg und St. Thomas. Auf der linken Kyllseite geht er bis in die Nähe des Mosenberges bei Manderscheid. Auf der rechten dehnt er sich aus bis in die Gegend von Huseid, um dann als mehr oder weniger breites Band die Eifel und die Ardennen zu umranden. Längs der Sauer greift er sodann am NW-Rande der Triererbucht um den S-Rand der Ardennen nach W herum. Als äußersten Vorposten treffen wir am Nordrande der Eifel zwischen Aachen und Bonn den Buntsandstein der Triasscholle von

¹ van Werveke, 1906, S. 132.

² Zwischen Beckingen und Merzig tritt er an der Sohle des Saartales noch zutage (Staesche, 1927, S. 57).

Commern, der gerade wegen seiner exponierten Lage das höchste paläogeographische Interesse erweckt.

Die heutige westliche Verbreitungsgrenze gegen die jüngere lothringische Trias hat als Linie des Untertauchens unter Tag natürlich mit der ursprünglichen Ablagerungsgrenze nichts zu tun. Diese haben wir weiter westlich zu suchen. Die Mächtigkeitsreduktion in südwestlicher Richtung, gegen Pont-à-Mousson und Nancy, von der wir im Kapitel Mächtigkeit Näheres hören werden, zeigt die Nähe der ursprünglichen Beckengrenze an. Da die Schichtenfolge im Sandstein mit der mittleren Abteilung beginnt, haben wir es nur mit der Verbreitung des Vogesensandsteines zunächst zu tun¹. Nördlich von Saarbrücken zwischen Merzig und Mettlach schrumpft dieser stark zusammen und keilt stellenweise zwischen Devon bzw. Rotliegendem und oberem Buntsandstein aus. Westlich davon, im Moseltal bei Sierck, bedeckt oberer Buntsandstein unmittelbar nebst unterem und mittleren Muschelkalk die inselbergartig aufragenden und die Trias-sedimente durchragenden Klippen von devonischen Quarziten². Um eine ostwestlich ziehende Verbreitungsgrenze, etwa eine nördliche Beckenrandlinie, kann es sich hierbei nicht handeln, da der Vogesensandstein gegen N zu wieder anschwillt, auch kaum um einen N—S verlaufenden westlichen Beckenrand, da, wie wir von Werveke entnehmen, bei Mondorf (etwa 10 km nordwestlich Sierck) noch Vogesensandstein in ziemlicher Mächtigkeit vorhanden sein muß. Die im Bohrloch von Mondorf angetroffenen Sandsteine nämlich sind zu mächtig (264,28 m), als daß nur Muschelsandstein und oberer Buntsandstein in Betracht kommen könnten³. Es bleiben dann nur noch zwei Möglichkeiten: Entweder ist das Auskeilen auf örtliche Aufragungen des Taunusquarzites zurückzuführen und steht überhaupt mit keinem Beckenrande in Beziehung, oder die Riffe stellen die letzten Ausläufer eines Quarzitrückens vom Hunsrück dar, der spornartig als Hochgebietskeil in das Ablagerungsbecken des Vogesensandsteins vorsprang. Im letzteren Falle käme der Trierer Sandsteinbucht ein hohes Alter zu; sie hätte schon im Vogesensandstein bestanden, gewissermaßen als neue, aber erweiterte Auflage der im oberen Rotliegenden vorhandenen Wittlicher Senke. Sowohl

¹ Siehe Leppla, 1924, S. 40.

² van Werveke, 1906, S. 21; Profil S. 132 und 138.

³ van Werveke, 1910 a, S. 38.

van Werveke als Leppla neigen dieser Ansicht zu, denn ersterer spricht davon, daß im Vogesensandstein der Hunsrück sich immer noch als Keil zwischen der Trierer Bucht und dem Becken von Saarbrücken zwischenschob, weil bei Serrig an der Saar die Konglomerate, die hier dem obersten Vogesensandstein, vielleicht auch den Zwischenschichten angehören sollen, „eine nahe Küste erkennen lassen“; und auch Leppla nimmt an: „Wie der Quarzit des Hochwaldes rückenförmig in das Meeresbecken des mittleren Buntsandsteins auf- und sogar durchragte, ebenso hat er auch im oberen Buntsandstein sich dessen Meerespiegel stets genähert“. Für die weiter nach O gegen den Rhein zu sich erstreckende Fastebene des Schiefergebirges hält er eine ehemalige Buntsandsteinbedeckung nicht für erwiesen¹.

Leppla gliedert den mittleren Sandstein am Südrande des Schiefergebirges in zwei Abteilungen, eine untere von meist geröllführenden Sandsteinen und eine obere von helleren Sandsteinen. Der untere Sandstein, „der linkssaarig von Saarbrücken ab bis Saarlouis über Tag verfolgt werden kann, taucht hier unter die Talsohle und verschwindet dann nach N für immer“. Er vermutet, „daß er an dem in der jüngeren Permzeit vorhandenen Hochgebirgsrücken Düppenweiler—Alzingen bei Busendorf im S sein Ende findet. Die saarabwärts links der Mosel auf den devonischen Falten ruhenden hellen Sandsteine gehören samt und sonders der oberen Reihe des mittleren Buntsandsteins an“². Das Becken des unteren mittleren Buntsandsteins hätte darnach an einer dem heutigen Südrande des Hunsrücks annähernd parallelen, aber etwas südlicher verlaufenden Linie sein Ende gefunden. Die Trierer Bucht hätte sich also wohl erst im oberen Vogesensandstein gebildet. Allgemein bemerkt Leppla, daß ihm der Nachweis gelungen sei, „daß von den verschiedenen Stufen des Buntsandsteines am Südrande des Schiefergebirges die ältere von der nächst jüngeren in westlicher Richtung durch übergreifende Lagerung zugedeckt wurde“, was er durch mähliche Senkung des alten Rumpfgebir-

¹ van Werveke, 1910 a, S. 38; Leppla, 1924, S. 48 und 41.

² Leppla, 1924, S. 41; siehe auch über das Auskeilen von sm_1 vor sm_2 , van Werveke, 1906, S. 138. van Werveke vermutet, daß der genannte Klippenzug Busendorf—Düppenweiler einen nordöstlichen Vorsprung vom Westrande des Buntsandsteinbeckens darstelle (1911, S. 112).

ges erklärt, durch die nach W zu immer größere Flächen unter den Meeresspiegel gebracht worden seien. Das würde auf einen im großen und ganzen N—S gerichteten Verlauf eines sich immer weiter westlich verschiebenden Hauptbeckenrandes schließen lassen. Das muß aber doch wohl im sm_1 noch anders gewesen sein, wenn der begrenzende Klippenzug SW—NO verlief.

In der Triererbucht keilt der mittlere Buntsandstein nach Leppla innerhalb der westlichen Hälfte aus. Das Auskeilen soll sich in den obersten gelb- und hellrot gefärbten dünnsschichtigen Sandsteinen bei Sinspelt a. d. Enz vollziehen, von wo ab nach W er in der Unterlage der jüngeren Schichtenreihe fehlt. Van Werveke verfolgt das Auskeilen in seiner „ursprünglichen Umrandung der Trierer Bucht“ (1910) an der Hand der preußischen geologischen Spezialkarten: Auf Blatt Waxweiler ... geht der Vogesensandstein „nur noch in schmalen Streifen zwischen Devon und oberem Buntsandstein zutage. Auf dem südlich anstoßenden Blatt Oberweis fehlt er und auf Blatt Mettendorf ist er von Grebe nur an einer kleinen Stelle bei Sinspelt angegeben. Der obere Buntsandstein legt sich auf Devon auf. Das gleiche findet in Luxemburg am Rande des Öslings statt, und eine Bohrung in Longwy hat oberen Buntsandstein auf Devon nachgewiesen. Der Rand des Vogesensandsteins muß östlich liegen“ (S. 39). Die Westgrenze würde also in der Trierer Bucht etwas westlich der Prüm durchziehen. Später verfolgt er in der „Küstenbildung der Trias am Südrande der Ardennen“ wiederum dieselbe Grenze: „Der westlichste Punkt, an dem nach Blatt Waxweiler Vogesensandstein zutage tritt, ist Niederweidingen, 24,5 km von der Alzette entfernt. Ob das etwas näher gelegene Vorkommen bei Sinspelt mit Sicherheit in Betracht gezogen werden kann, ist zunächst zweifelhaft. An der Mosel steht Vogesensandstein bei Igel an. In Mondorf ist er durch 2 Bohrungen nachgewiesen“ (S. 175). Leppla gibt in den Erl. zu Blatt Waxweiler über die Grenze des Vogesensandsteins an, daß, „während im O des Blattgebietes und noch weiter östlich gegen die Kil zu der mittlere Buntsandstein regelmäßig die Trias einleitet und überall vorhanden ist“, „er bereits im Bereiche des Blattes Waxweiler und öfters noch weiter nach W zu fehlen“ beginne und oberer Buntsandstein sich unmittelbar auf das Schiefergebirge lege, „wie das bereits auf der Karte, westlich von Plüscheld, dann südlich von Weidingen gekennzeichnet ist“ (S. 17).

So bekämen wir einen im großen und ganzen N—S gerichteten Verlauf der Grenzlinie. Sie würde etwa südlich Verdun die Maas überschreiten, dann östlich an Longwy vorbei durch Luxemburg, zwischen Ur und Prüm, sich nach N erstrecken (siehe die Karte).

Conditio sine qua non für eine richtige Grenzziehung ist natürlich eine brauchbare stratigraphische Grenze zwischen mittlerem und oberem Buntsandstein. Bennecke läßt (1877, S. 679) den Vogesensandstein erheblich weiter nach W reichen, noch bis Redingen, da er die hier entwickelten Konglomerate und groben Sandsteine noch dazu rechnete, im Gegensatz zu Weiß, der letztere schon zum oberen Buntsandstein stellte. Van Werveke zog, nachdem er bei Sinspelt die Auflagerung von dolomitführenden Zwischenschichten (violette und bunte Mergel mit Dolomitknauern und Gerölleinschaltungen) auf dem Devon nachgewiesen und der Dolomitzone anderer Gegenden an der Basis des „so“ gleichgestellt hatte, die konglomeratischen Sandsteine am Rande der luxemburgischen Ardennen zum oberen Buntsandstein (Zwischenschichtenkonglomerate)¹.

Zu einer anderen Grenze, einer west-östlichen, südlich der Attert, die dann später bis zum Rande der heutigen Ardennen vorgeschoben worden sein soll, gelangt Goetz, dadurch daß er die in Longwy erbohrten Konglomerate in den mittleren Sandstein stellt, was von van Werveke zwar als unrichtig abgelehnt wird².

Karneole kommen hier an der Grenze sm/so nicht vor, nur Dolomite. Die Grenze kann im nördlichen Teil der Trierer Bucht noch weniger scharf sein als im südlichen, wenn auch noch die weißen Kiesel und Dolomitknauer gänzlich fehlen. Hier läßt H. Grebe dann die obere Abteilung mit den feinkörnigen glimmerreichen Sandsteinen beginnen, an deren Basis meist Bänke von bläulicher bis violetter Färbung auftreten³.

Am Nordrande der Eifel, in der Triasmulde von Commern, hat Blankenhorn ebenfalls noch 100—120 m Hauptbuntsandstein mit groben Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen unter dem oberen Buntsandstein unterschieden, indem er hier die Grenze in Dolomitknauer und Gerölle führende 10 m mäch-

¹ van Werveke, 1916, S. 170; auch 1886.

² C. Goetz, 1914, S. 345; van Werveke, 1916, S. 153.

³ H. Grebe, 1883, S. 467.

tige „gemischte Schichten“ legte, die ähnlich den „Zwischenschichten“ Beneckes entwickelt sind¹.

van Werveke schließt daraus, daß sich z. Zt. des Vogesensandsteins die Bucht von Trier ganz bedeutend erweiterte, namentlich gegen Norden, und daß in dieser Richtung anscheinend schon die Verbindung mit der Commerner Bucht hergestellt wurde². Es würde für diese Erweiterung wohl die Zeit des oberen Hauptbuntsandsteins in Betracht kommen. Der Rand des Vogesensandsteinbeckens soll am Nordrande der Eifel wahrscheinlich „nur wenig westlich von der Commerner Bucht, jedenfalls östlich vom oberen Buntsandstein von Malmedy“³ liegen. Die Grenze würde weniger bestimmt, wenn die bis 270 m mächtigen Konglomerate und Sandsteine von Malmedy-Stavelot, die van Werveke zum oberen Buntsandstein zieht (1916, S. 171), noch zum Perm zu rechnen wären, was mit anderen auch Leppla (1924, S. 41) für weit wahrscheinlicher hält.

Leppla betont, daß die starken Konglomerate in den Sandsteinen der Eifel „in ihrer schüttigen Form wieder auf ein nahes Randgebirge des Unterdevons“ weisen. Die Trierer Bucht soll nach ihm „ihre nördliche Ausgestaltung zur Eifel“ erst im oberen Buntsandstein erhalten haben (1924, S. 48). Eine nähere Begründung seiner abweichenden Auffassung gibt er nicht.

Über den Gesamtverlauf der Westgrenze des Hauptbuntsandsteins läßt sich demnach zusammenfassend etwa folgendes sagen: Aus der Gegend S. Montbéliard zieht sie nordwestlich bis zur Gegend W Toul, westlich der Maas; von hier scheint sie sich gegen Schluß des Vogesensandsteins nach NNO gewendet zu haben bis östlich von Longwy und, Luxemburg durchquerend, zur Trierer Bucht zwischen Ur und Prüm. Von da ab bleibt der Verlauf ungewiß. Die Nordgrenze des unteren Vogesensandsteins scheint südlicher verlaufen zu sein in einigem Abstand vom heutigen Rheinischen Schiefergebirge, etwa aus der Gegend von Metz nordöstlich über Busendorf—Düppenweiler. Für diese Zeit läßt sich noch mit ziemlicher Sicherheit eine Nordwestgrenze vermuten, die zur SO-Grenze am Südrande des Schwarzwaldes parallel verlief. Im oberen Vogesensandstein trat aber eine bedeutende Bek-

¹ M. Blankenhorn, 1885.

² van Werveke, 1910 a, S. 38.

³ van Werveke, ebenda, S. 39.

kenerweiterung ein; weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges, die vorher Hochgebiet gewesen waren, wurden von Ablagerungen zugedeckt, vielleicht sogar die ganze Eifel bis zum Nordrande, ohne daß sich aber die Grenze im einzelnen ganz scharf verfolgen läßt. Nur der Hunsrück scheint ganz oder in einzelnen Klippen noch inselbergartig aufgeragt zu haben. Die Ardennen blieben Hochgebiet.

Von den Ardennen ab nach S muß westlich der Maas und dann der Mosel ein Gebirgsrücken sich hingezogen haben, der das Becken des Vogesensandsteins nach W begrenzte und die Verbindung zwischen Ardennen und dem südöstlichen, sog. vindelicischen Gebirgsrande herstellte. Wir bezeichnen diese Gebirgsschwelle als die gallische.

Gegenüber dem Becken des unteren Buntsandsteins trat also im Hauptbuntsandstein eine ganz bedeutende Erweiterung ein (siehe die Karte der Verbreitungsgrenzen).

b) Mächtigkeit des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins.

Gesamtmächtigkeiten zwischen 300 und 400 m erreicht der Hauptbuntsandstein im Unterelsass zwischen Pfalzburg und der pfälzischen Grenze, dann im Pfälzerwald und am Südrande des Saarbrücker Kohlsattels bei Forbach und Saarbrücken. Von Pfalzburg aus sinkt die Mächtigkeit gegen W und S bis zum schließlichen Auskeilen am West- und Südrande der Vogesen; ebenso aber auch von Saarbrücken nach W, besonders aber saarabwärts bis Trier und bis zum Ardennenrande.

Linksrheinisch können wir also von der Zone der höchsten Mächtigkeit aus nicht nur, wie rechts des Rheines, eine Mächtigkeitsverminderung nach S nachweisen, sondern auch eine solche nach W und NW. Das bedeutet, daß wir linksrheinisch nicht nur einen Südrand des Beckens feststellen können, sondern auch einen West- und Norwestrand. Wir wollen dies durch Einzelangaben belegen.

Im Unterelsaß bewegen sich die Mächtigkeitsbeträge, wie die nach den Erl. der geol. Spezialblätter angefertigte Tabelle zeigt, zwischen 360 und 410 m. Auf Blatt Buchweiler möchte van Werveke mit Rücksicht darauf, „daß die Mächtigkeit des mittleren Buntsandsteins vom Norden des Landes gegen Süden stetig abnimmt“ (Erl. S. 7), für sm_1 nur 160—180 m annehmen statt 180—200 auf den nördlichen Blättern; sm_2 erreicht 160 m, c_2

Bl. Freuden-
burg
130 m

Bl. Merzig
bis 0 m
abnehmend

Bl. Busen-
dorf
N 168 m
S 240 m

Bl. Lud-
weiler
200 bis
240 m

Bl. Saar-
brücken¹
bis 400 m

Bl. Lubeln Bl. St. Avold Bl. Saar-
SO 273 m 308 m bach gemünd
ca. 300 m über
383 m

Bl. Zweibrücken
295—340 m

Bl. Speyer
etwa 400 m

Bl. Bitsch Bl. Stürzelbronn Bl. Lembach Bl. Weißenburg

320 } $\begin{matrix} \text{sm}_2 & 180 \\ \text{min.} & \end{matrix}$ } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 15-20 \\ \text{sm}_2 & 160 \\ \text{min.} & \end{matrix}$ } 375—380 m } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 10-15 \\ \text{sm}_2 & 150-160 \\ \text{sm}_1 & 200 \end{matrix}$ } 360—375 m } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 10-15 \\ \text{sm}_2 & 170 \\ \text{sm}_1 & 230 \end{matrix}$ } 410—415 m

Bl. Diemeringen Bl. Saarensberg Bl. Niederbronn

mehrere 100 m 380 } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 0-12 \\ \text{sm}_2 & 170 \\ \text{min.} & \end{matrix}$ } $\begin{matrix} \text{sm}_2 & (170) \\ \text{sm}_1 & 180-200 \end{matrix}$ } 365—390 m

Bl. Buchweiler

335—357 m } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 15-17 \\ \text{sm}_2 & 160 \\ \text{sm}_1 & 160-180 \end{matrix}$

Bl. Pfalzburg

über } $\begin{matrix} \text{c}_2 & 20 \text{ m} \\ \text{sm}_2 & 130 \text{ m} \end{matrix}$ } 350 m } $\begin{matrix} \text{sm}_1 & \text{üb. } 200 \text{ m} \end{matrix}$

¹ Nach Staesche (1927,
S. 55) 250—400 m.

15—17 m; Summe 345—347 m, also schon 60 m weniger als bei Weißenburg. Auch auf Blatt Pfalzburg haben wir nach Schumacher nur noch etwas über 350 m.

Für das Haardtgebirge nimmt Thürach im Mittel 350 bis 380 m an (untere Abteilung im Mittel 200 m; obere 150—180 m). Für Blatt Speyer ergeben sich durch Addition der Grenzwerte der einzelnen Abteilungen 360—460 m, also im Mittel 410 m; für Blatt Zweibrücken durch Summierung der von Reis für die einzelnen Abteilungen angegebenen Zahlen (Trifelsschichten 75 bis 90 m; Rehbergsschichten 90—110 m; oberer Hauptbuntsandstein 130—140 m) insgesamt 295—340 m, also ein verhältnismäßig niedriger Wert¹.

Verfolgen wir den Wechsel der Mächtigkeit von den Nordvogesen nach S und W. Nach Bücking beträgt die Mächtigkeit des Hauptbuntsandsteins „bis zum Hauptkonglomerat“ am Schneeberg und am Mutzigfelsen etwa 340 m, am Kohlberg, östlich vom kleinen Donon, dagegen nur noch ungefähr 260 m². Das wäre auf die kurze Strecke vom Schneeberg bis zum Kohlberg (etwa 13 km) eine sehr starke Abnahme in SSW-Richtung, und erst recht für die noch kürzere vom Mutzigfelsen nach dem Kohlberg (etwa 6 km).

Brunzel konnte am Frésillonkopf zwischen Roter und Weißer Saar, wo der mittlere Buntsandstein von seinen untersten Schichten bis zum Hauptkonglomerat aufgeschlossen ist, dessen Mächtigkeit zu rund 260 m bestimmen, offenbar bis zum Hauptkonglomerat; den Kohlberg fand er 240 m über der Untergrenze des Buntsandsteins noch mit Hauptkonglomerat bedeckt³.

E. Kraus gibt ohne nähere Ortsbezeichnung für den lothringischen Vogesensandstein 210—260 m an. Nach der Abgrenzung seines Untersuchungsgebietes (1925, S. 1) dürfte etwa das Gebiet Sémonon-Donon-Cirey in Betracht kommen. Auf seinem Spezialprofil des Vogesensandsteins vom Rotliegenden bis zum Hauptkonglomerat von einem Rücken, der von P. 576 südöstlich gegen das Plainetal abfällt, zeigt der Vogesensandstein bis

¹ Thürach, 1884, S. 32. In Erl. Blatt Speyer, S. 11, wird die Gesamtmächtigkeit des Hauptbuntsandsteins übereinstimmend mit obigem Wert zu 400 m angegeben; demgegenüber erscheint die Angabe von 300 bis 350 m für die Gesamtmächtigkeit des Hauptbuntsandsteins in Erl., S. 13 zu gering.

² Bücking, 1889, S. 109.

³ Brunzel, 1898, S. 114; unterer Buntsandstein fehlt hier.

zum Hauptkonglomerat 107 m und einschließlich des letzteren 196 m. Das Profil soll zwar nach oben durch eine Verwerfung um 50—80 m reduziert sein; macht also wohl ohne Reduktion 220 bis 250 m bzw. 246—276 m. „Die Mächtigkeit im einzelnen scheint nach O und S anzusteigen“, bemerkt Kraus. Das Anschwellen nach O entspricht den sonstigen Beobachtungen, das nach S würde ihnen widersprechen, daher es auch von Kraus als scheinbar und „wenigstens gegen S., zum Teil tektonisch begründet“, angenommen wird (1925, S. 2).

van Werveke gibt in seiner Geologie der mittleren Vogesen für die deutsche Seite des Gebirges folgende Tabelle der Mächtigkeitsabnahme gegen S (1908, S. 226):

	sm ₁	sm ₂	Zus.
Elsässisch-bayerische Grenze	230	160—170	390—400
Gegend von Niederbronn	180—200	170	350—370
Gegend von Lützelstein		160	
Blatt Pfalzburg	über 200	130	330—350 ¹
Zwischen Donon und Schneeberg . .	150	110	260
Weilertal	180	60	240
Tänchel-Hohkönigsburg (Blätter Markkirch und Schlettstadt)	140	60	200
Königsstuhl (Blatt Rappoltsweiler) . .			180
Vorhöfe (Blatt Rappoltsweiler)			120
Hohnack (Blatt Winzenheim)			110
Oberlinger bei Gebweiler (Bl. Gebweiler)			125
Aue bei Sentheim	25		25

Die weitere Reduktion bis über den Südrand der Vogesen hinaus zur Gegend von Belfort (Vogesensandstein 12—18 m) und von Pruntrut (Vogesensandstein 23 m) wurde schon oben (S. 186) verfolgt.

Die Notice explicative des französischen Kartenblattes Lunéville-Straßburg (1 : 50 000) verzeichnet folgende Mächtigkeitssteigerung des Vogesensandsteins von S nach N: von 317 m im Tale der Meurthe, bei Menil-Flint, auf 380 m bei Raon-l'Etape (20 km Abstand); auf 415 m am Hauptgipfel des Mont Henry, 430 m am signal des Hautes Chaumes, endlich auf eine Höchstmächtigkeit von 500 m am Donon, ein Mittelwert, der angeblich lange beibehalten würde. Die Werte sind nur relativ brauchbar, da anscheinend nicht nur, wie ausdrücklich angegeben, die Zwi-

¹ Von mir ergänzt nach Erl. Blatt Pfalzburg.

schenschichten (45 m?) zum Vogesensandstein hinzugezogen sind, sondern auch noch große Teile des Perms¹.

Was über die Reduktion auf der Westseite der Vogesen an greifbaren Zahlenwerten bekannt ist, wurde schon oben (S. 184) zusammengestellt.

Blatt Saarbrücken gehört z. T. zum Gebiete der höchsten Mächtigkeit des Hauptbuntsandsteins. Die Bohrung am Stuhlsatzenhaus S Dudweiler traf die untere Grenze rund 400 m unter der Obergrenze desselben am Großen Bartenberg an²; und das Bohrloch von Groß-Blittersdorf, welches nahe der Obergrenze des Vogesensandsteins angesetzt ist, soll bei 383 m noch in dieser Abteilung stehen geblieben sein³. Da der obere Buntsandstein hier 15 m über der Hängebank beginnt, beträgt die Mächtigkeit des Hauptbuntsandsteins an dieser Stelle mehr als 398 m. Die Mächtigkeit wäre hier also sogar höher als östlich davon auf Blatt Zweibrücken (295—340 m)⁴.

¹ Ähnlich verhält es sich wohl mit den hohen Werten, die sich bei anderen französischen Autoren finden: z. B. Braconnier, 1883, S. 97: Vogesensandstein bei Raon les l'Eau 370 m; Liétard, Note sur le Trias etc. 1888, S. 45: bei der Bohrung von Ménil-Flint grès des Vosges 317 m; Bleicher, 1887, S. 32: Vogesensandstein in Lothringen bis 300 m; Noël, Note sur la faune etc. 1905, S. 72: Vogesensandstein bei Raon 400—500 m.

² van Werveke, 1906, S. 30 und 143; G. Meyer, 1888, S. 8 gibt sogar 440 m an.

³ G. Meyer, 1888, S. 8; K. Staesche, 1927, S. 56.

⁴ Da der Höhenunterschied der Buntsandsteinuntergrenze in Bohrlochern nördlich und südlich des sog. südlichen Hauptsprunges 255 m, die posttriadische Senkung des Südflügels nach Leppla nur 50—100 m beträgt, so nimmt K. Staesche (1927, S. 55) an, daß der Nordflügel des Sprunges sein südliches Vorland vor Ablagerung des Buntsandsteins um 155—205 m überragt habe. Aber selbst die Richtigkeit der nicht ganz sicheren Berechnung Lepplas vorausgesetzt, so scheint mir dies doch nicht erwiesen. Ein solcher Niveauunterschied hätte sich, sofern er nicht etwa später eingetreten wäre, in der Sedimentation des Oberrotliegenden auswirken und durch sie ausgleichen müssen, was offenbar nicht der Fall war; sind doch S des südlichen Hauptsprunges unter dem Buntsandstein mittlere Ottweiler Schichten nachgewiesen (Staesche, 1927, S. 54); er hätte ferner die Facies des Hauptbuntsandsteins in ganz anderer Weise beeinflussen müssen, als es tatsächlich der Fall zu sein scheint. Näherliegend würde mir dann die Annahme erscheinen, daß der Hauptsprung während der Sedimentation des Hauptbuntsandsteins wieder aktiv wurde und dadurch den beiderseitigen Mächtigkeitsunterschied hervorrief.

Gegen SW nimmt die Mächtigkeit ab. Im Gebiet zwischen St. Avold und Forbach, also am Südrande der Kreuzwalder Ebene, beträgt sie nach G. Meyer (a. a. O. S. 7) durchschnittlich 314 m, nach van Werveke in der Gegend von Forbach im Mittel 300 m, bei St. Avold 290 m¹. Auf Blatt Falkenberg, S St. Avold, ergab eine neuere Bohrung für den mittleren Buntsandstein 294 m. Am Westrande von Blatt St. Avold an der Grenze gegen Blatt Lubeln ergeben sich aus Bohrungen u. a. an der Porceletter Mühle und der Lage der Obergrenze in nächster Nähe 273 m bzw. 308 m². Am Nordrande der Kreuzwalder Ebene, also westlich bzw. nordwestlich Saarbrücken, ist die Mächtigkeit schon erheblich gesunken, im südwestlichen Teile des Blattes Busendorf auf 240 m und im nördlichen Teile sogar auf 168 m (Erl. St. Avold, S. 22; Erl. Busendorf, Profil S. 13 und Tabelle S. 16). Die Bohrversuche von Merten und Kreuzwald lassen auf eine Mächtigkeit von 190—240 m schließen³. S von Metz in der Gegend von Pont-à-Mousson ergaben die französischen Kohlenbohrungen zwischen 373 m und 242 m „Triassandstein“, wobei eine Abnahme vom Gebiet östlich der Mosel nach dem westlich der Mosel zu erkennen ist. Darin dürften mindestens 273 bis 142 m Vogesensandstein enthalten sein. Bei Brin a. d. Seille, in der Fortsetzung der Saargemünder Mulde, wurden 373 m (Min. 273 m Vogesensandstein) festgestellt⁴.

Das Zusammenschrumpfen bis zum schließlichen örtlichen Auskeilen saarabwärts nördlich Merzig und an der Mosel bei Sierck wurde schon oben besprochen (S. 189). Unterhalb Merzig nimmt die Mächtigkeit wieder zu. Von der weiteren stufenweisen Reduktion in NW-Richtung geben die von Leppla angenommenen Werte für die Mächtigkeit der unterhalb Saarlouis angeblich allein vorhandenen oberen Abteilung eine Vorstellung:

¹ van Werveke, 1906, S. 145; siehe auch Erl. Blatt St. Avold, S. 22 und Forbach, S. 10, auch Saarbrücken 1892, S. 54: Bohrung 6 bei Stieringen.

² Erl. St. Avold, S. 21; Erl. Lubeln, S. 4 schließen nur auf 243 m, was aber nach Erl. Blatt St. Avold irrtümlich ist.

³ Erl. Ludweiler, S. 15; siehe auch die ausführlichen Einzelangaben bei K. Staesche, 1927, S. 55/56.

⁴ Die franz. Bohrungen von Keßler hauptsächlich nach Sepulchre zusammengestellt: Keßler, Geol.-pal. Abhandlung, N. F., Bd. 13, 1914, S. 89; Staesche, 1927, S. 60.

unterhalb Merzig a. d. Saar	etwa 80 m
bei Trier	„ 120 m
an der Salm	100 m
bei Killburg	60 m
bei Wiersdorf a. d. Prüm .	30 m

An der Enz verschwindet der mittlere Buntsandstein dann gänzlich. Wir haben also eine erhebliche Verschwächung in der Richtung von SO nach NW. Die geringe Mächtigkeit bei Mettlach und Castel (unterhalb Merzig) ist auf das „rückenartige Emporragen des Taunusquarzites in das Buntsandsteinmeer“ zurückzuführen¹, wie das Wiederanschwellen weiter nördlich in der Trierer Bucht zeigt.

Grebe hatte schon festgestellt, daß der Vogesensandstein am Nordflügel der Trierer Triasmulde in seiner Mächtigkeit „bei weitem nicht so entwickelt vorkommt, wie an der unteren Kyll, Mosel und Saar, wo er 150—180 m mächtig zu Tage tritt. Oberhalb Kyllburg, wo er den Devonschichten auflagert, ist seine Mächtigkeit nur 60—70 m, weiter westlich bei Outscheid kaum mehr 30—40 m“². Reichlich hochgegriffen im Vergleich zu den Bestimmungen Lepplas und wohl durch abweichende stratigraphische Abgrenzung nach oben zu erklären, scheint aber die Angabe des gleichen Autors³, daß oberhalb Ehrang zu beiden Seiten der Kill der Vogesensandstein mit bis zu 200 m Mächtigkeit über den obersten Schichten des Oberrotliegenden hervortritt.

Überraschend ist der verhältnismäßig große Wert, den Blankenhorn bei Commern für die Mächtigkeit des Hauptbuntsandsteins (100—120 m) findet, da er gegen ein rasches Auskeilen in nördlicher Richtung von der Trierer Mulde aus spricht, oder, wenn man zwischen den beiden Vorkommen einen ursprünglichen Beckenrand annehmen wollte, einer solchen Annahme jedenfalls unbequem ist⁴.

¹ Leppla, 1924, S. 45.

² Grebe, 1883, S. 466.

³ Grebe, 1888, S. CVII.

⁴ Erl. Kilburg, S. 11: Mächtigkeit des sm bei St. Thomas und Maiberg mehr als 50 m, verschwächt sich gegen Westgrenze, da im Nims-tale oberhalb Sefferns weniger als 40 m. Auf Blatt Waxweiler (westl. Nachbarblatt) übersteigt sie nirgends mehr 30 m und beträgt meist nur 20—30 m.

c) Die Geröllhorizonte des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins.

1. Geröllhorizonte des Hauptbuntsandsteins in den Vogesen.

In Bezug auf Geröllführung stimmt der Hauptbuntsandstein der Vogesen und des Pfälzerwaldes mit dem rechtsrheinischen insofern überein, als sich auch hier als Abschluß nach unten und oben ein unterer und oberer Geröllhorizont unterscheiden lassen; im einzelnen aber herrschen bemerkenswerte Abweichungen. So ist, um vielleicht gleich das Wichtigste herauszugreifen, das Verschwimmen der oberen Grenze noch stärker als im Schwarzwald, so daß es geradezu die Zuteilung des Hauptkonglomerates zum Hauptbuntsandstein und die stratigraphische Gliederung des Buntsandsteins überhaupt in Frage stellen kann, zumal in den „Zwischenschichten“ nochmals ein Konglomerat auftritt, das nicht immer vom Hauptkonglomerat leicht zu unterscheiden ist. Bestehen bleibt der petrographische Gegensatz in der Zusammensetzung des unteren und oberen Geröllagers: während im unteren neben quarzitischen Gesteinen auch kristalline Feldspatgesteine vorkommen, ist das obere fast ausschließlich aus quarzitischen zusammengesetzt.

Der obere Geröllhorizont ist in den Vogesen ein wirkliches Konglomerat mit dichter Packung und zurücktretendem Sandsteinzwischenmittel, wie es rechtsrheinisch nur ausnahmsweise vorkommt, daher auch die Bezeichnung als Hauptkonglomerat;

1. der untere Geröllhorizont ist dagegen nur mehr ein geröllführender Sandstein, und zwar kommen Gerölle in der ganzen unteren Abteilung des Hauptbuntsandsteins vor, die sich aber nur stellenweise so häufen, daß der sonst vorherrschende gleichmäßige mittelkörnige Sandstein ein konglomeratisches Aussehen erhält. Sie kommen demnach mit den Pseudomorphosen zusammen vor; es fehlt eine einigermaßen scharfe Scheidung zwischen Pseudomorphosensandstein und unterem Geröllhorizont, wie sie rechtsrheinisch im Odenwald und nördlichen Schwarzwald besteht, wo zwar auch gelegentlich die Grenzen unscharf werden können. Doch sind die Gerölle im unteren Teil, in den unteren 60 m, zahlreicher, welche Zahl daher auch als durchschnittliche Mächtigkeit der unteren Geröllstufe angegeben wird¹. Nach oben hin werden die Gerölle im unteren Hauptbuntsandstein spärlicher.

¹ W. v. Seidlitz, 1911, S. 241.

Neben sehr vollkommen abgerollten Gangquarzen und rötlichen und grünen Quarziten finden sich kristallinische Gesteine, Gneis, Granit, Porphy. Häufig sind auch Tongerölle (Tongallen). Die untersten arkoseartigen Lagen sollen nach E. Kraus häufig Windkanter führen¹.

In der Umgegend von Rappoltsweiler sind nach van Werveke (1888, S. 186) „Gerölle von Quarz und Quarzit, seltener von krystallinen Gesteinen, von Gneis und Porphy“, „im ganzen Buntsandstein zerstreut, letztere besonders in den unteren 60 Metern desselben“.

Über die Größe der Gerölle liegen für das Gebiet der Vogesen wenig Angaben vor. E. Kraus gibt für den lothringischen Buntsandstein Walnuß- bis Faustgröße an; K. Brunzel spricht für das Donongebiet nur von „größeren“ Quarz- und Quarzitgeschieben².

In den Arkosen an der Basis „mit eckigem Feldspat- und Quarzgrand“ (Kraus, 1925, S. 8), den früher erwähnten Übergangsschichten (8—20 m), entsprechen nach den Beobachtungen von E. Kraus die Gerölle „noch ganz den Geschieben des Rotliegenden; feldspatreiche Granite, Gneis und Quarzporphyr bzw. harter Tuff sind häufig; auch ist die Abrollung oft nur gering. Besonders gern treten sie (z. B. östlich les Colins) mit Haselnußgröße auf. Gelegentlich trifft man Quarzkiesel mit mehr oder weniger angedeuteten ebenen Flächen“. Vollkommen abgerollte Quarzkiesel erreichen in den Übergangsschichten Haselnuß- bis Apfelgröße³. Diese Übergangsschichten stellen eine randliche Bildung dar.

Die Notice explicative der französischen Blätter Epinal und Colmar gibt an, daß im Gebiet der größten Mächtigkeit, also im N, Granit und Gneis unter den Geröllen sehr selten seien, aber mit der Annäherung an das kristalline Gebiet überhand nehmen und schließlich einen Hauptanteil ausmachen. Zwar unterscheiden sie nicht zwischen oberem und unterem Geröllhorizont, aber bei der Seltenheit kristalliner Gerölle im Hauptkonglomerat dürfte sich diese Angabe doch wohl nur auf den unteren

¹ E. Kraus, 1924, S. 112.

² E. Kraus, 1925, S. 5; K. Brunzel, 1898, S. 187.

³ E. Kraus, 1925, S. 8.

Horizont beziehen¹. Die Notice explicative der Blätter Lunéville und Straßburg läßt die Gerölle in groben Sandsteinen bis zu 20 bis 25 kg Gewicht, was etwa einem Würfel von 2 dm Kantenlänge entsprechen dürfte, erreichen; aber leider fehlt auch hier wieder jede genauere Angabe über das Niveau des Geröllagers.

Am besten sind wir über das untere Geröllager (Eckscher Horizont) in den Nordvogesen durch die deutsche geologische Spezialaufnahme (Blätter Pfalzburg, Buchweiler, Niederbronn, Saareinsberg, Bitsch, Lembach, Weißenburg, Roppweiler) unterrichtet. Im Gegensatz zum geröllfreien unteren Buntsandstein kommen im unteren Hauptbuntsandstein Lagen von wohlgerundeten Geröllen und förmliche Konglomeratbänke vor, und zwar sind letztere am auffallendsten und massenhaftesten in den unteren Lagen, während unzusammenhängende Bänder bis oben hinauf vorkommen. Die Häufigkeit der Konglomeratlagen nimmt also gegen oben im allgemeinen ab². Die Gerölle kommen teils einzeln vor, teils bilden sie auskeilende Lagen. Der Wechsel von geröllführenden und geröllfreien Schichten führt zur Ausbildung von Felszonen, da erstere als die festeren schwerer angegriffen werden und leistenartig heraustreten. „Gleich über dem unteren Buntsandstein trifft man oft ausgewaschene Gerölle in solcher Anhäufung, daß man meint, diluviale Ablagerungen vor sich zu haben“ (Benecke, 1892, S. 25). In einer Höhe von 40 bis 60 m über dem Anfang des mittleren Buntsandsteins findet man noch reichlich Gerölle; sie kommen aber, wenn auch vereinzelt, bis zu 160 m Höhe vor, gehen also bis nahe an die obere Grenze der unteren Abteilung des mittleren Buntsandsteins hinauf.

Unter den Geröllen sind am häufigsten weißer Quarz, sowie braune, graue und rötliche blauschwarze Quarzite, also dieselben Gesteine, die später im Hauptkonglomerat wiederkehren; weniger reichlich, aber doch in jedem Aufschluß auffind-

¹ Die Seltenheit von Geröllen von Eruptivgesteinen im Vogesensandstein wird auch von Liétard (1888, S. 46) hervorgehoben, auch leider ohne Angabe des Horizontes; festgestellt wurden: Amphibolgranit, Amphibolit bezw. Diorit. Die zahlreichen kaolinisierten Orthoklase und Glimmerblättchen im Sandstein zeigen aber die Beteiligung eruptiven Materials. Die Seltenheit kristalliner Gerölle wird von Liétard auf die leichtere Zersetzbarkeit zurückgeführt.

² Benecke, 1888, S. X.; Erl. Niederbronn, S. 13; Erl. Stürzelbronn, S. 11.

bar sind Gneis, Granit, Porphyry und Porphyrtuff, die im Hauptkonglomerat so gut wie ganz fehlen. Ein kristallinisches Geröll wurde auf Blatt Weißenburg noch 50 m unter der Grenze gegen den oberen Hauptbuntsandstein gefunden (Erl. S. 43). Brunzel vom Donongebiet und Bücking vom Breuschtal geben nur Quarzgeschiebe, keine kristallinischen Gesteine an, ebenso Kraus von Lothringen nur Quarze und Quarzite¹. Auf Blatt Lembach ist die Unterscheidung der beiden Geröllhorizonte nicht immer leicht, woraus wohl auch auf die Seltenheit kristalliner Geschiebe im unteren Horizont zu schließen ist.

Die Parallelisierung der Konglomerate mit Geröllen kristallinischer Gesteine mit dem Eck'schen Geröllager rechts des Rheins hat schon Benecke 1888 (S. XII) ausgesprochen.

Von Blatt Lembach (Erl. S. 23) wird das Vorkommen eines dunklen, schwarzen oder grünlichen quarzitisches Gesteins als Geröll besonders hervorgehoben, ferner hier und auf Blatt Weißenburg (Erl. S. 42) teilweise Übereinstimmung des Gneises und auch Granites mit den Gesteinen des in der nahen Pfalz zutage tretenden Grundgebirges. Doch ist an einen unmittelbaren Ursprung aus der Pfalz nicht zu denken, da diese z. Zt. der Ablagerung dieser Gerölle vom unteren Buntsandstein bedeckt war; aus demselben Grunde ist bei den porphyrischen Gesteinen, die zweifellos dem Rotliegenden entstammen, eine Herkunft aus dem Rotliegenden der näheren Umgebung ausgeschlossen.

Über die Geröllgröße liegen nur vereinzelte Angaben vor: auf Blatt Bitsch beträgt der mittlere Durchmesser der Gerölle meist nicht über 4 und nur ausnahmsweise 7 cm, auf Blatt Lembach selten mehr als 5 cm; auf Blatt Weißenburg werden sie selten größer als eine Nuß.

Die Gerölldichte scheint auch in horizontaler Richtung zu schwanken. So wurde auf Blatt Buchweiler auffallenderweise beobachtet, daß Gerölle spärlicher sind als in derselben Abteilung auf den nördlich und nordöstlich anstoßenden Blättern Saareinsberg und Niederbronn; auf Blatt Niederbronn wurde entsprechend eine allgemeine Abnahme der Gerölle gegen SW wahrgenommen, dagegen auf Blatt Stürzelbronn eine solche gegen N².

¹ Bücking, 1890, S. 109; Brunzel, 1898, S. 187; E. Kraus, 1925, S. 5.

² van Werveke, Erl. Niederbronn, 1897, S. 13; Erl. Stürzelbronn, 1894, S. 11 (auffallendes Zurücktreten der Gerölle in der Gegend von Stürzelbronn).

Die Beobachtungen über den unteren Geröllhorizont der Vogesen sind zwar noch sehr unvollständig, reichen aber immerhin aus, um ein Urteil über die Herkunft der Gerölle zu gestatten. Ein nördlicher Ursprung des Granit- und Gneismaterials, etwa von NW oder N, kommt schwerlich in Frage, da das dortige Grundgebirge keine solchen Gesteine enthält und Granit-Gneis-Gerölle im Karbon und Rotliegenden des Saarbeckens in sehr geringer Menge vorhanden sind, dieses Gebiet außerdem selbst Ablagerungsgebiet, nicht Abtragungsgebiet war, was auch für den NO, Pfälzerwald, Odenwald und Spessart, gilt. Als Transportrichtungen kommen nur in Frage aus SW, S oder SO. Die Abnahme der Gerölldichte nach SW, wie sie bei Buchweiler und Niederbronn beobachtet wurde, stimmt damit allerdings nicht überein, dürfte aber doch nur die Bedeutung einer örtlichen Ausnahme haben, die in örtlichen Unregelmäßigkeiten und Ablenkungen der allgemeinen Strömungsrichtung begründet war. Die südlichen Vogesen werden das meiste Material geliefert haben; wie weit auch noch der südliche Schwarzwald beteiligt ist, ist schwer feststellbar¹.

2. Der obere Geröllhorizont.

Die starke Entwicklung des Hauptkonglomerates ist eine Eigentümlichkeit des Buntsandsteins der Vogesen. Stärker wie rechts des Rheins tritt daher auch die Geröllplatte als schützende Decke der tieferen Sandsteinschichten, deren Rand als senkrechte Felsmauer abstürzt und in mächtigen Felsennasen vorspringt, in der Landschaft hervor. Von jeher haben u. a. die Felsenmauern von St. Odilienberg bei Barr, in denen die Platte am Rheintalrande abbricht, die besondere Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. Daher wurden die Konglomerate schon von E. de Beaumont und Daubrée beobachtet und beschrieben, aber weder sie noch Köchlin-Schlumberger und Delbos haben ihre stratigraphische Bedeutung voll erkannt, sondern erst Lepsius und Benecke². Zum Gegenstand besonderer Unter-

¹ Kumm (a. o. O., S. 51/52) gelangt durch vergleichende Messung von Geröllgrößen in den Vogesen zu westöstlichen oder südwest-nordöstlichen Transportrichtungen. Im Bezirke Windstein—Niederbronn stellt er aber ein Umschlagen in SO—NW-Richtung fest (vergl. die früheren Beobachtungen).

² Bei den älteren französischen Autoren findet man keine klare Unterscheidung zweier Geröllhorizonte, höchstens einmal eine Andeutung,

suchungen haben in neuerer Zeit Noël, v. Seidlitz und E. Kraus das Hauptkonglomerat gemacht.

E. Kraus gibt die eingehendste Beschreibung der Gerölle: „die Gerölle weichen von denen des normalen Vogesensandsteins nicht merklich ab. Neben den weißen und rötlichen Gangquarzen und $\pm$ feldspatführenden Quarziten finden sich grauliche und rötliche quarzitische Feinsandsteine, die mit ihrem häufigen lichten Glimmer gelegentlich an harten Voltziensandstein erinnern, oft Quarzgänge führen und auch recht tonig und eisen-schüssig sein können. Daneben trifft man graue und schwärzliche Lydite, auch Lyditbrekzien mit Gangquarz verkittet, feinkörniges quarzitisches Konglomerat aus Gangquarzen, rötlichem Kalzedon, dichten weißen Feuerstein. Nicht selten sind in graulichen Quarziten Hohlräume von ausgelaugten Schwefelkieswürfeln. Auch die härtesten Gerölle tragen an der Oberfläche häufig flache Eindrücke“¹. Auch rote Tongerölle sind nicht selten. Die sonstigen Geröllaufzählungen, namentlich in den Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten der Nordvogesen, fügen wenig Neues hinzu. Die Vorherrschaft der Milchquarze wird betont. Unter den quarzitischen werden weiterhin angeführt dichte bis körnige, zum Teil auch schiefrige Quarzite, Kieselschiefer, sehr feinkörnige sericitische, braunrote Quarzite von sandsteinähnlichem Habitus, vereinzelt Eisenkiesel. Eine Beschreibung der quarzitischen Gerölle nach der Farbe gibt schon Daubrée (1852, S. 85—86)².

„Kristalline“, d. h. kristalline Feldspatgesteine einschließlich der porphyrischen finden sich nur ganz vereinzelt. So fand Lepsius höchst selten einmal neben den Quarzen und Quarziten „ein abgeschliffenes Stück verwitterten Granites, von Grauwacken oder von anderen Gesteinen“³. van Werveke fand auf Blatt Saareinsberg einmal ein kleines Geröll eines tuffarti-

daß die Quarzgerölle dem oberen Teile des grès de Vosges angehören (u. a. Dufrenoy und E. de Beaumont, Mémoires, 1830, S. 97); dagegen unterscheidet E. Noël, (Note sur l'orientation, 1905, S. 98) bei Epinal „un horizon local inférieur au Hauptkonglomerat“.

¹ E. Kraus, 1925, S. 12 und S. 14 (Abbildung). Ganz außergewöhnlich große, nicht abgerollte Tonstücke bis zu Meterlänge wurden in der hangendsten Bank NO Celles auf größere Entfernungen beobachtet.

² Siehe auch die Beschreibung bei Dufrenoy und E. de Beaumont, Explication, I, 1830, S. 375; oder Liétard, 1888, S. 46.

³ Lepsius, 1887/92, S. 427.

gen Gesteins und Schumacher auf Blatt Wolmünster ein Geröll von hellvioletter Quarzporphyr (6,7 cm lang, 5,2 cm breit, 2,8 cm dick) und von einem rötlich weißen, an einen Porphyrtuff erinnernden Gestein (8,7 cm lang, nach den beiden anderen Richtungen 5,5 cm und 4,3 cm)¹.

Moiré-Firnis und Facettierung der Oberfläche der Gerölle ist nicht selten zu beobachten und wird durch Neubildung von Quarz und Quarzkristallflächen, also nicht etwa durch Sandschliff, erklärt, wie ja überhaupt das Hauptkonglomerat stark verkieselt ist und dieser Verkieselung seine Festigkeit verdankt². Die bekannten Eindrücke auf der Oberfläche der Gerölle werden häufig beobachtet.

In den geröllführenden Bänken sind die Gerölle fest aufeinander gepackt und tritt das Sandzement zurück. Hier und da eingeschobene Sandsteinbänkchen sind in den eigentlichen Vögelsen von untergeordneter Bedeutung. In den Nordvogesen wechseln geröllreiche und -arme, auch -freie Bänke „in auskeilender Wechsellagerung“³, die geröllreichen mit oft fest aufeinander gepackten Gerölln wiegen aber vor. Auf Blatt Roppweiler liegen Gerölle nur in einzelnen Bänken dicht beieinander. Auf Blatt Pfalzburg und Lützelstein sind die unteren und oberen 5 m gewöhnlich etwas ärmer als die mittleren 10 m, „in denen sich die Gerölle stellenweise fast bis zur Verdrängung der verkittenden Sandsteinmassen häufen“, die oberen 2 m meist sogar geröllarm bis -frei, aber trotzdem fest und felsbildend⁴. Auch auf den übrigen Blättern des nordelsässischen Gebietes verliert sich der Geröllreichtum allmählich nach unten und oben, rascher allerdings nach unten. „Ungleichförmige Schichtung“, „diskordante Parallelstruktur“ wird nach Schumacher besonders häufig und in ausgezeichneter Weise in den unteren 4—5 m beobachtet, daher hier die wabenartig zerfressenen Schichtköpfe. Schon Daubrée hebt die Häufigkeit der Schrägschichtung in den geröllführenden Schichten hervor⁵.

¹ Schumacher, Erl. Wolmünster, 1891, S. 6.

² Über die Verkieselung im Hauptkonglomerat zwischen Hohnack und Lingekopf und in den Pflastersteinbrüchen bei Völklinshofen, auch am Südhang des südlichen Vorhofes siehe E. Kraus, 1924, S. 112.

³ Benecke, 1877, S. 552; Schumacher, 1898, S. CLII.

⁴ Schumacher, Aufnahmebericht für Blatt Lützelstein, 1898, S. CLX.

⁵ Schumacher, 1898, Aufnahmebericht Lützelstein, S. CLIII; Daubrée, 1852, S. 87.

Eine sehr merkwürdige Erscheinung zeigte sich bei den geologischen Aufnahmen in den Nordvogesen, nämlich, daß sowohl die mit den Geröllschichten wechsellagernden, geröllfreien Sandsteinbänke als auch die das Bindemittel in den geröllführenden Schichten bildenden Sandsteinmassen nur noch in der unteren Hälfte der Abteilung (etwa 10 m) vorwiegend die Facies und Farbe des tonarmen und glimmerfreien, hellroten Quarzsandsteins (Vogesensandsteins) aufweisen, während sie in der oberen Hälfte, von der Geröllführung abgesehen, die Facies der „Zwischenschichtensandsteine“, also des oberen Buntsandsteins, die durch braunrote oder schmutzig-violette Farbe, mürbe Beschaffenheit und Glimmerführung bedingt ist, annehmen. Es kann sogar die „so-Facies“ die ganze Hauptkonglomeratzone erfassen. Nach Schumacher ist auf Blatt Lützelstein das Hauptkonglomerat „genau genommen als eine geröllreiche Sandsteinfacies an der Grenze von Vogesensandstein und Zwischenschichten aufzufassen, welche zu einem Teil dem ersteren, mithin noch dem mittleren Buntsandstein, zum andern Teil aber dem letzteren, also bereits dem oberen Buntsandstein angehört“¹. Dadurch wird die Grenze nach oben unscharf, zumal sich die Gerölle nur allmählich verlieren und in den Zwischenschichten selbst wieder ein manchmal sogar felsbildendes Konglomerat auftritt. Schumacher legt die Grenze an die Oberkante einer fast geröllfreien, aber durch ihre Festigkeit mit den tieferen Konglomeratbänken übereinstimmenden Bank, die eine breite, plattformartige Verflachung des Gehänges bedingt². Nach E. Kraus beherrscht im Buntsandstein von Lothringen NW der Plaine die „Zwischenschichten-Facies“ nicht nur das Hauptkonglomerat, sondern steigt sogar bis zu 60 m tief unter die Grenze desselben hinunter, so daß das Hauptkonglomerat förmlich als Fremdkörper den Zwischenschichten eingeschaltet erscheint. Sogar in den mittleren Vogesen bleibt da und dort der Zwischenschichten-Charakter unter dem Konglomerat

¹ Schumacher, 1898, Aufnahmebericht Lützelstein, S. CLII und CLVII; besonders Profil S. CLVIII: vorwiegend sm-Charakter 10 m, so₁-Charakter 11 m, gilt für das ganze Sandsteingebiet von der lothringisch-pfälzischen Grenze bis Dagsburg; s. auch die Erläuterungen zu den Blättern Pfalzburg, Saareinsberg, Bitsch, Stürzelbronn, Roppweiler und Wolmünster.

² Schumacher, 1898, S. CXIII.

bestehen. Im allgemeinen aber vermißt man im Konglomerat wie unter ihm südlich der Plaine die Merkmale der Zwischenschichten. Hier liegt es anscheinend im Vogesensandstein¹.

Die Frage nach der Herkunft der Gerölle des Hauptkonglomerates erheischt vor allem eine Antwort. Fossilfunde in den Geröllen scheinen berufen, ein Licht auf die Herkunft zu werfen. Verkieselte Hölzer aus dem Rotliegenden (*Cordaites*, *Equisetum*) geben bei der weiten Verbreitung solcher Reste keinen Fingerzeig nach einer bestimmten Richtung. Die Graptolithenreste in den Kieselschiefergeröllen besonders der westlichen Vogesenabdachung, aber auch auf deutschem Gebiet (15 verschiedene Spezies, darunter *Climacograptus scalaris*, *Diplograptus*, mehrere Spezies u. a. *palmeus*, *Rastrites*, mehrere Spezies u. a. *peregrinus*, *Retiolites*, *Monograptus*, zahlreiche Spezies u. a. *lobifer*) weisen die Ursprungsgesteine in das Ober-silur, genauer unteres und oberes Gotland, Etage E₁ in Böhmen².

Anstehende Graptolithenschiefer obersilurischen Alters kommen im belgisch-französischen Silur der Ardennen und der Gegend von Boulogne, ferner in der Normandie und Bretagne, endlich im Süden in den „Phtaniten von Anjou“, im Languedoc und in den Pyrenäen vor³. Als unmittelbare Lieferanten für das Hauptkonglomerat kommen diese Gebiete wegen ihrer großen Entfernung kaum in Betracht; man kann aber mit Noël und Bleicher annehmen, daß im Süden oder Westen der Vogesen ein jetzt abgetragenes und unter den jüngeren Sedimenten be-

¹ E. Kraus, 1925, S. 12 und S. 31/32 (Spezialbeispiel für mittlere Vogesen hier nach Beger).

² E. Noël, Note sur la faune etc. 1905, S. 52—72; auch Note sur l'orientation 1905, S. 97/98. Der Hauptteil der Fauna gehört nach Noël dem unteren Teil des Gotlandien an: „phtanites de l'Anjou, alaunschiefer et kieselschiefer de Thuringe, étage E_a de Bohème“; dem oberen Teil begegnet man nur in Funden aus den französischen Nordvogesen und daher stammenden Alluvionen. Die Lydite mit Graptolithen finden sich übrigens hauptsächlich im unteren und mittleren Teil des grès vosgien der französischen Vogesen, weniger in den oberen Konglomeraten, z. B. bei Epinal „presque au contact de la granulite“ in „einem horizon local inférieur“ au Hauptkonglomerat. Zur Bestimmung der Fauna wurde von Noël auch Material aus den Alluvionen der Meurthe, Vezouse, Mosel und Saône, das aus dem Buntsandstein umgelagert ist, verwendet. Siehe auch Seidlitz, 1911, S. 244; E. Kraus, 1925, S. 39.

³ E. Kayser, Formationskunde, 1911, S. 111; Salomon, Grundzüge d. Geol. II, 170—171.

graben es Gebirge vorhanden war, das über einer Tiefenzone mit quarzführenden kristallinen Gesteinen eine Decke altpaläozoischer Gesteine, worunter fossilführende Quarzite und Kiesel-schiefer, trug, in seiner Zusammensetzung also der Bretagne, dem Zentralplateau oder den Ardennen glich¹. Gegen die Silur-gesteine des Kellerwaldes oder Sachsens, Schlesiens, Böhmens als Lieferanten sprechen alle andern Tatsachen.

Weist aber nicht der lange bekannte Fund eines *Spirifer macropterus*, eines unterdevonischen Leitfossils, in einem rötlichen Quarzitgeröll des Vogesensandsteins aus dem Jägertal bei Niederbronn² auf eine nördliche Herkunft aus dem rheinischen Schiefergebirge, etwa dem Hunsrück oder Taunus, hin, ebenso wie der neue Fund von E. Kraus vom „Mon Fré de la Soie (südlich von Valet Chatillon)“, ein faustgroßer, rötlicher Quarzit, der eine Reihe von unterdevonischen Fossilien, genauer nach Dr. Leidhold der Siegenstufe, enthielt und nach letzterem aus dem Taunusquarzit stammen soll (*Tropidoleptus carinatus* var. *rhenana*, *Orthis circularis*, *Orthis taunica*, *Orthotetes umbraculum*, *Rensselaeria strigiceps*, *Spirifer* sp., Crinoidenstielglieder)³. E. Kraus zweifelt selbst auf Grund der „relativ viel größeren Häufigkeit der auch nicht wesentlich härteren Kiesel-schiefer mit obersilurischen Graptolithenresten“ an der Möglichkeit der Herkunft der Kieselgerölle „aus dem heute freiliegenden Bereich des Rheinischen Schiefergebirges, in welchem entsprechende Vorkommen doch so untergeordnet sind“ (a. a. O., S. 41). Unterdevonische Quarzite kommen auch im Paläozoikum von Frankreich vor und könnten daher auch am Aufbaue des vermuteten südlichen oder südwestlichen Randgebirges des Buntsandsteinbek-

¹ v. Seidlitz, 1911, S. 244; auch Kayser, Formationskunde, 1911, S. 109.

² Im Museum von Straßburg. Daubrée, 1852, S. 86; Noël, 1905, S. 67; Lepsius, 1887/92, S. 427.

³ Noël (Note sur la faune etc. 1905, S. 67) stellt alle bekannten, sowie die eigenen Funde aus Quarzitgeröllern des Buntsandsteins der Westvogesen mit Angabe der Fundorte zusammen: *Spirifer macropterus* Gldf.: *Spirifer* sp.; *Mytilus*?; Abdruck von *Orthis* sp.; an *Lingula* erinnernder Abdruck; an Anneliden erinnernde zylindrische Bohrung; zahlreiche Abdrücke unbestimmbarer Bivalven; sehr schlecht erhaltener Trilobitenrest (?); Eindrücke von Bivalven oder Brachiopoden (letztere in Geröllern der Alluvionen der Meurthe). Siehe auch E. Kraus, 1925, S. 13.

kens teilgenommen haben¹. Auch ist nicht außer Acht zu lassen, daß die Buntsandsteingewässer vielfach ältere Schotter aufarbeiteten, und also der Fall gar nicht selten sein wird, daß sich ein Geröll auf sekundärer Lagerstätte befindet. Von Interesse ist, was Leppla, der genaue Kenner des Taunus und Hunsrücks, über den Ursprung der Quarzite bemerkt: „Es war für mich auffällig, als ich an der oberen Mosel, oberhalb Epinal, grobe Konglomerate mit großen, stark gerundeten Geröllen von weißem Quarzit sah, deren Ursprung eher auf die Südvogesen als auf den Taunusquarzit hinwies“². Dagegen gibt Daubrée an, daß dieselben Gesteine, die als Gerölle vorliegen, „se retrouvent en place dans le terrain de transition du Hunsrück“³.

Wir müssen also E. Kraus darin beipflichten, daß die Untersuchung der Gerölle auf ihre Gesteinsnatur und ihre stratigraphische Zugehörigkeit bis jetzt noch zu keinem bestimmten Ergebnis über die Herkunft geführt hat. Allenfalls können wir einen Ursprung aus S, SW oder W vermuten.

Von außerordentlichem Interesse ist die Feststellung Liétards, daß das primäre Lager von Geröllen der verschiedensten Gesteinsarten stets im O oder SO von der Geröllfundstelle gelegen sei⁴; denn daraus würden sich auch östliche und südöstliche Strömungsrichtungen für die Geröllströme der südlichen Vogesen als sehr wahrscheinlich ergeben. Leider ist die Angabe zu allgemein gehalten. Etwas mehr Licht auf die Herkunft der Gerölle werfen die Änderungen der Gerölldichte und Geröllgröße.

Die Mächtigkeit der Geröllplatte des Hauptkonglomerates ist zwar auffallend beständig, zwischen 20 und 25 m nach E. Kraus im lothringischen Buntsandstein; sie kann hier auf kurze Strecken plötzlich auf 15, ja 12 m zurück-

¹ Lepsius, 1887/92, S. 427; E. Kaiser, Formationskunde, 1911, S. 168.

² Leppla, 1924, S. 43.

³ Daubrée, 1852, S. 86; E. de Beaumont denkt namentlich an die Quarzite von Sierck, weist indes auch auf ein quarziges Konglomerat unter den „roches de transition“ der „Haute-Saône“ hin, dessen Fragmente Gerölle von der Art derjenigen im Vogesensandstein geliefert haben könnten (Dufrenoy et E. de Beaumont, Mémoires, 1830, S. 26).

⁴ „à l'Est ou au Sud-est du point où le galet à été rencontré“ (1888, S. 47).

gehen, seltener steigt sie auf 28 m. An zahlreichen Punkten in den Vogesen (zwischen St. Dié und Schirmeck; SW Schlettstadt) schwillt das Hauptkonglomerat auf die Höchstmächtigkeit von 30 m an; aber eine allgemeine Mächtigkeitszunahme nach S scheint doch nicht stattzufinden, da angeblich bei Lure in den Südwestvogesen nur 21 m gemessen werden¹. Benecke gibt in seiner Trias (1877, S. 552) sie als wechselnd, in einzelnen Punkten bis zu 20 m steigend an. K. Brunzel² fand auf der Nordseite des Donon 15—20 m.

Die Schwankungen in der Mächtigkeit sollen nach E. Kraus nördlich der Plaine durch das Auf- und Absteigen der Untergrenze der Kieselführung bedingt sein, während eine obere Bank als stärkste überall aushält (1925, S. 12). Er führt die Unregelmäßigkeiten in den tiefsten Teilen des Hauptkonglomerates auf Rinnenbildung durch stark fließende Wasser zurück (ebenda, S. 35/36).

Die Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten verzeichnen in der Reihenfolge etwa von N nach S folgende Werte: Blatt Pfalzburg bald mehr, bald weniger als 20 m, meist ziemlich genau 20 m; Blatt Buchweiler an einer Stelle 15 m, an anderer 17 m; Blatt Stürzelbronn 15—20 m; Blatt Lembach 10 bis 15 m; Blatt Wolmünster normal etwa 20 m; Blatt Roppweiler 20 bis 25 m. Die vier letztgenannten greifen schon über die pfälzische Grenze hinüber. Schumacher gibt in seinem Profil, das „für das ganze Sandsteingebiet an der lothringisch-pfälzischen Grenze südwärts bis ins Dagsburger Land hinein“ typisch sein soll, im Mittel 21 m an (10 m mit vorwaltendem Vogesen-sandsteincharakter der Sandsteingrundmasse; 11 m mit vorwaltendem Zwischenschichtencharakter der die Gerölle verkitten-

¹ E. Kraus, 1925, S. 11 und 42.

² Brunzel, 1898, S. 90. Lepsius gibt in seiner Geol. von Deutschland I (S. 425) an, daß das Hauptkonglomerat in den Vogesen eine Mächtigkeit von ca. 10 m besitze, gegen Norden zu aber an Mächtigkeit abnehme, so daß es in der Haardt weniger scharf hervortritt. Auch v. Seidlitz stellt eine langsame Abnahme in der Mächtigkeit der ganzen Schicht, wie auch in der Größe der einzelnen Komponenten von S nach N fest (1911, S. 243). Schwaches Anschwellen nach S nimmt auch E. Kraus an (1921, S. 84), das freilich bei Unterschieden der Gesamtmächtigkeit von nur 15—30 m nicht viel sage; auch nehme die Mächtigkeit örtlich und weiter südlich wieder etwas ab, „wie die anderer Randgebilde“.

den Sandsteinmassen und der den Geröllbänken eingeschalteten geröllfreien Bänke)¹.

Benecke macht in der Trias (S. 555) darauf aufmerksam, daß „in den nördlichen Teilen des Unterelsaß, an den Grenzen der Pfalz“, „die oberen Konglomerate ihre auffallende Beschaffenheit“ verlieren, und daß, „wenn in den entsprechenden Horizonten Gerölle auftreten, was oft genug der Fall ist“, „sich dieselben niemals so häufen, daß die betreffenden Bänke sich besonders bemerklich machen“. E. Kraus weist, nach Betonung „der Mächtigkeitskonstanz des eigentlichen (konzentrierten, westlichen) Hauptkonglomerates (15—25 m) auf größte Strecken hin“, auf die ziemlich rasche Abnahme im N hin (in der Zaberner Senke noch um 15 m, bei Saareinsberg 4 m, in der Südwestpfalz meist kaum zu finden)².

Die Spezialkartierung stellte über die Mächtigkeitsabnahme im N folgendes fest: Auf Blatt Saareinsberg zeigt das Hauptkonglomerat geringere Mächtigkeit als auf Blatt Bitsch nördlich davon und Blatt Buchweiler südlich davon. Außerdem besteht ein Unterschied in der Mächtigkeit zwischen östlicher Blathälfte mit durchgehend 10—12 m und westlicher, in der es stellenweise bis auf 4,5 m herabsinkt und auch orographisch zurücktritt. Nach Schumacher beherrscht das gleiche Verhalten auch das westliche Nachbarblatt Diemeringen und reicht noch in den nördlichsten Teil des Sandsteingebirges auf Blatt Lützelstein hinein (südlich Saareinsberg), wo die Mächtigkeit ebenfalls schnell auf etwa 10 m und sodann auf nur einige Meter herabsinkt. „Im allgemeinen bewegt sie sich zwischen 3 und 10 m und beträgt im Mittel etwa 6 m, erscheint aber ganz lokal ... (wo sich an Stelle des Konglomerates nur einige Gerölle in den obersten Lagen des Vogesensandsteins nachweisen ließen), auf 0 oder fast 0 reduziert, ohne daß sich dabei eine entsprechende Abnahme der Gesamtmächtigkeit des oberen Buntsandsteins erkennen ließe. Allem Anschein nach beruht daher die auffallend geringe Mächtigkeit und die vollständige Reduktion des Konglomerates im nördlichsten Teile von Blatt Lützelstein sowie in den nördlich und nordöstlich angrenzenden Gebieten der Blätter Diemeringen und Saareinsberg nicht auf einem eigentlichen Ausfalle oder auf einer entsprechenden Verringerung der

¹ Schumacher, 1898, S. CLVIII.

² E. Kraus, 1925, S. 42.

Mächtigkeit derjenigen Schichten, welche bei der normalen, in dem betrachteten Gebiet weitaus vorherrschenden Entwicklung ihrer ganzen Mächtigkeit nach konglomeratisch ausgebildet sind, sondern vielmehr lediglich auf einer Reduktion der konglomeratischen Ausbildungsweise der die Konglomeratzone aufbauenden Bänke, so daß also diese Bänke selbst hierbei nicht ausfallen¹. Mit anderen Worten, die Mächtigkeitsreduktion ist nur scheinbar; in Wirklichkeit liegt ein Facieswechsel von grob zu fein, von der Geröll- zur Sandfacies vor, der für die Ermittlung der Transportrichtung aber nicht weniger bedeutungsvoll ist, als es ein tatsächlicher Mächtigkeitschwund wäre. Zum gleichen Gebiet gehört die Mächtigkeitsreduktion der Geröllbänke in dem Sandsteingebirge zwischen Mombronn, Münztal und Diemeringen (Eicheltal), einer Schichtfolge von teils eigentlichen Konglomeraten, teils nur mäßig geröllführenden oder selbst geröllführenden Grobsandsteinen, welche in den Nachbargebieten über 20 m Mächtigkeit erreicht, hier aber nur etwa 10 m mächtig wird². „Eine unverkennbare Andeutung jener scheinbaren Reduktion der Bänke der Konglomeratzone“ findet Schumacher schon weiter südlich auf Blatt Pfalzburg, „wo an einer Stelle die obersten 8 m des Hauptkonglomerates als fast ganz geröllfrei entwickelt“ beobachtet wurden, „während an unmittelbar benachbarten Punkten die mehr oder minder geröllreiche Ausbildung der Schichten wie gewöhnlich durch die ganze Mächtigkeit der Ablagerung hindurch geht, also bis an die Kante der Plattform heranreicht“³.

Einer ähnlichen Reduktion der Geröllzone oder besser Geröllführung werden wir in der nordwestlichen Verlängerung des Diemeringer Gebietes, am entgegengesetzten Flügel der Mulde von Saargemünd, längs des Südrandes des Saarbrücker Steinkohlengebirges und besonders westlich der Saar begegnen.

Von den elsäblothringisch-pfälzischen Grenzblättern Stürzelbronn und Lembach aus, die schon durch eine Mächtigkeitsabnahme der Hauptkonglomeratzone auffallen, in nordöstlicher Richtung, also in der Südpfalz, wird die obere Geröllzone ebenfalls von einer erheblichen Reduktion und angeblich auch weiteren

¹ Schumacher, 1898, S. CLIX.

² K. Schumacher, 1911, S. 13; er rechnet das Hauptkonglomerat zum oberen Buntsandstein.

³ K. Schumacher, 1898, S. CLX.

Mächtigkeitsverminderung ergriffen, indem an ihrer Stelle 5 bis 10 m mächtige geröllreiche Sandsteinlagen entwickelt sind¹.

Diese Reduktionszone scheint aber von der von Saareinsberg—Diemeringen getrennt durch einen geröllreicheren Streifen, der von Bitsch aus über die Grenzblätter Wolmünster und Roppweiler nach der Gegend von Pirmasens zieht und von da weiter über Waldfischbach gegen Dürkheim und Neuleiningen, denn auf diese Strecke sind im Pfälzerwald „konglomeratische Bänke“ in typischer Ausbildung, bis 35 m mächtig, beschränkt (Erl. Blatt Speyer, S. 15).

Während es sich hier im Norden in der Hauptsache nur um scheinbaren Mächtigkeitsschwund, in Wirklichkeit um Faciesänderungen handelt, haben wir im Süden bei Thann wirkliche Mächtigkeitsverringernng, wo v a n W e r v e k e (1898, S.CXXXIX) bei Aue das Hauptkonglomerat zu 2,20 m angibt (unter 0,70 m geröllarmem Sandstein² 1,50 m lichtroter, geröllführender bis konglomeratischer fester Sandstein, darunter 0,70 m Konglomerate mit Geröllen von Quarz und Quarzit, vereinzelt v o n f e l d s p a t f ü h r e n d e n Gesteinen, darunter 2,00 m roter Sandstein mit vereinzelt Geröllen von Quarz und Quarzit, angeblich noch zu sm gehörig); ebenso im SW bei Remiremont, wo der gesamte Hauptbuntsandstein zu einem schmalen Band von Geröllen von nur 0,20 m Dicke zusammenschrumpft³. C. Schmidt möchte im Bohrloch von Buix das grobe, hauptsächlich aus Quarzitgeröllen gebildete Konglomerat (2 m), und die 1,2 m hellgrauen, feinkörnigen äußerst harten Sandsteine darunter bis zum Rotliegenden als Vertreter des „Grundkonglomerates des Hauptbuntsandsteins“ betrachten, das „somit die Grenze gegen das Rotliegende (grès rouge) bilde“, wohl weil über ihnen noch 25 m Sandsteine bis zu den vorherrschend dünnplattigen, tonigen Sandsteinen des oberen Buntsandsteins folgen; er muß dann einen völligen Ausfall des Hauptkonglomerates annehmen. Bei der Bezeichnung als Grundkonglomerat ist wohl an ein Transgressionskonglomerat gedacht, bei dem aber dann merkwürdigerweise die grobe Geröllage nicht an der Basis liegen würde und die Gerölle der Zusammensetzung des Untergrundes nicht entsprechen würden. Beim Vergleich mit dem südlichen Schwarzwald, wo ebenfalls

¹ Erl. zu Blatt Speyer, S. 15.

² Angeblich noch zu Zwischenschichten gehörig.

³ Siehe oben, S. 185; über Mächtigkeitsschwankungen und Reduktion bei Remiremont und Plombières siehe A. Liétard, 1888, S. 48—53.

zwischen Hauptkonglomerat und oberem Buntsandstein sich geröllfreie Sandsteine einschalten, scheint mir aber doch die Zuordnung zum Hauptkonglomerat näherliegend.

Auffallend ist die geringere Mächtigkeit des linksrheinischen Hauptkonglomerates im Vergleich zu derjenigen des oberen Geröllhorizontes im Schwarzwalde, besonders angesichts der viel stärkeren konglomeratischen Entwicklung.

Über Abnahme der Geröllgröße in den Vogesen in der Richtung von S nach N liegen einige allgemeine Angaben, leider aber wenige Einzelbeobachtungen vor. Französische Autoren, wie Braconnier, Bleicher u. E. de Beaumont, schließen aus der allgemeinen Abnahme der Geröll- und Korngröße in der Richtung von N nach S auf eine gleiche Strömungsrichtung. Nach Braconnier sind in der Haute Saône die Gerölle besonders dick, bis zu mehr als 2 dm Durchmesser, und ist der Sand sehr grob. „A mesure qu'on s'avance vers le nord (nämlich von der Haute-Saône) l'épaisseur de la formation augmente, le grain devient plus fin, les galets diminuent de grosseur“¹.

Nach Liétard (1888, S. 55) erreichen die Gerölle in den Konglomeratbänken des Vogesensandsteins der Südvogesen manchmal ein Gewicht von mehr als 20 kg. Am eingehendsten schildert E. de Beaumont unter genauerer Angabe von einzelnen Örtlichkeiten die Abnahme der Geröllgröße — größter Durchmesser häufig mehr als 2 dm — von S und SO der Vogesen nach dem N und hebt gleichzeitig auch die besonders grobe Beschaffenheit des Sandes im S hervor². Die großen Gerölle im S sind vollständig gerundet, die kleineren im N weniger gut. Noël fand auf dem linken Moselufer in der Umgebung von Epinal Gerölle von weißem Quarzit, die 30 cm in der Größe überschritten, und bei Archette, auf dem rechten Ufer, zahlreiche von über 20 cm Größe.

Wenn Thirria (1833, S. 322) für gewisse Gebiete der Haute-Saône die Gerölle als bisweilen bis taubeneigroß (und

¹ 1883, S. 102 übereinstimmend damit von Seidlitz, 1911, S. 243: Die größten Gerölle im Süden, langsame Abnahme nicht nur in der Mächtigkeit der ganzen Schicht, sondern auch in der Größe der einzelnen Komponenten von S nach N.

² Dufrenoy et E. de Beaumont, 1841, S. 375/76; auch 1830, 46—66: bei Plombières Vogesensandstein, grobkörnig mit dicken, zahlreichen Geröllen.

immer vollständig gerundet) bezeichnet, so ist zu beachten, daß man sich hier in der Reduktionszone des Hauptkonglomerates befindet, wo die Geröllregion nicht mehr den ganzen Horizont vertritt.

Benecke fand in der Nähe von Gebweiler, wo die Konglomerate sowohl südlich nach Sulz zu, als nördlich über der Straße nach Rufach ausgezeichnet entwickelt sind, die einzelnen Gerölle „sehr groß, größer als ich sie irgendwo nördlicher gesehen habe“¹. Auch nach Lepsius liegen in der Gegend nördlich von Gebweiler „die größten Gerölle bis zu 25 cm Durchmesser (z. B. in den Steinbrüchen bei Bühl, oberhalb Gebweiler), während die Gerölle im Hauptkonglomerat im allgemeinen nur eine durchschnittliche Größe von 5—8 cm erreichen“². Zerquetschte Kieselgröße und merkwürdig angefressene Quarzgerölle, Eindrücke in den Geröllen, die hier häufig sind (Benecke und Lepsius a. a. O.), sind sekundäre Wirkungen, auf die wir hier nicht einzugehen brauchen.

P. J. Beger beobachtete im Hauptkonglomerat nördlich des Münstertales ein Abnehmen der Geröllgröße „von der Gegend des Bärenstalls nach N gegen den südlichen Vorhof von Faust- bis auf Walnußgröße“³. Oben (S. 211) hörten wir schon, daß Leppla an der oberen Mosel bei Epinal „grobe Konglomerate mit großen, stark gerundeten Geröllen von weißem Quarzit, deren Ursprung eher auf die Südvogesen als auf den Taunusquarzit hinwies“⁴, wahrnahm. E. Kraus (1921, S. 280) entdeckt Korngrößenabnahme in der Richtung nach NO im Hauptkonglomerat.

Bei der Spezialkartierung der Nordvogesen wurden folgende Geröllgrößen festgestellt: auf Blatt Pfalzburg haben die meisten 1—5 cm, einzelne auch noch 1 dm und etwas mehr im Durchmesser. Das größte, westlich von Lützelburg beobachtete Geröll war ein quarzitisches Geschiebe von 18,5 cm Länge bei 11 cm größter Breite (Erl. S. 61). Blätter Bitsch, Roppweiler, Wolmünster: Gewöhnlich 1 bis mehrere Zentimeter, ausnahmsweise auch 1 dm (Erl. S. 11; 2; 5), also eine kaum merkliche leichte

¹ Benecke, 1877, S. 554.

² Lepsius, Geol. Deutschland I, S. 427; siehe auch über die Gerölle bei Gebweiler E. Kraus, 1925, S. 42.

³ E. Kraus und W. Wagner, 1924, S. 112.

⁴ Leppla, 1924, S. 43.

Abnahme von Pfalzburg bis zur pfälzisch-lothringischen Grenze. Von Blatt Wolmünster werden die Maße von 2 Porphyrgeröllen besonders aufgeführt: a) 6,7 cm lang, 5,2 cm breit und 2,8 cm dicker Quarzporphyr; b) rötlich-weißes Gestein (Porphyrtuff?), 8,7 cm lang, nach den beiden anderen Richtungen 5,5 und 4,3 cm (Erl. S. 6).

Durch die Angaben über die Geröllgröße wird, so dürftig sie sind, immerhin die Tatsache der Verminderung derselben von S nach N und damit die Abnahme der Transportkraft in dieser Richtung sichergestellt¹.

Die relative Kleinheit der Gerölle, die van Werveke im geringmächtigen Hauptkonglomerat bei Thann beobachtete (mittlere Größe 0,05 m), ändert daran nichts, ebensowenig wie diejenige der entsprechenden Gerölle des Dinkelberges für den Schwarzwald, da die bei Thann noch vorhandenen Konglomeratschichten nicht mehr dem ganzen Hauptkonglomerat äquivalent sind, sondern wahrscheinlich nur den höchsten Bänken oder vielleicht weiter nördlich überhaupt geröllfreien².

Hand in Hand mit der Verkleinerung des Gerölldurchschnittes geht die Verminderung der Gerölldichte. Schon die Untersuchung der Mächtigkeit lehrte uns, wie aus dem festgepackten Konglomerat der eigentlichen Vogesen sich nach den Nordvogesen zu durch bankweises Sichvermindern oder völliges Verlieren der Gerölle die Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit geröllarmen und selbst -freien entwickelt, bis schließlich gegen NW und NO auch noch die konglomeratischen Bänke sich in geröllführenden Sandstein verwandeln. E. Kraus verfolgt diese Entwicklung von Gebweiler bis zur Plaine. Sie

¹ K u m m (a. a. O., S. 57/59 u. S. 62) nimmt auf Grund seiner Gerölmessungen für den Südfuß der Vogesen Ursprung der Gerölle aus WSW oder W an (Südvogesenstrom aus der Gegend von Vesoul her nach NO); weiter nördlich, bei Epinal, kommt er zu Transportrichtungen aus NW (Epinaler Strom aus der Gegend von Toul her kommend). Dieses System der 2 Südvogesenströme soll möglicherweise Zustrom aus der Gegend von Lunéville über Rambervillers und aus dem südlichen Schwarzwald empfangen haben. In den nördlichen Vogesen ging die Richtung („Hardtstrom“) von W nach O, im südlicheren Teil „vielleicht zeitweilig mit einer südöstlichen Komponente“. Bei Bitsch plötzliches Anschwellen der Mächtigkeit der geröllreichen Schichten auf das doppelte und auch des mittleren Gerölldurchmessers. Darin soll sich ein neues Einzugsgebiet ankündigen.

² v a n W e r v e k e, 1898, S. CXXX—IX.

hebt im Bruchfeld von Gebweiler an, wo „im S (z. B. Gegend von Gebweiler) eine z. T. außerordentlich auffallend dichte Kieselpackung“ vorliegt, „die weiter N im Bruchfeld etwa in der Breite von Geberschweier seltener wird und dann immer mehr verschwindet, „um einem wesentlich geröllärmeren Konglomerat, z. B. an der Plaine zu weichen. Es verläuft schließlich in die geröllreiche Sandsteinzone der Südpfalz“. Korngrößenabnahme innerhalb des Hauptkonglomerates nach NO hin glaubt E. Kraus, wenn auch schwierig, feststellen zu können¹.

Die allgemeine Zunahme der Geröllager gegen W und S, die von E. Kraus (1925, S. 280) festgestellt wird, steht damit in Übereinstimmung; auch der Feldspatreichtum von Sandsteinbänken der Hauptkonglomeratzone in Lothringen (E. Kraus ebenda, S. 13) verrät die Nähe des Beckenrandes.

Die „Zwischenschichten-Facies“ im Hauptkonglomerat bedeutet eine Zunahme des tonigen Materials, also ebenfalls eine Faciesänderung von grob zu fein, und damit einen weiteren Wegweiser für den Transportweg, der nach N und NO zeigt. Wir müssen uns, um uns diese klar zu machen, sozusagen für den Augenblick die Gerölle wegdenken. Das tonige Material legte einen weiteren Weg zurück als das rein sandige, daher seine Ablagerung in größerer Entfernung vom Beckenrande. Wenig wissen wir allerdings nur von der Erscheinung selbst, von den Vorgängen des Transportes und der Ablagerung; rätselhaft ist, wie so die gleiche Strömung, die den gröberen Sand zusammen mit den gröberen Geröllen ablagert, also anscheinend den Sand nicht mehr weiter zu schleppen vermag, doch mit dem feineren Sand und den Tonteilchen noch Gerölle befördern kann².

E. Noël hat den interessanten Versuch unternommen, aus der Orientierung der Gerölle, deren große Achse sich immer rechtwinklig zur Stromrichtung stellt, Schlüsse auf die Stromrichtung der transportierenden Gewässer zu ziehen, und glaubt, bei Arches und Epinal Stromrichtungen von Süden nach Norden und von Osten nach Westen gefunden zu haben. Leider ist die Basis der Beobachtung zu klein, um weitergehende Schlüsse zu gestatten³.

¹ E. Kraus, 1925, S. 42; 1921, S. 280.

² Nur verständlich, wenn erstere suspendiert.

³ Noël, E., a) Note sur l'orientation des galets etc. 1905, S. 89/98: Skizze S. 94; b) sur l'orientation, que prend etc., 1905, S. 2; c) Note sur la détermination etc., 1906, S. 143 ff.; hier eine sehr beachtenswerte Dar-

E. Kraus stellte eine derartige Beobachtung über die Lage der Gerölle im Hauptkonglomerat „an der Ostseite des langen von der Ginsterhöhe („l'Haute de Fous“) nach Norden ziehenden Rückens“ in Lothringen an und fand, „daß die Längsachse der überwiegenden Mehrzahl der größeren, länglichen in der NNW- bis SSO-Richtung, weniger häufig in der NW- bis SO-Richtung liegt“, woraus sich an dieser Stelle eine Strömungsrichtung von WSW oder auch ONO ergeben würde, konnte aber, wofür etwa Beobachtung von Dachziegellagerung in Frage gekommen wäre, nicht entscheiden, welche von beiden die tatsächliche war¹.

Alles in allem werden wir E. Kraus darin zustimmen, daß ein südliches Einzugsgebiet wahrscheinlich ist, und daß die Annahme viel für sich hat, „daß die Kiesel den alten Resten des vindelicischen Rumpfbirges entstammen, das sich dereinst ... als Rücken zwischen der böhmischen Masse und dem französischen Zentralplateau dehnte“. „Alles deutet auf eine nach N und O abnehmende Transportkraft“². Außer an ein südliches wird man auch an ein südwestliches und westliches Einzugsgebiet denken, den Gebirgsrand, der das Buntsandsteinbecken nach W abschloß.

Die Gerölle sind im Hauptkonglomerat der Vogesen größer als im oberen Geröllhorizont des Schwarzwaldes. Muß man daraus nicht auf einen westlichen Ursprung der letzteren, auf eine W—O von den Vogesen zum Schwarzwald gerichtete Strömung schließen? Eine derartige Strömung hätte auf keinen Fall weiter reichen können, als bis dahin, wo im Schwarzwald eine Zunahme des Gerölldurchschnittes nach O oder ein Facieswechsel des Sandzwischenmittels von fein zu grob nachweisbar ist (siehe oben, S. 148/152ff.), also im Bereich des mittleren Schwarzwaldes nicht über den westlichen Rand hinaus, ferner auch nicht wei-

stellung der Methoden der Untersuchung von Geröllhorizonten, auch 1905, b. Bei gleicher Neigung der mittleren Axen bei langen und flachen Geröllen ist die Strömung im Sinne der Neigung dieser Axen gerichtet (1906, S. 47/48); siehe auch Daubrée, *Observation sur les alluvions anc. et mod. d'une partie du bassin du Rhin* (1850; angeführt bei E. Kraus, 1925, S. 13).

¹ E. Kraus, 1925, S. 13.

² E. Kraus, 1925, S. 42 und 43; v. Seidlitz nimmt als Ursprungsgebiet „ein etwa im Gebiet der Schweizer Hochebene“ gelegenes „hohes Gebirge karbonischer Faltung“ an, „dessen Oberfläche sich in lateritischer Zersetzung befunden haben mag“ (1911, S. 242/43).

ter als bis dahin, wo im Schwarzwalde kristalline Feldspatgesteine als Gerölle häufiger werden. Eine Strömung von den Südvogesen zum südl. Schwarzwald muß wohl aus dem letztangeführten Grunde ausscheiden. Es werden also doch wohl für die Vogesen wesentlich nördlich und nordöstlich gerichtete Transportwege anzunehmen sein. Andererseits konnten die rechtsrheinischen Gewässer die Richtung nach NW nicht dauernd beibehalten, mußten vielmehr etwa längs der heutigen Rheinlinie — was man als Andeutung einer alten Rheintalanlage auffassen mag — nach Norden abbiegen. Es zeigt sich, daß die Verminderung der Geröllgröße nicht in jedem Falle einen Transportweg anzeigt, und daß wir die Wege nicht einfach so rekonstruieren dürfen, indem wir zu den Linien der maximalen Geröllgröße die Normalen errichten; es sind daneben auch die Gesteinsarten und der Facieswechsel zu berücksichtigen. Wohl aber ist ein Transport in der Richtung der wachsenden Geröllgröße ausgeschlossen.

Die dichtere Packung und außerordentliche Größe der Gerölle im linksrheinischen Hauptkonglomerat ergibt sich aus der geringen Entfernung des südlichen und westlichen Hochgebietes. Die Nähe des westlichen Beckenrandes zeigt sich auch darin an, daß wir selbst in der Tiefenrinne des Beckens, in den Nordvogesen und teilweise in der Pfalz, sehr grobe Gerölle haben.

Ein nordöstlich gerichteter Transportweg von den Nordvogesen in der Richtung nach dem Odenwald, der Tiefenrinne des Beckens folgend, ist durchaus möglich und wahrscheinlich.

Mit der Natur der Geröllhorizonte in den Vogesen haben sich zuletzt W. v. Seidlitz und E. Kraus befaßt. Den unteren Horizont betrachten beide als marines Transgressionskonglomerat. Ein Transgressionskonglomerat liegt natürlich vor, insofern sich in der Zusammensetzung der Rand des nahen Hochgebietes bemerkbar machen muß. Aber gegen einen Absatz im Meere möchte ich doch bei diesem schichtartig auf eine Strecke von über 100 km von der angeblichen Küste weg zwischen geröllfreien Schichten eingeschalteten Geröllager die früher geäußerten Bedenken wiederholen (oben, S. 140/141 ff.), und erst recht gegen die Bildung durch Abrasion. Das Überhandnehmen von Arkosen an der Basis mit der Annäherung an einen Beckenrand, der aus kristallinem Gestein oder aus dem Abtragungsschutt eines solchen besteht, ist nicht nur am Meeresstrande, sondern genau so am Rande eines kontinentalen Bek-

kens zu erwarten. Sie beweisen also nichts für Ablagerung im Meere. Zu wenig sind wir noch in den Vogesen unterrichtet über die lokale Beeinflussung der tiefsten Schichten durch den Untergrund, u. a. bei der Transgression über die Grauwacken bei Geweiler. Es muß auch z. B. sehr auffallen, daß Brunzel auf der Nordseite des Donon über den obersten Schichten des Rotliegenden, arkoseartigem Sandstein, keinen arkoseartigen Buntsandstein, sondern einen Sandstein antraf, der aus gleichmäßig gerundeten Quarzkörnern bei zurücktretendem, tonigem Bindemittel bestand — was bei Aufarbeitung durch das Meer noch verständlich wäre —, dazu aber noch größere Geschiebe von rötlichen und grünen Quarziten, aber keine kristallinen Gesteine einschloß¹. Nach Bücking ist die untere Abteilung des mittleren Buntsandsteins am Schneeberg und Umgebung über dem Rotliegenden aus Sandsteinen zusammengesetzt, welche den Sandsteinen des Rotliegenden zwar in der Farbe ähnlich, aber etwas gröber als diese und ärmer an tonigem Bindemittel sind².

Im südlichen Teil der Sandsteinvogesen sind die Gerölle nach Liétard (1888, S. 46) ausnahmsweise „au sol voisin“ entnommen³.

Die Transgression der unteren geröllführenden Sandsteine erreicht allerdings in den Vogesen einen besonders großen Umfang; und doch schiebt sich die Faciesgrenze Geröll-Sand entgegen der Transgressionsrichtung nach N bis in die Pfalz vor! Da würden wir wieder vor der rätselhaften, plötzlichen Verstärkung der Kraft der Meeresströmungen stehen, wenn wir Ablagerung im Meere annehmen wollen. Vorübergehende Trockenlegung, Nordwärtswandern des Strandes und deltaartige Aufschüttung wären aber das Gegenteil von Transgression.

Beim Hauptkonglomerat lehnt v. Seidlitz nach Philippi's Vorgang die E. Fraas'sche Auffassung als Kieswüste ab, weil „die regelmäßige Ausbildung ganz unscheinbarer petrographischer Eigentümlichkeiten auf weite Strecken nur er-

¹ Brunzel, 1898, S. 187 und 189.

² H. Bücking, 1890, S. 109; wäre als Wirkung einer Schlämmung vielleicht möglich.

³ z. B. zwischen Le Moncel und le Roulier Gerölle von verkieseltem permischem Sandstein identisch mit anstehendem bei Faymont. Übergangszone in Form von granitischer Aufarbeitung und Konglomerat über Grundgebirge am Südrande der Vogesen (Thirria, 1833, S. 32); aber stratigraphische Zuordnung sicher?

klärlich ist bei der Sedimentbildung aus dem Wasser“. E. Fraas dachte sich nun allerdings die Kieswüste nicht innerhalb der Sandwüstenzone liegend, sondern am Rande derselben, und schrieb den Transport der Gerölle der randlichen Kieswüste nicht ausschließlich dem Winde zu, sondern auch dem Wasser¹.

A. Tornquist faßt das Hauptkonglomerat als marine Strandbildung auf. v. Seidlitz führt aber gegen eine reine Küstenbildung „im Sinne der Küstenkonglomerate (Abrasions-, Transgressionskonglomerat)“ die weite, räumliche Ausdehnung (170 km in Richtung S—N; etwa 100 km in der Länge und mindestens 150 km in der Breite) an. Vor allem spricht aber meiner Meinung nach dagegen die petrographische Zusammensetzung dieses Kieselkonglomerates von einheitlichem regionalem Charakter ohne lokalen Einschlag, ohne Beziehung zum Untergrunde. Es scheint diesen Charakter auch noch beim Überschreiten des Rotliegenden von Belfort-Ronchamp beizubehalten.

Die gleichartige, fast gleichbleibend mächtige Ablagerung des Hauptkonglomerates in der flachen Bucht des Buntsandsteinmeeres führt v. Seidlitz auf die Wirkung von Küstenströmen, Gezeitenströmen und Meeresströmungen zurück. Küstenströmungen können aber die Gerölle nicht 100 km weit von der Küste wegführen, und stärkere Gezeiten wären in der flachen süddeutschen Buntsandsteinbucht ebenso unwahrscheinlich wie Bodenströmungen von der erforderlichen Gewalt. Herbeigeschafft soll ein großer Teil der Geröllmassen sein durch die „Transgression nach Süden, in Verbindung mit Abrasion, der das südliche Gebirge zum Teil zum Opfer fiel“. Wie soll man sich dies bei der vom Untergrunde so verschiedenen Zusammensetzung vorstellen? Etwa unter Zuhilfenahme einer Regression und darauffolgenden Verwitterungsperiode, die nur das widerständigste Material verschonte? Es käme dafür nur ein Gebiet ganz im Süden in Betracht, in dem das Meer über Rotliegendegerölle oder kristallines Gebirge hinweggeschritten wäre. Warum wurde aber dann das polygene Strandkonglomerat nicht gleich von den Meeresströmungen nach Norden geführt; warum erst später? Zur Herbeischaffung der „mindestens 500 Milliarden cbm Hauptkonglomerat“, die sich nach v. Seidlitz „im Oberrheingebiet abgelagert haben“, sollen dann noch klima-

¹ v. Seidlitz, 1911, S. 242; Philippi, Letl. geogn. II, 1, S. 31/32; E. Fraas, 1899, S. 57.

tische Erscheinungen mitgewirkt haben (v. Seidlitz, 1911, Seite 244). Da marine Transgression nicht gut klimatisch bedingt sein kann, — ebenso wenig wie es die Transportkraft von Meeresströmungen direkt ist —, so müßte sich das wohl auf die Herbeischaffung der Gerölle durch fließendes Wasser beziehen, etwa durch Flüsse, die von Süden her in das Becken mündeten. Wenn wir aber doch einmal dazu Flüsse benötigen, warum dann nochmalige Umlagerung im Meere annehmen und nicht gleich ein für allemal Transport und Ablagerung durch Flüsse? So hält denn auch E. Kraus mäandrierende Ströme für fähig, eine solche gleichartige Schotterdecke mit nahezu paralleler Ober- und Unterfläche über einer zweiten Sandebene aufzuschütten. „Die Unregelmäßigkeit der Geröllager, der Dichte der Packung, des Tongehaltes sprechen recht für Flußschotter“, fügen wir hinzu, auch die häufige Schrägschichtung. Flußmäander können lokal die allgemeine Strömungsrichtung in die Ost-West-Richtung ablenken. Die „Restkiesel“ lagen nach Kraus für den Transport zur Hauptkonglomeratzeit schon in konzentrierter Form, etwa als Terrassen oder Schuttkegel, in südlichem höherem Niveau bereit. Zu ihrer Erfassung und ihrem Abtransport müsse eine Pluvialzeit eingetreten sein. In dem vagierenden Flußsystem der Hauptkonglomeratzeit sieht indes Kraus nur eine Episode, die den normalen Fortgang der Transgression unterbrach. — Sonderbar wäre dann allerdings, daß die Faciesgrenze sm/so_1 trotzdem innerhalb des Hauptkonglomerates auftritt, was doch auf einen engeren Anschluß von diesem an die liegende und hangende Schicht hinweist, nicht auf eine völlig andersartige Entstehung. — Die Regression soll nach E. Kraus durch raschere Bodensenkung im N und vielleicht durch gleichzeitige Hebung des Südens bedingt und die Diskordanz an der Basis des Hauptkonglomerates, auf die wir an anderer Stelle zurückkommen müssen, zum Teil in diesen Vorgängen begründet gewesen sein¹.

¹ E. Kraus, 1925, S. 34/35. Braconnier hält den ganzen Voegesandstein für eine deltaähnliche Aufschüttung, durch einen großen N—S fließenden Strom gebildet (1883, S. 102); andere französische Autoren betrachten ihn teils als Strandbildung (Hogard, Liétard), teils als Absatz eines tieferen Meeres (Hogard); auch Noël (1906, S. 158) hält das Hauptkonglomerat für marin. Für Ablagerung im stehenden Wasser sollen die „équilibres étranges“ bei den Geröllen gewisser Konglomerate des grès vosgien sprechen (1906, S. 153).

Diskordanzen an der oberen Grenze des Sandes durch Abschwemmen und Rinnenbildung hätten aber, auch wenn der geröllärmere Sandstein unter dem Konglomerat von Flüssen abgelagert worden wäre, durch die verstärkte Strömung auf jeden Fall entstehen müssen. Ob allerdings die Verstärkung tektonisch oder klimatisch bedingt ist, konnten wir bis jetzt nicht entscheiden.

Nicht abgerollte Tonstücke von z. T. außerordentlicher Größe ($0,1 \times 0,2$ m bis $0,3 \times 0,5$ m) kommen in Lothringen zahlreich in einer konglomeratischen Grobsandsteinbank des Hauptkonglomerates vor. Sie setzen die Aufarbeitung einer „mindestens 70 m mächtigen roten Tonschicht“ dar. E. Kraus schließt daraus, „daß die Wasserbewegung zur Zeit des Hauptkonglomerats zu ganz bedeutender Stärke answoll und daß die Größe der Kiesel zwar die Höchstgröße der harten Steine angibt, welche in ihren Überflutungsbereich kamen, nicht aber als Maß für die Stärke der Strömung verwendet werden darf. Letztere war zum mindesten gelegentlich so stark, daß sie auch noch größeres Material weggeschafft hätte, wenn sie es hätte erreichen können“¹.

b) Zwischengeröllhorizonte.

Die obere Abteilung des Hauptbuntsandsteins ist zwar von der unteren im allgemeinen durch das Fehlen von Geröllen unterschieden, ist indes doch nicht immer völlig geröllfrei, so daß man manchmal besser nur von einem Zurücktreten der Gerölle spricht. Sie treten nur ganz vereinzelt auf und, wie z. B. auf Blatt Pfalzburg, „hauptsächlich in bestimmten Zonen festerer Bänke“ reichlicher „ganz wie in den nördlichsten Teilen des Landes (i. e. Elsaß-Lothringens) und in der angrenzenden Pfalz“ (Erl. S. 52). van Werveke beobachtete auf Blatt Buchweiler, daß geröllführende Bänke sich mehrfach einstellen, so eine 4—5 m mächtige Bank mit Geröllen von Quarz und Quarzit, die meist zerstreut liegen, seltener sich zu dünnen Streifen anordnen, ungefähr 65 m unter dem Hauptkonglomerat, sodann eine an Geröllen ziemlich reiche Bank am Bruders-Berg 14 m unter dem Hauptkonglomerat; in den zwischen beiden auftretenden Sandsteinbänken treten die Gerölle mehr zurück. (Erl. S. 8.) E. Kraus fand die Geröllführung im oberen Vogesensandstein Lothringens nur etwas schwächer als im unteren, der Art nach

¹ E. Kraus, 1925, S. 14.

aber nicht verschieden: sehr vollkommen abgerollte Gangquarze und Quarzite, von weißer, roter bis schwach violettroter Farbe und von Walnuß- bis Faustgröße¹. „Porphyr-, Tuff- und dergleichen Gerölle“ erscheinen nach Schumacher auf Blatt Pfalz-burg „hin und wieder ganz vereinzelt in der unteren Hälfte der Abteilung (i. e. sm₂), während im übrigen die Gerölle lediglich aus Quarz und Quarziten bestehen“ (Erl. S. 53). Die Alleinherrschaft der Kieselgerölle oder, um mit Kraus zu reden, der „Restschotter“-Charakter beginnt demnach schon innerhalb des oberen Hauptbuntsandsteins. Tongerölle kommen natürlich immer vor, so schichtweise auf Blatt Bitsch dicht unter der Grenze gegen das Hauptkonglomerat (Erl. S. 10).

In tieferen Lagen des oberen Vogesensandsteins kommen gern etwas mehr Gerölle vor², und auch die obersten 4–5 m können schon sehr geröllreich sein³, d. h. die Geröllführung verliert sich an der unteren Grenze von sm₂ allmählich und setzt auch an der oberen Grenze langsam ein. Die Wirkung der Faktoren, durch die die Verstärkung der Strömung in den Geröllhorizonten hervorgerufen war, setzte also weder plötzlich ein, noch plötzlich aus⁴. Das macht den Eindruck, als ob die Hauptkonglomeratszeit nur quantitativ von der Sedimentationsperiode des Vogesensandsteins bzw. der Zwischenschichten verschieden sei und keine qualitativ verschiedene, fremdartig sich dazwischen schaltende Episode.

2. Geröllhorizonte des Hauptbuntsandsteins in der Pfalz.

a) Unterer Geröllhorizont.

An der unteren Grenze des Hauptbuntsandsteins, über dem feinkörnigen tonigen, von Neustadt ab südlich geröllfreien Sandstein der unteren Abteilung „su“, stellen sich nach Leppa „zunächst bis 15 m mächtige mürbe ... violettrote Sandsteine ein, welche sich durch gröberes Korn und vereinzelte Geröllführung von den

¹ E. Kraus, 1925, S. 5 und 6.

² Schumacher, Erl. Blatt Bitsch 1890, S. 9.

³ Schumacher, Aufnahmebericht Lützelstein, 1898, S. CLIV; siehe auch Erl. Blatt Weißenburg, S. 44.

⁴ Vergleiche Benecke, Erl. Blatt Lembach, S. 27: Der Beginn einer Änderung der Sedimentation kann sich schon in den oberen Horizonten des sm₂ bemerkbar machen.

tonigen Sandsteinen der tieferen Schichten und durch runde, nicht glitzernde Quarzkörner, etwas tonige Beschaffenheit und dunklere Färbung von den höheren Lagen des Hauptbuntsandsteins unterscheiden“. „Durch Anreicherung von Geröllen entstehen stellenweise in den darauffolgenden Schichten schwache Konglomeratbänke, die sich als solche im Annweiler-Dahn-Schönaue Gebiet deutlicher ausprägen als in dem nördlichen Haardtgebirge bei Neustadt und Dürkheim, wo wir nur geröllreiche Sandsteine wahrnehmen. Nach oben nehmen die Gerölle langsamer ab als nach unten, und man kann sagen, sie finden sich zerstreut in der ganzen unteren Hälfte des Hauptbuntsandsteins“¹.

Auch Thü r a c h beobachtete, daß die Gerölle nicht ganz an der Basis liegen, und teils in lockeren Sandsteinen, teils aber auch noch in den festen Sandsteinen. Kartistische Abgrenzung von den massigen Sandsteinbänken im Hangenden ist wegen der unscharfen Grenze der Geröllführung in der Pfalz kaum möglich². Das stimmt mit den Vogesen überein; wo — wie übrigens auch im nördlichen Odenwald stellenweise — die obere Grenze der Geröllführung unscharf sein kann.

Die Gerölle können sowohl gleichmäßig häufig verteilt sein, als auch lagenweise angereichert³. Neben vielen Quarziten treten, besonders bei Dahn, Schönaue und Annweiler, ziemlich häufig Gerölle von Granit, Gneis, Quarzporphyr und kristallinen Schiefen auf. Nach N nehmen nach L e p p l a die Gerölle dieser Art an Zahl etwas ab, „dennoch hat man bei Neustadt a. H. und Dürkheim keine Mühe, solche zu finden“⁴. Die Gerölle sind wohl gerundet. Die Quarz- und Quarzitzerölle erreichen gelegentlich bis Gänseeigröße oder sogar über Faustgröße. Noch in der nördlichsten Verbreitung, auf Blatt Donnersberg, gesellen sich zu den Quarziten hie und da Quarzporphyrgerölle. Windschliffe konnte R e i s an den Geröllen nicht feststellen (Erl. S. 126). Auf Blatt Speyer (Erl. S. 13) wird die Geröllbank an

¹ L e p p l a, 1888, S. 46; hier auch die Beschreibung der Aufschlüsse in diesen Grenzschiefern.

² Thü r a c h, 1884, S. 36; hier ein Profil der Grenzschiefern; vergleiche R e i s, Erl. Zweibrücken, S. 162: basale Sandsteine fast geröllfrei, darauf die konglomeratischen Schichten.

³ R e i s, Erl. Zweibrücken, S. 159.

⁴ L e p p l a, 1888, S. 46; vergl. K. Staesche, 1927, S. 53: Gerölle von Granit, Gneis, Quarzporphyr haben sich im ganzen Gebiet zwischen St. Ingbert und Staup, wenn auch spärlich, gefunden.

der Basis der Trifelsstufe, die aus „Geschieben von verschiedenartigen Felsarten, namentlich von Urgebirgsgestein, von Porphyry, Tonstein, weißem Quarz, Quarzphyllit und Quarzit zusammengesetzt ist, aber nur selten die Beschaffenheit eines festen Konglomerates besitzt, in den nördlichen und nordwestlichen Gegenden durch lockere, grobkörnige Sandsteine ersetzt, welche hier spärliche Porphyrygerölle, noch seltener gneisartige Geschiebe führen“. Durch bunte Mischung der Gesteinsarten bekundet sich demnach auch in der Pfalz dieses untere Geröllager als Äquivalent des Eck'schen Horizontes im Schwarzwald.

Die Porphyre könnten wohl von Norden her, aus dem nordpfälzischen Sattel, hergebracht sein, aber das Granit-Gneismaterial nur von Süden, da das Karbon-Perm des Nordens zu wenig davon enthält, um als Lieferant in Betracht zu kommen. Dafür spricht auch die Abnahme der Grundgebirgsgerölle und der Gerölle überhaupt in dieser Richtung. Ein Transportweg vom Pfälzerwald zum Odenwald ist möglich, da in dieser Richtung die Geröllgröße und -dichte abnimmt¹.

Die Lagerung zeigt in den geröllführenden Schichten nach Reis „die typischsten Anzeichen aller in stärkster Flut abgesetzten Schotter- und Sandabsätze in kurzzügigen, nicht hohen, in der Neigung reichlich wechselnden gemuldeten (von mir gesperrt: Str.) Diskordanzstreifen“².

Die stratigraphische Stellung der Staufer Schichten, die am Nordrande des Pfälzer Waldes die Basis des Buntsandsteins bilden, und ihre Konglomerate haben uns schon früher beschäftigt (oben, S. 102 ff.). Das Auftreten einer höheren Geröllage, die in ihrer Zusammensetzung mit dem Eck'schen

¹ K u m m (a. a. O. 52 und 50) fand im Felsenland der Südpfalz eine deutliche Abnahme der Geröllgröße von SW nach NO. Weiter nördlich dagegen ergibt sich kein klares Bild, da nicht nur eine geringe Abnahme der Geröllgröße von W nach O, sondern auch in entgegengesetzter Richtung vorkommen soll. Beim Staufer Konglomerat findet sich der größte mittlere Durchmesser der Gerölle im NW. Von da aus ergeben sich zwei Transportrichtungen: NW—SO und NO—SW. Beim Eck'schen Geröllhorizont im Verbreitungsgebiet der Staufer Schichten liegt das Maximum ebenfalls im N und geht die Transportrichtung von N nach S. Wir hätten also für diese Zeit noch einen nördlichen Beckenrand anzunehmen.

² R e i s, Erl. Zweibrücken, 159.

Horizont übereinstimmt (Quarzporphyre, Granit, Gneis, kristalline Schiefer) über den Staufer Schichten gilt Reis als Beweis ihrer und ihrer Konglomerate Zugehörigkeit zum unteren Buntsandstein. Die festen Sandsteine der Felsregion, die weiter südlich über bis 15 m geröllarmen mürben Sandsteinen folgen und an ihrer Unterregion die Konglomeratsandsteine „mit stets abgerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen bis zur Faustgröße, dann seltener Quarzporphyr- und Urgebirgsgeschieben“ führen, sollen nach dem nördlichen Ausstreichen der Formation zu nur an Festigkeit abnehmen, aber Mächtigkeit und petrographische Beschaffenheit auch im Bereich der Verbreitung über den Staufer Schichten beibehalten¹.

b. Hauptkonglomerat (oberer Geröllhorizont) in der Pfalz.

Die allgemeine Verschwächung vom Elsaß nach der Pfalz ist uns schon bekannt (oben, S. 214). Von einem Konglomerat kann man nur in der Gegend von Pirmasens, Waldfischbach gegen Dürkheim und Neuleiningen reden und selbst hier hat man sich nach Leppla darunter nur eine Reihe von auf etwa 15 m Sandstein verteilter Geröllagen vorzustellen, welche sich bloß in der mittleren Zone bis zu wirklichen Konglomeraten steigern. Die Mächtigkeit wechselt nach Thüraach sehr stark. Einer Höchstmächtigkeit von über 40 m bei Pirmasens und Waldfischbach (einschließlich der Konglomerate; nach Blatt Speyer in typischer Ausbildung bis 35 m)² stehen bei Weißenburg und Bergzabern kaum 5 m gegenüber. Das Übrige wird durch geröllarme oder geröllfreie Sandsteine vertreten³. Auf Blatt Speyer sind abseits der genannten Region an Stelle der Konglomerate 5—10 m mächtige geröllreiche Sandsteinlagen entwickelt, die an vielen Orten infolge von Verwitterung Kies zur Straßenbeschotterung liefern (Erl. S. 15). Die stärkste Reduktion soll nach Reis auf Blatt Donnersberg vorliegen, wo der obere Hauptbuntsandstein mit einer oder mehreren Felsbänken bis zu 5 m Gesamtmächtigkeit abschließen soll, welche

¹ Reis, Erl. Zweibrücken, S. 140; vergl. auch Reis, Erl. Blatt Donnersberg, S. 126: über bis 15 m mächtigen geröllärmeren, zuweilen mürben Sandsteinen bis 70 m mächtige massige Bausandsteine, die im unteren Viertel häufig konglomeratische Einschaltungen enthalten.

² Mit oder ohne Karneolkonglomerat?

³ Thüraach, 1884, S. 39 und 40.

hie und da kleine Gerölle führen. Der Name Hauptkonglomerat wird aber beibehalten, um die geologische Parallele mit den benachbarten Gebirgen herzustellen¹.

Wir haben früher schon den Streifen der stärksten konglomeratischen Ausbildung als Fortsetzung einer Konglomeratzone im nördlichen Elsaß-Lothringen erkannt, die von der Bitzschiger Gegend über Pirmasens nach NO zieht (oben, S. 215).

Leppla verfolgte „von dem Hauptverbreitungsgebiet des Konglomerates längs eines Streifens von Eppenbrunn über Pirmasens, Klausen nach Leimen und Eschkopf aus gerechnet“ die rasche Abnahme der Gerölle nach O und W näher. „Am südlichen Rheintalrand hat man Mühe, die Vertreter des Hauptkonglomerates in den unbedeutenden Geröllagen der abgestürzten Schollen des Buntsandsteins (Gegend von Bergzabern) zu erkennen und längs der Sikinger Höhe zeigen sich die Verhältnisse ziemlich ebenso schwierig. Im Innern des Gebirges erreichen diese Konglomerate oder Geröllagen ihre höchste Erhebung in den Kiesgruben auf dem Gipfel des Eschkopfes (611 m)“. Gegen den Rheintalrand zu krönt das Hauptkonglomerat auf dem Kalmit, Drachenfels, Rahnfels und Peterskopf bei Dürkheim die Gipfel der Berge. „Auch bei den in nördlicher Richtung unter das Tertiär untertauchenden Triastafeln von Wattenheim-Neuleiningen und Ebertsheim gelangt der Horizont des Hauptkonglomerates zu charakteristischer und mächtiger Entwicklung“².

Zu beachten ist freilich, daß Leppla das Karneolkonglomerat noch nicht vom Hauptkonglomerat abtrennt und daß von den eben genannten Gerölldecken der Höhen des Pfälzerwaldes ein großer Teil von der geologischen Kartierung zum Karneolkonglomerat gezogen ist. Die Schwierigkeit dieser Abtrennung bringt für die Pfalz ein Moment großer Unsicherheit in die Untersuchungen³. Die Abnahme der Geröllführung in nordwestlicher Richtung wird durch die Verhältnisse auf Blatt

¹ Reis, Erl. S. 129; Reis will allerdings diese Geröllzone selbst als Kugelfelszone und das Karneolkonglomerat als Hauptkonglomerat betrachtet wissen, was natürlich bei der Frage der Reduktion sehr ins Gewicht fiel.

² Leppla, 1888, S. 47/49.

³ Würde man mit Reis das Karneolkonglomerat dem Hauptkonglomerat gleichsetzen, — was aber seine Bedenken hat —, so würde diese Schwierigkeit wegfallen.

Zweibrücken bestätigt, wo man nur im SW eine bis zu 12 m mächtige Felsmasse gleichmäßig geröllführender, harter körniger Sandsteine antrifft, während in den nördlichen Regionen sich die Geröllführung i. a. auf schwächere, lockere konglomeratistische Zwischenlagen beschränkt¹.

Die untere Grenze der Geröllführung ist auch in der Pfalz nicht überall scharf, da schon in der Kugelfelsregion die Gerölle zunächst spärlich einsetzen, um dann 5—10 m über der Untergrenze überall sehr reichlich zu werden. „Soweit die Sandsteine nach oben in großer Menge Gerölle führen, stellt man sie zum Hauptkonglomerat“². Dasselbe gilt nach Leppla von der oberen Grenze³. Der Zusammenhalt der Geröllschichten ist vielfach so locker, daß sie zur Kiesgewinnung ausgebeutet werden können (vergl. oben, S. 229).

Auch hier haben die Konglomerate den Charakter des Kieselkonglomerates, da außer kristallinen Quarziten „in den verschiedensten Färbungen und Texturformen“ bis jetzt kein anderes Material mit Sicherheit nachgewiesen wurde. In den Erläuterungen von Blatt Speyer werden die Rollstücke als weit vorherrschend aus dunklen, farbigen, rötlichgrauen, oft grau-wackenartigen Gesteinen oder aus reinem Quarzit bestehend gekennzeichnet. Einmal glaubte Leppla in einem Geröll des Hauptkonglomerates am Peterskopf einen Porphyrbrocken vom Donnersberg erkennen zu können⁴. Die Größe der Rollsteine erreicht Ei- bis Faustgröße. Ihre Form ist nach meinen Beobachtungen bei den größeren Geröllen durchweg gut gerundet⁵.

Die Facies der verbindenden Sandsteine ist anscheinend überall die des Hauptbuntsandsteins, weshalb sie Reis als das

¹ Reis, Erl., S. 142.

² Thürach, 1884, S. 39—40, dagegen S. 40: untere Grenze verhältnismäßig sehr scharf.

³ Leppla, 1888, S. 48.

⁴ Erl. Blatt Speyer, S. 12 (an anderer Stelle auch weißliche Quarzkiesel); Leppla, 1888, S. 48.

⁵ Durch systematische Verfolgung der Geröllgrößen glaubt Kumm (a. a. O. S. 59) im Pfälzerwald, von einigen Unregelmäßigkeiten abgesehen, eine Hauptströmungsrichtung von SW nach NO gefunden zu haben. Das Karneolkonglomerat ist von Kumm dabei in seinen Messungen einbezogen worden.

Ebenbild der Karlstalfelsenzzone bezeichnet¹. Daraus ergibt sich ein enges Verbundensein mit dem mittleren Buntsandstein.

Andererseits aber folgt über der Karneolbank nochmals ein Geröllager, hier Karneolkonglomerat genannt, das bedeutender sein kann als das sog. Hauptkonglomerat (Erl. Zweibrücken, S. 142). Das gibt einigen Autoren Anlaß, die Geröllablagerungen als ein Ganzes und als den Beginn eines neuen Zeitabschnittes zu betrachten, der dann nur der obere Buntsandstein sein könnte².

Dagegen stellt Re is auf Blatt Donnersberg das Karneolkonglomerat zum Hauptkonglomerat, z. B. dasjenige vom Alt-leininger Steig, da die Dolomit-Karneolbank, unterhalb welcher im Schwarzwald das Hauptkonglomerat liegt, angeblich der zweiten höheren Dolomitbank in der Pfalz entsprechen soll. Was auf den Blättern Speyer und Zweibrücken die Bezeichnung Hauptkonglomerat trägt, sollen nach Re is nur die obersten Felsenschichten des Hauptbuntsandsteins sein (Kugelfelszone). Im Alt-leininger Tal fehlen übrigens die „Karneolletten mit Dolomitausscheidungen“ und das Hauptkonglomerat ist nach Re is in die obersten „Dünnschichten des Hauptbuntsandsteins“ unregelmäßig tief eingesnagt³.

So kehrt auch im pfälzischen Gebiet die Schwierigkeit der Abgrenzung von mittlerem und oberem Buntsandstein, der wir fast allenthalben begegnen, wieder.

c) Mittlere Geröllhorizonte.

Die höheren Lagen der Trifelsstufe (= unterer Hauptbuntsandstein) führen noch einzeln eingestreute Gerölle, in den Rehbergsschichten (= mittlerer Hauptbuntsandstein) werden sie dann spärlicher. 50—80 m über der Untergrenze der Rehbergsschichten werden dann in der Rehbergfelsregion (5—15 m) die Gerölle vorübergehend wieder zahlreicher, aber doch im Ganzen spärlich (Erl. Blatt Speyer, S. 13—14).

¹ Re is, Erl. Zweibrücken, S. 142; Erl. Donnersberg, S. 129.

² Th ü r a c h, 1884, S. 40; Erl. Blatt Speyer, S. 34.

³ Re is, Erl. Donnersberg, S. 129; siehe Abbildung 44, S. 128 (Dünnschichten unter Kugelfelszone vom Rahnfels); die diskordante Einnagung der Geröllbänke in die geröllfreien, dünnschichtigen Sandsteine darunter ist sehr schön u. a. beim Aufstieg vom Bahnhof nach Stadt Neu-Leiningen zu beobachten.

Die Trippstadt- oder Karlstalschichten (= oberer Hauptbuntsandstein) enthalten die Karlstalfelszone (12—20 m) eingeschaltet, die aus meist quarzitischen Sandsteinen besteht, die in der Pirmasens-Waldfischbacher Gegend auch spärliche Gerölle führen¹. Die Gerölle bestehen nach Reis „zum geringeren Teile aus weißem Quarz, zum größeren Teil aus charakteristischen dunkelroten, körnigen Quarziten, welche den tieferen Schichten völlig abgehen; jedoch fehlen dort (i. e. Karlstalschichten) die für diese charakteristischen dichten dunkelgrauen Quarzite und unreinen Quarze“². Im Gebiete des Blattes Zweibrücken führen die Sandsteine der Karlstalfelszone „im Inneren“ Gerölle, zeigen aber auch im W und NW des Verbreitungsgebietes des Buntsandsteins schwächere konglomeratische Zwischenlagen³.

Die geröllführenden Rehbergfelsen sind auf Blatt Zweibrücken im nördlichen Ausstreichen in der Bruchniederung auf ganz schwache Felsbänke reduziert (Erl. S. 140).

In der Kugelfelsregion beginnen allgemein die Gerölle 5 bis 10 m über der Untergrenze⁴. Tongeschiebe (Tongallen) sind natürlich auch hier häufig, so u. a. in weiter Verbreitung in den oberen Schichten der Rehbergstufe auf Blatt Zweibrücken eine Bank mit flachen Tongeschieben (Erl. S. 241).

Reis betont unter Beziehung auf Karlstalfelszone und Hauptkonglomerat „die höchst unregelmäßige Innenlagerung der Geröllhorizonte bei ganz ebenflächigen oberen und unteren Grenzen“⁵.

Als allgemeinen Unterschied zwischen den beiden unteren Abteilungen des Hauptbuntsandsteins und der obersten in Bezug auf die Geröllführung bezeichnet Reis für Blatt Zweibrücken, daß unten die Geröllführung, wenn auch nach oben stark abnehmend, ziemlich allgemein ist, im oberen Hauptbuntsandstein dagegen nur auf ganz bestimmte Horizonte beschränkt ist (Erl.

¹ Thürach, 1884, S. 38.

² Reis, Erl. Zweibrücken, S. 141; auch Erl. Speyer, S. 14.

³ Die unter dieser Felszone lagernden Schichten werden in Erl. zu Blatt Speyer „als konglomeratartige ungefähr 30 m mächtige Lager“ bezeichnet (S. 14).

⁴ Thürach, 1884, S. 38.

⁵ Erl. Zweibrücken, S. 141; u. a. diskordante Schichtung in der geröllführenden Felszone bei Landstuhl (Ruine Nanstein) und bei Pirmasens.

S. 141 und 162). Dies würde dann annähernd den Verhältnissen in den Vogesen entsprechen.

Im einzelnen ist es nach den vorliegenden Angaben unmöglich, die mittleren Geröllhorizonte in der Pfalz mit den vereinzelt Gerölleinlagerungen in den Nordvogesen zu parallelisieren. Auch in der Parallelisierung mit ähnlichen Gerölleinschaltungen im mittleren Buntsandstein des Odenwaldes und Spessarts (vergl. o., S. 158 u. 162) ist Vorsicht geboten. Mit diesem allgemeinen Vorbehalt könnte man an eine Gleichstellung etwa der Karlstalfelszone mit der einen oder anderen Geröllschicht im „grobkörnigen Sandstein“ (sm₄) des Odenwaldes denken, die annähernd den gleichen Abstand von der Untergrenze des Hauptkonglomerates einhalten.

Die Gesteinsart der im Hauptkonglomerat und in den mittleren Geröllhorizonten vertretenen Gerölle — Quarze und Quarzite, grauackentartige Gesteine — bietet infolge ihres indifferenten „Restschotter“-Charakters keinerlei Anhalt zur genaueren Ermittlung ihrer ursprünglichen Heimat. Der vereinzelte Fund von Donnersbergporphyr ist zu unsicher, um etwas für die nördliche Herkunft zu beweisen. So sind wir ganz auf die Schlüsse aus der horizontalen Dichteverteilung der Gerölle und der wirklichen oder scheinbaren Mächtigkeitsabnahme der Geröllhorizonte angewiesen.

Der Geröllstreifen des Hauptkonglomerates, der sich vom Bitscher Land aus durch die Westpfalz nach NO wendet (oben, S. 215), dürfte doch wohl eine Hauptströmungsrichtung anzeigen; das wäre eine Zufuhr aus südlicher Richtung, die auch durch die allgemeine Verschwächung des Hauptkonglomerates vom Elsaß nach der Pfalz verbürgt wird. Ein Transportweg von der Pfalz nach dem Odenwald ist auch beim Hauptkonglomerat, der Abnahme der Geröllgröße und -dichte in dieser Richtung entsprechend, möglich und wahrscheinlich. Dagegen ist ein solcher vom nördlichen Schwarzwald nach dem südlichen Pfälzerwald durch die Zunahme der Geröllgröße in dieser Richtung wohl für alle Geröllhorizonte des Hauptbuntsandsteins ausgeschlossen.

Reis betrachtet die Buntsandsteinformation als „die Entladung der Verwitterungsmassen aus den das alte, zuletzt eingesenkte Rotliegendbinnenmeer umgebenden Kontinentalgebieten

durch eine erhebliche Süßwasserflutung“. „Für den Buntsandstein der Rheinpfalz haben wir den Geröllen und Gesteinen nach 3 Abgabegebiete: im unteren Buntsandstein mit Staufer Schichten das Kontinentalgebiet des nördlich anschließenden Permkarbons, für den unteren Hauptbuntsandstein und den oberen je zwei voneinander getrennte Ausfuhrgebiete, in welchem letzteren scheinbar eine doppelte Entladung stattfand; für den oberen Buntsandstein scheint der Eigenheit der Gerölle nach ebenso als Hauptlieferungsland ein weiteres von den übrigen Gebieten getrenntes bestanden zu haben“¹. Diese Ausführungen sind, soweit sie den mittleren und oberen Buntsandstein betreffen, sehr unbestimmt. Für den Eck'schen Horizont haben wir den Ursprung aus Süden früher schon erschlossen. Reis nimmt für die höheren Geröllhorizonte ohne nähere Begründung ein getrenntes Ausfuhrgebiet an. Beim Hauptkonglomerat konnten wir zwar auch keinen anderen Transportweg als den von Süden finden. An anderer Stelle² bezeichnet er die Liefergebiete der Richtung nach näher, indem er „von der Zerstörung von im Südwesten, Westen und Nordwesten gelegenen Verbreitungsgebieten mit karbonischen, stark geröllführenden Schichten unter wechselnd wirksamen Erosionsverhältnissen“ spricht, dies aber auch nicht näher begründet³. Dabei sollen „jedesmal die feineren Sande in weiterer Entfernung abgelagert werden, in den Tälern selbst und an ihren Ausmündungen zuerst die Schotter“; später sollen dann diese über die feineren Absätze hinwegwandern „nicht nur durch fortdauernde Erosion im Hinterland, sondern auch durch den anhaltenden, langsamen Transport der Kiesmassen auf größere Flächenerstreckung hin, ein Transport, der einen großen Teil seiner Materialien immer wieder aus dem eben

¹ Reis, Erl. Blatt Donnersberg, S. 138.

² Reis, Erl. Zweibrücken, S. 162.

³ In den geröllfreien Schichten des oberen Hauptbuntsandsteins hat Reis durch zahlreiche Messungen gefunden, daß das Einfallen der diskordanten Schichtung um die Nordostrichtung schwankt. Unter der Annahme, daß dieses „der Richtung des Fortrückens der steileren Aufschüttungsböschung entspricht“, „diese Neigung also in der Strömungsrichtung liegt“, ergibt sich daraus „die Tatsache der Hauptfortbewegung aus Südwesten“. „In den Konglomerathorizonten ist die Lagerung infolge der vielfach gestauten Strömung viel zu wechselnd, um ein derartiges Resultat festzustellen“. (Erl. Blatt Zweibrücken, Anmerk. S. 160.)

abgelagerten Boden hernimmt“¹. Derartige Transporte, wie sie hier Re is anzunehmen sich gezwungen sieht, kann man sich aber doch wohl schwer submarin vorstellen; man wird hier schon eher an Verfrachtung durch Flüsse denken müssen. Die Ein-nagung der pfälzischen Geröll- und Felszonen in den Untergrund steht damit in guter Übereinstimmung.

In der Rheinpfalz konnten wir an den Geröllen der Staufer Konglomerate und des Eck'schen Horizontes noch einen nord-westlichen Beckenrand mit einiger Sicherheit nachweisen; an denen des höheren mittleren Buntsandsteins läßt sich aber nur noch ein südlicher mit Sicherheit feststellen, ein westlicher mit ziemlicher Sicherheit vermuten; ein nordwestlicher dagegen ist nicht mehr sicher erkennbar.

3. Geröllhorizonte des Hauptbuntsandsteins in der Saargegend.

a) Unterer Geröllhorizont.

Von den beiden Abteilungen des Hauptbuntsandsteins zeichnet sich auch in der Gegend von Saarbrücken die untere durch die Führung von zahlreichen Geröllen aus, welche sich vielfach zu Konglomeratlagen häufen. Die Konglomerate und Geröllanhäufungen bilden i. a. keine durchgehenden Zonen von annähernd konstanter Mächtigkeit, wie beim Hauptkonglomerat der Vogesen, sondern „keilen oft aus oder spalten sich in mehrere Lagen; daneben findet oft ein rasches Anschwellen oder Verjüngen der Lagen statt“. „Eine etwas konstantere Zone von Konglomeraten von sehr schwankender Mächtigkeit ist allerdings wenige Meter über der Grenze gegen das Steinkohlengebirge ausgebildet, wie ein Blick auf die von Weiß aufgenommenen Kartenblätter der Umgegend von Saarbrücken lehrt, auf welchen dieselben durch blaue Punktierung ausgeschieden sind“².

Für die Blattgebiete von Ludweiler, Busendorf, Dudweiler, wird, z. T. auf Grund von Tiefbohrungen, das Gebundensein des

¹ Ebenda: durch das Darüberhinwandern der gröberen Facies über die feinere, wie es sich Re is vorstellt, kann eine ursprüngliche einheitliche Ablagerung den Eindruck einer „doppelten Entladung“ hervorrufen.

² G. Meyer, 1888, S. 5; auch nach Leppla (1924, S. 44) leiten Konglomerate die untere Abteilung des Buntsandsteins (wohl des Hauptbuntsandsteins gemeint) bei Saarbrücken ein (Schützenhaus an der Straße nach Gersweiler, sowie rechts der Saar bei Bous, Völklingen usw.).

Konglomerates an die Auflagerungsfläche des älteren Gebirges oder deren nächste Nähe besonders betont. Ganz basal liegt es allerdings selten, sondern ist in der Regel vom Steinkohlegebirge durch wenig mächtige feinkörnige Sandsteine mit tonigen Schichten getrennt¹.

Das Konglomerat besteht aus 1—2 getrennten Bänken (Erl. Saarbrücken, a. a. O.). Tiefdunkelrote, gelbe oder kaffeebraune Farbe und lose Beschaffenheit der geröllführenden Schichten sind auffallend.

Die obere Abteilung des Hauptbuntsandsteins ist von der unteren dadurch unterschieden, daß sich in ihr Gerölle nur noch einzeln verstreut finden. Wir finden demnach in der Saargegend in bezug auf die Geröllführung des tieferen Hauptbuntsandsteins ähnliche Verhältnisse wie in den Vogesen wieder.

Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit, daneben aber aus Porphyry, Porphyrtuff, Sericitschiefer, Lydit, Grauwackensandstein, Kohlesandstein, grauem Kalkstein. Sericitische Gesteine gehen durch den ganzen mittleren Buntsandstein hindurch². Sehr vereinzelt kommen kristalline Feldspatgesteine vor. Schon von Dechen wurden Granit und Gneis angeführt, ebenso von Weiss und Grebe. E. Weiss gibt als Fundort für „Gneis mit beiden Glimmervarietäten“ den Eisenbahneinschnitt SW des Dudweiler Bahnhofes an; als vereinzelt und selten bezeichnet er auch die Porphyrygerölle, und von Melaphyr fand er nur ein Stück³.

Besonders wichtig sind Fossilien in den Geröllen. van Werveke und Bencke beobachteten in einem hellbraunroten Quarzit (Taunusquarzit) aus der Tiefe von 65,80 m des Schachtes 6 bei Spittel den Abdruck eines Spirifer. Hierher gehört auch nach van Werveke der Sandstein mit Orthis, welchen Alberti (Trias, S. 258) aus einem Bohrschacht bei Forbach angibt. „Die in Stuttgart aufbewahrten Stücke sind nach Weiss Geröllbruch-

¹ E. Weiss, Erl. Blatt Saarbrücken, 1875; S. 33; Erl. Blatt Saarbrücken, 1892, S. 33; G. Meyer, 1888, S. 5.

² Erl. Blatt Saarbrücken, 1875 und 1892, S. 33; van Werveke, 1906, S. 135—136; G. Meyer, 1888, S. 5; E. Weiss, Erl. Blatt Dudweiler, 1875, S. 22 usw.

³ E. Weiss, Erl. Dudweiler, S. 22; G. Meyer, 1888, S. 5; Erl. Saarbrücken, 1892, S. 34: s. hier die Zusammenstellung von Fundorten kristalliner Gerölle; am Engeberg kommt, aber selten, auch Feldspat im Sandsteinkonglomerat vor.

stücke eines gelblichen Grauwackensandsteins und enthalten neben *Orthis* noch Abdrücke von *Crinoidenstielgliedern*¹.

Die große Mehrzahl der Gerölle stammt offenbar aus größerer Entfernung. Gesteine aus geringerer Entfernung, wie Porphyry und Porphyrtuff, oder solche örtlichen Ursprungs, wie Kohlesandstein oder gar Melaphyr, sind selten bis sehr selten. Granit und Gneis weisen auf südlichen Ursprung hin, andererseits Sericitschiefer und Taunusquarzit, Grauwackensandstein, namentlich mit Fossilien, auf eine entgegengesetzt gerichtete Strömung von N oder NW, wenn wir nicht annehmen wollen, daß im W und SW damals devonische Quarzite und Grauwacken allein zutage traten. Hier haben wir also zum ersten Male begründeten Anlaß, einen Transport aus nördlicher oder nordwestlicher Richtung zu vermuten. Leppla nimmt für die Gerölle der unteren Abteilung des Hauptbuntsandsteins ein zweifaches Liefergebiet an, die Vogesen und das nahe Unterdevon. „Die weißen, hellgrauen bis hellgelben, dickbankigen, aber locker gebundenen Sandsteine der unteren Abteilung zwischen Saarlouis und Saarbrücken führen mancherlei Vogesensandsteine, stark abgerollte Brocken von Porphyren, auch Graniten, usw., wie sie für das sog. Eck'sche Konglomerat an der Sohle in den Nordvogesen bezeichnend sind. Natürlich herrschen quarzitische und quarzige devonische und vordevonische Gesteine an der Saar unter den Geröllen vor, wenn ich auch nicht alle weißen Quarzitgerölle bei Saarbrücken auf das nahe Unterdevon beziehen möchte“².

¹ van Werveke, Erl. Blatt Forbach, 1890, Anmerk. S. 9. Aus den unteren Geröllagen und nicht aus dem Hauptkonglomerat stammen demnach in der E. Kraus'schen Liste (1925, S. 40) sicher die miteinander identischen Nummern 2 und 6, ebenso Nummer 4; wahrscheinlich auch die folgenden Nummern: 1 Geröll — ohne Etikette — in der Geol.-pal. Sammlung der Universität Straßburg beim reichsländischen Buntsandstein eingestellt, das 2 gut bestimmbare Stücke von *Rensseläeria strigiceps* F. Roem. zeigt (Taunusquarzit); 1 Geröll (Taunusquarzit mit *Spirifer primaevus*) gefunden von Leppla bei einer Bohrung (Grube Velsen, bei Groß-Rösseln, Blatt Dudweiler) im sm, nach A. Fuchs (1912, S. 62) mit *Centronella taunica* Fuchs; 1 Geröll gefunden von Kessler (1914, S. 80) bei der Grube Velsen, unweit Rösseln, in der Sammlung der Universität Straßburg: roter, flacher Quarzit mit einem unbestimmbaren *Spirifer*, einem *Orthothetes* und Abdrücken von *Crinoidenstielgliedern*.

² Leppla, 1924, S. 43.

Glitzern der Gerölle ist auf nachträglichen Überzug mit Quarz, wodurch die Oberfläche facettiert wurde, zurückzuführen (van Werveke, 1906, S. 131), also nicht etwa auf Windschliff.

Die vereinzelt in die Sandsteine der oberen Abteilung eingesprengten Gerölle bestehen hauptsächlich aus Quarz und Quarzit, weniger häufig aus Phyllit¹. Die Zufuhr kristalliner Gerölle aus dem Süden ist also zu Ende. Quarz und Quarzit könnten, sofern nicht unzweifelhaft Taunusquarzit vorliegt, natürlich auch als „Restschotter“ von Süden stammen, die Phyllite nicht mehr.

Schwierig zu deuten sind die Änderungen der Gerölldichte im horizontalen Fortschreiten. Nördlich der Linie Niederhomburg-Elenzberg-Forbach-Stieringen sind die Gerölle sehr zahlreich, u. a. in der Umgebung von Merlenbach und Freimengen, besonders am Wisselstein NO Merlenbach; südlich davon nimmt die Gerölhäufigkeit ab und Porphyr und Porphyrtuff scheinen unter den Gerölln ganz zu fehlen². Die Erl. von Blatt Ludweiler (S. 17) verzeichnen „in nordwestlicher und nördlicher Forterstreckung der Formation ein Häufiger- und Mächtigerwerden der Buntsandsteinkonglomerate, die somit auch an geologischer Bedeutung gewinnen“. Leider wird nicht näher angegeben, ob dies nur für das Blattgebiet gelten soll oder für das gesamte bis zur unteren Saar und Mosel³.

van Werveke (1906, S. 131) stellt das Grundkonglomerat des Buntsandsteins der Gegend von Saarbrücken dem Staufer Konglomerat in der Pfalz (siehe oben, S. 102) gleich und betont die größere Mächtigkeit dieser Randausbildung in der Pfalz gegenüber derjenigen bei Saarbrücken, wo sie auf wenige Meter reduziert ist. Wir hörten aber oben, daß das Staufer Konglome-

¹ van Werveke, 1906, S. 135—136; u. a. nach Erl. Busendorf, S. 15 erinnern die braunen Quarzite dem Aussehen nach an Taunusquarzite.

² Erl. Forbach, S. 9; St. Avoird, S. 17; Saarbrücken, 1892, S. 49.

³ Nach Staesche (1927, S. 57—58) erscheinen die Konglomerate „ganz regellos eingestreut“, treten nur an der unteren Grenze etwas konstanter auf; aber „im allgemeinen läßt sich eine Zunahme der Stärke und Häufigkeit“ der Gerölleinlagerungen „in nördlicher und nordwestlicher Richtung feststellen“. Wir werden weiter unten hören, daß neuere Bohrungen auch ein Anschwellen der Basalkonglomerate von St. Avoird aus in südlicher Richtung festgestellt haben.

rat von einzelnen Autoren als Randausbildung des unteren Buntsandsteins aufgefaßt wird. Die Gleichstellung würde somit zur Folge haben, daß das Grundkonglomerat von Saarbrücken möglicherweise in den unteren Buntsandstein gerückt würde. Gegen das Vorhandensein von unterem Buntsandstein bei Saarbrücken sprechen sich aber alle neueren Autoren aus. van Werveke stellt das Grundkonglomerat auf der ganzen Linie, einschließlich der Staufer Konglomerate, zum Hauptbuntsandstein. H. Willert betrachtet die Randausbildung der tieferen Hauptbuntsandsteinschichten in der Gegend von Merzig, Saarbrücken, Elversberg und Oberbexbach, bestehend aus Konglomeraten mit dagegen zurücktretenden Sandsteineinlagerungen (Gerölle hauptsächlich weißer Quarz und dunkler Quarzit, untergeordnet Brocken von Felsitporphyr, Melaphyr, Granit, Gneis, Sandstein und Kalkstein; meist flach und schwach gerundete Kanten), insgesamt als Äquivalente der Staufer Schichten. Nach Staesche läßt sich „westlich von St. Ingbert“ das Staufer Konglomerat „mit dem besten Willen nicht mehr“ vom Hauptbuntsandstein abtrennen¹.

Saarabwärts auf den Blättern Saarlouis und Groß-Hemmersdorf tritt aber wieder eine Reduktion des Grundkonglomerates fast bis zum völligen Verschwinden ein, und diese scheint, wie die Verhältnisse auf den östlich anschließenden Blättern Heusweiler, Friedrichstal, Neunkirchen zeigen, über das ganze Gebiet des Karbonsattels hinwegzugreifen. Eine solche Reduktion gerade über dem Karbon ist gewiß merkwürdig. Örtliches starkes Zurücktreten der konglomeratischen Schichten ist auch nördlicher auf Blatt Losheim (Erl. S. 18) beobachtet.

Nördlich von Merzig, von Mettlach abwärts, zeigen sich über dem auftauchenden Unterdevon (Taunusquarzit und Hunsrückschiefer) wieder an der Basis mächtige Konglomerate, besonders bei Serrig und Kastel bis in die Gegend von Saarburg. Nach Grebe sollen sie bis zu 100 m mächtig werden und an den Hängen des Saartales und seiner Seitentäler, namentlich des Leuktales, mauerartige Felswände bilden, die gegen 65—75 m hoch werden können; durch ihre Festigkeit erinnern sie nach van Werveke an das Hauptkonglomerat der Vogesen. Viel-

¹ H. Willert, 1925, S. 606; H. Staesche, 1927, S. 47—48.

fach handelt es sich aber auch um wenig feste Bildungen. Schichtung ist nach Grebe in den Konglomeraten kaum zu bemerken.

Weiter gegen N treten die Konglomerate wieder zurück, und auch westlich Saarburg sind sie nicht so mächtig wie auf Blatt Freudenburg, kaum 30 m (nach Erl. Saarburg, S. 6).

Im Vergleich zu dieser mächtigen Entwicklung an der unteren Saar sind die unteren Konglomerate an der oberen Saar kaum als eine Andeutung zu bezeichnen.

Die Geschiebe werden bis kopfgroß und bestehen aus Quarzit und weißem Quarz. Der Übergang in die hangenden geröllfreien Sandsteine vollzieht sich nicht ohne scharfe Grenze¹. Sehr auffallend sind Dolomitzwischenlagerungen z. B. W Saarburg und bei Trassem. Sie brachten van Werveke auf die Vermutung, daß hier konglomeratisch entwickelte Zwischenschichten (oberer Buntsandstein) vorliegen. Aber eine Begehung W Saarburg zeigte ihm, daß die Konglomerate bzw. geröllreichen Schichten (besonders Schiefergerölle) unter typischem Vogesensandstein lagern, woraus er auf Dolomit des Oberrotliegenden schloß und auf oberrotliegendes Alter eines Teiles der unteren Konglomerate der Blätter Saarburg und Freudenburg, denen sogar die für das Oberrotliegende bezeichnenden Grande und Breschen nicht fehlen².

Auch Leppla kam bei einer Revision der geol. Blätter Hermeskeil, Wadern, Losheim, Schillingen (Kell) und Freudenburg zu dem Ergebnis, „daß die Ausdehnung des Oberrotliegenden im Saartal und unmittelbar östlich von ihm sich größer gezeigt hat“ als bisher bekannt war. „Dementsprechend verminderte sich der auflagernde mittlere Buntsandstein, von dem nur die obere Hälfte vertreten ist. Entgegen der älteren Darstellung erweist er sich wenig oder gar nicht konglomeratisch³. In einer späteren Arbeit scheint Leppla aber seine Auffassung wieder geändert zu haben, denn, obwohl er angibt, daß der meist Geröll führende Sandstein der unteren Abteilung nördlich Saarlouis auskeile und weiter saarabwärts auf dem Devon nur die obere Abteilung noch vertreten sei, so rechnet er doch die 5 bis 10 m mächtigen groben rotbraunen Konglomerate, die an der unteren Saar, besonders aber links von ihr im Leuktal,

¹ Erl. Merzig, S. 7; Freudenburg, S. 9; Saarburg, S. 6.

² van Werveke, 1910 b, S. 47 ff.

³ Leppla, 1908, S. 442—443.

über dem Schiefergebirge lagern und nach oben in geröllführende Sandsteine übergehen, zum Buntsandstein. In den obersten Sandsteinen der Abteilung werden die Gerölle sehr selten, ebenso nehmen sie nach N mit der Entfernung vom Quarzit ab. Unmittelbar über dem Schiefergebirge sind die Brocken von Quarzit und Milchquarz meist nur kantenrund; örtlich sieht man sogar „wenig mächtige und wenig gerollte Schuttschichten von Schiefermaterial und Milchquarz an der Sohle des Buntsandsteins; es ist der aufgearbeitete und umgelagerte Schieferuntergrund, der hier vorliegt“. In höheren Lagen nehmen die Gerölle rundliche Formen an. Diese „rotbraunen, eckigen Konglomerate“ sind nach Leppla „als eine durch die Quarzitnähe bedingte Uferbildung von schuttartiger Beschaffenheit aufzufassen, die sich von den sonst ähnlichen Waderner Schichten nur durch ausgeprägtere Schichtung (Sandsteineinlagen) unterscheidet und jede Abteilung des Buntsandsteins“ einleitet¹, also wohl als konglomeratische Uferfacies des oberen Vogesensandsteins. Der Kalkgehalt der unteren Konglomerate und auch untersten Sandsteine bei Perdenbach (ebenda) ist allerdings dann wieder sehr merkwürdig, da er doch sonst dem höheren Vogesensandstein fremd ist.

Es ist hier natürlich, wo dazu noch die stratigraphische Zuordnung nicht ganz unbestritten ist, ohne sehr genaue Einzeluntersuchung unmöglich, zu einer sicher begründeten Auffassung von der Natur der Konglomerate oder gar zu einem klaren Bilde der ehemaligen Transportwege zu gelangen. Das wiederholte Aussetzen und Wiedereinsetzen, An- und Anschwellen der „unteren Konglomerate“ abwärts der Saar von Saarbrücken bis Trier klärt sich wohl am einfachsten — die Zugehörigkeit zum Buntsandstein vorausgesetzt — durch die Annahme, daß sie nicht überall gleichalterig sind, also verschiedenen, durch geröllfreie bzw. -arme Zwischenlagen getrennten, stufenweise auskeilenden Schichten angehören. Wären sie aber wirklich gleichalterig, so wäre ein Transportweg in gerader Linie saaraufwärts ausgeschlossen trotz der im allgemeinen in dieser Richtung stattfindenden Verschwächung der Konglomerate. Es käme dann höchstens ein stark mäandrierender Weg oder ein solcher von W her in Frage. Bei der örtlichen Anschwellung der Schutt-

¹ Leppla, 1924, S. 43—44.

und Geröllführung zwischen Mettlach und Saarburg könnte man auch an eine örtliche Schuttbildung am Fuße von inselbergartigen Aufragungen des Untergrundes denken.

Wichtig ist aber die Tatsache, daß nunmehr das Vogesische Material völlig fehlt, daß wir also an der unteren Saar am Nordwestrande des Buntsandsteinbeckens stehen, das hier sein Material vom rheinischen Schiefergebirge und den Ardennen bezog, was auch schon aus den früheren Mächtigkeitsbetrachtungen hervorging. Als Lieferant tritt nur noch das paläozoische Schichtgebirge auf, nicht mehr der tiefere kristalline Untergrund. Eine Auswertung der sehr spärlichen Angaben über Geröllgröße (an der unteren Saar bis kopfgroß nach Grebe, selten über 10 cm nach Leppla; meist walnuß-, selten faustgroß auf Blatt Dudweiler bei Saarbrücken) hilft schon wegen der Unsicherheit in der stratigraphischen Einordnung der Konglomerate nicht weit; noch weniger die Betrachtung der Form (im N eckig an der Basis, rund in höheren Lagen; aber auch im S bei Saarbrücken nur kantengerundet). Höchstens kann man sagen, daß kopfgroße Gerölle für die Zeit ihrer Ablagerung die Nähe des Beckenrandes anzeigen, dieser also im mittleren Buntsandstein nicht mehr bei Saarbrücken, sondern nordwestlich davon gelegen haben muß.

b) Oberer Geröllhorizont.

Die Reduktion des Hauptkonglomerates in der Saarbrücker Gegend ist sehr auffällig. Von St. Ingbert an, also schon im pfälzischen Teile des Blattes Saarbrücken, bis Lubeln bei St. Avold ist es als Konglomerat von nicht bedeutender Mächtigkeit entwickelt; nur örtlich bei St. Avold schwillt es stärker an. Weiter nach W hin, bei Porcellette, Buschborn und Hargarten fehlt es oder ist höchstens durch kleine, zerstreut im Sandstein liegende Gerölle angedeutet, welche noch in die Zwischenschichten hinein fortsetzen. Auch weiter nördlich fehlt es vielfach oder ist kaum angedeutet, besonders im Gebiete westlich der Saar¹.

¹ G. Meyer, 1888, S. 7; van Werveke, 1906, S. 145; s. a. O. M. Reis in Erl. Zweibrücken, S. 145; van Werveke, Erl. Forbach, 1890, S. 10; siehe insbesondere die genauen Angaben über die lokale Verbreitung des Hauptkonglomerates bei Staesche, 1927, S. 63.

Wo es vorhanden ist, besteht es nach van Werveke aus einer Wechsellagerung geröllreicher und -armer, teilweise auch -freier Sandsteinbänke, unter denen die geröllreichen Bänke mit festgepackten Geröllen in der Regel vorwiegen. Schrägschichtung ist wie im Vogesensandstein sehr häufig¹.

Als Gerölle kommen nach van Werveke vor grauer Quarz (Gangquarz), brauner, grauer und dunkelgrüner, dichter bis körniger, z. T. auch schiefriger Quarzit. Gerölle kristalliner Gesteine sind sehr selten (van Werveke, 1906, S. 148). Am Filzberg bei St. Avold, wo es sehr reich an Geröllen ist, bestehen diese der Mehrzahl nach aus Taunusquarzit, in geringerer Zahl aus Quarz. Es wird hier bis zu 20 m mächtig, sonst etwas weniger, 10 m oder darüber; auf Blatt Busendorf (S. 15 und Profil, S. 13) reduziert es sich beispielsweise auf 5 bis 6 m. Die Größe der Gerölle wird auf Blatt Dudweiler (Erl. S. 23) zu meist Walnuß-selten Faustgröße angegeben.

Auf der ganzen Strecke Forbach—Saarbrücken—Homburg wird die Abgrenzung des Hauptbuntsandsteins nach oben dadurch erschwert, daß über der Karneoldolomitbank in den Zwischenschichten nochmals ein höheres Geröllager folgt; selbst die Karneolschicht und der Dolomit können Gerölle einschließen. Es ist nach van Werveke in der Gegend von St. Avold, überhaupt am Südrande der Kreuzwalder Ebene nicht sicher zu erkennen, „ob man es tatsächlich mit Konglomeraten zu tun hat, die mit dem Hauptkonglomerat der Vogesen in Zusammenhang stehen“. Die größere Mächtigkeit im S scheint ihm auf südliche Herkunft hinzuweisen. „Bei den konglomeratischen Schichten am Rande der Kreuzwalder Ebene kann man aber bereits an nördliche Herkunft denken“².

Auf Blatt St. Avold kann das tiefere Konglomerat örtlich ganz aussetzen und können dann Karneolschichten und konglomeratische Sandsteine der „höheren Konglomerate“ unmittelbar auf glimmerfreien Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins liegen³.

¹ van Werveke, 1906, S. 147—148. Am Winterberg bei Saarbrücken konnte ich unter Führung von Herrn Dr. Staesche das stark reduzierte Hauptkonglomerat, aus wenigen Gerölleinlagerungen mit bis faustgroßen Quarzitgeröllen im hellfarbigen, lockeren Sand des sm₂ bestehend, beobachten. Es folgt unmittelbar über einem Kugelhorizont.

² van Werveke, 1916, S. 161—162.

³ Nach Staesche ist am „Spicherer Berg bei Saarbrücken und in der Gegend von Forbach nur das Zwischenkonglomerat ausgebildet“,

Aber auch das höhere kann auskeilen und stellenweise wieder einsetzen. So fehlt am Kelschberg und am Kreuzberg bei For- das höhere Konglomerat zwischen Vogesensandstein und Zwischenschichten¹. Beide Konglomerate können durch die Festigkeit ihrer Geröllbänke Felszonen bilden. Auf Blatt Lubeln (westlich St. Avold) macht sich das Hauptkonglomerat lediglich dadurch bemerkbar, daß die auch in tieferen Schichten unregelmäßig eingestreuten Gerölle an der Grenze gegen den obersten Buntsandstein gewöhnlich reichlicher werden. Ein eigentliches Konglomerat ist nur im südlichen Teile angedeutet (Kastell-Berg und Hochwald).

Sehr eigentümlich ist wieder die Faciesausbildung der begleitenden Sandsteine. Teils erinnern sie mehr an den ziegelroten, glimmer- und tonfreien Vogesensandstein, teils durch Glimmergehalt, braunrote Färbung und zellige Beschaffenheit mehr an die Sandsteine der darüber folgenden Zwischenschichten². Ob untergeordnete Entwicklung des Konglomerates durchweg mit dem Häufigerwerden der so-Facies Hand in Hand geht, wie es auf Blatt Forbach der Fall zu sein scheint, läßt sich aus den vorliegenden Angaben der Literatur nicht entscheiden, obwohl diese Feststellung nicht unwichtig wäre.

Normaler Weise ist der Dolomit-Karneolhorizont die Faciesgrenze³. Einerseits kann aber geröllfreier typischer Vogesensandstein noch bis zu 7 m über das tiefere Konglomerat hinaufgehen bis zur Karneolschicht (Straße Oberhomburg nach St. Avold), andererseits aber auch die Zwischenschichten-Facies unter die Dolomit-Karneolbank in das untere Konglomerat hinabsteigen⁴.

Was soll nun aber für die Abgrenzung des mittleren und oberen Buntsandsteins ausschlaggebend sein? Wo Karneol oder Dolomit vorhanden ist, pflegt man diese Schicht als Grenze zu wählen. Wo beide fehlen, wird es schwierig. In den Erläuterungen zu Blatt St. Avold betont van Werveke die Unbrauchbarkeit der Konglomerate „was durch Karneol und Dolomit führende Schichten an dessen Basis sichergestellt wird“ (1927, S. 63).

¹ van Werveke, 1906, S. 150 und 1916, S. 162.

² van Werveke, 1906, S. 148.

³ van Werveke, 1916, S. 160.

⁴ Bei St. Avold, s. das Profil, aufgenommen von van Werveke, 1916, S. 161.

zu diesem Zwecke und bezeichnet die Gesteinsbeschaffenheit der mit ihnen vergesellschafteten Sandsteinen, also die Sandfacies, als wesentlich für die Zugehörigkeit. Das Beispiel von St. Avold wirft aber auch dieses Kriterium, das übrigens auch nach den früher dargestellten Verhältnissen in den Nordvogesen abgelehnt werden muß, über den Haufen. Hier erscheint dann jeder Einschnitt willkürlich. Lange Zeit hatten die deutschen Geologen die Grenze an die Basis des Hauptkonglomerates gelegt, waren aber dann zur Karneol-Dolomitschicht als Grenze zurückgekehrt, d. h. der Grenze, die schon E. de Beaumont angenommen hatte¹.

Von Saarbrücken saarabwärts und gegen Trier scheint das Hauptkonglomerat so gut wie ganz zu fehlen. Die Erl. der geologischen Spezialkarten erwähnen nur vereinzelt Geröllvorkommen in den Zwischenschichten. Ein Transport von N oder NW her nach der oberen Saar scheint also nicht stattgefunden zu haben. Die Taunusquarzitgerölle der Gegend von Saarbrücken könnten also, wenn sie von der Ardennenschwelle stammen, nur von W her dahin gelangt sein. Wiewohl bei der Frage nach dem Ursprung die Hauptschwierigkeit im indifferenten Charakter dieser „Restschotter“ liegt, so werden wir doch in der Hauptsache beim Hauptkonglomerat der Saarbrücker Gegend mit einem Transport von S oder SW her zu rechnen haben, findet doch von den Vogesen bis in die Saargegend die wiederholt geschilderte starke Verschwächung des Hauptkonglomerates statt. „Die enorme Anreicherung der Taunusquarzite“, die im Hauptkonglomerat der Vogesen „hinter allerhand anderem Material doch erheblich zurücktreten“, „bei Oberhomburg—St. Avold“ kann sich Staesche² nur durch Herkunft aus einem „nicht allzu entfernten Hochgebiet im W“ erklären.

Oberflächliche Facettierung der Gerölle durch Neuabsatz von Quarz wird auch hier beobachtet; Spuren von Windschliff sind aber anscheinend bis jetzt nirgends entdeckt.

4. Geröllhorizonte im Buntsandstein der Trierer und Luxemburger Bucht.

a) Südostflügel der Trierer Triasmulde.

In dem breiten Buntsandsteinstreifen an der unteren Saar nach N zur Eifel hin treten nach Leppla konglomeratische Bil-

¹ van Werveke, 1906, S. 145; 1910 b, S. 48; 1916, S. 162.

² 1927, S. 64.

dungen sowohl an der Sohle wie in den höheren Schichten zurück, und zwar, wie er annimmt, weil „der Geröllbildner Quarzit schon zu weit entfernt“ lag (1924, S. 44). Es handelt sich hier um den SO-Flügel der Trierer Schichtenmulde. Vom Eisenbahneinschnitt am Heidenberg bei Zewen oberhalb Trier bis Biewer unterhalb Trier sinkt die Mächtigkeit der Konglomerate und Sandsteine an der Sohle nach Leppla von 6 m auf 1 bis 2 m herab. Von der Killmündung ab nach N sollen sie ziemlich beständig bleiben. „Ihre Gerölle, Quarzite und Grauwacken tragen in der starken Abrollung alle Zeichen stark bewegten Wassers. Konglomerate wiederholen sich hier in mehreren Lagen.

Von Gladbach (SW Wittlich: Str.) nach N werden die Konglomerate noch seltener, und nur in guten Aufschlüssen sieht man über vorspringenden Klippen der Unterlage wenig mächtige Anhäufungen von stark gerollten Gesteinsstücken“. Das Spezialprofil, das Leppla vom Ostabfall des Meulenwaldes zwischen Föhren und Quint gibt, zeigt aber doch Konglomerate und geröllführende Sandsteine bis zu recht beträchtlicher Höhe¹.

H. Grebe, der die Gegend zuerst geologisch aufnahm, gibt zum Teil damit übereinstimmende Mächtigkeitsangaben für die unteren Konglomerate: Blatt Trier (Erl. S. 11) im Eisenbahneinschnitt zwischen Zewen und Conzerbrücke 6 m; Blatt Schweich (Erl. S. 10) an der Basis mehr oder weniger mächtige und grobe Konglomerate, welche dem Oberrotliegenden konkordant aufgelagert sind; Blatt Pfalzel, östliches Nachbarblatt von Trier (Erl. S. 12): Konglomeratische Schichten, wie in den unteren Lagen bei Trier und Ehrang bekannt, nimmt man hier nicht wahr, dagegen einzelne Gerölle von Quarz und Quarzit; Blatt Welschbillig (Erl. S. 4): an der Kill nur 3—4 m mächtig, bei weitem geringer als an der unteren Saar bei Kastel usw.; Blatt Bitburg (Erl. S. 3): nur bei Auw nahe am Killufer schwache Konglomerate im Vogesensandstein von Quarz und Quarzit, sonst im Sandstein nur noch vereinzelte Quarze mit facettierter Oberfläche. Für Blatt Trier (Erl. S. 11) betont er besonders, daß die Konglomeratbänke von untergeordneter Bedeutung sind im Vergleich zu den mächtigen Konglomeraten bei Saarburg, und daß sie innerhalb Blatt Trier weiter an Mächtigkeit verlieren. Teilweise gibt er aber auch größere Mächtigkeiten an, z. B. für Blatt Landscheid (W

¹ Leppla, 1924, S. 44 und 45.

Wittlich und N Gladbach; Erl. S. 10): an der Basis des Vogesen-sandsteins an manchen Stellen z. T. recht mächtige und grobe Konglomerate, so örtlich bei Dörrbach, unweit Gladbach, 10 m, an anderer Stelle bei Heidweiler (SW Gladbach) wieder nur 2—3 m.

Als Basis betrachtet Grebe die dolomitischen Sandsteine an der oberen Grenze des Oberrotliegenden, der Kreuznacher Schichten, die übrigens ursprünglich als unterer Buntsandstein aufgefaßt worden waren. Auch in den zusammenfassenden Aufnahmeberichten gibt er Mächtigkeiten von 10—20 m an, z. B. bei Sehlen im Salmtal S Wittlich ca. 20 m¹. Die Konglomerate lagern übrigens nicht immer ganz an der Sohle; darunter und darüber können Schichten von mittelkörnigen, ziemlich mürben Sandsteinen folgen².

van Werveke, der dem Buntsandstein auf dem linken Ufer der Mosel bei Trier untersuchte, beobachtete im unteren Teil häufige Gerölleinlagerungen, die dann nach oben spärlicher werden und schließlich ganz aufhören; nahe dem oberen Buntsandstein stellen sich aber wieder einzelne dünne Geröllagen ein, jedoch kein Konglomerat³. Vereinzelte Geschiebe werden übrigens nach Grebe immer im Sandstein angetroffen.

Auf Blatt Wittlich betrachtete Leppa als untere Grenze des Buntsandsteins, der hier wie sonst an der Mosel vollkommen gleichförmig über den ähnlich beschaffenen Sandsteinen des Oberrotliegenden lagert und daher von diesem schwierig abzugrenzen ist, gegen das Rotliegende „ein kleinstückiges, wenig auffälliges und geringmächtiges Konglomerat“, „welches meist nur kantengerundete Brocken von grauem Quarzit und von Milchquarz führt, also eine gewisse Ähnlichkeit mit den Rotliegenden-Konglomeraten besitzt“.

Viel auffälliger noch als die Reduktion der Konglomerate an der Sohle ist diejenige der Konglomerate an der oberen Grenze des Hauptbuntsandsteins, in denen wir doch den Vertreter des Hauptkonglomerates erwarten sollten. Auf einzelne schmale Konglomerat- oder Geröllagen im oberen Teil oder an der oberen Grenze des Hauptbuntsandsteins

¹ Grebe, 1881, S. 463 und 464; 1888, CXII bis 20 m auf Bl. Trier.

² Grebe, 1892, Erl. Blatt Trier, S. 11 für Eisenbahneinschnitt oberhalb Zewen.

³ van Werveke, 1910 b, S. 48—49, Anm.

sind sie¹ beschränkt, wenn nicht die obersten Lagen des sm überhaupt geröllfrei sind². Die Sandsteine können in diesen Lagen schon sich der so-Facies nähern³.

Dafür gelangt gleichsam als Ersatz das Zwischenschichtenkonglomerat an der Basis des oberen Buntsandsteins zu größerer Entwicklung⁴. kein Wunder, daß die Zwischenschichtenkonglomerate als Vertreter des Hauptkonglomerates der Vogesen angesehen werden, so von Grebe und Leppla⁵. Wo ersterer von Konglomeraten an der Grenze des Vogesensandsteins und der Zwischenschichten spricht, ist man nicht immer sicher, ob er nicht das Zwischenschichtenkonglomerat meint⁶.

Auf Blatt Wittlich folgt mit scharfer Grenze über dem selten geröllführenden „Bausandstein“ ein „mehr als 4 m mächtiges grobes, ziemlich festes, schmutzig braunrotes Konglomerat, welches mit Bänken von grobkörnigem und geröllführendem Sandstein wechselt“. „Die Gerölle des Konglomerates bestehen aus Quarziten und Grauwacken der Koblenzstufe und aus Milchquarz“. Den Ursprung haben wir also im N oder NW zu suchen.

Interessant ist, daß der Buntsandstein, wenn auch sehr untergeordnet, außer Quarzkörnern gerundete Körner von Tonschiefer, Grauwacken und Quarzit führt, durch solche Randfacies mithin seinen Ursprung aus gleicher Richtung bekundet⁷.

Als Gesteinsmaterial der Gerölle des Hauptbuntsandsteins erscheinen allenthalben Milchquarze, Quarzite und Grauwacken. Angaben über Geröllgröße sind leider sehr spärlich; in den unteren Konglomeraten wird Faustgröße oder etwas darüber erreicht⁸.

¹ H. Grebe, Erl. Blatt Trier, 1892, S. 11; Erl. Blatt Schweich, 1892, S. 10.

² Leppla, 1924, S. 46.

³ Erl. Blatt Schweich, S. 10—11.

⁴ u. a. an der Kill (Erl. Blatt Welschbillig, S. 4); auf der Ostseite des Zoonenberges auf Blatt Schweich (Erl. S. 11).

⁵ H. Grebe, 1892, Erl. Blatt Schweich, S. 11; A. Leppla, 1924, S. 47.

⁶ u. a. Erl. Blatt Landscheid, S. 10; Erl. Bitburg, S. 4: Konglomerate bei Auw.

⁷ A. Leppla, 1901, Erl. Blatt Wittlich, S. 17.

⁸ H. Grebe, 1892, Erl. Blatt Welschbillig, S. 4; Erl. Blatt Landscheid, S. 10.

Das Liegende des mittleren Buntsandsteins ist von Ehrang-Ruwer ab und weiterhin nordwestlich bis Wittlich, im Bereich der Wittlicher Rotliegendensenke, das Oberrotliegende; aufwärts der Kill reicht dieses aber nicht mehr weit; von da ab bildet dann Devon die Basis, auch im nördlichen Teil der Trierer Mulde.

b) Nordwestflügel der Trierer Triasmulde.

Die Entwicklung von Konglomeraten ist hier nahe dem Devonrande viel stärker als im SO-Flügel, woraus man eine nord-west-südöstliche Wanderungsrichtung vermuten darf. Die mächtigen Konglomerate an der Kill, besonders bei St. Thomas oberhalb Kilburg, und nahe dem Devonrande der Eifel, z. B. östlich Outscheid und südlich Weidingen (Blatt Waxweiler) gehören hierher. In der stratigraphischen Einordnung der Konglomerate stimmt die Auffassung H. Grebes, der die Blätter an der luxemburgischen Grenze Wallendorf, Mettendorf und Oberweis (Lieferung 51, 1892) aufnahm, nicht ganz mit derjenigen Lepplars überein, der später die nördlich gelegenen Blätter Waxweiler und Kilburg bearbeitete (Lieferung 78, 1892). H. Grebe gliedert den Buntsandstein folgendermaßen:

so₂ Voltziensandstein,

so₁ Zwischenschichten mit Dolomitknollen,

c Grobe Konglomerate an der Basis der Zwischenschichten,

sm Mittlerer Buntsandstein = Vogesensandstein.

Der mittlere Buntsandstein soll auf Blatt Mettendorf an den letzten Häusern von Sinspelt in geringer Mächtigkeit (kaum 20 m) unter den konglomeratischen Schichten hervortreten als grobkörniges, mürbes, hellrotes, glimmerfreies Gestein, auf Blatt Oberweis aber überhaupt nicht entwickelt sein. Die Konglomerate gelten als Vertreter des Hauptkonglomerates der Vogesen. Die Geschiebe von Faust- bis Kopfgröße bestehen aus Quarz, Quarzit, Grauwacke und sind teils stark abgerundet, teils eckig und plattenförmig. Nahe über der Devongrenze sind sie in den Kiesgruben 2—3 m mächtig aufgeschlossen, 3—4 m mächtig in der Kiesgrube bei Outscheid. Hier hätten wir also nach Grebe eine Transgression des Hauptkonglomerates auf Devon¹. Ein

¹ H. Grebe, 1892, Erl. Mettendorf, S. 5—6; Erl. Oberweis, S. 4; Erl. Wallendorf, S. 3 (hier „grobe Konglomerate in schwacher Entwicklung“).

minder grobes Konglomerat soll noch an verschiedenen Stellen nahe unter der Grenze gegen die obere Stufe des „so“ vorkommen, dessen Geschiebe, mehr oder weniger rund, aus den gleichen Gesteinen bestehen, aber nur Bohnen- bis Eigröße erreichen. Früher hatte H. Grebe die unteren Konglomerate zum Vogesensandstein, also in ein tieferes Niveau gestellt¹. Die Konglomerate sollen mit hellrotem, tonarmem und fast glimmerfreiem Sandstein, also mit Sandstein von sm-Facies, wechsellagern².

Leppla gliedert den Buntsandstein anders:

Oberer Buntsandstein	{	rote, geröllfreie Sandsteine (so) über 120 m, bzw. 130—140 m
		geröllführende Sandsteine bis Konglomerate (c): oberes Kital bis 30 m, nach S abnehmend, Bl. Waxweiler unter 24 m, meist 10—15 m.
Mittl. Buntsand- stein (sm):	{	Sandsteine; Ost: etwa 50 m; West: unter 30 m, meist 20—30 m.
		Konglomerate 1—3 m

Liegendes: Gefaltete Schiefer und Grauwacken.

Er unterscheidet also zwei konglomeratische Zonen, von denen die höhere die bedeutendere ist und den Zwischen-schichten (so₁) angehört. Leppla sieht allerdings darin keinen Grund, sie nicht dem sog. Hauptkonglomerat in den Nordvogesen und dem Westrich zeitlich ungefähr gleichzustellen³. Auf Blatt Kilburg besteht das Konglomerat an der Sohle vorwiegend aus grauen Sandsteinen, Grauwacken und Quarziten des Unterdevons. Die groben Konglomerate (Gerölle bis 0,20 m Durchmesser) sind ziemlich weit verbreitet, aber doch nicht überall vorhanden; „sie füllen anscheinend kleine muldenartige Vertiefungen in der Abtragungsfläche aus und erreichen mitunter mehr als 6 m Mächtigkeit“. An vielen Stellen legen sich dünn-schichtige, bindemittelarme Sandsteine von hellerer sm-Färbung, aber mürber Beschaffenheit unmittelbar auf das Schiefergebirge. Außer Sandkörnern enthalten die Sandsteine auch Fragmente von Feldspat, Tonschiefer, Quarzit, also Zerreibsel des unterlagernden oder nahen Devons, übrigens auch die höheren geröllfreien Sandsteine⁴. Auf Blatt Waxweiler bestehen die braunen bis rotbrau-

¹ Erl. der geol. Blätter wie oben.

² H. Grebe, 1883, S. 467; siehe Bemerkung darüber Erl. Metten-dorf, S. 5 und Erl. Oberweis, S. 4.

³ Leppla, 1924, S. 47.

⁴ Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 10; Spezialprofil vom rech-ten Ufer der Kill bei St. Thomas.

nen Konglomerate „aus bis über faustgroßen, gut gerundeten Geröllen von Grauwacken, grauen, rotgrauen und dunkelgrauen Quarziten und aus Milchquarz, selten aus Tonschiefern, lauter Gesteinen des unterlagernden oder nördlich vorgelagerten Schiefergebirges“. Auch hier können die Konglomerate vielfach fehlen oder unbedeutend sein¹.

Im oberen Geröllhorizont treten auf Blatt Kilburg die Gerölle z. T. einzeln, z. T. in dünnen Lagen auf, „die sich mitunter zu wirklichen Konglomeraten häufen, so im oberen Killtal und nordwestlich von St. Thomas. Die einzelnen Gerölle erreichen keine großen Abmessungen und gehen sehr selten über 5 cm Durchmesser hinaus. Es sind meist nur kantengerundete Milchquarze, daneben noch graue Quarzite und rotgraue Grauwacken, auch Tonschiefer in ausgesprochen runden Formen, im ganzen also Gesteine der Koblenzstufe der Nachbarschaft. Einzelne Lagen zeigen sich vorwiegend aus sandigen Schieferlinsen zusammengesetzt“². Auf Blatt Waxweiler bestehen die Gerölle des höheren Horizontes aus zahlreichen gutgerollten Grauwacken neben vereinzelt, meist nur kantengerundeten Milchquarzen. Sie sind entweder einzeln im Sandstein zerstreut oder zu Konglomeraten gehäuft und werden nach oben ebenso allmählich seltener, wie sie sich von unten allmählich einstellen (auch Blatt Kilburg); auch beginnen sie nach unten nicht unmittelbar mit der ziemlich schroffen Farbenänderung von „sm“ zu „so“, sondern erst in einiger Höhe darüber. Sie besitzen meist eine dünne Rinde von Roteisenerz und weisen zahlreiche Sprünge und Risse auf. „Während die Korngröße der Gerölle im N und O des Blattgebietes selten über 5 cm hinausgeht, erreichen die Gerölle im SW des Blattes bei Weidingen Faustgröße. Hier häufen sie sich zu groben Konglomeraten, wie auch weiter nach SW gegen das Ur- und Sauertal zu“. Hier wie auf Blatt Kilburg bestehen die geröllfreien Sandsteine darüber z. T. aus Feldspat und Bröckchen von Quarzit, Grauwacke und Tonschiefer, und kann das Grauwacken-Tonschiefer-Zerreißel auch als eine Art Bindemittel zwischen den Quarzkörnern auftreten. Fußdicke Breschenlagen im Sandstein, bestehend aus einem Haufwerk von haselnußgroßen, eckigen dolomitischen Kalkbröckchen

¹ Leppla, 1908, Erl. Blatt Waxweiler, S. 16.

² Erl. Kilburg, S. 10—12.

sollen von eingeschwemmten, zertrümmerten sandigen Kalklagen herrühren¹.

van Werveke scheint sich der Leppla'schen Gliederung anzuschließen. Nach seiner Auffassung ist das untere Konglomerat „ein Grundkonglomerat des oberen, übergreifenden Teils des Vogesensandsteins, das obere Konglomerat gehört als Uferbildung den Zwischenschichten an. Hauptkonglomerat fehlt“².

c) Geröllhorizonte im Buntsandstein am Südrande der Ardennen.

Hier ist nach van Werveke und Leppla nur oberer Buntsandstein vorhanden³. Deutscherseits ist er hauptsächlich von Benecke und van Werveke, neuerdings von C. Goetz zusammen mit den höheren Triasschichten untersucht worden⁴. Wo Buntsandstein auf dem Devon aufliegt, ist er konglomeratisch ausgebildet. Auf den devonischen Schiefern liegen nach van Werveke mehrere Meter lose Geröllanhäufungen, auf welche violette und bunte Mergel mit Dolomitknauern folgen, in die sich die auskeilenden Lagen von Konglomeraten einschieben, z. B. bei Gentingen an der Ur oder nördlich Diekirch. Bei Annäherung an das Devon des Oeslings nehmen die Konglomeratlagen zu, auch schieben sich zwischen die Sandsteine lose Geröllablagerungen ein, die leicht mit diluvialen Ablagerungen verwechselt werden können⁵.

C. Goetz konnte an mehreren Punkten auch das feste Konglomerat beobachten. Die meist locker verbundenen Konglomerate bestehen neben feinen Geröllen größtenteils aus sehr groben, aber gutgerundeten Stücken von bis zu 20 cm Durchmesser. Gegenüber Gentingen am Ufer der Ur steht über devonischen Schiefern ein 2 m mächtiges, rotes grobkörniges Konglomerat an, dessen Material, nämlich Grauwacken, Quarzite, Tonschiefer

¹ Erl. Waxweiler, S. 18—19; Erl. Kilburg, S. 13. Siehe auch die Beschreibung des Zwischenschichtenkonglomerates bei Leppla, 1924, S. 47: alles Gesteine aus den oberen Kobleneschichten; Geröllgröße selten über 25 cm, Hauptniveau in den untersten 30—40 m des „so“, Seltenerwerden der Gerölle 40—50 m über der Sohle.

² van Werveke, 1916, S. 166.

³ Vergl. oben, S. 112; siehe auch van Werveke, 1886, S. 17ff.

⁴ C. Goetz, 1914, S. 336 ff.; die ältere Literatur siehe bei Benecke, 1877.

⁵ van Werveke, 1886; 1916, S. 168.

und Quarze, durchweg aus dem Devon der Ardennen stammt. Bei Diekirch ist das Konglomerat in 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Bei Graß ist das Buntsandsteinkonglomerat nach C. Goetz von einem Keuperkonglomerat überlagert, das dem Schilfsandstein angehört. Ein Aufschluß W Ettelbrück an der Attert zeigt, daß sich auch noch höher im Sandstein Lagen grobkörnigen Konglomerates dazwischenschalten. van Werveke sieht in diesen Konglomeraten eine konglomeratische Entwicklung des „so“, und C. Goetz stellt sie den geröllführenden Sandsteinen des „so“ gleich, die Leppla weiter westlich und im preußischen Gebiet als untere Abteilung ausgeschieden hat. Nach NO und O will Goetz eine Abnahme der Konglomerate an Mächtigkeit und eine Zunahme der Sandsteine feststellen¹.

In der Tiefbohrung von Longwy wurde ein rotes Konglomerat von 20 m im Buntsandstein angetroffen. Nach van Werveke, der die Bohrkerne untersucht hat, liegen hier wie am Südrande der Ardennen „Zwischenschichten“ unmittelbar dem Devon auf, die möglicherweise hier eine facielle Ausbildung des Voltziensandsteins darstellen, gehört also das Konglomerat dem oberen Buntsandstein an, während C. Goetz es zum mittleren Buntsandstein stellen möchte, womit er aber den entschiedenen Widerspruch van Wervekes herausfordert². In einer Tiefbohrung von Bérup in der Nähe von Solgne, NW Dieuze, deren Bohrkerne ebenfalls von van Werveke untersucht wurden, wurden nach diesem Forscher etwa 71 m Zwischenschichten mit mehreren Konglomeratzwischenlagen erbohrt und auch noch an der Basis, also noch im sm, konglomeratische Sandsteine³.

Das Alter der Konglomerate von Malmedy und Stavelot (von Quarziten, Grauwacken und mitteldevonischen Kalken; bis 0,3 m Durchmesser) ist umstritten. van Werveke sieht sie in der Hauptsache als Küstenfacies des oberen Buntsandsteins an; ihm schließt sich Holzapfel an. Grebe, Renier und Leppla halten aber permisches Alter für wahrscheinlicher als dasjenige von oberem Buntsandstein, „von dessen zunächst

¹ van Werveke, 1916, S. 170; C. Goetz, 1914, S. 345—346 und 419.

² van Werveke, 1908; 1916, S. 174; C. Goetz, a. a. O.

³ van Werveke, 1910, S. 42—43.

benachbarten Schichten es sich gründlich unterscheidet“¹. Es besteht daher zunächst keine Veranlassung, sich mit Holzapfels Annahme einer Herkunft der Gerölle aus Osten, also aus der nördlichen Eifel, auseinanderzusetzen.

5. Geröllhorizonte im Buntsandstein von Commern am Nordrande der Eifel.

Blankenhorn nimmt hier, wie oben erwähnt, mittleren und oberen Buntsandstein an, von denen der erstere aus einer wechselnden Folge von groben Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen besteht, während in dem letzteren zwar auch noch Geröllagen vorkommen, aber „die dicken, festen, eisen-schüssigen Konglomeratbänke des Hauptbuntsandsteins“ fehlen². Die Konglomerate des Hauptbuntsandsteins „enthalten abgerundete Gerölle verschiedenster Größe bis zu 35 und 40 cm Durchmesser (von mir gesperrt: Str.), die aus verschiedenartigem Quarzit, Grauwacke, Sandstein und weißem, undurchsichtigem, selten wasserhellem Quarz bestehen. Stellenweise finden sich in Quarzitgeröllern unterdevonische Versteinerungen“³. Auch Gerölle von Arkose kommen an einer Stelle vor. Das rote Grundkonglomerat, welches, höchstens durch eine rote Lehm-schicht mit Bruchstücken von rotgefärbtem Devonsandstein davon getrennt, das Devon überdeckt, besteht aus Bruchstücken und Geröllern des unterteufenden Devons und besitzt eine sehr wechselnde Mächtigkeit, da es die Vertiefungen der Oberfläche des Devons ausgleicht (Blankenhorn a. a. O., S. 8 und 11). Es kommen Konglomeratzwischenschaltungen bis zu 30—35 m Dicke (mit einzelnen Sandsteineinlagen) vor, z. B. am Caller Bahnhof (a. a. O., S. 13). Schon in den untersten Lagen des geröllführenden oberen Buntsandsteins (Gerölle bis zu 15 cm) kommen Pflanzenreste vor (a. a. O., S. 22).

Blankenhorn hebt hervor, daß man im ganzen deutschen Buntsandstein Konglomerate mit so mächtigen, bis zu 40 cm

¹ Leppla, 1924, S. 41; van Werveke, 1888, S. 93—98 und 1916, S. 170; Holzapfel, 1910, S. 104. Beschreibung der Ablagerung von Malmedy, Stavelot und Basse-Bodeux bei Lepsius, Geol. Deutschland I, 165.

² Blankenhorn, 1885, S. 8 und 21. Eine Beschreibung der Schichten gibt auch Holzapfel, 1910, S. 101—106.

³ Siehe die letzteren bei Blankenhorn, 1885, S. 8.

dicken Geröllen nicht gewohnt ist, und vor allem nirgends in vertikaler Richtung ein solcher fortwährender Wechsel von Konglomeraten und Sandsteinen zu beobachten ist¹. Sehr interessant ist der horizontale Facieswechsel. Nach NO und O nehmen die Konglomerate an Mächtigkeit ab, die Sandsteine bedeutend zu, woraus Blankenhorn schließt, daß die Hauptzufuhr der gesamten Hauptbuntsandsteinablagerung von Westen her kam (a. a. O., S. 118—120).

Weiter südlich ist in der Mitte der Eifel bei der Buntsandsteininsel von Hillesheim der Buntsandstein, wahrscheinlich übergreifender Volztiensandstein, geröllfrei. Dagegen tritt noch weiter südlich am Apert, südlich von Büdesheim, im Hersdorfer Wald usw. nach Blankenhorn (a. a. O., S. 122) wieder „typischer Hauptbuntsandstein mit Geröllen und Konglomeraten auf“, über die mir aber nichts näheres bekannt ist.

6. Ergebnis der Untersuchung der linksrheinischen Geröllhorizonte für den Ablagerungsraum und Ursprung des Hauptbuntsandsteins.

Es hebt sich ein südlicher, westlicher und nordwestlicher Beckenrand heraus. Nachdem sich diese Ränder in den beiden früheren Abschnitten durch Transgression und Mächtigkeitsverminderung von Schichten angezeigt hatten, treten sie jetzt als Lieferanten von Geröllen auf. Der südliche Beckenrand befand sich im unteren Hauptbuntsandstein wohl noch in den Südvogesen, im oberen überschritt er die Südgrenze der Vogesen, wodurch er hier für uns weniger zugänglich wurde. Der Westrand ist unter jüngeren Schichten verdeckt und nur durch Tiefbohrungen und die vermutlichen Transportwege der Gerölle nachweisbar. Am besten zugänglich ist der nordwestliche Beckenrand, der sich im Laufe des Hauptbuntsandsteins von der unteren Saar aus immer weiter nach den Ardennen zu zurückzog. Die Geröllhorizonte im Saartale von Saarbrücken abwärts bis zur Mosel, in der Trierer Bucht und am Südrande der Ardennen beweisen mit Sicherheit das Vorhandensein eines nordwestlichen Beckenrandes, den wir

¹ Kopfgröße der Gerölle selten, meist die größeren etwa faustgroß; meist gerundet; entstammen in der Regel der „nächsten Nachbarschaft“, bestehen demnach vorwiegend aus devonischen Sandsteinen (Holzapfel, 1910, S. 101).

hier wie sonst durch Mächtigkeitsverringern und stufenweise Transgression der Schichten nachweisen konnten. Es ist der Gegenflügel zu dem südöstlichen Beckenrande im Gebiete des Schwarzwaldes. Ein südlicher Transportweg ist noch bei Saarbrücken in den Granit-Gneis-Geröllen des Grundkonglomerates und im Hauptkonglomerat bei St. Avold schwach erkenntlich; weiter nördlich und nordwestlich aber sind rheinisches Schiefergebirge und im besonderen Ardennen ausschließliches Liefergebiet. Der nordpfälzische Sattel scheint nur noch zu Beginn des mittleren Buntsandsteins Material in das Becken geliefert zu haben.

Die verschiedenen Transportwege der Gerölle münden in der Tiefenzone des Beckens zusammen, die sich von den Nordvogesen und von Saarbrücken aus nach NO erstreckte. Der Hauptsenkungsraum war gleichzeitig die Tiefenrinne des Beckens.

Auf der rechten Rheinseite konnten wir nur den südöstlichen Beckenrand nachweisen; die linke Rheinseite lieferte die Fortsetzung nach S, W und NW¹.

¹ K u m m (a. a. O., S. 54—57 und S. 62) faßt die Ergebnisse seiner Untersuchung zu folgendem Gesamtbilde zusammen:

a) Eck'scher Horizont: Der östliche Schwarzwald soll ein einheitliches Flußsystem gehabt haben, „das seinen Ursprung etwa im Gebiete des Landes Hohenzollern gehabt hat“. In den Vogesen und im südlichen Pfälzerwalde herrschte W—O- bzw. SW—NO-Transport. Sämtliche Zuflüsse vom gallo-vindelicischen Rücken her, d. h. aus den Vogesen, aus dem Gebiete des südlichen Oberrheingrabens, aus dem südlichen und östlichen Schwarzwalde vereinigten sich zu einer Hauptsammelader, die auf dem Schwarzwald entlang lief (Schwarzwaldstrom), aber sich nicht zum Odenwald fortsetzte, sondern vorher wahrscheinlich nach O abgelenkt wurde, nachdem sie noch im nördlichen Schwarzwald den Nordvogesenstrom aufgenommen hatte. Die Gerölle des Odenwaldes sind aus der Pfalz gekommen. Der Pfalzstrom, gleich dem Nordvogesenstrom vom gallischen Rücken kommend, erhielt Zufluß von S sowohl wie von N. Zwischen dem links- und rechtsrheinischen Strömungsgebiet soll ein trennender Rücken bestanden haben, der „Hagenauer Rücken“ (?).

b) Hauptkonglomerat: Ein Südvogesenstrom, aus der Gegend von Vesoul her nach NO gerichtet, vereinigte sich wahrscheinlich mit dem von NW aus der Gegend von Toul kommenden Epinaler Strom und stieß bis in den Schwarzwald nach O vor. Zustrom er-

Der linksrheinische Buntsandstein zeichnet sich vor dem rechtsrheinischen durch größeren Geröllreichtum aus, einschließlich sogar der linksrheinischen Tiefenzone. Es ist dies wohl auf größere Nähe des Gebirgsrandes zurückzuführen. Zwischen die zwei Hauptgeröllhorizonte schalten sich Zwischengeröllhorizonte ein, wie sie rechts des Rheines nur im nördlichen Odenwald und im Spessart in stark reduzierter Form auftreten.

Der südliche Beckenrand im Vogesengebiet stimmt, vom größeren Geröllreichtum i. a. abgesehen, in bezug auf die Ausbildung der Geröllhorizonte insofern mit dem südöstlichen überein, als wir ebenfalls zwei Hauptgeröllager haben, von denen zwar der untere Horizont als solcher in den Vogesen weniger gut ausgeprägt ist, dafür aber in der Geröllführung der gesamten unteren Abteilung eine größere Ausdehnung in der Vertikalen zeigt, während der obere sich durch Reichtum und Größe der Gerölle zum Hauptkonglomerat steigert, allerdings wieder unter sehr auffälliger Verringerung des vertikalen Ausmaßes.

Ganz abweichende Verhältnisse zeigt aber im Bezug auf die Geröllführung der Nordwestrand des Beckens. Hier haben wir keine Zweiheit von Haupthorizonten, sondern offenbar eine Mehrheit, worunter auch ganz neue Geröllhorizonte, die weder dem Eck'schen Horizont, noch dem Hauptkonglomerate entsprechen. So entspricht das Grundkonglomerat anscheinend nicht überall dem Eck'schen Horizont, sondern stellenweise höheren Horizonten, die aber ihrerseits doch nicht das Hauptkonglo-

hielt dieses südliche Stromsystem einerseits aus der Gegend von Lunzville, andererseits aus dem südlichen und südöstlichen Schwarzwald. Der Hauptstrom bog in die „Richtung des Schwarzwaldkammes“ ein, nahm am Kniebis den Freudenstädter Strom von SO her und den Hardtstrom von NW her auf, um sich dann gegen den östlichen Odenwald zu wenden. Dort vereinigte er sich mit dem großen Pfälzer Strom von W her, aus der Richtung Bitsch, Pirmasens, Neustadt-Dürkheim und Heidelberg-Bensheim. Die vereinigten Ströme setzten sich über Unterfranken nach der Rhön und dem Werratal zu fort, wo noch der Büdinger Strom vom Taunusgebiet her hinzukam. Ohne im einzelnen dazu Stellung zu nehmen, hebe ich hervor, daß die Ergebnisse in Bezug auf die Hauptströmungsrichtungen mit denen der vorliegenden Arbeit übereinstimmen.

merat vertreten, das hier auffallend verkümmert, oft kaum angedeutet ist¹.

Diese Reduktion des Hauptkonglomerates am Rande der Ardennen-Eifel-Schwelle ist die auffallendste Erscheinung des nordwestlichen Beckenflügels.

Gewissermaßen stellvertretend stellt sich das Zwischen-schichtenkonglomerat im unteren Teile des oberen Buntsandsteins ein; es kann bei St. Avold und in der Pfalz auch neben dem Hauptkonglomerat vorhanden sein. Ob und wie weit eine tatsächliche Stellvertretung stattfindet, ist noch beim oberen Buntsandstein zu prüfen.

Das Grauwackenzerreibsel, das am Ardennenrande in den Sandsteinen als Korn oder Bindemittel der Quarzkörner auftritt, ist eine spezifische Randbildung in unmittelbarer Nähe des schuttliefernden Schiefergebirges und stellt das Analogon zu dem Arkosesand bzw. -sandstein am kristallinen Beckenrande des südöstlichen Schwarzwaldes dar.

Die Konglomerate des Buntsandsteins am Eifel- und Ardennenrande werden von den Geologen als Transgressionskonglomerate aufgefaßt und zwar als Küstenkonglomerat, teilweise als marine Abrasionskonglomerate, entstanden durch langsames Untertauchen des Schiefergebirgsrumpfes unter den Meeresspiegel².

van Werveke stützt sich darauf, daß sich die Konglomeratbildung von Süden her immer höher im Sandstein hinauf-schiebe und schließlich bis in den oberen Buntsandstein fortsetze (1906, S. 140). Leppla glaubt die Wirkung der Brandung unmittelbar durch Beobachtung nachweisen zu können. „Besonders die weitere Umgebung von Mettlach“ soll „an den steil aus der Tiefe in das Buntsandsteinmeer aufragenden Quarziten zahlreiche Beispiele für Brandung neben ... mehr schuttartigen

¹ Vergl. Benecke, 1877, S. 744: Die Konglomerate in der Nähe des „Uferrandes“ können nicht als gute Horizonte dienen und nur lokal verwendet werden, so bleibt z. B. dahingestellt ob „unser Hauptkonglomerat mit dem räumlich getrennten der Saargegend gleichzeitig ist, ob nicht dieses besonderen, lokalen, von dem Ardennen- oder Hunsrück-Ufer ausgehenden Bedingungen seine Entstehung verdankt“.

² u. a. von Benecke, 1877, S. 744; von van Werveke, 1906, S. 140 (siehe sein Transgressionsschema); 1913, S. 16; 1914, S. 12; Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 9; zusammengefaßt 1924, S. 40—44, und von Blankenhorn, 1885, S. 120 und 121.

Anhäufungen am Fuß der Steilgehänge“ bieten. Glättung und Abrundung von Quarzitfelsen „an einer Unterlage einer kleinen Buntsandsteinmasse am Südwestabhang des Buckkopfes (nordwestlich Keuchingen—Mettlach)“ ist von der Brandung erzeugt. Die „Abrasionsfläche“ am Schiefergebirgsrande soll wesentlich unter dem Einflusse einer ausgedehnten Brandung des Meeres entstanden sein.¹

Es liegt mir fern, die Richtigkeit der Beobachtungen des besten Kenners des dortigen Buntsandsteins irgendwie anzuzweifeln. Besonders wichtig sind darunter natürlich solche Stellen, an denen Leppla eine Aufarbeitung des Untergrundes durch die Brandung an Ort und Stelle zu erkennen glaubt². Ich beschränke mich hier darauf, auf einzelne Dinge aufmerksam zu machen, die zu denken geben. Das Grundkonglomerat stellt nicht überall eine unmittelbare Aufarbeitung des Untergrundes dar, z. B. bei Saarbrücken, wo es auf Karbon und Rotliegendes übergreift, Bruchstücke aus diesen Schichten aber bei vorherrschenden Quarz- und Quarzitgeröllen nur als Seltenheiten enthält. Hier könnte nur eine Ablagerung von Geröllen im Meere stattgefunden haben, die der Mehrzahl nach aus der Ferne durch Flüsse zugeführt worden wären, also keine Abrasion des Felsenuntergrundes durch die Brandung. Nicht überall folgen die Konglomerate unmittelbar auf dem älteren Untergrund, vielmehr sind sie häufig durch geröllfreie Sandsteine davon getrennt. Ferner kann die konglomeratische Ausbildung in Berührung mit dem älteren Untergrund stark reduziert sein, wie bei Saarlouis und östlich davon oder bei und nördlich Trier gegenüber derjenigen bei Freudenburg. Das läßt auf einen Wechsel von Schichten mit starker und solchen mit fehlender oder doch schwacher Geröllführung schließen — untere Abteilung des Hauptbuntsandsteins geröllführend, obere geröllfrei bzw. -arm —, wobei die geröll-

¹ Leppla, 1908, Erl. Blatt Waxweiler, S. 9; 1924, S. 41—42.

² Es war mir leider nicht möglich, einen Aufschluß der geschilderten Art zu Gesicht zu bekommen. Auch Herr Dr. Staesche, unter dessen freundlicher Führung ich einen Ausflug in die Umgebung von Mettlach unternehmen durfte, ist nach mündlicher Mitteilung kein derartiger Aufschluß bekannt geworden. Wohl aber konnte ich feststellen, daß bei der Burg Montclair bei Mettlach mittlerer Buntsandstein unmittelbar neben der Quarzitklippe jede Geröll- oder sonstige gröbere Schuttbeimischung vermissen läßt. Konglomerate sollen nach Herrn Dr. Staesche auch im Gebiete dieses Klippenzuges nur lokal auftreten.

armen oder -freien Schichten auch in Berührung mit dem Grundgebirge keine oder wenigstens keine stärkeren Konglomerate entwickeln. Andererseits führen konglomeratische Schichten nicht nur in Berührung mit dem älteren Untergrund Gerölle, sondern auch noch weit entfernt davon, wie z. B. das Zwischenschichtenkonglomerat. Diese Tatsachen stehen mit dem Facies- und Lageungsbild einer marinen Transgression nicht im Einklang. Denn dabei dürfte es an keiner Stelle einen vertikalen Wechsel von Geröllschichten und geröllfreien Schichten geben, sondern nur eine konglomeratische Facies jeder einzelnen Schicht, soweit sie über die tiefere Schicht auf den älteren Untergrund übergreift. Blankenhorn, dem dieser vertikale Wechsel in seinem Gebiete besonders aufgefallen ist, bringt ihn „mit einstigen Schwankungen des Meeresspiegels oder auch wechselnden Strömungen, die beide bloß bei großer Ufernähe in dem Maße wirksam sein konnten, in ursächlichem Zusammenhang“ oder mit dem Winkel, den die Küstenlinie mit der Streichlinie der Schichten des gefalteten Untergrundes bildete. Bei senkrechter Durchbrechung, z. B. am Westrande des Hunsrücks (Saarburg), sollen die Konglomerate bedeutender sein als beim Vordringen parallel der Streichlinie, z. B. am Nordwestrande des Hunsrücks (Trier) und ebenso am Südostrande der Ardennen.

Man wird aber doch mit der Möglichkeit zu rechnen haben, daß die vom Beckenrande weit in das Innere vorstoßenden geröllführenden Schichten mindestens Rückzugsstadien des Meeres entsprechen, in denen von Flüssen delta-ähnliche Aufschüttungen weit in das Meeresbecken vorgeschoben wurden. Die Geröllhorizonte bedürfen daraufhin einer erneuten Durchforschung, ob nicht die Erklärung durch fluviatile Ablagerung den Tatsachen besser Rechnung trägt. Mehrfache Wiederholung von Geröllagen übereinander, schwächere Rundung oder eckige Form der Gerölle nahe dem Ursprungsort, zunehmende Rundung und Abnahme der Gerölldichte mit wachsender Länge des Transportweges sind Dinge, die sich durch fluviatilen Transport gerade so gut oder noch besser erklären als bei demjenigen durch untermeerische Strömungen. Glättung von Felsen im Flußbett ist nichts Ungewöhnliches. Übereinstimmung der Gerölle mit dem Untergrunde kann sich durch kurzen Transport aus der gleichartig zusammengesetzten Umgebung erklären.

Der Haupttransportweg dürfte am nordwestlichen Beckenrande von NO nach SW geführt haben. Östlich oder nordöstlich gerichtete Wanderwege könnten örtliche Ablenkungen darstellen, oder vielleicht auch, für die Zeit des oberen Hauptbuntsandsteins, mit der Abbiegung des Beckenrandes nach Norden in Beziehung stehen.

Daß am nordwestlichen Beckenrande mehr und andere Geröllhorizonte auftreten, deutet darauf hin, daß die Geröllhorizonte nicht durch regional wirkende Faktoren allein, sondern auch noch durch örtliche, für jeden Beckenrand spezifische Faktoren, vermutlich solche tektonischer Natur, bedingt gewesen sein müssen.

d) Die stratigraphische Gliederung des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins.

Der Unterschied von Beckenmitte und Beckenrändern prägt sich weiterhin auch im Schichtenaufbau aus, und auch hier hebt die stratigraphische Betrachtung auf der linken Rheinseite außer einem SO- bzw. S-Rand einen NW-Rand als Gegenflügel des rechtsrheinischen SO-Randes, den wir dort allein nachweisen konnten, heraus. Das Beckenzentrum deckt sich nahezu mit dem Verbreitungsgebiete des unteren Buntsandsteins.

1. Gliederung in Nordvogesen und Pfälzerwald. (Gliederung des Beckenzentrums.)

a) In den Nord- und Nordwestvogesen

wird der Haupt- oder Vogesensandstein in unteren und oberen Vogesensandstein gegliedert. E. Kraus führt als Hauptgesichtspunkte, nach denen eine Gliederung erfolgen kann, an:

1. „Die Geröllführung ist in sm_2 schwächer, die Lagerung im ganzen etwas ruhiger.

2. Schwarzbraune Pseudomorphosenflecken finden sich in sm_2 höchst selten, sind dagegen in sm_1 charakteristisch, teilweise stärker angereichert“.

„Lagerung, Schichtung, Zusammensetzung und Färbung wechseln in sm_1 stärker als in sm_2 , der einen viel ruhigeren Eindruck erweckt“. „Der hohe, oft sehr hohe Gehalt an Feldspatsand, oft zu Kaolin zersetzt“, ist eine weitere Eigentümlichkeit der Sandsteine der unteren Abteilung, den E. Kraus dadurch

erklärt, daß sm_1 „näher der Granit- und Arkose-Küste abgesetzt ist“; „ sm_2 ist häufig ein reiner Quarzsandstein“¹.

Daß die Gerölle des sm_1 noch z. T. aus Feldspatgesteinen des Grundgebirges, die des sm_2 aber fast ausschließlich aus Quarzrestschottern bestehen, ist ein weiterer, uns längst bekannter Unterschied.

Die gleichen Merkmale lagen der Gliederung auf den nordelsässischen Spezialkarten zugrunde². Das hellere, kaolinartige Cement von sm_1 bedingt hellere, weinrote Färbung und größere Festigkeit; in sm_2 herrscht ziegelrote Farbe vor und ist die Festigkeit infolge der Bindemittelarmut geringer. So deutlich sind die Unterschiede nicht immer ausgeprägt, daß sie eine scharfe kartistische Abgrenzung gestatten; die Grenze kann vielmehr bis auf 10—20 m unsicher sein³.

Die Gerölle stellen sich sofort mit Beginn der festen Sandsteine des mittleren Buntsandsteins reichlich ein und bilden vielfach zusammenhängende Konglomeratlagen. Die gewöhnlich $1\frac{1}{2}$ —1 cm großen Pseudomorphosenflecken, die durch Anreicherung den „Tigersandstein“ erzeugen oder nach dem Herausfallen einen wabenartig durchlöcherten Sandstein, können in der unteren geröllreichen Region ganz zurücktreten und erst in einer Höhe von etwa 80 m häufiger werden, um dann

¹ E. Kraus, 1925, S. 6 und 28; siehe auch derselbe, 1921, S. 279: Über älteren Gesteinen „legt sich mit zunächst noch ungleichem Korn der zahlreichen Grundgebirgskomponenten, mit eckigen Geröllen und mit unruhiger Lagerung eine untere Abteilung des tieferen Vogesensandsteins (sm_1). Gleichartigeres mittleres Korn zeigen die fortschreitend übergreifenden höheren sm_1 -Bänke, deren Quarz noch viel Feldspat beigemengt ist. Sie gehen schließlich nach oben in feldspatarmen bis -freien Quarzsandsteine gleichen Kornes, aber ruhigerer Lagerung über (sm_2). Sind im höheren sm Gerölle vorhanden, so sind sie völlig gerundet und bestehen nur noch aus widerstandsfähigstem Kieselgestein. Im sm_2 trifft man sie seltener“; vergl. ferner Benecke, 1878, S. 47: „Die hellen und bunten, oft tonigen oder Kaolin führenden Sandsteine, ferner die Tigersandsteine“ liegen „vorwiegend in der unteren Partie des Sandsteins, ohne durchaus auf diese beschränkt zu sein. In den oberen Horizonten herrschen die kieseligen, schimmernden Sandsteine vor“; zur Gliederung des sm in den Nordvogesen siehe das Profil von Werkes aus der Gegend von Buchweiler, Els.-Lothr. Mitteil. 4, Taf. V.

² u. a. Erl. Blatt Pfalzburg, 1902, S. 53; Erl. zu Blatt Bitsch, 1890, S. 8—9: sm_1 reicher an kaolinisierten weißen Feldspatteilchen.

³ u. a. Blatt Weißenburg (Erl. S. 45); Blatt Buchweiler (Erl. S. 7).

gleichmäßig bis zur Höhe von 200 m durchzugehen, so besonders auf Blatt Lembach, auch Blatt Weißenburg. Das ist dann, wie im Odenwald bei Heidelberg, eine Gliederung in eine untere, wesentlich geröllführende und eine obere, wesentlich Pseudomorphosen führende Region, allerdings mit so unscharfer Grenze, daß die Trennung auf der Karte unterblieb¹. Sie können sich aber auch durch die ganze Abteilung hindurch, sowohl in den geröllfreien als in den geröllführenden Sandsteinen finden. So charakteristisch sie für sm_1 sind, so fehlen sie doch den übrigen Stufen des Buntsandsteins nicht ganz; denn nach van Werveke kommen sie sowohl im unteren Buntsandstein, als auch in den Zwischenschichten des oberen Buntsandsteins vor, können übrigens noch in das sm_2 bis 80—100 m unter dem Hauptkonglomerat aufsteigen, spielen aber dann keine große Rolle mehr und werden zusehends kleiner und undeutlicher². Der Ursprung aus Calcitskalenodern ergibt sich manchmal, nach E. Kraus allerdings nicht sehr häufig, aus dem rhombischen oder sechseckigen Umriß des Hohlraums nach dem Herausfallen der dunklen Füllmasse; letztere, aus Mn- und Fe-Oxyden bestehend, wird als Lösungsrückstand des Mn- und Fe-haltigen Calcits betrachtet. Mit Kraus müssen wir den Karbonatgehalt als primären Bestandteil der Sande ansehen, da eine sekundäre Infiltration von oben her, etwa aus dem Muschelkalk, eine ganz andere Verteilung der Pseudomorphosen hätte hervorrufen müssen, die ja gerade im Hangenden zumeist fehlen³. Dagegen scheint mir die Notwendigkeit einer „sekundären Fe-Mn-Infiltration bei der Bildung der Flecken“, weil angeblich der Fe-Mn-Gehalt der ehemaligen Karbonatkristalle für die jet-

¹ Auch der geol. Führer durch das Elsaß (1900, S. 25) unterscheidet tiefere geröllführende Sandsteine und darüber den etwas gröberen Pseudomorphosensandstein (Tigersandstein); der Sandstein der unteren Stufe dient hier in ausgedehntem Maße als Bausandstein.

² Über das Hinaufgehen in die obere Abteilung über der Hohlkönigsburg siehe van Werveke, 1888, S. 104 und 107. Der Vogesensandstein ist eingehend beschrieben von Daubrée, 1852, S. 84 ff. und von Delbos-Köchlin-Schlumberger, 1866, I, S. 225 ff. nach E. de Beaumont, Explic. de la carte geol. de Fr.; Daubrée gibt schon das Niveau der Pseudomorphosen richtig an: les cavités sont plus nombreuses vers le bas que vers le haut; sie waren ihm auch schon vom Kniebissandstein im Schwarzwald bekannt.

³ E. Kraus, 1925, S. 29.

zige Anreicherung allein nicht hinreichend sei, nicht genügend begründet, noch weniger ein wesentlicher Einfluß der Ortssteinbildung auf solche regionale und stratigraphisch gebundene Gebilde¹.

Merkwürdigerweise treten bei Pfalzburg die Pseudomorphosen anscheinend viel spärlicher und ungleichmäßiger verteilt auf als weiter nördlich, etwa in der Gegend von Niederbronn, wodurch die ganze untere Abteilung des Hauptbuntsandsteins sich hier „im ganzen bei weitem nicht mehr so typisch, wie etwa zwischen Niederbronn, Bitsch und der lothringisch-pfälzischen Grenze, entwickelt zeigt“².

Das scheint nicht gerade dafür zu sprechen, daß der „frühere Dolomit- und Kalkgehalt des sm_1 , auf welchen besonders die Pseudomorphosenflecken deuten und der in der Tiefe oft noch weit höher ist als an der Oberfläche“ (E. Kraus, a. a. O., S. 28) mit der Nähe des „Festlandes“ zusammenhängt, was Kraus für möglich hält.

Mit den Kristallnegativen zusammen und durch allerlei Übergänge mit ihnen verbunden, aber auch in anderen Horizonten des sm , kommen rundliche Konkretionen vor; schichtweise angereichert bilden sie sog. Kugelhorizonte, und zwar in großer Verbreitung einen tieferen 10—20 m unter der Obergrenze von sm_1 (Durchmesser 1—8 cm; Blätter Bitsch, Lembach, Saareinsberg, Pfalzburg), also in tieferem Niveau als der Hauptkugelhorizont der Pfalz, des Odenwaldes und bad. Schwarzwaldes, und einen höheren, anscheinend weniger weit verbreiteten, zwischen 20 und 40 m oder unmittelbar unter dem Hauptkonglomerat teils in lockerem Sandstein (Durchmesser 1 dm; Blätter Bitsch und Lembach), also im Niveau des eben genannten Hauptkugelhorizontes. Andeutung von kristallographischer Begrenzung, z. B. 6seitiger Umriß, kommt vor (Blatt Pfalzburg), scheint aber Ausnahme. van Werveke stellte „Pseudomorphosen von Buntsandstein nach Kalkspat“ in Form von lose im Gestein liegenden oder fest mit ihm verwachsenen Skalenodergruppen bei der Ruine Hohkönigsburg fest, dann am Tännchel, an der Seelburg und bei Plaine im Breuschtal. Die Kristalle

¹ E. Kraus, 1925, S. 9 und 10.

² Schumacher, Erl. Blatt Pfalzburg, 48—50 und Anmerk. S. 53; andererseits fand Bücking aber am Schneeberg und den benachbarten Rücken die braunen Flecken noch zahlreich (1890, S. 109).

sitzen im Gestein, bilden nicht wie im Odenwald den Kern kugelig, oft schaliger Konkretionen¹.

Die verschiedene Beschaffenheit der beiden Abteilungen des sm prägt sich am deutlichsten in den Verwitterungsformen aus. Im sm₁ führt der vielfache Wechsel härterer und weicherer, geröllführender und -freier Schichten zur Herausbildung der mannigfachsten Felsgestalten, von Felsgesimsen und -toren und -grotten, von Mauern und Pfeilern, wovon letztere beiden vielfach von Burgruinen gekrönt sind, namentlich im Gebiete der geol. Blätter Stürzelbronn und Lembach, auch Niederbronn (Wasigenstein), Pfalzburg und Dagsburg, nur auf Blatt Buchweiler fehlend². Im Verein mit der häufigen Schrägschichtung ruft der unruhige Schichtenwechsel die bekannten eigenartigen, u. a. wabenförmigen Kleinverwitterungsformen an aufrechten Felswänden hervor³.

Felsbildung fehlt dem sm₂ auch nicht ganz, nur ist sie hier — wie die Gerölle — an bestimmte Zonen (Felszonen) gebunden, welche in ungefähr gleichbleibendem Abstand vom Hauptkonglomerat verlaufen, während sie in sm₁ meist allgemeiner ist. Sie entsprechen aber nur z. T. den Felszonen der Pfalz, z. B. der tieferen von Leppa dort nachgewiesenen Felszone (60—80 m bzw. 40—60 m unter dem Hauptkonglomerat: Blätter Bitsch und Stürzelbronn). Es können aber auch mürbe und festere Bänke in der ganzen Abteilung wechseln.

Im obersten Teil des sm begünstigt die sehr häufig lockere, zerreibliche Beschaffenheit der Sandsteine die Entstehung überhängender Felsen und gibt zur Bildung von Grotten und Höhlen

¹ van Werveke, 1888, S. 104—107.

² Siehe van Werveke, 1894, S. 12 über die Ruinen und Schlösser der Vogesen: Ruine Lützelburg steht auf Hauptkonglomerat, das auch zahlreichen anderen Bauwerken zur Unterlage gedient hat. Auf demselben stehen z. B. auch die Schlösser von Zabern, die Kapelle von Dagsburg und die ehemaligen Festungen Lützelstein und Bitsch. Von der Festung Lichtenberg steht der innerste, jetzt als Aussichtspunkt benützte Turm auf Hauptkonglomerat. Die Ruinen der Niederbronner Gegend bis in die Pfalz stehen dagegen auf der unteren Abteilung des Vogesensandsteins. Siehe auch die vorzügliche Darstellung der Morphologie des mittleren Buntsandsteins im Bitscher Kessel von Schumacher (Über Tal- und Terrassenbildung im Bitscher Kessel, Mitt. Philomath. Ges. 1895, S. 13).

³ Siehe u. a. die Photographie der Felsen unter der Ruine Falkenstein, Erl. Blatt Stürzelbronn, S. 13.

Anlaß. Manchmal sind aber auch die obersten Bänke von sm recht fest und setzt sich die Geröllführung mehr oder weniger tief in das sm fort¹.

Auch die Großformen der Denudation — langgestreckte, schmale Felsgrate im sm₁, i. a. gerundete Höhen im sm₂ — und der Erosion — stark gewundene Täler im sm₁; weniger gewundener Verlauf im sm₂ — stehen unter dem Einfluß der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit.

Die Häufigkeit der Schrägschichtung in den Geröllschichten wird schon von Daubrée betont und auf die Ablagerung in stark bewegtem Wasser zurückgeführt, wobei er offenbar, da er auf die Geröllbänke und Deltabildungen der Flüsse besonders hinweist, in erster Linie an diese denkt². Glitzernde Kristallsandsteine mit sekundär durch Kieselsäureabsatz vergrößerten Quarzkörnern sind, wie auch in anderen Buntsandsteingebieten, besonders der oberen Abteilung eigen, fehlen aber auch in der unteren nicht. Tongerölle scheinen oben und unten gleich häufig. Merkwürdig sind unregelmäßig eckige Toneinschlüsse, die bei Pfalzburg nach Schumacher sehr häufig bis mehrere dm im Durchmesser erreichen (Erl. Pfalzburg, S. 50).

In der mittleren Korngröße besteht nach den Angaben der Erläuterungen zu den Spezialkarten i. a. kein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Abteilungen ($\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ mm oder $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ mm; in sm₁ mitunter bis 2 mm).

Die untere Abteilung baut den Hauptteil der Sandsteinvogesen auf, die obere nur den westlichen, an das Muschelkalkgebiet grenzenden; im Osten kommt sm₂ nur an den abgebrochenen Rheintalrandschollen und im Lembacher Graben vor.

Das Hauptkonglomerat, den Abschluß des mittleren Buntsandsteins, haben wir schon oben behandelt.

b) Die Gliederung des Hauptbuntsandsteins im Pfälzerwald.

Für dieses Gebiet, in dem der mittlere Buntsandstein eine außergewöhnliche Mächtigkeit erreicht, wurde für ihn von G ü m b e l die Bezeichnung Hauptbuntsandstein³ geprägt. Die

¹ Schumacher, 1898, Aufnahmebericht Blatt Lützelstein, S. CLIV.

² Daubrée, 1852, S. 87.

³ Über den „Haardter Sandstein“ G ü m b e l s und seine stratigraph. Zugehörigkeit siehe G ü m b e l, 1865, S. 49 und B e n e c k e, 1888, S. XI.

Gliederung bedient sich hier lokaler Benennungen der einzelnen Abteilungen. Die Erläuterungen zu Blatt Speyer (S. 48) unterscheiden 3 Stufen:

c) obere Stufe:

Hauptkonglomerat	25—35 m
Obere Felsregion	5—10 m

d) mittlere Stufe:

Trippstadt- oder Karlstalregion	100—120 m
Rehbergregion	150—200 m

e) untere Stufe:

Trifelsregion	80—100 m
-------------------------	----------

Früher gliederte Thürach den pfälzischen Hauptbuntsandstein in 2 Hauptabteilungen, indem er Trifels- und Rehberg-schichten zu einer Abteilung zusammenfaßte, der die darüber folgenden Schichten als obere gegenüberstehen:

1. Obere Abteilung 150—180 m
 - a Hauptkonglomerat,
 - b Kugelfelshorizont,
 - c obere Karlstalschichten,
 - d Karlstalfelsregion,
 - e untere Karlstalschichten.
2. Untere Abteilung oder Pseudomorphosensandstein im Mittel 200 m
 - a oberer Pseudomorphosensandstein oder Rehberg-schichten.
 - b unterer Pseudomorphosensandstein oder Trifelsregion, im Mittel gegen 90 m, zu unterst 10—15 m lockerer geröllarmer Sandstein.

Die Sandsteine der oberen Rehberg-schichten stellt Thürach noch zur unteren Abteilung, weil sie z. T. noch die charakteristischen Merkmale der Pseudomorphosensandsteine zeigen, wie sie den tieferen Rehberg- und Trifelsschichten eigentümlich sind, nämlich braune Mn-Flecken und mit Mn-Oxyden ausgekleidete eckige Hohlräume, obschon diese am Rehberg bei Annweiler selbst nicht mehr vorkommen¹.

Auch bei Leppa begegnen wir der Zweigliederung. Als Merkmale des unteren Hauptbuntsandsteins bezeichnet er die

¹ Thürach, 1884, S. 39.

Führung von Geröllen, die sich zerstreut in der ganzen unteren Hälfte des Hauptbuntsandsteins finden, den Reichtum an festen Bausandsteinen und zerstreuten Tongallen und vielleicht noch größeren Reichtum an kleinen Kaolinpartikelchen. Doch sei die Unterscheidung und Abgrenzung nach diesen Merkmalen keineswegs vollkommen sicher¹.

Ebenso schließt sich Reis bei der Kartierung von Blatt Zweibrücken (Erl. S. 140—141) der Thürach'schen Gliederung an. Mittlerer und unterer Hauptbuntsandstein gehören enger zusammen und entsprechen der Unterhälfte des Hauptbuntsandsteins auf den elsässischen Karten (Pseudomorphosensandstein), während die Trippstadt- (oder Karlstal-)schichten zum oberen Hauptbuntsandstein gerechnet werden. Bezeichnende Merkmale der unteren Abteilung sind die unten ziemlich allgemeine, nach oben stark abnehmende Geröllführung, die Verbreitung durchgehender Felshorizonte neben lokalen Felsbildungen, die höchst unregelmäßige Schichtung („unter zahlreichen Diskordanzen in kurzen Entfernungen wechselnd“), woraus die Seltenheit dünnplattiger Sandsteine folgt, der größere Reichtum der „violettroten und fleischfarbenen Sandsteine“ an Ton und tonigen Zwischenlagen. Im oberen Hauptbuntsandstein ist dagegen Felsbildung und Geröllführung nur „auf ganz bestimmte Horizonte beschränkt, welche ganz ebenflächige obere und untere Grenzen, aber höchst unregelmäßige Innenlagerung haben. Die zwischen den Felszonen liegenden, meist ziegelroten Sandsteine zeigen zwar auch Diskordanzen, aber wieder regelmäßigere und gleichartiger weit hin erstreckte; die Sandschichten sind daher gleichmäßig dünnplattig; sie sind auch sehr tonarm, nehmen daher leicht hellrote bis gelblich-weiße Farbentöne an; Lettenzwischenlagen fehlen oder sind auf die Basis der Felszonen beschränkt. Diese Sandsteine sind i. a. gleichmäßig feinkörnig, nicht so feldspatreich wie in den tieferen Schichten und fast ganz glimmerfrei. Die Oberfläche der Platten zeigt häufig die Wellenrippen; in den Felszonen sind dünne Lettenzwischenlagen mit Austrocknungsrisen und Tierfährten zu erwähnen“².

In den Erl. zu Blatt Donnersberg (1921, S. 131 und 126) macht Reis außerdem auf das Vorkommen der Manganbutzen im unteren, das besonders in der Oberregion der Trifelsstufe

¹ A. Leppla, 1889, S. 47.

² O. M. Reis, 1903, S. 141.

stetig sein soll, und auf das Fehlen derselben im oberen Sandstein aufmerksam, außerdem auf die verschiedene Zusammensetzung der größeren Gerölle — weiße Quarze, rote und graue, dichte Quarzite und kleinere Quarzporphyrgerölle im unteren, eintönig dunkelrotbraune rauhe Quarzite im oberen. — Auch auf Blatt Zweibrücken zeigen die Sandsteine der beiden „unteren Abteilungen“, d. h. des gesamten unteren Hauptbuntsandsteins, kleine „Mangansandbutzen“.

Die Übereinstimmung der Gliederung mit der unterelsässischen ist augenscheinlich, wiewohl die Pseudomorphosen keine so große Rolle spielen. Der Karbonatgehalt scheint in der Pfalz nicht ganz so groß zu sein. Die mittleren Mächtigkeiten der beiden Abteilungen sind hier wie dort ähnlich (sm_1 180—200 m; sm_2 etwa 180 m). Die Gliederung ist in der Pfalz dadurch reicher, daß die untere Abteilung nochmals zweigeteilt ist. Vermutlich drückt sich darin der Charakter des pfälzischen Sandsteingebietes als eigentliches Beckenzentrum aus.

Die Korngröße beim Hauptbuntsandstein der Pfalz mag nach Leppla im Mittel etwa 0,5 mm betragen, „steigert sich aber in manchen Schichten der oberen Abteilung bis 1,5 mm, während sie bei den Sandsteinen der nächst älteren Stufe, sowie des Voltziensandsteines selten über 0,2 mm hinausgeht“¹.

In der horizontalen Verbreitung folgen die einzelnen Stufen des Hauptbuntsandsteins im großen und ganzen dem Alter nach aufeinander. Die Trifelsregion zieht sich „dem Ostrand des Gebirges entlang“, „während die nächst jüngere Rehbergstufe weiter gegen das Innere nordwestlich vorrückt und das jüngste Glied (Karlstalstufe) auf die noch mehr westwärts liegenden Gebirgsteile beschränkt ist“ (Erl. Blatt Speyer, S. 51). Eine Sonderstellung nehmen die Randschollen des Rheintalgrabens ein.

Eine besondere Eigentümlichkeit des pfälzischen Buntsandsteins sind die mehrfach im Profil wiederkehrenden und in der Gliederung der Gehänge eine große Rolle spielenden Felsregionen². Am großartigsten sind die burgruinenartigen Felsen in der Trifelsregion, die das Felsenland der Südpfalz (Annweiler, Schönau, Dahn, Bergzabern) auszeichnen und den Trifelsschichten den Namen des „Ruinsandsteins“ verschafften. Im nördlichen Teil des Pfälzerwaldes verliert sich die Felsbildung in

¹ Leppla, 1888, S. 46.

² Siehe das Profil Lepplas, 1888, S. 45.

dieser Stufe durch Abnahme der Festigkeit der Sandsteine, die aber ihre Brauchbarkeit als Bausandstein erhöht¹.

Höher folgen in den Rehbergsschichten unten eine Tischfelsbank, aber auch nur im Süden, in der Mitte eine mächtigere, durch mehrere sehr feste Sandsteinbänke hervorgehobene felsige Region (Rehbergfelsregion) und nach oben nochmals einzelne Felsbänke. Die Rehbergfelsregion führt wieder spärliche Gerölle. Sie ist nach Thüraach (1884, S. 38) im ganzen pfälzischen Wasgau noch ziemlich gut kartistisch abzugrenzen. In der Weißenburger Gegend und besonders im N des Queichtales, in der Gegend von Edenkoben, Neustadt, Dürkheim und Kaiserslautern aber wird sie undeutlich oder fehlt ganz.

Dem oberen Hauptbuntsandstein gehören die Karlstalfelsregion, nach den Felspartien im Karlstal bei Trippstadt benannt, die aus festen quarzitischen Sandsteinen mit spärlichen Geröllen besteht, und der Kugelfelshorizont mit ähnlichen Bänken an (untere und obere Felszone Lepplas, 1888, S. 47). Gerölle finden sich in diesen Schichten nur spärlich; 5—10 m über der Untergrenze erscheinen sie in den festen Bänken überall sehr reichlich, und „soweit die Sandsteine nach oben in großer Menge Gerölle führen, stellt man sie zum Hauptkonglomerat“². In den tonigen, dünngeschichteten Zwischenlagen der Felsbänke bemerkt man ziemlich häufig Austrocknungsrisse, Kriechspuren von Reptilien und Wellenfurchen (Erl. Blatt Speyer, S. 15).

Der Hauptkugelfelshorizont liegt in den obersten Lagen der Karlstalschichten in der Felszone (u. a. Kalmit; Umgebung von Pirmasens³; Ruine Landstuhl; bei Homburg usw.), also ziemlich in gleicher Höhe mit dem Kugelfelshorizont bei Heidelberg—Neckargemünd. Die kugeligen Absonderungen kommen aber nicht überall vor. Es zeigen sich aber auch noch Kugelsandsteinbildungen tiefer in den oberen felsigen Schichten der Rehbergregion, welches letzteres Vorkommen dann annähernd dem tieferen Kugelsandstein des Unterelsasses entsprechen dürfte⁴.

¹ C. W. Gümbel, 1865, Anmerk. S. 50; Thüraach, 1894, S. 37; D. Häberle, 1913; O. M. Reis, 1903, S. 140; 1915, S. 28.

² Thüraach, 1884, S. 39—40.

³ u. a. „Kugelfelsen“.

⁴ Oben, S. 265; Häberle (1910) gibt auch noch Kugelbildungen aus dem Voltziensandstein und unteren Buntsandstein an; solche kommen somit in den verschiedensten Horizonten vor; stratigraphische Bedeutung durch Konstanz des Niveaus auf größere Strecken erlangt aber nur der Hauptkugelfelshorizont.

c) Parallelisierung des pfälz. Hauptbuntsandsteins mit den Nachbargebieten.
(Gliederung im Beckenzentrum.)¹

Nordvogesen	Pfälzerwald	südl. Odenwald	nörtl. Odenwald	Spessart (nach Thürach)
Hauptkongl. 15—20 m	{ Obere Abtlg. 150—180 m Hauptkongl. 25—35 m Kugelfelschicht 5—10 m Trippstadt oder Karlostalschichten 120—140 m }	Ob. Geröllhorizont 30—40 m	Hauptgeröllhorizont 30—40 m	Chiroth. Sandstein Ob. Geröllhorizont Kugelhorizont Sandstein mit Geröll an der Basis 150 m } Oberer 180 m
Ob. Vogesen-sandstein 150—180 m		Kugelhorizont Oberer Hauptbuntsandstein 100—150 m	Grober Sandstein mit Geröll ca. 100 m Feink. Sandstein mit Lettensch. 60—80 m	
Unt. Vogesen-sandstein (Pseudomorph.-sandstein) 180—200 m	{ Untere Abtlg. (Pseudomorph.-sandst.) etwa 200 m Rehbergssch. = Ob. Pseud. ca. 110 m (bezw. 150—200 m) Trifelssch. = Unt. Pseud. etwa 90 m }	Pseudomorph.-sandstein 100—120 m Unt. Geröllhorizont 30—50 m Tigersandstein 10—20 m	Pseudomorph.-sandstein bis 150 m Unt. Geröllhorizont 50 m (—100 m?)	{ Ob. Schichten bis 80 m Unt. Schichten mit Geröll 90—100 m Heigenbr. Sandst. 20—30 m } Unterer 150—200 m

¹ Mächtigkeitsangaben im Pfälzerwald i. a. nach Thürach; eingeklammerte Zahlen nach Erl. Blatt Speyer; die Angaben in Erl. Blatt Zweibrücken weichen davon ab. — Die Gliederung im südl. Spessart nach Schrepfer siehe oben, S. 163.

Den ersten Versuch der Parallelisierung unternahm Thü r a c h (1884, S. 43ff.). Den oberen Hauptbuntsandstein der Heidelberger Gegend stellte er den Karlstalschichten der Haardt gleich. Die Gehängeverflachung an der Grenze sm_1/sm_2 ist bei Heidelberg deutlich.

Während sich bei Heidelberg der untere, übrigens z. T. noch in festem Sandstein liegende Geröllhorizont kartistisch vom Pseudomorphosensandstein abgrenzen ließ, und ebenso auch, wenn auch nicht immer scharf, im nördlichen Odenwald, so ist dies in der Pfalz und in den Nordvogesen nicht mehr möglich, was darin begründet ist, daß der linksrheinische Hauptbuntsandstein als verhältnismäßig randnähere Bildung überhaupt mehr Gerölle führt und diese „noch größtenteils im festen Sandstein“ liegen¹.

Die geröllfreien „Heigenbrücker Sandsteine“, die im Spessart über den Bröckelschiefern des unteren Buntsandsteins folgen, eröffnen nach Thü r a c h den Hauptbuntsandstein und entsprechen den geröllarmen oder -freien grobkörnigen Sandsteinen im unteren Teile des Eck'schen Geröllhorizontes im Schwarzwalde, also wohl auch den geröllfreien Tigersandsteinen bei Heidelberg, wie ja auch in der Pfalz die untersten 15 m lockeren Sandsteins noch geröllarm sein können¹.

Im Spessart war eine bedeutende Gehänge-Verflachung über den guten Bausandsteinen (feinkörnigen Sandsteinen), die ganz derjenigen über den Rehbergsschichten in der Pfalz entsprechen soll, für Thü r a c h Anlaß, die Grenze zwischen sm_1 und sm_2 zu ziehen. Diese ist im Maintale nach Schrepfer durch eine im Mittel 30 m mächtige Sandschieferzone mit Quarzgeröllen (mittlerer Geröllhorizont) bedingt, die von Thü r a c h nicht ausgeschieden wurde².

Eine Parallelisierung der einzelnen Stufen des oberen Hauptbuntsandsteins im nördlichen Odenwalde mit denen des Pfälzerwaldes ist, abgesehen von den Hauptgeröllhorizonten und dem Hauptkugelhorizont, schwierig. Gemeinsam ist beiden Gebieten wie auch den Nordvogesen, die schichtweise Einschal-

¹ Thü r a c h, 1884, S. 50; Le p p l a, 1888, S. 46; Chelius und Klemm, ziehen den Tigersandstein des nördlichen Odenwaldes und südlichen Spessarts zum unteren Buntsandstein (1894. 50).

² Siehe oben, S. 162.

tung gröberer Sand- und Geröllbänke, deren Gleichwertigkeit im einzelnen schwer nachweisbar ist.

Im Schwarzwalde sind unterer und oberer Geröllhorizont vom übrigen Hauptbuntsandstein abtrennbar; dieser selbst zeigt nur noch im nördlichen Schwarzwald eine Andeutung einer Zweigliederung, im mittleren nicht mehr, wodurch sich dieses Gebiet als Randgebiet kennzeichnet. Der untere Geröllhorizont liegt hier meist fast ganz im locker gebundenen Sand, wie bei Heidelberg, während er in der Pfalz noch größtenteils im festen Sandstein liegt¹.

2. Gliederung in den Mittel- und Südvogesen. (Südlicher Beckenrand.)

Bekannt ist das Buntsandsteinprofil von Wervekes von der pfälzischen Grenze über Schneeberg und Donon nach Tännchel, Hohnack bis Gebweiler und schließlich Aue nahe dem Südrande der Vogesen. Auf diesem keilt sm_2 etwas nördlich von Gebweiler aus, und von da ab südlich lagert das Hauptkonglomerat unmittelbar auf sm_1 ².

Die gleiche angebliche Diskordanz erscheint wieder in dessen mehrfach publiziertem schematischen Querschnitt durch das gesamte linksrheinische Buntsandsteinbecken³. Sie soll auf dem südlichen Muldenflügel eine Störung der regelmäßigen Ausfüllung bedeuten, da die einzelnen Schichten nicht der Reihe nach übergreifen wie auf dem nördlichen, sondern die obere Abteilung früher auskeilt als die untere. Eine Mächtigkeitstabelle des mittleren Buntsandsteins im Elsaß (siehe oben, S. 197) gibt die Unterlage für das Profil.

Eine regelmäßige Muldenfüllung würde nach van Werveke entsprechend dem Mächtigkeitsverhältnis im Norden für das Weilertal noch eine Mächtigkeit von 75 m für sm_2 verlan-

¹ Thürach, 1884, S. 50.

² van Werveke, 1908, S. 229; vergl. van Werveke, 1892, S. 587, Ausflug in das Rotliegende von Gebweiler: am Luspilkopf bei Gebweiler ist unmittelbar über den Tuffen des Rotliegenden eine kleine Kappe von Buntsandstein erhalten geblieben, welcher sich durch seine zahlreichen Pseudomorphosen nach Kalkspat als der unteren Abteilung des mittleren Buntsandsteins zugehörig erweist.

³ van Werveke, 1906, S. 139 und 140; 1910 c, S. 30; 1913, S. 16; 1914, S. 12; siehe auch natürl. Profil nach van Werveke, elsäß-lothr. Mitt. 10, S. 148.

gen, während sie tatsächlich auf 60 m gesunken ist. Von nahezu 50% im Norden sinkt die Mächtigkeit von sm_2 bis zur Hohenkönigsburg auf 30% und zuletzt auf 0¹. van Werveke erklärt dies durch Heraushebung des südlichen Teiles der Vogesen während der Ablagerung des mittleren Buntsandsteins. „Durch dieselben Bewegungen erklärt sich das frühere Auskeilen der oberen Abteilung des mittleren Buntsandsteins und das Fehlen des unteren Buntsandsteins (su) in den mittleren Vogesen“². Mit dem Beginn der Ablagerung des Hauptkonglomerates sollen diese Bewegungen jedenfalls für einige Zeit zur Ruhe gekommen sein, da dieses seine größte Mächtigkeit im Süden habe und nach Norden abnehme, also in umgekehrter Richtung wie der mittlere Buntsandstein. Er denkt also nicht etwa an eine nachträgliche Abräumung einer ursprünglich auch im Süden vorhandenen Decke von sm_2 infolge Hebung nach der Ablagerung und nachfolgender Erosion, sondern an eine ursprüngliche Regression des sm_2 , veranlaßt durch eine Hebung während der Ablagerung.

Das Auskeilen des geröllfreien sm_2 zwischen geröllführendem sm_1 und Hauptkonglomerat erinnert an das Auskeilen des geröllfreien Hauptbuntsandsteins im Schwarzwalde bei Schramberg und Triberg zwischen dem Eck'schen und dem oberen Geröllhorizont. Der Gedanke an eine allgemeine Hebung des südöstlichen und südlichen Beckenrandes, etwa infolge einer Drehung um eine variskische Achse, ist in der Tat naheliegend, zumal die weitausgreifende Transgression in nördlicher Richtung am entgegengesetzten Beckenrande als gleichzeitige correlate Bewegung damit in Verbindung gebracht werden könnte. Wir müssen aber auf diesen Punkt nochmals zurückkommen.

Klähn will eine Bewegung an einer alten, dem Fechtal (Münstertal) folgenden Verwerfung nach Ablagerung des sm_1 heranziehen. „Während nördlich des Fechttales die obere Partie des mittleren Buntsandsteins zum Absatz kam, wurde ein Teil der unteren Partie davon wieder abgewaschen und der obere

¹ Das Profil van Wervekes zeigt die obere Grenze des Rotliegenden als ebene Fläche, die natürlich, wenn man die Obergrenze des Hauptkonglomerates als Niveaulinie wählt, nicht horizontal verlaufen kann, sondern bis zum Südrande der Vogesen nahezu um die gesamte Mächtigkeit der bis dahin ausgekeilten Schichten ($su + sm$) = 420 m ansteigen muß.

² van Werveke, 1908, S. 229.

Teil hier nicht abgelagert. Das Hauptkonglomerat legte sich später über die jüngere Partie des Vogesensandstein nördlich der Fecht und dessen ältere Schichten südlich davon über“¹. van Werveke unterzieht aber die Klähn'sche Verwerfung, sowohl als prä-, wie auch als intertriadische Bewegungslinie, einer scharfen Kritik, wovon hier nur die intertriadische Linie zur Rede steht. Zunächst sei nicht gesagt, daß ein etwaiges Fehlen von sm_2 südlich des Fechttales nur durch eine Verwerfung erklärt werden kann. Vor allem aber lasse sich nach Diehl die obere Abteilung des Vogesensandsteins auch noch im Bruchfeld von Gebweiler, also südlich des Münstertales, in 11 m Mächtigkeit nachweisen².

Bei Aue (nahe Senheim) am Südrande der Vogesen beobachtete van Werveke eine Wechsellagerung von geröllfreien und geröllführenden Sandsteinen und faßte eine untere, etwa 25 m mächtige geröllfreie bzw. -arme Schichtenreihe als Hauptbuntsandstein auf, von angeblich 2,20 m Hauptkonglomerat überlagert. „Ob man sie der unteren oder der oberen Abteilung des Hauptbuntsandsteins zuweisen soll, ist schwieriger zu entscheiden. In ihrem ganzen Aussehen erinnern sie mehr an erstere als an letztere, so daß ein Ausfall dieser sehr wahrscheinlich“ ist³. Zu welcher Abteilung (sm_1 oder sm_2) der in der Tiefbohrung von Buix (siehe oben, S. 186) nach C. Schmidt angetroffene Hauptbuntsandstein zu stellen ist, darüber gibt der C. Schmidt'sche Bohrbericht keinerlei Anhalt.

Anders erklärt E. Kraus den Sachverhalt. Der Unterschied von sm_1 und sm_2 ist für ihn — indem er beide als Meeresablagerungen betrachtet — der zwischen landnahen und landfernen Bildungen, d. h. sie sind für ihn keine Schichten, sondern verschiedene Facies, ihre Grenze, die „Schichtgrenze“ der geol. Karte, keine wirkliche Schichtgrenze im Sinne einer Zeitgrenze, sondern nur eine Faciesgrenze, die die durch den Faciesgang verhüllten Schichtgrenzen schräg durchschneidet. Das frühere Auskeilen von sm_2 käme dann dadurch zustande, daß die Faciesgrenze nicht gerade mit den Schichten aufsteigt, sondern — entsprechend dem Zurückweichen des Strandes oder, sagen wir neutraler, Abtragsgebietes — weiter und weiter nach S bzw. SW wandert.

¹ Klähn, 1914.

² van Werveke, 1917, S. 147.

³ van Werveke, 1898, S. CXXXVII ff.

Die Linie des Auskeilens von sm_2 wäre, vorausgesetzt daß die Tatsachen wirklich dem Schema genau entsprechen, was nach den vorliegenden Beobachtungen vielleicht doch nicht so ganz sicher scheint, nur die südlichste Extremlage der Faciesgrenze, festgehalten in dem Augenblick, als die Überschüttung durch das Hauptkonglomerat den normalen Faciesgang jäh unterbrach und die Grenze weit nach N vorschob, und zwar eben durch diese Überschüttung. Die Geröllunterkante des Hauptkonglomerates wäre nach E. Kraus als Fläche von gleicher Bildungszeit, als Lithosphären- oder Schichtoberfläche anzusehen. Die „Schräglage“ der Begrenzungsfläche hätte nichts mit Tektonik zu schaffen, sondern wäre lediglich der Ausdruck der Faciesverteilung, die ihrerseits durch fortlaufende Vertiefung des Ablagerungsbeckens und Verschiebung des Abtragungsgebietes gegen SW bedingt war. Dem Einfluß der Facieswanderung gegenüber mißt E. Kraus der Erosionswirkung der Flüsse, die das Hauptkonglomerat ablagerten, für die Entstehung der „Diskordanz“ unter dem Hauptkonglomerat nur geringe Bedeutung bei¹.

Wie sehr man bedacht sein muß, Facies und Schicht scharf auseinander zu halten, zeigt ja das früher erörterte Auftreten der „so“-Facies innerhalb des Hauptkonglomerates im Beckentiefsten und deren Hinabsteigen bis unter das Hauptkonglomerat (siehe oben, S. 208).

Über den Facieswechsel in westlicher Richtung sind keine Einzelbeobachtungen bekannt, nur allgemeine Bemerkungen, z. B. daß der mittlere Buntsandstein gegen den westlichen Rand des Buntsandsteingebietes abnimmt und daher die untere geröllführende Schicht des mittleren Buntsandsteins und das Hauptkonglomerat nahe beieinander liegen², oder daß zugleich mit der schwindenden Mächtigkeit sich die Geröllager anreichern³.

Merkwürdigerweise soll sich aber nach E. Kraus die Mächtigkeitsverringerung des gesamten Buntsandsteins hier in ganz

¹ E. Kraus, 1921; 1925, S. 30 und 37.

² v. Seidlitz, 1911, S. 241.

³ E. Kraus, 1921, S. 280; 1925, S. 30, anscheinend fußend auf Beobachtungen Vélains.

anderer Weise auf die zwei Unterabteilungen verteilen, wie gegen Süden hin, wie folgende Gegenüberstellung (1925, S. 7 und 11) zeigt:

	Lothringen	Blatt Pfalzburg
sm_2	100—130 m	120—140 m
sm_1	100—110 m	über 200 m

d. h. die Mächtigkeit verschwächt sich von Pfalzburg aus gegen SW hauptsächlich auf Kosten der unteren Abteilung; dabei nähert man sich in dieser Richtung doch auch dem Beckenrande.

Die Transgression des Hauptbuntsandsteins wird von den meisten Geologen durch ein gleichgerichtetes Wandern des Strandes als Folge einer allgemeinen Senkung erklärt. Diese Strandverschiebung soll nach E. Kraus (1925, S. 26) auch die gleichgerichtete Facieswanderung¹ hervorgerufen haben. Es kommt mir an dieser Stelle nur auf die Feststellung an, daß der Hauptbuntsandstein durch seine Gliederung und Entwicklung, ebenso wie durch Mächtigkeitsverringern und Transportweg der Gerölle, das Vorhandensein eines südlichen Beckenrandes anzeigt. Sonst wäre darauf hinzuweisen, daß im Hauptkonglomerat, das am Südrande stark übergreift, die Geröllfacies in entgegengesetzter Richtung vorstößt.

3. Gliederung des Hauptbuntsandsteins an der Saar und Mosel und am Südrande der Eifel.

(Nordwestlicher Beckenrand.)

Bei der Kartierung des nordpfälzischen Buntsandsteins zeigte sich, daß sich von SO aus der Haardt her bis Homburg Trifels- und Rehbergsschichten kartographisch auseinanderhalten ließen; daß aber westlich von Homburg die Schichten so allmählich ineinander übergehen, daß es nicht möglich ist eine Grenze zwischen beiden festzulegen. Hier mußte man sich daher auf die Zweiteilung des Hauptbuntsandsteins wie in den Vogesen beschränken².

Bei Saarbrücken tritt die untere Abteilung vorzugsweise am Rande des Steinkohlengebirges auf, welchem sie, wo das Oberrotliegende nicht entwickelt ist, diskordant auflagert. Sie ist bekanntlich durch Reichtum an Geröllen, worunter auch solche kristalliner Feldspatgesteine, ausgezeichnet. Die Sandsteine sind

¹ Die eine Regression vortäuschen würde.

² van Werveke, 1906, S. 134; O. M. Reis, 1903, S. 140—141.

kaolinhaltig und zeigen eine ziemliche Mannigfaltigkeit der Färbung (ziegelrot, weiß, weinrot, rosenrot). Die Quarzkörner sind oft eckig. An einzelnen Punkten sind kugelförmige Konkretionen und Pseudomorphosen nach Kalkspat beobachtet. In der oberen Abteilung sind die Gerölle selten und ausschließlich kieselig, neben weniger häufigen Phylliten. Der Sandstein besteht aus ziemlich groben ($\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ mm, mitunter auch 2 mm), runden, oft facettierten, ein lebhaftes Glitzern hervorrufenden Quarzkörnern und zeigt ziegelrote oder gelbe Farbe. Weiße Körner von kaolinisiertem Feldspat kommen untergeordnet vor. Das eisenschüssige Bindemittel ist gewöhnlich nur in geringer Menge vorhanden, so daß der Sandstein leicht zu Sand zerfällt.

Morphologisch wirkt sich diese Beschaffenheit des sm₂ dadurch aus, daß darin die Haupttäler tief und steil eingeschnitten sind. Bauwürdige Sandsteine finden sich hauptsächlich in der unteren Abteilung, weniger in der oberen, in der zwar auch feste, gesimsbildende Bänke zwischen den weicheren lagern, aber auch diese selten brauchbar sind. Dünnschichtige mürbe Sandsteine herrschen besonders an der Grenze gegen den oberen Buntsandstein vor, und dienen zur Sandgewinnung.

Der untere Hauptbuntsandstein ist bei Saarbrücken nach G. Meyer 140—180 m, der obere über 150 m mächtig¹.

Nach van Werveke entspricht die untere Abteilung den Trifels- und Rehbergschichten zusammen; die obere Abteilung ist den Karlstalschichten gleichzustellen (1906, S. 136). Daher ist wohl auch ungefähre Äquivalenz mit den entsprechenden Abteilungen in den Nordvogesen anzunehmen², wie ja auch die Mächtigkeiten annähernd übereinstimmen. Die Grenzen sind hier wie dort unscharf, lassen sich aber auf 10, höchstens 20 m genau angeben.

Die Gegend von Saarbrücken gehört durch die große Gesamtmächtigkeit des Hauptbuntsandsteins noch zur Hauptsenkungszone, trotzdem zeigt dieser schwächere Gliederung im Vergleich zur Pfalz, was vielleicht wie beim nordelsässischen mit der Annäherung an den westlichen und nördlichen Beckenrand in Beziehung zu bringen ist. Staesche (1927, S. 65) glaubt feststellen zu können, daß „am Südrand der Kreuzwalder Ebene

¹ G. Meyer, 1888, S. 5—6; van Werveke, 1906, S. 136—137; Erl. Ludweiler, S. 14—15.

² Siehe aber auch Erl. St. Avold, S. 18; Erl. Forbach, S. 10.

und in der Pfalz“ die dem Hauptkonglomerat eingeschalteten Sandsteine „wieder typischen Vogesensandsteinhabitus“, nicht mehr Zwischenschichtenfacies wie im Beckentiefsten zeigen (vergl. oben, S. 219). Er führt dies darauf zurück, daß „im NW der Kreuzwalder Ebene und im N der Haardt materialliefernde Gebiete zu suchen sind“.

Eigenartige Schwankungen im Mächtigkeitsverhältnis der beiden Abteilungen nach entgegengesetzten Richtungen sollen sich bei Bohrungen gezeigt haben, so eine Mächtigkeitsverringerung bei Stierungen und am Stuhlsatzenhaus S Dudweiler hauptsächlich auf Kosten der oberen Abteilung, dagegen auf Blatt St. Avold eine solche auf Kosten der unteren¹.

Untergeordnet kommt Dolomit in Lagen und Knollen und als Bindemittel vor, auch BaSO₄ und namentlich in starker Anreicherung Brauneisen².

Die Neigung zur Felsbildung ist kaum nennenswert im Vergleich zu den großartigen Formen des Pfälzerwaldes. Ton- und Glimmerarmut teilt der sm, besonders sm₂, mit allen übrigen Gebieten links des Rheins.

Weiter abwärts im Saartal läßt sich nach Leppa wie in den Vogesen der Hauptbuntsandstein „in mehrere Glieder zerlegen“. Wir hörten oben (S. 190) schon, daß das untere Glied

¹ Erl. Saarbrücken, 1892, S. 54; Erl. St. Avold, S. 22—23. Siehe auch die Angaben bei Staesche, 1927, S. 56. Die Schwankungen werden von Staesche mit der „Buntsandsteintransgression“ auf den Saarbrücker Hauptsattel in Zusammenhang gebracht, in dessen Gebiet die Geröllfacies höher hinaufgreifen soll. Dagegen spricht meines Erachtens vor allem die Tatsache, daß die große Mehrzahl der Gerölle ortsfremd ist (vergl. oben, S. 238). Man wird daher vielleicht eher an Ablagerung im Flußbett zu denken haben, etwa an Geröllbänke auf der Innenseite von Flußkrümmungen. Übrigens soll nach neueren Bohrungen das Basalkonglomerat, das in den Bohrungen von St. Avold in 50—100 m Mächtigkeit festgestellt wurde, nach S zunehmen und bis über 100 m anschwellen.

² Über Vorkommen von Cu und PbS siehe Willert, 1925, S. 606; besonders auch Staesche, 1927, S. 58—59. Ein etwa 50 cm hoher Kugelhorizont mit höckerigen Kugeln bis etwa Apfelgröße liegt, wie ich unter Dr. Staeschens Führung sah, an der Steige zum Winterberg (Saarbrücken) unmittelbar unter Geröllagen, die dem Hauptkonglomerat angehören. Kugelbildungen kommen auch auf Blatt Losheim in nicht genau bekanntem Niveau vor; ferner am Wissenstein bei Merlenbach im unteren Hauptbuntsandstein (Erl. Losheim, S. 19: G. Meyer, 1886, S. 5; K. Staesche, 1927, S. 50 und 58).

von meist geröllführenden Sandsteinen von Saarlouis ab nach N verschwindet und die helleren Sandsteine weiter saarabwärts ausschließlich der oberen Stufe des mittleren Buntsandsteins angehören. Auch van Werveke (1906, S. 38) glaubt, daß man die Sandsteine bei Mettlach-St. Gangolph nur der oberen Abteilung zurechnen könne.

Das Auskeilen der letzteren an dem Klippenzug von Sierck ist nur eine örtliche Erscheinung, zeigt nicht etwa den Beckenrand an, was aus dem Wiederanschwellen nördlich davon hervorgeht. Wenn van Werveke am linken Moselufer bei Trier eine deutliche Zweiteilung des Vogesensandsteins in eine untere geröllführende und vielfach braunrot gefärbte und eine obere geröllfreie Stufe beobachtete, so braucht dies der Leppla'schen Annahme nicht unbedingt zu widersprechen, da die Geröllführung hier möglicherweise als Facies der oberen Abteilung auftreten kann. Er legt selbst das Hauptgewicht auf das Fehlen der Pseudomorphosen, das ihn davon abhalte, „vorläufig die beiden Abteilungen bei Trier und in den Vogesen genau gegenüberzustellen“¹.

In der Trierer Bucht zeigt der auskeilende Hauptbuntsandstein Beckenrandfacies nicht nur in den Gerölleinschaltungen, sondern auch in den Sandsteinen, die Tonschiefer- und Grauwackenzerreißel unter ihre Komponenten aufnehmen (siehe oben, S. 251/52). Nur die höchsten Schichten des Hauptbuntsandsteins gelangten hier nach Leppla noch zur Ablagerung².

Wir können demnach, wie durch Mächtigkeitsschwund und Geröllführung, so auch durch die Gliederung einen nordwestlichen Beckenrand nachweisen. Abgesehen von der Geröll- und Breschenfacies bekundet sich aber hier der Beckenrand in anderer Weise wie im Süden, nämlich durch Übergreifen der höheren Schichten über die tieferen. Wenn Leppla mit seiner Gliederung das Richtige getroffen hat, so haben wir in den beiden Stufen nicht die Faciesunterschiede von randferner und -naher Bildung vor uns, da sonst die erstere weiter nach NW reichen müßte als die letztere, sondern verschiedenalterige Schichten, von denen jede für sich Randfacies zeigen kann.

¹ van Werveke, 1910 b, S. 48.

² Leppla, 1908, S. 16.

Leppla und van Werveke erklären das Übergreifen der höheren Stufen durch ein Tiefer- und Tiefsersinken des rheinischen Schiefergebirgsumpfes während der Ablagerung. Wie reimt sich aber damit die stellenweise starke Geröllführung, die doch eher eine Gefällssteigerung anzeigt? Für die geröllführenden Schichten möchte ich eher ein Aufsteigen annehmen. Die Steigerung der Transportkraft zeigt sich darin, daß sie Gerölle auf Sand legte; sie war nur da, wo die Geröllschichten übergreifen, nicht stark genug um die größten Gerölle so weit oder weiter zu schleppen als früher den Sand, aber doch immerhin größer als vorher.

Ergebnis der vergleichenden stratigraphischen Betrachtung des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins.

Viele Einzelzüge der Stratigraphie sind noch unklar. Immerhin läßt sich ein Kern wichtiger Tatsachen herauschälen.

Der horizontale Faciesunterschied zwischen Rand- und Zentralgebiet ist im linksrheinischen Hauptbuntsandstein noch geringer als im rechtsrheinischen, was sich besonders darin zeigt, daß grobe Gerölle nicht nur an den Rändern, sondern auch im Zentrum (Nordvogesen, Pfälzerwald) ausgeschüttet sind. Begründet ist dies darin, daß das gesamte linksrheinische Buntsandsteingebiet einschließlich der Tiefenzone dem Beckenrande näher liegt und daher relativ zum rechtsrheinischen im ganzen randlichen Charakter trägt. Dieser bekundet sich ja vor allem im größeren Geröllreichtum überhaupt, der auch die strenge Scheidung des unteren Geröllhorizontes vom Pseudomorphosen-sandstein unmöglich macht. Immerhin fehlen Faciesunterschiede nicht ganz. Außer in der Reduktion der Geröllbänke, namentlich des Hauptkonglomerates, zeigt sich die zentrale Facies in der Einschaltung toniger, weicherer Schichten in der Pfalz (Rehbergsschichten) und in dem Hinabsteigen der tonigen, glimmerreichen „so“-Facies in den oberen Hauptbuntsandstein in den Nord- und Nordwestvogesen und bei Saarbrücken. Andererseits kann, wie möglicherweise in den Vogesen nach Süden hin, das Aufsteigen der „sm₁-Facies“ in höhere Schichten des sm den Beckenrand verraten.

Im Dolomitgehalt ist eine direkte Beziehung zum Beckenrande schwer zu erkennen. Nur die Regel, daß Pseudomor-

phosen- und Kugelhorizonte im Beckenzentrum strenger horizontalisiert sind, scheint sich auch hier, wenn auch nicht so ausgesprochen wie auf der anderen Rheinseite, zu bestätigen.

Die Felszonenbildung, eine Haupteigentümlichkeit namentlich des linksrheinischen tieferen Hauptbuntsandsteins, ist durch den raschen Wechsel der Bänke, namentlich von geröllführenden und -freien, dieser wiederum durch raschwechselnde Strömung bedingt. Auch darin muß sich, wenn auch nicht ganz klar erkennbar, eine Wirkung des nahen Beckenrandes irgendwie ausdrücken. Auffallend ist indes das Zurücktreten der Felsbildung am nordwestlichen Beckenrande, wie ja auch die lockere Bindung der höheren Sandsteine.

Eine Hauptfrage ist, ob sm_1 , der durch größeren Reichtum an Geröll und mannigfaltigere Zusammensetzung derselben, durch größeren Feldspat-, Ton- und Karbonatgehalt und dementsprechend durch im ganzen bessere Bindung gegenüber den Sandsteinen der höheren Stufe gekennzeichnet ist, eine tiefere Schicht oder nur eine randnähere und dem Beckenrande sich mehr und mehr nähernde Facies darstellt. Die letztere Auffassung scheint die oben erörterte angebliche Diskordanz der Lagerung in den Südvogesen in überraschend einfacher Weise aufzuheben. Für völlig geklärt möchte ich aber die Frage noch nicht halten. Denn andererseits lassen die vorherrschend kieselige, tonarme Beschaffenheit des sm_2 , die Häufigkeit der Verkieselungserscheinungen darin und der Restschottercharakter der Gerölle diesen als Bildung einer anderen Zeit erscheinen, der eine Verwitterungsperiode vorausgegangen ist, aus welcher in der Hauptsache nur Kieselsäure und Kieselgesteine zurückgeblieben sind. Aus dem gleichen Grund erscheint auch die vielleicht zunächst recht einleuchtende Auffassung der keilförmigen Zwischenschaltung geröllfreier Sandsteine zwischen die Hauptgeröllhorizonte als Ergebnis einer marinen Trans- und Regression nicht haltbar. Im ganzen muß sm_1 durch stärkere Strömung abgelagert sein, und die Transportkraft muß sich im Laufe des Hauptbuntsandsteins vermindert haben, bis dann plötzlich im Hauptkonglomerat die Wendung zum Gegenteil eintrat.

e) Die Auflagerungsfläche des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins.

Am Schlusse des Perms haben wir uns die Erdoberfläche im Gebiete der Vogesen als eine Einebnungsfläche vorzustellen,

entstanden teils durch Auffüllung der Senken mit Karbon und Rotliegendem, teils durch verebnende Abtragung der Höhen. Es ist eine alte Landoberfläche. Wie weit die Obergrenze des Rotliegenden Aufschüttungsebene, wie weit auch sie — analog den Verhältnissen im Schwarzwald — damals schon Abtragungsebene war, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis. Beurteilen kann man heute nur die Auflagerungsfläche des Hauptbuntsandsteins, also den Zustand zu Beginn des sm, und diese ist ebenfalls eine Einebnungsfläche, die gleichmäßig über die Rotliegendebetten und über das ältere Gebirge hinweggeht¹.

E. Kraus bezeichnet sie nicht ganz genau als „schwachwellige Abtragungsfläche“, denn sie soll durch ebende Abtragung und Auflagerung entstanden sein². Die Abrasionsebene, die die Granit-Gneisberge nach oben abschneidet, stellt sich auch hier als das gleiche rätselhafte Phänomen wie im Schwarzwald dar. Ihr Charakter als Abtragungsebene offenbart sich deutlich auf einer Reihe von geologischen Einzelprofilen, die in den Mitteilungen der elsass-lothringischen Landesanstalt aus den mittleren Vogesen veröffentlicht sind³. Überall sind die Reste der ursprünglich zusammenhängenden Sandsteintafel auf einer Abtragungsebene aufgesetzt.

Auch nach Entfernung des Buntsandsteins bleibt die plateauartige Verebnung des Grundgebirges noch lange erhalten. „Die permisch-alttriadische Fastebenenlandschaft“ fällt nach E. Kraus „in den verschiedenen Gebirgst Teilen der Mittelvogesen besonders ins Auge: Östlich der Kammfußlinie, östlich der Sulzbachtal-Krebsbach-Linie — abgesehen von den Hornfelshärtlingen (von mir gesperrt: Str.) — und dann auch in der Höhen-

¹ Siehe die beiden Profile von Werveke, 1908, S. 228 und 229.

² E. Kraus, W. Wagner, 1924, S. 111; siehe auch die kurzen Angaben bei van Werveke, 1903, S. 65 und 1914, S. 11.

³ 1. Profil vom Königstuhl nach dem Tännchel im geol. Führer durch das Elsaß (1910, S. 319); 2. Profile durch das Gneis- und Granitgebiet bei Rappoltsweiler (Mitteilungen Bd. 4, Tafel IV), die in der gleichen Gegend die Buntsandsteinberge Hochfelsen (Tännchel), Wasserstein, Vorder-Tännchel, Ramelstein, Schelmenkopf durchschneiden; 3. das Profil Beneckes von Berg und Schloß Hohnack westlich Colmar (1877, Tafel I, Fig. 4); 4. Durchschnitt vom Lauchtal bis zum Tal des Weissenbaches nach van Werveke (Mitteilungen 10, 1916, S. 148), von welchem die Sandsteinreste der Vorhöfe und das Hohnack getroffen sind.

konstanz des Vogesenkammes, der mit seinen östlichen Ausstrahlungen auf weite Strecken hin einen sehr gleichmäßigen Rücken-zug darstellt“. Besonders nördlich des Münstertales tritt heute wieder die „ehemalige Verebnungsfläche des alten Grundgebirges formgebend in die Erscheinung. Sie bedingt die starke Verbreiterung der Höhenrücken, welche in steilen Hängen zu den jungen Tälern abfallen; sie trägt noch Reste der Sandsteinbänke in Gestalt steil kegelförmiger oder sargdeckelartig aufgesetzter Buntsandsteinberge. Die Verebnungsfläche wird von zahlreichen Verwerfungen zerschnitten, die zum großen Teil den ... Paßstraßen ihren Weg vorgezeichnet haben“¹. Von der Hohkönigsburg über die Rotliegendbecken des Weiler- und Breuschteles und den Hochfeldgranit hinweg, im Donongebiet und bis zur pfälzischen Grenze haben sie Benecke und van Werveke (1892, S. 74), sowie K. Brunzel (1898, Tafel XII der Mitt., Bd. 4) im Profile dargestellt. Hier wird das Liegende weithin durch die obersten Arkosen des Oberrotliegenden gebildet. Im Rotliegendbecken von St. Dié ist nach Ch. Vélain die Oberfläche der Oberrotliegend-sandsteine ausgefurcht und teilweise zerstört².

Bei Plombières im SW der Vogesen ist die Unterlage des Vogesensandsteins, die von den „roches du terrain primitif“ gebildet wird, i. a. horizontal, z. B. auf dem Wege von Plombières „vers le plateau d'Olichamp“; aber es kommen örtlich Unregelmäßigkeiten vor, so bildet der Granulit auf dem Wege von Plombières nach Remiremont mehrere „excavations, comblés par les couches du grès“, der auf eine Länge von weniger als 60 m der Reihe nach Mächtigkeiten von 7, 11 und 8 m aufweist. Noch schöner sind diese Erscheinungen im NW von Faymont zu beobachten, wo die Schwankungen der Mächtigkeit des Sandsteins 5 m erreichen und sogar überschreiten können³. Auch Aufragungen scheinen vorhanden zu sein. So muß nach E. Noël das Granulitmassiv in der Umgebung von Epinal im Meer des Vogesensandsteins „des montagnes sous-marines“ gebildet haben⁴.

E. Kraus denkt sich die Einebnungsfläche durch „ebnende Abtragung und Auflagerung in weiten Strecken schon im Perm“

¹ E. Kraus, W. Wagner, 1924, S. 111, 115, 32.

² Lepsius, Geol. Deutschland I, S. 422; das Profil Vélains wiedergegeben bei Lepsius ebenda, S. 416 und 417; auch das Profil Vélains durch die Kohlenmulde von Ronchamp bei Belfort, S. 401.

³ Liétard, Note sur le trias, 1888, S. 53.

⁴ Note sur l'orient., 1905, S. 97—98.

als Landoberfläche entstanden und im Buntsandstein vornehmlich durch „Absatz wagrechter Arkosen mit — öfter Windkanter führenden — Geschieben vervollständigt“ (1924, S. 111). Wo indessen der untere Buntsandstein fehlt, wird man kaum überall annehmen können, daß die Erdoberfläche bis zur Überdeckung mit Buntsandstein unverändert geblieben sei. Hier werden Abtragungsebenen an der Basis des Buntsandsteins noch Buntsandsteinalter haben müssen. Wo der mittlere Buntsandstein etwa oberstes Rotliegendes bedeckt, werden Perm und Trias durch eine Abtragungsfläche geschieden sein, die bei gleichförmiger Überdeckung zur Abtragungsebene vervollkommenet ist und dann eine ununterbrochene Sedimentation vortäuschen kann¹.

van Werveke (u.a. 1908, S. 65) hält die Einebnungsfläche an der Basis des Buntsandsteins für eine marine Abrasionsfläche. Man müßte dann an der Basis überall örtliche Aufarbeitung des Untergrundes erwarten. Als solche werden vielfach die Arkosen der Übergangsschichten aufgefaßt. Sie sind indessen nicht für marine Abrasion beweisend, nur für die Nähe des kristallinen Abtragungsgebietes, da sie auch kurze Strecken gewandert sein können. Es fällt auf, daß das Grundkonglomerat wohl zahlreiche Grundgebirgsgesteine als Gerölle führt, aber doch eine zu einheitliche, zu wenig örtlich differenzierte Ausbildung zeigt. Es müßte doch ganz anders zusammengesetzt sein über Granit und Gneis wie über Oberrotliegendesanden oder über Grauwacken oder gar über dem unteren Buntsandstein der Nordvogesen².

In der Tiefbohrung von Buix schließt das Rotliegende oben ab mit einer dünnen Lage von Tonschiefern, unter welchen äußerst harte graue grobkörnige Sandsteine folgen; der Buntsandstein beginnt darüber mit grauen, harten quarzitischen Sandsteinen, unter welchen ein grobes, hauptsächlich aus Quarzitgeröllen gebildetes Konglomerat und hellgraue, feinkörnige, äußerst harte Sandsteine liegen³. NO von Ronchamp, bei der Kapelle de Bourg les Monts, wo nach einem Profile de Beaumont's ein Rest geröllführenden Vogesensandsteins mit scharfem Absatz auf Rotliegendes übergreift, stammen die Quarzgerölle des letzteren aus

¹ Siehe oben, S. 106.

² Über die Ausbildung des Grundkonglomerates bezw. der tiefsten Schichten am Donon und Schneeberg siehe oben, S. 202 und 222.

³ C. Schmidt, 1919, S. 3; vergl. oben, S. 215.

der Zerstörung „des roches de transition“, welche Kiesel-schiefer enthielten¹. Auf dem nördlichen Gehänge des Lauchtales bei Gebweiler, wo der Hauptbuntsandstein auf steilstehenden Grauwacken auflagert, enthält er oben ein quarzitisches Konglomerat (= Hauptkonglomerat), aber anscheinend kein Grauwackenkonglomerat an der Basis². Im übrigen sei auf frühere Ausführungen, die sich auf denselben Gegenstand im rechtsrheinischen Gebiet und auf die Natur der Konglomerate in den Vogesen (oben, S. 139 ff., 222 ff.) bezogen, verwiesen.

Lapparent nahm in seiner Note sur l'histoire géol. des Vosges an, daß zur Zeit des mittleren Buntsandsteins an Stelle der heutigen Vogesen und des südlichen Schwarzwaldes eine Insel vorhanden gewesen sei, und daß sich eine solche bis in die Zeit des oberen Buntsandsteins im Herzen der südlichen Vogesen erhalten habe³. Für die Zeit des „so“ müssen wir dies gänzlich ablehnen; für diejenige des „sm“ ist es richtig, wenn wir an Stelle von Insel Hochgebiet setzen, das aber nicht inselförmig aufragte, sondern sich nach O und W kontinuierlich fortsetzte.

Im Beckenzentrum, in Nordvogesen und Pfalz, dem Ablagerungsgebiet des unteren Buntsandsteins, ging die Sedimentation im Hauptbuntsandstein ohne wesentliche Unterbrechungen weiter auf der Aufschüttungsebene, die durch den unteren Buntsandstein erzeugt worden war.

Die Erl. von Blatt Speyer nehmen an (S. 33), daß „gegen Norden zu noch eine abgrenzende Schranke zwischen Odenwald und dem Rotliegenden des Westriches“ auferagt habe, „weil die mächtigen Aufschüttungen von Geröll und grobem Sand in den tiefsten Lagen des Buntsandsteins (Stauf) eine Ablagerung aus starkbewegten Küstenfluten verraten, während in den mittleren Teilen des Gebietes der ganz allmähliche Übergang von Schichten des Rotliegenden zum Buntsandstein einem Absatz in ruhigen Buchten entspricht“. Ich möchte diesen Unterschied einfach als den zwischen Beckenrand und -zentrum des unteren bzw. mittleren Buntsandsteins auffassen. Verstärkt werden könnte die Gerölllieferung sein durch etwaige inselbergartige Aufragungen, z. B. noch des Donnersberggriffes, über das sonst flachere Land, wie sie im Oberrotliegenden sicher vorhanden wa-

¹ Dufrenoy et Beaumont, Mémoires 1830, I, S. 26 u. 380.

² Benecke, 1877, S. 554; Profil, Tafel I, Fig. 8.

³ Bull. soc. géol. de Fr. 3e serie, XXV, 1897, 6—28.

ren¹. Ich kann mich auch nur mit Vorbehalt der Meinung der Erl. von Blatt Speyer anschließen, daß die zunehmende Mächtigkeit des Buntsandsteins in den Sandsteinvogesen und der Haardt einer ursprünglichen Unebenheit des triasischen Meeresbodens entspreche (S. 33). Das Beckenzentrum muß natürlich immer etwas tiefer gelegen haben als die Ränder, aber der Höhenunterschied war nicht etwa gleich dem heutigen Mächtigkeitsunterschied, da dieser hauptsächlich durch Senkungsvorgänge im Zentrum, mit denen Wiederauffüllung Hand in Hand ging, entstanden ist.

Bei Saarbrücken greift der mittlere Buntsandstein auf den Karbonsattel über, der indes zuvor schon oberflächlich i. a. ausgeglichen war. Die Höhenunterschiede mögen früher nicht unbedeutend gewesen sein, wenn man bedenkt, daß der südliche Hauptsprung, an dem der Südflügel des Saarbrücker Kohlen-sattels abgesunken ist, seine Sprunghöhe (über 3000 m!) schon vor der Trias erreicht hatte und nach dem Buntsandstein nur noch eine geringe Senkung hinzukam. Im Oberrotliegenden waren an der Oberfläche des Karbons noch einzelne flache Rinnen vorhanden, in denen sich das Oberrotliegende bis zu 75 m Mächtigkeit abgelagerte. Der Buntsandstein, der konkordant mit dem Rotliegenden gelagert ist, greift über die Ränder der Rotliegend-rinnen über und ruht diskordant auf dem Kohlengebirge².

SW von Saarbrücken, innerhalb der Kreuzwalder Ebene, wird „mit wenig Ausnahmen die untere Grenze des Buntsandsteins in Höhenlagen angetroffen . . ., welche untereinander verhältnismäßig geringe Abweichungen zeigen“, woraus „auf eine nur schwachgeneigte und nur wenig unebene Oberfläche des alten Gebirges geschlossen werden muß“³. Aus den Bohrungen ergibt sich, wenn man von den lokalen, durch Auswaschungen bereits vor der Ablagerung des Oberrotliegenden entstandenen Unregelmäßigkeiten absieht, für die Oberfläche des Steinkohlengebirges der Saarbrücker Gegend nur ein sehr geringes Einsinken gegen W und SW, das im Durchschnitt weniger als 1⁰ beträgt⁴.

¹ O. M. Reis, 1921, Erl. Blatt Donnersberg, S. 51 und 54.

² Erl. Saarbrücken, 1892, II, S. 48; Staesche, 1927, S. 54.

³ Erl. Saarbrücken, 1892, S. 45.

⁴ Nasse in Erl. Saarbrücken, 1892, Anhang, S. 22.

G. Meyer nimmt indessen keine vollkommene Ebenheit an, da die Gesteine der unteren Abteilung des Buntsandsteins „die Unebenheiten des vor der Ablagerung des Buntsandsteins durch Verwerfungen und Auswaschungen bereits coupierten Steinkohlenuntergrundes“ erfüllen, „insofern dieses nicht schon durch die Konglomerate des Rotliegenden geschehen war“, woraus sich die „höchstwahrscheinlich sehr schwankende Mächtigkeit“ des sm_1 erklärt¹. Die Auflagerung auf den Steinkohlenschichten ist auf Blatt Saarbrücken „eine wellenförmige, mit abwechselndem Heben und Senken“. Hervorragende Punkte, welche der Vogesensandstein einnimmt, können „trotzdem noch von höheren, aus älterem Gebirge bestehenden Rücken, an deren Fuß oder Schwelle sie gleichsam liegen, in nächster Nachbarschaft überragt werden, so daß man annehmen muß, daß jene zur Ablagerungszeit des Buntsandsteins inselförmig aus dem Meere hervorgeragt haben werden“².

Trotzdem haben wir es mit einer „Abrasionsfläche“ zu tun im Sinne einer Abtragungsebenheit, die über dem Kohlensattel die aufgerichteten Schichten des Karbons und älteren Rotliegenden abschneidet. van Werveke betrachtet auch sie als eine marine Abrasionsfläche; die Konglomerate, mit denen der Vogesensandstein einsetzt, sollen hauptsächlich „Reste der durch die vordringenden Wogen abgetragenen Ufer“ bergen. „Vor der Ablagerung des Buntsandsteins ragte der Kohlensattel als Insel über das umgebende Meer heraus. Eine Senkung gestattete dem Buntsandsteinmeer, weiter vorzudringen als dem Meer des Oberrotliegenden“³.

Ein „beständiges wellenförmiges Steigen und Fallen der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf dem Steinkohlegebirge innerhalb der Maximalgrenze von etwa 300 Dec. Fuß in einer nur 8286 Meter ... betragenden Entfernung“ beobachtete E. Weiss auf Blatt Dudweiler; ebenso auf den Blättern Heusweiler und Friedrichstal Buntsandsteinpartien an rings oder nach einer Richtung von älterem Gebirge überragten Stellen⁴.

¹ G. Meyer, 1888, S. 6.

² Erl. Saarbrücken, 1892, S. 31–32; Staesche, 1927, S. 54; jüngere Verbiegungen scheinen nicht im Spiele zu sein.

³ van Werveke, 1906, S. 40.

⁴ Erl. Heusweiler, S. 17, Erl. Friedrichstal, S. 19.

Inselförmig tauchen am Litermont bei Düppenweiler (Blatt Wahlen) Hunsrückschiefer und Rotliegendes aus dem Buntsandstein auf. E. Weiss nimmt an, daß der Litermont z. Zt. des Absatzes von Buntsandstein in der Tat inselförmig aufragte¹. Leppla sieht ihn als Teil eines Höhenrückens Düppenweiler—Alzingen bei Busendorf an, der, ursprünglich ein Hochgebirgsrücken, noch in der jüngsten Permzeit und vermutlich auch noch im Buntsandstein als Rücken aufragte, soll er doch die Ablagerungsgrenze des unteren Gliedes des Hauptbuntsandsteins gebildet haben. van Werveke vermutet in diesem Klippenzug einen Vorsprung des nahen Westrandes des Buntsandsteinbekkens nach NO².

Liegt hier schon die begründete Vermutung nahe, daß inselbergartige Aufragungen bzw. Härtlinge vorliegen, so wird dies bei dem Quarzitsattel von Mettlach und Sierck zur Gewißheit. Schon in der Mächtigkeitsverringerung des Buntsandsteins bei Mettlach und Castel bis zum Übergreifen des oberen Buntsandsteins drückt sich das rückenartige Emporragen des Taunusquarzites in den Buntsandstein aus. Nördlich von Tünsdorf ragt der Taunusquarzit durch den gesamten Buntsandstein hindurch bis in den Muschelsandstein hinein, und im Moseltal bei Sierck und im Tal von Monténach tritt er an 12 oberflächlich voneinander getrennten Stellen, in 12 Klippen, auf mit den höchsten Spitzen bis in die Mergel des mittleren Muschelkalks aufsteigend. Nördlich Tünsdorf reicht er wahrscheinlich sogar bis in den Trochitenkalk³.

Nach Leppla (1924, S. 48) soll auch der Quarzit des Hochwaldes rückenförmig in das „Meeresbecken des mittleren Buntsandsteins auf- und sogar durchgeragt“ haben.

Während des Oberrotliegenden und vor Ablagerung des Buntsandsteins war das Schiefergebirge nach Leppla bis auf

¹ E. Weiss, 1876, Erl. Blatt Saarlouis, S. 10; über Längs- und Querstörungen an Sätteln und Mulden siehe van Werveke, 1906, S. 32; Strigel, 1922, S. 119.

² Leppla, 1924, S. 41; van Werveke, 1911, S. 112.

³ Siehe das Profil von der rechten Talseite des Monténacher Baches bei van Werveke, 1889, Erl. Blatt Sierck, S. 7; wiederholt 1906, Erl. Saarbrücken, S. 21; wohl das erste Profil der Ablagerung des „grès bigarré“ auf dem Quarzit von Sierck gibt E. de Beaumont (Dufrenoy et E. de Beaumont, Explication etc., t. I, 1841, S. 705; t. II, 1848, S. 13).

wenige Erhebungen von Taunusquarzit bei Mettlach und Sierck zur Fastebene abgetragen worden und waren auch die „Erhebungen des Oberrotliegenden“, d. h. wohl diejenigen, die durch die Gebirgsbewegungen nach dem Unterrotliegenden und dann wieder am Schlusse des Oberrotliegenden entstanden waren, abgeflacht worden¹.

Die Erniedrigung des Gebirges soll aber am Südrande der Eifel nicht allein durch Auswaschung des fließenden Wassers bewirkt worden sein, sondern es sollen „im oberen Rotliegenden und gegen die Buntsandsteinzeit auch Wirkungen der Meereswogen und -brandung zum Ausdruck gelangt“ sein, wofür „die ausgedehnte, flächenhafte, gegen das Innere der Luxemburger Mulde nach SO schwach geneigte Grenzfläche, die im Schiefergebirge zumeist ohne wesentliche Beeinflussung durch seine Gesteinsbeschaffenheit entstand“ (Abrasionsfläche), sprechen soll. Leppla stimmt also hierin mit van Werveke überein. Außer den gleichmäßigen Formen und Neigungen auf größere Strecken hin soll sie ihre Parallelität mit dem Streichen der Triasschichten den abradierenden Wirkungen des Meeres verdanken².

Die „Abrasionsfläche“ kann auch auf große Strecken morphologische Bedeutung gewinnen, z. B. im Bereich von Blatt Mettendorf zwischen Enz und Ur, sowie jenseits der Ur am linken Sauerufer zwischen Vianden und Diekirch und weiter nach W links der Attert entlang. Sie vermittelt den Übergang zwischen dem höheren Ösling und dem tiefer gelegenen Tafelland des sog. Gutlandes³.

Interessant ist aber, daß die nicht überall vorhandenen Grundkonglomerate auf Blatt Kilburg „anscheinend kleine muldenförmige Vertiefungen in der Abtragungsfläche“ ausfüllen, daß sich aber an vielen Stellen auch Sandsteine unmittelbar auf das Schiefergebirge legen⁴. Es sind also immerhin geröllerfüllte flache Rinnen

¹ Leppla, 1924, S. 36 und 40.

² Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 8—9; Erl. Waxweiler, S. 4 und 16. Siehe auch das „Profil der Eifel“ bei Credner, Elemente der Geol., 6. Aufl., Fig. 230, S. 454, das eine Abrasionsebene als Basis der Buntsandsteindecke bei Gerolstein zeigt zu Füßen eines durch „Eifeler Kalk“ gebildeten Erhebung. Die Möglichkeit einer nachträglichen tektonischen Versenkung des Buntsandsteins scheint hier nicht in Betracht gezogen.

³ Erl. Blatt Waxweiler, S. 4.

⁴ Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 10.

in der Abrasionsfläche vorhanden. Die Form allein wird man kaum als Beweis mariner Abrasion gelten lassen können, da auch unter besonderen Bedingungen und in sehr langen Zeiträumen, wie sie hier tatsächlich zur Verfügung standen, Einebnungen durch festländische Kräfte geschaffen werden können.

Die Auflagerungsfläche des oberen Buntsandsteins soll am Eifelrande nach Leppla sehr starke Unebenheiten aufweisen, wie aus den Mächtigkeitsunterschieden gefolgert wird, und mit derjenigen der mittleren Abteilung keineswegs gleichlaufen, sondern vor allem in der Trierer Bucht starke Abweichungen zeigen¹.

Die heutige Rumpffläche des rheinischen Schiefergebirges ist nicht ohne weiteres der ehemaligen Auflagerungsfläche des Buntsandsteins gleichzusetzen, sondern sicher z. T. jüngerer Entstehung².

Anzeichen von Brandungstätigkeit, von Abrasionserscheinungen sollen am Schiefergebirgsrande nach Leppla im Oberrotliegenden bis jetzt fehlen. Das ist merkwürdig, da er doch den Hauptteil der marinen Abtragung in diese Zeit verlegt. Dagegen sei der mittlere Buntsandstein nicht arm daran. Wir hörten oben schon (S. 259) von den angeblich zahlreichen Beispielen für Brandung, die nach Leppla die Quarzite der weiteren Umgebung von Mettlach liefern sollen. Die vollkommene Rundung der Gerölle, die allerdings nur in den höheren Schichten vorhanden ist, während die Geröllschichten an der Sohle kantige Form zeigen, die sich neben der stofflichen Beschaffenheit aus der Nähe des Ufers erklären soll, und die Glättung und Abrundung der Quarzitschichtköpfe sollen deutliche Anzeichen von der Wirkung der Meeresbrandung darstellen³.

Die schuttartige Beschaffenheit gerade der tiefsten Schichten spricht aber kaum zu Gunsten einer wesentlichen Abrasionwirkung der Brandung auf den Felsen. Stoffliche Übereinstimmung der Bresche mit dem Gestein der aufragenden Quarzitklippe würde auch da vorliegen, wo es sich etwa um einen terrestrischen Schuttkegel am Fuße eines Inselberges handelte. So dann ist Glättung von Felsen im Flußbette nicht weniger häufig als an der Meeresküste. Als unbedingt beweisend für marine Abrasion kann man Lepplas Gründe daher nicht ansehen.

¹ Leppla, 1924, S. 48.

² Näheres darüber siehe u. a. Strigel, 1914, S. 202.

³ Leppla, 1924, S. 41—42.

Schon aus der Betrachtung der Geröllhorizonte an der Saar und Mosel (oben, S. 260 ff.) ergaben sich gewichtige Bedenken gegen marine Abrasion, u. a. wegen zu geringer Übereinstimmung der Geröllkomponenten mit dem Untergrunde und Überwiegens des ortsfremden Materials.

So scheint mir auf Grund der vorliegenden Tatsachen doch geboten, sich nicht von vornherein auf die Theorie der marinen Entstehung der Abtragungsebene festzulegen, sondern daneben die Möglichkeit einer festländischen Einebnung, etwa durch Denudation und Flußerosion, im Auge zu behalten, die der ganzen langen Festlandszeit nach der variskischen Faltung, besonders aber der Zeit nach der letzten nachoberrotliegenden Gebirgsbildungsphase, also dem Zechstein und unteren, teilweise sogar noch mittleren Buntsandstein, angehören dürfte.

f) Überblick über das Ablagerungsbecken des süddeutschen Hauptbuntsandsteins.

1. Wir konnten eine variskisch orientierte Hauptsenkungszone, die Zone der größten Mächtigkeit, in der allein der Hauptbuntsandstein 300—400 m erreicht, nachweisen; sie zieht von den Nordvogesen und dem Pfälzerwalde zum Odenwalde und Spessart. Sie deckt sich linksrheinisch nahezu mit dem Becken des unteren Buntsandsteins, rechtsrheinisch ebenfalls mit dem Hauptverbreitungsgebiet des su unter Ausschluß des mittleren und nördlichen Schwarzwaldes, der den Rand des su-Beckens bildete und auch im mittleren Buntsandstein noch größtenteils Randgebiet blieb.

2. Konnten wir einen südöstlichen Beckenrand im Schwarzwalde nachweisen, einen südlichen und westlichen in den Vogesen und in der Saarbrücker Gegend, einen nordwestlichen an der Saar, Mosel und am Ardennenrande, in der ersten Zeit auch noch im Gebiete des nordpfälzischen Sattels. Gegen Schluß des mittleren Buntsandsteins wurde die Nordwestgrenze, vermutlich infolge einer Senkung des Hunsrückgebietes, in eine nordsüdliche abgebogen, so daß man nunmehr nur noch von einem Westrande sprechen kann.

Diese Struktur des Beckens ergab sich a) aus der Verbreitungsgrenze des gesamten Hauptbuntsandsteins und seiner Abteilungen; b) aus den Transportrichtungen der Geröllströme, die nach der Tiefenzone konvergieren und der Faciesänderung im

Sinne einer allgemeinen Kornverfeinerung in den gleichen Richtungen; c) aus der Mächtigkeitszunahme nach der Tiefenzone hin, die im Parallelismus der Linien gleicher Mächtigkeit mit der Tiefenzone eine strenge Gesetzmäßigkeit aufweist; d) aus der Gliederung des Hauptbuntsandsteins. Die Hauptsenkungszone fällt mit der Tiefenrinne des Beckens zusammen, die naturgemäß auch die Stätte der zentralen Facies ist. Die Tiefenzone links des Rheins stellt, wiewohl als solche zentral relativ zu den linksrheinischen Randgebieten, doch relativ zur rechtsrheinischen Tiefenzone eine randnähere oder randliche Bildung dar, daher auch das gröbere Korn entsprechender Schichten, z. B. der Trifelschichten im Vergleich zum rechtsrheinischen Pseudomorphosen-sandstein, und der größere Geröllreichtum. Damit ist gleichzeitig der Ursprung des sedimentierten Materials, wenn auch nicht immer dem Orte, so doch der Richtung nach festgelegt.

Als Materiallieferanten ergaben sich für die erste Zeit Südschwarzwald und Südvogesen, dann das vindelicische Gebirge im SO und S, Ardennen und Eifel im NW und eine vorauszusetzende Verbindungskette zwischen beiden am Westrande des Beckens, die gallische Schwelle¹.

Namentlich die kristalline Tiefenzone, aber auch die jung- und altpaläozoischen Deckschichten dieser Gebirgsschwellen leisteten Beiträge zur Auffüllung des Buntsandsteintroges. Am Eifel- und Ardennenrande war nur die Deckenzone der Abtragung zugänglich.

van Werveke glaubt, daß die Richtung, aus der die Gerölle des Hauptkonglomerates der Vogesen stammen, eine andere sei, als diejenige, aus welcher der Sand des Vogesensandsteins zugeführt wurde, „denn die Mächtigkeit der Konglomerate nimmt von S nach N, die des Vogesensandsteins in umgekehrter Richtung, von N nach S ab“². In gleicher Weise argumentiert W. v. Seidlitz, der den Vogesensandstein z. T. von den Ardennen herleiten möchte³. Dieser Schluß ist ein Fehlschluß, da etwas Wesentliches übersehen ist, nämlich die Senkung der Tiefenzone während der Ablagerung des Hauptbuntsandsteins, mit der die Auffüllung Hand in Hand ging und auf die hauptsächlich die größere Mächtigkeit des sm in der Tiefenzone

¹ Karte S. 305.

² van Werveke, 1916, Mitteilungen 6, S. 140.

³ v. Seidlitz, 1911, S. 243.

zurückzuführen ist¹. Diese beweist also keineswegs eine nördliche Herkunft des Vogesensandsteins.

Die Trennung von Geröllen und Sand im Vogesensandstein war übrigens schon ein Lieblingsgedanke E. de Beaumont's; sie erschienen ihm als zwei wohlunterschiedene Klassen, bei denen ein verschiedener Ursprung durchaus möglich sei, obwohl ihm das Zusammenvorkommen der maximalen Geröllgröße mit der maximalen Korngröße des Sandes im S und SW nicht unbekannt war².

Nicht nur die letztere Tatsache übrigens, sondern auch die ganze Art der Faciesverteilung, sowie die Facieswanderungen, wie sie Gegenstand der vorliegenden Untersuchung bilden, schließen einen verschiedenen Ursprung von Geröllen und Sand aus.

Ältere französische Autoren hatten auch schon aus der Mächtigkeitszunahme gegen N auf einen Ursprung aus dieser Richtung geschlossen; aber Braconnier (1883, S. 102) erkannte bereits die größere Mächtigkeit im N als eine Senkungserscheinung und wies, ebenso wie Liétard (1888, S. 47) die Ansicht von einem Ursprung aus N zurück.

Bei der Mächtigkeitsverringering gewisser Stufen des Hauptbuntsandsteins im Odenwalde in südnördlicher Richtung, wie des Eck'schen Horizontes und Pseudomorphosensandsteins³, liegt die Beziehung zu einem etwaigen nordwestlichen Beckenrand nahe, da Hauptsenkungszone und Beckenzentrum sich im großen und ganzen zu decken pflegen. Es wäre indessen eine Bestätigung durch eingehende Untersuchung der geröllführenden Schichten im nördlichen Odenwald wünschenswert⁴.

Der linksrheinische Hauptbuntsandstein wird von den meisten Autoren als Ablagerung in einem — meist als Meeresbecken aufgefaßten — Wasserbecken, das sich in schwacher Senkung befand, betrachtet, so von van Werveke (u. a. 1906, S. 140), von Leppla (1924, S. 40), von v. Seidlitz (1911, S. 244) und E. Kraus (1924, S. 26), weil sie so die Transgression am

¹ „Schuttkegelinversion“, siehe oben, S. 172.

² Dufrenoy et E. de Beaumont, Explicat. I, 1841, S. 376.

³ Oben, S. 122 und 161; siehe auch Hoppe, 1925, S. 74.

⁴ Sandberger versuchte für die Gerölle des Hauptkonglomerates im nördlichen Schwarzwald und in der Pfalz einen Ursprung aus NW abzuleiten (über die Gerölle des Buntsandsteins usw. N. Jb. f. Min. usw. 1894, II, S. 96).

Beckenrande und das Wandern der Faciesgrenzen, auch die Grundkonglomerate, besonders am nordwestlichen Beckenrande, am besten erklären zu können glauben. Dann müßte man allerdings für die Konglomerat-Perioden, in denen die Faciesgrenzen sich entgegengesetzt wie der Strand bewegt hätten, eine Unterbrechung des Senkungsvorganges oder eine Umkehr in das Gegenteil fordern.

An sich brauchte bei der Auffüllung eines See- oder Meeresbeckens der Senkungsvorgang in der Tiefenzone den Fortschritt der Transgression am Beckenrande nicht aufzuhalten, wenn die durch die zentrale Senkung entstandene Volumzunahme des Beckenhohlraumes rasch wieder durch frische Aufschüttung reduziert wurde; höchstens könnten sich daraus häufigere Spiegelschwankungen ergeben.

Man kann aber versuchen, die Tatsachen auch durch Auffüllung eines festländischen Beckens durch das fließende Wasser zu erklären. Es könnte zwar scheinen, als ob in diesem Falle die Senkungen der Tiefenzone eine Transgression an den Beckenrändern ausschließen würden, da auch die nachfolgende Wiederauffüllung nur das alte Gefälle wiederherzustellen, nicht es zu verringern scheint. Doch ist zu beachten, daß durch isostatische Senkung das alte Gefälle niemals mehr ganz erreicht wird¹, daher auch der isostatische Auffüllungsmechanismus zu einer allmählichen Beckenauffüllung und damit Gefällsverminderung führt, die Transgression am Beckenrande nach sich ziehen muß. Übrigens ist das Übergreifen sehr grober Ablagerung auch bei Gefällssteigerung nicht ausgeschlossen, ebenso wie andererseits Regression feiner Ablagerungen ohne Gefällsverminderung (vergl. oben, S. 118).

Die Regressionen am SO- und S-Rande des Beckens wären tatsächlich, nicht nur scheinbar, wenn die Regression des sm_2 in den Vogesen und des geröllfreien sm bei Triberg und Schramberg im Schwarzwalde einerseits, die starke Transgression im obersten sm am nordwestlichen Beckenrande andererseits miteinander in Beziehung ständen. Es würde darin die Wirkung einer Kippung um eine SW—NO-Achse vorliegen. Wir haben aber im Nordwesten im mittleren Buntsandstein stärkere Geröllentwicklung, die doch eigentlich gegen eine dauernd sin-

¹ Axel Born, 1921, S. 560.

kende Bewegung spricht, und erst gegen Ende des sm eine Reduktion der Geröllschichten, zu der Zeit, als auch am entgegengesetzten Beckenrande wieder Transgression herrschte. Mindestens wären wir also, wenn wir nicht alles klimatisch erklären wollen, gezwungen für die Geröllperioden Unterbrechungen in der sinkenden Bewegung einzuschalten (siehe oben, Seite 282). Wenn gar die angeführten Diskordanzen vielleicht nur scheinbar sind und auf Faciesverschiebungen beruhen, so ist der Schlußfolgerung überhaupt der Boden entzogen. Man wird also vorerst diese Kippbewegung noch nicht als gesichertes Ergebnis betrachten dürfen.

Die Geröllager am nordwestlichen Beckenrande einerseits, am südlichen und südöstlichen andererseits entsprechen sich nicht ganz. Der Ausweg der verschiedenen klimatischen Exposition erscheint hier kaum gangbar. Man wird also wohl gezwungen sein, epirogenetische Sonderbewegungen der einzelnen Beckenränder heranzuziehen.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß keine einfache Auffüllung einer einmal fertigen Wanne vorliegt, sondern ein verwickelter Sedimentationszyklus eines Beckens, das sich dauernd wandelte. Das wechselnde Vertikalprofil ist der Ausdruck dieser verwickelten Vorgänge, und in den örtlichen Abweichungen drückt sich das abweichende Verhalten der verschiedenen Beckenränder aus. Die Transgression des Hauptbuntsandsteins bedeutet, daß trotz entgegengesetzt wirkender Faktoren die Beckenauffüllung während des Hauptbuntsandsteins im ganzen Fortschritte gemacht hatte.

C. Der obere Buntsandstein.

I. Erweiterung des Ablagerungsraumes (Transgression). Grenze des Gesamtbeckens.

Am NO- und NW-Rande der böhmischen Masse sind einzelne Buntsandsteinreste vorgelagert (Krakau, Oberschlesien, Löwenberger Mulde in Niederschlesien, Ostrand des niedersächsischen Rotliegendbeckens, thüringischer Buntsandstein). Durch verminderte Mächtigkeit (Krakau bis 80 m, Oberschlesien im Mittel 30 m) zeigen sie die Nähe des Beckenrandes an, der von der böhmischen Masse gebildet wird. Eine Untersuchung über den

Verlauf dieser Grenze längs des NO- und NW-Randes im einzelnen würde über den Rahmen dieser Arbeit hinausgreifen.

Am SW-Rande der böhmischen Masse, in der Oberpfalz, genauer auf der Strecke Kronach—Kulmbach— Bayreuth—Weidenberg—Kemnath—Eschenbach, schiebt sich eine Triasscholle als breiter Streifen zwischen Fichtelgebirge und böhmisch-bayrischem Grenzgebirge einerseits, fränkischem Jura andererseits ein. Der Buntsandstein ist hier durch die mittlere und obere Abteilung vertreten. In der Kulmbacher Gegend erreicht er nach Dorn eine Mächtigkeit von etwa 150 m¹. Der oberste Buntsandstein führt nach Reis im Steinachtal bei Weidenberg Dolomitschichten, Arkosesandsteine, oberhalb Weidenberg auch Quarzgeröllagen. „Der obere Buntsandstein besitzt im großen und ganzen eine Ausbildung, welche auf den unmittelbar benachbarten Urgebirgsrand nicht bezogen werden kann, während das Rotliegende bei Nemmersdorf—Untersteinach die örtliche Entwicklung nicht verkennen läßt. Der obere Buntsandstein und, soviel bekannt wurde, der Hauptbuntsandstein weisen dagegen auf die Herkunft der Gesteinsbaustoffe aus einem umfangreichen und nicht allzuweit entfernten granitischen Gebirge. Die Kennzeichen dieser Herkunft verlieren sich ziemlich rasch nach N, dem Buntsandsteingebiet von Kronach und Kulmbach, welches für sich auch keine eigenen Beziehungen zu dem unmittelbar östlich gelegenen Urgebirgsland erkennen läßt; das Gesamtbild scheint daher auf das umfangreiche Granitgebirge des Oberpfälzer Waldes hinzuweisen“². Im Bayerischen Wald würden wir also an der Grenze der Buntsandsteinverbreitung überhaupt stehen.

Nach Pompeckj erreichte die „gegen Ende der Buntsandsteinzeit einsetzende Transgression des Röth“ „das Regensburger Gebiet nicht; Ablagerungen der unteren Trias sind hier überhaupt nicht vorhanden³. Nach Reuter folgt im bayerischen Wald

¹ P. Dorn, Zur Kenntnis des oberfränkischen Buntsandsteins, Geognost. Jahresh., 1926, 39. Jg.

² O. M. Reis, 1923, S. 112 und 115. Dorn (a. a. O.) ist dagegen der Auffassung, daß die Gerölle der Konglomeratzone des mittleren Buntsandsteins bei Kulmbach und Kronach durch ihre petrographische Zusammensetzung auf das alte Gebirge im O Kulmbachs hinweisen, und zwar, da granitisches Material fehlt, mehr von NO denn von SO stammen dürften.

³ Pompeckj, 1901, S. 172.

(Profil vom Keilberg bei Regensburg) über dem Rotliegenden sofort mittlerer und oberer Keuper¹.

Im Nördlinger Ries sind nur Keuperschichten vorhanden und zwar von den oberen bunten Mergeln an aufwärts².

Im Urach—Kirchheimer Vulkangebiet lassen sich nach Schwarz unter den Auswürflingen auch Stücke von Buntsandstein sammeln, und zwar am Jusi, sowie im Tuff des Metzinger Weinbergs und des Hofbühls³.

Die kristallinen Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der Schwäb. Alb weist Bräuhäuser (1918, S. 255) einem Geröllstrom des Rotliegenden, nicht des Buntsandsteins zu.

Auch in den Tuffen der Hegau-Vulkane, am Hohentwiel und Höwenegg sammelte Buri Buntsandsteinstücke, und zwar anscheinend solche des oberen Buntsandsteins. Bei den ausgeworfenen Quarzitgeröllen, die natürlich dem mittleren Buntsandstein angehören würden, ist der Ursprung aus dem Buntsandstein unsicher, da ähnliche Geschiebe sich auch in der tertiären Juranagelfluh finden, ja sogar unwahrscheinlich, da der nächstgelegene anstehende Buntsandstein bei Stühlingen und Bonndorf keine Gerölle mehr führt⁴.

Am SO-Rande des Schwarzwaldes, wo der obere über den mittleren auf das kristalline Grundgebirge übergreift, ist die Mächtigkeit des Buntsandsteins am stärksten reduziert, und zwar bei Stühlingen auf 6—9 m, manchmal auch nur die Hälfte, im Schleithheimer Bohrloch am Randenuß auf 11,7 m einschließlich der Rötthone⁵. Über Tage ist bei Waldshut der Buntsandstein auf der linken Rheinseite nicht mehr sichtbar, setzt aber unterirdisch über den Rhein hinüber. Die Tiefbohrung von Rietheim (Bohrung Zurzach I) südlich Waldshut hat ihn in 11,25 m Mächtigkeit nachgewiesen⁶. Er setzt sich also unter dem Aargauer Jura noch weiter fort. Die Linie des Auskeilens ist nicht bekannt. Nach H. Heusser war früher Buntsandstein (Karneol-

¹ Schuster, Abriß der Geol. von Bayern III, 1923, S. 24.

² Pfeiffer, Das Vorland der Alpen u. d. Vorgesch. d. Alpenfaltung, Geol. Rundschau, Bd. XVII, 1926.

³ H. Schwarz, 1905, S. 239.

⁴ Buri, 1910, S. 23.

⁵ Schalch, Erl. Blatt Stühlingen, 1912, S. 18.

⁶ Siehe das unten folgende Bohrprofil (S. 319).

horizont) bei Laufenburg am linken Rheinufer auf einer 500 bis 700 m langen Strecke sichtbar¹.

Bei Rheinfeldern steht Buntsandstein noch auf beiden Ufern des Rheins an, auch weiter oberhalb links des Rheins bei Mumpf, Zeiningen und Maispach. Bei den beiden letzteren Orten ist nach Disler wahrscheinlich nur noch oberer Buntsandstein über dem Rotliegenden vorhanden, somit die Mächtigkeit des Buntsandsteins auf etwa 30 m gesunken. Darauf beruht wohl die Annahme von Mösch, daß der Buntsandstein den Aargauer Jura in 30 m Mächtigkeit unterteufe².

Am südwestlichen Schwarzwaldrande, am Dinkelberg, ist der Buntsandstein mit rund 50 m Gesamtmächtigkeit (so über 30 m) von der Linie des Auskeilens offenbar weiter entfernt als am SO-Rande, ein klarer Beweis dafür, daß der Beckenrand hier NO—SW streicht, nicht O—W, der Verlauf des Beckens hier also immer noch von der gleichen Haupttrichtung wie im mittleren Buntsandstein beherrscht wird.

Am Südfuße der Vogesen, in der Gegend von Belfort sind über dem Rotliegenden noch 30 m Grès bigarré und 12—18 m Grès vosgien vorhanden. Die Tiefbohrung von Buix hat ihn 51 m mächtig angetroffen³. Noch im Juragebiet, nördlich von Dôle in der Forêt de la Serre, taucht oberer Buntsandstein, durch Verwerfungen begrenzt, herauf⁴. Beim Buntsandstein von Dôle könnte man fast von einer Brücke zum Buntsandstein von Lyon (angeblich 30 m) und der Departements de l'Ardèche und du Gard (im Mittel 50 m), des Departements du Var und der Umgebung von Toul reden⁵.

Die Grenze zwischen germanischer und ozeanischer Entwicklung zieht nach Tornquist durch die Westalpen nach der Insel Sardinien. Die Trias in germanischer Ausbildung mit Buntsandstein erstreckt sich von der Dauphinée und Provence über die Pyrenäen nach der iberischen Halbinsel, wo der Bunt-

¹ H. Heusser, 1926, S. 8.

² Disler, 1925, S. 12; Mösch, 1867, S. 6. Disler, 1925, S. 27: Bei Mumpf noch „Hauptkonglomerat und diagonalschichtige Sandsteine“ nachweisbar; bei Zeiningen und Maispach treten beide nicht oder nur reduziert auf.

³ C. Schmidt, 1919, S. 3.

⁴ van Werveke, 1910 a, S. 41; E. Thirria, 1833.

⁵ Benecke, 1877, S. 748 (darnach die Mächtigkeiten); Leth. geogn. II₁, S. 72.

sandstein nach Ewald und Wurm bis zu mehreren 100 m anschwellen kann, und NW-Afrika¹.

Es macht den Eindruck, als ob z. Zt. des oberen Buntsandsteins das nördliche Buntsandsteinbecken vom Südrande des Schwarzwaldes und der Vogesen aus eine Verbindung mit dem südlichen, sardo-iberischen Buntsandsteinbecken besessen habe².

Westwärts der Vogesen ist aber die Ausdehnung des Buntsandsteinbeckens beschränkt und der Rand offenbar nicht allzu fern. Wir hatten oben den Westrand des Vogesensandsteins gezogen (S. 184 ff.). Das Übergreifen des oberen Buntsandsteins über diesen hinaus zeigt die Nähe des Beckenrandes an.

Die Hauptverbreitung des „grès bigarré“ SW der Vogesen erstreckt sich von Rambervillers über Epinal (Mosel) und Plombières nach Monthureaux, la Husse und Darney, Bains und Fontenoy bis Chatillon sur Saône, springt also in großem Bogen westwärts in das Quellgebiet der Saône vor; über Luxeuil und Lure setzt sie sich auf die S-Seite der Vogesen gegen Belfort fort, ohne ganz bis Villersexel zu reichen.

Den N- und O-Rand des Morvan erreicht der obere Buntsandstein nicht. 20 km südöstlich von Langres, bei Bussières-Belmont, transgredieren die unteren bunten Mergel des Keupers auf Granit. Der Rand des oberen Buntsandsteins muß also, wie van Werveke schließt, östlicher liegen „vermutlich in der Nähe von Bourbonne-les-Bains“. Im Morvan, dem NO-Rand des Zentralplateaus, wo zuerst unter der Juradecke das kristalline Gebirge wieder emportaucht, fehlen Buntsandstein und Muschelkalk³.

¹ Tornquist, 1905; ferner Grundzüge der geol. Formationskunde usw., Karte, S. 151; Lethaea II, S. 72, 74, 76; Ewald, 1911, S. 16; Wurm, 1911, S. 48; siehe auch Benecke, 1877, S. 707. Der Buntsandstein von Barles ist nach Haug 75 m mächtig; der von Kilian entdeckte Buntsandstein von Nibles besteht aus Quarziten, welche den unteren Triasquarziten des Briançonnais vollständig gleichen, und scheint der oberen Stufe anzugehören. (Tornquist, 1905, S. 499.)

² Über die Entwicklung des Buntsandsteins auf der Südseite des vindelicischen Gebirgrückens siehe Pfeiffer, 1923, S. 27; über angebl. Buntsandstein in den Westalpen (Melser Sandstein, Arkosen, Quarzite) siehe Heim, Geol. d. Schweiz III, S. 151, 224, 230; Staub, Geol. Rundschau 1912, S. 312.

³ van Werveke, 1910, S. 41; Lepsius, Geol. Deutschl. I, S. 422; Lapparent, Traité de Géol., II, 1036—1038, 1048, 1068 (Übersichtskärtchen); Haug, Geol. II, S. 870. E. de Beaumont hatte früher den grès bigarré viel weiter nach W, bis Antun und Cordes, rei-

Der Rand des Buntsandsteinbeckens muß sich also am Schlusse des oberen Buntsandsteins etwa bis an die Monts-Faucilles (im weiteren Sinne genommen) vorgeschoben haben.

van Werveke gelangt zu der Annahme, daß der obere Buntsandstein „bis über Bar-le-Duc hinausreiche, aber nicht bis zur Marne“, indem er die Annahme der Mächtigkeit des Buntsandsteins in den in Französisch-Lothringen abgeteufte Bohr-
löchern in der Richtung von O nach W verfolgte:

West Martincourt	Vilcey	Atton	Eply ¹	Ost
242 m	246 m	280 m	305 m	
	Grenay			
	268 m			

„Bei gleichmäßiger Abnahme gegen SW würde diese Schichtenfolge über Bar-le-Duc hinausreichen, jedoch nicht ganz bis zur Marne.“ Der obere Buntsandstein ausschließlich des Muschelsandsteins, der in den französischen Angaben offenbar noch zum Buntsandstein mindestens teilweise hinzugenommen ist, dürfte dann nicht ganz soweit nach W reichen².

Dies ist die tatsächliche Grundlage zu der Annahme, daß nach W der Buntsandstein seine Grenze erreicht und keine Verbindung mit dem Buntsandstein germanischer Ausbildung in den Pyrenäen und mit dem englischen Buntsandstein besitzt.

Weiter nördlich liegt ein Grenzpunkt zwischen der Tiefbohrung von Longwy, wo nach van Wervekes Deutung Zwischenschichten auf Devon transgredieren, und der weiteren Umgebung von Mézières, wo mehrere Bohrversuche auf Kohle das Übergreifen von Jura- und Kreideschichten auf Devon dartaten: so in einer Bohrung bei La Capelle, 62,5 km WNW von Mézières Devon unter Gault in 91 m Tiefe; Bohrung Guise 80,5 km W Mézières Lias auf Devon in 280 m Tiefe; Bohrung Boulzicourt 7 km S von Mézières konglomeratischer unterer Lias (Hettangien) auf Devon bei 484 m Tiefe³.

Am Südrande der Ardennen transgrediert an der oberen Attert Keuper auf Devon; es tritt z. B. bei Nobressart Keu-

chen lassen, indem er konglomeratische Ausbildung höherer Triasglieder damit gleichstellte. (Dufrenoy et E. de Beaumont, *Explication*, t. 2, 99; 129—140; 172.)

¹ Die übrigen Bohrungen siehe in der Tabelle (nach Sepulchre) bei Kessler, 1914, S. 89. Östlich der Mosel werden noch größere Mächtigkeiten erreicht, z. B. bei Brin a. d. Seille 373 m.

² van Werveke, 1910, S. 41; 1908, S. 359—360.

³ van Werveke, 1916, S. 176.

per in unmittelbare Berührung mit den devonischen Grauwacken. Auf der geol. Karte von C. Goetz¹ greifen am südlichen Ardennenrande von Folschette an westlich zunächst Keuper und dann Lias auf Unterdevon über, während nach ONO, bei Großbus, Ettelbrück, Diekirch und Vianden, der Buntsandstein noch auf Devon lagert. Bei Groß ist nach Goetz das Buntsandsteinkonglomerat von einem Keuperkonglomerat überlagert, das dem Schilfsandstein angehört. Mit diesem Punkte soll das Buntsandsteinkonglomerat nach Westen abschließen. „Die Konglomerate, die in Belgien auf dem Devon aufliegen, gehören, wie es auch von belgischen Geologen neuerdings bestätigt wird, dem mittleren Keuper an“². van Werveke hatte ursprünglich die Grenze des oberen Buntsandsteins rund 10 km weiter nach W verlegt.

Die Buntsandsteininseln der Eifel (Gerolstein, Schmidtheim, Büdesheim, Hersdorfer Wald, Hillesheim) legen die Grenze insofern fest, als sie wahrscheinlich westlich von ihnen gelegen hat. Beim Buntsandstein von Commern wird dies durch die Richtung der Faciesänderung (siehe oben, S. 256) gewisser. Wir bekommen so von Dôle ab einen im ganzen N—S gerichteten Verlauf des Beckenrandes, etwa von Dôle über Langres, Bar-le-Duc, Gegend von Montmedy, Diekirch und Ardennenrand. Von hier ab wird der Verlauf unsicherer.

Die Konglomerate von Malmedy und Stavelotte sind bei der Unsicherheit ihrer stratigraphischen Stellung eine unsichere Marke, ebenso wie die im belgisch-französischen Kohlengebiet erbohrten roten Konglomerate und Sandsteine, da sie höheren Schichten der Trias angehören können³.

Leppia bezweifelt, ob der Buntsandstein das ganze linksrheinische Schiefergebirge bedeckt hat. „Spuren der alten Bedeckung in der Bildung von meerischen Abtragungen (Abrasionen), in der Rotfärbung der Unterlage, in einzelnen Sandsteinresten reichen wohl über die heutige Ostgrenze des mittleren Buntsandsteins bis 10 km und mehr hinaus. Aber für die weiter nach O gegen den Rhein zu sich erstreckende Fastebene des Schiefergebirges, für Hohe Eifel, Vordereifel, Hochwald und Hunsrück ist eine ehemalige Buntsandsteinbedeckung nicht erwiesen. Am weitesten nach O reichen noch die Spuren der

¹ Benecke, 1877, S. 680; C. Goetz, 1914, I, Tafel 16.

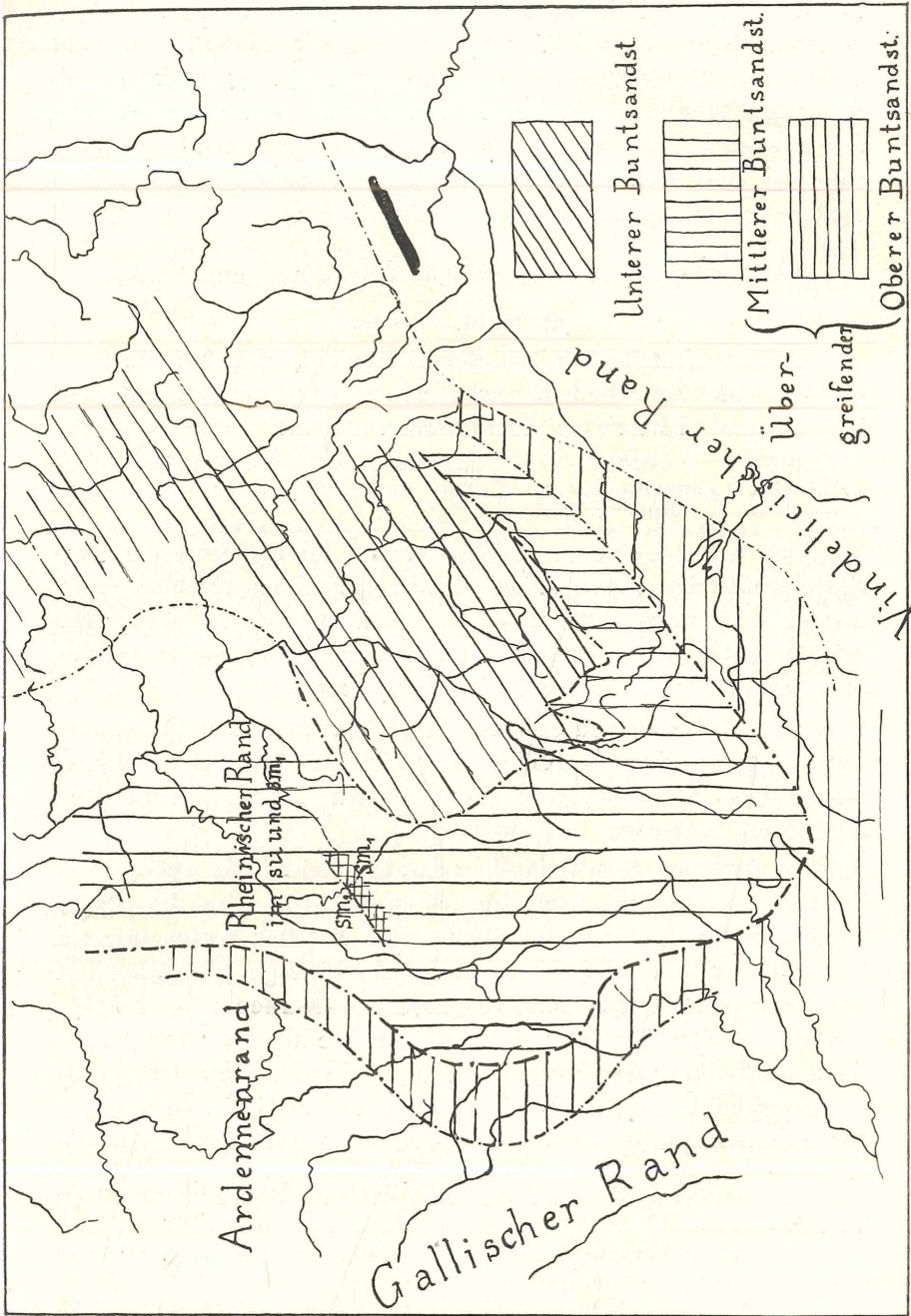
² C. Goetz, 1914, S. 345—346.

³ C. Goetz, 1914, S. 421—422.

meerischen Abtragungen, die in der Südeifel das linke Moselufer begleiten“. An anderer Stelle führt Leppla aus, daß der Quarzit des Hochwaldes, wie er „rückenförmig in das Meeresbecken des mittleren Buntsandsteins auf- und sogar durchragt“, ebenso „auch im oberen Buntsandstein sich dessen Meerespiegel stets genähert“ hat¹. Es scheint daher, als ob Leppla sich die Ablagerung des Buntsandsteins innerhalb des rheinischen Schiefergebirges in einer Art von Meeresbucht vorgestellt habe. Persönlich kann ich mich allerdings, wenn ich auf der Karte die gesamte Ausdehnung des Buntsandsteins ins Auge fasse, nicht leicht zu dieser Anschauung entschließen und scheint mir eine allgemeine Verbreitung über den größeren Teil des rheinischen Schiefergebirges um so wahrscheinlicher, als der Buntsandstein der Eifel in seiner heutigen Verbreitung den Eindruck einer nachträglichen Versenkung in einem die Eifel durchquerenden Graben macht, in dem er infolge der tieferen Lage erhalten blieb: Das rheinische Schiefergebirge zeigt sich im O, N und NW von mächtigem Buntsandstein umlagert, und nach allen diesen Richtungen läßt sich (Wegner, 1926) der Übergang von der randlichen in die zentrale Facies feststellen. Nach Wegner (S. 179) soll sich der Rand des Buntsandsteinbeckens von Marburg über Brilon nach Duisburg und von da nach Euskirchen erstreckt haben. Die rheinische Masse hätte demnach nur eine Art von Hochgebietsinsel bzw. eine von den Ardennen ausgehende Halbinsel gebildet, von der vielleicht im oberen Buntsandstein nur noch ein verschwindender Rest geblieben war. In einem späteren Abschnitt muß ich nochmals darauf zurückkommen.

Überschauen wir die Verbreitungsgrenze des oberen Buntsandsteins, die gleichzeitig die Grenze des Gesamtbeckens am Schlusse des Buntsandsteins darstellt, so sehen wir, daß sie im großen und ganzen — abgesehen von der wahrscheinlich schmalen Verbindung mit dem südlichen Becken — derjenigen des Hauptbuntsandsteins parallel läuft. Der beckenwärts vorspringende Sporn am Nördlinger Ries, der dann in der Folgezeit eine noch größere paläogeographische Rolle zu spielen berufen ist, fällt auf; vor allem aber dann die Divergenz des nördlichen Bek-

¹ Leppla, 1924, S. 41 und 48. Buntsandsteinmeer reichte nur als etwa 40 km breiter Streifen westlich um das Unterdevon herum (Leppla ebenda, S. 62).



Süddeutscher Buntsandstein.
Ursprüngliche Verbreitungsgrenzen.

kenrandes vom südlichen, die sich schon gegen Ende des Hauptbuntsandsteins zeigte. Hier macht sich der Einfluß einer abweichenden Strukturlinie von rheinischer Richtung geltend, vielleicht der Resultierenden einer variskischen und einer herzynischen Komponente, die störend in den bisher einheitlichen Gesamtplan des Beckens eingreift. Rheinische und gallische Masse stellen sich von jetzt ab als eine Einheit dar.

II. Mächtigkeit, stratigraphische Gliederung und Facies.

a) Rechtsrheinisch.

Gehen wir zunächst von der Gliederung aus, wie sie *Andreae*¹ für die Heidelberger Gegend durchgeführt hat und *Sauer* und *Thürach* übernommen haben:

12m	Röt	rote Schiefertone und Sandsteinbänke
45—60m	Plattensandstein	rote, tonige, feinkörnige Bausandsteine
bis 2m	Karneolbank	

Den von *Andreae* und *Thürach* für die Stufe der plattigen Sandsteine gebrauchten Namen „Zwischenschichten“ vermeidet man besser, da *Lepsius* und *Benecke* diese Bezeichnung für den linksrheinischen Buntsandstein zuerst prägten und darunter ganz andere Schichten verstanden.

Sehen wir von den später darzustellenden Mächtigkeitsänderungen ab, so gilt diese Gliederung für den Odenwald mit Ausnahme des östlichsten und südöstlichsten Teiles und für den nördlichen badischen Schwarzwald².

Im östlichen Sandsteinschwarzwald erleidet sie aber schon bemerkenswerte Abweichungen. So treten schon bei Pforzheim mindestens in 4 Horizonten Bänke von violetter Farbe auf, die Dolomit und auch Karneol führen und bröcklige Beschaffenheit der Sandsteine zeigen, also eigentlich 4 Karneoldolomitbänke, von denen allerdings nur die unterste überall durchgeht, während die Stellung der übrigen Bänke in den Profilen der einzelnen Aufschlüsse recht verschieden ist, weshalb *E. Fraas* erstere der Karneolbank der Durlacher Gegend gleichstellt³. Von da

¹ *Andreae*, 1893, Bad. Mitt. II, Tafel XIV; *Sauer*, 1898, S. 23; *Thürach*, 1918, S. 30. Siehe aber auch schon *Eck*, 1884, S. 165 ff.

² Über das Auftreten des Karneolhorizontes im nördlichen Odenwald siehe *Hoppe*, 1925, S. 76—77.

³ *E. Fraas*, Erl. Blatt Liebenzell; *F. Röhrer*, 1914, S. 17; siehe auch *Eck*, 1884, S. 166.

ab südlich wurden auf den meisten geologischen Blättern des württembergischen Schwarzwaldes 2 oder gar 3 Dolomit-Karneolschichten übereinander festgestellt, von denen die höheren, weniger beständigen in den Plattensandsteinen liegen und, wie bei Freudenstadt, bis 15 m unter die Rötgrenze aufsteigen können (Blätter Wildbad, Simmersfeld, Altensteig, Freudenstadt, Alpirsbach, Schramberg), die tiefste und niveaubeständigste als Hauptkarneolhorizont betrachtet wird (z. B. Schramberg). Bei Schramberg schwankt auch der letztere in seiner stratigraphischen Stellung.

Auch bei Emmendingen ist eine Wiederholung von Dolomitlagen (bis 3 nach Glaser) beobachtet. Der Dolomit kann sich ursprünglich auch auf eine ganze Schichtenreihe verteilen, so daß dann der Karneolhorizont aus einer mehrere Meter, am Dinkelberg bis zu 9 m mächtigen Folge vorwiegend buntfarbiger, im übrigen aber verschieden beschaffener Sandsteine, unter denen sogar harte quarzitisches nicht fehlen, besteht (u. a. Blatt Villingen, Furtwangen, Neustadt, Donaueschingen, am Dinkelberg). Am Dinkelberg tritt nahe über der Basis eine harte, weiße Kieselsandsteinbank auf, während Karneolknollen erst südlich vom Rhein häufiger werden¹.

Die Karneolbank wurde bei Ettlingen und Durlach von Sandberger zuerst in ihrer Bedeutung erkannt und als „Karneolschicht“ bezeichnet², sie ist hier u. a. im Steinbruch am Hasenberg bei Ettlingen zu beobachten. Auch in den Steinbrüchen im Ebersbachtal bei Baden-Baden steht (Thürach, 1913, S. 503) die über 1 m mächtige dunkelviolettrote löcherige Karneolbank an. Man findet ferner in den Rheintalrandschollen den Horizont aufgeschlossen am Hornwald bei Emmendingen, am Lorettoberg bei Freiburg und verschiedentlich am Dinkelberg und bei Rheinfelden.

Die hellfarbigen, quarzitisches, geröllfreien Sandsteine, die sich im württembergischen Schwarzwalde meist mit 5—6 m Dicke zwischen die geröllführenden Bänke und die Karneolbank einschieben, die dann im badischen südlichen Schwarzwald bis zu 20—30 m anschwellen können, — hier meist schwach verkieselt und nur ausnahmsweise quarzitisches — und

¹ Disler, 1914, S. 29.

² Sandberger, 1864, S. 21.

wohl auch am Rheintalrande von Emmendingen bis Rheinfelden in den meist hellen, dickbankigen harten Quarzsandsteinen mit Diagonalschichtung, dem Komplex der „diagonalschichtigen Sandsteine“ eine Vertretung haben, haben uns schon beim Hauptbuntsandstein (S. 167—168) beschäftigt¹.

Die löcherige Beschaffenheit ist eine Folge ursprünglichen Dolomitreichthums. In dem Umstande, daß sie von der badischen geologischen Kartierung zum mittleren, von der württembergischen zum oberen Buntsandstein gezogen sind, drückt sich ihre Zwischenstellung aus. Bräuhäuser (1911, S. 25 und 29) gliedert daher den oberen Buntsandstein des oberen Kinziggebietes, wie folgt:

Röth	3 m
Plattensandstein	40 m
Kieselsandsteine	5—10 m ²

Die eigenartige Dolomitbank unmittelbar über den, teilweise auch noch innerhalb der geröllführenden Schichten, nach württembergischer Auffassung demnach die Grenzschrift gegen den oberen Buntsandstein, ist als Horizont der Saurierknochen, der nach A. Schmidt von Liebenzell bis Schramberg durchgeht³, von größter Bedeutung.

Von starker Faciesverzahnung zeugt das Hinabsteigen der „so-Facies“ (Feinkörnigkeit, Tongehalt, Größer- und Häufigerwerden der Glimmerblättchen, beginnende Plattigkeit) in den Hauptgeröllhorizont, wie es vereinzelt im württembergischen Schwarzwald (z. B. Blatt Altensteig in den oberen 20 m) als Gegenstück oder Ausnahme von der Regel des Höheraufstiegens der Quarzsandsteinfacies beobachtet wurde. Auch am Ha-

¹ Bei Emmendingen erinnern nach Glaser (1914, S. 102) die untersten verhältnismäßig dickbankigen, glimmerarmen Schichten des Plattensandsteins durch gröberes Korn und vereinzelte Gerölle noch sehr an mittleren Buntsandstein, ähnlich weiter nördlich nach Stierlin. Derartige Übergangsschichten sind von Benecke (1877, S. 734) schon als „Zwischenschichten“ bezeichnet worden, wegen ihrer Übereinstimmung mit den linkshheinischen Bildungen, ebenso entsprechende Schichten am Lorettoberg bei Freiburg von Steinmann und Wepfer (1923, S. 11).

² Auch in der Schwenninger Tiefbohrung folgen zwischen Plattensandstein und Hauptkonglomerat 12.50 m Kieselsandstein (Profil folgt unten).

³ A. Schmidt, 1910; Bräuhäuser, 1911, S. 29.

senberg bei Ettlingen stellen sich im Hauptgeröllhorizont nach oben hin ziemlich dicke, plattig-tonige Lagen mit viel weißem Glimmer ein. Ähnliches kommt auch im Odenwald vor¹. Karneolbindemittel kommt in den „Übergangsschichten“ des südlichen Schwarzwaldes vor, z. B. bei Thannheim; auf Blatt Wildbad und Enzklösterle steigt der Karneol auch in den Geröllhorizont hinab.

Typisch für die Plattensandsteine ist das unruhige Profil, hervorgerufen durch Kreuzschichtung, die manchmal durch deutlich erkennbare Ablagerung des Sandes in Erosionsrinnen entstanden ist, durch die unregelmäßig keilförmige Verplattung, durch Einschaltung von bis über 1 m mächtigen, rasch auskeilenden Schiefertons- und Sandsteinschieferlinsen. Tongalleneinschlüsse und Wellenfurchen sind häufig. Es ist der Ausdruck besonders unruhiger Strömungsverhältnisse. E. Wepfer beobachtete bei Kappel in der Knochenlage auch einzelne Gerölle (2 Quarzgerölle, 1 Geröll von scheinbar verkieseltem Sandstein, 1 Quarzporphyrgeröll)². Eigenartige Sandsteinnäpfchen, -kegel und -zapfen sind aus dem badischen und hessischen Odenwalde bekannt und von Hamm und Hoppe beschrieben³. Der ursprüngliche Dolomitreichthum wird nicht nur durch die schon erwähnten Karneoldolomitlagen, sondern auch sonst durch „Tigerung“ und löcherige Beschaffenheit, sandige Dolomitknollen und Sandsteinkugeln, sowie starke violette Färbung einzelner Lagen bezeugt⁴. Die Facies der glimmerreichen, dünnplattigen Sandsteine herrscht

¹ Sauer, Erl. Blatt Neckargemünd, S. 23; Hildebrand, 1924, S. 25.

² E. Wepfer, 1923, S. 20—21.

³ Hamm, 1923, S. 128; Hoppe, 1925, S. 81: bei Steinbach (Michelstadt) „in den Plattensandsteinen unter dem oberen Dolomithorizont“ fand er „zahlreiche Pflanzen- und Kegelbildungen“, S. 92—95; solche Kegel von Sandstein sollen nach freundlicher Mitteilung von Dr. Frentzen-Karlsruhe auch bei Durlach häufig sein.

⁴ Vergl. die „Pseudobreccienbank“ innerhalb des Plattensandsteins von Nußloch bei Heidelberg, deren „durch Auslaugung und Schrumpfung“ entstandenen Risse von dolomitischem Kalk erfüllt sind; die Bank führt Knochenreste von Amphibien. Hier angeblich im Plattensandstein „Kalk zuweilen noch in geringer Menge vorhanden“. (Erl. Blatt Heidelberg, III, S. 64; Rüger, geol. Führer durch Heidelbergs Umgebung, 1928, S. 92). Eine ähnliche Dolomitreccienbank, ebenfalls voll Knochenresten, fand Schnarrenberger (1914, S. 9) bei Ellmendingen am Nordrande des Schwarzwaldes ca. 6 m unter Röttonen.

nicht ausschließlich. Sie kann durch Zurücktreten des Glimmers und größeren Abstand der Glimmerlagen in diejenige der massigen Werksteinbänke übergehen. Feinkörnige Quarzsandsteinbänke können sogar im württembergischen Schwarzwald (Blatt Calw, Wildbad, Freudenstadt) im unteren Teile herrschend werden, und verkieselte härtere, zu Pflastersteinen geeignete Werkbänke kommen auch im südlichen Kraichgau vor (Blatt Königsbach).

Bei Heidelberg (Nußloch), bei Mosbach und auch Michelstadt i. O. wird der Plattensandstein wie nach unten, so auch nach oben durch eine dolomitische Lage (oberer Dolomithorizont) abgeschlossen, die durch bunte, vorherrschend violette Färbung des mürben, manganhaltigen Sandes und Dolomitknauer mit der unteren übereinstimmt¹.

Die hellfarbigen bis weißen Chirotheriensandsteine darüber bilden die Grenze der Plattensandsteine gegen die Rötone und sind ebenfalls typisch nur am Ostrande des Odenwaldes und außerdem im Taubergrunde, wo mitten im Muschelkalkgebiet eine Schichtenaufwölbung den Buntsandstein bei Lauda-Königshofen und im Umpfertal zutage bringt, entwickelt. Sie bedeuten ein Übergreifen einer fränkischen Facies auf nordbadisches Gebiet. Mit den Zwischenmitteln von rotem und grünem Schiefertone auf etwa 15 m anschwellend, unterscheiden sie sich von den Plattensandsteinen außer durch die Farbe durch gröberes Korn, geringeren Glimmergehalt und quarzitisches Bindemittel, weshalb sie auch eine deutliche Steilstufe am Gehänge bedingen. Fe- und Mn-schüssige Konkretionen oder löcheriges Aussehen verraten dolomitischen Einschlag. Als Spuren seichter oder vorübergehender Wasserbedeckung zieren Wellenfurchen und Netzleisten, dazu rätselhafte Schlangenhügel außer den noch näher zu besprechenden „Fährten und fährtenähnlichen“ Eindrücken die Schichtflächen der parallelschichtigen Bänke.

Nach W nimmt der Chirotheriensandstein ab (Profil zwischen Aglasterhausen und Helmstadt mit Schiefertonzwischen-

¹ H. Eck, 1884, Seite 166; Rüger, geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung 1928, Seite 91; Hamm, 1923, Seite 131; über Vorkommen bei Waldauerbach—Oberscheidental siehe Schottler, 1908, Seite 51; bei Michelstadt, Hoppe, 1925, Seite 88 und 80—81; Rüger stellte bei Nußloch über dem „Chirotheriensandstein“ nochmals eine dolomitische Lage fest von zellig-brecciöser Beschaffenheit mit zahlreichen kugeligen Konkretionen (1928, S. 304).

lagen 5,80 m; Blatt Epfenbach, S. 11: 2—3 m). Bei Neckargemünd sind einige dünne weißlichgraue Bänke¹ vielleicht als Vertreter desselben aufzufassen. Bei Heidelberg ist er, wenn überhaupt, nur noch durch eine harte, helle quarzitische Bank vertreten².

Im Süden, wo Röttone ohne diese helle quarzitische Zwischenlagerung auf den Plattensandstein folgen, wurde von mehreren Autoren, namentlich auch von Sandberger, eine Vertretung dieses Chirotheriensandstein-Horizontes in den obersten Regionen des Plattensandsteins gesucht, teils auf Grund von Wirbeltierfährten, worunter angeblich auch echte Chirotherien, oder Wirbeltierresten, teils von quarzitischen Sandsteineinschaltungen oder von beiden, so bei Freudenstadt und bei Emmendingen; auch am Dinkelberg wurde auf Grund von Funden von Chirotherienfährten in quarzitischen Sandsteinen von 5—6 m Mächtigkeit bald über dem Karneolhorizont ein Chirotherienhorizont unterschieden, so von Brombach, Neumann, Wilser³.

Im Gegensatz zu den unruhigen Strömungsverhältnissen bei der Ablagerung der Plattensandsteine steht der vollkommen ruhige und gleichmäßige Absatz der sog. Röttone, die durch die Aufnahme von Kalk, namentlich nach oben hin, zu Mergeln werden. Sie können frei von Sandsteinlagen sein. Die Regel ist aber Unterbrechung durch glimmerreiche, dünnschieferige, tonig-sandige und Sandsteinlagen. Steinsalzpseudomorphosen auf der Unterseite solcher Sandstein- oder Mergelbänkchen zeigen häufig den Salzgehalt der Röttongewässer an, ebenso die Gipsnester und -adern oder selbst dünnen Gipszwischenlagen, wie die bei Haßmersheim erbohrte⁴, auch Calcitkristallkeller, wie sie Schnarrenberger auf Blatt Königsbach lagenweise als flache

¹ z. B. Steinbruch nördlich Gauangelloch (Erl. Neckargemünd, 1898, Seite 24).

² Erl. 1918, S. 64. Bei Nußloch 1,3 m stark, an der Basis brecciös buntscheckig, mit Knochenresten (Rüger, 1928, S. 303—304; Abbildung, S. 92).

³ Erl. Blatt Freudenstadt, S. 25; Blatt Altensteig, S. 18; Blatt Alpertsbach, S. 50; Glaser, 1914, S. 154; Wepfer, 1923, S. 21; Brombach, 1903; Neumann, 1912; Wilser, 1914.

⁴ Schalch, Erl. Blatt Rappena, S. 6; ca. 10 m unter der hangenden Grenze nochmals dünne Gipszwischenlagen.

Brotlaibe antraf, vermutlich Überreste von Dolomit- oder Gipsausscheidungen; vereinzelt treten Kupferausscheidungen hinzu¹.

In der Oberregion der Rötschiefertone am unteren Neckar bei Mosbach, im Schwarzbachtal und Elztal bis nach Buchen begegnen wir in der *Myophorienbank*, einer höchstens 1 dm hohen, grünlichen, feinkörnig quarzitischen und ursprünglich dolomitischen Sandsteinbank mit weißen Glimmerschüppchen einem unzweifelhaft marinen Einschlag. Lange bekannt ist ihr Vorkommen am Schreckberg bei Deidesheim; an der Straße Neckarburken-Dallau ist sie gut zu beobachten, hier 11,5 m unter der Muschelkalkgrenze. In westlicher Richtung verschwindet sie. Zwischen Ober- und Unterschwarzach (Blatt Epfenbach) konnte sie *Schalch* noch in der gleichen Ausbildung wie auf Blatt Mosbach nachweisen, bei Spechbach ist es ein völlig karbonatfreier, glimmerhaltiger Sandstein, der neben *Myaciten* noch *Myophoria vulgaris* führt.

In Dolomit- oder Sandsteinbänkchen, die am Nordrande des Schwarzwaldes den Schieferhorizont in 3 Teile gliedern, wird, bisher ohne paläontologischen Beweis, eine Vertretung dieser Bank vermutet. Dagegen hat *Stierlin* am Hummelberg bei Kenzingen 4—5 m unter der Obergrenze des Buntsandsteins in einer Steinmergelschicht, die aber nicht auf größere Entfernung durchgeht, Fossilien nachgewiesen².

Bei Mosbach haben wir demnach folgende Gliederung des oberen Buntsandsteins:

Hangendes: Wellendolomit

Röttone, zweigeteilt durch Myophorienbank	24 m
Chirotheriensandstein	5—6 m
Oberer Dolomithorizont	1—2 m
Plattensandstein	40 m

¹ Die Calcitdrusen kommen in Nummulitengröße und -form als sog. Pseudonummuliten auch in Württemberg vor; das badische Naturalienkabinett Karlsruhe enthält auch solche aus der Umgebung von Villingen (Steinbruch an der alten Straße nach Vöhrenbach); Gipsadern fanden sich auch im Rötton von Ingelfingen; Gipsnester und Malachitkrusten kommen im Karneolhorizont vom Dinkelberg und von Rheinfeldern vor, Steinsalzpseudomorphosen im Röt bei Weizen (Stühlingen), Cu-Lasur und Malachit im Röt des Schmitzinger Tales (Waldshut); NaCl-Pseudomorphosen und Kalkgehalt beobachtete Marx im obersten Plattensandstein bei Lauda.

² Näheres unten.

Karneolbank 1—3 m
 Liegendes: mittlerer Buntsandstein¹.

Die „mürben, lockeren, meist gebleichten, gelblichen, braunen und schmutzig-weißen“ Schichten mit wenigen Geröllen, die im nördl. Odenwald (Blatt König, Blatt Erbach—Michelstadt) in 10—30 m Mächtigkeit über dem Hauptgeröllhorizont folgen, sind in ihrer stratigraphischen Stellung nicht ganz sicher, da sie unter der Karneolbank liegen, dagegen sind die kieseligen, teilweise löcherigen, geröllführenden Bänke über der Karneolbank (Blatt Beerfelden, Blatt Erbach—Michelstadt, Blatt König), die mit schieferigen, plattigen Sandsteinen wechseln und Pflanzenreste führen können, offenbar echte Zwischenschichten, deren Facies demnach, einschließlich des Karneolkonglomerates, hier auf das rechtsrheinische Gebiet übergreift².

Auch bei Wertheim a. M. führt der Karneolhorizont kleine Gerölle. Die Verkieselung ist hier häufig nicht in der Form von Karneol, sondern von kristallinem Quarz (Quarzknauer und Quarzkristalldrusen) eingetreten. Die „Zwischenschichten“ sind hier nicht mehr entwickelt. Bei Wertheim und von da an mainaufwärts schaltet sich zwischen die Plattensandsteine eine tonige Stufe, Bröckelschiefer mit Dolomitbänken und NaCl-Pseudomorphosen, gewissermaßen als Vorläufer der Röttonfacies („untere Röttonne“ nach Hildebrand), ein zum Beweis der zunehmenden Kornverfeinerung in dieser Richtung. Hildebrand gliedert hier den oberen Buntsandstein folgendermaßen:

Hangendes: Wellendolomit

so₃ Schiefer des Röth 20 m

so₂ Chirotheriensandstein 5—6 m
 (helle, quarzische Sandsteine)
 Platz' weiße Bank

so₁ Stufe der Plattensandsteine 55 m

c) obere Plattensandsteine mit Lettenbänken (12 m)

b) Bröckelschiefer mit Dolomitbänken (12—15 m)

a) Stufe der Bausandsteine (30 m)

Grüne Grenzbank

¹ Sch al ch, 1893, bad. Mitt. II, Tafel XVIII.

² Über Gerölle führende Sandsteine „im Bereiche der Plattensandsteine“ des Odenwaldes siehe H o p p e I, 1925, S. 85.

Dolomit-Karneol-Horizont (6—8 m)

Liegendes: Kristallsandsteine des mittleren Buntsandsteins¹.

Die grüne Grenzbank wurde schon von Platz (untere weiße Bank, 1869, S. 64) als Grenze zwischen Hauptbuntsandstein und Plattensandstein empfohlen. In der Bröckelschiefereinschaltung der Plattensandsteine kommen Sandsteineinlagen vor, u. a. eine härtere poröse von 0,35 m Dicke mit großen, von Dolomitmikrokrystallen ausgefüllten Hohlräumen. Drusen und Ausblühungen von Dolomit, mitunter auch Quarzknaue sind lagenweise in die Tone eingesprengt. NaCl-Pseudomorphosen finden sich in dieser Stufe oberhalb Wertheim und bei Dietenhan. Die Schiefertone gleichen denen des Röt völlig und lassen sich als eine tiefere Facies nur durch den hohen Dolomitgehalt erkennen, „wie dieser in Form von Drusen, Knollen und Knauern die ganze mittlere Stufe der Plattensandsteine durchsetzt und charakterisiert“².

Obwohl Platz als Fundschicht der Chirotherienplatte bei Gamburg deutlich die weiße Bank unmittelbar unter den Röttonen angegeben hatte, hat G ü m b e l in seiner Geologie von Bayern diese Chirotherien-Fußspuren irrümlicherweise in ein tieferes Niveau, das der weißen Bank an der Grenze sm—so, verlegt und dadurch viel Verwirrung angerichtet³. Der Chirotheriensandstein des Taubertales erschien dadurch in das Niveau des thüringischen von Hildburghausen gerückt, während er tatsächlich einem höheren Horizont angehört.

G. K l e m m vermutet in weißen, ziemlich festen Sandsteinbänken, die auf Blatt Erbach—Michelstadt i. O. (Erl. S. 35) auftreten, ein Äquivalent der Chirotherienbank, die weiter südlich am Neckar besser ausgebildet ist. S c h o t t l e r beobachtete Chirotheriensandstein in Blöcken bei Waldauerbach, H o p p e konnte ihn anstehend bei Hetzbach und Steinbach (Michelstadt) nachweisen⁴.

Das Myophorienbänkchen konnte bei Wertheim nicht nachgewiesen werden, obwohl es auch von Württemberg her (Blatt Mergentheim) bekannt ist. Im hessischen Odenwald ist es bei Erbach—Michelstadt⁵ nach K l e m m vielleicht durch

¹ Hildebrand, 1924, S. 14—15; S. 4—5.

² Hildebrand, 1924, S. 19.

³ z. B. anschließend an G ü m b e l auch L e p s i u s, Geol. Deutschland I, S. 452; O. F r a a s, 1882, S. 21.

⁴ S c h o t t l e r, 1908, S. 32; H o p p e, 1925, S. 89; für den Spessart siehe auch S c h r e p f e r, S. 197.

⁵ Erl. S. 37.

Schmitzen und dünne Bänkchen von weißem Sandstein, in denen jedoch keine Fossilien gefunden wurden, vertreten. Platz stellte bei Hochhausen a. Tauber nahe der oberen Grenze eine sandige Mergelschieferbank mit *Myophoria laevigata* fest. Auch bei Schweigern im Umpfertale ist 5 m unter der Rötgrenze ein schwaches Bänkchen mit undeutlichen Schalenabdrücken von *Myaciten* vorhanden, das offenbar mit der *Myophorienbank* identisch ist¹. Ein dolomitisches NaCl-Pseudomorphosenbänkchen, das von Platz im Umpfertale nahe der Muschelkalkgrenze gefunden worden war, erscheint bei Wertheim in gleicher Höhe und Form wieder².

Nach der oberen Grenze der Röttone zu erzeugt allenthalben steigender Karbonatgehalt in gelbgrauen oder grünen dolomitischen Mergelbänkchen, den Vorboten des Wellendolomites, eine Übergangszone zum Muschelkalk, in der die rote Farbe mit der grauen um die Herrschaft kämpft.

Eine eigene Darstellung verlangt der obere Buntsandstein in der SO-Ecke des Schwarzwaldes. Mehr und mehr tritt in südöstlicher Richtung die Facies der rotbraunen, tonigen, glimmerreichen Plattensandsteine zurück. Bei Villingen ist sie noch entwickelt. Die Fischbacher Steinbrüche zeigen sie noch, ebenso der alte Werksteinbruch an der Abzweigung des Pfaffenweiler Fußweges von der Vöhrenbacher Landstraße, hier in 4 m Dicke unter Röttonen und Wellendolomit, auch der Sandsteinbruch an der Obermühle bei Thannheim, der vorübergehend für den dortigen Kirchenbau aufgemacht war, heute aber nicht mehr offen ist³.

Auf Blatt Furtwangen, am Ochsenberg und bei der Friedrichshöhe bei Vöhrenbach, sind höhere Schichten als die karneolführenden Schichten nicht mehr vorhanden⁴. Weiter südlich finden wir dann noch den Plattensandstein wenig nördlich Löfingen im Sandsteinbruch an der „Burg“ unter Rötschiefertonen und Wellendolomit in 6—7 m Dicke als feinkörnigen, tonigen z. T. hellfarbigen Sandstein, dessen Obergrenze durch Erosion

¹ E. Fraas, Erl. Blatt Mergentheim.

² Platz, 1869, S. 66; Hildebrand, 1924, S. 24.

³ Vergl. die Profile bei F. Schalch, Erl. Blatt Villingen, 1899, S. 26.

⁴ F. Schalch, Erl. Furtwangen, 1903, S. 24; Steinbruch am Ochsenberg nicht mehr offen.

stellenweise ausgefurcht erscheint¹. Der Mühlsandsteinbruch von Oberbränd bei Neustadt schließt mit Karneolsandsteinen ab, gibt also über etwaige höhere Schichten keinen Aufschluß (vergl. Prof. nach Schalch, Erl. Neustadt, S. 17). Nach der geologischen Aufnahme von Schalch kommen aber in der SO-Ecke von Blatt Neustadt, also bei Friedenweiler und Röthenbach, „dünn- und ebenplattige bis schieferige, feinkörnige, glimmerreiche Tonsandsteine“ vor, über denen in ganz unbedeutender Mächtigkeit weiche, kurzbrüchige Schiefertone“ (Erl. Blatt Neustadt, S. 20) folgen. Aufschlüsse sind hier keine vorhanden.

Aus dem obersten Wutachtal, von der Schattenmühle bei Göschweiler, gibt Spiegelhalter ein Profil vom Granit bis zum Wellenkalk (geröllfreier sm 5,13 m; Karneolhorizont 4,70 m; Gruppe der Plattensandsteine 7,65 m; ca. 5,50 m Röttone), in dem er eine Schichtfolge von glimmerreichen Sandsteinen, die von 0,40 m lockerem weißem Sandstein unterbrochen wird, zur „Gruppe der Plattensandsteine“ zusammenfaßt². Früher hatte schon Schalch ein Profil bei der Schattenmühle aufgenommen, das unter der Karneolschicht hauptsächlich weißen „Vogesensandstein“ angibt, aber auch darüber weißen bis fleischroten, harten, dickgeschichteten „Vogesensandstein“ (von unten 5,86 m Vogesensandstein, 2 m Karneolschicht, ca. 12 m Vogesensandstein) und ein weiteres etwas oberhalb vom Weg am Stallegger Hof nach der Wutachbrücke, das vom Gneis bis in den Wellenkalk führt (Gneis; 6,46 m „Vogesensandstein“, 2,40 m Karneolschicht, 10,09 m „Vogesensandstein“, 10,15 m Röttone und -mergelschiefer)³, das die Facies des harten, grünlich-weißen bis fleischroten „Vogesensandsteins“ neben grünlichweißem oder fleischrotem Kaolinsandstein ebenfalls über der Karneolschicht zeigt. Selbst beobachtete ich hier bei einer Übersichtsbegehung die Karneolschicht mehrfach in der bezeichnenden Ausbildung als violette, mürbe Sandlage bei der Schattenmühle an der Straße nach Reiselfingen, an der Glöcklenhalde und an der Straße von der Wutachbrücke zum Stallegger Hof, meist mit Knollen von teilweise kristallinem Dolomit und stellenweise reichlich Karneol; darüber an der Reiselfinger Straße festgebankten „Tigersandstein“, an der Glöcklenhalde harte, verkieselte helle Sand-

¹ F. Schalch, Erl. Donaueschingen, 1904, S. 10.

² Spiegelhalter, 1910, S. 765.

³ F. Schalch, 1873, Profil 1 und 2.

steine von grobem Korn; und auch darunter sehr grobe, teilweise verkieselte Sandsteine mit größeren Quarz- und vereinzelt Feldspatbrocken; an einer Stelle sah ich aber auch noch glimmerreichen plattigen Sandstein.

Südlich Bonndorf beginnt der Buntsandstein mit dem Karneolhorizont auf dem Granit (Sandgrube beim „Felsenkeller“ und Straßenböschung an der Abzweigung der Straße nach Brunnadern—Dillendorf) und fehlen richtige Plattensandsteine, oder werden „nur durch etwas sandige, glimmerreiche, dünn- und ebenschieferige Lagen an der Basis des Röt angedeutet, welcher ein oft kaum 1 m starkes Zwischenmittel zwischen den liegenden Sandsteinen von „so“ und dem darüberfolgenden Wellendolomit bildet“¹. Harte quarzitische, hellfarbige, sog. „wilde“ Sandsteine folgen allein über den Schichten des Karneolhorizontes, wie sie auch schon im oben erwähnten Steinbruch an der Burg nördlich Löffingen unter dem hier noch vorhandenen Plattensandstein (Erl. Donaueschingen, S. 10) oder an der Oberkante des Oberbränder Mühlsandsteinbruches (Erl. Neustadt, S. 17) sich zeigten. Statt Quarz kann auch Karneol als Bindemittel der Sandsteine auftreten. Starkes Zurücktreten des Quarzbindemittels erzeugt ferner fein-zuckerkörniges Gefüge (Oberegginger Tal); die Sandsteine können aber auch durch spärlichen weißen Kaolin gebunden sein. Ursprünglicher Dolomitreichtum gibt sich in der Tigerung durch Manganflecken kund.

Schalch hatte diese Sandsteine ursprünglich (1873) als mittleren Buntsandstein („Vogesensandstein“) aufgefaßt, später aber die Zugehörigkeit dieser „sm-Facies“ zum oberen Buntsandstein erkannt.

Von einer Mühlsteingrube im Schmitzinger Tal bei Waldshut gibt Schalch (1873, Profil 4) folgendes Profil: Über dem

¹ F. Schalch, Erl. Blatt Stühlingen, 1912, S. 19. Siehe das Profil des oberen Buntsandsteins bei Wellendingen von F. Schalch:

	a) 3—4 m roter Schieferton, sandig-glimmerig.
	b) 0,20 m Tonsandstein.
Röt	c) 1,70 m roter Schieferton.
	d) 0,80 m grüner Schieferton.
Karneol- horizont	e) 4—5 m weißer, quarzitischer Sandstein arkoseartig (Werkstein).
	f) Lockerer, buntfarbiger Sandstein mit Karneol und Dolomit, mit Quarzdrusen.
	(F. Schalch, 1907, S. 77.)

verwitterten Gneis 2 m sehr harter mittelkörniger, weißer Quarzsandstein mit Cu-Lasur und Malachit (Mühlsteine); 1,50 m Karneolschicht als blauer weicher Sandstein mit Karneol- und Dolomitausscheidungen; ca. 4 m weicher, rotgestreifter und violetter Tonsandstein mit Quarzdrusen; 0,20 m grünliche, mergelige weiche Sandsteinbank, 1,65 m rote Mergel mit einer festen, sich auskeilenden tonigen Sandsteinbank, insgesamt 9,35 m vom Gneis ab.

Über Tage sind unterhalb Schmitzingen dem Bach entlang zu sehen: feste Bänke von weißem Quarzsandstein teilweise karneolführend, mit einzelnen weichen rötlichen oder violetten Zwischenlagen, darüber weißer und violetter toniger Sandstein und mehrere Meter Röttone mit Sandsteineinschaltungen; der Gneis bleibt verborgen.

Das Profil der Tiefbohrung von Riethelm (links des Rheins bei Zurzach, S von Tiengen) liegt bei¹.

Am Ufer der Schlucht unterhalb Uehlingen beobachtete Schalch (1873, Profil 3) die Unterlagerung der Rötmergel unmittelbar durch weißen, zuckerkörnigen Quarzsandstein². Vom Tälchen hinter Dogern gibt Schalch (1873, S. 21) folgendes Profil: Über Gneis ein von Karneolschnüren und Quarzdrusen durchzogener harter, massiger Quarzsandstein, höher die Karneolschicht als weicher, blauer und violetter Sandstein mit Dolomit und Karneol und zu oberst die Rötmergel³; von ebenda Ray von unten nach oben: auf Gneis grobkörniger arkoseartiger Kalksandstein; roter eisenschüssiger Sandstein; rein weißer Sandstein, stellenweise mit Karneol an der Basis (keine Rötmergel?)⁴.

Im Tälchen von Dogern ist die Auflagerung des Buntsandsteins auf dem Gneis an mehreren Stellen zu sehen, u. a. an der Fahrstraße nach Birkingen über Granulit-Gneis: 1 m heller, mittelkörniger, sehr harter massiger Quarzsandstein, darüber knauerige Lagen (etwa 1 m) mit violetten mürben Zwischenlagen und grauen Dolomitknollen; darüber 3,50 m heller, teilweise grauvioletter deutlich gebankter Sandstein mit reichlichem,

¹ Ich verdanke es der Freundlichkeit der Herren Dr. Braun und Dr. Disler aus Basel, für die ich an dieser Stelle herzlich danke.

² Siehe Schumacher, 1928, S. 11.

³ Ziemlich übereinstimmend damit Brändlin, 1911, S. 60.

⁴ Ray, 1925, S. 15—16.

Detailprofil

1:100

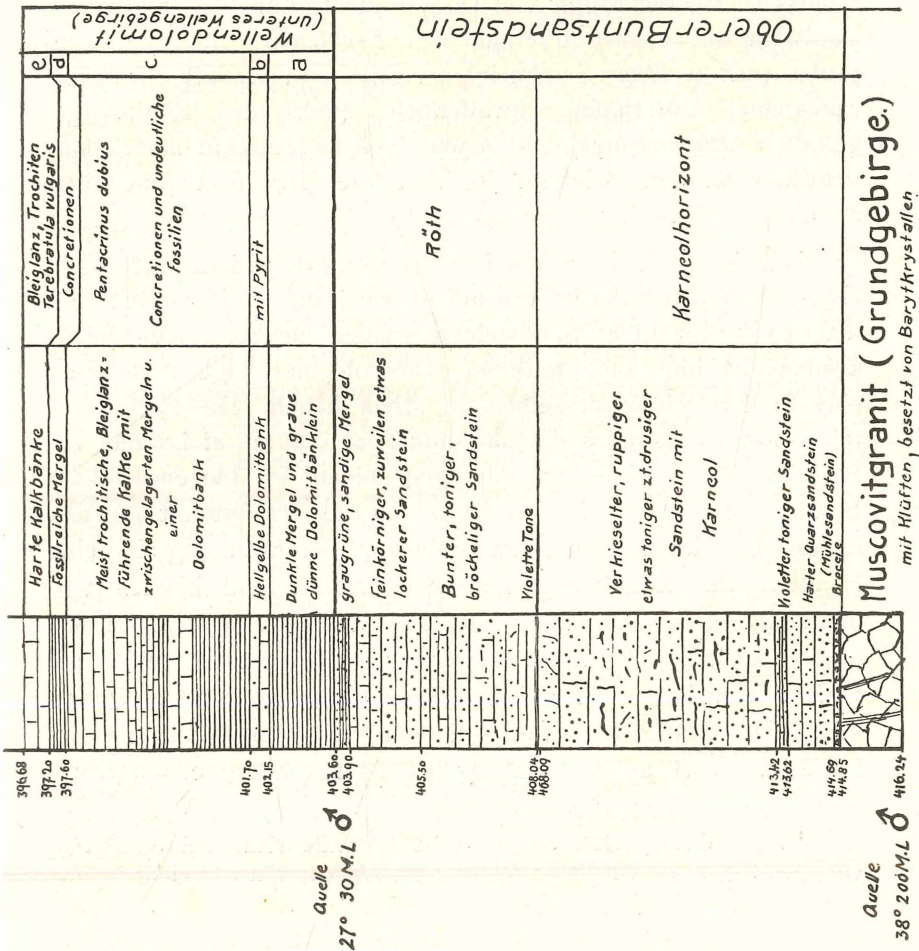
durch den untersten Teil der
Bohrung Zurzach I.

(L. Braun)

Daten der Bohrung:

Diluvium	0 — 5,7 m
Opalinustone	5,7 — 55 m
Lias	55 — 90 m
Keuper	90 — 205 m
Ob. Haupt-Muschelk.	205 — 272 m
Mittl. Muschelkalk	272 — 357,30 m
Unt. Muschelkalk	257,30 — 403,60 m
Buntsandstein	403,30 — 414,85 m
Granit	414,85 — 416,24 m
Meißelbohrung:	0 — 303,01 m
Kernbohrung:	303,01 — 416,24 m
3. Sept. 1913 bis 8. Jan. 1914 und 6. Juni	

bis 19. Juni 1914.



Quarzdrusen enthaltendem Karneol. Die Karneolschicht mit Dolomitknollen und Karneol ist weiter oben, kurz bevor die Straße den Bach überschreitet, etwa 6 m über dem Gneis zu sehen, eine Hohlkehle bildend unter dem gesimsartig vortretenden harten, quarzitischen, ziemlich grobkörnigen Sandstein mit zahlreichen Karneoleinschlüssen. Unmittelbar auf dem Gneis lagert auch hier eine verkieselte, nicht konglomeratische Sandsteinbank. Höher folgen über der harten, quarzitischen Bank bis zur Muschelkalkgrenze mehrere Meter sandig-mergelige Schichten des Röt. Nach einer im Gehängeschutt liegenden größeren Platte von 20 cm Dicke zu schließen, muß in diesen oberen Schichten auch eine Lage roten, glimmerreichen Plattensandsteins vorhanden sein. Ein Profil der Rötmergel ist am Waldweg Dogern—Birkingen erschlossen. Bei der Mühle von Dogern steht grauvioletter Karneol-sandstein an; ebenso oberhalb der Eschbacher Mühlsandstein-grube (mit weißem Sandstein)) weiße und violette Karneol-sandsteine. Unterhalb Schwaderloch (links des Rheins, gegenüber Albmündung) gibt nach Brändlin eine harte, karneolführende Sandsteinbank im Bette des Rheins Veranlassung zu einer kleinen Stromschnelle¹.

Die Reduktion des Plattensandsteins dürfte nicht als Anzeichen des Auskeilens aufzufassen sein. Wir werden vielmehr in den „wilden“ Sandsteinen, weißen zuckerkörnigen Quarzsandsteinen und auch teilweise Karneol- und Tigersandsteinen eine Stellvertretung desselben zu sehen haben. Die Facies des glimmerarmen, tonarmen Quarzsandsteins des sm steigt hier am Beckenrande in die obere Abteilung hinauf im Gegensatz zum Beckenzentrum, wo die „so-Facies“ in den Hauptbuntsandstein hinabsteigen kann. Kornverfeinerung und -vergrößerung sind eine Funktion der Entfernung vom Beckenrande und können von den Zeitgrenzen unabhängig sein. Die Stellvertretung scheint sich durch auskeilende Wechsellagerung vorzubereiten, wie sie Schälch zwischen quarzitischen Sandsteinen bzw. hellen Quarzsandsteinen und rotem tonig-glimmerigem Plattensandstein beobachtete, z. B. am Ochsenberg bei Vöhrenbach oder am Dorr-

¹ Brändlin, 1911, S. 59; weitere Profile siehe bei Schälch (1873, S. 25), z. B. Witznauer Mühle nach Aichen; von Detzeln.

acker beim Höchsten (bei Neustadt) in heute nicht mehr offenen Steinbrüchen¹.

Bei den Resten der Buntsandsteindecke zwischen Schlücht- und Wehratal sind wir in der Hauptsache auf die Beobachtungen von Schill (1866) und für den östlichen Teil auch von Schallch (1873) angewiesen, die gewiß sehr zuverlässig sind, aber schon sehr lange Zeit zurückliegen. Für einzelne Gebiete haben in neuerer Zeit Brändlin (1911), Suter (1924), Ray (1925) und Heusser (1926) Beiträge geliefert². Ich habe versucht, für die Zwecke dieser Arbeit die Lücke durch eine Anzahl von Begehungen, so weit es mir möglich war, auszufüllen und gebe hier eine gedrängte Übersicht des weiterhin dabei Beobachteten:

Der Buntsandstein tritt unter dem austreichenden Muschelkalk als dünne Tafel, die durch die Erosion in zahlreiche kleinere Reste zerschnitten ist, hervor. Landschaftlich macht sich die Tafel, wo sie in etwas größerer Ausdehnung freiliegt, wie z. B. zwischen Unteralpfen und Remetschwil, als schwache Schwelle über dem Grundgebirge bemerkbar. O des Albtales: Im Sandsteinbruch an der Stieg bei Unteralpfen beobachtete Schallch (1873, Profil 5) noch die Auflagerung des Sandsteins auf Granit: verwitterter, porphyrartiger Albgranit; 3,60 m Tigersandstein, weiß mit braunen, Mn-haltigen Flecken und eingelagerten, roten und grünen Tongallen; 0,45 m sandige bunte Mergel; 1,35 m weicher getigeter, brauchbarer Sandstein; 0,75 m bunte, sandige rote und grüne Mergel; 1,20 m harte dunkle violette Sandsteine und Mergel mit Karneolknauern (Karneolschicht)³. Als 1923 der Steinbruch vorübergehend offen war, waren entblößt: etwa 4 m weißer tonfreier, verkieselter Quarzsandstein in massigen Bänken bis zu 2 m Dicke, mit starker dunkler Fleckung; darüber etwa 1 m dunkler violetter mürber Sand; darüber rötlicher, ganz verkieselter Karneolsandstein mit Karneol als Bindemittel. Im Gewinn „Rotenstil“ sind sehr grobe, weiße, dünnplattige, kleinkonglomeratische, bis nußgroße Quarze enthaltende

¹ F. Schallch, Erl. Furtwangen, S. 24; Erl. Blatt Neustadt, 1903, S. 19.

² Eine eingehende Darstellung hat inzwischen der Buntsandstein der Gegend durch zwei Diss. erfahren: K. Obenauer, Zur Kenntnis der Trias zwischen Waldshut und dem Albtales; W. Schumacher, Geol. der Umgebung von Uehlingen i. Schw.; beide in Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. B., Bd. XXVIII, 1928.

³ Siehe auch das Profil von Schill, 1866, S. 48.

Sandsteine erschlossen; zwischen Ober- und Unterlupfen grau-violette sehr grobe Arkosensandsteine von groben bis konglomeratischen weißen Sandsteinen überlagert.

Weiter südlich, im Hohlweg über der Mühle von Birndorf beobachtete Schalch von unten nach oben (1873, S. 22):

Röt	{	rotgefärbte, schieferige, glimmerhaltige Mergel, oben mit einem harten, grünlichgrauen, sandigen Mergelbänkchen
Vogesensandstein und Karneolschicht	{	0,30 m harte, hellgraue grüne mittelkörnige Sandsteinbank
	{	0,55 m dunkle, schwarzviolette, unten hellgefärbte, sandige Mergel
	{	0,35 m weicher Kaolinsandstein
	{	ca. 1 m dunkelblauer schwarzer Mergel
	{	0,90 m massiger grau und hellblau gefärbter Sandstein mit Chalcedon und Quarzdrusen
	{	4,20 m massige Sandsteine, grau und blau gefleckt mit Karneol und Dolomit
	{	?
	{	Gneis.

Die Karneolschicht würde also hier die unmittelbare Unterlage der Rötmergel bilden. Der Aufschluß ist heute noch z. T. offen und zeigt weiße, quarzitisches violettgefleckte Sandsteine mit Karneol über mürben blaugrauen bunten Sanden mit zahlreichen Karneolknuern. Unter letzteren folgen nochmals feste, graue Sandsteinbänke (vielleicht 1,50 m). Zwischen ihnen und dem Granitporphyr, der verwittert am Wege ansteht, ist eine Unterbrechung von etwa 3 m. Am Osteingang von Birndorf steht 3—4 m rötlicher Karneolsandstein in dicken Bänken an der Straße an. Karneolschichten (mürbe, bunte oder schwarze Lagen mit einzelnen dolomitischen Knollen und Karneolsandsteinbrocken) waren auch am letzten Haus von Birndorf an der Straße nach Unterlupfen und beim Dorf Etzwilen (Ziegelei) zu sehen. Im Fluhhölzle bei Birndorf steht eine größere Felsplatte weißen, karneolführenden Sandsteins an.

Im Walde westlich Remetschwil und beim Waldhaus, sowie in der Schlucht von hier nach Bannholz (vergl. Profil 7 von Schalch, 1873) findet sich in Lesestücken und anstehenden Felsen weißer und roter Quarzsandstein, teilweise vollständig verkieselt, mittelkörnig, aber auch kleinkonglomeratisch bis konglomeratisch; in anscheinend höherem Niveau bei Bannholz Lese-

stücke von Karneolsandstein und schieferige tonige und plattige, etwas glimmerhaltige Sandsteine¹. Der Steinbruch am Kirchbuck S Berau, der nach Angabe der Bauern keinen weißen, sondern bräunlichen Sandstein lieferte, ist nicht mehr offen. Am Nordende von Berau an der Straße nach Brenden, unweit der Nikolauskapelle, ist die Grenze Röt gegen Wellendolomit am Fuße eines Muschelkalkrestberges („Bergäcker“) erschlossen. Am Kirchhof Riedern zeigt ein Anbruch einen hellen, mürben, getigerten Quarzsandstein in ganz geringer Höhe über einem Granitaufschluß, ebenso am Südrande des Großmoos N Berau ein Steinbruch einen weißlichen, meist unverkieselten, groben bis sehr groben Quarzsandstein. Die Granit-Gneis-Höhe des Berauer Berges zwischen Berau und Brenden ist mit zahlreichen Lesestücken von Karneolsandstein, worunter auch ganz grober bis kleinkonglomeratischer, und von feinkörnigem verkieseltem weißem Sandstein bedeckt; dieselbe Überstreuung mit Lesestücken von Karneolsandstein und mit weißem grobkörnigem Quarzsandstein, die hier offenbar eine schwache Decke über dem Granit bilden, finden wir zwischen Mettma und Schlücht im Walde von Seewangen und Igelsschlatt. Zwischen Schlücht und Steina zeigte ein aufgelassener kleiner Anbruch am Eichbühl (Straße Birkendorf—Bettmaringen) über weißem grobem Quarzsandstein eine violette bis graue Lage von tonigem Sandstein, in deren Hangendem aus dem Verwitterungsschutt nochmals Stücke von Bänkchen eines weißen Quarzsandsteins heraustreten.

Zwischen Alb- und Murgtal:

Im W von Görwihl haben wir dürftige Sandsteinreste auf Granit bei Gümetsmättle und in etwas höherer Lage im Walde „Tännlein“, wobei wir aber auf Lesestücke angewiesen sind. Aus der Karneolschicht ausgewitterte Karneole und -sandsteine in geringer Höhe über der Granitgrenze sind häufig, daneben die weißen Quarzsandsteine, bei denen Mn-Fleckung und löcherige Beschaffenheit² ursprünglichen Dolomitgehalt anzeigt. Arkosesandsteine scheinen darunter häufiger als sonst. Bei den ebenfalls den Granit bedeckenden Sandsteinresten

¹ In Sandgrube SW Nöggenschwil über Granitporphyr mit fast horizontaler Abtragungsfläche grobkörniger, horizontal geschichteter Sandstein mit Lagen von bis faustgroßen (!) glasigen Quarzen (Schumacher, a. a. O., S. 9).

² Soweit Löcher nicht ursprünglich mit Tongallen ausgefüllt.

von Nieder- und Oberwihl finden sich die gleichen Lesestücke. Nur sah ich in Übergängen zu konglomeratischer Ausbildung ausschließlich Quarzstückchen. Am SW-Rande von Niederwihl traf ich mürbe, violette, teilweise auch braun gefärbte Sandlagen angeschnitten, am N-Rande in gleicher Höhenlage im Verwitterungsschutt die Grenze von Granit gegen Buntsandstein. (Über dem Granit eine schwarze Sandlage, darüber dunkelroter Sand mit einzelnen festeren Brocken.) Beim „h“ von Oberwihl (Karte 1 : 25 000) am NW-Ende des Dorfes sieht man im Bette des „Seltenwuhrs“ eine Karneolbank mit weißem Karneol anstehen¹.

Suter schildert (1924, S. 101—102) die Auflagerungsfläche des Sandsteins auf dem Granit des Niederwihler Hochplateaus als „ziemlich gewellt; Höhenunterschiede von ± 20 m sind nicht selten und müssen unbedingt schon vor der Ablagerung des Sandsteins bestanden haben“².

Die südwestliche Fortsetzung der Nieder-Oberwihler Sandsteintafel ist an der Hottinger Verwerfung um etwa 100 m abgesunken und daher zwischen Hänner und Hottingen noch in größerer Ausdehnung und Dicke erhalten. Nördlich von Hänner, im Tannenmättle und Bühlmoos ist in einigen Einschnitten der Waldwege die Gneis-Sandsteingrenze, allerdings mit Unterbrechungen, zu sehen. Mürbe, violette und graue Sandlagen mit zahlreichen Karneolen, von weichen, weißen Sandsteinen überlagert, erscheinen in geringer Höhe (höchstens $1\frac{1}{2}$ m) über der Gneisgrenze; starkverkieselte quarzitische graue und rote Sandsteine in der Nähe dieser Gesteinsgrenze.

Nördlich des Dorfes, neben der Straße nach Hottingen am Mösele, findet sich in Lesestücken feinkörniger, dünnplattiger, glimmerreicher Sandstein; am Waldrande rote Tonlagen (Rötone?). Westlich der Straße nach Hottingen sind am Waldrande mürbe, violette, etwas knollige Sandlagen angeschnitten, im Walde selbst in einem Steinbruch mehrere feste Sandsteinbänke, darüber eine auskeilende violette Schiefer-tonlage, darüber wieder mehrere feste Bänke eines glimmerfreien, mäßig groben,

¹ Über die mutmaßliche Schichtfolge siehe Obenauer, a. a. O., Seite 6—7.

² Siehe auch Ray, 1925, S. 15; bes. aber Obenauer über unebenes Relief der Granitobergrenze hier und im Tal von Dogern (a. a. O., Seite 5).

manchmal diagonal gebankten weißen Quarzsandsteins, mit einer dunkelroten Schiefertonlage abschließend, erschlossen. Die meisten der älteren Steinbrüche im „Sand“ sind leider verfallen oder eingedeckt.

An der Oberkante der alten, jetzt verwachsenen „Sandgrube“ (offenbar in Gneisgrus) an der Straße nach Hottingen findet man Karneolbruchstücke mit Gneisgrus gemischt. Unweit davon, beim alten Steinbruch, lagert eine mürbe, violett-graue Lage mit Karneol über einem glimmerfreien, mäßig groben, weissem Quarzsandsteinbänkchen. An der neuen Hottinger Straße, westlich des Weihermoosmättle, ist an der Randböschung und im Straßengraben die Karneolschicht in ihrer charakteristischen Ausbildung als mürbe, Mn-reiche Sandlage mit ungewöhnlich zahlreichen großen Karneolstücken von bizarrer Form vorzüglich aufgeschlossen. Sie ist von vielleicht 2 m Höhe über den letzten Gneislesestücken an festzustellen. Eine mürbe, violette Lage ohne Karneol etwa 200 m weiter könnte eine zweite höhere ursprünglich dolomitische Lage darstellen.

Zwischen Murgtal und Wehrtal:

Kleinere Reste sind noch östlich Rickenbach und bei Bergalingen erhalten, eine größere Platte bei Wieladingen und Egg. Im Gewann Schaffelt bei Rickenbach liegen auf den Äckern Blöcke von starkverkieselten, manchmal quarzitischen, dabei aber doch Kaolinkörnchen führenden hellen, löcherigen Sandsteinen, die zur kleinkonglomeratischen Ausbildung übergehen können mit vorherrschenden, bis nußgroßen hellen und rötlichen Quarzen, einzelnen dunklen Schiefen und ganz vereinzelt weißen, eckigen, fast kaolinisierten Feldspatbröckchen, aber merkwürdigerweise keinem Gneisgeschiebe, obwohl der Gneis den Untergrund bildet. Die Löcher zeigen Mn-Auskleidung und Reste ursprünglicher Sandfüllung, enthielten also wohl ursprünglich dolomitische Konkretionen. Am Fehrenbühl entblößt ein Waldwegeinschnitt die Gneis-Sandsteingrenze. Unmittelbar über Gneis folgt eine Lage kleinkonglomeratischen Sandsteins (etwa 30 bis 40 cm) mit bis nußgroßen, kantenrunden, aber sonst unregelmäßig geformten Quarzbrocken und mehreren dunklen Geschieben, wahrscheinlich kulmischen Tonschiefen. Von Gneisstücken sammelte ich ganz wenige flache Scherben, selbst unmittelbar über der Grenze, außerdem ein nußgroßes granitisches Ge-

schiebe. In geringer Höhe über der Oberkante dieses Weges findet man auf dem Waldboden ausgewitterte Karneolstückchen.

Nördlich Bergalingen ist im Kirchgrubenholz außer Sandsteinlesestücken nichts zu sehen; dagegen sind im Gehölz westlich davon bei P. 859 noch Sandsteinbrüche z. T. offen in einem weißen, einzelne Kaolinkörnchen, aber nur sporadisch nußgroße Milchquarzgerölle führenden Quarzsandstein. Hohlräume (von herausgefallenen dolomitischen Konkretionen) sind häufig.

Auf der Höhe 805,9 nördlich Jungholz liegen außer Sandsteinlesestückchen zahlreiche Karneole. Unmittelbar über den Häusern von Jungholz (etwa „o“ von Jungholz auf Karte 1 : 25 000) zeigte ein Schurf (Höhenlage 780 m) folgende Schichten:

Zu oberst, nur teilweise sichtbar festere Bank eines groben rötlichen Sandsteins.

80 cm buntfarbige, vorherrschend violette Sandlage mit grauen Bändern.

60 cm feste Bank von Tigersandstein.

Etwa 70 cm mürber Tigersandstein mit spärlichen erbsengroßen Quarzen, nicht konglomeratisch.

Verwitterter Granit, durch große Feldspateinsprenglinge gut als solcher kenntlich.

Die Oberkante des völlig verwachsenen Sandsteinbruches nördlich davon liegt bei 795 m. Der Sandstein dürfte also hier das Hangende der angegebenen Schichtenfolge gebildet haben.

Im Walde zwischen Egg und Rippolingen zeigte im Gewinn Rätzenmoos ein schwach ansteigender Wegeinschnitt diese Schichtenfolge: weißer Tigersandstein, verkieselt; nach etwa 70 m horizontal Karneolsandsteinbrocken, dann etwa 50 m von Höhe 707 entfernt bunte, violett-graue mürbe Schichten; höher immer wieder heller Quarzsandstein, häufig mit den bezeichnenden kugligen Löchern und mit Mn-Anreicherungen; rötliche Sandsteine sind nicht so häufig. Kleinkonglomeratische Ausbildung kommt gelegentlich, aber nicht nur unten, sondern auch höher vor. Im Kellerwald folgt im Gehängeschutt eines Wegrandes über dem Gneis weißer, sehr grober Quarzsandstein mit spärlichen gutgerundeten Quarzgeröllchen, aber nicht konglomeratisch, und mit weißem Karneol, dessen Stücke zahlreich den Weg bedecken.

Schweikhof und Wieladingen stehen auf einer Sandsteinplatte. In Anbrüchen bei Schweikhof, im Beuggenwald und bei Egg und in zahlreichen Lesestücken erscheint zuckerkörniger heller Quarzsandstein. Ein durchgehendes Profil konnte ich leider nicht gewinnen. Am Waldrande NW der Kapelle Bühl kommt eine bunte, violett-graue Schicht, der Karneolschicht gleichend, zum Vorschein¹.

Als normale Schichtfolge ergibt sich somit für den Buntsandstein des Gebietes etwa diese: Auf Granit oder Gneis geringmächtiger grober Sandstein mit schwacher Geröllführung (oberstes Hauptkonglomerat oder geröllarme Sandsteine darüber?); darüber weiße, quarzitische Sandsteinbänke, stellenweise mit Karneol (Beginn des Karneolhorizontes, bei Waldshut hart verkieselter Mühlsandstein); darüber weiche tonigsandige Karneolschicht und weiße Quarzsandsteine (bei Waldshut—Stühlingen harte Karneolsandsteine); darüber glimmerführender, roter und violetter Tonsandstein und Rötmergel. Nach SO transgrediert der Karneolhorizont auf Grundgebirge, wobei er durch Entwicklung von Karneolsandsteinbänken außer der eigentlichen tonigen Schicht mehr und mehr anschwillt auf Kosten des im SO schließlich ganz verschwindenden Plattensandsteins.

Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir als etwaige Linie, von der ab südöstlich der Karneolhorizont unmittelbar auf Grundgebirge oder Rotliegendem aufliegt, die Linie Bonndorf, Brenden, Birndorf, Hänner, Egg, südlich am Obermumpf vorbei nach Zeiningen und Maispach annehmen². Ob diese Linie sich mit der Südgrenze des Hauptbuntsandsteins deckt, hängt davon ab, ob man die geröllfreien bzw. -armen Schichten zwischen Hauptkonglomerat und Karneolhorizont zum mittleren oder oberen Buntsandstein stellt. Die Zurechnung zum sm scheint mir nicht völlig gesichert, namentlich im Hinblick auf die gelegentliche Karneolführung, die schon weit nördlich sich bemerkbar macht, z. B. im Steinbruch N Thannheim. Die Zuteilung zum „so“ würde die Südgrenze des „sm“ um einige Kilometer nach NW parallel verschieben³.

¹ Siehe auch die Beschreibung der Aufschlüsse bei Sch al ch, 1873, S. 1—26.

² Vergl. Disler, 1914, S. 27.

³ Sch al ch gibt in seinem Profil des Steinbruchs von Unterzindelstein im Bregtal hellfarbigen, quarzitischen Sandstein innerhalb des „Kar-

Den oberen Buntsandstein des Dinkelberges gliedert Brombach (1903, S. 480) folgendermaßen:

so 38 m	{	Helle bröcklige, dolomitische Mergel	5 m
		Roter Ton	4 m
		Plattiger glimmerreicher Tonsandstein	15 m
		Chirotheriensandstein	2 m
		Mittelkörniger Sandstein	7 m
		Karneolhorizont mit Kieselsandsteinen	5 m
sm 13 m	{	Liegendes: dickbankige grobkörnige Quarzsand- sandsteine mit Diagonalschichtung	12 m
		Basalkonglomerat	1 m
		Rotliegendes	

Sehr geeignet zum Studium des untersten Teiles der Schichtenfolge ist der südliche Steinbruch vom Nettenberg bei Degerfelden, von dem Brombach und auch Disler Profile aufgenommen haben¹. Disler gliedert dieses Profil von unten nach oben: diagonalschichtige Sandsteine (14,6 m), Karneolhorizont 6,3 m und Beginn des Röth 1,6 m.

Die gesamte Schichtenfolge im Rheintal bei Rheinfeldern gestaltet sich nach Disler dann, wie folgt:

Oberes Röth oder Röth im engeren Sinn	ca. 7 m
Unteres Röth oder Plattensandstein	ca. 16 m
Karneolhorizont	bis 9 m
Summe ca. 32 m	

Liegendes: diagonalschichtige Sandsteine . . . gegen 14 m
Hauptkonglomerat bis $\frac{1}{2}$ m²

Am Südrande des Dinkelberges finden wir demnach die Facies der Plattensandsteine noch gut entwickelt. Die grauen Sandsteine der unteren Abteilung führen bei Rheinfeldern allerdings nur z. T. Glimmer, die obere Hälfte (etwa 7 m) ist meist reintonig, stellenweise aber auch sandsteinig ausgebildet (Disler,

neolhorizontes“ an (1907, S. 74); ebenso hat Disler bei Rheinfeldern „harte, gebankte, helle Sandsteinbänke“ über den „knorrigen massigen Sandsteinen“, die Karneol führen, noch zum Karneolhorizont gezogen (1914, S. 30).

¹ Profil nach Brombach in 1903, S. 440; nach Disler, 1914, S. 24—25.

² Näheres über die Gliederung des Röths im Rheintale bei Rheinfeldern siehe Disler, 1914, S. 31.

1914, S. 30). Wenn wir von örtlichen Abänderungen z. B. in der Art der Ausbildung des Karneolhorizontes oder der diagonal-schichtigen Sandsteine absehen, so entspricht der obere Buntsandstein des Dinkelberges etwa dem der Völlinger Gegend. Diese Tatsache bringt uns deutlich zum Bewußtsein, daß der Beckenrand auch im oberen Buntsandstein SW bis NO orientiert war.

Der obere Buntsandstein des südöstl. Schwarzwaldes beweist seinen Charakter als randnahe Ablagerung durch folgendes: a) durch Transgression über die tieferen Schichten; b) durch Vorherrschen des groben bis sehr groben Korns; c) durch das Hinaufgreifen der tonarmen und glimmerfreien kieseligen „sm-Facies“ in den oberen Buntsandstein, d. h. der gröberen randnahen Ausbildung, der gegenüber der Plattensandstein die feinere, randfernere Ablagerung darstellt; d) durch Untergrundbeimengungen in Gestalt von Feldspat- und Quarzbrocken, wie sie schon von Schill und Schalch festgestellt wurde. Es muß aber nachdrücklich betont werden, daß es sich dabei nicht nur um örtliche Aufarbeitung des Untergrundes nach Art eines Transgressionskonglomerates handelt, denn Untergrundsbeimengungen können an der Basis ganz fehlen oder, wo sie vorhanden sind, ortsfremde Bestandteile enthalten. Die Beimengung der Granit- oder Gneiskomponenten, worunter solcher, bei denen der Ursprung aus dem südlichen Schwarzwald sehr wahrscheinlich ist, kann sich durch den kurzen Transportweg erklären. Von einer Abrasion durch die Brandung eines vorigen Meeres kann keine Rede sein. Die Auflagerungsfläche des oberen Buntsandsteins im südlichen Schwarzwald ist keine marine Abrasionsfläche¹.

¹ Schalch hat (Erl. Blatt Stühlingen, 1912, S. 19 und 20) Arkosen an der Basis besonders von den Sandgruben in Wellendingen angegeben, die Beimengung von großen Quarzen aus dem Untergrunde von der Sandgrube bei Bettmaringen. Ich fand in Wellendingen (Grube bei Felsenkeller und neuer Wegeinschnitt; Grube am Friedhof eingeebnet) die Feldspatbeimengung nicht sehr bedeutend, und auch in der leider fast verfallenen Grube von Bettmaringen findet man i. a. den gewöhnlichen fein- bis mittelkörnigen Quarzsandstein und Breschen aus eckigen Quarzkörnern, sowie die Beimengung eckiger Feldspatkörner nur vereinzelt. Auf dem benachbarten Acker kann man die eckigen, schwach kantengerundeten, bis 5 cm langen Quarze in größerer Anzahl als Lesestücke sammeln. Schalch stellt (1873, S. 12) fest, daß der manchmal noch ganz

Ob das besonders reichliche Vorkommen von Karneol, der nicht nur in Brocken die eigentliche Karneolschicht erfüllt, sondern auch als Bindemittel in den Karneolsandsteinen auftritt, mit der Nähe des Beckenrandes in Beziehung steht, lasse ich dahingestellt.

Die von Ray (1925, S. 16) neuerdings behauptete Transgression der Schichten von Dogern aus in nordwestlicher Richtung gegen Unteralpfen kann ich nicht annehmen. Sie scheint mir auf einer Gleichsetzung von Sandsteineinlagen ganz verschiedenen stratigraphischen Niveaus zu beruhen, von denen die eine bei Dogern im Karneolhorizont, die andere dagegen bei Unteralpfen unter dem Karneolhorizont liegt. Merkwürdigerweise hatte schon Schill eine Transgression der Karneolschichten über die tieferen Sandsteinschichten auf der gleichen Strecke und in gleicher Richtung behauptet, die indes schon Schalch abgelehnt hat, da er sie in den Tatsachen nicht hinreichend begründet fand¹.

Im Gegensatz zu der tieferen Stufe des „so“ scheinen die Röttone am SO-Rande des Schwarzwaldes keine ausgesprochene Randfacies zu entwickeln. Im Bohrprofil von Rietheim zeigen sie zwar eine auffallend sandige Ausbildung.

Mächtigkeit des rechtsrheinischen oberen Buntsandsteins:

Im südlichsten Schwarzwalde ist sie mangels guter Profile nicht immer leicht anzugeben. Im Transgressionsbereich des „so“ stellt sie die Gesamtmächtigkeit der Formation dar. Sie schrumpft hier auf eine Schichtenreihe von wenigen Meter zusammen (bei Stühlingen von 6—9 m oder manchmal auch nur die Hälfte, im Schleithimer Bohrloch am Randenuße von 11,7 m einschließlich der Röttone, in der Bohrung von Rietheim 11,09 m, siehe oben, S. 319). Die Röttone bilden bei Stühlingen (Erl. S. 22) ein nur 1—3 m mächtiges Zwischenmittel unter dem Wellendolomit. Im Tälchen von Dogern schätzt Strübin (1911, S. 60) die Gesamt-

unveränderte Feldspat mit demjenigen des Albgranites übereinstimmen kann, und daß die z. T. deutliche Dihexaederform der Quarze den Ursprung aus Granitporphyrgängen bekundet (1912, S. 20). Vergl. auch Schumacher, 1928, S. 9 und 10 (Arkosesandstein mit Trümmern des liegenden Granites und hellen Quarzen). Das Bohrprofil von Zurzach I zeigt an der Basis eine Bresche von 0,16 m (siehe oben, S. 319).

¹ Schill, 1866, S. 48; Schalch, 1873, S. 16.

mächtigkeit auf etwa 20 m und gibt sie Obenauer (1928, S. 31) zu 23,67 m an. Der von Ray für Steinbach—Etzwil angegebene Wert von 55 m ist zu hoch. Die Unsicherheit der Untergrenze macht nach N zu auf größere Strecke die genaue Abschätzung der Mächtigkeit fast unmöglich. Wir können eigentlich nur die Schichten von Karneolhorizont einschließlich vergleichen. Spiegelhalters Profil von der Schattenmühle (1910, S. 755) ergibt 17,85 m; Schallchs Profil von der Wutachbrücke unterhalb des Stallegger Hofes (1873, Profil I) 22,64 m. Bei Löffingen würden wir, wenn wir den Karneolhorizont mit 5,50 m interpolieren, 17,25 m erhalten (Erl. Donaueschingen, S. 10—11). Die Bohrung in der Bärenbrauerei Schwenningen (Württemberg) ergab nach der Deutung von Geheimrat Prof. Dr. Deecke 3 m Röttone, 11,50 m Plattensandstein, 12,50 m glitzernden Kiesel-sandstein (geröllfreie Sandsteine), darunter Hauptkonglomerat¹.

In der Rottweiler Bohrung erreichte der obere Buntsandstein über dem Hauptkonglomerat insgesamt 43 m².

In der Tiefbohrung Oberndorf a. N. beträgt die Mächtigkeit des „so“ 38,2 m, in derjenigen von Sulz a. N. (Plattensand-

¹ Profil der Bohrung: unter Tag 202—205 m Rötton; 205—216,5 m roter Plattensandstein; 216,5—229 m glitzernder Kiesel-sandstein; 229 bis 235 m dunklere Farbe, Konglomerat; 235—241,40 m Sandstein; darunter Gneis, Buntsandstein insgesamt 39,40 m. Herr Geheimrat Deecke ist damit einverstanden, daß die Sandsteine unter dem Konglomerat noch als zum oberen Geröllhorizont gehörig betrachtet werden. Für die Überlassung des Profils bin ich Herrn Geheimrat Deecke zu Dank verbunden.

² Profil der Bohrung unter Tag:

114—124 m oberer Buntsandstein	} oberer Buntsandstein	43 m
124—157 m teils hellfarbige, teils rote Sandsteine		
157—165 m Konglomerate	} Hauptkonglomerat	36 m
165—180 m Sandstein sehr hart		
180—193 m Konglomerat bes. weiße Quarze	} mittlerer Buntsandstein	25 m
193—215 m verschiedenfarbige Sandsteine (bei 209 m mit kalkhaltigen Konkretionen)		
215—218 m desgl.		
218—245 m verschiedenfarbige rötliche Sande und tonige Sande	} mittlerer Buntsandstein?	27 m
245—248 m in Sandstein: Karneoldolomit = Rotliegendes		
264,3 m reichlich Gneisgeschiebe = Rotliegendes, dann Bohrung eingestellt, Buntsandstein insgesamt 131 m.		

Herrn Prof. Dr. Wepfer-Stuttgart bin ich für die Mitteilung des Bohrprofiles zu Dank verbunden.

stein + rote Gipsmergel) 37 m; von Dettingen diejenige des Plattensandsteins 39 m (A. Schmidt, 1912, S. 72).

Am Mauracher Berg bei Denzlingen errechnet Wilser (1924, S. 318) die Mächtigkeit des oberen Buntsandsteins auf etwa 45 m.

Auf der Linie Emmendingen—Alpirsbach, sofern über das kristalline Gebiet hinweg eine Interpolation gestattet ist, ist mit 45—50 m eine gewisse Konstanz erreicht. Das Dinkelberggebiet scheint sich mit 32 m in der Gesamtmächtigkeit wieder der Gegend zwischen Villingen und Schramberg anzuschließen, wenn auch das Mächtigkeitsverhältnis von so_1 und so_2 etwas abweicht. Nördlich der Wiese sollen nach Wilser (1914, S. 508) schon 50 m gewonnen sein.

Von der genannten Linie ab behauptet der Plattensandstein — abgesehen von örtlichen Schwankungen, wie südlich Lahr, wo nach Eck (1884, S. 96) die obere Sandsteinstufe auf 70 m steigen soll — eine auffallend gleichmäßige Dicke von etwa 35 bis 40 m bis Mosbach und Neckargemünd. Die Röttone aber beginnen, nachdem sie bis dahin 3—4 m eingehalten — Dinkelberg ca. 7 m! —, bei Pforzheim¹ mit etwa 7 m zu wachsen, erreichen im Erlenbacher und Ingelfinger Bohrloch rund 25 m ebenso wie bei Mosbach, wodurch die Gesamtmächtigkeit des „so“ hier auf 60—70 m steigt. Im Umpfertal bei Schwaigern stellte Platz für das Röt 32 m fest, ähnlich bei Hochhausen (wenigstens 100') an der Tauber. Damit stimmt die Angabe von Marx für das Röt von Schwaigern (30 m) überein. Bei Wertheim beträgt nach Hildebrand das Röt 20 m und schwillt der gesamte obere Buntsandstein, namentlich durch die tonigen Einschaltungen zwischen den Plattensandsteinen, auf 80 m an. Eine Verkümmern der Röttone, verbunden mit Versandung, stellt Sauer südlich Heidelberg fest, ebenso örtliche Reduktion durch Erosionsfurchen, die mit Wellendolomit erfüllt sind, Schnarrenberger im südwestlichen Kraichgau.

Falls die geröllfreien Sandsteine über dem oberen Geröllhorizont noch zum „so“ gezählt werden, erhöht sich die Gesamtmächtigkeit bei Neustadt um etwa 5 m, bei Villingen—Königsfeld—Triberg um etwa 20 m, im württembergischen Schwarzwald um etwa 5—10 m.

¹ F. Röhrer, 1914, S. 16: 6,45 m.

Im hessischen Odenwald beträgt die Mächtigkeit der Schichten zwischen Karneolhorizont und unterer Rötgrenze im Gebiete der Kartenblätter Michelstadt und Erbach 70 m, wozu dann noch 30 m Zwischenschichten kommen. Hoppe sieht diese Mächtigkeitssteigerung indes auch für den hessischen Odenwald als örtlich bedingte und beschränkte Ausnahme an¹.

b) Oberer Buntsandstein links des Rheins.

Dieser zeigt einen überraschend einheitlichen Aufbau:

Hangendes: Muschelsandstein, Tonige Grenzzone gegen Muschelkalk (Grenzletten nach Weiß).

Voltziensandstein

Zwischenschichten	{	obere oder geröllarme, untere, geröllführende (Zwischenschichtenkonglomerat)
-------------------	---	--

Dolomit-(Karneol)schicht².

Vom rechtsrheinischen unterscheidet ihn die hervorragende Bedeutung, die links des Rheins die Zwischenschichten gewinnen, und das Auftreten geröllreicher Schichten in diesen, die sogar konglomeratisch werden können (Zwischenschichtenkonglomerat). Nach dem Vorgange von Lepsius hat Benecke die Schichten zwischen Hauptkonglomerat und Voltziensandstein unter der Bezeichnung als Zwischenschichten abgetrennt³. Entscheidend für die Abtrennung der Schichtengruppe war für ihn die Tatsache, daß „wo immer im Elsaß die oberen Konglomerate zu beobachten sind“, „auf dieselben nicht unmittelbar die tonige Schichtenreihe des Voltziensandsteins“ folgt, sondern sich noch Bänke einschieben, „die in ihrer petrographischen Entwicklung eine Zwischenstellung zwischen Vogesensandstein und Voltziensandstein einnehmen“ (1877, S. 557). Als Kennzeichen nennt Benecke den bunten Wechsel von grobem und feinem Korn; von tonigen Schichten mit solchen mit vielen Quarzgeröllen, Reichtum an Glimmer, Auftreten von Dolomit und Kar-

¹ Kemm (Erl. S. 34); Hildebrand (1924, S. 25); Hoppe, 1925, S. 96.

² Siehe die Übersichten bei Schumacher, Aufnahmebericht Blatt Lützelstein, 1898; Schumacher, 1907; van Werveke, 1906. Bezeichnungen „Voltziensandstein“ und „Muschelsandstein“ stammen von Chr. E. Weiss (Staesche, 1927, S. 41).

³ 1877, S. 742: Einen „Zwischensandstein“ als Übergangszone von Vogesen- zu Voltziensandstein hatte schon Weiss auf seiner Gliederungstabelle 1869 aufgeführt (Staesche, 1927, S. 41).

neol, von braungefleckten Brockelbänken mit Hohlräumen, deren braune Flecken als Lösungsrückstände dolomitischer, im Sandstein sitzender Knollen zu betrachten sind, und von festen Kiesel sandsteinen, die beim Verwittern zu losem Sande verfallen; dann die auffallende Häufigkeit violetter Färbung, endlich das häufige Vorkommen von Resten von Fischen und Sauriern. „Selten erreichen die einzelnen Bänke mehr als 0,30 m Mächtigkeit, meist bleiben sie dünner und unterscheiden sich leicht von den dicken, gleichartigen Tonsandsteinen des Voltziensandsteins“ (ebenda). Als Bausandstein sind daher die Zwischenschichten i. a. weniger gut geeignet, an der Saar kommen aber auch dickere Werkbänke vor.

Von anderen geologischen Autoren werden ebenfalls der Wechsel des petrographischen Charakters der Schichten, die tiefbraunrote oder schmutzig-violette Färbung oder die Farbenkontraste als wesentlich hervorgehoben. Der Umschlag der Farben vom Ziegelrot der „sm“-Sandsteine zum intensiven Violett oder Rot zeigt den Beginn an. Spuren jetziger und ehemaliger Dolomitführung in Gestalt von Dolomitknollen oder -lagen, kugeligen Konkretionen, von Poren und Löchern¹, die mit schwarzer erdiger Masse ausgekleidet sind und dem Gestein ein zerfressenes Aussehen geben, sind allgemein. Die Löcher zeigen i. a. unregelmäßige Form; es sind aber auch regelmäßige Umgrenzungen beobachtet, die an Durchschnitte von Skalenoëdern erinnern. Das fleckige Aussehen scheint durch diffuse Verteilung des dolomitischen Bindemittels und dann seiner Auslaugungsrückstände bedingt. Kreuzschichtung ist herrschend. Die Größe der Sandkörner beträgt in den Nordvogesen meist $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{2}$ mm, kann aber auf 1—2 mm wachsen.

Die Karneolbank, auf Blatt Speyer zu 1 m, auf Blatt Zweibrücken zu 0,5—2 m Dicke angegeben, ist in der Pfalz typisch ausgebildet als tiefrote, bläuliche Schicht von mürbem Sandstein oder lettigen Sanden mit Dolomitknollen, rötlichen, aber auch weißlichen Karneolausscheidungen und Mn-Butzen. Sie führt Gerölle, einzeln oder zu Schmitzchen angereichert, worunter neben Milchquarzen grobkörnige Quarzite mit einer grünen Patina, von denen die Erl. zu Blatt Speyer vermuten, daß sie aus dem Hauptkonglomerat und den Trippstadtschichten auf-

¹ Kugelsandstein in den untersten Zwischenschichten bei Pfalzburg (van Werveke, Übersichtsprofil, 1906, S. 146—147).

gewühlt seien. Auch hier erscheint, wie auch sonst, der Karneol vorherrschend an die Lettenfacies gebunden. Mit den Karneolletten erscheinen hier zum ersten Male wieder weißer Glimmer in größerer Menge, größere Quarze und frische Feldspatfragmente, die auf eine Aufarbeitung von granitischem Verwitterungsschutt schließen lassen. Feldspat führen auch nebenbei bemerkt Zwischenschichtensandsteine in verschiedenem Niveau. Neben Karneol finden sich auch stark verkieselte Sandsteinbrocken und kieselig verbundene Gerölle.

Die Verbreitung des Karneols hält nach O. Reis auf Blatt Zweibrücken eine bestimmte nördliche Zone ein, welche durch die Linie Ober-Würzbach, Zweibrücken, Wallhalben, Stein-alben, Geiselberg nach Süden zu ungefähr begrenzt wird. Durch die Linie Landstuhl—Geiselberg wird aber die Karneolverbreitung nach O abgeschnitten. Die Dolomitbrocken „mit verhältnismäßig großem Kristallkorn“ halten eine schmale Zone südlich von der Karneolzone ein und sind bis in die Nähe von Waldfischbach beobachtet. Nach S wird die Karneolschicht einschlußarm. So besteht sie in der Gegend von Pirmasens nur aus 1 bis 2 m violett-roten, sehr tonigen, stark glimmerführenden Sandschiefern vom Charakter des „so“. Auch im nördlichen Teil des Unterelsasses fehlt nach van Werveke (1906, Anmerkung S. 151) Karneol meist oder kommt nur in ganz untergeordneter Weise vor. Eine zweite karneolführende Zone ist aber weiter südlich vorhanden, die nach Schumacher bei Pfalzburg beginnt und besonders bei Dagsburg gut entwickelt ist. Wir haben also eine mittlere karneolfreie Zone, die von zwei karneolführenden eingeschlossen ist.

Auf Blatt Donnersberg, wo der obere Buntsandstein in den am Rheintalrande abgebrochenen Schollen eine geringe Verbreitung besitzt, sollen nach O. Reis die „Karneolletten mit Dolomitausscheidungen“, die im W bei Heltersberg und Schmalenberg (SO Trippstadt) „noch ziemlich gut entwickelt sind“, zwischen der Felszone des „sm“ und dem Karneolkonglomerat fehlen; man müßte denn annehmen, daß sie durch die Erosion der Gewässer des Karneolkonglomerates nachträglich weggespült worden seien, das nach O. Reis in den verschiedensten Aufschlüssen des Alt-Leininger Tales in die obersten Dünnschich-

ten des Hauptbuntsandsteins unregelmäßig tief eingenaagt ist. Die Felszone des „sm“ soll hier nicht entwickelt sein¹.

Geringere Mächtigkeit der Karneoldolomitstufe scheint mit Verstärkung der Geröllführung häufiger Hand in Hand zu gehen, wie das Beispiel von Pirmasens und andere an der Saar² zeigen. Auch dabei könnte Einnagung der Geröllzonen in den Untergrund im Spiele sein.

L e p s i u s bezeichnet für die Vogesen die Karneolbank als eine überall verbreitete und durchgehende Zone; auch v a n W e r v e k e beginnt sein Durchschnittsprofil, das für die weitere Umgebung von Pfalzburg und auch noch den pfälzischen Teil des Blattes Saarbrücken gelten soll, mit den „Karneol und Dolomit führenden Schichten“ (ca. 5 m); darüber folgen bei Dagsburg lagerartig zwischen dem Haupt- und Zwischenschichtenkonglomerat eingeschaltete mächtigere Dolomitmassen (Dolomitlager von Ballerstein)³. Hier zeigt also die Karneoldolomitstufe eine wesentlich größere Mächtigkeit als in der Pfalz.

Die Erläuterungen der nordvogesischen Blätter heben sie aber merkwürdigerweise nicht besonders hervor, und auch in den Grenzprofilen, die E. K r a u s aus Französisch-Lothringen gibt, vermißt man die Auszeichnung der Karneolschichten. An anderer Stelle weist er auf den „gesteigerten ursprünglichen Karbonatgehalt im Karneolhorizont von so_1 gegen N, O und SO'' “ hin, der auf eine „Entfernung von der südwestlichen Abtragungsgegend“ deuten soll (1921, S. 280)⁴.

E. d e B e a u m o n t hat zuerst einen Dolomithorizont als Grenze zwischen Vogesensandstein und grès bigarré erkannt⁵.

In der Saargegend ist die Karneoldolomitschicht in weiter Verbreitung nachgewiesen, u. a. im Stiftswald von St. Arnual, am Fuße der Spicherer Höhen und anderen Stellen auf Blatt Saarbrücken, bei Oberhomburg, bei St. Avold, auf den Blättern Losheim, Wahlen, Saarbürg, Merzig, Freudenburg. E. d e B e a u -

¹ O. R e i s, 1921, S. 129; vergl. Figur 45, S. 130.

² S t a e s c h e, 1927, S. 72.

³ v a n W e r v e k e, 1906, S. 146; S c h u m a c h e r gibt (Erl. Pfalzburg, S. 69) Dolomitknollen dicht über dem Hauptkonglomerat an.

⁴ Das Profil von Aue nach v a n W e r v e k e wie auch der Tiefbohrung von Buix nach C. S c h m i d t lassen die Karneolschicht vermissen.

⁵ Siehe D u f r e n o y et B e a u m o n t, 1830, S. 126; D a u b r é e, 1852, S. 108—109.

mont hat schon auf das Vorkommen am Kelschberg bei Forbach aufmerksam gemacht und Jaquot es in Lothringen weiter verfolgt¹. Karneol ist zwar nicht durchgehends, aber doch vielfach und dann manchmal massenhaft vorhanden. Saarabwärts reicht er aber nur bis Merzig und Freudenburg; in der Trierer Bucht ist er nicht mehr beobachtet. Nur Dolomitknauer in bläulich gefärbten Schichten können die Grenze sm/so bezeichnen; wo auch sie fehlen, kann diese nur nach dem Gesteins- und Farbenwechsel gezogen werden².

Bis nahe an den Voltziensandstein heran stellen sich in den Zwischenschichten der Nordvogesen verschiedene, in bestimmter Höhe verlaufende geröllführende Bänke ein. Diejenigen im oberen Teil der Zwischenschichten sind wegen ihrer unbedeutenden Mächtigkeit und der Spärlichkeit und Kleinheit der Gerölle von geringerer Bedeutung. Zahlreicher sind die Gerölle in der unteren Hälfte oder im unteren Drittel, etwa zwischen 15 und 20 m bzw. 30 m über dem Hauptkonglomerat, teilweise so dicht gestreut, daß man von einem Konglomerat reden kann (Zwischenschichtenkonglomerat = Karneolkonglomerat in der Pfalz). Auch zwischen diesem und dem Hauptkonglomerat schalten sich noch einige geröllreichere Bänke ein. Die Geröllführung kann, u. a. an der Saar, schon in der Dolomitbank beginnen.

Kreuzschichtung und Wabenverwitterung ist in den Geröllbänken besonders ausgeprägt. Die geröllreiche Zone und höhere, meist schwach geröllführende feste Bänke bilden eine Reihe von Felszonen, die dem Gelände im Bereich der Zwischenschichten eine bezeichnende Terrassierung geben. Besonders die tiefste dieser Felszonen kann derjenigen des Hauptkonglomerates zum Verwechseln ähnlich werden, wenn auch Gerölle i. a. viel spärlicher auftreten und kleiner sind³.

¹ Dufrenoy et Beaumont, Mémoires, 1830, S. 123—127 (genaue Beschreibung des Karneoldolomithorizontes an der Straße Forbach—Saargemünd); Jaquot, 1868, S. 126; Benecke, 1877, S. 559; Erl. Blatt St. Avold, S. 25; über die Verbreitung des Karneols an der Saar gibt die genauesten Daten Staesche, 1927, S. 70—72.

² H. Grebe, 1881 und 1883; 1877, S. LXVI; Leppa, 1924, S. 41.

³ Schumacher, Erl. Blatt Pfalzburg, S. 70—71; 1898, Aufnahmebericht Blatt Lützelstein, S. CXLVI; 1911; van Werveke, 1906, S. 146—147.

Ähnlich sind die Verhältnisse in der Pfalz und in der Saargegend¹. In der Pfalz unterscheidet es vom Hauptkonglomerat die Führung von Dolomit und auch Karneol (daher Karneolkonglomerat), sowie die Beimengung von weissem Glimmer. Das Konglomerat greift somit in der Pfalz, wie auch stellenweise an der Saar, bis in die Karneoldolomitstufe hinunter, also tiefer als im Elsaß, wo bis 15 m dolomitführende Sandsteine unter dem Zwischenschichtenkonglomerat liegen können, die höchstens spärlich Gerölle führen². Es setzt sich meist aus dunklen feinkörnigen Quarziten mit Pyriteinschlüssen, äußerlich gelblich angefärbten Milchquarzen, vereinzelt Porphyrgeröllen zusammen. Auf Blatt Speyer (Erl. S. 16) sollen auch Pegmatite darin vorkommen. Von den Nordvogesen werden nur Quarze, besonders Milchquarze, angegeben, ebenso von der Saargegend bis in die Gegend von Trier nur Quarz und Quarzit.

In der Pfalz schwillt das Karneolkonglomerat nach O. Reis in einer Zone, die „von Pirmasens rein nach NO“ zieht, derselben Zone, in der die Haupteinschlüsse in der Karneolbank schon fehlen und diese zugleich schwach und sandig wird³, zu mächtigen, schwach gebundenen Geröllagen mit riesigen Geröllen an, während in den nördlichen Regionen, wo auch das Hauptkonglomerat geröllärmer ist, nur Geröllsandsteine und grobkörnige Sandsteine mit Geröllschmitzen auftreten⁴.

Die meist eiförmigen Gerölle erreichen in der westlichen geröllreichsten Zone bis 10 cm Länge. Auf Blatt Donnersberg ist das Karneolkonglomerat nach Reis zu einem Felsensandstein gebunden. In den Nordvogesen (Gegend von Pfalzburg) messen die Gerölle nach van Werveke meist nicht über 1—3 cm; nach Schumacher werden sie bei Pfalzburg noch häufig einige Zentimeter groß. Für das Saargebiet vermißt man in der geol.

¹ Siehe die Felszone am Felsenweg von St. Arnual bei Saarbrücken (Staesche, 1927, S. 70 und Titelbild der Festschrift). Gute Aufschlüsse der Zwischenschichten sah ich in der Saargegend außerdem unterhalb St. Barbara, bei Saarfels und bei Fechingen (Heringsmühle).

² Staesche, 1927, S. 68.

³ Vergl. die Bemerkung, S. 336.

⁴ O. Reis, 1903, Erl. Zweibrücken, S. 144; vergl. Erl. Blatt Speyer, S. 16: Karneolkonglomerat (15—20 m) erreicht seine größte Mächtigkeit im S und SW, geht gegen N und NO „in einen viele Gerölle führenden grobkörnigen Sandstein“ über.

Literatur — abgesehen von wenigen Angaben, nach denen nur Haselnußgröße erreicht wird — nähere Angaben über die Geröllgröße. In den höheren geröllführenden Bänken scheinen nur Gerölle von geringer Größe vorzukommen. Aus den eigentlichen Vogesen, aus der Gegend nördlich des Münstertales, verzeichnet E. Kraus (W. Wagner) (1924, S. 112) über liegenden glimmerreichen Plattensandsteinen mit Schiefertone eine 2 bis 3 m mächtige, sehr geröllreiche (Haselnußgröße) Konglomeratbank. In den NW-Vogesen enthalten die Zwischenschichten nach E. Kraus spärliche Kiesel, die zum größten Teil aus weißem oder gerötetem Gangquarz bestehen; „sie sind vollkommen abgerollt und unterscheiden sich kaum von denen des Hauptkonglomerates oder Vogesensandsteins, nur sind sie im Durchschnitt etwas kleiner“. Tongerölle sind ebenfalls häufig. Von einem einheitlichen Zwischenschichten-Konglomerat, wie es in der Pfalzburger Gegend festgestellt ist, kann hier nicht gesprochen werden¹. Führung spärlicher Quarzgerölle in den tiefsten Schichten des „grès bigarré“, die gleichzeitig auch zahlreiche Pflanzenreste führen können, — ausnahmsweise aber auch ziemlich hoch hinaufgehend — kommt auch am SW- und S-Rande der Vogesen vor².

Die vorliegenden Angaben über das Zwischenschichtenkonglomerat reichen nicht aus, um daraus sichere Schlüsse über die Herkunft der Gerölle zu ziehen. Gleich dem Hauptkonglomerat hat es den Charakter des Restkonglomerates. Der lineare Verlauf der Pirmasenser Zone der stärksten Entwicklung weist auf lineare Strömungen, wohl Flußläufe, hin. Die Gerölle dieser Zone können wohl aus keiner anderen Richtung als aus W zu ihrem heutigen Lager gewandert sein, da Größe und Häufigkeit nach allen anderen Richtungen abzunehmen scheinen.

Dolomite kehren innerhalb des oberen Buntsandsteins in verschiedenen Horizonten wieder. Einzelne Bänke sind auf größere Strecke horizontalisiert. So bildet im ganzen Westrich den Abschluß der unteren Zone der Zwischenschichten, 21,7 m unter der Obergrenze der Zwischenschichten überhaupt, die niveaubeständige Dolomitbröckelbank, eine 0,5—4 m starke tonige Schichtenzone, welche „Einlagerungen von unregelmäßigen

¹ E. Kraus, 1925, S. 19.

² Thirria, 1833, S. 316; Dufrenoy et Beaumont, Mémoires 1830, S. 380; Liétard, 1888, S. 55.

Bänkchen kleiner Dolomitbröckchen, höchst selten mit Kieselsäureausscheidungen enthält¹. Sie ist identisch mit Schumachers buntscheckiger dolomithaltiger Sandsteinbank mit Calcitgeoden, die er im nördlichen Elsaß-Lothringen auf den Blättern Wolmünster und Bitsch festgestellt hat und die auch van Werke in seinem Übersichtsprofil des oberen Buntsandsteins für die weitere Umgebung von Pfalzburg anführt². In ähnlichem Abstand vom Voltziensandstein gibt dieser auch vom Kreuzberg bei Forbach eine Dolomitbank mit einzelnen Geröllen an (ebenda S. 152). O. M. Reis möchte die Dolomitbröckelschicht mit der oberen Dolomitbank Schalschs bei Mosbach parallelisieren, die mir aber doch dafür reichlich hoch im Profil zu liegen scheint. Eher könnte man an Bänke wie die Andreae'sche „Pseudobreccienbank“ im Plattensandstein von Nußloch bei Heidelberg denken, wenn nicht überhaupt Zweifel an der Niveaubeständigkeit solcher linsenartiger Einschaltungen auf große Entfernungen beständen³. Höher, nämlich dicht an der Grenze der Zwischenschichten gegen den Voltziensandstein, tritt eine Dolomitbank bei Pfalzburg (Erl. S. 69—70), direkt an der Grenze eine solche bei Sulzbad im Unterelsaß auf, die schon Grebe mit einer breccienartigen Bank bei Saarbrücken wenig unterhalb des Voltziensandsteins in Beziehung brachte⁴. Auf Blatt Forbach (Erl. S. 13) liegt eine violette, knollig zerfallende Dolomitbank 10 m unterhalb dieser Grenze. Auf Blatt Donnersberg (Erl. S. 129) fehlt die obere Dolomitbank; in ihrem Niveau kommen hier noch einmal kleine Quarzgerölle vor⁵.

Die obersten Zwischenschichten mit ihrem immer feinkörniger werdenden, gleichmäßigeren und glimmerreichen, tonigen Sandsteinen bilden einen so unmerklichen Übergang zum Voltziensandstein, daß die Zwischenzone ebenso gut zu der einen wie zu der anderen Abteilung gestellt werden kann.

¹ O. Reis, 1903, Erl. Zweibrücken, S. 45: Über die Bildungsweise Anmerk. ebenda (Dolomit primär; sekundäre Auskleidungen von Hohlräumen mit Kalkspatkristallen darin sehr häufig).

² „Mit kleinen Kiesel“ (1906, S. 146—147).

³ Andreae, 1896, Erl. Blatt Heidelberg I, S. 34. Eine dol.-brecciöse Bank mit Labyrinthodontenresten stellte 6 m unter dem Rötton Schnarrenberger im Pfintal fest (Erl. Blatt Königsbach, 1914, S. 9).

⁴ Steuer, 1898, S. 202; Grebe, Erl. Saarbrücken, 1892, S. 55.

⁵ Über Dolomitbreschenbänke bei Saarbrücken, die in verschiedenen Niveaux liegen, siehe Staesche, 1927, S. 70—71.

Der Voltziensandstein von durchschnittlich 15 m Mächtigkeit besteht aus feinkörnigen, ton- und glimmerreichen Sandsteinen. Es lassen sich zwei Abteilungen unterscheiden, die tiefere des gleichmäßigen Bausandsteins (Voltzienbausandstein) mit den dicken, fast fugenlosen Bänken und untergeordneter Glimmerführung, und eine höhere der glimmerreicheren unregelmäßigen Ton- und Sandsteinbänke (3 m), die die Zunahme der Tonzwischenlagen und der Tonbeimengung nach oben zeigt. Lila Farbtöne verdecken das Rot¹.

Die Korngröße der Sandkörner und Glimmerblättchen beträgt im nördlichen Elsaß-Lothringen (Blätter Bitsch, Wolmünster) weniger als $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ mm oder als $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{4}$ mm. Pflanzenreste, teils vererzt, teils als Kohlemulm erhalten, fehlen kaum irgendwo links des Rheins. Sie liegen in den hellfarbigen Sandsteinbänken der höheren Region, weniger in den tieferen rotviolett gefärbten². Die geringe horizontale Beständigkeit der eigentlich nur große Linsen darstellenden, keilförmig ineinandergreifenden Sandsteinbänke, die diskordante Parallelschichtung, die häufige Störung des Schichtenverbandes durch Erosionsflächen, die Wellenfurchen und Trockenleisten sind alles Eigenschaften, die sie mit dem rechtsrheinischen Plattensandstein teilen, wie auch endlich die Cu- und stellenweise auch Pb-Führung³.

E. Kraus hat die Spuren der Schichtenaufwühlung in Gestalt von Rinnenbildung und Diskordanzflächen neuerdings aus Französisch-Lothringen eingehend geschildert. Quarz-Feldspatsand

¹ Siehe die Dreigliederung bei Staesche, 1927, S. 74: Zwischenschichtenähnlicher Voltziensandstein, Hauptwerkstein und Lettenregion. Die Franzosen gliedern den grès bigarré meist in zwei Stufen: 1. die untere der mächtigen Lagen von Werkstein, tonarm (= „haute masse“ der Arbeiter); darin das Hauptlager der Pflanzen; 2. eine obere, tonige Stufe, diejenige der „lits minces“, von der auch der „grès coquiller“ manchmal noch als 3. Stufe abgetrennt wird. (Bleicher, 1837, S. 33 bis 34; Dufrenoy et Beaumont, Explic. t. II, 1848, S. 26; Jacquot, 1868, S. 133; Braconnier, 1883, S. 111—112). Liétard (1888, S. 57) gibt eine Gliederung ähnlich der der deutschen Geologen, nur mit Einbeziehung des Muschelsandsteins.

² Bei Pirmasens liegen, wie mir Herr Hauptlehrer Kirschner von dort zu zeigen die Güte hatte, die Pflanzenreste in zwei helleren Linsen (teils Sand, teils Letten) des höheren Voltziensandsteins. Zum Teil stammen sie aber auch aus tieferen Schichten desselben.

³ Siehe das schöne Profil im geol. Führer durch das Elsaß von den Steinbrüchen bei Sulzbad (S. 189); auch Steuer, 1898.

mit reichlichem Biotit beteiligen sich an der Wiederauffüllung solcher Rinnen. Er fand überhaupt die tiefsten Bänke noch ziemlich grob, grandig und kleine eckige Kiesel führend. Glimmerige Feinsandsteine werden von grobem Sandstein überlagert, der reich an rotem Feldspatsand ist¹.

Dolomitische Bänke und Konkretionen fehlen nicht, sind aber immer untergeordnet. Eine tief rotbraune oder auch hell graugrüne Schicht von mehr oder weniger sandigen Schiefer-tonen, von mehreren dm bis 1,50 m Dicke, von E. Weiss als Grenzletten bezeichnet, schließt nach oben ab. Diese Tonlage ist oft nur in Form von Linsen entwickelt, setzt daher oft aus, wird durch Sandsteinzwischenlagen gespalten oder von Sand durchsetzt². Bei Niederbronn bereitet sich der Übergang zur rechtsrheinischen Entwicklung des oberen Buntsandsteins vor, indem nach oben die Tonlagen häufiger und mächtiger werden als in den weiter westlich gelegenen Gebieten des Reichslandes und weniger rasch auskeilen. Auch in der Pfalz läßt sich von der Zweibrücken-Pirmasenser Gegend aus in der Richtung von W nach O deutlich eine zunehmende Verdrängung des Sandes durch Schiefertone in der Region der Grenzletten beobachten. Auf die fossilführenden Dolomitbänkchen dieser Region komme ich noch zurück³.

Die Mächtigkeit des Voltzien-Sandsteins schwankt nur wenig; sie beträgt im nördlichen Elsaß-Lothringen normal 15 m, wozu dann noch 1—2 m Grenzletten kommen können. Manchmal wird unterschieden zwischen typischer Ausbildung (10—12 m) und der Übergangszone zu den Zwischenschichten (6—8 m), wobei eine etwas größere Summe herauskommt, z. B. auf den Blättern Roppweiler, Wolmünster, Bliesbrücken. Im Pfälzerwald hat man für Voltziensandstein + Grenzletten: 18 bis 24 m (Blatt Zweibrücken) bzw. 12—15 m + 1—5 m (Blatt Speyer). In der Saargegend werden angegeben: 15 m, 10—20 m, 15—20 m, 10—15 m, vereinzelt (Blatt Busendorf) 10 m. Bei diesen Schwankungen ist wohl auch die Schwierigkeit der Abgrenzung nach unten in Betracht zu ziehen.

¹ E. Kraus, 1925, S. 22—23.

² In grünen Lettenschichten des Röts, die mit Sandsteinbänken wechsellagern, kommen helle dolomitische Ellipsoide vor, z. B. bei Pirmasens.

³ Vergl. Erl. Zweibrücken, S. 147: Schichten 8—11 des Prof. von Bubenhausen = oberste 2,40 m, werden nach O mehr und mehr durch Schiefertone ersetzt.

Die Mächtigkeit der Zwischenschichten beläuft sich im nördlichen Elsaß-Lothringen normal auf 65—70 m, wovon 25—30 m auf die untere, 40—45 m auf die obere Abteilung entfallen. Für Französisch-Lothringen gibt E. Kraus mindestens 45 m an (1925, S. 21). Im Bohrloch von Dieuze kommen nach van Werveke (1910, S. 43) auf Zwischenschichten und Voltziensandstein 77,5 m, dagegen in demjenigen von Béruppt rund 71 m auf die Zwischenschichten allein, die demnach an Mächtigkeit gegenüber Dieuze gewonnen hätten.

Gegen den Pfälzerwald findet eine schwache Abnahme statt, denn die Erl. zu Blatt Speyer verzeichnen für die Zwischenschichten 40—60 m, die zu Blatt Zweibrücken 48,7 m (oder 52,86 m? Erl. Seite 45)¹.

Erheblich ist die Abnahme in der Saargegend. Auf Blatt Saarbrücken erreichen die Zwischenschichten noch 40—50 m, am S- und W-Rande der Kreuzwalder Ebene nur noch 25—30 m², auf Blatt Busendorf 20—25 m; am Kreuzberg bei Forbach hat die untere Zone 11—12 m, die obere 15 m, zusammen also 26 bis 27 m³. Saarabwärts steigt die Mächtigkeit wieder bis Merzig auf 40—50 m. Blatt Groß-Hemmersdorf fällt durch ungewöhnliches Anschwellen auf 70 m aus dem Rahmen. Staesche erkennt in der verminderten Sedimentation im Gebiete des Saarbrücker

¹ Gliederung des „so“ auf Blatt Zweibrücken:

B Voltziensandstein = Röt im engeren Sinne 18—24 m

A Zwischenschichten

2. obere geröllfreie Zone 21,7 m

1. untere geröllführende Abteilung 27 m

c) die 2 oberen Komplexe der Zwischenschichten mit der abschließenden Dolomitbröckelbank (geröllführende und geröllarme Schichten)

b) Karneolkonglomerat 13,93 m

a) Karneolbank 0,5—2 m.

Über dem Karneolkonglomerat folgen sehr geröllarme bis geröllfreie Schichten; nach oben zeigt sich wieder eine Zunahme an kleinen Geröllen; in den obersten Schichten auch die stärkste Anhäufung von weißem Glimmer im oberen Buntsandstein. Das Karneolkonglomerat bezeichnet „die unterste der drei über der Karneolbank folgenden, durch eine geröllfreie Mittelzone getrennten Abteilungen der unteren Zwischenschichten“ (S. 144).

² Gliederung der Zwischenschichten in der Kreuzwalder Ebene nach Staesche: untere geröllführende Abteilung 15—20 m, obere fast oder ganz geröllfreie 10—15 m.

³ van Werveke, 1906, S. 152.

Hauptsattels eine Wiederbelebung dieses Sattels für die Zeit der Zwischenschichten.

Die Angaben über die Gesamtmächtigkeit des oberen Buntsandsteins links des Rheins schwanken zwischen etwa 60 und 80 m¹.

Eine höchst bemerkenswerte Ausbildung zeigt der obere Buntsandstein an der Mosel und in der Westeifel. Grebe hatte hier bei der 1. Aufnahme die gesamte Schichtenfolge als Voltziensandstein zusammengefaßt, sie aber doch bei einer späteren Revision in Zwischenschichten und eigentlichen Voltziensandstein gespalten. Diese Zweiteilung ist nach Leppla (1924, S. 46) auch in der Natur wohl begründet „durch eine Verfeinerung des Korns, lettig-tonige Schichten und durch Pflanzenführung in den oberen Reihen“. Auch in der Luxemburger Mulde fehlen die Vertreter des Voltziensandsteins („feinkörnige Sandsteine und auch Schiefertone“) sehr wahrscheinlich keineswegs, wenn sie auch nicht in so ausgeprägter Beschaffenheit wie im Süden der Eifel und besonders an der Saar und auch nicht in der üblichen Mächtigkeit auftreten. Die an der Saar häufigeren hellen Bänken mit Pflanzenresten fehlen hier gänzlich. Daher glaubte Leppla in der nördlichen Fortsetzung der Trias bei Kilburg und Waxweiler in der Eifel die Abgrenzung vermeiden zu sollen, da sie ihm zu gewaltsam schien, indem die tieferen Sandsteine des „so“ im Korn nicht bemerkenswert gröber sind als die obersten².

Am auffallendsten ist das Anschwellen der Gesamtmächtigkeit nach Norden, das schon Grebe (1888) betont hatte, nach Leppla von 30—40 m an der unteren Saar bei Mettlach und Freudenburg auf 90—120 m in der Südeifel; ja im mittleren Killtal oberhalb Kilburg scheint sie sogar auf 150 m zu steigen, „von denen 50—60 m auf den eigentlichen Buntsandstein in der Mitte, rund 20 m auf die feinkörnigen Sandsteine und

¹ Braconnier, 1883: grès bigarré insgesamt 60 m; Tiefbohrung von Ménil-Flint (nach Liétard, 1888, S. 45): grès bigarré 71 m; oberer Buntsandstein in der Tiefbohrung von Duss 77,5 m und von Rémy 60 m (van Werveke, 1909, S. 91); Tiefbohrung von Longwy nach van Werveke's Deutung: Zwischenschichten 40 m und Voltziensandstein 17 m, darunter Devon (van Werveke, 1908 und 1916, S. 173).

² Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 14.

Schiefertone oben und der Rest auf die wenig festen und mürben, dolomitreichen unteren und auch dünnstieferigen, weichen, dolomit- und geröllfreien oberen Sandsteine kommen“¹.

Am Zuwachs sind hauptsächlich die unteren grobkörnigen Sandsteine, d. h. die Zwischenschichten, beteiligt. Der größeren Mächtigkeit entspricht in der Westeifel auch eine mannigfaltigere Ausbildung als an der unteren Saar. Leppla gliedert in eine geröllführende Stufe (bis 24 bzw. 30—40 m, meist aber nur 10—15 m), geröllfreien Bau- oder Eifelsandstein (50—60 m) und obere tonige Stufe (15—20 m)². In den mittleren und höheren Sandsteinlagen kommen Schiefertoneinschaltungen bis zu 7 m vor und darüber in ganz auffallender Mächtigkeit (10 bis 20 m) Dolomitlagen. Muldenförmig in die unterlagernde Sandsteinbank eingesenkte, rasch auskeilende dickere Schiefertone kommen auch sonst vor.

Die Geröllführung, die alsbald über den ersten rotgrauen oder violettgrauen Sandsteinen beginnt, steigert sich nach N und führt im mittleren Killtal zu mächtigen, echten Konglomeraten in den untersten 30—40 m, die uns schon oben (S. 252) beschäftigt haben. Die Gerölle entstammen den oberen Koblenzschichten. Die geröllfreien Sandsteine, die im Korn sehr gleichmäßig und daher in dicken, bei Kordel an der Kill 3—4 m erreichenden, Bänken abgesondert sind (Eifelsandstein), setzen eine sehr regelmäßige Sedimentation voraus. Wir hörten oben auch schon, daß ein Tonschiefer-Grauwackenzerreißel an der Zusammensetzung dieses Sandsteins, sei es als Korn oder als

¹ Leppla, 1924, S. 46—48, vergl. auch Erl. Waxweiler und Kilburg. Wachstum der Mächtigkeit genauer: bei Mettlach und Freudenburg höchsten 30 m, bei Saarburg vielleicht 40—50 m, bei Trier 80—100 m, mittleres Killtal 150 m. Unterhalb Vianden an der Ur ist noch mit einer Gesamtmächtigkeit von 90—100 m zu rechnen. Ähnliche Zahlen gibt Grebe (1883) für das Anwachsen des „Voltziensandsteins“ an. Die Angaben in den Grebe'schen Erl. zu den Blättern der Trierschen Gegend stimmen mit den Leppla'schen Zahlen annähernd überein (Trier und Welschbillig so₁ 60—80 m; so₂ 20—30 m; Schweich so₁ 60 bis 80 m; Landscheid so₁ über 60 m; so₂ 20—30 m); am Devonrande an der Ur, Enz und Prüm sind die Grebe'schen Werte etwas kleiner: Walendorf so₁ 70 m, so₂ 15—20 m; Mettendorf so₂ 15—20 bzw. etwa 30 m; Oberweis so₁ 70—80 m, so₂ 20—30 m.

² Angaben nach Erl. Waxweiler und Kilburg. 1924 (S. 47) gibt Leppla an, daß erst etwa 40—50 m über der Sohle die Gerölle wieder selten werden.

Bindemittel, teil hat, daß also sich hier eine die Nähe des Hochgebietes verratende Randfacies entwickelt, die für das Liefergebiet spezifisch ist. Die stärkste Ausprägung der Randfacies besteht in der gesteigerten Geröllführung. Die Sandkörner werden bis zu $1\frac{1}{2}$ mm groß (L e p p l a, 1924, S. 47); besonders werden die großen Glimmerblätter wiederholt hervorgehoben.

Bänke mit haselnuß- bis erbsengroßen Knoten und Knollen von Dolomit oder deren Auslaugungsprodukt, in Gestalt löcherig zerfressener, zelliger Sandsteine mit Manganmulm, kommen sowohl in der geröllführenden wie -freien Abteilung vor. Dolomitbindemittel ist in den Sandsteinbänken mehrfach beobachtet.

Interessant ist, daß in den geröllfreien Sandsteinen auch eine bunte Dolomitbreschenbank auftritt, deren Bedeutung für die Schichtenparallelisierung mit den südlichen Gegenden aber anscheinend noch nicht gewürdigt ist¹.

Die Geröllführung am Südrande der Ardennen hat uns ebenfalls schon oben beschäftigt (S. 253).

Am Nordrande der Eifel bei Commern fehlen im oberen Buntsandstein die dicken festen, eisenschüssigen Konglomeratbänke des sm (oben, S. 255). Schwache Konglomeratlagen und einzelne Gerölle sind aber immer noch eingestreut. Vereinzelte Gerölle erreichen sogar noch als Max. einen Durchmesser von 15 cm. Der Voltziensandstein tritt hier nicht als selbständige Abteilung, sondern gewissermaßen als zwischengeschaltete Facies auf. In dünnstieferigen Sandsteinbänken mit den charakteristischen Merkmalen der Zwischenschichten treten in äußerst unregelmäßiger Weise dicke, feinkörnige Tonsandsteinbänke auf, „die man für sich allein Voltziensandstein nennen würde“, über denen sich aber die Charaktere der Zwischenschichten, gerade so wie darunter, nämlich „Quarkiesel und kleine Gerölle, gelbe Dolomitknauern und bunte dolomitische Partien mit braunen Flecken und Hohlräumen“ wiederholen². Daraus muß man schließen, daß hier der Voltziensandstein teilweise in Zwischenschichtenfacies entwickelt ist. Die Cu-Führung ist hier bedeutend³.

¹ Erl. Kilburg, S. 12—13, Waxweiler, S. 19; die Schicht wird als zertrümmerte sandige Kalklage erklärt, die in den Sandstein eingeschwemmt wurde.

² B l a n k e n h o r n, 1885, S. 226.

³ Über die Pb- und Cu-Führung am Eifelrand und an der Saar siehe L e p s i u s, Geol. Deutschl. I, S. 167; besonders aber Paul K e ß l e r, Festschr. Oberrhein. Geol. Ver. Saarbrücken 1927, S. 92 ff.

Die Mächtigkeit des oberen Buntsandsteins am Nordrande der Eifel schätzt Blankenhorn auf 70—80 m, bei Commern, wo er etwas schwächer ist, auf vielleicht 50 m (1885, S. 28).

Die auffallende Mächtigkeitsverringerung des „so“ bei Mettlach (oben, S. 189 und 290) ist auf die hier aus dem Untergrunde aufragenden Quarzitklippen zurückzuführen. Merkwürdig ist, daß diesen Klippen normaler Voltziensandstein auflagert, anscheinend ohne Untergrundbeimengung.

Sonst habe ich den früheren Ausführungen (oben, S. 291) über die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins am Eifel- und Ardennenrande nichts hinzuzufügen.

Über die Ausbildung des oberen Buntsandsteins im Gebiete der Südvogesen und an deren Südrand ist nicht gerade viel bekannt. Am Ostfuße des Bressoir, bei Altweiler, traf van Werveke „dünnplattige eher an Quarzit, denn an Sandstein erinnernde, harte Sandsteine“ an, deren Gesteinscharakter von dem des normalen „so“ sehr abweicht. Aber in den benachbarten Vorhügeln, bei Rappoltsweiler, zeigt sich der Voltziensandstein in normaler Ausbildung. Am Südrande bei Aue lassen sich nach dem gleichen Autor mittlerer und oberer Buntsandstein noch gut auseinander halten, doch fraglich bleibt, ob man im oberen Zwischenschichten- und Voltziensandstein unterscheiden kann¹.

In der Gegend von Belfort und Luxeuil ist nach den Beschreibungen von Thirria (1833, S. 315) und Delbos (I, 1866, S. 256) noch echter Voltziensandstein mit Pflanzenresten vorhanden, woraus zu schließen ist, daß hier der Südrand des Beckens noch weit entfernt sein muß. Der grès bigarré führt nach Thirria an der Basis manchmal spärliche Quarzgerölle; er wird nicht über 15 m mächtig. In der Bohrung von Buix erscheint der obere Buntsandstein in eigenartiger Ausbildung (obere Schichten tonig mit Anhydritlagen, tiefere Lagen feinkörnige, grobbankige Sandsteine); dünnplattige tonige Sandsteine scheinen aber immer noch vorzuherrschen. Vor allem vermißt man aber hier „die charakteristischen Schichten wie Karneolbank, Zwischenschichten, Hauptkonglomerat etc.“ (C. Schmidt, 1919, S. 3). Auch im südlichen Teil des Département des Vosges sollen nach Liétard (1888, S. 55) Zwischenschichten im Sinne

¹ van Werveke, 1888, S. 187—188; 1898, S. CXXX ff.

Beneckes fehlen, soll aber andererseits der grès bigarré bis ziemlich hoch hinauf Gerölle führen.

c) Parallelisierung des links- und rechtsrheinischen oberen Buntsandsteins.

Über die Abgrenzung des mittleren und oberen Buntsandsteins im linksrheinischen Gebiete gingen die Anschauungen lange Zeit auseinander. Wohl hatte schon E. de Beaumont und nach ihm Daubrée die Grenze in die dolomitische Zone über dem Hauptkonglomerat gelegt, und auch Lepsius hatte mit Beziehung auf die rechtsrheinischen Verhältnisse die Karneolbank als Grenze vorgeschlagen, wie auch Gumbel sie für die Pfalz über das Hauptkonglomerat legte, wobei ihn anscheinend morphologische Gründe, die Ausbildung einer Terrasse über dem Hauptkonglomerat mitbestimmten¹. Andererseits aber erschienen anderen (Leppla, Schumacher, Thürach) der Beginn der Geröllführung als das einschneidendste Ereignis und die geröllführenden Schichten als eine Einheit, die durch die Karneoldolomitgrenze in unnatürlicher Weise auseinandergerissen würde. Schumacher wies darauf hin, daß die Geröllführung des Hauptkonglomerates sich nach unten rascher verliere als nach oben und daß die Wiederholung derselben bis in die Mitte der Zwischenschichten einen näheren Anschluß des Hauptkonglomerates an die Zwischenschichten und damit an den oberen Buntsandstein rechtfertige. In Bezug auf den petrographischen Charakter beständen gleich nahe Beziehungen zu sm wie zu den Zwischenschichten. Benecke spricht sich nicht genauer darüber aus, er betont nur Lepsius gegenüber, daß man „nur die ganzen Zwischenschichten entweder zum mittleren oder zum oberen Buntsandstein stellen“ müsse². van Werveke schloß sich ursprünglich der Auffassung Lepplas und Schumachers an, angeblich weil unter dem Hauptkonglomerat ein Schnitt nicht nur in der Gesteinsausbildung, sondern auch in der Tektonik liege, da er sich ja die diskordante Auflagerung desselben in den südlichen Vogesen durch eine heraushebende Bewegung im Süden erklärte. Neuerdings aber scheint er die

¹ Lepsius, Geol. Deutschl. I, S. 428; 166 (hier allerdings Grenze über den Dolomitknollen der Zwischenschichten); Gumbel, 1894, Geol. Bayern II, S. 1001.

² Benecke, 1888, Geol. Mitt. von Els.-Lothr. I, S. 55; siehe auch 1878, S. 47.

Karneoldolomitgrenze anzunehmen, die „jetzt allgemeine Anerkennung gefunden“ habe¹.

Es kommt darauf an, was man für den Beginn einer neuen Periode für wesentlicher ansieht, die Steigerung der Geröllführung oder des Dolomitabsatzes. Faßt man das gesamte Becken ins Auge, so ist die Geröllführung doch mehr eine Eigentümlichkeit des Hauptbuntsandsteins und die obere Abteilung durch die Herrschaft des feinen Korns und des Dolomites bestimmt. Dem gegenüber erscheinen die Gerölle der Zwischenschichten als örtliche Besonderheit des westlichen Beckenrandes. Rechnete man das Hauptkonglomerat zum oberen Buntsandstein, so würde dieser einen wenig einheitlichen Charakter erhalten, da eine Episode starker Geröllführung plötzlich gerade in das Gegenteil, in die Ablagerung von feinem Sand und Ton und von Dolomit umschlagen würde. Nehmen wir den Absatz dolomitischer Bänke als Beginn, so gewinnt die obere Abteilung für das Gesamtbecken einen einheitlichen Charakter der Sedimentation als die Periode der feinsandig-tonigen Absätze mit Einschaltung physikochemischer Niederschläge, in der der Geröllführung nur die Bedeutung einer randlichen gröberen Facies zukommt.

Wie bei den Kieselsäure-Karbonat-Ausscheidungen im Oberrotliegenden und an der Perm-Triasgrenze könnte auch bei denjenigen im Buntsandstein an Absätze in flachen Wasseransammlungen in der weiten Niederung des Beckens gedacht werden, die unter der Wirkung etwa eines periodisch trockenen Klimas durch Einschwemmung von colloidaler Kieselsäure und allerlei Salzen veranlaßt wurde². Der Karneoldolomitmiederschlag dürfte also den Beginn einer Periode anzeigen, in der die Ablagerungen stehender Gewässer größere Bedeutung als bisher im Buntsandstein erhalten, also einer Periode mit andersartigen Sedimentationsverhältnissen. Dazu kommt das Erscheinen der Fossilbänke gegen Ende des Hauptkonglomerates in Süddeutschland

¹ Thürach, 1884, S. 40; Leppla, 1888, S. 55; Schumacher u. a. Erl. Pfalzburg, S. 56; Blatt Bitsch, S. 11—12, Blatt Roppweiler, S. 3, Aufnahmebericht Blatt Lützelstein, 1898, S. XIV und XVII; Erl. Blatt Speyer, S. 34; van Werveke u. a., 1888, S. 187 (Geol. von Rappoltswiler); 1908, S. 27; 1906, S. 145; 1910, S. 40; 1916, S. 154 bis 163 (Übersicht über die Entwicklung der Anschauungen); Erl. Blatt St. Avold, 1894, S. 25—29.

² Vergl. Strigel, 1919, S. 126 und 1922, S. 142; 1923, S. 568; E. Wepfer, 1922, S. 83; 1923, S. 39; J. Wilser, 1924, S. 316.

als Vorbote einer neuen Zeit, des fossilführenden Buntsandsteins. Ich kann mich daher der Ansicht von M. Schmidt und K. Staesche nicht anschließen, daß die tieferen Horizonte des rechtsrheinischen oberen Buntsandsteins nur der oberen Hälfte der Zwischenschichten und die untere Abteilung der letzteren etwa den oberen 20 m unseres Hauptkonglomerates entsprechen¹, wiewohl die größere Mächtigkeit des oberen Geröllhorizontes rechts des Rheins an sich die Vermutung nahe legt, daß er auch einen größeren vertikalen Schichtenbereich umfasse als das linksrheinische Hauptkonglomerat. Auch die Auffassung von O. M. Reis, daß die Dolomit-Karneolbank des Schwarzwälder Buntsandsteins der zweiten, höheren Dolomitbank in der Pfalz und daher das „Hauptkonglomerat“ im Schwarzwalde im eigentlichen Sinne dem Karneolkonglomerat der Nordpfalz entspreche², kann ich mir bei der Schwierigkeit der Parallelisierung derartiger Bänke auf größere Entfernungen nicht zu eigen machen. Daß eine verstärkte Dolomit- und auch vereinzelt Karneolführung im südlichen Schwarzwald schon in der Zone der geröllfreien Sandsteine über dem oberen Geröllhorizont und unter der eigentlichen Karneol-schicht sich bemerkbar macht, ändert nichts daran. Wo demnach die Karneoldolomitbank oder stellvertretende Karneolletten entwickelt sind, sind die hangenden Geröllschichten zum oberen Buntsandstein zu ziehen.

Das allmähliche Herauswachsen der rechtsrheinischen Röttone aus dem obersten Teil des linksrheinischen Voltziensandsteins, besonders aber die Lage der Myophorienbank von Bubenhausen und anderen linksrheinischen Orten noch im Voltziensandstein zeigen, daß der obere Teil des letzteren die Röttone links des Rheines vertritt. Die Stellvertretung durch Ton wird nach O. M. Reis nach Osten zu noch stärker, bis schließlich in Franken der ganze Voltziensandstein durch Tone ersetzt ist, bei denen sich nur noch in der Oberregion Sandsteinlagen einstellen (Erl. Donnersberg, S. 131). Bei der großen Mächtigkeit der Plattensandsteine im Odenwald und Schwarzwald wird man folgerichtig den unteren Teil des Voltziensandsteins nicht als alleinigen Vertreter der Plattensandsteine anzusehen haben, sondern auch noch die Zwischenschichten, wenn nicht sogar die letzteren allein. O. M. Reis (a. a. O.) stellt denn auch fest, daß „vergleichbar

¹ M. Schmidt, 1907, S. 9; K. Staesche, 1927, S. 66.

² O. M. Reis, Erl. Blatt Donnersberg, S. 129.

der Kornabnahme in der höheren Region“ nach Franken zu auch „die in der Pfalz körnigeren Zwischenschichten den Typus der Voltziensandsteine in den sog. Plattensandsteinen“ annehmen; „es stellen sich dort in ihnen Gipsknollen und Steinsalzpsedomorphosen ein, welche in der Pfalz fehlen“, d. h. der fränkische Plattensandstein würde durch die Zwischenschichten allein vertreten. Er wäre nur eine Facies, und zwar zuerst die feinsandigere des Beckentiefsten, später aber nach fast völligem Ausgleich der Höhenunterschiede als Voltziensandstein diejenige des sandigen Beckenrandes, nunmehr im Gegensatz zu der reinen Tonfacies des Beckeninnern¹. Der Plattensandstein im südlichen Schwarzwalde aber wird noch zum Teil dem Voltziensandstein äquivalent sein. Diese gänzliche oder teilweise Äquivalenz rechtfertigt es aber keineswegs, daß die rechtsrheinischen Plattensandsteine als Zwischenschichten bezeichnet werden, da diese Bezeichnung durch B e n e c k e für Gesteine anderer Facies in unzweideutiger Weise festgelegt ist.

Die Parallelisierung der linksrheinischen Dolomitbröckelbank mit der oberen Dolomitbank bei Mosbach und des Wurmhorizontes vom östlichen Schwarzwald mit demjenigen am Winterberg bei Saarbrücken durch S t a e s c h e² führt ihn zu der Folgerung, daß der Plattensandstein des südlichen Odenwaldes (und somit auch die Karneoldolomitbank darunter) „weder den Schwarzwälder Plattensandstein, noch die gesamten linksrheinischen Zwischenschichten, sondern nur ... den oberen Teil des Schwarzwälder Hauptkonglomerates“ vertrete, eine Folgerung, der sich wohl kein Kenner des rechtsrheinischen Buntsandsteins anschließen dürfte. Wurmhorizonte sind ebenso wie übrigens auch Pflanzenhorizonte nicht konstant genug, um als Grundlage von Parallelisierungen zu dienen.

Im ganzen muß betont werden, daß bis jetzt noch alle Parallelisierungen im oberen Buntsandstein beiderseits des Rheins auf schwachen Füßen stehen und nur als vorläufige Versuche zu werten sind.

¹ Vergl. B e n e c k e, 1877, S. 738 und 742: Voltziensandstein = sandige Facies des Röt; über die Parallelisierung siehe ferner E. W e p f e r, 1923, S. 11 u. 12, auch 22; die Erl. zu Blatt Zweibrücken (S. 148) parallelisieren den pfälzischen Voltziensandstein mit den Röttonen und die Zwischenschichten mit dem rechtsrheinisch oft voltziensandsteinartigen Plattensandstein.

² 1927, S. 82; siehe auch oben, S. 340.

d) Eine Übersicht über das Becken des oberen Buntsandsteins

zeigt immer noch Züge, die mit dem des Hauptbuntsandsteins verwandt sind. Randliche Facies konnten wir im südöstlichen Schwarzwald feststellen; die geringere Mächtigkeit des oberen Buntsandsteins und namentlich der Röttone stempelt auch das übrige Schwarzwaldgebiet noch zum Randgebiet. Merkwürdig ist aber immerhin, daß die Röttone am südlichen Beckenrande stärker entwickelt sind, also früher auftreten als am Westrande. Randliche Facies zeigt der Westen in den Zwischenschichten und ihrer Geröllführung und in der sandigen Ausbildung der „Röttone“, ebenso die Trierer Bucht mit dem Ardennenrande, endlich die Gegend von Commern, die letzten beiden durch Geröllführung und Zurücktreten der Voltziensandsteinfacies. Das Mosbacher Becken, von Mosbach bis zur Tauber und zum Main bei Wertheim, erweist sich durch die Alleinherrschaft der feinsandig-tonigen Facies immer noch als Tiefenregion des Beckens, die der Ingression des Chirotheriensandsteins von NO her den Weg weist. Am einförmigsten ist das oberste Röt, das eine weite gleichartige nur im W etwas sandig ausgebildete Tonfläche darstellt.

Was bedeutet das Anwachsen des Tones nach der Tiefenzone des Beckens zu und in dieser selbst nach NO hin? Im Gegensatz zum unteren Buntsandstein, in dem die Sandfacies nach der Beckenmitte vorstieß, um im Hauptbuntsandstein das ganze Becken zu erobern, sehen wir nunmehr die Sandfacies sich im oberen Buntsandstein langsam wieder nach dem Beckenrande zurückziehen.

Das Wiederauftreten frischen Grundgebirgsmateriales an den Beckenrändern zeigt, daß in den Hochgebieten des oberen Buntsandsteins nicht mehr nur die kieseligen Verwitterungsreste aus der Zeit des oberen Hauptbuntsandsteins aufgearbeitet wurden, sondern, daß auch wieder frisches kristallines Gebirge der Verwitterung zugänglich geworden sein muß. Merkwürdigerweise zeigen aber die Gerölle des Westens doch noch fast ganz „Restschotter“-Charakter.

Im Dolomit- und Karneolgehalt vermag ich keine bestimmte Beziehung zum Beckenrande zu erkennen. E. Kraus glaubt zwar (oben, S. 336) im so₁ eine Steigerung des Karbonatgehaltes nach NO feststellen zu können. Die starke Entwicklung des Karneoldolomithorizontes am südöstlichen Beckenrande und der

Dolomite am nordwestlichen (Eifelrand) steht indessen einer Verallgemeinerung auf das Gesamtbecken im Wege.

Im oberen Buntsandstein zeigt sich, und zwar zuerst im Bereiche der fränkischen Tiefenrinne oder des fränkischen Senkungsraumes, ein allerdings schwacher Einschlag salinischer Absätze, der dann in den höheren Schichten mehr und mehr um sich greift, schließlich in den Röttonen bis zu den Beckenrändern¹.

Die Zwischenschichten-Gerölle des Westens und Nordwestens geben zu denken, namentlich gegenüber der Geröllarmut des Südostens. Will man der klimatischen Erklärung ausweichen, so bleiben als Ursache wohl nur Sonderbewegungen des westlichen Beckenrandes. E. Kraus denkt an die Einmündung eines Flusses aus SW, der noch in Tätigkeit war, „als das große südsüdwestliche Hauptgebiet des Hauptkonglomerat-Flußsystems“ und, fügen wir hinzu, das südliche und südöstliche Gebiet „schon seine besondere Wassergeschwindigkeit eingebüßt hatte“ (1925, S. 19). Die Zwischenschichten als Ganzes stellen eine Art Schuttkegel dar, der sich von Westen her in das Becken vorschob, bzw. die grobe Randfacies eines solchen, vielleicht in einzelnen Bänken Deltabildungen am Rande eines stehenden Gewässers. Der Schuttkegel setzt im nördlichen Odenwald und auch noch weiter südlich in der Emmendinger und Freiburger Gegend über den Rhein hinüber.

Eine eigene Stellung nimmt der obere Buntsandstein am Nordwestflügel der früheren Mulde ein. Aus dem starken Anschwellen desselben im Vergleich zu der teilweise geringfügigen Entwicklung an der unteren Saar schließt Leppla auf sehr starke Unebenheiten der Auflagerungsfläche und auf eine jüngere, zu Beginn des oberen Buntsandsteins erfolgte starke Senkung, an der „der NW-Flügel der Trierer Mulde, d. h. sein Untergrund stärker teilgenommen“ haben muß „als der SO-Flügel gegen den Hochwald“. Dieser Senkung ist wohl auch die nördliche Ausgestaltung der schon im Oberrotliegenden in der „Wittlicher Senke“ vorgezeichneten Trierer Bucht zur Eifel zuzuschreiben (1924, S. 48). Ein allgemeines Absinken des Lan-

¹ Die Erl. Blätter Speyer, S. 35 nehmen an, daß Voltziensandstein und Muschelkalk schon ursprünglich in einer annähernd mit dem späteren Einbruchgebiet der Rheinebene zusammenfallenden rheinischen Bucht zur Ablagerung gekommen seien. Meine Ausführungen zeigen, daß eine derartige Bucht im oberen Buntsandstein nicht bestand.

des kann es nicht gewesen sein, da durch ein solches der stärkere Gerölltransport nicht erklärt würde, sondern nur eine relative Bewegung zwischen Hoch- und Ablagerungsgebiet. Die Mächtigkeit¹ übertrifft sogar diejenige im früheren Beckenzentrum (Untersaß etwa 80 m, bei Mosbach 60—70 m, bei Wertheim 80 m).

Der Schluß aus der Mächtigkeit allein auf größere Beckentiefe wäre vielleicht gewagt, da randliches Anschwellen eines Schuttkegels ganz natürlich ist, ebenso der Schluß allein aus der Transgression gröberer Schichten, wenn diese sich auch ohne eine solche erklären läßt. Einen zuverlässigeren Anhalt geben die gleichmäßig feinkörnige Sedimentation des Eifelsandsteins und der Absatz von mächtigerem Dolomit, auch die Linien annähernd gleicher Geröllgröße, die vermutlich dem Beckenrand parallel verlaufen, der, ähnlich wie schon im obersten Hauptbuntsandstein, eine unverkennbare Abbiegung in nördlicher Richtung zeigt.

Vermutlich steht die Senkung in der Trierer Bucht mit den Hebungerscheinungen weiter südlich, u. a. des Saarbrücker Kohlensattels zur Zeit der „Zwischenschichten“ (vgl. oben, S. 343/44), im Zusammenhang. Staesche glaubt aus der Beteiligung von Porphyrgeröllen am Karneolkonglomerat der Pfalz schließen zu dürfen, daß der Pfälzer Sattel wieder als Materiallieferant auftritt², die Heraushebung hätte dann auch auf ihn übergegriffen. Zur Aufarbeitung von mittlerem Buntsandstein könnte ja ein solcher Vorgang vorübergehend geführt haben.

D. Die organischen Reste des süddeutschen Buntsandsteins

(nach Fossilhorizonten geordnet).

Den ersten dürftigen Spuren organischen Lebens begegnen wir im Hauptbuntsandstein. Zweiteilige, nach Spitz semmel-förmige Fährten fanden sich im Pseudomorphosensandstein des Greinertales bei Neckarsteinach, einzelne Knochen ebenda, sowie im oberen Geröllhorizont von Durlach (nach Spitz), ebenso bläuliche Knochenrümpfer aus dem „oberen Konglomerat“ des Taubertales (Deecke, Geol. Baden I, S. 228). Schälchen von Estherien fand M. Schmidt bei St. Georgen in einer Tongalle der geröllfreien Schichten zwischen unterem und oberem Geröll-

¹ Bis 150 m (oben, S. 344).

² 1927, S. 86.

horizont und in Lettenzwischenschichten des tiefsten oberen Horizontes.

Im württembergischen Schwarzwald wurden Labyrinthodontenreste aus verschiedenen Niveaux des oberen Geröllhorizontes erbeutet, so ein Unterkieferende und eine Kehlblustplatte von Altensteig und ein Abdruck einer Schädelplatte vom Sommerberg bei Wildbad. Knochenstückchen sind bei Altensteig und Nagold in diesem Horizont auf die verschiedensten Schichten zerstreut¹. Besonderes Interesse erweckt ein Abdruck eines Zahns von *Ceratodus priscus* E. Fraas von Höfen bei Wildbad², der dem Gesteinscharakter des einschließenden Sandsteinfindlings nach, wie E. Fraas vermutet, aus den Schichten dicht unter dem Hauptkonglomerat stammt.

M. Schmidt betont besonders, daß alle Knochenstücke aus dem Hauptkonglomerat, die bisher in seine Hand kamen, zwar einzeln und oft zerbrochen im Gestein lagen, aber, trotzdem sie mit wohlgerundeten Quarzgeröllen zusammen vorkamen, keine deutlichen Spuren von Abrollung zeigten. Er schließt daraus, daß es sich bei diesen geröllreichen Ablagerungen nicht um Erzeugnis der Brandung am Meeresufer handeln könne (a. a. O., S. 10). Vor allem aber wird man auch schließen müssen, daß die Knochenstücke keinen längeren Transport mitgemacht haben.

Die organischen Reste, die sich im mittleren Buntsandstein nach der oberen Grenze zu allmählich einstellen, werden im oberen zahlreicher³. Im württembergischen Schwarzwald steckt an der Grenze des mittleren und oberen Buntsandsteins eine normal handhohe dolomitische Bank, die sich nach A. Schmidt von Liebenzell bis Schramberg in auffälliger Niveaubeständigkeit, häufig in Linsenform entwickelt, verfolgen ließ, voll von vivianitisch erhaltenen Knochenresten von Wirbeltieren (Kieferfragmente mit Zähnen, amphicöle Wirbelkörper, Rippenbruchstücke, Reste von Hautpanzerplatten und kleine Knöchelchen, von A. Schmidt als *Tarsalia* oder *Karpalia* gedeutet)⁴. Die große Mehrzahl der Knochenfunde im württembergischen Buntsandstein stammt aus diesem Bonebed. Nur zwei Fundstellen liegen nach A. Schmidt in sicher tieferen Schichten, darunter die ergiebige, aus der der La-

¹ M. Schmidt, 1907.

² E. Fraas, 1904.

³ Vergl. die Zusammenstellung von H. Eick, 1884, S. 89—91.

⁴ A. Schmidt, 1910.

byrinthodontenkiefer von Altensteig stammt. Bei dem Unterkieferabdruck, der bei Teinach in einer Blockanhäufung des Buntsandsteins gefunden und von E. Fraas¹ beschrieben wurde, ist der Horizont ungewiß. In der näheren Umgebung von Calw wurde dieser stratigraphisch bedeutungsvolle Horizont durch Kapf und Schütz ausgebeutet. Die Funde stammen aus drei Steinbrüchen im Hauptkonglomerat. Die Fundplätze liegen aber immer an oder in der Nähe der Obergrenze des Hauptkonglomerates. Einer davon ist der Pflastersteinbruch an der Haffnersteige von Calw, aus dem schon 1861 von Kapf Labyrinthodontenreste — besonders Hautschilder, eine linke Kehlbrustplatte und eine Rippe mit Gelenkkopf — geborgen wurden, die O. Fraas als zu Trematosaurus Brauni H. M. bestimmte².

In einer vorläufigen Mitteilung über die in der Sammlung Schütz enthaltenen Reste teilt v. Huehne mit, daß darin temnospondyle Stegocephalen — die letzten Ausläufer ihrer Ordnung in Europa — von sehr bedeutender Größe, die vielleicht überhaupt neu im europäischen Buntsandstein sind, durch Wirbel vertreten sind; ferner daß eine große Anzahl von Knochen bezw. Hohldrücken solcher (Wirbel, Femur, Beckenknochen) auf Theromorphen oder doch nicht allzuweit entfernte altertümliche Reptilien, die ihre nächsten Verwandten in den nordamerikanischen Theromorphen haben, deutet. Abdrücke von Kieferalveolen, ähnlich demjenigen von Teinach, wurden von Schütz auch bei Calw gefunden. Schlecht erhaltene Fragmente von Mastodonsaurus oder Capitosaurus kommen bei Nagold vor³.

Auf badischem Gebiete stammt aus der gleichen Grenzregion der Abdruck einer Panzerplatte eines Labyrinthodonten, den M. Neumayer östlich vom Gaisberg bei Heidelberg entdeckte, dann vermutlich auch die „wohlerhaltene Gaumenplatte“ des Trematosaurus Fürstenbergianus H. v. Meyer aus dem Kiesel sandstein nahe über der Granitgrenze SW Herzogenweiler, die sich in der Donaueschinger Sammlung befindet⁴. Aus den Steinbrüchen des oberen Buntsandsteins von Nußloch bei Heidelberg

¹ E. Fraas, 1901, S. 318—320.

² K. Regelmann, 1919, Erl. Blatt Calw, S. 43.

³ v. Huehne, 1917, S. 89; 1902, S. 73.

⁴ Näheres über die Fundstelle (loser Block von Kiesel sandstein vom „Mörderbächle“) bei Vogelgesang, 1872, S. 71 und Schalch, Erl. Vill., S. 22.

wurden, zuletzt durch Philipp, zahlreiche Knochenbruchstücke, worunter Teile von Schädelknochen, gesammelt¹. Nach Schnarrenberger häufen sich Panzer- und Knochenreste von Labyrinthodonten im Pfinztale in einer dolomitischen, brecciösen Bank etwa 6 m unter den Röttonen, die aber auch etwas höher liegen kann; und auch ihren Fußspuren soll man in diesem Niveau häufiger begegnen. In einer der Tonmergelschichten im oberen Teile des Plattensandsteins der Gegend von Durlach, die auch Pflanzenreste und seltene Steinsalzpseudomorphosen führen, fand Frentzen (1924, S. 216) einen *Ceratodus* (*C. palaeoruncinatus* n. sp.); ebenso entdeckte er in der Pflanzenschicht von Grünwettersbach Knochenreste, von denen er mir ein Belegstück zu zeigen die Freundlichkeit hatte. Einen Fisch *Pygopterus Crecelii* n. sp., vermutlich aus den Werksandsteinbänken eines Plattensandsteinbruches bei Wilferdingen an der Pfinz stammend, beschrieb J. L. Wilser (1923). In gewissen Tonlagen der Werksteingruppe liegen nach Schnarrenberger massenhaft Estherien (Erl. Blatt Königsbach, S. 9).

In der Oberregion der Plattensandsteine scheint somit ein zweiter Wirbeltierhorizont zu liegen. In diesem führt auch im württembergischen Schwarzwald eine dolomitische Bank Knochenreste. Etwa in der gleichen Region finden sich auch in Württemberg problematische Fährten und auch die schon erwähnten Chirotherienfährten (Erl. Blatt Nagold, S. 13; oben, S. 311).

In den Plattensandsteinen liegt dann vor allem das von Spitz entdeckte und von Wepfer ausgebeutete *Stegoccephalennest* von Kappel im obersten Eschachtal bei Villingen, das eine große Anzahl der verschiedensten Skeletteile der Gattung *Mastodonsaurus*, worunter Reste von nicht weniger als 24 Schädeln, geliefert hat². Etwa $1\frac{1}{2}$ m über der Knochenlage liegen

¹ Benecke und Cohen, 1881, S. 333—334: „Bei Nußloch trifft man in den verkieselten Bänken des dortigen Steinbruchs oft einzelne Knochen und kleine Bruchstücke von Saurierschädeln“; vergl. Rüger, 1928, S. 91 und 304.

² Wepfer, 1922, S. 78 und 1923. Er möchte die Knochenlage aber nicht als einen eigentlichen Leithorizont betrachten. Das Einbettungsmaterial ist, obwohl vivianitisch aussehend, vornehmlich Kaliumphosphat; auch einzelne Gerölle (Quarz, verkieselter Sandstein) kommen in der Knochenlage vor (1923, S. 20).

1—2 Sandsteinlagen mit „Gleitfährten“, d. h. in die Länge gezogenen Fußabdrücken, die nach Wepfer zeigen, daß die Tiere in weichem Lettenboden ausgeglitten sind. In den die Knochen bedeckenden Letten wurden Estherien gefunden.

Auch an der oberen Wutach, auf Blatt Lenzkirch, konnte Wepfer in zahlreichen Aufschlüssen in der Region der Plattensandsteine Sandsteinlagen mit Knochenresten, teils Platten der Kehlbrustregion, teils kleine „vivianitisch“ erhaltene Knochensplitterchen, nachweisen (1922, S. 79; 1923, S. 15).

Einen Labyrinthodontenrest von Villingen (Abdruck von Kehlbrustplatte), angeblich vom Waldweg an der östlichen Grenze Pfaffenweiler gegen Neuhaus, besitzt das Naturalienkabinett Karlsruhe. Ein Mastodonsauruswirbel aus dem Plattensandstein, vom Birkwald bei Neuhausen (Blatt Königsfeld) stammend, wurde neuerdings von L. Zott beschrieben¹.

Der Hauptbuntsandstein (?) von Riehen bei Lörrach soll nach v. Huehne (1902, S. 73) Haut- und Kopfplatten von *Capitosaurus* geliefert haben. Aus dem oberen Buntsandstein von ebenda stammen Gesteinsplatten mit sehr vollständigen Abdrücken eines Sauriers, der von Wiedersheim als *Labyrinthodon Rüttimeyeri* Wied. beschrieben wurde (Original in Basel), nach v. Huehne aber identisch ist mit dem früher von H. v. Meyer beschriebenen *Sclerosaurus armatus* H. v. Meyer (Original in Freiburg) aus dem oberen Sandstein von Warmbach bei Säckingen und von v. Huehne zu den Anomodonten-Reptilien (*Procolophoniden*) gestellt wird. Seeley hatte das Exemplar von Riehen als *Aristodesmus Rüttimeyeri* (Wiedersheim sp.) bestimmt. Nach v. Huehne sind aber *Aristodesmus* und *Sclerosaurus* identisch. Unsicher ist die systematische Stellung von *Basileosaurus Freyi* Wied., ebenfalls von Riehen, der von v. Huehne mit Fragezeichen zu den theriodonten Reptilien, von Deecke aber wegen der deutlichen Krallen zu den Dinosauriern gestellt wird (Geol. Baden I, S. 240). v. Huehne bezeichnet die Anomodonten von Riehen und Warmbach (*Sclerosaurus* und *Basileosaurus*) als „echte, hochbeinige therosuche Anomodontier mit eigentümlicher Hautbekleidung und mit Kopfstacheln, wie sie aus Südafrika, nicht bekannt sind, wo die Anomodontier doch

¹ Mitt. Bad. Landesver. f. Nat. usw., N. F. Bd. 1, 1925, S. 435: „Das umhüllende Gestein ist ein gebleichter Sandstein, der fast nur aus Quarzkörnern besteht und den Chirotheriensichten zugewiesen werden dürfte“.

ihren Hauptsitz haben, wohl aber aus Nordrußland und Elgin“ (1902, S. 73). Von Warmbach (? mittlerer Buntsandstein) sollen nach v. Huehne Kieferalveolenabdrücke, die mit dem von E. Fraas von Teinach beschriebenen genau in Beschaffenheit und Größe übereinstimmen und im Naturhistor. Mus. in Basel liegen, stammen. v. Huehne (1917, S. 89) möchte sie lieber als Reste von Temnospondylen deuten, nicht von Labyrinthodonten wie E. Fraas.

Im obersten Plattensandstein von Riehen und Inslingen bei Lörrach liegt nach Deecke ein Bonebed mit Ganoidschuppen und Zahnresten. Daraus wurden vollständig oder in größeren Fragmenten gesammelt: *Semionotus* sp. von Inslingen, zwei Paläonisciden gen. indet. von Riehen und Inslingen und *Dictyopyge rhenana* Deecke von Degerfelden. Aus dem „unteren oder Quarzsandstein“ von Oberalpfen erwähnt Schill einen Fund von Hautknochenplatten von Labyrinthodonten¹.

Aus dem Chirotheriensandstein vom Schreckhof bei Neckaralz kannten Benecke-Cohen Funde von einem Schädelfragment und von Knochenteilen eines Labyrinthodonten. In einer Bank des gleichen Sandsteins, die uns auch gleich noch wegen ihrer „Fährten“ beschäftigen wird, fand Marx an der Umpfer und Tauber zahlreiche, aber unbestimmbare einzelne in Vivianit umgewandelte Knochen und Zähne von Labyrinthodonten, durch die diese Lage zum Teil Bonebed-Charakter annimmt. Eine grünliche, glimmerreiche Lage unmittelbar darunter führt neben *Equisetum* auch *Estheria minuta*.

Von Wirbeltierresten aus diesen Horizonten sind aus dem linksrheinischen oberen Buntsandstein fast nur die Funde von Sulzbad bekannt geworden. Hier hat schon Voltz in den

¹ Das Naturalienkabinett Karlsruhe besitzt davon ein Stück aus dem Buntsandstein von Unteralpfen, gesammelt von Württemberger. Schill schreibt in seiner geologischen Beschreibung der Umgebungen von Waldshut aus dem Jahre 1866: „Das Vorkommen von mehreren Petrefakten hat in jüngster Zeit dargetan, daß sich die Formation des bunten Sandsteins im badisch-schweizerischen Rheintal von den petrefaktenarmen Ablagerungen des südwestlichen Deutschlands auszeichne, ja sich selbst hiedurch mit dem Sandstein nördlich dem Harze (an der Saale bei Bernburg) vergleichen lasse. Fundstellen wohlerhaltener Fische und Reptilien verteilen sich längs dem rechtsrheinischen Ufer aus der Gegend von Lörrach (Riehen) nach der von Rheinfeldern (Degerfelden und Warmbach) bis in die nördl. von Waldshut (Oberalpfen)“ (S. 49).

tiefsten Schichten der Sulzbader Brüche, die Daubrée als passage entre le grès des Vosges et le grès bigarré bezeichnet (1852, S. 102) ossements indéterminables beobachtet, die vielleicht dem rechtsrheinischen Bonebed entsprechen¹. Auch Benecke gibt an, daß einzelne Bänke der Zwischenschichten der Vogesen mit Knochenfragmenten, Zähnen und Schuppen ganz erfüllt seien, die aber meist mit dem Gestein sehr verwachsen sind. Von den etwas besser erhaltenen Saurier- und Fischresten „die größeren Teils nachweislich von Zwischenschichten stammen“, gibt er eine mit derjenigen von Voltz übereinstimmenden Liste:

Nothosaurus Schimperi Mey. Bad Sulz.

Menodon plicatus Mey. Bad Sulz.

Placodus-Zähne.

Odontosaurus Voltzi Mey. Bad Sulz.

Mastodontosaurus Waslenensis Mey. Krontal bei Wasselnheim.

Chelonichium Vogesiacum Sch. (Fährten im Sandstein aus dem Jägertal bei Niederbronn).

Labyrinthodontenschild Liebfrauenberg bei Wörth.

Semionotus sp. von Wasselnheim².

Der Odontosaurus H. v. Meyer soll nach v. Huehne ein bezahntes Kieferstück eines Capitosaurus sein. Im Voltziesandstein von Sulzbach wurde nach dem gleichen Autor ein riesiger Schädel eines noch unbekannten, dem Capitosaurus nasutus ähnlichen stereospondylen Stegocephalen gefunden³.

Der Semionotus alsaticus von Wasselnheim ist von Deecke beschrieben⁴.

„Ein ausgezeichnete Saurierrest“ wurde nach Leppla im oberen Killtal bei Niederbettingen (Blatt Gerolstein) gefunden in einem nicht näher bezeichneten Horizont der „roten, geröllfreien Sandsteine“⁵. Er zeigt uns, daß die Saurier auch den Beckenrand an den Ardennen besiedelt hatten.

¹ Vergl. auch Steuer, 1898, S. 200.

² Benecke, 1877, S. 565—567; Daubrée (1852, S. 115 u. 88) nach Voltz; Liste und Fundorte ergänzt nach Lepsius, Geol. Deutschland I, S. 429; Nothosaurus und Placodus-Zähne stammen wohl aus höheren Schichten an der Muschelkalkgrenze?

³ v. Huehne, 1902, S. 73: „Auch große Brustpanzerplatten sind gefunden worden.“

⁴ Deecke, 1889, Palaeontographica XXXV.

⁵ Leppla, 1908, Erl. Blatt Kilburg, S. 4.

Diese Funde beweisen doch eine recht weite Verbreitung der Stegocephalen und Reptilien im oberen Buntsandstein, und man sollte erwarten, den Fußstapfen, die sie im Schlamm hinterließen, häufiger zu begegnen. „Fährten“ sind nun auch an den verschiedensten Orten beobachtet worden, darunter verhältnismäßig selten die aus dem hessisch-thüringischen Buntsandstein als Chirotherien bekannten¹. Man hatte früher bei den letzteren meist an Labyrinthodonten als Urheber gedacht. Sörgel² kommt aber durch seine gründlichen Untersuchungen zum Ergebnis, daß Amphibien völlig ausscheiden und es sich nur um Reptilien handeln kann, und zwar nach seiner Vermutung um der Ordnung der Pseudosuchia am nächsten stehende.

Aus dem Gebiete südlich des Mains ist durch Platz der Fund einer Platte mit *Chirotherium Barthii* Kaup. bekannt geworden. Sie wurde im fränkischen, d. h. oberen Chirotheriensandstein, der die Höhen um Wertheim bedeckt, oberhalb des Gamberger Schlosses über dem Tauber-Tale gefunden³. Neuerdings kamen 2 Hinterfuß- und 1 Vorderfußabdruck von Auerbach und Neckarburken bei Mosbach dazu, die von Hamm⁴ genauer beschrieben sind. Marx gibt an, daß er bei Königshofen eine 3zehige Fährte bemerkt habe, und daß nach den Angaben der Arbeiter diese „Gänsefüße“ nicht selten seien, vergleicht sie aber dann mit den „Vogelfuß ähnlichen“, die Platz von Wertheim beschreibt, die aber keine Fährten, sondern Wurmröhren darstellen dürften (1920, S. 6). Hildebrand (1924, S. 23) fand bei Wertheim im Chirotheriensandstein eine 3zehige Fährte, „deren Abdruck auf eine von zahlreichen Wurmröhren durchlöcherter Oberfläche erfolgte“.

Oben (S. 311) hörten wir schon, daß im württembergischen Schwarzwald bei Freudenstadt in den höheren Regionen des Plattensandsteins nicht näher beschriebene Wirbeltierfährten, unter denen auch echte Chirotherien sein sollen, vorkommen.

¹ Blankenhorn, 1916, Tab. S. 43.

² Sörgel, 1925, S. 66—75.

³ Platz, 1869, S. 64, = *Arenicoloidesquarzit* des Röts (siehe unten).

⁴ Hamm, 1923, Abb. S. 135. Die 3 Stücke stammten von der Halde des Bruches oder dem Gehängeschutt. Hamm beobachtete aber auch eine deutliche 5zehige Fußfährte im anstehenden Chirotheriensandstein, auf der Unterseite der untersten Bank.

In einer Zone quarzitischer Sandsteine wurden von Pfaff und Wilser auch am Dinkelberg Chirotherienfährten gefunden, wonach ein besonderer Chirotherienhorizont ausgeschieden wurde, dessen Stellung im Profil aber tiefer zu sein scheint, als die des gleichnamigen im Norden¹.

Anderer Natur sind aber die „Hühnerfährten“, die Platz zuerst im Chirotheriensandstein des Taubergrundes beobachtete (1869, S. 65). Sie wurden im Buntsandstein des württembergischen Schwarzwaldes an den verschiedensten Orten zwischen Calw und Schramberg wahrgenommen². Hamm fand vor kurzem die Oberfläche einer Chirotheriensandsteinbank bei Station Neckarburken in einer Ausdehnung von mehreren Quadratmetern von solchen Eindrücken bedeckt³. Auch Schottler beobachtete sie bei Waldauerbach bei Mudau an einem Block von Chirotheriensandstein⁴. Man hielt sie ursprünglich für Dinosaurierfährten⁵.

Nördlich des Mains beobachteten im Buntsandstein solche Eindrücke Blankenhorn bei Ostheim vor der Rhön und in Niederhessen, O. M. Reis auf Blatt Euerdorf, Schindewolf bei Marburg, Kolesch in Ost-Thüringen, Sörgel bei Berka a. d. Ilm⁶. Blankenhorn und Andrée erkannten ihre wahre Natur als U-förmige Wohnröhren von Bodentieren, Blankenhorn bezeichnete sie als *Arenicoloides luniformis*, da nach seiner Meinung eine Wurmspur vorlag, wie sie heute noch der Annelide *Arenicola* im Wattenmeere der Nordsee gräbt. Nun müssen aber die Gänge von *Arenicoloides*, da wir in der Regel nur die basalen Teile im Sandstein erhalten finden, überwiegend im

¹ Wilser, 1914, S. 510; eine größere Platte mit Chirotherienfährten, leider ohne Fundortsangabe, befindet sich im Naturalienkabinett in Karlsruhe.

² Bräuhäuser, 1910; A. Schmidt, 1910.

³ Über sonstige Wurmspuren (Reihen von Höckerchen = Spuren von Wurmparapodien?) siehe bei Hamm, 1923, S. 16; über allerlei sonstige vermutliche Wurmböhrhöhlen Erl. Blatt Altensteig, S. 18 und Blatt Wildbad, S. 63 (S. 66: „Wohl *Arenicolafährten*“).

⁴ Schottler, Erl. Blatt Sensbach, S. 32.

⁵ u. a. Blankenhorn, 1902; M. Schmidt, 1911: Ähnlich solchen aus dem englischen Dogger.

⁶ Siehe auch E. Zimmermann, Erl. Blatt Wutha (Eisenach Ost) S. 50 über von Bornemann angegebene Rhizokorallien, die vielleicht identisch sind mit 4–8 mm dicken „*Arenicolites-Cylindern*“.

Schlammte gegraben worden sein, während *Arenicola* nur im Sand gräbt. Aus diesem Grunde, und auch wegen der nicht ganz übereinstimmenden Form der Röhren, dachte man an andere Tiere, z. B. an einen Krebs *Corophium*, der ebensolche Röhren in den Küstenschlick hineinwühlt. Richter kommt indessen durch sorgfältige Beobachtungen am Nordseestrande und Vergleich der Wohnröhren mit denen von *Arenicoloides* zur Ablehnung sowohl von *Arenicola* wie von *Corophium* und weist *Arenicoloides*, für dessen Röhren insbesondere die Anlage einer „Spreite“ wichtig ist, den Rhizocoralliden zu, die wahrscheinlich Anneliden waren. Völlige Analoga zu den Bauten der Rhizocoralliden sind in der Gegenwart noch nicht beobachtet, doch soll der Wurm *Polydora* (Fam. Spioniden) ähnliche Röhren bauen. Überdies sollen ähnliche Bauten im karbonischen Sandstein von Ayrshire schon von Smith unter dem Namen *Corophioides polyupsilon* beschrieben worden sein, weshalb die Buntsandsteingebilde als *Corophioides luniformis* zu bezeichnen wären, eine Bezeichnungsweise, die allerdings dann wieder wenig sachgemäß wäre, wenn die Röhren nicht von Krebsen, sondern von Würmern herrühren.

Richter meint, daß arenicola-artige Wohnungen keinerlei Beweis für meerische Entstehung darstellen würden, da auch Würmer des Süßwassers ganz so bauen wie manche Varietäten von *Arenicola*. Dagegen sind allerdings die Rhizocoralliden nur aus meerischen Absätzen bekannt, und in den rhizocoralliden Eigenschaften der Röhren von *Arenicoloides luniformis* würde dann eine Wahrscheinlichkeit für meerische Lebensweise liegen¹.

Die Funde von Platz, O. M. Reis, Schottler und F. Hamm liegen alle im gleichen Niveau, nämlich im sog. „fränkischen Chirotheriensandstein“. Hildebrand (1924, S. 23) fand solche Wurmsspurenplatten bei Wertheim aber auch noch tiefer, im Plattensandstein; er kommt zu mindestens 3, je 12—15 m voneinander entfernt liegenden Spurenhorizonten, deren unterster 25—30 m unter der Chirotherienbank liegt. Als stratigraphische Leitfossilien sind sie demnach mit Vorsicht zu gebrauchen. Allerdings sind sie im Kartengebiet von Wertheim im Chirotheriensandstein nicht nur viel häufiger als tiefer im Plattensandstein, sondern auch

¹ M. Blankenhorn, 1916; H. Schindewolf, 1921 und 1923; W. Sörgel, 1923; K. Kolesch, 1919; O. M. Reis, Erl. Blatt Euerdorf, 1915; R. Richter, 1924.

größer, deutlicher, charakteristischer ausgebildet und mannigfaltiger bezüglich des Baues und der Lage der hufeisenförmig gebogenen Röhren. Daher können sie unbedenklich für dieses Gebiet als Leitfossilien des „Chirotheriensandsteins“ gelten, vorausgesetzt, daß man auch die petrographische Ausbildung der Bank mit in Betracht zieht. Die Spuren aus den beiden unteren Wurmhorizonten zeigen nur den Basalteil der Wohnröhren, die mit ihren Schenkeln in der Lettenschicht darüber steckten; die Bewohner waren also Schlick-, keine Sandbewohner im strengen Sinne. Dagegen stecken auf der Platte von Waldhausen, die unmittelbar auf der Hochfläche des Chirotheriensandsteins gefunden wurde, die Röhren als Ganzes tief im Sandstein. Die Tiere waren demnach Sandbewohner. Bezüglich der Ausbildung der Wohnbauten kommt Hildebrand zum gleichen Ergebnis wie Richter, nämlich daß die Anlage einer Spreite, die sich bei allen Spuren findet, „von vornherein in allen Fällen Arenicola-artige Röhrengräber“ ausschließt (a. a. O., S. 38).

Hoppe und Klemm entdeckten Wurmspuren im mittleren Buntsandstein des hessischen Odenwaldes, teils Wülste, die von Hoppe als Füllungen von Wurmrohren gedeutet werden („Geflechtquarzite“), teils U-förmige Gänge. Sie verteilen sich auf die Stufen sm_4 (Sensbacher Höhe) und sm_5 (Schönnen und Kimbach). Röhrenfüllungen als Wulstbildungen beobachtete Hoppe auch im Plattensandstein (so_1), etwa 5 m unter dem oberen Dolomithorizont, bei Steinbach (Michelstadt). Dazu kommen noch Bohrgänge in Sandsteinen des unteren Buntsandsteins von Vierstöck¹.

Die Wurmspuren im württembergischen Buntsandstein sind nach M. Bräuhäusers, K. Regelmanns und A. Schmidts Beobachtungen an ein bestimmtes Niveau gebunden, eine meist verkieselte oder wenigstens härtere Schicht, zuweilen auch eine Schichtenreihe, die 10—15 m über dem Hauptkonglomerat liegt, im oberen Teil der „verkieselten Region“². K. Regelmann fand sie (Erl. Blatt Calw, S. 59) für die Unterstufe des oberen Buntsandsteins auf Blatt Calw geradezu leitend. Von Knochenresten ist in der Bank keine Spur zu finden³. Die Bank liegt höher als das Bonebed, aber tiefer als die Arenicoloides-Bank bei

¹ Hoppe, 1925, S. 18 und 99—104; Taf. II, Fig. 4 und IV, Fig. 4.

² M. Bräuhäuser, 1910, S. 124.

³ K. Regelmann, 1910, Erl. Blatt Calw, S. 59.

Mosbach und Wertheim. Am weitesten südlich liegt die Fundstelle von Zindelstein im Bregtale, wo M. Schmidt eine Spurenplatte entdeckte. Die „Trappenbank“ liegt hier in den hellfarbigen geröllfreien Sandsteinen über dem oberen Geröllhorizont, hat aber noch ganz „smc₂“-Charakter¹.

Merkwürdig wenig ist über Fährten und andere Eindrücke aus dem linksrheinischen Buntsandstein bekannt geworden. Eine „empreinte problématique“, wahrscheinlich tierischen Ursprungs vom Liebfrauenberg (bei Würth) aus den Übergangsschichten vom Vogesensandstein zum grès bigarré stammend, erwähnt Daubrée². Auf einer Sandsteinplatte aus dem grès bigarré bei Plombières fanden sich „empreintes de pas et de gouttes de pluie“³. „Eigenartige Kriechspuren“ werden zusammen mit Austrocknungsrisen auf den Schichtflächen des obersten Voltziensandsteins in der Westpfalz beobachtet⁴. Daß aber auch hier noch mehr zu erwarten ist, u. a. der Arenicoloides über den Rhein hinübersetzt, zeigt der Fund von „Rhizocorallium in der vielfach beobachteten Form der sog. Hühnertritte“ durch O. M. Reis in den Plattenlagen des Voltziensandsteins von Ebertsheim in der Nordpfalz und ein aus dem Voltziensandstein der Westpfalz stammendes Stück der Leppla'schen Aufsammlungen, das nach Reis „ein Rhizocorallium in der bekannteren Form des Auftretens dieser Bohrröhren“ zeigte⁵. Vor allem aber sind die schönen Funde von Chirotherienfährten, die Hauptlehrer Kirschner-Pirmasens im Voltziensandstein bei Pirmasens machte, von Interesse⁶. Neben allerlei sonstigen rätselhaften Kriech- und Rieselspuren fanden sie sich in einer Tonlage an der konkaven Basis einer der großen Sandsteinlinsen, in die hier der tie-

¹ M. Bräuhäuser, 1910, S. 130.

² Daubrée, 1852, S. 88.

³ Bleicher, 1887, S. 130.

⁴ O. M. Reis, 1903, Erl. Zweibrücken, S. 146—147; vergl. auch Gumbel, Geol. Bayern II, 1894, S. 1003: In den plattigen Sandsteinen zeigen sich auch in der Gegend von Waldfischbach Kriechspuren und Fußabdrücke.

⁵ Reis, 1921, Erl. Blatt Donnersberg, S. 129.

⁶ Drei Platten mit großen Fährten, anscheinend Chirotherium Barthii, aus den unteren Schichten des Voltziensandsteins, ferner eine Platte mit mehreren kleineren Chirotherienfährten ebenfalls aus dem Voltziensandstein. Die Platten befinden sich in der Sammlung des Herrn Kirschner, die im städt. Museum Pirmasens untergebracht ist.

fere Voltziensandstein abgesondert ist. Daraus geht hervor, daß der in einer Art Rinne im Wasser abgesetzte Tonschlamm vorübergehend austrocknete, ehe die Rinne mit Sand aufgefüllt wurde. Eine Saurierfährte aus den Trippstadt-Schichten bei Homburg beweist die Anwesenheit dieser Tiere im Hauptbuntsandstein¹.

U-förmige Bohrgänge in stark glimmerigem, plattigem Sandstein nahe der Obergrenze der Zwischenschichten fand Keßler am Winterberg bei Saarbrücken, *Arenicoloides* („*Rhizocorallium*“) mit prächtiger Spreite *Staesche* in einer Fossilbank des Voltziensandsteins bei Saarfels².

Pflanzenreste sind rechts des Rheins dem Plattensandstein eingelagert und zeigen sich dann in merkwürdig ungleichmäßiger Dichte horizontal verteilt. In der Regel sind sie in einzelnen dünn gesäten Funden zerstreut. Nur nördlich Walldürn bei Dornberg im Erfatal werden sie etwas zahlreicher, sowie in der Umgebung von Wertheim. An letzterem Orte fand Hildebrand 8—12 m unter der Obergrenze des Bausandsteins (30 m), d. h. der tiefsten von den drei Stufen des 55 m mächtigen Plattensandsteins, ziemlich regelmäßig zwei Pflanzenhorizonte, mürbe, stark von Tongallen und Tonbändern durchsetzte Sandschichten, die zahlreiche, meist in Roteisenstein erhaltene Pflanzenreste führen:

Equisetum Mougeoti Brongn. (Rindenstücke mit Zweighöckern in der Knotenregion).

Koniferen-Stammrest mit Astnarbe.

Koniferenholz allgemeiner Typus *Frentzen*.

Koniferen-Wurzelreste³.

Neben kleinen losgerissenen Splittern und Fetzen treten oftmals Hölzer von mehr als 1 m Höhe und ca. 25 cm Breite auf (Hauptbrüche von Dietenhan); Ansatzstellen von Ästen und Zweigen in Form kleiner Höcker, ebenso die Internodien sind an vielen Resten erkennbar. Ursprünglich angefaltete oder stark ver-

¹ Von angeblichen, Bohrröhren vergleichbaren Funden „aus dem unteren Buntsandstein der südlichen Pfalz in den Horizonten über der Zechsteindolomitbank“ gibt Reis nur unbestimmte Andeutungen (1915).

² *Staesche*, 1927, S. 71 und 80—81; hieher gehört auch ein „*Rhizocorallium jenense*“ zusammen mit *Myophorien* im Voltziensandstein von Blatt Dudweiler (Erl. S. 26).

³ Bestimmung durch Dr. *Frentzen*, Karlsruhe.

moderte Partien treten als Hohlräume auf, die mit Calcit ausgekleidet sind¹. Mit den Wurmbauten zusammen finden sich auch im Chirotheriensandstein einige schlecht erhaltene, völlig verkieselte Pflanzenreste². Marx beobachtete in einer sehr feinen glimmerreichen Lage unmittelbar unter der Chirotheriensandsteinbank, die auch *Estheria minuta* führt, sehr zahlreiche, aber schlecht erhaltene Reste von Equiseten³.

Hoppe fand im hessischen Odenwalde bei Waldauerbach und Steinbach (Michelstadt) Farn- und Schachtelhalmreste (*Equisetites Moug.*), an letzterem Orte zusammen mit Kegelbildungen in Plattensandsteinen unter dem oberen Dolomithorizont⁴.

Vor allem aber häufen sich die Pflanzenreste am N-Rand des Schwarzwaldes um Grünwettersbach bei Durlach als Mittelpunkt zu einer Art von Oase, die bis zu den Orten des Pfingstales von Grötzingen bis Wilferdingen reicht. Durch Stark und Frentzen haben sie nach eigenen Aufsammlungen und solchen von anderen, besonders von Spitz, eine gründliche Bearbeitung erfahren. Bei Grünwettersbach fand sie Stark einer feinsandig-tonigen Linse innerhalb der normalen Plattensandsteine eingebettet, teils unter Erhaltung der Pflanzensubstanz Häckselschichten verkohlter Reste oder gar kleine Kohleflözchen bildend, meist aber durch Braun- oder Roteisen, vereinzelt durch Cu-Lasur und Malachit, auch Quarz metamorphisiert. Von den Farnen kommen Wedel bis zu ursprünglich $1\frac{1}{2}$ m Länge vor⁵, außerdem Stämme von Baumfarnen (*Thamnopteris vog. Sch.* und *Psaronius triasicus Frentzen*); von Schachtelhalmern sind die versteinerten Schäfte von *Equis. Moug.* weitaus am häufigsten⁶. Die Coniferen sind durch das Leitfossil *Voltzia heterophylla Brongn.*, von der sich Ästchen und 3 nadeltragende Zweigenden als Seltenheit bei Grünwettersbach fanden, und durch

¹ Hildebrand, 1924, S. 16.

² Hildebrand, ebenda, S. 23; dazu die 3zehige Fährte.

³ Marx, 1920, S. 6.

⁴ Hoppe, 1925, S. 81 und 91.

⁵ Schnarrenberger, Erl. Blatt Königsbach, 1914, S. 9 von Wilferdingen.

⁶ Außerdem von Equiseten noch Schaftstücke von *Schizoneura paradoxa* von Grünwettersbach, selten, von Filicinen ein Wedelfragment von *Crematopteris typica Sch. und M.* und Blatt von *Lesangeana Hasseloti Moug.* von Grünwettersbach; Stamm von *Equisetum* bis $\frac{3}{4}$ m Länge, siehe Frentzen, 1915, S. 78.

zahlreiche Hölzer (*Dadoxylon*, *Paläotaxodioxylon*¹, *Tylodendron*, *Pinites ramosus*), die *Cycadeen* durch einen Wedel von *Otozamites vog. Frentzen* und durch Samen (*Carpolites spec. Frentzen*) vertreten. Als letzter Abglanz erlöschender *Lepidophyten-Herrlichkeit* des paläozoischen Zeitalters verdient besonderes Interesse ein Stammstück von *Pleuromeia* von Grünwettersbach, von der übrigens auch im Odenwald bei Waldauerbach, sowie südlich Vielbrunn und nordöstlich Kimbach Reste gefunden wurden², und ein *Knorriastamm-Steinkern*, welcher letzterem *Frentzen* auch Fruchtzapfen (*Lepidostrobos paläotriasicus Frentzen*), sonst als Inflorescenzen von *Voltzien* gedeutet, zuweisen möchte. Die Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Flora mit derjenigen von Sulzbad i. E. ist unverkennbar.

Frentzen weist für die Pflanzenreste der Kraichgauinsel *Autochthonie* nach (1915, S. 147—148). *Hildebrand* geht auf diese Frage nicht näher ein.

Aus dem übrigen badischen und württembergischen Buntsandstein beschränken sich die Funde in der Hauptsache auf Schäfte von *Equisetum Moug.*, das von der Tauber und vom Neckar bis zur Wiese immer wiederkehrt, bei Villingen übrigens auch im Karneolhorizont reichlich auftritt, ferner auf vereinzelte *Anomopteris*-Wedel (z. B. Dinkelberg nördlich Steinen großes Wedelblatt) und Coniferenhölzer³. *Wepfer* fand bei Kappel (bei Villingen) eine etwa 1,5 m lange und etwa 90 cm dicke Linse von grauweißlichen, oft durch kohlige Bestandteile, aber auch durch Malachit- und Lasurbezüge buntgefärbten Sandsteinen erfüllt von kreuz- und querliegenden Fetzen und Stammstücken von *Calamiten*. Die Linse liegt 50 cm über der Sandsteinbank mit Knochen und „unmittelbar unter den vorherrschenden Röttonen“⁴. Von Einzelfunden vom südlichen Schwarzwaldrand mag noch der von *Schill* (1869, S. 47) berichtete von einem *Calamites lineatus* genannt sein, der sich in den roten schieferigen Sandsteinen oberhalb des Ortes Hänner bei Laufenburg fand.

¹ Möglicherweise in der Hauptsache *araucaroides* Holz (*Frentzen*, 1923, S. 6).

² Erl. Blatt König, S. 12 (in dem kieseligen Sandstein zwischen *smc*₂ und Karneolbank); Erl. Blatt Sensbach, S. 31.

³ *Thamnopteris* von Dornberg.

⁴ *Wepfer*, 1923, S. 12, 18, 22.

Nach A. Schmidt (1910, S. 9) ist im württembergischen Schwarzwald im obersten Plattensandstein, etwa 5 m unterhalb der Röttongrenze, ein Pflanzenhorizont vorhanden, der nur pflanzliche Fossilien, diese aber in reichlichster Menge und nicht selten in guten, bestimmbaren Stücken enthält, von denen er die folgende Aufzählung gibt: *Anomopt. Moug.* *Brongn.*; *Pinites* cf. *ramosus* Blanck; *Equisetites* (*Equisetum*) *Brongniarti* Sch.; *Equisetites* (*Calamites*) *arenaceus* (Jäger) Bronn; *Calamites remotus* Brongn.; *Megaphyton* (*Lepidodendron*) *Allani* Brongn. Besonders zahlreich fanden sich fertile Wedel von *Anomopteris* in schönen Stücken bei Schönbronn (O.-A. Nagold).

Im Voltziensandstein links des Rheins sind Pflanzenreste allenthalben verbreitet, anscheinend bei weitem reichlicher als in den Plattensandsteinen diesseits des Rheins¹. Sie erfüllen vor allem die hellgefärbten höheren Lagen, während die dunkleren tieferen pflanzenärmer sind. Sie sind — wie diejenigen im rechtsrheinischen Plattensandstein — entweder als kohlig-er Mulm erhalten oder in Brauneisen verwandelt, zuweilen auch in Malachit oder Lasur. Valentin fand (1892, S. 9) Pflanzenabdrücke bei Romansweiler im Krontal bereits 1—2 m über den Zwischenschichten; das Hauptlager liegt aber höher. Berühmt sind die Pflanzenreste aus dem jetzt verschütteten Steinbruch der Königsgrube bei Sulzbach. E. durch die von Voltz gesammelten, von Schimper und Mougéot in der bekannten Monographie bearbeiteten Pflanzenreste, die sich in der geol. Sammlung in Straßburg befinden. Sie erfüllen die höchsten Lagen des Voltziensandsteins. Reiche Ausbeute haben auch die Steinbrüche des Mossigtales bei Wasselnheim und des Krontales geliefert², nicht als ob in dieser Gegend die Pflanzen reichlicher wären als anderswo, sondern weil hier die Gelegenheit zur Ausbeutung günstiger war. Die Charakterpflanze ist die Conifere *Voltzia heterophylla*, von Ad. Brongniart zu Ehren von Voltz benannt; eine andere Conifere wurde zu Ehren Albertis als *Albertia* bezeichnet. Die Schachtelhalme sind durch *Equisetum Moug.* und *Schizoneura paradoxa*, die Farne durch *Anomopteris*

¹ Ausgenommen bei Niederbronn, wo sie spärlich sind (Erl. Blatt Niederbronn, S. 19).

² Lepsius, Geol. Deutschl. I, S. 430; Steuer, 1898; Valentin, 1892; Geol. Führer durch das Elsaß, S. 188.

Moug. (bis zu 3 m lange Wedel) vertreten. Liste der Hauptvertreter:

- Albertia latifolia* Sch.
- Albertia elliptica* Sch.
- Voltzia heteroph.* Brongn.
- Zamites voges.* Sch.
- Aëtophyllum speciosum* Sch.
- Equisetum Mougeoti* Brongn.
- Equisetum Brongniarti* Sch.
- Caulopteris tessalata* Sch.
- Anomopteris Mougeoti* Brongn.
- Neuropteris grandifolia* Sch.
- Pecopteris Sultziana* Brongn¹.

Daubrée weist auf den vorzüglichen Erhaltungszustand der Pflanzenreste von Sulzbad hin, bei denen sogar die zarteste Berippung unzerstört blieb. Trotzdem betrachtet er sie merkwürdigerweise als eingeschwemmt. Ihren ursprünglichen Standort sollen sie auf der Insel oder den Inseln gehabt haben, welche damals die Vogesen bildeten. Die gute Erhaltung erklärt er durch Ablagerung am Grunde des Wassers, wo sie vor der Wirkung der Wellen geschützt waren. Dieser Schutz hätte aber nichts mehr genützt, wenn die Pflanzenteile schon vorher, wie es bei längerem Transport kaum zu vermeiden gewesen wäre, zerstört worden wären. Die Möglichkeit der Autochthonie zieht er nicht in Betracht. Voltzien und *Equisetum* Moug. kehren auch sonst in den Nordvogesen unter den vorkommenden Pflanzenresten wieder. Im Vogesensandstein des Departement Oberrhein (Haut-Rhin) sollen nach Delbos I (1866, S. 254—255) die Pflanzenreste sehr selten sein mit Ausnahme des Steinbruchs von Westhalten (*Voltz. heteroph. Br.*; *Yuccites voges. Sch. et M.*; *Anomopt. Moug. Br.*; *Calamites arenac. Jäg.*).

In den NW-Vogesen soll man nach E. Kraus (1925, S. 22, Taf. IV, Fig. 7) die Pflanzenreste besonders in den gröberen Partien, welche auf stärkere Wasserbewegung hindeuten und in denen Kreuzschichtung wohl ausgeprägt ist, angereichert finden, vor allem *Equiseten*. Ch. Vélain führt aus dem grès bigarré der Westvogesen an *Voltz. heteroph.*, *Anomopt. Moug.* und *Equi-*

¹ Siehe die vollständigere Liste bei Benecke, 1877, S. 566 nach Schimper.

setum Moug.¹; aus der Gegend von Cirey und Rambervillers außer den beiden ersteren Neuropt. imbricata, N. elegans, Equiset. arenac., außerdem in basalen Bänken Anhäufungen von Schäften von Equiset².

Auch in den SW-Vogesen bei Luxeuil und St. Germain sind nach Thirria (1833, S. 316) die Pflanzenabdrücke in grès bigarré häufig. Als Hauptlager geben Hogard und Bleicher den Bausandstein (haute masse) des grès bigarré an, Liétard weiße oder gelbliche, durch violette oder grüne Tonbänder getrennte Sandsteine über roten Sandsteinen, welche letztere die Basis des grès bigarré bilden. Der gute Erhaltungszustand im Hauptlager wird von Hogard, Bleicher und Thirria hervorgehoben. In höheren Horizonten werden die Pflanzen seltener und sind auch weniger gut erhalten.

In der Pfalz enthalten hellfarbige Plattensandsteine auf Blatt Speyer Stammteile und Zweige von Voltzien. Zahlreiche Pflanzenreste, worunter sehr schöne Voltzienzweige, sammelte Hauptlehrer Kirschner aus den Steinbrüchen bei Pirmasens (Niveau siehe oben, S. 341). Eine Fülle von Pflanzen- und Tierresten bergen die großen Steinbrüche von Bubenhausen bei Zweibrücken. Die Flora zeigt im wesentlichen Übereinstimmung mit der von Sulzbad³.

Nicht minder reich an Pflanzenresten ist der Voltziensandstein der Saargegend, und zwar nach Staesche weniger der unterste, zwischenschichtenähnliche, als der untere und auch obere Teil des Hauptwerksteins. Die schönsten und vollständigsten Reste haben die Steinbrüche im Grumbachtal bei Saarbrücken geliefert⁴. Auch hier kehren die Formen von Sulzbad wie-

¹ Notice expl. Epinal et Colmar.

² Notice explicat. Strasbourg und Luneville; siehe auch die Fossilisten bei Hogard, 1837, S. 229 und Bleicher, 1887, S. 154—155. E. de Beaumont (Dufrénoy et E. de Beaumont, Explic. t. 2, 1848, S. 32—33) führt als Hauptfundorte an im Dép. Meurthe Badonvillers, Cirey, im Dép. Vosges Rambervillers, Domptail, Epinal etc.

³ Siehe Gümbel, 1894, Geol. Bayern II, S. 1003 (Verzeichnis) und 1865, S. 52; das Gümbelsche Verzeichnis ergänzt durch O. M. Reis, 1903, Erl. Blatt Zweibrücken, S. 147. — E. de Beaumont führt als Fundorte Diemeringen und Blieskastel an (Explication, t. 2, S. 32—33).

⁴ Verzeichnis siehe Erl. Blatt Dudweiler, E. Weiß, 1875, S. 26 und Willert, 1925, S. 607 (zählt auch Walchia piniformis Schl. auf?). Staesche, 1927, S. 75.

der. Voltzienzweige sind am häufigsten, Equisetenstämme, Anomopteris viel seltener, aber weit verbreitet. Die Pflanzenreste häufen sich stellenweise zu einem sandigen Pflanzenschiefer, liegen aber gewöhnlich einzeln im Gestein „unter Verhältnissen, die es wahrscheinlich machen, daß ein weiter Transport der eingeschwemmten Pflanzenreste wohl nicht stattgefunden haben wird“ (Erl. Dudweiler, S. 26). Dagegen gibt van Werveke (1906, S. 155) an, daß die Pflanzenreste sich meist in Nestern im Sandstein finden und stark zerbrochen und zerfetzt sind, was auf einen längeren Transport hinweise, und nur selten gut erhalten (am häufigsten Voltz. het.; Anom. Moug. und Equis. Moug.)¹.

Von Saarbrücken saarabwärts wird die Häufigkeit, z. T. Massenhaftigkeit der Pflanzenreste in den Erläuterungen zu den geol. Spezialkarten immer wieder betont. Neben den meist undeutlichen kommen aber auch schöne, bestimmbare Reste vor von den gleichen Charakterpflanzen: Voltz. het.; Anomopt. Moug. und Equis. (Calam.), arenac. (u. a. Blätter Falkenberg, Gr. Hemmersdorf, Saarlouis, Sierck, Merzig, Wahlen, Beuren, Freudenburg, Losheim).

Bei Weiten südlich Trier und bei Kordel wurden nach Leppla noch Reste von Farnen (Anomopt. Wouglotii), ferner von Nadelhölzern (Voltzia het.) und Schachtelhalmen (Equis. arenac.) gefunden. In der Trierer Gegend sind die Pflanzenreste nicht ganz so häufig wie an der oberen Saar. Vor allem sind die vorkommenden Reste nur selten noch bestimmbar. Dünne Lagen (1—1,5 cm) von Steinkohle sind öfters beobachtet worden und deuten nach Leppla auf eingeschwemmte Pflanzenreste hin. Die an der Saar häufigeren helleren pflanzenführenden Bänke fehlen hier merkwürdigerweise. Wo Reste bestimmbar waren, wie aus den Steinbrüchen von Kilburg, zeigen sie wieder die drei Charakterpflanzen (Voltzia het.; Anomopt. Moug.; Equiset. arenac.)².

Blankenhorn fand bei Commern schon in den untersten Lagen des oberen Buntsandsteins im geröllführenden Tonsand-

¹ Vergl. Staesche, a. a. O.: „Hauptsächlich handelt es sich um zusammengeschwemmte Reste von Equiseten, die stellenweise ganze Pflanzenschiefer bilden.“

² Leppla, 1924, S. 49; Grebe, 1881 und 1883; geol. Erl. zu den Spezialkarten der Trierer Mulde.

stein viele Pflanzenreste, worunter eine *Sigillaria* (sp. indet.)¹. Im oberen Teil der Werksteinbrüche bei Flosdorf sind die Pflanzenreste oft derart angehäuft, daß 2 bis 3 cm dicke Steinkohlenschmitze entstehen. Hier lieferte ein verlassener Steinbruch: *Equis. Moug. Br.*; *Schizoneura pradoxa* Sch., *Neuropterid. intermedium*, davon eine ganze Pflanze von 0,50 m mit Wurzel und vielen Blättern; *Neuropterid. Voltzi Br.*; *Neur. sp. ind.*; *Crematopteris typica* Sch., *Voltzia* het. Br. (a. a. O., S. 27). Aus dem zahlreichen Vorkommen von Landpflanzenresten an einzelnen Stellen und der vortrefflichen Erhaltung derselben schließt Blankenhorn auf *Autochthonie* der Flora. So sind Exemplare von *Neuropteridium* erhalten, „bei denen viele Blätter (etwa 20) eines Individuums, von der zugehörigen Wurzel strahlig auslaufend, in verschiedenen Ebenen den Sandstein durchziehen, ohne daß die zarten Fiederblättchen verletzt sind“ (S. 123). Ein Transport scheint hier ausgeschlossen.

Endlich noch das Wichtigste über die tierischen Fossilhorizonte in den höchsten Schichten des Buntsandsteins.

In der *Myophorienbank* der Mosbacher Gegend (vergl. oben, S. 312) kommen in meist schlechter Erhaltung vor: *Lingula* sp.; *Mytilus* vet. Goldf.; *Gervillia costata* Schl.; *Myophoria vulgaris* Schl. und *simplex* Schl.; *Myoconcha Thielai* Strb.; *Myacites Fassaensis* Wissm.; dazu Wirbeltierreste (Ganoidschuppen, Saurichthys-Zähne), nach Hamm auch zahlreiche Exemplare von *Rhizocorallium*². Das Auftreten dieser Fauna von deutlichem Muschelkalkcharakter läßt die Bank als das Ergebnis eines Vorstoßes des Muschelkalkmeeres aus Thüringen, wo zu gleicher Zeit schon die Ablagerung echter Muschelkalkschichten begonnen hatte³, nach Süddeutschland erscheinen.

Am Hummelberg bei Kenzingen hat Stierlin 4—5 m unter der Obergrenze der Röttone in einer Steinmergelschicht, die aber nicht auf größere Entfernungen durchhält, *Myophoria vulgaris* Schl., *Lingula tenuissima*, die auch noch die han-

¹ Blankenhorn, 1885, S. 22: Daneben noch außer *Equis. Moug.* ? *Thamnopteris micropeltes* Sch. et M., ? *Pleuromioia plana* Spiecker.

² Benecke und Cohen, 1881, S. 327 und 333; Schallch, 1893, S. 520; Hamm, 1923, S. 237.

³ Vollrath, 1923.

genden roten und grünen Mergel erfüllt, und Ganoidschuppen nachgewiesen¹.

Südlich der Wiese geben wenig unter der Obergrenze des Buntsandsteins auftretende Bonebedbänkchen mit zahllosen unbestimmbaren Knochenfragmenten und Schuppen Kunde vom Tierleben der ausgehenden Röttonzeit², ebenso da und dort eingeschwemmte Pflanzenreste von einer Vegetation der Beckenufer.

Auf ruhigen Absatz in stehenden Gewässern deuten gelegentlich im Rötton rechts des Rheins vorkommende Schalen des Blattflußkrebsses *Estheria Albertii* (= *Voltzii*, = *Germari*), besonders auf Blatt Weingarten (Kraichgau), dessen glänzende braune Schälchen sich übrigens schon — zusammen mit eingeschwemmten Pflanzenresten — auf den Schichtflächen der Schiefer-tonlinsen im obersten Plattensandstein häufen, von lagunenhafter Wasserbedeckung zeugend.

Links des Rheines schalten sich im Voltziensandstein in verschiedener Höhe Sandstein- oder Dolomitbänke ein, in denen sich Süßwasser- und brackische Formen mit echt marinen mengen. Bei Wolmünster kommen 12 m unter der Muschelkalkgrenze kleine Exemplare von *Natica Gaillardoti*, *Gervillia costata* und *socialis*, *Pleurotomaria Albertiana* und *Myophoria vulgaris* vor. Hier könnte eine Vertretung der Myophorienbank vorhanden sein. Eine bräunlich-gelbe Sandsteinbank unmittelbar unter der Trochitenzone des unteren Muschelkalkes, nach Schumacher „im obersten Meter des Voltziensandsteins“ enthält *Gervillia cost.* und *soc.*, *Myophoria vulg.* und *ovata*, *Modiola Credneri*, *Natica Gaillardoti*, *Myacites cf. Albertii*, *Pecten Albertii*, *Pleurotomaria Albertiana*, daneben häufige Pflanzenabdrücke, deutliche Abdrücke von Trochiten; *Terebratula vulgaris*³.

Bei Pfalzburg tritt etwa 1¹/₂ m über dem Werkstein oder 3 m unter der Obergrenze des Buntsandsteins eine sandige Dolomitbank örtlich auf, die außer Myophorien und Gervillien nicht selten Exemplare von *Naticopsis Gaillardoti* Lefr. und *Lingula* sp., ferner *Terebratula vulgaris*, kleine Trochiten und Saurierreste aufweist. „Es sind dies Formen des Muschelkalks; doch würde man zu einer ganz unnatürlichen Abgrenzung kommen, wollte man die sie umschließenden Schichten vom Buntsandstein

¹ Stierlin, 1910, S. 648.

² von Bubnoff, 1912, S. 527.

³ Erl. zu Blatt Wolmünster Schumacher, 1891, S. 11 und 13.

abtrennen und zum Muschelkalk stellen.“ Außerdem scheint hier noch eine Voltziensandsteinbank in einem tieferen Horizont, sofern sie nicht mit der vorigen identisch ist, Myophorien und Gervillien zu führen (etwa 5 m unter der Obergrenze des Buntsandsteins). Ein höheres Niveau nimmt eine versteinерungsführende Dolomitbank (einzelne Trochiten, *Lingula*?) zwischen 0,8 und 1,1 m unter der oberen Grenze des Voltziensandsteins, ein; sie entspricht einer auf Blatt Wolmünster auftretenden versteinерungsreichen Voltziensandsteinbank unmittelbar unter den Grenzletten bzw. der untersten Bank des Muschelsandsteins¹.

Aus dem Voltziensandstein von Sulzbad waren schon länger Krebse bekannt, worunter *Limulites Bronni*. Bill gelang es, durch Aufsammlungen in der Königsgrube, bei Wasselnheim und anderen Orten in der Nähe eine Crustaceen-Fauna von 11 Arten, die 9 verschiedenen Gattungen angehören, zusammen zu bringen, darunter 3 Decapoden (*Clytiopsis*, *Litogaster* und *Pennæus*), 2 Schizopoden (*Schimperella* und *Diaphanosoma*), 1 Syn-caride? (*Triasocaris*), 2 Phyllopoden² (*Estheria* und *Apus*) und 1 Xiphosure (*Limulites*). Die Krebse sind auf die obersten 10 m des Voltziensandsteins beschränkt, wo sie in bis 3 m dicken und 20—100 m langen linsenförmigen Einlagerungen von Schieferletten liegen. Sie sind begleitet von *Lingula*, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia Murchis.*, *Pecten discites*, einer Unio-ähnlichen Muschel, von Insektenlarven (Ephemeroïden) und schlechten Fischresten, zusammen mit Pflanzen (*Voltzia* het., *Neuropteris* sp. und *Dolopterus*³.

Die Bank mit *Naticopsis Gaillardoti* wird in Sulzbad als Grenzbank gegen den Muschelsandstein betrachtet (Geol.

¹ Geol. Führer durch das Elsaß, S. 180; Schumacher Erl. Blatt Pfalzburg, S. 87; Erl. Wolmünster, S. 13; siehe auch das Normalprofil des so für Nordvogesen und südliche Haardt; van Werveke (1906, S. 146) gibt schwach dolomitische Sandsteine mit tierischen Versteinерungen im Voltziensandstein an.

² Ein *Apus* (*Apudites antiquus*) war schon durch Schimper aus dem Voltziensandstein der Vogesen beschrieben. (Sörgel, Apodiden a. d. Chirotheriensandstein, Paläont. Zeitschr., Band 10, 1928, S. 29).

³ Bill, 1914; siehe auch das Verzeichnis bei Daubrée, 1852, S. 114; die Verteilung im Profil S. 116. Ein *Limulus* wurde jüngst auch aus dem rechtsrheinischen Plattensandstein (Villingen) von Spitz gefunden und von Pfannenstiel beschrieben (Centralbl. für Min. etc. 1928, S. 536—549).

Führer Elsaß Prof. S. 189). Bei Romansweiler im Krontal schaltet sich aber die als Tonsandsteinbank entwickelte Natica-Gaillardoti-Bank zwischen Lagen von rotem Ton ein¹. Die Natica Gaillardoti-Sandsteinbank kommt auch im N von Domptail (W Baccarat), von mehreren Sandsteinbänken überlagert, vor². Den weitesten Vorstoß dieses Fossilhorizontes nach SW stellt wohl das Vorkommen in der Haute-Saône dar, auf dem Plateau, das Plombières vom Val d'Ajol trennt, mit *Myoph. vulgaris*, *Natica Gaillardoti* und *Gervillia socialis*, von 8 m gewöhnlichem Pflanzenreste führendem grès bigarré überlagert³. *Estheria minuta* in mergeligen Zwischenlagen der „haute masse“ in und über dem Hauptpflanzenlager ist auch im französischen Gebiete nichts Ungewöhnliches.

Die dolomitischen Zwischenlagen mit Conchylien-Steinkernen, Fischzähnen und Saurierknochen, sowie allerlei Kriechspuren in Lettenschiefen des obersten Buntsandsteins wiederholen sich in der Pfalz (Erl. Blatt Speyer, S. 17; Erl. Zweibrücken, S. 146).

Das bekannte Profil von Bubenhausen enthält etwa 7 m unter der angenommenen Muschelkalkgrenze 3 Dolomiteinlagerungen in zusammen 2,50 m Sandstein und in diesem zahllose undeutliche Petrefaktenreste in Steinkernen. G ü m b e l gibt folgendes Verzeichnis der tierischen Funde: *Natica Gaillardoti*, *N. pulla*, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia soc. und cost.*, *Modiola hirudiniformis*, *Myoconcha gastrochaena*, *Anoplophora musculoides*, *A. Fassaensis*, *Lingula tenuissima*, *Estheria minuta*, *Nothosaurus Schimper*, *Placodus impressus*, *Acrodon Brauni* u. a., die fast ausschließlich in den dolomitischen Lagen vorkommen sollen. Höher folgen noch Pflanzenreste und Anhäufungen von *Estheria minuta*⁴.

¹ J. Valentin, 1892, S. 10.

² Dufrénoy-Beaumont, 1830, I., S. 99—100; 1848, S. 33. Fossilinhalt nach dem Entdecker der Species Gaillardot: *Natica* (Especie inédite); *Mytilus eduliformis*; *Cypricardium soc.*; *Trigonia vulg.* (wohl *Myophoria*? Str.).

³ A. Liétard, 1888, S. 64; Braconnier, 1883, bildet aus dieser Bank Steinsalzpseudomorphosen ab. Ganz ohne Parallele ist das Vorkommen von *Venus nuda* (?), das Braconnier in Schichten tiefer als die „haute masse“ bei Cirey festgestellt haben will in den untersten 12.40 Meter des grès bigarré; Bleicher, 1887, S. 33; Liétard, 1888, S. 55.

⁴ G ü m b e l, 1894, Geol. Pfalz II, S. 103.

Über die Fossilführung des Buntsandsteins an der Saar sind wir durch K. Staesche¹ genauer unterrichtet. NO Fechingen bei Saarbrücken fand er gemeinsam mit P. Keßler im obersten Voltziensandstein nicht weniger als vier dolomitische Bänke mit Crinoidenresten, wovon die unterste 6—7 m unter der Grenze gegen den Muschelsandstein liegt. Im Voltziensandstein unweit Lubeln fand Keßler in einem nicht genau bekannten Horizont „eine nicht unbedeutende marine Zweischalerfauna“. Bei Saarfels (= Fickingen; unterhalb Dillingen im Saartale) kommen in einer nichtdolomitischen Sandsteinbank, die das Hangende einer eigenartigen Knollenbank bildet, neben schlecht erhaltenen Muschelsteinkernen (hauptsächlich Myaciten und Gervillien) auch Rhizocorallien mit prächtiger Spreite, schräg im Gestein sitzend, vor. Die Bank ist vielleicht mit der schon von E. Weiss bei Fickingen 6,3 m unter den Grenzletten beobachteten identisch². In tonigen Lagen finden sich hier *Lingula*, *Estherien* und höhere Krebse³. Am Winterberg bei Saarbrücken fand Keßler in sandigen Letten unter den Grenzletten *Lingula* mit zahlreichen Myophorien zusammen. Bei Bischmisheim, dicht bei Saarbrücken, kommen außer *Estherien* *Lingula* vor, letztere in verschiedenen Niveaux, teilweise sogar massenhaft, Muscheln aber nur in einer Dolomitbank (sog. „Gaustein“ der Arbeiter) nahe der Obergrenze. Staesche glaubt drei Hauptfossilhorizonte mit mariner Molluskenfauna im linksrheinischen Voltziensandstein unterscheiden zu können: der unterste, nur von der Gegend von Wolmünster bekannte, 12 m unter der Muschelsandsteingrenze; der mittlere (Zweibrücken, Bischmisheim, unterste Crinoidenbank von Fechingen-Saarfels) 6—7 m unter dieser Grenze und endlich der oberste dicht unter den Grenzletten, der gelegentlich durch weitere eingeschobene Dolomitbänke den Anschluß an den mittleren herstellen soll.

Eine fossilführende dolomitische Sandsteinbank („Buchstein“) erscheint im Voltziensandstein sowohl auf Blatt Saarge-

¹ 1927, S. 78—81.

² Erl. Blatt Saarlouis, S. 9. Als bestimmbar werden folgende Fossilien hier bezeichnet: *Ostrea subanomia*, *Monotis Albertii*, *Gervillia costata* und *subcost.*, *Avicula acuta* Goldf., außerdem ein Exemplar von *Natica Gaillardoti*, endlich *Estheria minuta*. Am häufigsten sind die Gervillien, nebst Aviculen (?).

³ Handlirsch, Verhdlg. K. K. zool.-bot. Ges., Bd. 64, 1914, S. 1.

münd (Wirbeltierreste, schlechterhaltene Schalentiere) als auf Blatt Dudweiler („noch mitten im Voltziensandstein“, führt Myaciten, Myophoria, Rhizocorallium Jenense)¹; ob diese Bank der tiefsten von Fickingen entspricht, läßt sich aus der Literatur nicht genau erkennen.

In der Trierer Gegend stellen sich nach Leppla „bereits dicht unter der Grenze gegen den Muschelkalk“ wie an der mittleren Saar tierische Reste (Schnecken, Lingula und Estherien) ein².

Die Fossilführung des obersten Voltziensandsteins im linksrheinischen Gebiet zeigt, daß es sich hier streng genommen bei diesem um eine Bildung handelt, die dem untersten Muschelkalk anderer Gegenden zeitlich entspricht, somit die obersten Schichten des Voltziensandsteins eine Facies des untersten Muschelkalkes darstellen. Die Obergrenze des Buntsandsteins ist durch das Überhandnehmen des dolomitischen Bindemittels im Sandstein und den dadurch hervorgerufenen Farbumschlag bedingt, ist also eine Faciesgrenze, wie u. a. die Wiederkehr roter toniger Lagen im tieferen Muschelsandstein bei St. Barbara und Bischmisheim an der Saar bezeugt. Als solche ist sie aber kein stratigraphischer Horizont. Als Bezugsniveau für Parallelisierung von Fossilbänken ist sie mit Vorsicht zu gebrauchen, besonders auf größere Entfernungen³.

E. Das Süddeutsche Buntsandsteinbecken als Ganzes.

a) Gesamtdicke der Beckenfüllung.

Sie wächst im Schwarzwalde von SO nach NW. Am geringsten ist sie in der SO-Ecke, wo sie sich mit der Mächtigkeit des alleinvorhandenen oberen Buntsandsteins deckt:

Tiefbohrung von Zurzach I	11,09 m
Tiefbohrung von Schleithem-Stühlingen	11,7 „
bei Waldshut	15—20 „
bei Bonndorf	11—12 „

¹ Erl. Saargemünd, S. 21; Erl. Dudweiler, S. 26: Hier außerdem in Schieferletten *Estheria minuta*.

² Leppla, 1924, S. 49; Grebe, 1881; Erl. Blatt Welschbillig, 1892, S. 6; Erl. Blatt Trier, 1892, S. 14.

³ Staesche, 1927, S. 82—83.

Verfolgen wir die Gesamtmächtigkeit weiter längs des Ost-
randes des Schwarzwaldes, so ergibt sich:

Oberes Wutachtal, Schattenmühle (Spiegelhalter) 23 m	
Oberes Wutachtal, Wutachbrücke (Schalch)	29 „
Neustadt-Löffingen-Donaueschingen etwa	30 „
Pfaffenweiler-Wolterdingen etwa	40 „
bei Stadt Villingen ¹	68 „
	Tiefbohrg. Schwen- ningen 39,40 m
bei Kappel (Eschachtal) ¹	101 „
bei Aichhalden (Schramberg)	etwa 162 „
	Tiefbohrg. Rottweil 131 „
	„ Dunningen 141 „
	„ Oberndorf 158,6 „
bei Alpirsbach	etwa 220 „
Blatt Freudenstadt (im S weniger, im N 300 m) 269 „	„ Sulz a. N. 159 „
Teinach	300 „
	„ Dettingen 155 „
	„ Deufringen 168 „ (ohne su)
Blatt Wildbad	290—345 „
	„ Bl. Calw unt. 300 „
Liebenzell	250 m
Tiefbohrung Dillweißenstein-Pforzheim	377 „
„ Dürrmenz-Mühlacker	432 „
„ Erlenbach-Heilbronn	517,3 „
„ Ingelfingen a. Kocher	412,2 „
Blatt Heidelberg (Mittelwert)	427 „
Blatt Sensbach	540—600 „
Spessart	450—510 „
Maintal (nach Schrepfer) im Mittel	575 „

Es fällt hier, außer der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme gegen N, schon auf, daß von den Orten, die etwa auf gleicher Höhe liegen und daher in der Tabelle nebeneinandergestellt sind, die östlichen geringere Werte zeigen als die westlichen, was auf einen NO-gerichteten Verlauf der Linien gleicher Mächtigkeit hinweist. Bräuhäuser hat schon (u. a. 1911, S. 25—26) bei der geologischen Aufnahme der Blätter Schramberg und Alpirsbach gefunden, daß die Mächtigkeit durchweg von WNW nach OSO hin abnimmt, und zwar auf Kosten des unteren und mittleren Buntsandsteins, während der obere in gleicher Ausbildung und Stärke weitergeht. Nach A. Schmidt (1912) zeigt sich die Abnahme der Mächtigkeit des Buntsandsteins nach O besonders klar beim Vergleich der geologischen Blätter Simmersfeld und Stammheim, wo auf etwa 12 km Entfernung die Mächtigkeit des Bausandsteins von 100 auf 60 m herabsinkt. Auf das ungewöhnlich starke Anschwellen der Mächtigkeit auf der kaum 30 km

¹ Nach C. Regelman n (Engel, Geognost. Wegweiser, 1908, Seite 70).

langen Strecke Liebenzell—Dürrmenz hat schon E. F r a a s (Erl. Liebenzell, S. 17) hingewiesen. Die dazwischen liegende Pforzheimer Bohrung — 127 m Zunahme auf weniger als 15 km — bringt diese Tatsache nicht weniger deutlich zum Bewußtsein. Auf die Bedeutung der außerordentlichen Mächtigkeit des Buntsandsteins im Bohrloch von Erlenbach—Heilbronn komme ich zurück.

Von Interesse ist das Verhalten des Buntsandsteins am Westrande des Schwarzwaldes.

Rheintal bei Rheinfelden	etwa	46	m
Dinkelberg, südlich Wiese		51	„
„ „ nördlich „	etwa	63	„
Blatt Kandern	„	50	„
Freiburg	unter	100	„
		(60 m ?)	
Emmendinger Vorberge, Hochburggebiet . .	etwa	160	„
„ „ bei Thennenbach . . .	„	200	„
„ „ nördlicher Teil . . .		210—220	„
Lahr (nach Eck)		250—270	„
Mooswald und Kniebis	etwa	300	„
		(stellenweise darüber ?)	
Baden-Baden (nach Eck)		325—350	m
Mauzenberg	über	340 ¹	„

Vergleichen wir die Werte auf der Ost- und Westseite, so zeigt sich jetzt noch deutlicher der Mächtigkeitsunterschied von Orten gleicher Breite. Der Südwesten (Dinkelberg) übertrifft den Südosten erheblich; die Mächtigkeit des Dinkelberggebietes wird im O erst in der nördlichen Baar erreicht. Die 200-m-Linie dürfte etwa vom Kirnbachtal bei Kenzingen nach Alpirsbach an der oberen Kinzig und nach Deufringen (östlich Calw) ziehen.

¹ In Bezug auf die Abgrenzung des Perms und Buntsandsteins im Dinkelberggebiet habe ich mich an P f a f f, B r o m b a c h, N e u m a n n und D i s l e r angeschlossen. — Die Mächtigkeit bei Freiburg soll nach S t e i n m a n n (geol. Führer, S. 49) 60 m kaum übersteigen, wovon $\frac{2}{3}$ auf sm, $\frac{1}{3}$ auf so kommen. — Im Kirnbachtale (östlich Kenzingen) erreichen nach S t i e r l i n s u + sm allein schon mit den Geröllhorizonten 160—170 m. — Für Mooswald und Kniebis sind für die abgetragenen höchsten Glieder die wahrscheinlichsten Werte ergänzt. — Die Mächtigkeit des mittleren Buntsandsteins einschließlich der beiden Geröllhorizonte an der Anhöhe von Rothensohl (Herrenalb) gibt E c k (1892, S. 499) zu wenig über 230 m an; auf der Südseite des Mauzenberges haben wir aber schon von der Untergrenze bis in den oberen Geröllhorizont hinein 340 m.

300 m werden erreicht auf der Linie Mooswald—Kniebis—Teinach. Deufringen mit etwa 200 m liegt fast in der Breite der Badener Höhe, bei der unterer und mittlerer Buntsandstein allein schon über 240 m haben ohne die durch Abtragung verschwundenen höheren Schichten. Die Bohrungen von Sulz (159 m) und Dettingen (155 m) liegen in der Höhe von Lahr (250—270 m) bzw. vom Mooswald (300 m). Am wenigsten deutlich ist das Gesetz bei der 100-m-Linie ausgesprochen, die vom Ausgange des Elztales etwa über Königsfeld bis S Rottweil zu verlaufen scheint.

Die Kurven gleicher Mächtigkeit scheinen, in dem sie der allgemeinen Regel der Mächtigkeitsabnahme nach NW folgen, gesetzmäßig über das Gebiet des hohen Schwarzwaldes hinwegzusetzen. Sie bieten daher keinerlei Anhalt für die Auffassung, daß das Gebiet des Hochschwarzwaldes im Buntsandstein etwa als Insel aufgeragt habe.

Mächtigkeiten von über 500 m, die rechts des Rheines, wenn wir vom Senkungsfeld der Heilbronner Gegend absehen, erst im nördlichen Odenwald erreicht werden, stoßen im nördlichen Elsaß viel weiter nach S vor, von der elsässisch-bayerischen Grenze (520—560 m) bis nach Pfalzburg.

Der Pfälzer Wald zeigt durch hohe Werte (Blatt Speyer 410—470 m; Blatt Zweibrücken etwa 420 m) seine Zugehörigkeit zum Gebiete der Höchstmächtigkeit, wenn sie auch etwas unter denjenigen der Nordvogesen zu liegen scheinen und den Beginn des Nordrandes des Beckens andeuten könnten.

Schneeberg und Mutzigsfels mit schätzungsweise etwa 435 m begrenzen das Gebiet größter Mächtigkeit nach S hin und gehören der Mächtigkeit nach zusammen mit Dürrmenz—Mühlacker, also vermutlich dem Kraichgau und auch noch dem südlichen Odenwalde (Heidelberg). Das Weilertal (etwa 340 m) dürfte der Baden-Badener Gegend entsprechen.

In den eigentlichen Vogesen fehlen uns die Angaben für den abgetragenen oberen Buntsandstein. Nehmen wir an, daß er die Dicke von 80 m, die er in den Nordvogesen besitzt, vorerst noch beibehalte, so ergeben sich für den Königstuhl etwa 280 m, die dem südlichen Mooswald und der südlichen Kniebis-tafel, sowie der Gegend von Calw im Schwarzwald entsprechen dürften, für den Hohnack etwa 200 m, annähernd der Linie Schweighausen—Alpirsbach—Deufringen rechts des Rheins entsprechend. Am Oberlinger bei Gebweiler (sm 125 m) werden wir

für „so“ etwas weniger anzunehmen haben und dann vielleicht zur gleichen Mächtigkeit gelangen wie für die Emmendinger Gegend (etwa 160 m).

Sicheren Boden haben wir bei Belfort mit 42—48 m Gesamtmächtigkeit und bei Pruntrut (Bohrung von Buix) mit insgesamt 51 m, Werte, die denjenigen des Dinkelberggebietes und Rheintales oberhalb Basel entsprechen.

Die SW-NO-Richtung der Linien gleicher Mächtigkeit ist nicht zu verkennen. Die 500-m-Linie zieht vom nördlichen Odenwald zur elsässisch-bayerischen Grenze, die 400-m-Linie vom nördlichsten Schwarzwald zum Breuschtal, die 300-m-Linie von Teinach über den Kniebis zur Gegend S des Weilertales, die 200-m-Linie von Deufringen über Alpirsbach, Schweighausen und weiter gegen Colmar.

Am Südrande der Vogesen und des Schwarzwaldes scheint sich dann die Umbiegung der Linien gleicher Mächtigkeit aus der NO- bis SW-Richtung in die OW- und schließlich NS-Richtung vorzubereiten.

Aus den französischen Vogesen konnte ich außer den schon zur Festlegung der Grenze (vgl. oben, S. 301/302) benützten keine brauchbaren Werte für die Gesamtmächtigkeit ermitteln. Vom Schneeberg in den Nordvogesen aus macht sich in der Mächtigkeitsabnahme in westlicher Richtung mehr und mehr der westliche Beckenrand bemerkbar. Im Donon-Gebiet haben wir, wenn wir die von Brunzel (1898, S. 190) ermittelten Werte für s_m zugrunde legen und für so 80 m annehmen, noch 340—360 m, auch am Fresillonkopf zwischen roter und weißer Saar 360 m, im anschließenden Französisch-Lothringen fand E. Kraus etwas über 300 m¹. Mehrere Bohrlöcher in der Gegend von Pont-à-Mousson, also südwestlich Metz, zeigen in der Richtung O—W allmähliche Abnahme von 373 m bis 242 m². Daran schließen sich dann NW und WNW Epinal die Bohrungen von Aulnois

¹ Nach den Einzelangaben über die Mächtigkeit der einzelnen Abteilungen ergibt sich 270—320 m, wobei aber für die Zwischenschichten 45 m nur einen Mindestwert darstellen; die Gesamtmächtigkeit könnte also auch etwas größer sein; vergleiche auch über das Anschwellen gegen S (!), das nach E. Kraus z. T. tektonisch begründet sein soll, d. h. nur scheinbar ist (1925, S. 3).

² van Werveke, 1908 b, S. 359—360; siehe oben, S. 302. Allerdings dürfte noch der Muschelsandstein mitgerechnet sein.

und Gironcourt mit 162 m und 53 m (siehe oben, S. 184). In der Bohrung von Bérup bei Solgne wurden 123,6 m Buntsandstein erbohrt, die aber anscheinend nur einen Mindestwert darstellen, da dieser nicht ganz durchsunken wurde¹.

Blatt Saarbrücken mit stellenweise rund 460 m Gesamtdicke schließt sich noch an das pfälzische Gebiet der großen Mächtigkeit an². Längs des S-Randes der Kreuzwalder Ebene wird diese aber geringer und sinkt merklich in der Richtung von O nach W: Forbach 345 m, St. Avolt 335—340 m, Lubeln (Ostrand) 318 m. Im Westen der Kreuzwalder Ebene sind es schon erheblich weniger: Blatt Busendorf SW 275 m, ebenda N 203 m; die Bohrungen Merten und Kreuzwald ergeben noch etwa 225—275 m. Die Bohrung von Mondorf (SW Luxemburg) ergab einschließlich Muschelsandstein 264,28 m (oben, S. 189). Wir nähern uns hier dem westlichen und nordwestlichen Beckenrande.

Die Reduktion bei Merzig—Mettlach auf 60 und schließlich 0 m ist wohl örtlicher Natur, da durch die Quarzitriffe bedingt, denn unterhalb Merzig steigt die Dicke wieder auf zunächst 135 m, bis Trier und Kilburg sogar auf 200—230 m. Nach NW, nach dem Ardennenrande zu, sinkt sie aber dann ziemlich rasch bis zum schließlichen Auskeilen (Blatt Waxweiler 160 m, Oberweis 130 m, Mettendorf 30 m, Urtal 15—20 m). In Longwy wurden nach van Wervekes Deutung noch 57 m erbohrt (so₁ 40 m; so₂ 17 m; über das Auskeilen siehe oben, S. 302). Bei Commern fand Blankenhorn sm 100—120 m; so 50—75 m; insgesamt also 150—195 m.

Einer Zone größter Mächtigkeit (400—550 m), die von den Nordvogesen und der Südpfalz nach dem Odenwald und Spessart zieht, stehen also die Randgebiete (östlicher und südlicher Schwarzwald, Vogesen, Saargegend, Trierer Bucht) mit verminderter Mächtigkeit gegenüber. Die Zone der größten Mächtigkeit erscheint in SW- bis NO-Richtung, bzw. SSW- bis NNO-Richtung gestreckt. Die übrigen Kurven gleicher Mächtigkeit legen sich im Bogen um sie herum. Im NW ist dieser Verlauf bei der 200—300-m-Linie allerdings nur noch angedeutet, da hier der Buntsandstein

¹ van Werveke, 1910 a, S. 42—43.

² Auf dem Nordflügel des südlichen Hauptsprunges angeblich geringer (260—310 m, vergl. Staesche, 1927, S. 55).

größtenteils abgetragen ist. Die 200- und 100-m-Linie biegen dann weiterhin deutlich nach N ab infolge der schon besprochenen Störung des ursprünglich regelmäßigen variskischen Beckenbaues durch Sonderbewegungen vom Ende des mittleren Buntsandsteins ab¹.

Ob man von einer besonderen Kraichgaurinne reden darf, ist nicht ganz gewiß. Wohl ist das Anschwellen von Liebenzell (250 m) bis Dürrmenz—Mühlacker (432 m) und bis Erlenbach—Heilbronn (517,3 m) sehr auffallend, doch könnte es sich auch um eine Art von Lochfüllung als Folge örtlich stärkeren Absinkens handeln, wie sie ja auch sonst im Buntsandstein vorkommt; oder das Senkungsfeld von Mühlacker—Heilbronn ordnet sich als Teilerscheinung der allgemeinen Senkungszone des Tiefgbietes ein.

Auch das Dinkelberggebiet verrät durch etwas größere Mächtigkeit gegenüber nordöstlich gelegenen Gegenden eine Tendenz zu etwas stärkerer Senkung.

b) Beziehung zum mittel- und norddeutschen Buntsandstein.

Die Fortsetzung der Hauptsenkungs- und Tiefenzone des süddeutschen Buntsandsteinbeckens nach Norden muß sich zu erkennen geben 1. in der Mächtigkeit; 2. in der Verteilung der Facies, wobei der Geröllführung eine besondere Bedeutung zukommt.

Das norddeutsche Becken gibt sich dadurch als das Hauptbecken kund, daß Gesamtmächtigkeiten von 300—500 m, die im süddeutschen Becken auf die Tiefenzone beschränkt sind, viel allgemeiner sind und auch noch in randlichen Gebieten vorkommen. Wir werden also nach Werten zu fragen haben, die über 500 m hinausgehen. In Oberhessen haben wir nach Dienemann 410—510 m, im Spessart nach Bücking 400—525 m, am Vogelsberg und dessen Rändern nach H. L. F. Meyer 420—520 m ohne den oberen Buntsandstein, im Büdinger Wald nach Bücking etwa 508 m und in der Rhön 400—637 m, in der südlichen Rhön sogar bis 677 m. Bei Mellrichstadt am Ostrande der Rhön wurden nach v. Ammon 695 m erbohrt. Nach den Bohrungen bei Brückenau (Erl. Blatt Brückenau, S. 33—35) ist im Sinngrunde

¹ Es wird sich indes weiter unten zeigen, daß am Nordrande der Eifel die Beckengrenze ursprünglich wieder nach O abgelenkt haben muß.

der Buntsandstein insgesamt 560 m, nach den Kissinger Bohrungen (Erl. Blatt Kissingen, S. 39 und 40; auch Blatt Mellrichstadt, S. 40) im Untergrunde von Kissingen insgesamt über 600 m mächtig, wovon 500 m auf den Hauptbuntsandstein im süddeutschen Sinne und höchstens 100 m auf den oberen entfallen. Auf der Westseite des Thüringer Waldes erreicht der Hauptbuntsandstein den Betrag von 400 m. Frantzen berechnet hier, ausgehend von Bohrloch von Kaiserroda, die Gesamtmächtigkeit der Formation auf 610 m¹.

Über 600 m hinausgehende Gesamtdicke treffen wir am Süd- und Ostrande des Harzes (650—710 m), während in Niederhessen 340—550 m, in Ost-Thüringen 440—500 m erreicht werden. Zu außerordentlichen Beträgen steigt die Mächtigkeit bei Kassel und Münden (Tiefbohrung von Wilhelmshöhe 1183,50 m; nach Bohrungen östlich Münden 1000—1200 m, wovon su etwa 300 bis 400 m, sm mindestens 600 m, Röt ohne Salze 100—150 m). Aber auch weiter nördlich am Solling sind 1200 bis 1450 m vorhanden. Nach Westen nimmt sie ab (Gegend von Pyrmont rund 850 m; Osnabrück zu 450—500 m angegeben). In Holland und am Niederrhein steigt sie nochmals bis 800 m und darüber. Auch im Untergrunde des ostelbischen Tieflandes ist die Mächtigkeit bedeutend (Tiefbohrung von Schubín bei Bromberg über 1200 m)².

Diese Zahlen deuten darauf hin, daß die Fortsetzung der süddeutschen Hauptsenkungszone vom Odenwald über den südlichen Spessart zum Süd- und Ostrande der Rhön und zur Werra führt.

Faciesvergleiche sind dadurch erschwert, daß die Gliederungen des nord- und süddeutschen Buntsandsteins einander nicht parallel gehen. Als Typus der mitteldeutschen Gliederung (Spessart, Rhön) läßt sich aufstellen:

¹ Im Werratal bei Wasungen zu 510 m, bei Themar zu 440 m berechnet; im Ilmtal N des Thüringerwaldes (Bohrung von Großhettstedt, S Kranichfeld) 585 m: siehe Zimmermann, Geol. v. Meiningen, S. 431.

² Dienmann, 1914, S. 52; Bücking, 1892, S. 171; H. L. F. Meyer, 1913, S. 25—27; Bücking, 1878, S. 16—18; Bücking, 1916, S. 40 ff.; v. Ammon, 1900, S. 150; Pröscholt, 1887, S. 343 ff.; Grupe, 1911 und 1912 (Gliederungstabelle); Frantzen, 1894; Wegner, 1926, S. 172; Erl. zu Blatt Wilhelmshöhe, S. 51.

Oberer Buntsandstein oder Röt		Mittel etwa	70 m
Mittlerer Bunt- sandstein	Chirotheriensandstein		
	Bausandstein, häufig konglomeratisch (sm ₂)		
	Vorherrschend grobkörniger Sandstein (sm ₁)		
		" "	200 "
Unterer Bunt- sandstein	Feinkörniger Sandstein (su ₂) bis 200 "		
	Bröckelschiefer (su ₁) " 70 "		

Faciesvergleichen innerhalb dieses Gebietes, für das diese Gliederung allgemein durchgeführt ist, d. h. des Gebietes nördlich vom Main, bleiben von der Unstimmigkeit in der Gliederung N und S des Maines unberührt.

Während im O und S des Vogelsberges der untere Buntsandstein den normalen Typus zeigt, — Bröckelschiefer bis 70 m, feinkörnige Sandsteine 150—200 m, — so ist im NW des Vogelsberges der ganze untere Buntsandstein im wesentlichen sandig ausgebildet (su₁ 25—30 m feinkörnige Sandsteine; su₂ 100—150 m feinkörnige Sandsteine in Abwechslung mit Schiefer-ton). Die Bröckelschieferstufe ist hier als Bausandstein entwickelt, der am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges sogar schwach konglomeratisch ist². Gerölle sind nach Diemann auf den Ostrand des rheinischen Schiefergebirges beschränkt. In den Sandsteinen kommen Körner von verwittertem Feldspat oder Kaolin vor, wenn auch gegen die (meist eckigen, seltener runden) Quarzkörner zurücktretend. Im Spessart beteiligen sich Kaolin und oft sogar noch ganz frischer Feldspat an der Zusammensetzung der „feinkörnigen Sandsteine“ (su₂) (Bücking, 1892, S. 174).

Verhältnismäßig geringmächtig sind die Bröckelschiefer auch im Rhöngebiet, so auch in der Bohrung bei Salzungen und Vacha am Nordrande, in der Regel nur 25 m, in der Bohrung von Mellrichstadt am Ostrande 28,55 m, schwellen aber dann gegen S bis Neuhaus auf 50—60 m an. Die tieferen Schichten des Buntsandsteins werden also von N nach S toniger. Trotzdem nimmt aber die Mächtigkeit der „feinkörnigen Sandsteine“ („su₂“) noch zu. In der Rhön schon bis 220 m erreichend, wurden sie

¹ Manchmal auch Dreigliederung, z. B. E. Zimmermann, Geol. d. Herz. Meiningen für Südthüringen: 1. Geröllführende Stufe; 2. geröllfreie Mittelstufe; 3. obere Stufe (Bau- oder Chirotheriensandstein); ebenso H. Loretz, Jb. pr. geol. L., 1892.

² H. L. F. Meyer, 1913, S. 25; Diemann, 1914, S. 20 und 55—56.

bei Mellrichstadt mit 315,20 m erbohrt. Zunahme des Tons und Anschwellen der Gesamtmächtigkeit des *su* findet also von Oberhessen und vom Nordrande der Rhön aus nach SO bzw. S statt, also quer zu der Richtung der vermuteten Fortsetzung der Tiefenzone (Hauptsenkungszone) des süddeutschen Beckens. In der Bohrung von Kaiserroda erreicht der „untere Buntsandstein“ die enorme Dicke von 380 m, wovon 356 m auf den „feinkörnigen Buntsandstein“ (*su*₂) entfallen¹.

Der untere und mittlere Buntsandstein, die insgesamt bei Schleusingen rund 250 m mächtig sind, wachsen bis Schmalkalden, auf eine Entfernung von 30—40 km, auf etwa 450 m an, und zwar durch das auffällige Anschwellen des feinkörnigen Sandsteins des „*su*“, der im S höchstens 50 m stark, nach und nach bis Schmalkalden auf 250—300 m, und schließlich im N bei Kaiserroda, wie gesagt, auf über 350 m anwächst².

G ü m b e l hat vom feinkörnigen Sandstein, an dessen Basis meist hellfarbige, besonders feinkörnige, regelmäßig geschichtete Sandsteine als sog. Heigenbrücker Sandsteine abgetrennt, die für Unterfranken charakteristisch sein sollen. Sie erreichen im Spessart und am N-Rande desselben 20—30 m, am Ostrande des Spessarts (Blatt Motten-Wildflecken) 40 m, in der Tiefbohrung von Mellrichstadt 50 m. Die Schichtenfolge soll sich nach B ü c k i n g (1892, S. 176) auch noch bei Schmalkalden im Thüringer Walde finden, wonach man vermuten könnte, daß sie vielleicht der Tiefenzone eigentümlich ist, wofür ich zwar nicht genügend Anhaltspunkte in der Literatur fand. Andeutung von physiko-chemischer Sedimentation haben wir — neben den allgemein verbreiteten Dolomit- und Jaspisausscheidungen in den Bröckelschiefern — in einer von G ü m b e l in den Bröckelschiefern bei Gelnhausen beobachteten schwachen Rogensteinbildung, in den NaCl-Pseudomorphosen in den Heigenbrücker Sandsteinen (z. B. zahlreich bei Salmünster nach Frantzen, 1888, S. 27) und an der oberen Grenze der feinkörnigen Sandsteine im Spessart³.

¹ v. A m m o n, 1900, S. 150; W. F r a n t z e n, Jb. preuß. geol. L., 1894, S. 69.

² G r u p e, 1912, S. 104. Siehe auch Z i m m e r m a n n, Geol. Meiningen, S. 433: Zunahme des *su*₂ von 25 m (Gegend Sonneberg) auf 356 m (Gegend von Salzungen); *su* Blatt Sonneberg 50 m (Erl. 27).

³ F r a n t z e n, 1888, S. 244; G ü m b e l, 1894, S. 633; B ü c k i n g, 1892, S. 172; T h ü r a c h, 1888, S. 47—49. Bei den Eisenerzflözen nahe

Größere Bedeutung erlangen die chemischen Absätze in den grobkörnigen Rogensteinlagen im S, O und N des Harzes und in den Kalksandsteinen im oberen Weser- und Leinegebiet (Hannover und Braunschweig) bis südlich in die Gegend von Göttingen und sogar Warburg und Kassel (Bohrung von Wilhelmshöhe), bei denen der Kalk¹ in Form winziger Rogensteine und als Bindemittel auftritt. Hier haben wir die Tiefenzone des Hauptbeckens vor uns. Sie zeigt sich auch als Hauptsenkungsgebiet in der bedeutenden Dicke des unteren Buntsandsteins von 300 bis 350 m am Harzrande und in Süd-Hannover. Die Kalksandsteine werden bei der Verwitterung durch Auslaugung porös („Schaumsandsteine“) und braunfleckig, an der Basis liegt auch hier überall noch der Bröckelschiefer (20—50 m) mit zahlreichen Anhydritknöllchen.

Die große Ausdehnung der Rogensteinfacies nach O zeigt das Vorkommen in Tiefbohrungen bis zu der von Rüdersdorf (Wechsel von Rogenstein, Kalksandstein und Ton) und Schubin (SW Bromberg); die nach N und NW das Vorkommen in den Buntsandsteininseln der Osnabrücker Gegend und im Untergrunde des Niederrheingebietes (Bohrungen Wesel, Wreden, Öding, Winterswijk)².

Das Hauptbecken zog sich einerseits nach O und NO, andererseits nach W um das rheinische Schiefergebirge herum nach dem Niederrhein, wo der untere Buntsandstein neben karbonatischen Einlagerungen (Rogensteine) auch salinische (Anhydrit u. a. Bohrungen Wesel, Wreden, Buurse) zeigt, und bis nach Holland, wo er als 280 m mächtige „untere Lettenzone“ auftritt und ebenfalls Bänke von Rogenstein enthält. Lettige Ausbildung ist überhaupt das Kennzeichen der Tiefenzone. Dem-

der Obergrenze der Bröckelschiefer im Spessart wird man an sekundäre Bildung denken. Betreffs des Gips- bzw. Anhydritgehaltes des Bröckelschiefers im Untergrunde von Kissingen und Mellrichstadt ist auf E. Zimmermann (Geol. Meiningen, S. 432) zu verweisen, nach dem in manchen Bohrprofilen der Buntsandstein zu weit nach unten ausgedehnt sein soll (vergl. auch W. Frantzen, 1894).

¹ bzw. Dolomit.

² u. a. Grupe, 1911; Grupe und Haack, zur Tekt. und Strat. des Hildesheimer Waldes, Jb. Niedersächs. geol. Ver. 1914, S. 145 ff.; Jb. der Preuß. geol. L., 1905 und 1906, Mittlg. aus dem Bohrarchiv; A. Bentz, Über das Mesozoikum usw. im Preuß. Holl. Grenzgebiet, Z. D. geol. Ges. 1926, S. 381 ff.

gegenüber erscheinen selbst die 150—200 m Bröckelschiefer und kalkärmeren Sandsteine Niederhessens und erst recht der vorwiegend tonige feinkörnige Sandstein (Spessart, Rhön, Oberhessen, Thüringen) als randnähere Bildung.

Noch ausgesprochener als am rheinischen Rande ist die randliche Facies, die der untere Buntsandstein am Rande der böhmischen Masse annimmt. Von Süd-Thüringen ist die Mächtigkeitsabnahme der Bröckelschiefer und feinkörnigen Sandsteine¹ bekannt. In Oberfranken läßt sich „der untere Buntsandstein“ in Form von intensiv roten Leberschiefern und Gerölle führenden Sandsteinlagen nach G ü m b e l kaum vom Hauptbuntsandstein scheiden, konnte indes nach D o r n überhaupt noch nicht festgestellt werden². In Ost-Thüringen werden Tone durch feinere und dann gröbere Sande ersetzt, die schließlich in einzelnen Horizonten sogar Gerölle führen können (Saalfeld, Gera, Weida)³. Es treten hier auch nach K o l e s c h oolithische Sandsteine auf, aber bezeichnender Weise in Form von Dolomit, nicht von Kalk wie im zentralen Gebiet des Harzes. Die Verkalkung des oberen su nimmt nach K o l e s c h in der Richtung SW bis NO zu, wie auch die Gerölle an der Basis des su nach N und O an Zahl und Größe abnehmen (1908, S. 602). Tiefbohrungen in Provinz Sachsen und Anhalt zeigen die Fortsetzung der Rogensteinfacies und den Übergang in die Tonfacies nach N (Mittlg. aus Bohrarchiv 1905 und 1906).

Auch weiter östlich behauptet sich am böhmischen Rande die randliche Fazies nicht nur in vorwiegend sandiger Ausbildung und geringer Mächtigkeit, sondern auch in der Führung von stellenweise sehr groben Geröllen⁴.

¹ Siehe oben, S. 387.

² G ü m b e l, Geognost. Beschreibung d. Fichtelgebirges usw., S. 510; P. D o r n, Z. Kenntnis d. oberfränk. Buntsdst. Geogn. Jahresh. 1926, S. 1; D o r n betrachtet die Kulmbacher Konglomeratzone als Äquivalent des E c k'schen Horizontes in Süddeutschland.

³ Auch Arkosesandsteine kommen hier vor; als Heimat der Gerölle werden von Z i m m e r m a n n (1914, Erl. Blatt Saalfeld, S. 90) u. a. die Porphyre und Tuffe des Rotliegenden im Thüringer Wald angegeben.

⁴ L ö w e n b e r g, Blätter Schömberg und Landeshut; siehe G. B e r g, Jb. Preuß. geol. L., 1905, S. 717 ff.; N o e t l i n g, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 1880, S. 300 ff.

Die Abnahme der Bröckelschiefer, die mit 70 m im Spessart die größte Mächtigkeit erreichen, von hier und der Wetterau aus nach NO — Linie Kassel-Koburg kaum noch 30 m — und die Versandung durch Einlagerung von Sandsteinbänken in der Richtung gegen den Harz dürfte wohl auch durch den Vorstoß der Sandfazies vom böhmischen Beckenrande her hervorgerufen sein¹.

Beim „mittleren Buntsandstein“, nach norddeutscher Gliederung verstanden, stoßen wir auf größere Schwierigkeiten. Die Faziesunterschiede sind nicht so bedeutend wie beim „unteren“; ebenso die Mächtigkeitsschwankungen (etwa um 100 m), höchstens daß die Mächtigkeit in der Süd-Rhön den Mittelwert (187—267 m für Rhön) erheblich überschreitet (nahe 300 m). Das Bohrprofil von Mellrichstadt liefert, da die Gliederung im Anschluß an Süddeutschland durchgeführt wurde, keine unmittelbaren Vergleichswerte².

Wohl scheint die Geröllführung in Oberhessen, im Spessart und Vogelsgebirge und stark abgeschwächt auch noch in der Rhön einerseits, am Westfuße des Fichtelgebirges und im südöstlichen Thüringer Wald andererseits, im Gegensatz dazu das vollkommene Fehlen von Geröllen im Untergrunde von Mellrichstadt und die schwache Geröllführung in der S-Rhön das einfache Bild einer geröllfreien bzw. -armen Tiefenzone, wieder mit der Tiefenachse auf der Ostseite der Rhön, und zwei geröllführenden Randzonen je im NW und SO zu ergeben. Dann wäre aber zu erwarten, daß die Tiefenzone die Grenzscheide zwischen zwei Gebieten bilden würde, von denen das eine einem nordöstlichen, das andere einem südöstlichen Einzugsgebiete tributär wäre. Nach H. Meyer soll nun allerdings diese Grenze durch den Vogelsberg ziehen. Die Schichten am Nordwestrande dieses Gebirges sollen aus Detritusmassen des rheinischen Schiefergebirges, die im Süden und Osten aber aus denen des vindelicischen Gebirges entstanden sein³. Die Geröllführung am O-Rande des rheinischen Schiefergebirges bei Marburg hat Diemann verfolgt (1914, S. 40 ff). „Einzelne Gerölle finden wir in allen Höhenlagen und allerorts im feinkörnigen sowohl wie im grobkörnigen

¹ H. L. F. Meyer, Jahrb. pr. geol. L., 1910, I., S. 433 und 441.

² Indirekt ergibt sich kein besonders hoher Wert (215 m, siehe Erl. Mellrichstadt, S. 10).

³ H. L. F. Meyer, 1913, S. 25—26.

Bausandstein, ohne daß sich ein bestimmtes Gesetz für ihre Verbreitung aufstellen ließe. Nur in den höchsten Lagen, nicht weit unter der Rötgrenze und in der Höhe des Kugelhorizontes reichen sich die Gerölle so an, daß die Schichten konglomeratisch werden. Dieser Horizont entspricht also dem Hauptkonglomerat in Süddeutschland“ (konglomeratischer Kugelhorizont). Eisenkiesel, silurische und devonische Kieselschiefer, Quarzite (Wollenbergquarzit) sind vertreten; in der Marburger Gegend häufiger ein feinkörniger, roter unterdevonischer Sandstein mit *Chonetes plebeia* als Beweis für den Ursprung aus dem rheinischen Schiefergebirge. Letzterer folgt auch daraus, daß die i. a. nur Hasel- und Walnußgröße, nur ausnahmsweise Faustgröße und Handtellergröße und -form erreichenden Gerölle in der Nähe des Ostrandes des Schiefergebirges am größten sind. Daß sie auch um den Knüll herum sehr groß sind, deutet nach meiner Vermutung vielleicht darauf, daß der Beckenrand nicht genau NS verläuft. Für die Nähe dieses Randes spricht die eckige Form der Gerölle, für seine Lage im Westen die Tatsache, daß auf den Lahnbergen Quarzite, devonische Sandsteine und Porphyre unter den Geröllen ebenso häufig sind wie Kiesel, letztere aber immer mehr vorherrschen, je weiter wir uns vom alten Gebirge entfernen. Außer den Tongallen finden sich in den konglomeratischen Schichten keine Gerölle aus dem Buntsandstein selbst. Besonders auffallend sind in einem Sediment, das vom rheinischen Schiefergebirge beliefert wurde, die Porphyngerölle, wie auch die feldspatigen Gemengteile der Sandsteine. Je weiter wir von Marburg nach NO gehen, um so mehr nehmen die tonigen Einlagerungen im Bausandstein zu und um so mehr treten die groben Sandsteine hinter den feinkörnigeren zurück, um so weiter entfernen wir uns also vom Rande des Sedimentationsbeckens, womit auch die Mächtigkeitszunahme des Buntsandsteins von W nach O von 400 auf 500 m zusammenhängt (S. 45 und 57). O. H. Schindewolf (1923, S. 670) stellte bei Marburg schon auf die kurze Strecke von 15 km, um welche die Entfernung vom Beckenrande zunahm, eine deutliche Veränderung der Gesteinsfacies, so größere Feinheit des Korns, Zurücktreten von Geröllen und stärkeres Hervortreten von Ton, fest.

Die Bedeutung des Vogelsberggebietes als Grenze der Schuttbelieferung soll sich nach H. Meyer darin

zeigen, daß sich im NW polygene Quarzsandsteine finden, während im S und O vielmehr Kaolin vorherrscht, vor allem aber darin, daß für die Konglomerate im S und O nordsüdliche Transportrichtungen in Frage kommen¹. Wir haben im Spessart, Büdinger Wald und Vogelsberg zwei Hauptlagen von Geröllen, ein weniger bedeutendes an der Basis des grobkörnigen Sandsteins (sm_1), das für die Grenzziehung zwischen su und sm benützt wird, und ein bedeutenderes in der nächst höheren Stufe, das z. B. am N-Rande des Spessarts oft konglomeratisch entwickelt ist und durch die Bildung ansehnlicher Felsen und eines bis zu 20 m hohen Geländeabsatzes an das Hauptkonglomerat der Vogesen erinnert. Quarzgerölle bis zu Faustgröße sind im höheren nicht selten, und auch noch bei Lauterbach am Nordostrande des Vogelsberges treten ganz grobe Gerölle auf. Bei Salmünster ist allerdings die Regel Hasel- oder Walnuß- nur ausnahmsweise Apfelgröße. Manchmal haben wir auch nur konglomeratischen Sandstein, besonders N der Kinzig. Von Gelnhausen und Salmünster im Kinzigtal aus verbreitet es sich nach O bis Brückenau in der südlichen Rhön². Als Gerölle treten nach Frantzen am Nordrande des Spessarts auf neben Quarzen spärliche Lydite, aber keine Eruptivgesteine. Der obere Sandstein enthält aber außer Quarzkörnern auch zahlreiche von Kaolin und Porphy. Besonders in der südlichen Rhön haben wir glatte weiße Kiesel von Erbsen- bis Walnußgröße und flache Tongallen³, die nach der nördlichen Rhön und auf der Ostseite der Rhön immer seltener werden⁴.

¹ Über den Büdinger Geröllstrom, den Kumm aus dem Taunus herleitet, siehe oben, S. 258, Anmerkung.

² Siehe die Erl. von Blatt Brückenau und Blatt Geroda, 1923, S. 4; Erl. Blatt Motten—Wildflecken, 1924, S. 8—9: „mehr oder minder reichliche bis taubeneigroße, weiße Quarzrollstücke“ etwa in der Mitte des Felssandsteins (sm_2), „die stellenweise bis zu einer Art Konglomeratbildung sich anreichern können“.

³ Siehe die Erl. zu den Blättern Ebenhausen, Euerdorf, Kissingen („vereinzelte Geröllchen bis Erbsengröße“); auf den Blättern Hammelburg—Nord, Gräfendorf und Schönderling fehlen die Gerölle, wie ja auch in der Tiefbohrung von Mellrichstadt; dagegen 20 m unter sm_2 auf Blatt Schönderling quarzgeröllführende Lage, die auch im Spessart auftritt (Erl. S. 6).

⁴ Auf dem Dammersfeld (SW-Rhön; Aufnahmebericht Dreher, Jb. preuß. geol. L., 1910) kommen bankweise weiße Kiesel vor und können die Bänke stellenweise konglomeratisch werden; bei Fladungen

Im Lauterbacher Graben, wo nur noch das obere Konglomerat bekannt ist, kommen nach H. Meyer Gangquarze, Kieselschiefer, Quarzporphyre und Amphibolite als Gerölle vor, von denen die beiden letzteren ganz deutlich zeigen sollen, „daß die Transportrichtung von Süden nach Norden geht“¹.

Das untere Geröllager, das am Nordrande des Spessarts 7—8 m dick wird, ist eigentlich nur ein besonders grobkörniger Sandstein, in dem einzelne Körner Erbsen-, seltener Haselnußgröße (bis 10 mm) erreichen, darunter außer hellen oder Milchquarzen solche von Grauwacke (!), Kieselschiefer, Lydit, Quarzit, Porphyre, sowie gerundete Karneolstückchen und kaolinisierte Feldspatkörner. Die Gerölle der unteren Stufe verlieren sich erst in der nördlichen Rhön, sowie westlich davon bei Fulda und östlich bei Sondheim und Gersfeld in bis erbsengroßen Quarzen, zuweilen auch Körnern von Kaolin oder Feldspat und Karneol².

Die Geröllager des Spessarts und Vogelsberges werden von H. Meyer, wie auch früher schon von anderen (u. a. Philippi, Grupe), als die Nordgrenze der beiden süddeutschen Hauptgeröllagen angesehen. „Zungenförmig müssen die Gerölmassen hier offenbar endigen, so daß an dicht beieinanderliegenden Stellen die Gerölle auftreten oder fehlen können“ (1913, S. 26). Nun haben wir aber oben schon gesehen (S. 95), daß die Grenze des unteren gegen den mittleren Buntsandstein in

v. d. Rhön (O der Rhön) treten vereinzelte bis haselnußgroße, helle Kiesel auf (Aufnahmebericht Wagner, Jb. preuß. geol. L., 1909).

¹ 1913, S. 27. — Gerölle nach Beetz (Notizbl. f. Erdkunde Darmstadt 1912, S. 106—107) noch bis Faustgröße reichlich. Auch bei Alsfeld ist nach O. Diehl (Erl. 1926) der obere Horizont des Bausandsteins (sm₂) stark geröllführend; auf Blatt Großenluder treten noch grobe, bis taubeneigroße Gerölle auf (Jb. preuß. geol. L., Eck, 1901; Blankenhorn, ebenda, 1908 und 1915); dagegen östlich davon, auf Blatt Fulda nur einzelne bis haselnußgroße Kiesel und spärliche Tongallen (Bücking, Erl. 1911).

² Bücking, 1892; Thürach, 1884; Frantzen, 1888; Wenz, 1921; Bücking, 1916; H. Meyer, 1913; Lenk, 1887; Gumbel, 1894; Erl. Blätter Fulda, Gersfeld, Hilders und Sondheim, Schönderling. Auf dem Dammersfeld (Dreher, 1910) ist sm₁ noch mehr oder minder konglomeratisch, durch oft erbsengroße Gerölle (Quarz, Karneol, trüber Feldspat, ab und zu Kiesel bis 25 mm); bei Großenluder und Salzschlirf (W Fulda) ist nur ein einziger Geröllhorizont bekannt, nämlich der von sm₂ (Blankenhorn, Aufnahmeber. 1908 und 1915).

der norddeutschen Gliederung wesentlich höher liegen muß, als in der süddeutschen, und daß der Eck'sche Horizont, der tiefer liegt als das eben besprochene untere Geröllager, sich im nördlichen Spessart verliert. Es kann sich also beim letzteren nur um die Fortsetzung eines „mittleren Geröllhorizontes“ handeln, wie sie in der Pfalz und im nördlichen Odenwald auftreten. Nach der Verbreitung (Nordspessart, besonders im östlichen Teil; Rhön) ist eine Transportrichtung von SW nach NO (oder entgegengesetzt? vergl. oben, S. 159) wahrscheinlich; eine südnördliche scheint durch das Fehlen im südlichen Spessart (Thürach, 1884, S. 45) ausgeschlossen. Ob auch Strömungen von SO her in Frage kommen könnten, müßte genauere Untersuchung lehren. Das vollständige Fehlen von Geröll in der Mellrichstadter Bohrung spricht nicht gerade für solche¹.

Die Parallelisierung des oberen Geröllagers mit dem süddeutschen Hauptkonglomerat ist durch die Lagerung unter dem Karneolhorizont (Chirotheriensandstein) und durch die Verknüpfung mit einem Kügelchen- oder Kugelhorizont (Spessart, Vogelsberg, Oberhessen, Rhön) nahe gelegt. Eine Zufuhr direkt von S erscheint aber auch hier ausgeschlossen, da die Gerölle im südlichen Spessart kleiner und weniger zahlreich sind als im nördlichen², eine solche aus SO aus dem schon erwähnten Grunde auch nicht wahrscheinlich. Von O oder NO können sie nicht gekommen sein, weil in dieser Richtung die Größe abnimmt und in Thüringen Gerölle in den äquivalenten Schichten fehlen; wenn sie dann wirklich nicht aus dem W oder NW stammen, was aber immer noch der Nachprüfung bedürfte, bliebe nur noch eine Strömung aus SW übrig, etwa aus der Nordpfalz, die in einer etwa SW bis NO gerichteten Rinne verlief. Vorerst kann dies nur eine Vermutung sein, da wir noch nicht auf genaueren Untersuchungen fußen können.

¹ Vergl. Erl. Blatt Brückenau und Geroda, S. 4: „In einer unteren Region (von sm₁) treten öfters dünne Bänke mit fast erbsengroßen Körnern von Quarz und abgerollten Feldspatstückchen auf“; auch Erl. Gräfen-dorf, S. 5 und Schönderling, S. 3.

² Thürach, 1884, S. 45; siehe auch G ü m b e l, Geol. Bayern II, S. 644: Geröllbank von Brückenau (Sinntal) und Büdinger Wald im Spessart in dieser Form nicht entwickelt; Stellvertretung wahrscheinlich durch grobe, oft lettige Sandsteine; über die Reduktion bei Wertheim a. Main (Kristallsandstein) und Kissingen siehe oben, S. 147.

Die Grenzlinie der Beeinflussung durch die zwei Hochgebiete würde hier auch im Vogelsberggebiet, da der NW dem SO gegenüber steht, nicht nordsüdlich, sondern mehr südwest-nordöstlich verlaufen.

O. Grupe möchte die Führung einzelner Gerölle, hauptsächlich von Quarz, im niederhessischen Bausandstein entlang dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges (nördliche Fortsetzung der Geröllvorkommen der Marburger Gegend, z. B. am Knüllgebirge, am Rande des Kellerwaldes und in der Warburger Gegend) „als letztes Ausklingen des süddeutschen Hauptkonglomerates“ bezeichnen¹.

Nach den Aufnahmen Blankenhorns im Knüllgebirge, wo vereinzelt und strichweise Quarzgerölle auch im tieferen und mittleren Hauptbuntsandstein auftreten, sich aber erst im Bausandstein, namentlich nach oben, anreichern, sind diese O des Knülls spärlicher als W desselben und werden neben anderen Geröllen (Milchquarze, seltener Kieselschiefer, Adinole, Quarzite) auch vereinzelt Jaspisse vom Kellerwald beobachtet. Dies deutet aber auf westlichen und nordwestlichen Ursprung². Grupe³ selbst betrachtet an anderer Stelle die plötzlich auftretenden groben Gerölle des Bausandsteins entlang dem Ostrande des rheinischen Schiefergebirges als „küstennahe Facies“ am Rande einer alten rheinischen Masse, die als Festland über die Zeit des Zechsteins und unteren Buntsandsteins noch weiter in die jüngere Buntsandsteinperiode hinein bestanden habe. Damit stehen Koenen's Feststellungen in gutem Einklang, wonach die bei Warburg noch bis eigroßen Gerölle nördlich Kas-

¹ Grupe, 1912, S. 411; entlang dem ganzen Ostrande des rheinischen Schiefergebirges von der Linie Marburg—Knüllgebirge bis zur Umgebung des Kellerwaldes kommen im Bausandstein, namentlich nahe der Rötgrenze, grobe Gerölle vor (Gangquarz, Quarzit, Kieselschiefer, bei Marburg angeblich zahlreiche Einschlüsse von Buntsandstein, nicht selten über Kopfgröße), und auch noch bei Warburg und Kassel, hier im Gegensatz zu den östl. Gebieten und dem Solling. Siehe die Erl. d. Blätter Marburg, Niederwalgern, Neukirchen, Niederaula, Schwarzenborn, Rosenthal, Gilserberg, Peckelsheim, Kassel; bes. auch Dienemann, 1914, S. 40 ff. (siehe oben, S. 391).

² Blankenhorn, Aufnahmebericht Ziegenhain, Jahrb. preuß. geol. L., 1914; Schwarzenborn, ebenda, 1915; geol. Aufnahmen im Knüllgebirge, ebenda, 1916.

³ 1911, S. 33.

sel im Bausandstein verschwinden und bis zur Gegend von Göttingen und im südlichen Solling nur noch einzelne ziemlich grobkörnige Lagen zu beobachten sind. Das entspricht einer allgemeinen Abnahme der Korngröße von S nach N¹.

Die starke Geröllführung (Quarz, Lydit, quarzitisches Schiefer, vereinzelt Granit, Glimmerschiefer, auch Tonschiefer) im südöstlichen Thüringer Wald (N Coburg) an der Basis des grobkörnigen Sandsteins bezeichnet den Südrand des Beckens, der hier von der böhmischen Masse gebildet wird, und ist durch dieses Hochgebiet bedingt. Die Gerölle werden nuß- bis kopfgroß. Die geröllführende Zone, die 150 und mehr Meter erreicht, läßt sich von Eisfeld, Hildburghausen und Schleusingen aus nach NW über das Haseltal hinaus verfolgen, um dann rasch an Mächtigkeit abzunehmen und sich jenseits des Schwarzatales in feinkörnigen Sandstein zu verwandeln. Sie stellt also einen randlichen Schutzkegel dar².

Südlich von Hildburghausen, in der Coburger Gegend, hat Loretz die Geröllzonen festgestellt (Blätter Oeslau, Steinach, Rossach)³. Bei Kulmbach und Kronach beobachtete Dorn (1926, S. 2) etwa 50 m unter karneolführenden Bänken eine Konglomeratzone mit bis über faustgroßen Geröllen (etwa 75 % Quarz, etwa 20 % Lydite, Rest Gneis, Glimmer- und Hornblendeschiefer). Die petrographische Ausbildung weist auf das alte Gebirge im O Kulmbachs hin; die Gerölle dürften indes nach Dorn, da granitisches Material vollständig fehlt, eher von NO, als von SO stammen. Besonders in den geröllarmen Sandsteinbänken über der Konglomeratzone fand er typische Windkanter (Quarz, wenig Quarzit und Lydit), also an der Grenze gegen die geröllführenden Schichten. Von Steinheid auf dem Thüringer Wald wurden Windkanter von J. Walther zuerst bekannt gegeben.

Die höhere Abteilung des „sm“ ist hier am Westrande des Thüringer Waldes merkwürdigerweise geröllfrei.

Nördlich des Thüringer Waldes wird die Nähe des Beckenrandes angezeigt durch das Basiskonglomerat des sm bei Saalfeld und Rudolstadt und weiter NO davon (nach E. Zimmermann hauptsächlich Quarz, Quarzit, dann Kieselschiefer,

¹ Koenen, 1902.

² Pröscholt, a) Erl. Sekt. Hildburghausen (1885), b) 1887, S. 346.

³ Vergl. Erl. Blatt Eisfeld, Meeder, Neustadt a. H., Sonneberg.

selten Porphyr und Granit; Geröllgröße 5—12 cm; Mächtigkeit 1—3 m)¹.

Nur bei gewissen Geröllen (brecc. Quarziten) vermutet Zimmermann Ursprung aus dem ost-thüringischen Cambrium, bei anderen (Quarziten und Kieselschiefern) ist ihm die Herkunft aus dem thüringischen Schiefergebirge zweifelhaft, diejenige aus der Gneis- oder Glimmerschieferformation wahrscheinlicher. Südliche Randgebirge sind aber als Heimat anzunehmen (1907). Auch hier kommen typische Windkanter der verschiedensten Form vor zum Beweise, daß die von den südlichen Fluten herbeigeschafften Gerölle von Sandstürmen bearbeitet wurden.

Die Geröllführung wiederholt sich hier nochmals höher im Kieselkonglomerat der Bausandsteinzone 20 m oder weniger unter der Obergrenze von sm, das zwar streng genommen nur eine grobkörnige Sandsteinbank darstellt, die durch zerstreute Geröllchen (bis 10—15 mm, neben Quarzen auch Orthoklase) konglomeratisch werden kann. Man kann also höchstens von einer Andeutung eines Hauptkonglomerates reden.

Das Fehlen der Gerölleinschaltungen oder vielmehr ihr Ersatz durch grobkörnige Sandsteine ist neben feinerem Korn der Sandsteine i. a. und größerem Tonreichtum ein Kennzeichen der zentraleren Beckenteile (westliches Thüringen, Niederhessen, Südhannover, Harzrand)².

Den Hauptteil des „mittleren Buntsandsteins“ bildet der Schichtenstoß unter dem „Bausandstein“ aus grob- und feinkörnigen Sandsteinen mit tonigen Einschaltungen bestehend (sm₁). Er kann in der Hauptsenkungszone (Solling) bis zu 400 m anschwellen. Der untere Buntsandstein zeigt nach Gruppe neben dem feineren Korn Kalkgehalt und Mangel an Kaolin, der grobkörnige des „sm“ dagegen Kaolingehalt und Kalkmangel.

Der von Koenen für das Gebiet der Rhön, für Kurhessen, das südliche Hannover und Braunschweig ausgeschiedene Bausandstein darüber ist eine eigenartige, im Norden feinkörnige, im Süden aber auch noch grobkörnige, häufig helle, teils auch rote, bald kieselig-tonig gebundene, bald mehr lockere, teils kreuzschichtige, teils ebenschichtige glimmerreiche Facies. Durch Kalkgehalt (meist ausgelaugt, „Tigersandstein“), tonig-

¹ Zimmermann, Aufnahmeber. Saalfeld 1884; 1907; Erl. Blatt Saalfeld 1914; über die tieferen Konglomeratzonen vom „su“ s. o., S. 389.

² Siehe Lethaea II., 1, S. 46.

dolomitisches Bindemittel, violette Farbentöne und Glimmerreichtum kann er dem süddeutschen Voltziensandstein ähnlich werden¹. Besonders im NW, im Solling, zeichnet er sich durch Kaolinreichtum, Feinkörnigkeit und Ebenschichtigkeit aus (Sollingplatten); hier erreicht er auch die größte Dicke (mindestens 150 m), verschwächt sich aber dann von hier aus nach Grupe in der Richtung nach der Rhön, aber auch nach N und O zu „einer nur einige Dekameter mächtigen Zone“ und keilt schließlich bei Hildesheim und am nördlichen Harzrande völlig aus. In Oberhessen dagegen bildet er nach Dienemann (S. 52 und 56) die Hauptmasse des sm über den nur 50 m dicken grobkörnigen Sandsteinen des sm₁. Hier führt er auch im Gegensatz zu den benachbarten Gebieten in seiner ganzen Mächtigkeit Gerölle, liegt also, wie Dienemann feststellt, in seiner randlichen Facies vor. In Oberhessen, am Rande des rheinischen Schiefergebirges, scheint er also seine Wurzel zu haben. Grupe möchte ihn trotz der starken Mächtigkeitsschwankungen und der beschränkten Verbreitung als stratigraphischen Horizont, nicht nur als Facies auffassen, besonders da im Solling mit der plötzlichen Mächtigkeitszunahme des Bausandsteins auch eine solche der ganzen Formation verbunden sei (1912, S. 411).

Als unterer Teil der Bausandsteinzone schieben sich zwischen Harz und Weser die „tonigen Zwischenschichten“ (10—15 m) ein, die durch Kalkgehalt, besonders in Form oolithischer Kalksandsteine, durch Feinkörnigkeit und Zunahme des Tons (Zone der grauen Schieferletten, darüber diejenige der roten Tone) die Verhältnisse des unteren Buntsandsteins wiederholen.

Im Hildesheimer Wald, auf der Strecke Lampspringe-Salzdettfurth, geht der Bausandstein nach W. Haack in eine Schichtfolge kalkhaltiger Tone mit Einlagerungen dünner Kalksandsteine über, in der nur noch in der Mitte ganz wenig Sandsteine (nicht mehr als 2 m) vom Charakter des typischen Bausandsteins auftreten².

Von besonderer Bedeutung für die zentralen Beckenteile sind die hier auftretenden Fossilien: Phyllopoden (Estherien und

¹ Auch Karneol kommt im obersten kalkhaltigen Bausandstein („Tigersandstein“) vor.

² W. Haack, 1914, a. a. O., S. 166—167; dann 1921, S. 569; siehe auch Harbort, Jb. preuß. geol. L., 1913, I. R. Voß, Abhandlg. preuß. geol. L., 1928, S. 17.

Estheriellen) in den verschiedensten Horizonten des unteren und unteren mittleren Buntsandsteins, dann die zuerst bei Roda (Thüringen), dann in sehr weiter Verbreitung nachgewiesenen Gervillien des unteren mittleren Buntsandsteins, die am Solling, Knüllgebirge, Eichsfeld, in der Mansfelder Mulde¹ und in Ost-Thüringen in zwei Horizonten vorkommen, während bei Treysa und am Vogelsberg (Blatt Alsfeld) in Oberhessen und im Kellerwald nur der untere aufgefunden ist. Auch Gastropoden (*Turbonilla Weisbachi* in Sachsen und Thüringen) kommen damit zusammen vor, sowie *Vermetus* (*Spirorbis*?) im Hildesheimer Wald².

Im Hildesheimer Wald (NW des Harzes bei Salzdetfurth) tritt nach Haack (S. 561—563) *Gervillia Murchisonae* in einer 30 m mächtigen Schichtfolge, etwa in der Mitte von sm_1 , zu tausenden auf. In verschiedenen Niveaux erscheinen Estherien, von Pflanzenresten nur Sporen von *Pleuromeia*; Saurier scheinen nicht allzu selten zu sein³.

Diese Fossilien beweisen, daß die tiefsten Beckenteile im mittleren Buntsandstein wiederholt von stehenden Gewässern von größerer Ausdehnung erfüllt waren. Nach Blankenhorn reichte ein bedeutender Binnensee, der ca. 240 km im Durchmesser maß, „vom Kel-

¹ Hier nach Haack (1921, S. 563) durch den ganzen sm hindurchgehend; E. Wüst, Fossilführung des mittleren Buntsandsteins der Mansfelder Mulde. Zeitschr. für Nat. 1907.

² u. a. Kolesch, 1921, S. 318 und 329—339; Grupe, 1912, S. 413—414; Blankenhorn, Z. deutsch. geol. Ges. 1907, S. 300; Sitzungsbericht d. Ges. für Nat. 1916, S. 22—29; Diehl (Erl. Blatt Alsfeld) 1926; Wilkens, Z. d. geol. Ges. 1920. Nach Schindewolf ist die Muschel als *Avicula Murchisonae* zu bezeichnen (*Senckenbergiana*, 1928, S. 16 ff.). Blankenhorn gibt (Z. d. geol. Ges. 1924) folgende stratigraphische Gliederung des mittleren Buntsandsteins auf paläontologischer Grundlage: sm_1 Gervilliensandstein, sm_2 Bausandstein mit *Corophioidenspuren*; Schindewolf gliedert (1928) folgendermaßen: su_1 liegender Bausandstein, su_2 Lettensandstein, sm_1 Aviculasandstein, sm_2 Stubensand, sm_3 Hangender Bausandstein. Vergl. auch die Dreigliederung nach Denkmann-Blankenhorn: sm_1 = (unterer) Horizont der Gervillienplatten, sm_2 = grobkörnige Sandsteine, feinkörnige ebenplattige Sandsteine und Stubensande bis oberen Gervillienhorizont einschließlich, sm_3 = Bausandsteine (u. a. Blankenhorn, Jb. pr. geol. L., 1915; Denkmann, Erl. Blatt Gilserberg, S. 46—47).

³ Siehe Haacks Karte der Verbreitung der *Gervillia Murch.*, S. 562, und die Übersicht bei Linstow, Schrift. phys.-ökon. Ges., Königsberg, 1920, S. 33.

lerwald bis zum Solling und bis Halle und Roda in Ost-Thüringen“. Auch im unteren Buntsandstein müssen schon derartige Wasseransammlungen vorhanden gewesen sein, wofür ja auch Kalksedimentation spricht. NaCl-Pseudomorphosen, die zwar spärlich zu sein scheinen, zeigen Salzgehalt an. Von den Pflanzenresten (*Pleuromeia Sternbergi*) in den Zwischenschichten zwischen den Muschelbänken müßten wir wissen, ob sie autochthon oder eingeschwemmt sind, um daraus weitere Schlüsse ziehen zu können.

Die Zone der „tonigen Zwischenschichten“ ist durch einen gewissen Reichtum an Fischresten (Ganoidschuppen, Flossenstachelnabdrücke von *Hybodus*) ausgezeichnet, die sich zu kleinen Bonebeds anhäufen (Fischschuppenquarzite, Fischbänke der Mansfelder Mulde); daneben kommen Estherien und wenige Insektenreste vor. Mollusken fehlen oder sind spärlich¹.

In der oberen Abteilung (Bausandsteinzone) von Niederhessen, dem angrenzenden südlichen Hannover und von Thüringen treten als „Leitfossilien“ auf Tierfährten, Amphibienknochen, Wurm spuren, endlich Pflanzenreste (*Equiseten*, *Voltzia*, *Neuropteridium*, *Anomopteris*). Der Fossilreichtum ist geringer als der der tieferen Abteilung (*Blankenhorn*, 1916, S. 24; *Grupe*, 1912, S. 411).

Vor allem aber weisen die Fossilien auf den andersartigen Charakter hin. Das Vordringen der Pflanzenwelt und der Landwirbeltiere läßt auf Trockenlegung oder mindestens nur sehr wechselnde Wasserbedeckung schließen.

Aus dem Bausandstein entwickelt sich durch Zunahme des Kalkgehalts und Zwischenschaltung von bunten Tonlagen als Abschluß nach oben der feinkörnige, normalerweise lichtgefärbte *Chirotheriensandstein* (Süd-Thüringen, Hessen, Oberfranken). Durch Auslaugung des karbonatischen Bindemittels erhält er Manganfleckung, kann aber auch zu Reib- oder Stubensand zerfallen; es kommt auch kieselige Bindung vor. In den obersten Lagen führt er in weiter Verbreitung Karneol. Bläuliche dünne Lettenlagen² sind häufig zwischengeschaltet. Rippel-

¹ Haack, 564—568; E. Wüst, a. a. O., 1907.

² Nähere Beschreibung der Karneolbank u. a. Loretz, Jb. preuß. geol. L., 1880; auch Zimmermann, Erl. Saalfeld, 1914; in Ost-Thüringen liegt der Karneolhorizont im unteren Teil (K. Willruth, Zeitschrift für Nat., 1918, S. 394 ff.).

marken, wulstige Beschaffenheit der Schichtflächen mit Kriech- und Gleitspuren und Netzleisten sind nach **Blankenhorn** (Jb. preuß. geol. L., 1908) kennzeichnend.

Während im Hessischen und Hannoverschen der massige Bausandstein von den Chirotherienschiefern oder deren Äquivalent abgetrennt wird, wird dagegen infolge Ausfallens der tonigen Facies in Thüringen und im sächsischen Eichsfelde die gesamte Schichtenfolge der oberen massigen Bänke des sm als „Chirotheriensandstein“ zusammengefaßt¹.

Kugelige Konkretionen (Kugelsandstein) sind im Bausandstein sehr verbreitet, besonders in der geröllführenden Zone².

Der Chirotheriensandstein geht in der Breite von Göttingen in die „tonigen Grenzschichten“ Gr₁ über, die neben Gahnischuppen, Zähnen von Gyrolepis, Koprolithen auch zahlreiche Reste von Stegocephalen und Sauriern enthalten³.

So ergibt sich schließlich im Hildesheimer Wald nach **Haack** folgende Gliederung des „mittleren Buntsandsteins“ („Weserfacies“):

1. Tonige Grenzschichten sm ₃		7—10 m
2. Bausandsteinstufe sm ₂ β		etwa 50 m
3. Tonige Zwischenschichten sm ₂ α		30—40 m
4. Unterer oder eigentlicher mittlerer Buntsandstein		
= Stufe der grobkörnigen Sandsteine		250 m

Und zwar besteht hier kein scharfer Schnitt mehr zwischen Bausandsteinen und tonigen Zwischenschichten, ebenso wenig gegen die tonigen Grenzschichten. „Vielmehr nimmt der ganze hö-

¹ Gruppe, 1912, S. 409; über Chirotherien-Sandsteine im engeren und weiteren Sinne s. Erl. Blatt Fulda, S. 27; insgesamt 20—40 m (Fulda), untere Abteilung = Pilgerzeller Bausandstein. Über Mächtigkeitsabnahme des „Bau- oder Chirotherien-Sandsteins“ in Süd-Thüringen von 50 m im S bis wenige Meter im N siehe **Zimmermann**, Geol. von Meiningen und **W. Wagner**, Jb. pr. geol. L., 1909, II., S. 114 (Fladungen v. d. Rhön); über einen „unteren Chirotherien-Sandstein“ an der Basis des Bausandsteins **Blankenhorn**, Jb. preuß. geol. L., 1915, II.

² Nach **Koenen** (Jb. preuß. geol. L., 1913, II., S. 309) sind Poren, Braunfleckung und Kugelbildung überhaupt für die Bausandsteinzone (Solling) charakteristisch.

³ Nach **Harbort** (Beitr. z. Geol. d. Umgebung von Königsutter, Jb. preuß. geol. L., 1913, I.) finden sich in teilweise kieseligen Kalksandsteinbänken und Kalksandsteinkonkretionen Saurierknochen, zahllose Fischschuppen und -knochen, sowie undeutliche Abdrücke von Estherien.

here Teil des mittleren Buntsandsteins, der weiter nach S bzw. SW differenziert ist, eine ähnliche Facies an, und zwar eine schon an den Röt anklingende. Diese greift also hier im N tiefer als etwa im Solling“¹.

Im Hildesheimer Wald bereitet sich aber dann schon der Übergang in die nördliche oder niedersächsisch-ostelbische Facies (nach Haack) oder Osnabrücker Facies (nach Wegner) des mittleren Buntsandsteins vor, die unter dem norddeutschen Flachlande und auf Helgoland entwickelt und durch erhebliches Zurücktreten und feineres Korn der Sandsteine, durch Zunahme des Tons und Kalkgehaltes (besonders häufig Rogensteine) gekennzeichnet ist, vor. Bei Osnabrück tritt sie in das Bergland ein². Bezeichnend ist besonders das Verschwinden des Bausandsteins. Wichtig sind für diese Facies vor allem die Tiefbohrungen bei Magdeburg, Rüdersdorf, Sperenberg und Schubert bei Bromberg. Paläontologisch sind von besonderer Bedeutung neben Fischresten, Estherien und Mollusken (*Pleuromya*, *Anoplophora*, *Turbonilla*) Spirorben, die gesteinsbildend auftreten (*Serpulites*!), ohne dabei einen bestimmten Horizont einzuhalten.

Hier haben wir nordöstlich der Linie Osnabrück—Hildesheim—Harz das eigentliche Beckenzentrum, dessen Fauna in ihrer Mischung brackischer und echt mariner Formen unverkennbaren marinen Einschlag zeigt. Dieses zentrale Gebiet scheint fast dauernd unter Wasserbedeckung gestanden zu haben.

Das Gebiet des Hildesheimer Waldes, Sollings, der Mansfelder Mulde und nördlichen Harzvorlandes umfaßt die Übergangszone von der mitteldeutschen in die nördliche Facies, der gegenüber die mitteldeutsche noch randlichen Charakter aufweist.

Die geringe Mächtigkeit von 150 m bei Sperenberg ist wohl nur scheinbar und erklärt sich daraus, daß hier ein Salzhorst vorliegt; an anderen Stellen im ostelbischen Becken aber ist sie

¹ W. Haack, 1914, a. a. O., S. 167; 1921, S. 560; Jb. d. preuß. geol. L., 1913, II.; siehe ferner Grupes Gliederung für ob. Wesertal, 1911, a. a. O., S. 21; auch 1912, Gliederungsschema, S. 21.

² Vorkommen dunkler Kalksandsteine und glänzender schwarzer Schiefertone; Haack, Teutoburger Wald S Osnabrück, Jahrb. preuß. geol. L., 1908.

bedeutend, wie in der Tiefbohrung von Schubin (über 1200 m)¹. Die Übergangszone hat teilweise (Solling) den Charakter einer Hauptsenkungszone, in der die höchsten Mächtigkeiten überhaupt erreicht werden (über 1000 m).

Das ostelbische Becken erstreckt sich, wie aus der Tiefbohrung von Schubin hervorgeht, offenbar sehr weit nach Osten; wir haben aber nach Haack weiter nach O keine Anhaltspunkte für die Feststellung der Grenze. „Höchstens kann man sagen, daß sie nicht südlich Breslau laufen kann, da nach der Schilderung, die Tietze von den dort erbohrten Schichten gibt, die normale Facies in jener Gegend auftritt“². Als „tatarische Stufe“ setzt von hier aus eine einheitliche Serie mächtiger roter Tone, die z. T. noch dem Zechstein angehören, bis tief nach Rußland hinein fort³.

Philippi (Lethaea II, 1., S. 146) glaubt Oberschlesien als zentral ansehen zu müssen, weil hier im „sm“ Konglomeratbänke ebenfalls fehlen. Indes war das Gebiet wahrscheinlich noch zu Beginn der Trias Hochgebiet, da untere und mittlere Abteilung des Buntsandsteins fehlen und die obere mit bis 30 m dicken roten Tonen und Sanden einsetzt (unteres Röt = Neudecker Schichten)⁴.

An die Osnabrücker Facies lehnt sich nach Wegner eng die holländische an (Bohrung von Winterswijk), aus roten Schiefertönen mit ganz dünnen, meist feinkörnigen Sandstein-einlagerungen bestehend und durch eine mächtige Folge von oolithischen Kalksandsteinen gekennzeichnet. Es handelt sich hier um ein neues Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins, das vom westfälischen Hügelland bei Osnabrück und Ibbenbüren, wo er zuletzt zutage tritt, in westlicher Richtung nach der deutsch-holländischen Grenze (Bohrungen Öding, Buurse, Bentheim, Ochtrup),

¹ Nach Voss (a. a. O., S. 19) hier su 642 m, sm 685 m, Abteilungsgrenzen indes fließend.

² Haack, a. a. O., S. 576; Tietze, Jb. preuß. geol. L., 1911, II., S. 200.

³ O. v. Linstow, Verbreitung der Tat. Stufe in Westrußland und Deutschland, sowie über den Charakter der Buntsandstein-Formation, Schr. phys.-ökon. Ges., Königsberg, 1919, S. 22 ff.

⁴ P. Abmann, Beitr. zur Glied. des ob. Buntsandsteins im östl. Oberschlesien, Jb. preuß. geol. L., 1913 (hier auch die übrigen Arbeiten über das Gebiet von Eck, Tietze, Michael, Ahlburg); Römer, Geol. Oberschlesien, 1870.

ebenso vom westlichen Ruhrkohlenbecken zwischen Wesel und Recklinghausen weit nach N bis Öding und Enschede und nach W zum niederrheinischen Tiefland bis westlich der Maas nach der Campine durch zahlreiche Tiefbohrungen nachgewiesen ist und sich von hier offenbar noch weit nach N und W ausdehnt. Die Ost- bzw. Südgrenze der Verbreitung zieht sich am Westrande der Münsterschen Kreidebucht etwa von W Münster über Koesfeld nach der Lippe, südlich dieser über Dorsten, Dinslaken nach Möß a. Rh.; dann links des Rheins nördlich an Krefeld vorbei zur Maas bei Venlo und Roermond, endlich nach Bildung einer bei Heinzberg weit nach SO vorspringenden Bucht zur Campine. Allerlei Erscheinungen, wie rasche Mächtigkeitszunahme von O nach W, von S nach N mit wachsender Entfernung von dieser Linie, dann Übergang von der sandigen, manchmal sogar konglomeratischen Ausbildung bis zur lettigen, Zunahme der karbonatischen und der salinischen Beimengungen nach dem Beckeninnern — vom Eifelrand nach NW; vom Sauerland nach N —, Transgression der mittleren über die tiefere Stufe in entgegengesetzter Richtung¹ zeigen die Nähe eines primären östlichen und südlichen Beckenrandes an, mit dem die heutige Verbreitungsgrenze zwar infolge nachträglicher Abrasionen sicher nicht überall genau zusammenfallen dürfte. Es werden nach dem Beckeninnern zu bedeutende Gesamtmächtigkeiten erreicht [Wesel 742 m und sogar 984 m; an der deutsch-holländischen Grenze rechts des Rheins bei Vreden 749 m (so 206 m, sm 263 m, su 280 m), bei Buurse 799 m (so 237 m, sm 280 m, su 282 m), Bentheim nach Harbort über 529 m (so 379 m, sm 80 m), in Holland nach Wegner 850 m]. In der Regel läßt sich eine mittlere sandige Stufe (milde tonige Sandsteine) von einer unteren und oberen Lettenzone abtrennen², besonders letztere beiden vielfach kalkig und mit Gips bzw. Salz. Hier liegt immer noch die Übergangsfacies zur vorherrschenden Lettenfacies vor (Winterswijk), in der karbonatische und salinische Facies im sm auftreten können. Dünne Konglomerateinschaltungen finden sich

¹ Über Einzelheiten siehe die Arbeiten von Holzapfel, Cremer, Müller, Middelschulte, Krusch, Ahlburg, Bärtling, Wunstorf-Fliegel, Harbort, Bentz, außerdem holländische Veröffentlichungen.

² Ausnahme Niederrhein: Hier nur untere sandige und obere lettige Stufe.

in der Nähe des Beckenrandes, meist an der Basis der mittleren sandigen Stufe, sind aber sonst wenig niveaubeständig.

Der Gesamtcharakter steht im ganzen der norddeutschen Ausbildung näher als der süddeutschen und legt die Verbindung mit dem Buntsandstein NO des rheinischen Schiefergebirges außerordentlich nahe. Von dem süddeutschen Becken muß dieses nordwestdeutsch-holländische durch einen halbinselartigen, nicht sehr breiten Hochgebietssporn getrennt gewesen sein, der von den Ardennen aus nach NO gegen das Sauerland vorsprang.

So können wir im norddeutschen mittleren Buntsandstein anschließend an Wegner folgende Faciesgebiete unterscheiden:

a) die randliche Facies am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges einerseits, am Rande der böhmischen Masse andererseits, zu der dann noch das mittlere Gebiet, in dem die beiden Schuttkegel untereinander und mit den Ausläufern der süddeutschen Schuttkegel zusammenstoßen (Rhön, Vogelsberg, Fulda — Werragebiet) hinzutritt;

b) die Weserfacies mit tonigen Einschaltungen, karbonatischen Ausscheidungen und Fischbänken im Weserbergland; sie bildet den Übergang

c) zu der Osnabrücker, ostelbischen und holländischen Facies, die O und NO vom Harz auftritt, dann im Untergrunde des norddeutschen Flachlandes von Bromberg und Sperenberg bis Helgoland sich ausbreitet und das rheinische Schiefergebirge nördlich und nordwestlich umfaßt bis zum Niederrhein. Sie ist die eigentliche Tiefenfacies und kann wegen ihrer nahen Beziehung zum Meere als paralisch bezeichnet werden. Kennzeichnend sind Tonfacies nebst Kalksandsteineinlagerungen.

Wirbeltierfährten finden sich nicht nur im Niveau des eigentlichen Chirotheriensandsteins, aus dem die zuerst entdeckten Fährten des Chirotherium Barthii von Hildburghausen stammen, sondern auch tiefer, so bei Karlshafen in Niederhessen an der Weser mindestens 20 m unter der Oberkante des Buntsandsteins und bei Fulda etwa 30 m unter dem Röt, in Südhannover in „verschiedenen Horizonten des unteren mittleren Buntsandsteins“, hier zusammen mit Labyrinthodonten- und Fischresten, in Thüringen (Blatt Friedewald) ebenfalls tief unter dem

eigentlichen Chirotheriensandstein¹. Die tieferen Fährten gehören allerdings nach Sörgel größtenteils anscheinend nicht zu Chiroth. Barthii. Danach hat Blankenhorn in der Unterregion des Bausandsteins einen besonderen „hessischen Fährten-sandstein“ (unterer = hessischer Chirotheriensandstein) ausgeschieden, der indessen in Hessen und Hannover petrographisch gewöhnlich nicht irgendwie hervortritt².

Die Wurmhorizonte (Arenicoloides) aus dem mittleren Buntsandstein zeigen in Norddeutschland auffallend geringen Niveauunterschied an verschiedenen Fundstellen (Ostheim v. d. Rhön dicht unter dem Kugelhorizont; Niederhessen Mittelregion des Bausandsteins; Berka a. d. Ilm 5 m unter der Karneolbank, die den Chirotheriensandstein nach unten begrenzt und etwa 15 m unter der Unterkante des Röt; bei Marburg 20—25 m unterhalb der Rötgrenze; auf Blatt Kahla—Ost-Thüringen 5 bis 6 Meter unter der Obergrenze der Bausandsteinzone)³. Sie sind aber trotzdem nicht niveaubeständig, denn im hessischen Bausandstein kommen sie nach Blankenhorn in mindestens 3 Horizonten vor. Aus dem Bausandstein des unteren Buntsandsteins von Blatt Marburg hat neuerdings Knetsch eine Platte gesammelt⁴.

Frantzen hatte bereits im Jahre 1883 den Chirotherienhorizont von Meiningen bis an den Main (Roter Berg bei Gambach) verfolgt und seine Fortsetzung im süddeutschen Karneolsandstein dargetan. Auch Eck (1884, S. 92) stellte die Karneolbank im Odenwald dem Chirotheriensandstein des Thüringer Waldes gleich⁵. Die neueren bayerischen geologischen Spezialaufnahmen (u. a. Blätter Hammelburg-Nord, Euerdorf,

¹ Blankenhorn, 1916, S. 34; Sörgel, Beiträge, S. 38; Bornemann, 1889, S. 48.

² Eine kurzzeilige Tetrapodenfährte aus dem unteren Buntsandstein der Gegend von Marburg hat nach einem Fund von Knetsch jüngst Schindewolf (1928, S. 42—46) beschrieben.

³ Blankenhorn, 1916, S. 36—37 und Tab., S. 43; zusammenfassend Z. D. geol. Ges. 1924, S. 270; Sörgel, N. Jahrb. f. Min. usw., Beilageband 49, S. 510; Schindewolf, 1923, S. 668; Kolesch, 1921, S. 344.

⁴ Schindewolf, 1928, S. 41; siehe hier auch über Wurm-fährten aus dem unteren und mittleren Buntsandstein (S. 27—40); über die süddeutschen Horizonte oben, S. 362—365.

⁵ Siehe auch Benecke, 1877, S. 738—739: Dolomit-Karneolbank mit Chirotherien in Norddeutschland = Zwischenschichten.

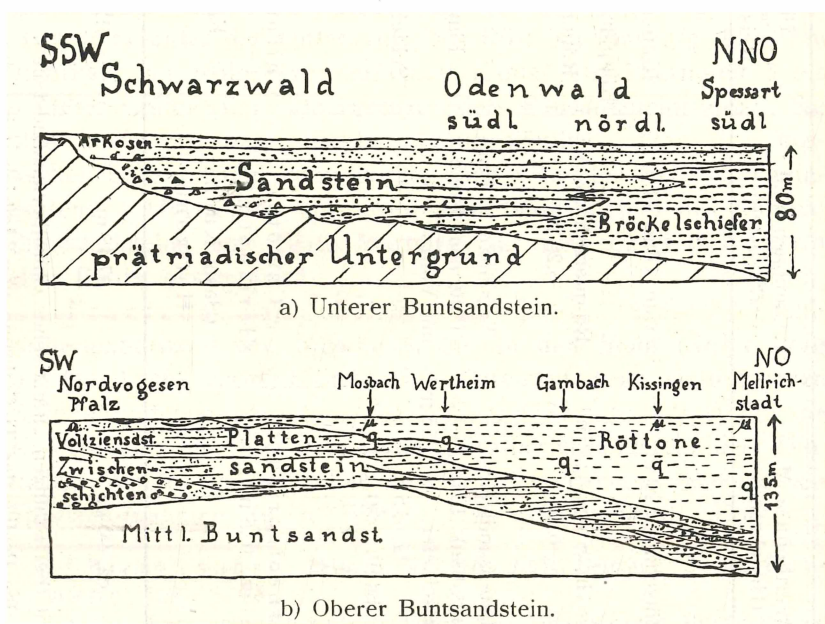
Mosbach (Schalch, Hamm)	Wertheim a. M. (Hildebrand)	Gambach a. M. (Frantzen)	Bl. Euerdorf bei Kissingen (Reis, M. Schuster)	Mellrichstadt ² (v. Ammon, Reis, Pfaff)
Röttone 24 m	Rötschiefer 20 m	rote Tone 34 m	Röttone 30 m	Rötton 55 m
Chiroth. Sand- stein ¹ 5–6 m	Chiroth. Sandstein ¹ 5–6 m	Rötquarzithorizont ¹ 6,25 m	Rötquarzithorizont } 60 m Röttone 30 m	Schiefertone mit quarzitischen Einlagerungen 15 m
Oberer Dolomithorizont 1–2 m	Ob. Plattensandstein mit Lettenbänk. 12 m	Tonbänke 19,7 m Plattensandstein mit Voltzia 31,8 m	Plattensandstein mit Schieferton 60–70 m	Tonige Schichten 21 m Plattensandstein oder Schiefertone 12 m
Plattensandstein 40 m	Bröckelschiefer 12–15 " } 55 m Bausandstein 30 "			
Karneolbank 1–3 m	Karneolhorizont ca. 10,5 m	Chiroth.- Horizont 5,7 m (Basis Karn.- Horizont)	Chiroth.-Sandstein mit Dol.- Karneolzone	Tonige Schichten 33 m Chiroth. Sandstein 3 m
Summe: 70–75 m	ca. 90 m	97,45 m	i20–130 m	139 m

¹ = Arenicoloidesquarzit (bei Frantzen „fränkischer Chirotheriensandstein“).² Über die Umdeutung des Profils der Tiefbohrung von Mellrichstadt siehe Erl. Bl. Mellrichstadt S. 5 ff. u. S. 38.

Ebenhausen, Kissingen, Gräfendorf, Schönderling, Mellrichstadt, Brückenau—Geroda, Motten—Wildflecken) haben dies bestätigt. Bei Meiningen haben wir als Basis der Röttone den thüringischen Chirotheriensandstein, der auch hier Dolomit und Karneol führt¹. Ihm gehören die Fährten von Heßberg bei Hildburghausen an.

Die Ausbildung auf den Blättern Euerdorf, Ebenhausen, Kissingen, Hammelburg-Nord beweist zweierlei mit Sicherheit:

1. Daß der thüringische Chirotherienhorizont mit der Karneolbank an der Basis die Fortsetzung des süddeutschen Karneolhorizontes darstellt, denn hier finden wir „Wellenfurchen, Netzrippen und Chirotheriumfußspuren, seltener Steinsalzpsedomorphosen auf der Liegendfläche der weißlichen plattigen Sand-



Schematische Darstellung der Facieswanderung Sand-Ton

a) im unteren Buntsandstein; 550 fach überhöht. Faciesgrenze entfernt sich vom Beckenrande;

b) im oberen Buntsandstein; 500 fach überhöht. q = (Arenicoloides-)Quarzithorizont des Röts (früher fränkischer Chirotheriensandstein); μ = Myophorienbank des Röts, Faciesgrenze nähert sich wieder dem Beckenrand.

¹ Frantzen, 1883, S. 352.

steine“, „die völlig den Typus der thüringischen Chirotheriensandsteine haben“¹ (Erl. Blatt Euerdorf, S. 7 und 9);

2. daß das Äquivalent der süddeutschen Plattensandsteine des Odenwaldes über dem Chirotheriensandstein von Meiningen zu suchen ist, nicht unter ihm. Von Meiningen ausgehend, sehen wir die Unterstufe der thüringischen Röttone nach dem Main und Neckar zu mehr und mehr versanden. Die Versandung der untersten Schichten beginnt nach Frantzen schon ganz nahe Meiningen².

Die vorherrschend tonige Entwicklung der Plattensandsteinstufe in der südl. Rhön hat H. Lenk (1887) dargestellt, und die neueren geologischen Spezialaufnahmen (Blatt Brückenau, Motten—Wildflecken) haben wieder die mehr und mehr überhandnehmenden und gelegentlich sogar das Übergewicht gewinnenden Toneinlagerungen festgestellt.

Der nord- bzw. mitteldeutsche Chirotheriensandstein erweist sich weithin nach N durch Führung von Karbonat und besonders von Karneol als die Fortsetzung des Karneolhorizontes, so im Spessart, in der Rhön, im Kellerwaldgebiet (Blatt Rosenthal), am Eichsfeld, im Leinetal bei Göttingen, am Westfuß des Fichtelgebirges, auch noch jenseits des Thüringer Waldes bei Jena und Berka a. d. Ilm, weiterhin bis nahe dem Südrande des Harzes, sogar noch nördlich des Harzes bei Helmstedt (Braunschweig)³.

Die norddeutsche Grenze des mittleren gegen den oberen Buntsandstein weicht also von der süddeutschen nur insofern ab, als im Norden Karneolhorizont samt Chirotheriensandstein zum mittleren Buntsandstein gezogen sind, mit dem sie enger verknüpft erscheinen als mit dem oberen, in Süddeutschland dagegen der Karneolhorizont zum oberen Buntsandstein gestellt wird.

¹ Chirotherienfährten wurden schon sehr früh in der Umgebung von Kissingen (Aura und Elfershausen) gefunden; Fährten von Aura nach Kirchner kein Chir. Barthii, sondern „Vorbachi“. Außerdem wurden von letzterem Kurzzehfährten als „Saurichnites-Auraensis“ unterschieden (Versteinerte Fährten, 1927).

² a. a. O., S. 356: Willruth, Zeitschr. f. Naturw. 1918, S. 415.

³ Frantzen, 1883, S. 361; Jb. preuß. geol. L., 1897; Heeger, Jb. preuß. geol. L., 1913, II. — In Ost-Thüringen liegt der Karneol an der Basis des Chirotheriensandsteins, sonst im oberen Teil desselben bzw. des Bausandsteins.

Eine eigenartig konstante Lage und weite Verbreitung hat auch ein Kugelhorizont in den häufig geröllführenden Schichten des oberen mittleren Buntsandsteins, so in Oberhessen, im Spessart und Vogelsberg, in der Rhön, im Knüll, im Eichsfeld bei Göttingen, in Ost-Thüringen. Wenn er auch häufig innerhalb der geröllführenden Schichten liegt, nicht darunter wie im Süden, so ist es doch annähernd das gleiche Niveau wie beim süddeutschen Kugelhorizont, wodurch dieser eine ungeahnte Verbreitung erhält. Daß kugelige Konkretionen auch höher im kaligen Chirotheriensandstein vorkommen, ist natürlich und entspricht den Dolomitknollen des Karneolhorizontes im Süden¹.

Von Hildburghausen aus greift, dem Rande des Fichtelgebirges und Frankenwaldes folgend, ein Vorkommen von Chirotheriensandstein über Kronach, Kulmbach, Bayreuth bis Kemnath in Oberfranken. Das als Bausandstein verwendete Gestein zeigt häufig schneeweiße Farbe und führt Karneol, hat auch im Gebiete von Kulmbach allerlei Fährten geliefert. Es wurde von G ü m b e l zum Röt gezogen, von dem es hier schwer trennbar ist².

Frantzen hat 1883 mit Recht darauf aufmerksam gemacht, daß die Chirotherienfunde in Süddeutschland (am Main, an der Tauber und bei Mosbach), die von manchen, auch von G ü m b e l, irrtümlicherweise in das Niveau des thüringischen Chirotherienhorizontes verlegt wurden, einem höheren Horizont innerhalb des Röts angehören, und hat diesen höheren Horizont als „oberen oder fränkischen Chirotheriensandstein“ unterschieden. In seinem Profile vom Roten Berg bei Gambach³ hat er nun einen quarzitischen Sandstein innerhalb der Röttone als fränkische Chirotherienschiefer bezeichnet, während Sandberger, der bei Gambach und Thüngersheim Fährten gesammelt hatte⁴, als Chirotherienbank eine tiefere Sandsteinbank von 60 cm an der Obergrenze der dortigen Plattensandsteine bezeichnet hatte, die nach

¹ Betz, a. a. O., S. 108.

² Geognost. Verh. des fränk. Triasgebiets 1865; übrigens auch von Passarge, das Röt im östl. Thüringen, 1891, S. 4 und 78; G ü m b e l, geol. Bayern, II., S. 712; Profile bei Willruth, 1918, S. 417 ff.

³ 1883, S. 243 ff.; Gliederung des oberen Buntsandsteins: 3 m Karneolschichten, 34,5 m Voltziensandstein mit abschließender festerer, dickerer Sandsteinbank, 21 m Tonbänke mit wenig Sandsteinbänken, 6,25 m fränkische Chirotherienschiefer, 34 m Röttone, dann Muschelkalk.

⁴ Aber keine Chir. Barthii nach Willruth.

Kirchner mit dem „Grenzquarzit“ der bayerischen geologischen Spezialkarten der Kissinger Gegend identisch sein soll¹. Nach Kirchner entbehrt daher die Bezeichnung „fränkische Chirotheriensichten“ der Berechtigung, zumal die Chirotherienführten im Bereich des Plattensandsteins häufiger sein sollen als im „Grenzquarzit“ und auch im Karneolhorizont vorkommen.

Das schließt indes nicht aus, daß die Quarzitbank innerhalb der Röttone am Roten Berg, die nach Mächtigkeit, Ausbildung und Fossilgehalt verblüffende Übereinstimmung mit dem „Chirotheriensandstein“ an der Tauber und am unteren Neckar zeigt, einen brauchbaren Leithorizont darstellt, den ich vorläufig als „Arenicoloides-Quarzit des Röts“ bezeichnen möchte².

Es wird sich bei dieser Sachlage fragen, wie weit bei den verschiedenen Quarzitbänken innerhalb des Röts, die in Unterfranken weiter nördlich bis Meiningen, Brückenau und Saalmünster von Frantzen und anderen als teilweise stark reduzierte Fortsetzung bzw. Andeutung der „fränkischen Chirotherienzone“ gedeutet wurden, noch von einer Stellvertretung des Arenicoloides-Leithorizonts gesprochen werden kann. Ohne sehr genaue Untersuchung ist es jedenfalls nicht zu entscheiden.

¹ Kirchner, zur Strat. der sog. Chirotheriens. in Franken; Zeitschr. D. geol. Ges. 1926, S. 186.

² Der Karneolhorizont (etwa 1.60 m) ist am roten Berg bei Gambach gegenüber der Haltestelle aufgeschlossen mit violetten, Dolomitknollen führenden Sandsteinbänken und mürben grauen, dolomitischen tonig-sandigen Lagen. Darüber folgen etwa 5 m festgebankte, schräggeschichtete Sandsteine. Der Plattensandstein mit 2 Werksteinhorizonten von je 3—4 m, die durch eine dicke Schiefertoneinschaltung (ca. 3 m) unterbrochen sind, ist durch 2 Steinbrüche erschlossen. Schieferige tonige Partien wechsellagern höher mit einzelnen Sandsteinbänken und werden durch eine rötliche quarzitisches Sandsteinbank (etwa 60 cm) nach oben abgeschlossen. In einiger Höhe über dem Plattensandstein beginnt, von roten und grünlichen Tönen unterlagert, der Horizont des quarzitisches weißen Sandsteins, aus zwei durch eine tonige Zwischenlage getrennten Sandsteinpartien bestehend (insgesamt etwa 5,60 m). Auf der Unterseite der tiefsten Sandsteinbank bemerkt man Arenicoloidesbauten, außerdem Netzleisten und eigenartige parallele Leisten, sowie runde Sandsteinhöckerchen. Auch der unterste Teil der Bank selbst ist bis zu 5—30 cm Höhe von eigentümlichen, zuweilen streifigen Löchern durchsetzt. Darüber folgen Röttone bis zur Wellenkalkgrenze. Der gleiche Sandsteinhorizont steht bei den obersten Häusern von Gambach an der Straßensteige nach Gosenheim in offenbar gleicher Mächtigkeit an.

Das Sedimentationsbecken des oberen Buntsandsteins: In Oberhessen und am Nordrande des Spessarts erreicht der obere Buntsandstein 60—70 m, in der Rhön 60—90 m (Blatt Gersfeld 60 m); nur am Südrande der Rhön im Sinn- und Saaletal werden Mächtigkeiten von 100 und mehr Meter erreicht, in der Tiefbohrung von Mellrichstadt sogar von 135 m, Werte, die dann nur noch in zentraleren Beckenteilen übertroffen werden¹. Auf Blatt Meiningen nimmt andererseits die Mächtigkeit von 73 m im südlichen, bis 94 m im nördlichen Teil zu (Erl. S. 18)².

Am Nordrande des Spessarts ist der untere Teil des oberen Buntsandsteins nach Frantzen noch sandig ausgebildet. Im Osten des Vogelsberges nähern wir uns nach H. Meyer mehr der mitteldeutschen Facies, bei der die Sandsteine auch unten nur untergeordnete Einlagerungen bilden; diese herrscht bei Fulda und in der Rhön und begegnet uns auch in der Tiefbohrung von Mellrichstadt, wo ebenfalls die sandigen Einlagerungen stark zurücktreten. Gleichzeitig stellen sich in der Rhön Gipslinsen und -schnüre, auch schon ein Gipslager größerer Mächtigkeit, sodann Rückstände ausgelaugter Gipslager (Zellenkalke, zerfresene Mergelknollen), endlich vereinzelt Bänke von Kalksandstein und dolomitischen Kalken ein. Auch das Röt im Untergrunde von Mellrichstadt und bei Kissingen enthält Gips und Anhydrit in Nestern und Zwischenlagen eingeschlossen³. Man erkennt hier deutlich die vom südlichen Spessart über das Gebiet O der Rhön ziehende Tiefenrinne wieder⁴.

¹ Ost-Thüringen max. 97,50; Saline Arnshall 129 m; bei Eisleben 150 m; Blatt Teutschental 150 m; Solling 150 m; bei Königslutter 170 bis 200 m; Bohrung Bentheim 379 m; Blatt Helmstedt Röt 120 m ohne Salz, bis 240 m mit Salz.

² Bei den Mächtigkeitsschwankungen sind natürlich Auslaugungen der Salze in Betracht zu ziehen; eine wesentliche Rolle kommt ihnen aber für das Zustandekommen der Mächtigkeitsunterschiede zwischen Oberhessen und Kissingen nicht zu; siehe auch die Mächtigkeitsangaben bei Zimmermann, Geol. von Meiningen, S. 440.

³ Die außerordentliche Mächtigkeitszunahme des Röts in der Tiefbohrung von Mellrichstadt betrifft hauptsächlich die Schichten über dem Quarzithorizont der Röttone und die oberen Dolomite, die auf mehr als das Doppelte anschwellen. Nach Pfaff und Reis (Erl. Blatt Mellrichstadt, S. 10) liegt es nahe, dieses Anschwellen auf die Anhydrit-(Gips-)Einschlaltungen zurückzuführen.

⁴ Das auffällige Anschwellen des kieseligen geröllführenden Bausandsteins im Gebiete der Rhön von 5—10 m im N (Hersfeld, Vacha

Am Südrande des Thüringer Waldes bei Hildburghausen zeigt der untere Teil des oberen Buntsandsteins sandige Ausbildung, und die Versandung macht weiter gegen SO in der Oberpfalz Fortschritte¹. Mit der Annäherung an den Beckenrand werden die Sandsteine, die hier vom Chirotheriensandstein schwer zu trennen sind, arkoseartig. Bei Kronach sind noch 25 m „Röth“ (Sandschiefer mit teilweise dolomitischen Kalksandsteinbänken) vorhanden, dagegen bei Eggenreuth (unweit Kulmbach) nur noch 3,4 m Röthsandschiefer². Auch bis in das östliche Thüringen macht sich in der Versandung und Verringerung der Mächtigkeit der Einfluß des böhmischen Beckenrandes noch geltend.

Es läßt sich somit feststellen: 1. Mächtigkeitszuwachs und Faciesänderung quer zur Tiefenrinne von Nordwesten her im Sinne der Zunahme des Tons und der chemischen Absätze; 2. Anschwellen der Mächtigkeit und tonigen Facies ebenso von SO her; 3. Mächtigkeitszuwachs und gleichartige Faciesänderung innerhalb der Tiefenrinne selbst in der zum Hauptbecken führenden SW bis NO-Richtung (siehe die obigen Serienprofile, S. 218).

Es scheint, daß der Horizont des Arenicoloidesquarzites, der auf der Strecke Mosbach—Taubergrund—Gambach a. M.—Kisingen typisch entwickelt ist, in seiner Verbreitung annähernd der Tiefenrinne folgt. Die Tiefbohrung von Ingelfingen am Kocher hat diesen Horizont (weißen, bezw. rötlich-weißen, quarzreichen Sandstein) unter 25 m Röttonen und über einer Schichtenfolge von rotem Sandstein ebenfalls angetroffen³. Sie ist wohl der Niederschlag einer lakustren oder marinen Ingression mit einer sandigen Strömung von NO her, der die Tiefenrinne (= fränkische Straße) den Weg gewiesen hat. Gips Spuren und Stein-

usw.) auf schließlich annähernd 50 m im S der Rhön (Sinngrund: Bücking, 1916, S. 43) und die voltziensandstein-ähnliche Beschaffenheit, die der oberste Hauptbuntsandstein im Bohrloch von Mellrichstadt annimmt, könnten auf das Vorhandensein der Tiefenrinne (Senkungszone) auch für diese Zeit hinweisen, wenn man nicht bei ersterem eher an Schuttkegelbildung denken will.

¹ Willruth, 1918, S. 414; bei Hildburghausen glimmerreiche Sandsteine mit Steinsalz pseudomorphosen noch ziemlich mächtig.

² Herbig, z. Strat. und Tekt. der Musch. östl. von Kronach, Geogn. Jahresh. 1925, S. 122, siehe oben, S. 298.

³ O. Fraas, 1859, S. 333; siehe auch Hennig, Geol. Württemberg I., 1922, Taf. III.

salzpseudomorphosen (bezw. Cölestin), letztere besonders auf der Unterseite der eingelagerten quarzitischen Sandsteinbänkchen, sind nördlich des Mains namentlich in höheren Schichten der Röttone nichts Seltenes und kommen auch außerhalb der Tiefenrinne allenthalben bis nach Oberhessen, dem Knüllgebirge und bis zur Gegend von Warburg, andererseits bis nach Kronach vor. Es ist aber vielleicht doch kein Zufall, daß in der Tiefenrinne bei Mellrichstadt, Kissingen und Brückenau Steinsalzpseudomorphosen in mehreren Horizonten und auch „Wurmdurchbohrungen“ und „spongeliomorphaartige Füllungen“ in den Plattensandsteinen in ziemlicher Häufigkeit beobachtet wurden und auch der Chirotheriensandstein darunter bei Kissingen und Brückenau NaCl-Pseudomorphosen und Wurmröhren enthält¹.

Sonst ist aus diesen tieferen Horizonten Gips nur aus zentraleren Beckenteilen bekannt, z. B. vom Heldrastein bei Trefurt in Thüringen, wo der Chirotheriensandstein durch den darüberliegenden Rötgips teilweise verfestigt ist², oder aus Tiefbohrungen im Leinetal, in denen tonige Grenzschichten Anhydritknollen führen und sogar Bausandsteinbänke nach Grupe im frischen Zustand ein Gipsbindemittel zeigten³.

Kennzeichnend für das Zentralbecken im oberen Buntsandstein sind:

1. Das Zurücktreten der feinkörnigen Sandsteine vor den Röttonen, z. B. am NW-Rande des Thüringer Waldes, und schließliche Überhandnehmen der Tone und Mergel (Ost-Thüringen, Harz, Nordhessen, hier Einschaltung von Dolomit- und Quarzitbänken in der unteren und mittleren Zone; Westfalen, Braunschweig; Teutoburger Wald, hier keuperähnlich; holländisches Grenzgebiet, u. a. Bohrung Bentheim, Vreden).

2. Die salinische Facies, verkörpert durch den Rötgips (unterer Gipshorizont von Thüringen, südlicher Harzrand, Leinetal, Wesertal, Braunschweig, hier zwei Auslaugungszonen bei

¹ Auf Blatt Schönderling und bei Gambach finden sich Bohrröhren nach Reis sogar schon im Felssandstein (sm₂). Vergl. auch das Vorkommen von Steinsalzpseudomorphosen in der Bröckelschiefer Einschaltung der Plattensandsteine bei Wertheim (oben, S. 359); ferner die Anhydritlinsen im Röt der Steinsalzbohrungen O Würzburg (Bohrung Berg-rheinfeld); O. M. Reis, Geogn. Jahresh. 14, 1901, S. 48 und 103.

² Frantzen, 1883, S. 367; Willruth, 1918, S. 423.

³ Grupe, 1912, S. 417; Gruppe, 1911, S. 47: Anhydrit- und Gipsknollen, sowie Gipsbindemittel in den obersten Schichten der tonigen.

Helmstedt; dazu die höheren Gipslagen und Knollengipse) und durch das Rötsteinsalz (u. a. von Arnstadt in Thüringen 24,67 m; vom Leinetal und Eichsfeld, hier in Sudheimer Bohrung 250 m Steinsalz, vom Nordrande des Harzes, hier bei Königslutter drei Steinsalzlager erbohrt, unterstes ca. 74 m, bei anderer Bohrung hier ca. 45 m Steinsalz; Bohrung Bentheim nahezu 100 m Anhydrit-Steinsalz; Bohrung Vreden 25,76 m Steinsalz)¹.

3. Die dolomitisch-kalkige Facies (Röt von Oberschlesien; vom Untergrund des norddeutschen Flachlandes)², die langsam in den Muschelkalk übergeht; zahlreiche Kalksandsteinbänke am Niederrhein.

4. Die Fossilbänke mit mariner Fauna. Am reichsten ist, von Oberschlesien abgesehen, die Fossilführung des ostthüringischen Röts, die Passarge eine genaue Gliederung durchzuführen gestattete (Tenuisbank, Rhizocoralliumbank des unteren Röts, Quarzitbänke des mittleren Röts mit *Myophoria costata* und *vulgaris*, fossilreiche Dolomitbänke des oberen Röts mit *Myophoria vulgaris*, *Modiola hirudiniformis*, *Gervillia mytiloides*, sowie Gastropoden).

Das Hauptbecken stand demnach mit dem Meere in häufiger Verbindung. Zu Beginn des oberen Buntsandsteins drang eine individuenreiche Fauna von Myophorien, Gervillien, Monotis, *Modiola*, Gastropoden, *Lingula*, *Rhizocorallium* mit *Myophoria costata* (= *fallax*) als Leitform, für deren marinen Charakter vor allem *Beneckeia tenuis* beweisend ist, nach Ost-Thüringen (= Tenuiszone des unteren Röts), nach der Provinz Sachsen und nach Nord-Thüringen vor (Myophoriendolomite des unteren Röts). Sie kam vermutlich von Osten, wo *Beneckeia tenuis* ebenfalls im Rötdolomit Oberschlesiens auftritt. Auch in Süd-Thüringen treffen wir den Costata-Horizont, hier in Sandstein,

Grenzsichten; siehe auch Heeger, 1913 über Gips im sm; ferner Gips und Steinsalz pseudomorphosen im Chirotheriensandstein von Hildburghausen bei Pröscholt, Jb. preuß. geol. L. 1885.

¹ Wesel dagegen salzfrei; Bentz, S. 385, a. a. O.: Röt salze keilen nach S aus, sie treten am Niederrhein nicht mehr auf und an ihrer Stelle finden sich nur Gips und Anhydrit; nach G. Müller (Nat. Ver. Rheinland 1904, S. 205) führt das Röt der Lüneburger Heide stets Steinsalz, das sogar kalihaltig ist; Kalisalze kommen übrigens auch im Röt des Leinetals vor (Grupe, 1911, S. 41).

² Wechsellagerung von Kalken (Dolomiten), Mergel und Gips, u. a. Bohrungen von Rüdersdorf.

bei Hildburghausen und Meiningen. Von Thüringen aus stieß die *Myophoria fallax*-Fauna, allerdings unter Zurücklassung der Cephalopoden im tieferen Meer, in das offenbar flachere Becken gegen W und N nach dem Leine- und Wesertal, ja bis zum östlichen Braunschweig vor (*Myophoria fallax*, *Pleuromya*, *Pecten discites*, *Monotis Alberti*, *Modiola* in Kalksandsteinen und Mergeln des Sollings und bei Göttingen, östlich bei Helmstedt, Nord- und Ost-Thüringen und Königslutter an der Basis des Röts unter dem Gips-Salzhorizont)¹. Übersalzung des Meeres scheint sie aus dieser Gegend wieder vertrieben zu haben, und zwar hier früher als in Nord-Thüringen und Provinz Sachsen². Schließlich tritt auch im mittleren Röt von Ost-Thüringen eine Verarmung ein.

Im höheren Röt kehrt in den Dolomitbänken Ost-Thüringens (u. a. *Vulgarisdolomit*, 8 m unter der Unterkante der *Myophorien*-schichten) und in den *Modiola*- und *Myophorienschichten* (Cölestinschichten bei Jena) W- und S-Thüringens eine marine Fauna wieder. *Myophoria costata* ist im tieferen Röt, *Myophoria vulgaris* im höheren herrschend.

Die *Modiola*- oder *Myophorienschichten* nehmen am Thüringer Walde bekanntlich eine eigentümliche Zwischenstellung zwischen dem oberen Buntsandstein und Muschelkalk ein, indem sie sich östlich und nördlich dieses Gebirges eng an den Muschelkalk anschließen, westlich desselben aber sich mehr und mehr dem Röt nähern. So gleichen sie bei Jena und Halle so sehr den Kalkschichten des Muschelkalks, daß man sie zu diesem gezogen hat. Nach Westen aber schieben sich in den oberen Teil der *Modiolaschichten* rote Mergel ein, die sie vom Muschelkalk trennen, ein überzeugender Beweis der Gleichzeitigkeit des obersten Röt im Westen bzw. Süden und untersten Wellenkalks im Osten bzw. Norden. Die *Modiolaschichten* West-Thüringens entsprechen also einem Vorstoß des Muschelkalkmeeres, dem nach nochmaligem Rückzug der endgültige Vorstoß in den gelben Grenzkalken folgte³.

¹ Über Fund von *Myophoria costata* aus Rötschichten der Bohrung Vreden siehe Bentz, a. a. O., S. 384.

² Hier *Myophoria-fallax*-bänke über unterem Gipshorizont: S p e y e r, Röt der Prov. Sachsen; *Myoph. fall.* in Ost-Thüringen bis Ende mittl. Röt.

³ W. F r a n t z e n, 1889, Erl. Blatt Meiningen, S. 14; Erl. Eisfeld, Steinheid, Meeder, Neustadt a. H.; P a s s a r g e, 1891, S. 74.

Die Myophorienschichten stoßen von Süd- und West-Thüringen aus über Kissinger und Würzburger Gegend als sog. Myophorienbank des Röts bis zum Neckar, zur Westpfalz, dem nördlichen Elsaß, der Saar, bis Lothringen und der Haute-Saône vor, dabei einem Facieswandel zum Dolomit und schließlich dolomitischen Sandstein unterworfen. Auch für diesen und wohl auch noch andere Vorstöße des Meeres scheint die Tiefenrinne richtunggebend gewesen zu sein; doch muß sie sehr flach gewesen sein, da die Myophorienbank von der Tiefenrinne aus nach NW bis Rhön und Knüll vordringt, wenn auch schließlich zu einem dünnen Quarzitbänkchen verkümmert, und andererseits im sog. „Grenzdolomit“ nach SO noch weiter bis Kemnath und Grafenwöhr, also tief in die Oberpfalz hinein¹.

Die Myophorienschichten der Gegend von Halle und von Nord-Thüringen, hier zum Muschelkalke gerechnet, setzen sich bis zur Weser und zum östlichen Braunschweig in den kalkig-dolomitischen Grenzschiefern des oberen Röts gegen Wellenkalk (*Myophoria* vulg. und *Lingula tenuissima*) fort. Noch am Niederrhein fand sich in einem Bohrkern bei Wesel eine Rötfauna mit *Myoph.* vulg. und *Ling.* ten.²

Die Fauna der Myophorienschichten schließt sich völlig an die des Muschelkalks an. Nur *Myophoria* macht den Vorstoß in das flache Becken südlich des Maines mit, während *Modiola* als Form des tieferen Beckens auf die tieferen Meeresteile beschränkt bleibt³.

Reis-Schuster beobachteten Myophorienabdrücke auf Blatt Euerdorf in der Plattensandsteinregion (Erl. S. 7), die auf einen noch früheren Vorstoß bis in die Kissinger Gegend schließen lassen. Dagegen glaubt Kirchner den *Limulus*, von dem Sandberger in den Plattenkalken bei Brückenau ein Kopfbruststück fand, als Brack- oder Süßwasserbewohner betrachten zu dürfen⁴.

¹ G ü m b e l, Geol. Bayern, S. 712 und Geogn. Beschr. des Fichtelgebirges, S. 595; Schuster (Reuter), Abriß d. Geol. Bayern V., 1924, S. 50.

² M ü l l e r, Verh. d. naturh. Ver. Rheinland usw. 1904: Wunstorf-Fliege, Abhandl. preuß. gel. L., 1910.

³ Vollrath, 1923, S. 139—140. In Thüringen erscheint *Beneckeia* Buchi; im südöstlichen Thüringen fand Frantzen in diesem Horizonte Gerölle bis zu Nußgröße, die z. T. aus zweifellosen Sedimenten des Rotliegenden bestanden.

⁴ Centralblatt f. Min. usw., S. 638

Merkwürdig ist, daß am Rande des rheinischen Schiefergebirges die Sandsteine im obersten Buntsandstein, von dünnen Quarzitbänkchen mit NaCl-Pseudomorphosen abgesehen, gegenüber den Tonen und Mergeln völlig zurücktreten. Man wird daraus schließen müssen, daß der Beckenrand damals sehr weit entfernt war und große Teile des rheinischen Schiefergebirges Ablagerungsgebiet geworden waren¹.

NACHTRAG².

Buntsandstein von Unterfranken (Spessart, Rhön) nach O. M. Reis. Gliederung: Bröckelschiefer 50 m, mittlerer Buntsandstein rund 450 m (feinkörnige Tiefenstufe des Miltenberger Sandsteins 200 m, Mittelstufe vorwiegend grobkörnig rund 180 m; Oberstufe oder Felssandstein, rund 10—15 m); Röt rund 80 m.

Geröllhorizonte des sm: Ein schwaches Grundkonglomerat (Eck'sches Konglomerat) ist nur vereinzelt ausgebildet. Etwa 30—50 m über der Untergrenze der Mittelstufe des sm wurden in Spessart und Rhön (zwischen Brückenau-Schönderling und Geroda) geröllführende Sandsteine beobachtet; Gerölle bis 15 mm, besonders von Quarzporphyr und Quarz. Auch rund 25 m unter Obergrenze dieser Stufe treten vereinzelt Gerölle in grobkörnigen Sandsteinen auf. Geröllschichten an der Obergrenze der Felszone (Quarzgerölle) sollen schon zu den Karneolschichten gehören.

Gliederung des oberen Buntsandsteins: a) Karneolschichten (1—3 m), häufig durch Schichten mit Quarzgeröllen eingeleitet; mit Bohrröhren; b) untere Pseudomorphosen-Tone (3—5 m) = Tone mit Steinsalzpseudomorphosen über 1—3 m hellen, kieseligen, feinkörnigen Sandsteinplatten (= Unterer Chirotherien-Quarzit mit Chirotherienfährten); c) Plattensandstein (1 bis rund 30 m), an der Basis zahlreiche Wurmdurchbohrungen. Verdrängung der Sandfacies durch Ton in Richtung Südwesten bis Nordosten. Im

¹ Dienemann, 1914, S. 47; Blankenhorn, 1903, S. 9; H. Meyer, 1913, S. 27; E. Fraas, 1899, S. 45.

² Von den Arbeiten von O. M. Reis (Ober- und unterfränkische Trias in Schuster, Abriß d. Geol. v. Bayern VI, S. 21—27 und S. 84 bis 87) und A. Wurm (Zur Paläogeogr. d. süddeutsch. Scholle, Centralbl. f. Mineralogie 1929, im Erscheinen begriffen) konnte ich kurz vor Abschluß der Drucklegung vorliegender Abhandlung noch Einsicht nehmen, dank der Freundlichkeit der beiden Verfasser, für die ich ihnen zu Dank verbunden bin.

Rhöngebiet Abschluß durch „Grenzquarzit“ (0,75 m = Wellenplatten-Quarzitbank), im Spessart und Maingebiet stellvertretend Obere Pseudomorphosenbank (= kieselige Wellenplattenbank mit Steinsalzpseudomorphosen); d) Röttone (= Röt im engeren Sinne, rund 40 m), in der Mitte Fränkischer (= Oberer) Chirotherien-Quarzit (2–3 m, nach Kissingen zu 25 cm) mit Bohrwürmerbauten (Rhizocoralliumartig). 2–3 Meter unter Obergrenze der Röttone die Myophorienbank.

Buntsandstein von Oberfranken nach O. M. Reis: Der Hauptbuntsandstein zeichnet sich durch Führung relativ frischer Feldspäte aus (Feldspatsandstein).

Der obere Buntsandstein gliedert sich in: I. Untere Abteilung, ca. 50 m; a) Karneol-Dolomit-Brockenbank. Wurmbohrhöhlen weit verbreitet; b) massige, grobkörnige Sandsteine, näher dem Gebirgsrand (Weidenberg) reich an Quarzgeröllen, bei Kulmbach von etwas grobkörnigem Plattensandstein überlagert; II. Obere Abteilung: c) Tonige und tonig-sandige Schichten 6–8 m, dann Feldspatsandsteine mit tonigen Zwischenlagen und härtere quarzitisches Feldspatsandsteine (Max. 30–40 m). Überlagerung durch rote Tone und graue Tone mit dolomitischen Bänkchen. Ganz nahe unter grauen Tönen bei Kronach 2–3 dol. Sandsteinbänkchen (= Myophorienbänke).

Der obere Buntsandstein zeigt also hier deutliche Randfacies am Rande der böhmischen Masse (vergl. oben, S. 298 und 413).

Tiefbohrungen bei Nürnberg nach A. Wurm: Mächtigkeit des Buntsandsteins im Mittel etwa 200 m, darunter fast 20 m Dolomit (= Zechsteindolomit nach A. Wurm).

Gesteinscharakter: Neben Feinsandsteinen sind namentlich granitische Aufarbeitungsprodukte, Arkosen, verbreitet, vom Habitus des Rotliegenden. Ausbildung stimmt mit dem Buntsandstein am Rande der böhmischen Masse (Kulmain, Bayreuth) überein und stellt eine südöstliche Randfacies unter dem Einflusse eines nahen kristallinen Abtragungsgebietes dar.

c) Der Mechanismus der Beckenfüllung.

Vorbedingung für die Auffüllung eines Schuttrogges ist das Vorhandensein eines entsprechenden Raumes. Ist die Dicke der Trogfüllung ein Maßstab der ursprünglichen Trogtiefe? Es gilt für das Gesamtbecken, was ich oben schon (S. 158) für den ein-

zelen Beckenteil ausgeführt habe. Das Becken war ein Senkungsstrog mit säkular sinkendem Boden, bei dem die einzelne Senkung sofort durch Wiederauffüllung ausgeglichen wurde. Der Erfüllungsraum deckt sich nicht mit dem Ablagerungsraum, die Sedimentdicke nicht mit der ursprünglichen Beckentiefe. Die Zone der maximalen Dicke der Schuttfüllung bezeichnet die Zone der stärksten Senkung. Die höchste Mächtigkeit ist also nicht direkt der Ausdruck der größten Beckentiefe, sondern der stärksten Senkung. Die Hauptsenkungszone verläuft dem NW-Rande des vindelicischen Rahmens parallel.

Durch die anhaltende Senkung im Beckenzentrum und Wiederauffüllung erhielten einzelne Schichtenglieder und erhielt die ganze Buntsandsteinmasse die Form einer nach dem Beckenrande zugespitzten Linse, eine Art Inversion der natürlichen Schuttkegelform, die ihr sonst als Schuttmantel eines Gebirges zukäme.

Die Linie der maximalen Mächtigkeit bezeichnet, wenn auch nicht Mächtigkeit gleich Beckentiefe gesetzt werden darf, immerhin die jeweilige Tiefenrinne des Beckens, nach der der Lauf der Gewässer gerichtet war.

Am ausgesprochensten ist die Linsenform beim geröllfreien bzw. -armen Hauptbuntsandstein. In dieser Zeit muß also die Senkung am stärksten gewesen sein, d. h. sie war nicht nur örtlich, sondern auch zeitlich verschieden. Da wir aber innerhalb dieser Stufe von unten nach oben keine regelmäßige Abnahme der Korngröße von grob zu fein feststellen können, sondern häufigere Zwischenschaltung von Ton oder feinsandigen Schichten zwischen gröberen Bänken beobachten, so kann es sich nicht um eine einmalige Senkung und darauffolgende Auffüllung des dadurch entstandenen Beckens handeln, sondern um mehrfach wiederholte Senkungen.

Wie ist das flach muldenförmige Becken entstanden, das wir zu Beginn des unteren Buntsandsteins in Süddeutschland annehmen müssen und dessen Bildung noch während der Ablagerung desselben weiterging? (Siehe oben, S. 109.) Man muß diese Frage stellen, gleichviel ob man den unteren Buntsandstein für marin oder kontinental hält. Es deckte sich mit keinem permischen Sedimentationsbecken genau, am ehesten noch mit dem Transgressionsraum des oberen Zechsteinmeeres, über den es aber noch hinausgreift. Gegen Ende des Perms haben wir

wohl allgemein Isostasie anzunehmen. Es ist also nicht denkbar, daß permische Sedimentation, die im Bereiche des su-Beckens i. a. unbedeutend war, eine isostatische Anomalie erzeugt hätte, die dann eine Muldenbildung als Wirkung des isostatischen Ausgleichs zur Folge gehabt hätte. Dann kann aber die Anlage der Rinne nur tektonisch bedingt gewesen sein, was sehr merkwürdig ist in einer völlig anorogenen Phase. Aber ohne einen solchen Impuls ist das erneute Anlaufen des Abtragungs- und Ablagerungsmechanismus nicht verständlich. Die Bewegung der Erdrinde war epeirogenetischer Natur. Die ungefähr variskische Orientierung der Rinne beweist ihren posthumen Charakter; es ist nicht uninteressant zu sehen, wie der Bauplan des längst verschwundenen und dann sogar begrabenen variskischen Gebirges in seiner Hauptrichtung lebendig bleibt und die Sedimentation beherrscht.

Die Tatsache, daß die Senkungen im Beckenzentrum nicht sofort, sondern erst nach geraumer Zeit einsetzen, legt die Vermutung ihrer isostatischen Bedingtheit sehr nahe. Ich habe früher schon ausgeführt, daß eine isostatische Bewegung vor Beginn des Beginns des Hauptbuntsandsteins unmöglich eingetreten sein kann (oben, S. 173) und uns auch dann noch schwer verständlich bleibt, denn bei einem Beckendurchmesser von 200 km und einer Lithosphärendicke von 68 km sollte nach Loukaschewitsch eine Anomalie von mehreren 100 m noch tragbar sein.

Die Steigerung der Transportkraft, die wir für das Eck'sche Geröllager fordern müssen, kann nicht mit dem Beginn eines isostatischen Cyklus in Zusammenhang stehen, da bei der isostatischen Senkung die spezifisch leichtere absinkende Sedimentsäule größere Höhe haben muß als die von ihr verdrängte spezifisch schwerere Magmasäule, folglich die durch Senkung entstandene Trogtiefe niemals den Betrag der ursprünglichen Tiefe erreichen kann¹; letztere kann aber zu Beginn des su nur unbedeutend gewesen sein und sicher geringer als zu Beginn des sm₁. Folglich müssen wir tektonische (epeirogenetische) oder klimatische Ursachen zur Erklärung heranziehen.

Nun werden aber die schuttkegelartigen Absätze am Trogrande am dicksten sein. Wenn also die Trogmitte stärker sinkt, so muß sie von vornherein dafür besonders disponiert gewesen sein. Eine solche Disposition muß sich aus der tektonischen

¹ A. Born, 1921, S. 581.

Grundanlage des Beckens erklären. Ebenso ist der lineare Charakter der süddeutschen Hauptsenkungszone in dieser Anlage begründet. Sie ist die Linie der stärksten Senkung, und nicht nur von ihr, sondern auch von allen anderen Linien gleicher Mächtigkeit gilt, daß sie Linien gleicher Sinkgeschwindigkeit sind.

Fälle, in denen Unterschiede der Sinkgeschwindigkeit zu inneren Zerreißen führt, sind aus dem süddeutschen Becken kaum bekannt, scheinen aber im norddeutschen Hauptbecken mit seinen größeren Ausmaßen nach Gruppe (1912, S. 405) nicht zu fehlen¹.

Legen wir die Berechnung Borns zu Grunde (a. a. O., S. 563), daß die ursprüngliche Trogtiefe eines isostatisch aufgefüllten terrestrischen Troges $\frac{1}{5}$ der Auffüllungsdicke beträgt, und nehmen wir an, daß der gesamte Buntsandstein einen selbständigen isostatischen Zyklus darstelle, so würde sich für das süddeutsche Becken eine ursprüngliche Tiefe von höchstens 80 bis 100 m ergeben. Das durch isostatische Senkung entstandene Gefälle kann demnach beim großen Durchmesser des Beckens nie bedeutend gewesen sein (noch nicht 1:1000), zumal ja der isostatische Zyklus nur einen Teil des Buntsandsteins umfassen würde.

Aus der im Laufe eines isostatischen Zyklus immer mehr abnehmenden Trogtiefe ergibt sich die fortschreitende Verflachung des Troges, bis sich der Zyklus totgelaufen hat².

Das würde bedeuten, daß nicht nur innerhalb jedes Schichtenstoßes, der zum Ausgleich einer einzelnen Senkung dient, die mittlere Teilchengröße von unten nach oben allmählich abnehmen müßte, sondern daß auch in der gesamten Trogfüllung ein Unterschied unter den verschiedenen Auffüllungs-Teilzyklen bestehen würde derart, daß jede jüngere Auffüllung mit etwas feinerem Korn beginnen müßte, wie die unmittelbar vorhergehende; jede aber, da sie ja oberflächlich den Höhenunterschied ausgleicht, mit feinen Absätzen abschließen müßte. Die Korngröße müßte also von unten nach oben nicht gleichmäßig ab-

¹ Born, 1921, S. 568; siehe Ewald, 1920, S. 6: tektonische Störung im unteren Buntsandstein bei Bahnhof Eberbach; dazu Hoppe, 1925, S. 51.

² Dacqué, Grundl. der Paläogeogr. 1915, S. 120; Born, 1921, S. 560.

nehmen, sondern sprunghaft. Den größten Niveauunterschied hätte die erste Senkung hervorgerufen, dem dann auch die höchste Auffüllungsdicke entsprochen hätte. Die Dicke der einzelnen Teilzyklen müßte von unten nach oben in geometrischer Progression abnehmen. Es bleibt zu untersuchen, wie weit diese theoretischen Schlußfolgerungen, die die fluviatile Entstehung des Hauptbuntsandsteins zur Voraussetzung haben, durch die Beobachtung bestätigt werden. Einen Ansatz dazu finden wir bei Ewald (1920), wenn auch von etwas schmaler Basis aus. Er sieht in jeder Bank einen eigenen Zyklus, woraus sich eine, außerordentlich große Anzahl annähernd gleichgroßer Senkungen ergeben würden. Ich möchte indes doch gerade im tieferen Teile des sm, dem die Steinbrüche im Pseudomorphosensandstein ja angehören, eine größere Dicke der Teilzyklen annehmen. Klimaschwankungen könnten natürlich die Gesetzmäßigkeit des Ablaufes erheblich stören und unter Umständen sogar völlig verschleiern.

Mit der Schichtendicke der Teilzyklen nimmt auch ihr Gewicht im gleichen Verhältnis ab; und doch sollen diese immer noch den Trogboden zum Sinken bringen. Das wäre wohl nur so zu begreifen, daß nachdem einmal die Elastizitätsgrenze überschritten und der Bruch am Trogrande erfolgt war, schon eine geringe Neubelastung zur Auslösung der Schollenbewegung ausreichte.

Der entlastete Rahmen braucht nicht unbedingt gleichzeitig mit dem Sinken des Troges aufzusteigen. An solches Nachhinken könnte man zur Erklärung des oberen Geröllagers denken, bei den mittleren Geröllhorizonten an einen ersten Ansatz dazu, der wieder zum Stillstand kam. Aus der örtlich verschiedenen Entwicklung des Hauptkonglomerates, dem örtlichen Ausfalle desselben (rheinische Masse, böhmische Masse) einerseits, der Geröllentwicklung zu Beginn des „so“ am westlichen Beckenrande (Zwischenschichtenkonglomerat) andererseits, habe ich oben (S. 262) unter Ablehnung der rein klimatischen Erklärung auf Sonderbewegungen der Beckenränder geschlossen. Dann müßten die einzelnen Stücke des Rahmens nicht gleichzeitig, sondern nacheinander aufgestiegen sein. Sehr fraglich, ja durchaus unwahrscheinlich ist aber, daß die geringe Gefällssteigerung, die das isostatische Aufsteigen hervorgerufen haben könnte, zur Entstehung von Geröllagen (u. a. Riesengerölle von Commern) über-

haupt ausreichend war. Auch hier sehen wir uns also gezwungen, tektonische Sonderbewegungen der einzelnen Beckenränder heranzuziehen, die aber dann nicht orogenetischer, sondern epirogenetischer — und zwar nichtisostatischer — Art gewesen sein müßten.

Wir haben oben rechts- und linksrheinischen Buntsandstein fast immer einander gegenüberstellen müssen. So weit sich dieser Gegensatz in der Ausbildung nicht aus dem verschiedenen Abstand vom Beckenrande erklärt, dürfte er auf solchen Sonderbewegungen der einzelnen Beckenränder beruhen. Von vornherein scheint es das Nächstliegende, darin einen Einfluß einer besonderen Rheinlinie zu sehen. Ganz verkennen läßt sich eine solche allerdings nicht, z. B. in der Ausbildung des Hauptkonglomerates (oben, S. 221), scheint aber doch mehr eine Nebenrolle zu spielen.

Zu Beginn des Buntsandsteins war ein flaches tonerfülltes Becken vorhanden. Dann begann das Vorrücken der Sandfacies vom Beckenrande nach der Mitte; daher setzt auch die Vertonung überall an der Basis ein und schreitet im Profil nach oben fort. Im oberen Buntsandstein wird die Bewegung rückläufig; die Sandfacies zieht sich wieder nach dem Beckenrande zu zurück, bis das Anfangsstadium wieder erreicht ist. Diesmal schreitet die Versandung von der Basis nach oben fort.

Die Sedimentation des Buntsandsteins, auf eine kurze Formel gebracht, ging also so vor sich: Vorstoß der Sandfacies im Laufe des unteren Buntsandsteins, Eroberung und Beherrschung des Beckenzentrums durch die Sand- und Geröllfacies im Hauptbuntsandstein, Rückzug der Sandfacies nach dem Beckenrande im oberen Buntsandstein¹. Man kann darüber streiten, ob dieser Vorstoß der gröberen Facies klimatisch oder tektonisch (epeirogenetisch) zu erklären ist. Zwei Höhepunkte der Intensität, im unteren und oberen Geröllhorizont, zeigt dieser Vorstoß, die merkwürdigerweise am Anfange und am Ende liegen. Beim oberen mußten wir die rein klimatische Erklärung ablehnen. Für die Bildung des Trogcs, in dem der Hauptbuntsandstein Platz fand, scheidet klimatische Erklärung aus. Isostatischer Natur ist der Gesamtzyklus als solcher auch nicht, wenn auch ein isostati-

¹ Siehe oben, Abbildung, S. 408.

scher Zyklus sich dazwischengeschoben haben kann. Wir müssen also auf alle Fälle epeirogenetische Bewegungen der Erdrinde von nicht-isostatischer Natur heranziehen. Ob sich in solchen Facieswanderungen Re- bzw. Transgressionen eines Meeres (Binnenmeeres) zu erkennen geben, ist für die Bildungsweise des Buntsandsteins natürlich eine Frage von grundlegender Bedeutung¹.

Für das mitteldeutsche Becken bedeutet der 2. Höhepunkt (Bausandstein, oberer Geröllhorizont, Chirotheriensandstein) eine Verdrängung der vorausgegangenen Wasserbedeckung, also eine Trockenlegung, durch die der Pflanzen- und Wirbeltierwelt der nötige Siedlungsraum geschaffen wurde. Durch die Wurmsspuren wird zwar auch für diese Zeit vorübergehende Wasserbedeckung gefordert.

Rätselhaft ist ein Maximum 2. Ordnung im höheren Teil des Hauptbuntsandsteins, durch die „mittleren Geröllhorizonte“ und damit zusammenfallende allgemeine Kornvergröberung angezeigt. Vermutlich steht auch die Kornvergröberung, die im mittel- bzw. norddeutschen Becken zur Festlegung der Grenze su/sm dient, damit in Zusammenhang, was allerdings noch genauer nachzuprüfen wäre. Da die Erscheinung sich im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald nicht bemerkbar macht, scheint der vindelicische Rand daran unbeteiligt zu sein, und diese nur von der niederrheinisch-gallischen und böhmischen Masse auszugehen — wieder ein ungleiches Verhalten der Beckenränder, das die Vermutung nahelegt, daß epeirogenetische Bewegungen im Spiele sind.

So ergibt sich, daß an der Gestaltung des Buntsandsteintroges epeirogene Kräfte Anteil hatten, und zwar entfällt der Hauptanteil auf nichtisostatische; ein isostatischer Zyklus könnte nur im geröllfreien Hauptbuntsandstein eingeschaltet sein.

Dem oberen Buntsandstein gehört die völlige Auffüllung des Beckens bis zum Rande an. Die immer stärkere Beteiligung stehender Gewässer zeigt die Verflachung an. Eine allgemeine Senkung gestattete dem Meere, dem bisher nur die tieferen norddeutschen Beckenteile offen gestanden hatten, von Zeit zu Zeit

¹ Etwa Verlandung eines flachen Binnenmeeres durch verstärkten fluviatilen Transport; Rückzug eines offenen Meeres, für den umfassendere Bewegungen als Ursache anzunehmen wären, dürfte nicht in Frage kommen.

Vorstöße in das südliche Becken, womit zugleich die Beziehung des süddeutschen Beckens zum Meeresspiegel festgelegt ist. Nicht ein allseitig abgeschlossenes Kontinentalbecken, wie etwa das Tarimbecken, liegt vor, sondern ein zum Meere geöffnetes Flachlandsbecken. Die völlige Einebnung, die dem Meere große Flächen zur hemmungslosen Überflutung freigab, beweist gleichzeitig, daß der Zyklus der Auffüllung dem Ablauf nahe ist. Das Röttonbecken, mit dem der Buntsandstein abschließt, bedeutet die Rückkehr zu dem Embryonalzustand, von dem in der Bröckelschieferzeit die Entwicklung ausgegangen war.

Mit der endgültigen Auffüllung des Beckens und der Abtragung der Beckenränder hängt die bedeutende Transgression besonders des Röttons am Ende der Buntsandsteinzeit auf das engste zusammen; die Schleppkraft strömenden Wassers sank in der flachen Niederung auf ein Mindestmaß, stehende Gewässer mußten sich über große Flächen ausbreiten.

Die allgemeine Senkung, die das Becken unter den Spiegel des Muschelkalkmeeres tauchte, muß ein Vorgang ebenfalls epirogenetischer Art gewesen sein. Mit Isostasie ist sie nicht zu erklären, da durch den Buntsandsteinzyklus jedenfalls das isostatische Gleichgewicht hergestellt war und da die neue Senkung nicht auf die frühere Senkungszone beschränkt, vielmehr allgemeiner war, insofern sie sich auch auf die Beckenränder erstreckte.

d) Zur Bildungsweise des Buntsandsteins.

Der Buntsandstein ist die Aufarbeitungsmasse älterer Gebirge; der süddeutsche Buntsandstein vorherrschend die Aufarbeitung einer kristallinen, aus Granit und Gneis aufgebauten Tiefenzone eines solchen Gebirges. Das beweisen die Quarzkörner, die Feldspatfragmente und Kaolinkörner, die Glimmerblättchen und kristallinen Gerölle. Transport und Ablagerung stellen einen Schlämmungsprozeß großen Maßstabes dar. Aber auch die Reste einer Deckenzone sind darin enthalten, und zwar sowohl einer jungpaläozoischen in Gestalt der aufgearbeiteten Rotliegend- und Karbongesteine und der altkulmischen Schiefer, als auch wohl einer altpaläozoischen in den Rollsteinen von Quarziten, Kieselschiefen und Grauwacken¹. Der Verwitterungsschutt konnte natürlich auch schon vorher, im

¹ Am rheinischen Rand nur Trümmer der Deckenzone.

Karbon, Perm oder früheren Abschnitten des Buntsandsteins selbst, schon einmal transportiert und abgelagert und später wieder aufgearbeitet und umgelagert worden sein. Der Sand hatte seinen Ursprung nicht nur in der Verwitterung kristallinen Gebirges, sondern auch in der Umlagerung älterer Sande und Sandsteine. Aus mancherlei Faciesänderungen von Geröll und Bresche zu Sand und Ton, von feldspatreicher Arkose zu Kaolinsandstein, von Grauwackenzerreißel zu Sand, aus der Zahl, Größe und Art der mitgeführten Gerölle, ließen sich Strömungsrichtungen erkennen, die im süddeutschen Becken in einer Tiefenrinne zusammenmünden, die vom Unterelsaß über Pfälzer Wald, Odenwald, Spessart und Südröhn verläuft. Sie ist der Ort der zentralen Facies, die der Beckenrandfacies des Schwarzwaldes, der Mittel- und Südvogesen, des Saar- und unteren Moseltales, des Ardennenrandes gegenübersteht.

Auf drei Seiten, im SO, W und NW, steigen am Beckenrande Gebirgsschwellen auf, die ihren Abtragungsschutt als riesige Schuttkegel zu ihren Füßen ausbreiten und in das Becken hinschicken, im SO die vindelicische Schwelle, im NW die Ardennen als höchster Teil der rheinischen Masse, und das Verbindungsstück beider im W, die gallische Schwelle.

Das süddeutsche Buntsandsteinbecken war eine auf drei Seiten abgeschlossene und nur nach NO hin offene flache Wanne. Mit fortschreitender Auffüllung ergriff die Wanne auch Besitz von Teilen des früheren Beckenrandes. Am SO-Rand z. B. war im unteren Buntsandstein das Land S der Kinzig noch größtenteils Ausräumungsgebiet, im Anfang des mittleren aber nur noch das Gebiet SO der Linie Schweighausen—Furtwangen—St. Georgen, am Ende des mittleren das Land südöstlich der Linie Säckingen—Bonndorf, und am Schlusse des Buntsandsteins war der ganze Schwarzwald Ablagerungsgebiet geworden. Die Vogesen waren im unteren Buntsandstein S der Breusch noch Hochgebiet, am Ende des mittleren aber vollständig zugeschüttet. Am Südrande der Vogesen trat das Buntsandsteinbecken im oberen Buntsandstein in Verbindung mit dem südl., sardo-iberischen Becken. Auch die rheinische Masse scheint — mit Ausnahme der Ardennen — gegen Ende des Buntsandsteins nahezu überdeckt gewesen zu sein.

Verfolgen wir den Buntsandstein über die Mainlinie hinüber, so sehen wir den vorher stark sandigen unteren Buntsand-

stein schließlich ganz in die Bröckelschiefer sich wandeln, die Gerölle des mittleren Buntsandsteins sich mehr und mehr verlieren, Platten- und Voltziensandsteine endlich in die Mergel des norddeutschen Röts übergehen. Schließlich werden im tiefsten Teil des norddeutschen Beckens noch karbonatische und sogar Salzabsätze von Bedeutung.

Im Vergleich zum norddeutschen Hauptbecken erscheint demnach das süddeutsche Becken als Ganzes mit seiner Grobfacies, insbesondere seinen Geröllmassen, seiner fast ausschließlich mechanischen Sedimentation und der auskeilenden Lagerung an den Beckenrändern als eine Randbildung. In seiner Tiefenrinne fand in der Richtung nach NO eine Weiterbewegung des Schuttes statt, die sich an der Hand fortschreitender Kornverfeinerung deutlich verfolgen läßt. Die Hauptbewegungsrichtung war also von S nach N, genauer nach NO, gerichtet. Eine nordische Herkunft der Sandkörner oder Glimmerblättchen oder des Tons müssen wir, weil mit den Tatsachen im Widerspruch stehend, ablehnen, und auch für die Karbonate besteht keine Veranlassung, einen anderen Ursprung als für die mechanischen Absätze anzunehmen. Bezeichnend ist für den randlichen Charakter auch, daß sich das Karbonat in den randlichen Teilen als Dolomit („Tigersandstein“), in den zentralen dagegen als CaCO_3 absetzte. Den südlichen Ursprung der süddeutschen Buntsandsteinmasse hatten von älteren Geologen Sandberger, Benecke, Proescholt u. a. schon ganz richtig erkannt¹.

Nördlich des Mains treten dann noch als weitere Schuttkegel diejenigen vom Ostrande der rheinischen und Nordrande der böhmischen Masse hinzu.

Alle möglichen Ablagerungsmedien wurden bisher für den Buntsandstein angenommen; zunächst das Meer, dann als kontinentales der Wind, Binnenseen und Flüsse. Äolische Ablagerung ist zuerst von Bornemann, dann namentlich von J. Walther und E. Fraas behauptet worden. Die Divergenz der Anschauungen ist hauptsächlich darin begründet, daß uns die organischen Reste im Stiche lassen. Schiefertone und dicke

¹ Sandberger, 1867, S. 147; Benecke, 1877, S. 745; Proescholt, 1887, S. 358. Über den möglichen Ursprung der roten Tonmassen der nördlichsten Facies (Helgoland) von einem nordischen kontinentalen Beckenrand siehe v. Linstow, phys.-ökon. Ges., Königsberg. 1920, S. 30 und Voss, Abhdlg. preuß. geol. L., 1928, S. 23.

Tonzwischenlagen und Tonlinsen zwischen Sanden deuten auf Ablagerung im Wasser. Auch sandige Tone und Tonsandsteine, sowie geröllführende Sande dürften kaum vom Winde abgelagert sein, der den Sand vom Tonstaub saigert und i. a. getrennt absetzt, wenn auch nach Tornquist (1912, S. 116) Dünen-sande nicht immer völlig tonfrei sein mögen, und zum Transport größerer Gerölle überhaupt zu schwach ist, geschweige denn sie völlig zu runden vermag. Auch regelmäßige planparallele Schichtung von Sanden und wagrechte Bankung, namentlich auf größere Strecken, ist bei Ablagerung im Wasser verständlicher als bei solcher durch den Wind, da dieser keine ebenen Formen schafft. Damit scheidet äolische Entstehung für die untere und obere Abteilung von vornherein so gut wie völlig aus und kommt nur noch für die gröberen, bindemittelarmen Quarzsandsteine des mittleren, soweit sie keine Gerölle führen, in Frage, und wo sich die geröllfreien ohne scharfe Trennung aus geröllführenden entwickeln, nicht einmal für diese. So zeigt O. M. Reis, daß für äolische Entstehung beim pfälzischen Buntsandstein höchstens 100—130 m vom oberen Hauptbuntsandstein übrig bleiben, bei denen indes wässerige Entstehung nicht etwa ausgeschlossen ist. Gerade diese Horizonte sind nun aber außerordentlich scharf plattig entwickelt¹. Auch Leppla lehnt die äolische Entstehung des westdeutschen Buntsandsteins entschieden ab.

Der Hauptbeweis für wässerige Ablagerung liegt meines Erachtens in der Gesamtstruktur des Beckens. Es stimmt nicht, wenn E. Fraas den angeblichen Mangel jeder Faciesdifferenzierung innerhalb des großen Teils des Buntsandsteingebietes als Beweis für äolische Ablagerung anführt (1899, S. 52). Saigerung vom Beckenrande nach der Beckenmitte zu, Konvergenz der Strömungen in einer Tiefenrinne und Abfluß in dieser selbst in der Richtung der größten Neigung sind Erscheinungen, die nur vom Wasser, nicht vom Winde hervorgebracht werden können. Überhaupt genügt die Tatsache der Auffüllung eines Beckens von gesetzmäßigem innerem Aufbau allein schon zum Beweise der wässerigen Bildung, da äolische Aufschüttung keine Hohlräume auf

¹ Siehe die treffliche Darlegung bei O. M. Reis für den pfälzischen Buntsandstein, Erl. Blatt Zweibrücken, 1903, S. 158, auch Erl. Blatt Donnersberg, 1921, S. 138.

solche Weise einebnet, sondern von ganz anderen Verteilungsgesetzen beherrscht wird. Damit ist dem Winde von vornherein bei der Ablagerung eine sekundäre Rolle zugewiesen. Völlige Ausschaltung als transportierender Faktor braucht dies allerdings noch nicht zu bedeuten¹.

Eine große Zahl von Einzelbeobachtungen hat man versucht im einen oder anderen Sinne zu deuten, indem man rezente Vorkommen als Analoga heranzog. Mit den verschiedenen Arten von Kreuzschichtung ist dabei nicht viel anzufangen. Man führt sie auf den Wechsel der Transportrichtung zurück, wobei früher gebildete Schichten zerstört werden und die neuen sich im Winkel dazu anlagern. Wechselnde Strömungsrichtungen kommen im Flußbett vor, wo sich das Wasser dauernd selbst den Weg verlegt, aber auch am Meeresstrande durch den Wechsel der Gezeiten und der von der Windrichtung abhängigen Strandversetzung, ähnlich auch in den Sanddünen. Daher ist Kreuzschichtung sowohl an submarinen, litoralen Sandbänken, als auch in Flußablagerungen eine ganz gewöhnliche Erscheinung, fehlt aber auch den Dünen nicht. Ewald hat versucht, die Krümmung als Indikator für die Unterscheidung der Kreuzschichtungen zu benutzen und auf die nach oben konvexe Krümmung als Kennzeichen der Düne hingewiesen. Die meisten Kreuzschichtungen sollen nach oben hohl, daher in rinnen- oder muldenförmigen Vertiefungen vom Wasser abgesetzt sein. Die Verschiedenheit des maximalen Böschungswinkels für trockenen und nassen Sand ist mehrfach zum Vergleich herangezogen worden, u. a. von Bornemann, neuerdings von Dienemann². Am vollkommensten findet man Kreuzschichtung in den geröllführenden Schichten ausgebildet, wo sie bestimmt wässriger Entstehung ist.

Ähnlich ist es mit den Rippelmarken. Als Bildung an der Grenze zweier bewegter Medien können sie nicht nur unter Wasser durch Reibung von Wasser gegen Sand, sondern auch trocken durch Reibung von Luft gegen Sand auf der Düne entstehen. Nur sind sie im Dünensand vergänglicher, unter Wasser dagegen durch eine darübergebreitete Tonhaut, die denn

¹ Vergl. E. Kraus, 1925, S. 29 und S. 37, Anmerkung 1.

² 1914, S. 30—31.

auch im Buntsandstein häufig beobachtet wird, geschützt, leichter erhaltungsfähig¹.

Die Rippelmarken werden als Beweis seichter Wasserbedeckung angesehen (u. a. van Werveke, 1906, S. 141). Eine eigenartige Verebnung der Kämme beobachtete Kolesch an Rippelmarken der muschelerfüllten Gervillienbänke in Ost-Thüringen (Blätter Kahla und Roda). Auf diesen ebenen Flächen fehlen regelmäßig die in den Wellentälern vorhandenen Muscheln. Kolesch denkt daher, ausgehend von ähnlichen Bildungen an rezenten Rippelmarken, wie sie von Deecke (1906) beschrieben sind, an ein Glatthobeln der vorher gebildeten Rippelmarken durch das zurückgehende Wasser, das gleichzeitig mit dem Sande auch die Muscheln fortspülte. Hier hätten wir es also mit subaquatischen Rippelmarken zu tun; ebenso bei der Heidelberger Platte, bei der nur die Kämme Regentropfeneindrücke zeigen, nicht aber auch die Mulden. Das zurückgehende Wasser ließ hier eben die Kämme frei, so daß auf diesem allein Regentropfen Eindrücke hinterlassen konnten².

Trockenrisse und Tierfährten im Tonschlamm, meist als Negativ in Form von Sandleisten und -wülsten erhalten, Steinsalzpsedomorphosen, Regentropfeneindrücke, durch Aufschlagen dicker Wassertropfen auf austrocknenden Sand oder Schlamm und nachherige Sandauffüllung entstanden, verlangen ihrerseits häufige Trockenlegung³, ebenso die Gerölle mit Sandschliff, soweit sie nicht aus dem Rotliegenden umgelagert sind, was bestimmt nicht bei allen der Fall ist. Zu den früher (S. 145 u. 153) aufgeführten süddeutschen Vorkommen treten solche aus Oberhessen (Marburg)⁴, weitere Funde aus Oberfranken durch Dorn vom Thüringerwald (Steinheid) durch

¹ Über die Entstehung ausführlicher bei Dienemann, 1914, S. 15. Über Unterscheidung von Wind- und Wasserwellen H. Menzel, Zeitschrift deutsch. geol. Ges., 1909, S. 428. Zwei Systeme von Wellenfurchen und Regentropfeneindrücken auf der gleichen Platte beobachtete Strasser (1909). „Durchkreuzungen mehrerer Wellensysteme mit gegenseitiger Störung“ beobachtete schon Sandberger im nördlichen Schwarzwalde (Verh. nat. Ver. Karlsruhe 1, 1864, S. 21); siehe auch Danner und Schucht, Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1909, S. 66 und S. 217.

² Rüger, Geol. Führer von Heidelberg, 1928, S. 104—106.

³ „Landmarken“ nach Wegner.

⁴ Andrée, 1913.

J. Walther¹, aus Ost-Thüringen (bei Saalfeld) durch E. Zimmermann, und solche von Kantenkieseln, die „durch Wasserschliff rückgebildet“ sind, durch Kolesch auf Blatt Kahla (1921, S. 333).

Die fossilen „Regentropfeneindrücke“ haben auch andere Deutungen erfahren, als Wirkungen von Wasserwirbeln, die von solchen Tropfen hervorgerufen sind, oder von aufsteigenden Luftblasen oder gar als Äsungslöcher nahrungsuchender Fischchen². Ihre Entstehung im Sande durch den Regen ist aber einwandfrei festgestellt, u. a. durch Strasser (1909), ebenso ihre Erhaltungsfähigkeit im ausgetrockneten und verhärteten Schlamm, u. a. an einem sehr schönen Beispiel, das Klute neuerdings in der Wüste Atacama beobachtete³.

Trockenrisse, Tondüten und Tongallen können als verschiedene Stadien ein und desselben Vorgangs zusammen gehören, nämlich der Eintrocknung, Aufblätterung und Einrollung einer Schlammschicht, endlich des Abtransportes durch Wasser oder Wind und der Einbettung der Tonrollen. Die flachen, oft in Lagen angeordneten Tongeschiebe sind ebenso wie größere Tonwülste vom Wasser verschleppt und abgelagert. Wohl die schönsten Sandsteinplatten mit aufgerollten Tondüten bildet van Werveke von Gangolph bei Mettlach ab⁴. Trockenrisse kommen nicht nur an Tondüten vor, sondern auch noch in guter Erhaltung an Tongallen, wobei die verschiedene Richtung der Risse auf den einzelnen Tongallen zeigt, daß sie vor der Einbettung der Tongallen entstanden sind⁵. Tongallen können auch anders entstehen, durch Aufarbeitung früher gebildeter Tonlagen oder auch als primär unzusammenhängender Tonabsatz. Eine Paragenese von Rippelmarken, Trockenrissen, Chirotheriumfußspuren und Steinsalzpsedomorphosen auf der Liegend-

¹ Siehe oben, S. 396.

² Blankenhorn, 1916, S. 25–26; Hornstein, 1902, S. 121: Luftblasen; wo sich, wie Staesche bei Saarfels beobachtete, an die „Regentropfen“ senkrechte, mit feinkörnigem Sandstein ausgefüllte Röhren anschließen, die die ganze Dicke einer Sandsteinbank durchsetzen (12 cm), ist eine andere Erklärung als die durch Regentropfen wohl gefordert (1927, S. 80).

³ Klute, Argentinien und Chile von heute, Abbildung 46.

⁴ van Werveke, 1906, S. 141–142; eine sehr schöne Platte ebendaher besitzt das Karlsruher Naturalienkabinett.

⁵ Dienemann, 1914, S. 14; über interessante Rieselspuren auf Buntsandsteinbänken siehe Kolesch, 1921, S. 338–339.

fläche der Sandsteine zeigt u. a. die *Chirotherium*sandstein-Dolomitzone der Kissinger Gegend. Darunter folgen meist rötlich weiße Sandsteine und eine tonige violett-blaue Schicht mit Dolomitknollen und verkieselten Sandsteinlinsen bzw. Karneolausscheidungen (Erl. Blatt Kissingen, S. 5), d. h. die Karneolschicht, die offenbar in einem stehenden übersalzenen Gewässer abgesetzt wurde, das später austrocknete¹.

Alle diese Dinge werden bald als Beweis für Ablagerung auf dem Festlande, bald am seichten Sandstrande eines Binnenmeeres oder gar des offenen Meeres angeführt. Im letzten Falle müßten sie auf Uferstreifen beschränkt geblieben sein, was u. a. *Tornquist* (1912, S. 118) betont. Diese Voraussetzung scheint mir aber durchaus nicht erfüllt zu sein; sie entfernen sich sehr weit vom angeblichen Strande und stellen insgesamt einen stark ins Gewicht fallenden Tatsachenbeweis gegen dauernde Wasserbedeckung dar.

Eine interessante *Luftblasenröhrenbildung* aus dem Buntsandstein der Umgebung von Pforzheim hat neuerdings *Röhrer* (1925, S. 418) beschrieben. Da aber solche Bildungen rezent an einem Binnensee sowohl wie am Meeresstrande beobachtet sind, läßt sich die Erscheinung weder im einen noch im anderen Sinne auswerten; immerhin ist sie als Zeugnis mindestens vorübergehender Wasserbedeckung von Wert.

Das gleiche gilt von den merkwürdigen Sandsteinkegeln, Strandbildungen, von denen rezente Analoga durch *Deecke* beschrieben sind². *Tornquist* (1912, S. 120) hat die Gründe für „aquare Bildung“ zusammengestellt, wobei er wohl das Meer nicht ausdrücklich nennt, aber doch, wie mir aus der Zusammenstellung hervorzugehen scheint, zunächst daran denkt. Gleichmäßig planparallele Aufschüttung mit ihrer regelmäßigen Gliederung in einzelne, fast konstante Mächtigkeit einhaltende Schichtpakete und mit weithin durchgehenden Horizonten, besonders die

¹ Ebenso *Chirotherienfährten*, Trockenrisse bzw. -leisten und Regentropfenspuren zusammen auf derselben Fläche bei Kassel (*Hornstein*, Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1902, S. 119); mit NaCl-Pseudomorphosen bedeckte Rippelmarken auf einer Marburger Platte (*Dienemann*, 1914, Seite 15); ähnliche Beobachtungen finden sich noch mehr in der Literatur.

² *Hoppe*, 1925, S. 92—95; *Deecke*, Einige Beobachtungen am Sandstrande, Centralbl. für Min. usw. 1906, S. 721.

auf große Strecken gleichdicke Platte des Hauptkonglomerates, werden auch sonst als Beweis für Ablagerung im Meere angeführt¹. Man kann sie aber nur als Beweis für wässerige Ablagerung gelten lassen, wobei ich nicht einmal die Ablagerung durch fließende Gewässer des Festlandes in jedem Falle ausschließen möchte, vorausgesetzt, daß diese ihren Sand und Schlamm auf einer vorgebildeten Ebene ausbreiten.

Für Rogensteine und Kalksandsteine wird u. a. von Grupe (1911) aquatische, aber nicht unbedingt marine Entstehung gefordert; Flachheit der Gewässer wird dabei durch Trockenrisse (Netzleisten) und Wellenfurchen angezeigt².

Mit der Ansicht, daß die Geröllhorizonte als Geröllstrand eines Meeres zu betrachten seien, habe ich mich oben ausführlich auseinandergesetzt (S. 140 und 221). Ich mußte sie ablehnen, wie auch die Behauptung, daß die transgressive Lagerung an den Beckenrändern einen Beweis für das Vordringen eines Meeresstrandes darstelle (oben, S. 117).

Die Fossilien wird man in angeblich marinen Schichten, namentlich in den Tonen, zuerst vermissen. Ihr Fehlen im unteren und Hauptbuntsandstein wäre wohl nur durch Lebensfeindlichkeit des Meeres, etwa durch Übersalzung, erklärlich, da, wie Norddeutschland zeigt, die Möglichkeit der Erhaltung organischer Reste für diese Zeit gegeben ist. Merkwürdig bliebe aber dann, daß Steinsalz pseudomorphosen im süddeutschen Buntsandstein erst gegen Ende des oberen Buntsandsteins auftreten. Die Gervillien (Avicula)-bänke des norddeutschen Buntsandsteins faßte I. Walther zuerst als Ablagerungen abflußloser Wüstenseen auf, dann aber als Niederschläge von vorübergehenden Meereseinbrüchen in das Buntsandsteinbecken. Die Branchiopoden (Estheria und Estheriella) können im Süßwasser, auch im salzigen Binnengewässer und Brackwasser gelebt haben. Auch wenn als Lebensraum einzelner Fische, u. a. von Gyrolepis im norddeutschen Hauptbuntsandstein³, ohne weiteres das Meer angenommen wird, so muß demgegenüber die große Anpassungsfähigkeit der Fische, vielleicht sogar Haie (Hy-

¹ Zuletzt stark betont von Wegner (1926, S. 178).

² Über Stromatolithe siehe Kalkowsky, Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1908, S. 68 ff.; Hack, ebenda, 1909, S. 221. Über Rogensteine und Stromatolithe: Voss, a. a. O., S. 39.

³ Koken, 1905.

bodus) nicht ausgenommen, an Schwankungen des Salzgehaltes betont werden¹. Die Gervillien(Avicula)-bänke und wahrscheinlich auch Wurmbänke gehen wohl auf Meeresvorstöße, oder, sofern sie in einem salzigen Binnenmeer abgelagert sind, auf Meereseinbrüche zurück. Noch mehr gilt dies von den Serpulkallen der ostelbischen Facies. Die zentralen Beckenteile waren von einem stehenden Gewässer, wahrscheinlich einem Binnenmeere erfüllt, das mit dem offenen Meere häufiger in Verbindung trat. Haack macht sich von den bionomischen Verhältnissen dieses Binnenmeeres und der wechselnden Wasserbedeckung folgende Vorstellung: „Während im unteren Buntsandstein offenbar der Salzgehalt des Wassers noch so ungünstig war, daß nur sehr wenige erhaltungsfähige Organismen leben konnten, scheint er mit Beginn des mittleren Buntsandsteins soweit abgenommen zu haben, daß nunmehr einige Meerestiere, besonders Gervillia Murchisoni und weiter im N Spirorbis Zimmermanni eindringen konnten, die je nach den Schwankungen des Salzgehaltes sich mehr oder minder üppig entwickelten, zeitweilig auch wohl ganz wieder verschwanden. Zu Zeiten weniger starken Einsinkens, vermehrter Zufuhr von Sediment, völliger Abschnürung vom Meere, verbunden mit starker Verdunstung in Trockenperioden, wurden größere Strecken trocken gelegt, im Süden mehr als im Norden und gegen Ende der Periode ausdauernder als am Anfang. Diese ebenfalls unter dem Einflusse ariden Klimas stehenden Salzsteppen und Halbwüsten waren belebt von Sauriern und Stegocephalen und selbstverständlich auch von Pflanzen. Der Wind erzeugte Küsten- und Inlandsdünen und an Geröllen Windschliffe. Die Flüsse, denen es gelang, das Binnenmeer zu erreichen, konnten bei genügendem Gefälle sogar noch ziemlich grobe Sande weit vom Abtragungsgebiete hineintragen. Mit Beginn des Röts wurde die Verbindung mit dem Meere besser, eine ganze Anzahl Mollusken drang ein, ausgedehnte Trockenlegungen hörten auf“².

¹ Siehe u. a. Wilser, 1923, S. 10.

² W. Haack, 1921, S. 587—588; Ichnium problematicum aus dem unteren Buntsandstein der Marburger Gegend „in wenig höherem Niveau als dem der Estherien innerhalb des Plattensandsteins“ werden von Schindewolf als Wurmspuren gedeutet, die auf marine bzw. aquare Bildungsweise schließen lassen (1921, S. 36).

Eine interessante Lebensgemeinschaft eines „fossilen Tümpels (Apodiden, Estherien, Würmer, Schimperella?, Insekten?), und zwar nach seiner Ansicht eines Süßwassertümpels, hat jüngst Sörgel aus dem oberen Chirotheriensandstein von Berka a. d. Ilm nach Abdrücken und Fährten aufgedeckt¹.

Daß die tiefsten Beckenteile zuerst von stehenden Gewässern erfüllt waren und dem Meere sich öffneten, und daß der höher gelegene Süden erst später von stehenden Gewässern erfüllt war und von den Vorstößen des Meeres erreicht wurde, nachdem die allgemeine Senkung Fortschritte gemacht hatte, ist ganz natürlich. Aber noch bei den Röttonen wird man sich scheuen, etwa schon Ablagerung im offenen Meere anzunehmen. Im ganzen nimmt doch der Buntsandstein lithologisch bis auf die Farbe die kontinentale Facies des Perms wieder auf, von der sich die marine Zechsteiningression bis zum Südfuße des Schwarzwaldes deutlich als andersartige Einschaltung abhebt²; die Ingression der Myophorienfauna des Röts zeigt auch deutlich den Charakter eines vorübergehenden Einbruches des Muschelkalkmeeres, und zwar, wie ich annehmen möchte, in ein süddeutsches Binnenmeer von großer Flachheit. Merkwürdig ist dabei das Auftreten in Sandfacies zwischen Mergeln und wohl durch Meeresströmungen bewirkt. Die Steinsalzpsedomorphosen und Gipsresiduen zeigen den Salzgehalt der Binnengewässer an, der übrigens nicht notwendig marinen Ursprungs sein muß, aber andererseits auch die episodische Natur der flachen Salzwasseransammlungen. Im Westen scheint der Voltziensandstein noch abgesetzt worden zu sein, als das Muschelkalkmeer schon nach Süddeutschland vorgedrungen war, daher der marine Einschlag in den höchsten Schichten. Man kann die obersten Schichten somit geradezu als Strandfacies des untersten Wellendolomites bezeichnen.

Stellen die Knochenschichten den Lebensort der Tiere oder Zusammenschwemmungen von Resten fern vom Lebensort dar? Die Mastodonsaurier von Kappel zeigen durch die Art der Einbettung, u. a. durch ihre Rückenlage, daß die Tiere nicht an Ort und Stelle gelebt haben. Ein Transport einzelner Knochen am Grunde des Wassers kann nun zwar, wie der Mangel der Ab-

¹ Paläont. Zeitschr. 1928, S. 11 ff.

² Abgesehen vielleicht von der Südpfalz, wo Zechsteinfossilien in lithologisch ähnlich beschaffenen Sandsteinbänkchen vorkommen.

rollung selbst bei Einbettung in geröllführende Schichten und die vorzügliche Erhaltung von Einzelheiten zeigt, bei den Wirbeltierresten des Buntsandsteins nicht immer stattgefunden haben, wohl aber ein Forttreiben von Kadavern an der Oberfläche, wie denn auch bei Kappel die Skeletteile nach Wepfer den ursprünglichen Zusammenhang bis zu einem gewissen Grade bewahrt haben. Die günstige Erhaltung der Reste läßt hier auf einen kurzen Transport, auf geringe Entfernung des Einbettungs-ortes vom Lebensort schließen. Die Mastodonsaurier waren, wie wohl alle Stegocephalen mit Schleimkanälen nach Wepfer an das Wasser gebunden. Außer den Schleimkanälen spricht auch die Ausbildung der Extremitäten dafür. Sie lebten aber in der Nähe des Landes, denn der südöstliche Schwarzwald war ja damals dem Beckenrande sehr nahe¹. Das Gebundensein der Labyrinthodonten überhaupt an die Nähe des Hochgebietes, das besonders durch das reichliche Vorkommen längs des Ostrandes des Schwarzwaldes klar erwiesen wird, ist doch nur verständlich, wenn sie, obwohl normalerweise im Wasser lebend, doch das Bedürfnis hatten, von Zeit zu Zeit trockenes Land zu betreten. Übrigens zeigen die „Gleitfährten“, die in Kappel etwa 30—50 cm über der Knochenlage auftreten, daß auch im Ablagerungsgebiet keine ständige Wasserbedeckung geherrscht haben kann, denn diese konnten sich nur erhalten, wenn sie völlig steinhart austrocknen konnten (Wepfer, 1923, S. 29—31).

Unter den württembergischen Knochenfunden waren (oben, S. 356) auch echte landbewohnende Reptilien. Landbewohner waren auch die Reptilien der Baseler Gegend. Sie lassen mindestens die Nähe des Landes erkennen; die Erhaltung ihrer Fährten beweist aber auch, daß das Ablagerungsgebiet nicht ständig vom Wasser bedeckt war. Hier in der Nähe des Beckenrandes wird man in der wechselnden Wasserbedeckung zwar nichts besonderes finden. Anders ist es aber schon bei den mittel- und nord-deutschen Saurierresten und -fährten in einer Gegend, die weit vom Beckenrande entfernt war. Die Chirotherien zumal stammen nach Sörgel von landbewohnenden Reptilien. Daß die Trockenrisse der Chirotherienfährten-Platten stets älter sind als die Fährten beweist mit Sicherheit ihre Entstehung auf austrocknen-

¹ Wepfer, 1923, S. 24.

dem Boden. Wo Chirotherienhorizonte sich im gleichen Profil über Gervillienhorizonten einstellen, hat der Chirotheriensandstein nach Sörgel die Bedeutung einer Verlandungsperiode, die dann erst wieder zur Rötzeit von einer neuen Transgression abgelöst wurde¹.

Die Pflanzenreste mögen z. T. eingeschwemmt sein, aber von denen der Kraichgau-Insel konnte Frentzen die Autochthonie nachweisen, also hatten wir hier wiederum trockenes Land, und zwar noch im oberen Buntsandstein. Die Estherien in den Schiefer-tonlinsen des oberen Geröllhorizontes und namentlich Plattensandsteins lebten in Tümpeln, deren Ausfüllung die Tonlinsen darstellen. Die Wasserbedeckung war also damals noch lagunenhaft und wird wohl erst in der Rötmergelzeit zusammenhängend geworden sein².

Wohl hatten wir demnach im oberen Buntsandstein wahrscheinlich eine Reihe von Einbrüchen des Meeres in das südliche Teilbecken, aber keine dauernde Meeresbedeckung, nicht einmal dauernde bzw. allgemeine Wasserbedeckung. Als vorläufige Arbeitsvorstellung für den Paläogeographen hat die folgende einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit: Das süd- und mitteldeutsche Buntsandsteinbecken stellte eine nur nach Nordosten offene, sonst allseits geschlossene, dem Meere vorgelagerte flache Wanne dar; im oberen (im N mittleren) Buntsandstein einzelne Vorstöße des Meeres in die nahezu ausgefüllte Wanne, in der Zwischenzeit unzusammenhängende lagunenartige, zeitweise vielleicht auch zusammenhängende binnenmeerartige Wasserbedeckung, die auf den aus dem Wasser auftauchenden Trockeninseln und am Rande des vinde-licischen und Ardennen-Hochgebietes ein Pflanzen- und Tierleben und auch die Entwicklung von Flußläufen gestattete; an der oberen Grenze des Röts dann ein letzter Kampf zwischen Land und Meer bzw. Binnenmeer und Ozean, der mit dem endgültigen Sieg des Muschelkalkmeeres endigte.

¹ 1924, S. 40; bes. auch 1928, S. 36 (Fährten von schildkrötenartigen Reptilien).

² Die Limuliden vom südl. Schwarzwald (Villingen), vom Elsaß und von Göttingen, die sich mit Estherien zusammen in Tonlinsen zwischen Sandstein fanden, waren nach Pfannenstiel (Mitteilg. Bad. Landesv. f. Nat. 1928, S. 189) Bewohner brackischer Tümpel verschiedener Größe. Über Wirbeltierfährten auf dem Boden eines austrocknenden Tümpels in der Pfalz (Pirmasens) siehe oben, S. 365.

Für den süddeutschen Hauptbuntsandstein, namentlich für die Geröllager, wird man die Aufschüttung durch Flüsse zu Hilfe nehmen, die wohl schon bei häufigem Hin- und Herpendeln auf ebener Fläche Sand- und auch Schotterdecken, selbst solche von annähernd gleichbleibender Dicke auszubreiten fähig sind. Die Senkung des Untergrundes muß so regelmäßig vor sich gegangen sein, daß die Flüsse immer auf einer schiefen Ebene von schwacher Neigung hinabglitten und Schicht für Schicht absetzen konnten. Tonlinsen können als Aulehm im Hochwasserbett abgesetzt sein, bei größerem Ausmaße auch in größeren periodischen Ansammlungen stehenden Wassers. Mit der zunehmenden Verflachung des Beckens gewannen stehende Gewässer an Bedeutung und Umfang. Die Bedeutung der fluviatilen oder fluviolakustren Aufschüttung im Buntsandstein, und zwar nicht nur im süddeutschen, ist ja schon nach dem Vorgange Philippis von einer Reihe von Geologen (u. a. Grupe, Blankenhorn, Ewald, E. Kraus, Dienemann, Haack, Hennig, Dorn) betont worden, und auch die extremen Verfechter der äolischen Aufschüttung wie I. Walther und E. Fraas, sahen sich gezwungen, wenigstens periodische Regenfluten als Hilfskraft einzustellen. Durch den fluviatilen Sandvorstoß im mittleren Buntsandstein dürfte der Binnensee der Bröckelschieferzeit zugeschüttet worden sein.

Im Gegensatz zu Blankenhorn, der die oberen Chirotheriensichten bei Fulda als fluviolakustrisch bezeichnet, sieht Sörgel den Bausandstein im wesentlichen als äolisch an, da der guterhaltene Abdruck der Haut an zahlreichen Fährten und verschiedene andere Merkmale jede andere als eine Flugsandbedeckung vollständig ausschließen würden, und mißt der aquatischen Gesteinsbildung im mittleren Buntsandstein überhaupt keine größere Bedeutung bei¹. Haack dagegen und Grupe betonen bei Bau- und Chirotheriensandstein die gleichmäßig parallele Anordnung, die mit Sicherheit auf Ablagerung im Wasser schließen lasse, und zwar nach Haack mit Rücksicht auf den häufigen Dolomit- und gelegentlichen Anhydritgehalt wahrscheinlich im Salzwasser². Wurmbänke und Estherien zeugen für Ab-

¹ Neues Jahrb., Beil.-Bd. 1924; bes. auch 1928 (Paläont. Zeitschr., S. 31—32).

W. Haack, 1921, S. 580.

lagerung in stehendem Wasser, wenigstens bei den betreffenden Schichten.

In keiner Frage ist mehr aneinander vorbeigeredet und geschrieben worden als in der des Buntsandsteinklimas. Natürlich ist es mehr wie fraglich, daß die Geröllager aufgearbeitete Kieswüsten darstellen, und machen ein paar Sandschliffe oder blatternarbige oder durch Insolation zersprengte Gerölle noch keine Sand- bzw. Kieswüste¹; auch ist die vorherrschend wässerige Bildungsweise eine Haupttatsache, die man nie aus dem Auge verlieren darf. Aber andererseits ist, so wenig wie Wasser mit Meer, Land mit Wüste gleichbedeutend und sind Wasser und selbst Flüsse nicht unter allen Umständen ein absoluter Gegensatz zur Wüste, haben wir doch auch in heutigen Wüsten gelegentliche Regenfluten und Salzpflanzen, die eine salzgetränkte Lehmdecke hinterlassen, ja selbst Dauerflüsse, sofern nur der Rand des Wüstenbeckens durch ein niederschlagsreiches Quellgebiet gebildet wird. Solche Wasser können Karbonate und auch Kieselsäure lösen und in den Niederungen wieder ausscheiden, ähnlich wie es Passarge aus der Kalahari oder E. Kaiser aus der Namib schildern, ein Vorgang, der bei der Entstehung des Karneoldolomithorizontes des Buntsandsteins in Betracht zu ziehen ist². Sedimentationsbezirke der umlagernden Faktoren und Klimazonen sind ganz verschiedene Dinge, die man auseinanderhalten muß. Dazu kommt die Unschärfe des Begriffes „Wüste“, der in den verschiedenen Erörterungen zwischen ziemlich weiten Grenzen schwankt³.

Eine Hauptstütze der Wüstentheorie bildet die Fossilarmut des unteren und mittleren Sandsteins. Beim Schlusse auf Lebensfeindlichkeit ist nun zwar Vorsicht geboten, da auch damit zu rechnen ist, daß reiches organisches Leben durch rasche Zersetzung, etwa bei tropischem Klima, spurlos verschwinden kann. Der Lungenfisch *Ceratodus* im Haupt- und oberen Buntsandstein ist kein einwandfreier Wüstenzeuge, treffen wir ihn doch im Muschelkalk in Gesellschaft echter Meerestiere. Ein Rätsel bliebe dann aber die bessere Erhaltungsfähigkeit organischer

¹ Andree, 1913 (oben, S. 154).

² Daß der Karneol immer erst durch sekundäre Verkiezelung des Dolomites entstanden sein (Hoppe, 1925, S. 76) und sich nicht auch primär ausgeschieden haben soll, scheint mir nicht unbedingt sicher.

³ Siehe über genaue Definition der Wüste, Frentzen, 1915, S. 121.

Reste im oberen Sandstein Süddeutschlands oder im unteren und mittleren Norddeutschlands. Somit bliebe nur die Erklärung, daß der obere Sandstein günstigere Lebensbedingungen darbot und der untere und mittlere in Süddeutschland tatsächlich lebensfeindlicher waren. Die Lebensfeindlichkeit werden wir uns aber kaum anders denn klimatisch bedingt vorstellen können, und zwar, da kaltes Klima nicht in Frage kommen dürfte, durch Trockenheit. In stehenden Gewässern hätte Übersalzung dann die Ursache der Lebensfeindlichkeit bilden müssen. In Süddeutschland begegnen wir aber salinischen Spuren erst im oberen Buntsandstein. Haben die stehenden Gewässer früher gefehlt? Aber auch dann bleibt bei der Häufigkeit fließenden Wassers das Fehlen jeglichen Lebens schwer verständlich, wenn man nicht annehmen will, daß die Erhaltungsmöglichkeit der Reste viel geringer war als im stehenden Wasser.

Der geschlossene Randwall des Beckens könnte die vom offenen Ozean kommenden Regenwinde abgefangen haben, so daß wohl noch der Niederschlag zur Speisung von Regenfluten oder größeren Strömen auf der Innenseite des Walles ausreichte, aber in das Innere des Beckens keine Feuchtigkeit mehr gelangte. Eine geschlossene Vegetationsdecke war dann hier unmöglich, der Sand konnte wohl in Trockenzeiten ein Spiel des Windes werden, scheint aber schließlich in feuchteren Perioden immer wieder vom Wasser umgelagert worden zu sein. Der Charakter des Klimas kann somit nur periodisch trocken gewesen sein.

Das frühere Auftreten von Pflanzen und Tieren im Norden erklärt sich vielleicht durch eine Milderung der Trockenheit unter dem Einflusse des nahen Meeres. Dem Süden dagegen konnten nordöstliche Winde keine Niederschläge bringen, da sie sich hier über dem erhitzten Becken erwärmen mußten.

Schließt aber dann nicht wenigstens die Vegetation des oberen Sandsteins mit ihren feuchtigkeitliebenden Farnen für diese Zeit die Wüste aus? Frentzen weist den xerophytischen Charakter der Buntsandsteinflora überzeugend nach, muß aber vom paläobotanischen Standpunkte aus die Frage offen lassen, ob Wüstenoasen oder Vegetation verfestigter Stranddünen. Mit Rücksicht auf den allgemeinen Habitus der Schichten entscheidet er sich aber dann doch für eine „aride Strandsteppe“. „Eine

solche bis weit in den südlichen Schwarzwald reichende, weite, salzige Sand- und Schlammebene mag Wüstencharakter bis zu gewissem Grade besessen haben“ (1914, S. 149—150). Es läßt sich also wohl soviel sagen, daß oasenartiges Auftreten und xerophytischer Charakter der Pflanzenwelt, der selbst Farne dem Trockenklima anpaßte, mit einem solchen Klima nicht völlig unvereinbar wären, das übrigens noch in der Rötmergelzeit für die Bildung der NaCl- und Gipsausscheidungen, die ja im zentralen Becken des Nordens zu richtigen Lagern anschwellen können, ebenso unentbehrlich ist, wie für das Gipsbindemittel der dortigen Rogensteine des su und des Chirotheriensandsteins¹. Es steht nichts im Wege, einen geringeren Grad von Trockenheit für die randlichen Beckenteile im oberen Sandstein anzunehmen, besonders für den Westrand, an dem die Voltzienbestände zuletzt nicht mehr bloß Oasen gebildet zu haben scheinen. Die Milderung der Trockenheit gegen Schluß könnte sowohl in der Erniedrigung des Walles als auch in dem wachsenden Einfluß des vordringenden Meeres auf das Klima begründet gewesen sein. Sö r g e l, der für die Zeit des oberen thüringischen Chirotherienhorizontes einen Umschwung des Klimas in der Richtung zum feuchteren annimmt, bringt diesen mit dem langsamen Vorschreiten des Rötmeeres von O her in Zusammenhang².

Auf die interessante chemisch-petrographische Untersuchung der Tone und Sande des Buntsandsteins durch H. S t r e m m e kann hier leider nur verwiesen werden³.

Die Bildung der „Scheinkristalle“ und Kugelsandsteine verlegt Ewald in den mittleren Grundwasserspiegel der Buntsandsteinzeit und schließt aus dem Vorhandensein eines solchen auf feuchtes Klima. Die Auskristallisierung des Calcites bzw. Dolomites muß im lockeren Sande vor der Verfestigung stattgefunden haben. Als Grundwasserträger wären im Liegenden des Kugelhorizontes undurchlässige Schichten zu erwarten, wie sie u. a. Th ü r a c h am Kniebis in Form roter, lockerer Sandsteine zu erkennen glaubte (1884, S. 50), S a u e r indes bei Neckar-

¹ E. Z i m m e r m a n n, 1907, S. 314; beachte auch die Salzquelle im Buntsandstein von Mosbach-Neckarburken; über NaCl-Pseudomorphosen im Röt des Taubergrundes siehe P l a t z, 1869, S. 66.

² 1928, S. 39.

³ Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 74. Jg., 1922, Zusammenfassung, S. 291.

gemünd mangels tieferer Aufschlüsse nicht nachzuweisen vermochte (Erl. S. 21. Die strenge Horizontierung im Becken-tiefsten und in Verbindung damit die überaus weite Ausbreitung des Hauptkugelhorizontes ist indes primär durch den Karbonatgehalt der Schichten bedingt, nicht durch das Niveau eines Grundwasserspiegels.

Die rote Farbe, die heute kaum mehr jemand als Beweis für Wüste ansehen dürfte, ist in ihrer Entstehung immer noch sehr problematisch. Die Bodenkundler sind sich heute ziemlich einig darüber, daß die Roterden an der heutigen Erdoberfläche mehr einem gemäßigt-humiden Klima angehören als einem eigentlich trockenen, was immerhin bei der Untersuchung des Buntsandsteinklimas nicht außer Acht gelassen werden darf. Man hat an lateritische Verwitterung im Ausräumungsgebiet gedacht, für das sich dann nach heutigen Anschauungen ein tropisch-feuchtes Klima ergeben würde, oder an Umlagerung des Perms unter Erhaltung der Farbe. Aus den Sedimenten abzuleiten wäre zwar nur eine Roterdeverwitterung, keine Lateritbildung im strengen Sinne — ausgenommen vielleicht die Hauptkonglomeratzeit, in der die Verwitterung außerordentliche Mengen von SiO_2 lieferte. Daneben kommt selbständige Entstehung im Ablagerungsgebiet in Frage, die aber mangels genauerer Untersuchungen darüber bei wässerigen Bildungen erst recht ungewiß ist, besonders hinsichtlich der Rolle, welche etwa dem Salzgehalt zukäme. Wundern müßte man sich, wenn bei feuchtem Klima die Buntsandsteinniederung am Rande des Meeres nicht der Versumpfung verfallen wäre, von der Kohlenflöze oder wenigstens Reduktionswirkungen in Gestalt von Entfärbung Kunde geben müßten¹. Aber selbst im oberen Buntsandstein, in der Zeit der größten Verflachung, kam es nur zur Ausbildung unbedeutender Kohlenschmitzen in den pflanzenführenden Schichten. Mindestens müßte daher die Pluvialzeit von einer heißen und wohl auch trockenen Jahreszeit, die mit dem Humus und anderen organischen Spuren aufräumte, unterbrochen gewesen sein. So hat wohl das Bild einer flachen, von regenreicheren Gebirgs-

¹ Über Grau- und Schwarzfärbung von Buntsandsteinschichten durch Pflanzenreste oder organische Substanz überhaupt siehe Grupe, Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1907 (Diskussion z. Vortrag von Blankenhorn); auch oben, S. 402; in Flachlandsbohrungen N Magdeburg (schwarzgraue Schieferletten, Hack, 1921, S. 575).

schwellen umrandeten Wanne mit periodisch trockenem Klima, die nach Nordosten offen war und sich hier als Strandsteppe dem Meere entlang zog und von diesem ab und zu überflutet wurde, einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit¹.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Das süddeutsche Buntsandsteinbecken war ein flach muldenförmiger Trog, dessen Boden in säkularer Senkung begriffen war. Die Hauptsenkungszone, die Zone der größten Mächtigkeit, verläuft von den Nordvogesen und der Südpfalz über den Odenwald, Spessart nach der südlichen Rhön, ist also SW bis NO bzw. SSW bis NNO gerichtet. Die Linien gleicher Mächtigkeit laufen im großen und ganzen zu ihr konzentrisch. Die große Mächtigkeit (400—600 m) dieser Zone ist das Ergebnis der Senkungen und entspricht nicht etwa der ursprünglichen Beckentiefe, sondern ist gleich der Summe der einzelnen Senkungen. Das Becken selbst war immer sehr flach.

2. Die Hauptsenkungszone ist gleichzeitig das Gebiet der zentralen Facies, um das herum sich die Gebiete randlicher Facies (Südschwarzwald, Vogesen, Saargegend, Trierer Bucht, Ardennen) konzentrisch anordnen. Sie muß also auch die Tiefenrinne des Beckens gebildet haben. Der süddeutsche Buntsandsteintrog war nach 3 Seiten, SO, W, NW, abgeschlossen, gegen NO aber geöffnet.

3. In der Tat lassen sich Transportrichtungen nachweisen, die von den Beckenrändern ausgehen und in der Tiefenrinne zusammen münden. In dieser Rinne selbst fand ein Wandern des Schuttes nach dem Beckenausgang, nach NO, statt.

4. Daraus ergibt sich, daß die Auffüllung des Troges in der Hauptsache ein Werk des Wassers gewesen sein muß und der Wind nur eine sekundäre Rolle gespielt haben kann.

5. Der Rahmen des Troges wurde gebildet im SO von der vindelicischen Schwelle, im NW von den Ardennen und dem rheinischen Schiefergebirge (rheinische Schwelle) und im W von dem Verbindungsstück der beiden letzteren, der gal-lischen Schwelle. Der vindelicische Rücken geht nach NO in die böhmische Masse über.

¹ Siehe v. Linstows Vergleich des Buntsandsteinbeckens mit einem gewaltigen Aestuarium (1920, S. 34); auch Dacqué, 1915, S. 339.

6. Mit wachsender Schuttauffüllung trat eine erhebliche Erweiterung des Beckenumfanges ein, durch die ursprüngliche Hochgebiete wie Südschwarzwald, Süd- und Westvogesen und wahrscheinlich auch Hunsrück, zum Ablagerungsgebiet wurden. Das Übergreifen der höheren Stufen am Beckenrande über die tiefere war nicht durch das Vorrücken eines Meeresstrandes hervorgerufen, sondern durch rasche Auffüllung des dauernd sehr flachen Beckens, stellt daher keine echte Transgression dar.

7. Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf dem prätriadischen Gebirge ist keine marine Abrasions- oder Transgressionsfläche, sondern eine terrestrisch entstandene Abtragungsebene teils permischen, teils triadischen Alters.

8. Die Bildung des Trogos erfolgte durch Einmuldung der permischen Einebnungsfläche auf völlig anorogenem Wege und zwar unter hervorragender Anteilnahme epeirogenetischer, nichtisostatischer Kräfte. Zwischendurch kann sich aber im geröllfreien Hauptbuntsandstein ein isostatischer Zyklus eingeschaltet haben.

9. Der untere Buntsandstein beginnt mit einem weiten Tonbecken. Dann verdrängt die von den Beckenrändern nach der Mitte — also entgegengesetzt dem Vorrücken des Beckenrandes — vorstoßende Sand-Geröllfacies die Tonfacies und verwandelt das Becken in ein noch ausgedehnteres Sandschwemmland. Im oberen Buntsandstein trat die rückläufige Bewegung der Facies ein. Dieser Vorgang kann nicht rein klimatisch erklärt werden, besonders nicht die Steigerung am Schlusse (Hauptkonglomerat). Es müssen epeirogene Rindenbewegungen mitgewirkt haben. Von größerer Bedeutung war neben den beiden Höhepunkten am Anfang und Schluß des Hauptbuntsandsteins (unterer und oberer Geröllhorizont) ein Vorstoß größerer Facies in Gestalt der Zwischengeröllhorizonte.

10. Die Geröllhorizonte sind keine marinen Transgressionskonglomerate, sondern Aufschüttungen fließender Festlandsgewässer, die überhaupt an der Auffüllung des süddeutschen Beckens stark beteiligt waren. Stehende Gewässer scheinen im süddeutschen Becken erst gegen Schluß eine größere Bedeutung erlangt zu haben.

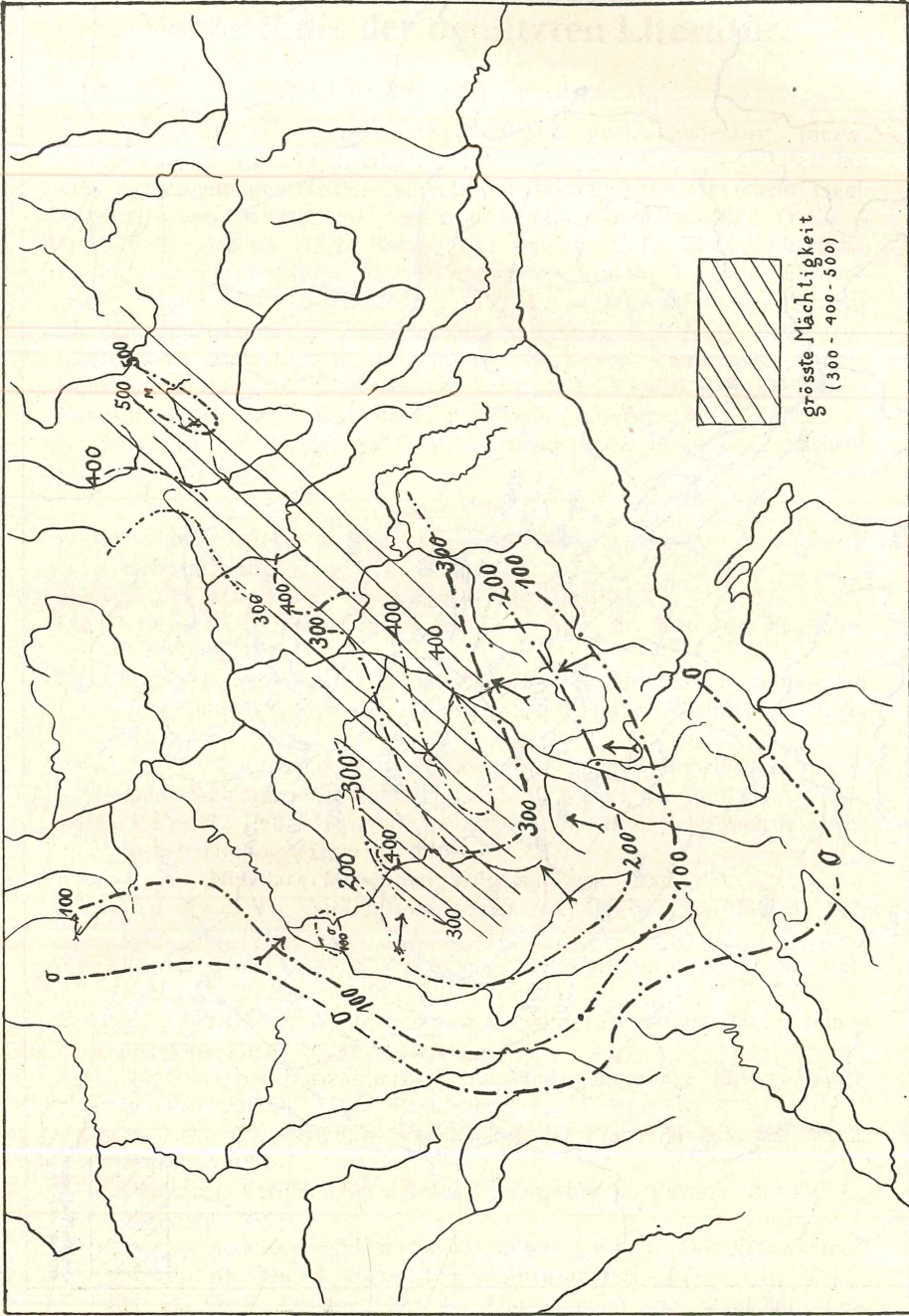
11. Das süddeutsche Becken war ein Teilbecken des größeren norddeutschen, in dem die tieferen Teile schon früh vorübergehend oder dauernd von stehenden Gewässern erfüllt waren

und mit dem Meere im O häufiger in Verbindung traten. Das Buntsandsteinbecken war also kein allseitig geschlossenes Kontinentalbecken. Die Vorstöße des Meeres erreichten das süddeutsche Becken erst gegen Ende des Hauptbuntsandsteins und scheinen sich dann mehrfach im oberen Buntsandstein wiederholt zu haben. Die Ingressionen bevorzugten dabei als Bahn die Tiefenrinne des süddeutschen Beckens, die von Meiningen über Kissingen nach dem Maine und unteren Neckar führte (Fränkische Straße).

12. Im Vergleich zum norddeutschen Becken hatte das süddeutsche als Ganzes randlichen Charakter, der sich nicht nur in der geringeren Mächtigkeit, dem gröberen Korn und der gesteigerten Geröllführung, sondern auch im Fehlen von Muschelbänken und besonders von größeren salinischen Einschaltungen im oberen Buntsandstein zeigt. Die Haupttransportrichtung ging von S nach N bzw. von SW nach NO. Karbonate schieden sich randlich hauptsächlich in Form von Dolomit, statt wie im Centralbecken von CaCO_3 aus.

13. Das norddeutsche Becken zeigt sich außer durch die Schuttfuhr aus dem süddeutschen Becken beeinflusst durch die aus den Hochgebieten der rheinischen und böhmischen Masse, die Schuttkegel in das Becken vorschoben. Man kann daher auch hier eine randliche Facies (Oberhessen, Vogelsberg, Rhön, Knüll, Thüringen) von einer durch tonige Einschaltungen und kalkige Ausscheidungen gekennzeichneten randferneren (Weserfacies) unterscheiden, die schließlich in die fast rein tonige und zeitweise salinische nördliche (ostelbische, Osnabrücker und holländische Facies) übergeht. Die ostelbische Facies erweist sich durch Zwischenschaltung mariner Horizonte als paralische Bildung. Das gesamte Buntsandsteinbecken stellt sich somit als flaches Vorland eines im O gelegenen Meeres dar.

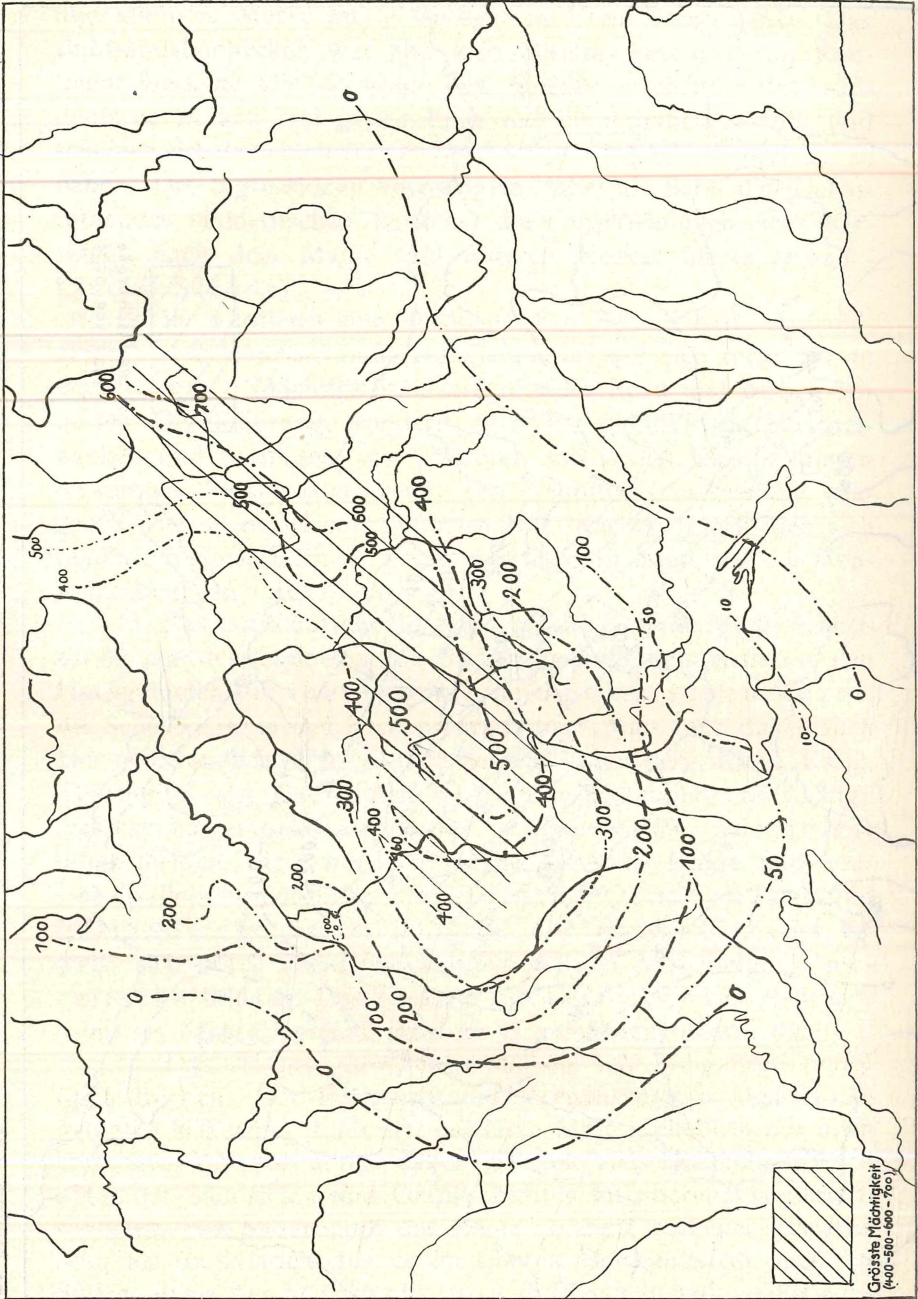
14. Das Klima des Buntsandsteins war im ganzen periodisch trocken. Der Fortschritt der Verwitterung in den Hochgebieten ließ gegen Ende der mittleren Stufe schließlich nur noch kieseliges Material übrig, daher die fast ausschließliche Kieselnatur der Sandsteine und Geröllschichten im oberen Hauptbuntsandstein. Im Süden muß das Klima anfangs trockener gewesen sein, als im Norden, bis es im oberen Buntsandstein auch im Süden etwas feuchter wurde, so daß Pflanzen und landbewohnende Wirbeltiere, die im Norden schon im mittleren Buntsandstein heimisch waren, nunmehr auch im Süden einzogen.



M = Melrichstadt
K = Kissingen

Mittlerer Buntsandstein.
Linien annähernd gleicher Mächtigkeit.

Pfeile bezeichnen wahrscheinliche
Haupttransportrichtungen



Süddeutscher Buntsandstein.
Linien annähernd gleicher Gesamtmächtigkeit.

Verzeichnis der benützten Literatur.

A b k ü r z u n g e n (alphabetisch).

A. Pr. G. L. = Abhandlg. (Kgl.) Preuß. geol. Landesanst. (bezw. Abhandlung z. geol. Spezialkarte v. Preußen); B. O. G. V. = Berichte über Versammlungen (später Jahresber. u. Mitteilg.) des Oberrhein. Geol. Vereins; Centr. f. Min. = Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.; G. K. = Geolog. Spezialkarte (Bd. Baden, By. Bayern, E.-L. Elsaß-Lothringen, H. Hessen, Pr. Preußen, W. Württemberg); Jb. Pr. G. L. = Jahrbuch (Kgl.) Preuß. geol. Landesanst.; J. V. N. W. = Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturk. in Württemberg; M. B. G. L. = Mitteilg. Bad. Geol. Landesanst.; M. G. L. E.-L. = Mitteilg. der geol. Landesanst. (bezw. Kommission für geol. Landesuntersuchung) von Elsaß-Lothr.; N. Jb. = Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. (Beil. = Beilageband); Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft; Z. pr. G. = Zeitschrift für prakt. Geologie.

1834—1869.

- v. Alberti, Beitrag z. Monographie des Buntsandsteins, Musch. und Keupers. 1834.
 Meyer, H., Zur Fauna der Vorwelt. Abt. II. 1847.
 Daubrée, M. A., Description Geol. et Min. du Dep. du Bas-Rhin. Straßburg 1852.
 Fischer, H., Sclerosaurus armatus Myr., eine neue Saurier-Gattung aus dem Bunten Sandstein bei Warmbach gegenüber Rheinfelden. N. Jb. 1857.
 Fraas, O., Vergleichendes Schichtenprofil in den Bohrlöchern Dürrmenz-Mühlacker und Ingelfingen. J. V. N. W., 15. Jg. 1859.
 v. Meyer, H., Paläontographische Studien. 2. Reihe. Sclerosaurus armatus. Paläontographica V. 1859.
 Fraas, O., Nutzbare Mineralien Württembergs. 1860.
 Sandberger, F., Geol. Beschreibung der Gegend von Baden. Beiträge zur Statist. von Baden. 1861.
 — Erl. z. geol. Karte d. Umgebung von Karlsruhe. Verh. nat. Ver. Karlsruhe I. 1864.
 Müller, Albr., Über d. Vorkommen v. Saurier-Resten im bunten Sandstein bei Basel. N. Jb. 1864.
 Eck, H., Über die Formationen d. Buntsandsteins und d. Muschelkalkes in Oberschlesien. Diss. Berl. 1865.
 Gümbel, C. W., Geognost. Verhältnisse der Pfalz. Bavaria, Bd. IV, 2. München 1865.
 — Geognost. Verhältnisse d. fränk. Triasgebietes. Bavaria, Bd. IV, 11. München 1865.
 Delbos, J. und Koechlin-Schlumberger, J., Description Geol. et Min. du Dep. du Haut-Rhin. Mülhausen 1866—67.
 Schill, J., Geol. Beschreibung der Umgebungen von Waldshut. Beiträge z. Statist. von Baden, 23. Heft. 1866.

- Mösch, C., Geol. Beschreibung d. Aargauer Jura usw. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, 4. 1867.
- Sandberger, F., Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Äquivalente. Würzb. Naturw. Zeitschr., Bd. VI. 1866.
- Platz, Ph., Die Triasbildungen des Taubertales. Verhdlg. d. Naturw. Ver. Karlsruhe, Bd. III. 1869.
- Weiss, E., Gliederung d. Trias im Saarbrückenschen. N. Jb. 1869. Z. D. G. G. 1869.

1870—1880.

- Römer, F., Geologie von Oberschlesien. 1870.
- Vogelgesang, W., Geol. Beschreibung d. Sekt. Triberg-Donaueschingen. Beitr. z. Statist. v. Baden. 1872.
- Platz, Ph., Geol. Beschreibung der Umgebungen v. Forbach und Ettlingen. Beitr. z. Statist. v. Baden. 1873.
- Über Petrefakten im bunten Sandstein. N. Jb. 1873.
- Schalch, F., Beitr. z. Kenntniss d. Trias im südöstl. Schwarzwald. Diss. Schaffhausen 1873.
- Eck, H., Über die Umgebung von Oppenau. Vers. Oberrhein. geol. Ver. 1874. N. Jb. 1875.
- Lepsius, R., Über den bunten Sandstein in den Vogesen usw. Z. D. G. G., Bd. 27. 1875.
- Weiss, E., Erl. zur Geol. Spezialk. von Preußen, Lief. 6 (Blätter: Ittersdorf, Bouss, Saarbrücken, Dudweiler, Lauterbach, Emmersweiler, Hanweiler). Berl. 1875.
- (Grebe, H.), Erl. zur Geol. Spezialk. von Preußen, Lief. 7 (Gr.-Hemmersdorf, Saarlouis, Heusweiler, Friedrichsthal, Neunkirchen). Berl. 1876.
- Benecke, E. W., Über d. Trias in Elsaß-Lothringen u. Luxemburg. Abhandlg. z. Geol. Spezialk. von Els.-Lothr., Bd. I. 1877.
- Benecke, E. W., Abriß d. Geol. v. Els.-Lothr. Straßburg 1878.
- Bücking, H., Geognost. Verhältnisse d. Büdinger Waldes. 17. Ber. d. Oberhess. Ges. für Natur- u. Heilkunde. Gießen 1878.
- Wiedersheim, R., Labyrinthodon Rütimeyeri. Abh. Schweiz. pal. Ges. V. 1878.
- Gümbel, C. W., Geognost. Beschreibung d. Königreichs Bayern. III. Abt. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879.
- Wiedersheim, R., Über einen neuen Saurus aus d. Trias. Abh. Schweiz. pal. Ges., Bd. VI. 1879.
- Grebe, H., Erl. zur Geol. Spezialk. von Preußen, Lief. 10 (Blätter: Wincheringen, Saarlouis, Beuren, Freudenburg, Perl, Merzig). Berl. 1880.

1881—1887.

- Benecke, E. W. und Cohen, E., Geognost. Beschreibung d. Umgebung von Heidelberg. 1881.
- Grebe, H., Über d. Oberrotliegende, d. Trias, d. Tertiär und Diluv. in der Trierschen Gegend. Jb. Pr. G. L. für 1881.
- Schmid, E. E., Das ostthüring. Röth. Jb. Pr. G. L. für 1881.

- Fraas, O., Geognost. Beschreibung von Württemberg, Baden u. Hohenzollern. Stuttgart 1882.
- Frantzen, W., Übersicht d. geol. Verhältnisse b. Meiningen. Berl. 1882.
- Frantzen, W., Über Chirotherium-Sandstein und d. karneolführenden Schichten des Buntsandsteins. Jb. Pr. G. L. für 1883.
- Grebe, H., Über d. Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon. Jb. Pr. G. L. für 1883.
- Eck, H., a) Vorläufige Notiz über ... die geognost. Karte der Umgebung von Lahr. B. O. G. V. 1884.
- b) Geognost. Karte der Umgegend von Lahr mit Profilen und Erl. Lahr 1884.
- c) Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald. Z. D. G. G. 1884.
- Thürach, H., Bericht über die Exkursionen usw. B. O. G. V. 1884.
- Blankenhorn, M., Die Trias am Nordrande d. Eifel. Diss. 1885. A. Pr. G. L. für 1885.
- Haug, E., Über d. geol. Verhältnisse d. Umgegend v. Niederbronn. B. O. G. V. 1886.
- van Werveke, L., Geol. Übersichtskarte der südl. Hälfte d. Großherzogtums Luxemburg (vorläufiger Ber.). B. O. G. V. 1886.
- Eck, H., Bemerkungen über d. geognost. Verhältnisse d. Schwarzwalds usw. J. V. N. W., Jg. 43. 1887.
- Grebe, H., Über Aufnahmen an Mosel, Saar und Nahe. Jb. Pr. G. L. für 1887.
- Lenk, H., Zur geol. Kenntnis der südl. Rhön. Diss. Würzburg. 1887.
- Pröscholt, H., Über die Gliederung d. Buntsandsteins am Westrande des Thüringer Waldes. Z. D. G. G., Bd. 39. 1887.

1888.

- Benecke, E. W., Buntsandstein an der Grenze gegen die Vorderpfalz. M. G. L. E.-L., Bd. I. 1888.
- Bücking, H., Über Aufnahmen auf den Blättern Gelnhausen, Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten. Jb. Pr. G. L. für 1888.
- Deecke, W., Über Fische aus verschiedenen Horizonten der Trias. Paläontograph., Bd. 35. 1888.
- Ebert, Th., Über d. Art d. Vorkommens und d. Verbreitung v. *Ger-villia Murch. G.* im mittleren Buntsandstein. Jb. Pr. G. L. für 1888.
- Frantzen, W., Beitr. z. Kenntnis d. Schichten d. Buntsandsteins und der tertiären Ablagerungen am Nordrande des Spessarts. Jb. Pr. G. L. für 1888.
- Grebe, H., Über Revisionsarbeiten im Triasgebiet der Saar u. Mosel usw. Jb. Pr. G. L. für 1888.
- Leppla, A., Über den Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen). Geogn. Jh., 1. Jg. 1888.
- Meyer, G., Über d. Lagerungsverhältnisse d. Trias am Südrande d. Saarbrücker Steinkohlengirges. M. G. L. E.-L., Bd. I. 1888.
- van Werveke, L., M. G. L. E.-L., Bd. I. 1888:
- a) Geogn. Untersuchung der Umgegend von Rappoltsweiler.
- b) D. Conglomerat von Malmedy.

- c) Über Pseudomorphosen von Buntsandstein nach Kalkspat in den Vogesen.

1889.

- Bornemann, J. G., Über den Buntsandstein in Deutschland und seine Bedeutung für d. Trias. Jena 1889.
 Frantzen, W., Erl. zu Bl. Meiningen. G. K. Pr. Lief. 32. 1889.
 Grebe, H., Erläuterungen G. K. Pr., Lief. 33, 1889 (Losheim, Wadern, Wahlen, Lebach).
 — und van Werveke, L., Erl. Bl. Merzig G. K. E.-L. 1889.
 Leppla, A., Rotliegendes und Buntsandstein im Hartgebirge. Mitteil. d. Pollichia, XLVIII. Jg. 1889.
 Meyer, G., Erl. zu Bl. Lubeln. G. K. E.-L. 1889.
 van Werveke, L., Erl. G. K. E.-L. 1889:
 a) Bl. Busendorf.
 b) Bl. Gr.-Hemmersdorf.
 c) Bl. Sierck.

1890—1891.

- Schumacher, E., Erl. zu Bl. Bitsch. G. K. E.-L. 1890.
 Steinmann, G. und Graeff, F., Geol. Führer der Umgebung von Freiburg. Freiburg 1890.
 van Werveke, L., Erl. zu Bl. Forbach. G. K. E.-L. 1890.
 Bücking, H., Das Rotliegende d. Breuschtals. Mitteil. G. L. E.-L., Bd. 2. 1890.
 Grebe, H., Weiss, E. und van Werveke, L., Erl. zu Bl. Ludweiler. G. K. E.-L. 1891.
 Küster, E., Die deutschen Buntsandsteingebiete. Forschungen zur deutsch. Landeskunde V. 1891.
 Passarge, S., Das Röt im östl. Thüringen. Diss. 1891.
 Schumacher, E., Erl. zur G. K. E.-L. 1891:
 a) Bl. Bliesbrücken.
 b) Bl. Roppweiler.
 c) Bl. Wolmünster.

1892.

- Andreae, A., Benecke, E. W., Schumacher, E., van Werveke, L., Erl. Bl. Weißenburg. G. K. E.-L. 1892.
 Benecke, E. W., Erl. Bl. Lembach. G. K. E.-L. 1892.
 — und van Werveke, L., Das Rotliegende der Vogesen. M. G. L. E.-L., Bd. 3. 1892.
 Bücking, H., Der nordwestliche Spessart. A. Pr. G. L., N. F. 11, 12. 1892.
 Eck, H., Geogn. Beschreibung d. Gegend v. Baden-Baden usw. A. Pr. G. L., N. F. 6. 1892.
 Grebe, H., Weiss, E. und van Werveke, L., Erl. zu Bl. Saarbrücken. G. K. E.-L. 1892.

- Grebe, H., Erl. G. K. Pr., Lief. 51, 1892 (Blätter: Mettendorf, Oberweis, Wallendorf, Bollendorf).
- Erl. G. K. Pr., Lief. 80, 1892 (Blätter: Bitburg, Landscheid, Welschbillig, Schweich, Trier, Pfalzel).
- Lepsius, H., Geol. v. Deutschland, I. 1887—1892.
- Nasse, R., Die Steinkohlenflöze in Lothringen unter der Buntsandsteinbedeckung (Anhang Erl. Bl. Saarbrücken, Els.-Lothr. 1892).
- Valentin, J., Die Geologie d. Kronthals i. E. und seiner Umgebung. M. G. L. E.-L., Bd. 3. 1892.
- van Werveke, L., Ausflug in das Rotliegende bei Gebweiler. Exkursionsbericht. Z. D. G. G. 1892.

1893—1894.

- Andreae, A., Normalprofil d. Buntsandsteins bei Heidelberg. M. B. G. L., Bd. II. 1893.
- Pfaff, Fr., Untersuchungen über die geol. Verh. zw. Kandern u. Lörach usw. Ber. nat.forsch. Ges. z. Freiburg i. B., Bd. VII. 1893.
- Schalch, F., Die Gliederung des oberen Buntsandsteins, Muschelkalks und unteren Keupers nach den Aufnahmen auf Sekt. Mosbach und Rappena. M. B. G. L., Bd. II. 1893.
- Chelius, C. und Klemm, G., Erl. zu Bl. Neustadt—Obernburg. G. K. H. 1894.
- und Vogel, Chr., Erl. zu Bl. Groß-Umstadt. G. K. H. 1894.
- Frantzen, W., Der Zechstein und der untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiserroda. Jb. Pr. G. L. für 1894.
- Grebe, H. und Rolle, F., Erl. zu Bl. Ottweiler. G. K. Pr., Lief. 46. 1894.
- Weiss, E. und van Werveke, L., Erl. zu Bl. St. Avold. G. K. E.-L. 1894.
- Gümbel, C. W., Geologie v. Bayern, Bd. II. 1894.
- Klemm, G. und Chelius, C., Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald und Spessart. Notizbl. Ver. für Erdk., Darmstadt, IV. F., Heft 15. 1894.
- Klemm, G., Erl. zu Bl. Schaafheim—Aschaffenburg. G. K. H. 1894.
- Sauer, A., Erl. zu Bl. Gengenbach. G. K. Bd. 1894.
- Thürach, H., Über Gliederung d. Buntsandsteins in d. Rheinpfalz usw. B. O. G. V. 1894.
- van Werveke, L., Erl. Bl. Stürzelbronn. G. K. E.-L. 1894.
- Ber. über Exkursion nach Weißenburg. B. O. G. V. 1894.
- Ausflug der Philomath. Ges. nach Pfalzburg. Mitt. Philomath. Ges. Els.-Lothr., Bd. 2. 1894.

1895—1897.

- Schumacher, E., Über Tal- und Terrassenbildung im Bitscher Kessel. Mitt. Philomath. Ges., Bd. II. 1895.

van Werveke, L., G. K. E.-L. 1895:

a) Erl. Bl. Saareinsberg.

b) Erl. Bl. Saargemünd.

Andreae, A., Erl. Bl. Heidelberg. G. K. Bd. 1896.

Chelius, C., Erl. Bl. Brensbach—Böllstein. G. K. H. 1897.

Klemm, G., Erl. Bl. Erbach—Michelstadt. G. K. H. 1897.

Schumacher, E., Erl. Bl. Falkenberg. G. K. E.-L. 1897.

Erl. zu Bl. Speyer. G. K. By. 1897.

van Werveke, L., Erl. zu Bl. Niederbronn. G. K. E.-L. 1897.

Sauer, A., Erl. zu Bl. Oberwolfach—Schenkenzell. G. K. Bd. 1895.

Schalch, F., Erl. zu Bl. Peterstal—Reichenbach. G. K. Bd. 1895.

Sauer, A., Erl. zu Bl. Hornberg—Schiltach. G. K. Bd. 1897.

Schalch, F., Erl. zu Bl. Königsfeld—Niedereschach. G. K. Bd. 1897.

Thürach, H., Erl. zu Bl. Zell a. H. G. K. Bd. 1897.

1898—1899.

Brunzel, K., Das Rotliegende nördl. vom Donon. M. G. L. E.-L., Bd. 4. 1898.

Sauer, A., Erl. Bl. Neckargemünd. G. K. Bd. 1898.

Schalch, F., Erl. zu Bl. Epfenbach. G. K. Bd. 1898.

— Erl. Bl. Mosbach. G. K. Bd. 1898.

Schumacher, E., Aufnahmebericht für Bl. Lützelstein. M. G. L. E.-L., Bd. 4. 1898.

Steuer, A., Keupergraben von Balbronn. M. G. L. E.-L., Bd. 4. 1898.

Vogel, Chr., Erl. Bl. König. G. K. H. 1898.

van Werveke, L., Bemerkungen zu einigen Profilen durch geol. wichtige Gebiete des Elsaß. M. G. L. E.-L., Bd. 4. 1898.

— Aufnahmebericht für Bl. Thann. Ebenda.

Fraas, E., Die Bildung der germanischen Trias. J. V. N. W., Jg. 55. 1899.

Sauer, A., Erl. Bl. Triberg. G. K. Bd. 1899.

Schalch, F., Erl. zu Bl. Villingen. G. K. Bd. 1899.

1900—1902.

van Ammon, L., Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt a. d. Rhön. Geogn. J., 13. Jg. 1900.

Benecke, E. W., Bücking, H., Schumacher, E. und van Werveke, L., Geol. Führer durch das Elsaß. Berl. 1900.

Klemm, G., Erl. Bl. Berfelden. G. K. H. 1900.

Bücking, H., Geol. von Elsaß-Lothr. Straßburg 1898—1901.

Fraas, E., Labyrinthodonten aus dem Buntsandstein von Teinach. J. V. N. W., Jg. 57. 1901.

Leppla, A., Erl. zu Bl. Wittlich. G. K. Pr., Lief. 79. 1901.

- Pompeckj, J. F., Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstein. Geogn. J., Jg. 14. 1901.
- Schalch, F., Erl. Bl. Rappena. G. K. Bd. 1901.
- Thürach, H., Erl. Blatt Haslach. G. K. Bd. 1901.
- Müller, G., Zur Kenntnis d. Dyas- u. Trias-Ablagerungen im Ruhrkohlenrevier. Z. pr. G., Jg. 9. 1901.
- Denckmann, A., Der geol. Bau d. Kellerwaldes. A. Pr. G. L. für 1900.
- Philippi, E., Über die Bildungsweise d. buntgefärbten klastischen Gesteine d. kontinentalen Trias. Centr. f. M. 1901.
- Blankenhorn, M., Drei interess. geol. Erscheinungen in der Gegend v. Mellrichstadt u. Ostheim a. d. Rhön. Z. D. G. G., Bd. 54. 1902.
- Grupe, O., Gebirgsbau u. Stratigraphie des Homburgwaldes u. Voglers. Jb. Pr. G. L. für 1902.
- v. Huene, F., Übersicht über die Reptilien der Trias. Geol. u. Pal. Abh. N. F. VI. 1902.
- Hornstein, Belegmaterialien z. Umgegend von Kassel. Z. D. G. G. 54. 1902.
- v. Koenen, Über d. Buntsandstein d. Sollings. Jb. Pr. G. L. für 1902.
- Ochsenius, C., Steinsalz und Kalisalze. Z. D. G. G. 54. 1902.
- Schumacher, E., Erl. Bl. Pfalzburg. G. K. E.-L. 1902.

1903—1904.

- Andrussow, H., Über Tongerölle. Ann. Geol. et Min. de la Russie, Bd. VI. 1903.
- Blankenhorn, M., Geol. u. Top. der näheren Umgebung Kassels. Festschrift 75. Vers. D. Naturforsch. u. Ärzte. Kassel 1903.
- Brombach, Beitrag zur Kenntnis d. Trias am südwestl. Schwarzwalde. M. B. G. L., Bd. IV. 1903.
- Hoyer, W., Ein neuer Aufschluß anstehenden Buntsandsteins im nordd. Flachlande. Jb. Pr. G. L. für 1903.
- Link, G., Die Bildung der Oolithe u. Rogensteine. N. Jb., Beil. 14. 1903.
- Philippi, E., Lethaea geogn. Bd. Trias. 1903.
- Reis, O. M., Das Rothlieg. u. d. Trias d. nordwestl. Rheinpfalz. Erl. Bl. Zweibrücken. G. K. By. 1903.
- van Werveke, L., Wie die Umgebung von Gebweiler entstanden ist. Mitt. Philomath. Ges. f. E.-L., Bd. 3. 1903.
- Schalch, F., Erl. zu Bl. Neustadt. G. K. Bd. 1903.
- und Sauer, A., Erl. zu Bl. Furtwangen. G. K. Bd. 1903.
- Fraas, E., *Ceratodus priscus* E. Fraas aus dem Hauptbuntsandstein. B. O. G. V. 1904.
- Schalch, F., Erl. Bl. Donaueschingen. G. K. Bd. 1904.
- Walther, J., Estherien im Buntsandstein. N. Jb. 1904.
- Über d. Fauna eines Binnensees in d. Buntsandsteinwüste. Centr. f. Min. 1904.
- van Werveke, L., Erl. zu Bl. Buchweiler. G. K. E.-L. 1904.

1905—1906.

- Benecke, E. W., Zur Gliederung des Buntsandsteins im Haardtgebirge. Centr. f. Min. 1905.
- v. Koenen, A., Über Kalksandsteinkonkretionen u. fossilführende Kalke a. d. Basis d. Röt. Z. D. G. G. 1905.
- Koken, Ist der Buntsandstein eine Wüstenbildung? J. V. N. W., Jg. 61. 1905.
- Schmidt, M., Mitt. über einige kleinere Funde im östl. Schwarzwald u. d. Umgebung. B. O. G. V. 1905.
- Schwarz, H., Über d. Auswürflinge von kristallinen Schiefern und Tiefengesteinen in den Vulkanembryonen d. schwäb. Alb. J. V. N. W., Jg. 61. 1905.
- Spitz, W., Über Fährten und Reste von Wirbeltieren im Buntsandstein des nördl. Baden. Z. D. G. G. 1905.
- Tornquist, A., Die karbonische Granitbarre zw. dem ozeanischen Triasmeere u. dem europ. Triasbinnenmeere. N. Jb., Beil. XX. 1905.
- Ahlburg, G., D. Trias im südl. Oberschlesien. Diss. A. Pr. G. L. 1906.
- Deecke, W., Einige Beobachtungen am Sandstrande. Centr. f. Min. 1906.
- Kranz, W., Zur Entstehung des Buntsandsteins. J. V. N. W. 1906.
- Schalch, F., Erl. Blatt Bonndorf. G. K. Bd. 1906.
- van Werveke, L., Erl. Bl. Saarbrücken. G. K. E.-L. 1906.

1907—1908.

- Blanck, E., Ein Beitrag zur Physik u. Chemie der Tongallen. J. V. N. W. 1907.
- Blankenhorn, Der Hauptbuntsandstein ist keine echte Wüstenbildung. Z. D. G. G., Bd. 59. 1907. (Dazu Bemerkung von O. Grupe u. E. Zimmermann.)
- Bräuhäuser, M., Über Vorkommen von Phosphorsäure im Buntsandstein u. Wellengebirge d. östl. Schwarzwaldes. Mitt. Geol. Abt. Stat. Landesamtes, Nr. 4. 1907.
- v. Koenen, A., Über d. Buntsandsteinwüste. Centr. f. Min. 1907.
- Regelmann, K., Erl. Bl. Obertal—Kniebis. G. K. W. 1907.
- Erl. Bl. Baiersbronn. G. K. W. 1908.
- Schmidt, M., Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig i. württ. Schwarzwald. Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. L., Nr. 2. 1907.
- Schalch, F., Nachträge zur Kenntnis d. Trias im südöstl. Schwarzwald. Mitt. B. G. L., Bd. V, 1. 1907.
- Schnarrenberger, Erl. Blatt Weingarten. G. K. Bd. 1907.
- Wüst, E., Die Fossilienführung d. Mittl. Buntsandsteins d. Mansfelder Mulde. Zeitschr. f. Naturwiss., Bd. 79. 1907.
- Strasser, R., Über Scheinkristalle a. d. Buntsandstein b. Heidelberg. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg, N. F. VIII. 1907.

- Zimmermann, E., Über den Buntsandstein bei Saalfeld in Thüringen u. über sandgeschliffene Gerölle in dessen Kongl. Z. D. G. G. 1907.
- Diskussionsbemerkung zu einem Vortrag Blankenhorns, ebda.
- Andrée, K., Bemerk. über d. Rogenstein d. Buntsandsteins u. über Oolithe. Z. D. G. G., Bd. 60. 1908.
- Bräuhäuser, M. und Schmidt, A., Erl. Bl. Simmersfeld. G. K. W. 1908.
- v. Huene, Fr., Eine Zusammenstellung über die engl. Trias u. das Alter ihrer Fossilien. Centr. f. Min. 1908.
- Leppla, A., Bericht über Aufnahmen aus dem Rheinlande u. Nassau im Jahre 1908. Jb. Pr. G. L. für 1908.
- Erl. G. K. Pr., Lief. 78, 1908:
- a) Bl. Waxweiler.
 - b) Bl. Kilburg.
- Schottler, W., Erl. Bl. Sensbach. G. K. H. 1908.
- van Werveke, L., Zur Geol. d. mittleren Vogesen usw. Mitt. Philomath. Ges. für Els.-Lothr., Bd. 3. 1908.
- Zur Frage des Vorkommens von Kohle in der Gegend von Longwy usw. M. G. L. E.-L., Bd. 6. 1908.

1909—1910.

- Bräuhäuser, M., Erl. zu Bl. Schramberg. G. K. W. 1909.
- Bücking, H., Erl. G. K. Pr., Lief. 171, 1909:
- a) Bl. Gersfeld
 - b) Bl. Sondheim
- und Wagner, W., c) Bl. Hilders.
- Stark, P., Pflanzenfunde im Buntsandstein d. südwestl. Kraichgau. B. O. G. V. 1909.
- Strasser, R., Über Buntsandsteinplatten aus Heidelberg mit 2 Systemen von Wellenfurchen u. Regentropfen. B. O. G. V. 1909.
- Wagner, W., Geol. Beschreibung der Umgebung von Fladungen. Jb. Pr. G. L. für 1909, II.
- van Werveke, L., Profil d. Trias aus einer Tiefbohrung in Dieuze-Lothr. M. G. L. E.-L., Bd. 6. 1909.
- Blanck, E., Über die petrographischen u. Bodenverhältnisse d. Buntsandsteinformation Deutschlands. J. V. N. W., Bd. 66, 1910 und 67, 1911.
- Bräuhäuser, M., Über Fährtenplatten im oberen Buntsandstein des württ. Schwarzwaldes. N. Jb. 1910, II.
- Buri, Th., Über Deckgebirgseinschlüsse in den Phonolithtuffen des Hegaues. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Bd., Bd. XVIII. 1910.
- Göhringer, A., Talgeschichte der oberen Donau u. des oberen Nekkars. M. B. G. L., Bd. VI. 1910.
- Häberle, D., Über Vorkommen von Kugelbildungen in den versch. Gesteinen d. Pfalz. Pfälz. Heimatkunde, 6. Jg. 1910.
- Klemm, G., Führer bei geol. Exkursionen i. Odenwald. Berlin 1910.

- Picard, E., Über den unteren Buntsandstein d. Mansfelder Mulde u. seine Fossilien. Jb. Pr. G. L. für 1910.
- Schmidt, A., Über Fossilhorizonte im Buntsandstein des östl. Schwarzwaldes. Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. L., Nr. 7. 1910.
- Schmidt, M. und Rau, K., Erl. zu Bl. Freudenstadt. G. K. W. 1910.
- Spiegelhalter, F., Tektonik im obersten Teil d. Bonndorfer Grabens. Mitt. B. G. L., Bd. VI. 1910.
- Stierlin, K., Geol. Untersuchungen im Gebiete der Emmendinger Vorberge, nördl. Teil. M. B. G. L., Bd. VI. 1910.
- van Werveke, L., Berichte Niederrheinisch. geol. Ver. 1910:
- a) Die ursprüngl. Umrandung der Trierer u. Luxemburger Bucht usw.
 - b) Grundkongl. d. Buntsandsteins u. Oberrotliegendes südwestl. v. Saarburg bei Trier.
 - c) Die Trierer Bucht u. d. Horsttheorie.

1911.

- Brändlin, E., Zur Geol. d. nördl. Aargauer Tafeljura zwischen Aarau u. Fricktal. Verh. naturf. Ges. Basel, Bd. XXII. 1911.
- Bräuhäuser, M. und Sauer, A., Geol. Überblick über das obere, bes. das württ. Kinziggebiet. B. O. G. V. 1911.
- Bücking, H., Erl. zu Bl. Fulda. G. K. Pr., Lief. 184, 1911.
- Ewald, R., Untersuchungen über den geol. Bau u. d. Trias in der Provinz Valencia. Z. D. G. G., Bd. 63. 1911.
- Grupe, O., Zur Strat. d. Trias im Gebiete d. oberen Wesertales. 4. Jahresb. Niedersächs. geol. Ver. 1911.
- Neumann, R., Geol. Untersuchungen am Schwarzwaldrande zw. Kandern u. Wehr. M. B. G. L., Bd. VI. 1911.
- Regelmann, K., Erl. zu Bl. Enzklösterle. G. K. W. 1911.
- Schmidt, A., Erl. Bl. Dornstetten—Dettingen. G. K. W. 1911.
- Schmidt, M., Zur Deutung zweier Problematika des Buntsandsteins. B. O. G. V. 1911.
- Schumacher, E., Gutachten über eine Wasserversorgung der Stadt Saargemünd. M. G. L. E.—L., Bd. 7. 1911.
- v. Seidlitz, W., Über die Bildung von Konglomeraten. Mitt. Philomath. Ges. E.-L., Bd. 4. 1911.
- van Werveke, L., Mineralquellen im Buntsandstein. M. G. L. E.-L., Bd. 7. 1911.
- Wurm, A., Untersuchungen über den geol. Bau u. d. Trias von Aragonien. Z. D. G. G., Bd. 63. 1911.

1912—1913.

- Bubnoff v., S., Beitrag zur Kenntnis der Kulmzone im südl. Schwarzwald. M. B. G. L., Bd. VII. 1912.
- Tektonik der Dinkelberge bei Basel. M. B. G. L., Bd. VI. 1912.
 - Mit Beitr. von J. Wilser, Das Gebiet der Dinkelberge zw. Wiese u. Rhein. B. O. G. V. 1912, Heft 2.

- Grupe, O., Zur Gliederung d. deutschen Buntsandsteins. Jb. Pr. G. L. für 1912.
- Schalch, F., Erl. zu Bl. Stühlingen. G. K. Bd. 1912.
- Schmidt, A., Drei Tiefbohrungen auf Steinkohle am oberen Neckar. Württ. Jahrb. f. Stat. Landes. 1912.
- Strigel, A., Geol. Untersuchung d. perm. Abtragungsfl. I. Verh. d. nat.-med. Ver. Heidelberg, N. F. XII. 1912.
- Tornquist, A., Die Binnenmeerfacies d. Trias. Geol. Rundschau, Bd. III. 1912.
- Walther, J., Das Gesetz d. Wüstenbildung, 2. Aufl. 1912.
- Andrée, K., Die palaeogeogr. Bedeutung sedimentpetrograph. Studien. Peterm. Mitt. 1913.
- Bräuhäuser, M. und Sauer, A., Erl. zu Bl. Alpertsbach. G. K. W. 1913.
- Häberle, D., Der Pfälzerwald. Die Rheinlande Nr. 3. 1913.
- Kaiser, E. und Meyer, H. L. F., Der Untergrund des Vogelsberges. Führer zu d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. in Gießen. 1913.
- Regelmann, K., Erl. zu Blatt Wildbad. G. K. W. 1913.
- Stark, P., Pflanzenreste im Buntsandstein bei Durlach. Ber. O. G. V. 1913.
- van Werveke, L., Übersicht über den geol. Bau u. d. geol. Entwicklung d. Reichslandes E.-L. u. d. Großherzogt. Baden. Straßburg 1913.
- Mächtigkeit d. Trias u. d. Jura im Unter-Elsaß. M. G. L. E.—L., Bd. 8. 1913.
- Wilser, J., D. Perm-Triasgrenze im südwestl. Baden. Naturf. Ges. Freiburg i. B., Bd. XX. 1913.

1914.

- Bill, Ph., C., Über Crustaceen aus dem Voltziensandstein des Elsaß. M. G. L. E.—L., Bd. 8. 1914.
- Dienemann, W., Das oberhess. Buntsandsteingebiet. Diss. Marburg 1914.
- Disler, C., Rotliegendes u. Trias zw. Rheinfelden u. Augst. Verh. Nat. Ges. Basel. 1914.
- Fraas, E., Das Bohrloch von Erlenbach bei Heilbronn. J. V. N. W., Jg. 70. 1914.
- Frentzen, K., Die Flora des Buntsandsteins Badens. M. B. G. L., Bd. VIII. 1914.
- Glaser, J., Geol. Untersuchung d. Emmendinger Vorberge, südl. Teil. M. B. G. L., Bd. VII. 1914.
- Goetz, C., Über die Veränderungen d. Muschelkalks u. Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. Jb. Pr. G. L. für 1914.
- Klähn, Geol. d. Umgebung von Colmar. Mitt. d. naturhist. Ges. zu Colmar. 1914.
- Reis, O. M., G. K. By. Erl. 1914:
- a) Bl. Kissingen Nr. 41
 - und Schuster, M., b) Bl. Ebenhausen Nr. 67.

- Röhrrer, F., Das Bohrloch der Papierfabrik in Dill-Weissenstein bei Pforzheim. B. O. G. V., 1914, Heft 1.
- Schnarrenberger, K., Erl. zu Bl. Königsbach. G. K. Bd. 1914.
- Strigel, A., Geol. Untersuchung d. perm. Abtragungsfl. II. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg, N. F., Bd. XIII. 1914.
- van Werveke, L., Entstehung d. Mittelhautales. Mitt. Ges. f. Erdk. usw. f. 1913. Straßburg 1914.
- Wilser, J., Die Rheintallexur nordöstl. von Basel zw. Lörrach u. Kander u. ihr Hinterland. M. B. G. L., Bd. VII. 1914.

1915—1917.

- Dacqué, E., Grundlagen u. Methoden d. Paläogeographie. 1915.
- Reis, O. M., Geol. Studien aus d. Umgebung von Bad Dürkheim. Pollichia, Nr. 29, LXX. Jg. 1915.
- und Schuster, M., Erl. Bl. Euerdorf, Nr. 66. G. K. By. 1915.
- Weiss, G., Beiträge zur petrogr. Erforschung des Unteren Buntsandsteins. Ber. Oberrh. Ges. f. Natur- u. Heilk., N. F., Bd. 6. 1915.
- Andrée, K., Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau, Bd. VII. 1916.
- Blankenhorn, M., Zur Geol. d. Gegend westl. Fulda zw. Rhön u. Vogelsberg. Jb. Pr. G. L. für 1915.
- Organische Reste im mittleren Buntsandstein Hessens. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförderung d. gesamten Naturwiss. Marburg 1916.
- Bücking, H., Geol. Führer durch die Rhön. Berlin 1916.
- Deecke, W., Geol. von Baden I. Berlin 1916.
- van Werveke, L., in Mitt. G. L. E.-L., Bd. 10, 1916:
- a) Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen I.
 - b) Eine angeblich in die Buntsandsteinzeit fallende Verwerfung im Tale der Fecht.
- Wüst, E., Die Zahl der Gervilleia-Bänke im Mittleren Buntsandstein. Centr. f. Min. 1916.
- v. Huene, Fr., Eine interessante Wirbeltierfauna im Buntsandstein des Schwarzwaldes. Centr. f. Min. 1917.
- Pfaff, F. W. und Reis, O. M., Erl. Bl. Mellrichstadt. Nr. 13. G. K. By. 1917.

1918—1920.

- Bräuhäuser, M., Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der schwäb. Alb. J. V. N. W., Jg. 74. 1918.
- Bücking, H., Beiträge zur Geol. des oberen Breuschautes. M. G. L. E.-L., Bd. 12. 1918—1920.
- Thürach, H., Erl. Bl. Heidelberg. G. K. Bd. 1918.
- van Werveke, L., Die Umgrenzung d. Vogesen. M. G. L. E.-L., Bd. 11. 1918.
- Regelmann, K., Erl. Bl. Calw. G. K. W. 1919.
- Willruth, K., Die Fährten von Chirotherien. Z. f. Naturw. Halle, Bd. 86. 1918.
- Schmidt, C., 2. Geol. Ber. über die Kohlenbohrung bei Buix, Pruntrut. II. Ber. der Schweiz. Kohlenbohrges. 1919.

- Strigel, A., Über prätriadische Einebnung im Schwarzwalde. B. O. G. V. 1919.
- Deecke, W., Die Herkunft der west- und süddeutschen Sedimente. Sitzungsber. Heidelberger Akademie d. Wiss., Jg. 1920.
- Ewald, R., Schichtung und Bankung d. Buntsandsteins in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie u. Paläogeogr. „Steinbruch“, Jg. 1920, Heft 5, 6, 7.
- Marx, B., Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie u. Tektonik in der Trias von Königshofen a. d. Tauber. Diss. in Maschinenschrift. Freiburg 1920.

1921.

- Born, A., Über jungpaläozoische Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., Bd. XXXVII. 1921.
- Haack, W., Zur Stratigraphie u. Fossilführung des mittl. Buntsandsteins in Norddeutschland. Jb. Pr. G. L. für 1921.
- Kolesch, K., Beitrag zur Stratigraphie des mittl. Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla. Jb. Pr. G. L. für 1919. Sonderabdruck 1921.
- Kraus, E., Zur Stratigraphie u. Paläogeogr. des reichsländ. Buntsandsteins. Z. D. G. G., Bd. 73, Jg. 1921.
- Reis, O. M., Erl. zu Bl. Donnersberg. G. K. By. 1921.
- Schindewolf, O. H., Studien aus dem Marburger Buntsandstein. I. II. Senckenbergiana, Bd. III, Heft 1. 1921.
- Schmidt, A., Erl. zu Bl. Aidlingen. G. K. W. 1921.
- Schuster, M., Erl. zu Bl. Hammelburg—Nord Nr. 65. G. K. By. 1921.
- Wagner, R., Neue Beobachtungen aus dem Muschelkalk und Röt von Jena. Jb. Pr. G. L. für 1921.
- Wenz, W., Das Mainzer Becken u. seine Randgebiete. Heidelberg 1921.

1922—1923.

- Deecke, W., Der paläogeogr. Charakter des germanischen Muschelkalk- u. Binnenmeeres. Verh. naturfor. Ges. Basel, Bd. 33. 1922.
- Hennig, E., Geol. von Württemberg nebst Hohenzollern. Berlin 1922.
- Reis, O. M., Erl. zu Bl. Hendungen Nr. 14. G. K. By. 1922.
- Richter, R., Flachseebeobachtungen zur Paläontologie u. Geol. III. bis VI. Senckenbergiana, Bd. IV. 1922.
- Strigel, A., Zur Paläogeogr. d. Schwarzwaldes. Verh. d. nat.-med. Ver., Heidelberg, Beil., N. F., Bd. 15. 1922.
- Wepfer, E., Das Mastodonsaurus-Leichenfeld im oberen Buntsandstein von Kappel, Amt Villingen i. B. B. O. G. V., N. F., Bd. XI, Jg. 1922.
- Hamm, Fr., Geol. Untersuchungen am Südostrande des Odenwaldes usw. Geol. Archiv, Bd. I. 1923.
- Frentzen, Zur Flora des südwestl. Deutschl. B. O. G. V. 1923.
- Pfeiffer, W., Vindelicisches Land. Öhringen 1923.
- Reis, O. M., Erl. G. K. By. 1923:
- a) Bl. Brückenau, Nr. 22.
 - b) Bl. Geroda, Nr. 23.

- Reis, Ausflug in die Triasablagerungen im unteren Steinachtal usw. B. O. G. V. 1923.
- Schindewolf, O. H., Über Spuren mariner Würmer im mittleren Buntsandstein Oberhessens. Centr. f. Min. 1923.
- Sörgel, Beitr. z. Geol. v. Thüringen, II. 1923. N. Jb., Beilage-Bd. 49.
- Strigel, A., Variskisches Gebirge u. Primärrumpf im Schwarzwalde. Centr. f. Min. 1923.
- Vollrath, P., Beiträge zur Stratigraphie u. Paläogeographie des fränk. Wellengebirges. Diss. 1923.
- Wepfer, E., Der Buntsandstein d. bad. Schwarzwaldes u. seine Labyrinthodonten. Monographien zur Geol. u. Pal. (Sörgel) 1923.
- Wilser, J. L., *Pygopterus Crecelii* n. sp. aus dem oberen Buntsandstein bei Karlsruhe i. B. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Bd., Bd. 23. 1923.

1924.

- Frentzen, K., *Ceratodus palaeoruncinatus* n. sp. aus dem oberen Buntsandstein der Gegend von Durlach i. Bd. Centr. f. Min. 1924.
- Hildebrand, E., Geol. und Morphologie der Umgebung von Wertheim a. M. Diss. Freiburg 1924.
- Kraus, E. und Wagner, W., Elsaß (Kriegsschauplätze geol. dargestellt, Heft 1). Berlin 1924.
- Leppla, A., Zur Stratigraphie u. Tektonik der südl. Rheinprovinz. Jb. Pr. G. L. f. 1924.
- Reis, O. M., Erl. zu Bl. Schönderling, Nr. 39. G. K. By. 1924.
- Richter, R., Flachseebeobachtungen zur Pal. u. Geol. Senckenbergiana, Bd. VI. 1924.
- Schrepfer, H., Das Maintal zwischen Spessart u. Odenwald. Forschung. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, 23. 1924—1925.
- Schuster, M., Erl. zu Bl. Motten—Wildflecken, Nr. 9—10. G. K. By. 1924.
- Suter, H., Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg u. Umgebung (Südschwarzwald). Diss. Zürich 1924.
- Wilser, J. L., Der Mauracher Berg bei Denzlingen nördl. Freiburg i. B. Mitt. Bad. Landesv. f. Naturk. usw. Freiburg 1924, Heft 14/15.

1925—1927.

- Kraus, E., Lothringen (Kriegsschauplätze, geol. dargestellt, Heft 2). 1925.
- Ray, S. K., Geol. and Petr. Studies in the Hercynian Mountains around Tiefenstein. Diss. Zürich 1925.
- Röhler, Fr., Von der Geologie u. Oberflächengestaltung des Enz-Pfinzgaus. Bad. Heimat, 12. Jg. Jh. 1925.
- Fossile Luftblasen im Buntsandstein. Centr. f. Min. 1925.
- Schuster, M., Erl. Bl. Gräfendorf. G. K. By. 1925.
- Sörgel, W., Die Fährten der Chirotherien. Jena 1925.
- van Werweke, L., Heidburggraben. Mitt. Bad. Landesv. f. Naturk. usw. Freiburg i. B. 1925.

- Willert, H., Die im Saargebiet im Hangenden des Karbons auftretenden Schichten. „Glückauf“, 61. Jg. 1925.
- Heuser, H., Beiträge zur Geol. des Rheintales zw. Waldshut u. Basel. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. 57, Lief. 2, 2. Abt. 1926.
- Wegner, Geologie Westfalens, 2. Aufl. 1926.
- Hoppe, W., Beitr. z. Geol. u. Petr. d. Buntsandsteins im Odenwald. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt; I. 1925. II. 1926.
- Brinkmann, R., Tektonik und Sedimentation im Deutschen Triasbecken. Z. D. G. G., Bd. 78, Jg. 1926.
- Strigel, A., Paläogeographisches vom süddeutschen Triasbecken. Centr. f. Min. 1926. (Vorläufige Mitteilung.)
- Staesche, K., Der Buntsandstein des Saarlandes. Festschr. Oberrh. geol. Ver. Saarbrücken 1927.

Französische Literatur.

- E. de Beaumont, Observations géol. etc. Annales des Mines, 2. série, Tome I, 1827; II, 1828.
- M. M. Dufrénoy et Elie de Beaumont, Mémoires pour servir à une descript. géol. de la France. Tome I. 1830.
- E. Thirria, Statistique min. et géol. du dép. de la Haute-Saône. 1833.
- H. Hogard, Descript. min. et géol. des régions granitique et arenacée du Système des Vosges, 1837; Carte géognost. du dép. des Vosges, 1837.
- M. M. Dufrénoy et E. de Beaumont, Explicat. de la Carte géol. de la France, Tome I, 1841; Tome II, 1848.
- M. Hogard, Esquisse géol. du Val d'Ajol. Annales soc. émül. Vosges IV und V, 1841.
- de Billy, Esquisse de la géol. du dép. des Vosges. Annales soc. émül. Vosges VII, 2. 1850.
- M. E. Jacquot, Descript. géol. et min. du dép. de la Moselle. 1868.
- Ch. Vélain, Le Permien dans la région des Vosges. Bull. de la Soc. géol. de France, III. série, t. 13. 1885.
- Bleicher, Guide du géol. en Lorraine. 1887.
- Braconnier, Descript. géol. et agron. des terrains de Meurthe-et-Moselle. 1883.
- A. Liétard, Note sur le Trias dans la rég. mérid. des Vosges. Bull. soc. des sciences de Nancy; série II, tome IX. 1888.
- Mieg, Excurs. du 3. sept. aux houillères de Ronchamp. Bull. soc. géol. de France, série III, tome 25, 2. 1897.
- Lapparent, Note sur l'histoire géol. des Vosges. Ebenda 1897.
- Bleicher, Comptes-rendus Acad. Sc. 1898, II.
- M. E. Noël, a) Note sur la faune des galets du grès vosgien. Bull. soc. sc. Nancy 1905.
- b) Note sur l'orientation des galets dans un courant et la direction en quelques points du grès vosgien. Bull. soc. sc. Nancy 1905.

c) Note sur la détermination du courant qui a amené les éléments d'un Conglomerat. Bull. soc. sc. Nancy 1906.

d) Sur l'orientation que prend un corps allongé pouvant rouler sur les fonds dans un courant liquide. Paris 1905.

H. Joly, Observations sur le sondage de Longwy. Bull. soc. sc. Nancy 1908.

Nicklès, Sur l'existence de la houille à Gironcourt-sur-Vraine Comptes rendus Acad. sc. 1909.

Außerdem die geol. Spezialkarten, deren Erläuterungen oben angegeben.

Inhaltsübersicht.

Einleitung	80	[1]
A. Der untere Buntsandstein	81	[2]
I. Der rechtsrheinische untere Buntsandstein	81	[2]
II. Der linksrheinische untere Buntsandstein und die links- rheinische Perm-Triasgrenze	99	[20]
(III. Überblick über das Becken des unteren Buntsandsteins	106	[27]
B. Der mittlere oder Hauptbuntsandstein	110	[31]
I. Der rechtsrheinische	110	[31]
a) Erweiterung des Ablagerungsraumes (Transgression) und Versuch ihrer Erklärung	110	[31]
b) Mächtigkeit	121	[42]
1. Eck'scher Horizont	121	[42]
2. Mittlerer Hauptbuntsandstein	123	[44]
3. Oberer Geröllhorizont	125	[46]
4. Gesamtmächtigkeit des mittleren Buntsandsteins	128	[49]
c) Geröllhorizonte	130	[51]
1. Zusammensetzung	130	[51]
2. Natur der Geröllhorizonte	139	[60]
3. Größe, Form und Dichte der Gerölle	142	[63]
d) Schichtenfolge des Hauptbuntsandsteins	156	[75]
1. Beckenrand und Beckenzentrum (Senkungszone und Schuttkegeleinversion	156	[75]
2. Einzelheiten der Schichtenfolge (randliche und zen- trale Schichtenfolge)	159	[78]
3. Schichtenfolge und Facies	169	[90]
4. Zur Erklärung der Schichtenfolge	171	[92]
e) Liefergebiete des rechtsrheinischen Hauptbuntsandsteins	175	[96]
f) Die Auflagerungsfläche des rechtsrheinischen Haupt- buntsandsteins auf dem prätriadischen Gebirge	178	[99]
II. Der linksrheinische	180	[101]
a) Erweiterung des Ablagerungsraumes (Transgression)	180	[101]
b) Mächtigkeit	194	[115]

c)	Geröllhorizonte des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins	201 [122]
	1. In den Vogesen	201 [122]
	2. Im Pfälzerwald	226 [147]
	3. In der Saargegend	236 [157]
	4. In der Trierer Bucht und am Südrande der Ardennen	246 [167] 253 [174]
	5. Im Buntsandstein von Commern am Nordrande der Eifel	255 [176]
	6. Ergebnis der Untersuchung der linksrheinischen Geröllhorizonte für den Ablagerungsraum und Ursprung des Hauptbuntsandsteins	256 [177]
d)	Gliederung des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins	262 [183]
	1. Gliederung im Beckenzentrum (Nordvogesen, Pfälzerwald) u. Parallelisierung mit den Nachbargebieten	262 [183]
	2. Gliederung in den Mittel- und Südvogesen (südlicher Beckenrand)	274 [195]
	3. Gliederung an der Saar und Mosel und am Südrande der Eifel (nordwestlicher Beckenrand)	278 [199]
e)	Auflagerungsfläche des linksrheinischen Hauptbuntsandsteins	283 [204]
f)	Überblick über das Ablagerungsbecken des süddeutschen Hauptbuntsandsteins	293 [214]
C.	Der obere Buntsandstein	297 [218]
	I. Erweiterung des Ablagerungsraumes (Grenze des Gesamtbeckens)	297 [218]
	II. Mächtigkeit, stratigraphische Gliederung und Facies	306 [227]
	a) Rechtsrheinisch	306 [227]
	b) Linksrheinisch	333 [254]
	c) Parallelisierung des links- und rechtsrheinischen oberen Buntsandsteins	348 [269]
	d) Übersicht über das Becken des oberen Buntsandsteins	352 [273]
D.	Die organischen Reste (Fossilhorizonte) des süddeutschen Buntsandsteins	354 [275]
E.	Das süddeutsche Buntsandsteinbecken als Ganzes	378 [299]
	a) Gesamtdicke der Beckenfüllung u. Gliederung des Beckens	378 [299]
	b) Anschluß an den mittel- und norddeutschen Buntsandstein	384 [305]
	c) Der Mechanismus der Beckenfüllung	419 [340]
	d) Zur Bildungsweise des Buntsandsteins	426 [347]
	Zusammenfassung der Ergebnisse	444 [365]
	Verzeichnis der benützten Literatur	449 [370]

Berichtigungen:

S. 153, Fussn. 2 u. S. 164, Fussn. 1: Lies Glaser 1914; S. 160, Fussn. 2 u. S. 387, Fussn. 3: Lies Thürach, 1884; S. 196, Fussn. 2 lies Bücking 1890; S. 400, Fussn. 1 lies Haack 1921; S. 410, Fussn. 1 lies Beetz.

S. 106, Zeile 13 von unten lies: nach Ablagerung des Karbons und älteren Rotliegenden.