

Abhandlungen des Naturkunde- und Tiergartenvereins  
für Schwaben e. V. Augsburg

Heft III

---

---

Geologisch-Paläontologische Reihe · 2. Heft

Emil Weber

Geologische Untersuchungen im Ries

Das Gebiet des Blattes Wemding

Augsburg

1 9 4 1



**Abhandlungen des Naturkunde- und Tiergartenvereins  
für Schwaben e. V. Augsburg**

**Heft III**

---

---

**Geologisch-Paläontologische Reihe · 2. Heft**

**Emil Weber**

**Geologische Untersuchungen im Ries**

**Das Gebiet des Blattes Wemding**

**Augsburg**

**1 9 4 1**

*[The text in this section is extremely faint and illegible due to low contrast and scan quality. It appears to be a list or a series of entries.]*



# Geologische Untersuchungen im Ries.

## Das Gebiet des Blattes Wemding.

Mit Textfiguren, Profilen und einer mehrfarbigen geologischen Karte 1:25 000.

### Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung. Bisherige geologische Kenntnis . . . . .	5
I. OBERFLÄCHENGESTALTUNG . . . . .	8
II. GESTEINS- UND FORMATIONSDESCREIBUNG . . . . .	10
1. Kristallines Grundgebirge . . . . .	10
Silifizierte Gangmylonite bzw. -breschen des Grundgebirges . . . . .	17
2. Keuper . . . . .	20
3. Schwarzer Jura . . . . .	27
4. Brauner Jura . . . . .	31
a) Braunjura- $\alpha$ , Opalinus-Ton . . . . .	31
b) Braunjura- $\beta$ , Eisensandstein . . . . .	33
c) Braunjura- $\gamma$ mit - $\zeta$ , Obere Braunjurastufe . . . . .	36
5. Weißer Jura . . . . .	41
a) Weißjura- $\alpha$ . . . . .	41
b) Weißjura- $\beta$ . . . . .	43
Bimammatum-Zone . . . . .	43
Planula-Zone . . . . .	48
c) Weißjura- $\gamma$ . . . . .	51
Platynota-Zone . . . . .	51
Suberinum-Zone . . . . .	53
Dentatus-Zone . . . . .	55
d) Weißjura- $\delta$ . . . . .	61
e) Weißjura- $\epsilon$ , Massenkalk . . . . .	84
Restgesteine . . . . .	85
6. Hochschotter (Urtalbodenschotter) . . . . .	86
7. Oberoligozäner Süßwasserkalk . . . . .	86
8. Bunte Bresche . . . . .	90
9. Suevit (Traß) . . . . .	91
10. Grundgebirgszersatz . . . . .	103
11. Bohnerzlehme verschiedenen Alters . . . . .	110

	Seite
<b>12. Jungobermiozän</b> . . . . .	115
a) Klastische Ablagerungen . . . . .	115
b) Rieskalke . . . . .	124
c) Tonige Ablagerungen . . . . .	132
d) Die Sedimentationsverhältnisse im Riessee . . . . .	143
e) Die zeitliche Eingliederung der Riesseeabsätze . . . . .	145
f) Nachriesische Senkungsvorgänge im Ries . . . . .	146
<b>13. Ältere lehmige Überdeckungen des Riesesselbodens</b> . . . . .	150
<b>14. Sandige Überdeckung</b> . . . . .	150
a) Bachaufschüttungen . . . . .	150
Aufschüttungen der Wörnitz . . . . .	151
Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse . . . . .	155
Schwemmsandfächer . . . . .	160
b) Flugsande . . . . .	162
c) Alter der verschiedenen Sandbildungen . . . . .	163
d) Senkungsvorgänge im Ries . . . . .	164
<b>15. Lehmigsandige Überdeckung</b> . . . . .	165
<b>16. Frostbodenbildungen</b> . . . . .	167
<b>17. Lößlehmige Überdeckung</b> . . . . .	176
<b>18. Alluvium</b> . . . . .	177
<b>III. TEKTONISCH-REGIONALE BESCHREIBUNG</b> . . . . .	179
1. Die Riesumrandung . . . . .	179
2. Die periphere Rieszone . . . . .	194
3. Das Riesinnere . . . . .	223
4. Wasserhaushalt . . . . .	229
5. Gesamtbild vom Bau des Gebietes . . . . .	231
6. Deutung . . . . .	236
<b>IV. GEOLOGISCHE GESCHICHTE</b> . . . . .	239
<b>V. ZUSAMMENFASSUNG DER WICHTIGEN ERGEBNISSE</b> . . . . .	242
<b>Anhang. Zum Verständnis der Karte</b> . . . . .	243
<b>SCHRIFTTUM</b> . . . . .	244

## Einleitung

Das hier bearbeitete Blatt Wemding ist eine Fortsetzung der geologischen Aufnahme des Riesgebietes auf Kartenblätter vom Maßstabe 1:25000 durch das Münchener Institut für Paläontologie und historische Geologie, von denen bisher die Blätter Möttingen (NATHAN 1925), Monheim (DEHM 1931), Edernheim (NATHAN 1935) erschienen sind und die Blätter Harburg (SCHRÖDER/DEHM), Öttingen (GERSTLAUER), Otting (TREIBS) nun ebenfalls bis zur Drucklegung fertiggestellt sind. Es schließt nördlich an das Blatt Harburg und westlich an das Blatt Otting an.

Die Feldaufnahme dazu erfolgte auf Forstkarten und Katasterblättern 1:5000 und geht bereits auf die Jahre 1931 und 1932 zurück. Auch die Ausarbeitung der Erläuterungen erfolgte im wesentlichen in den Jahren 1932 bis 1934. Sie wurden nur noch durch einzelne in den folgenden Jahren bis zur Drucklegung der Arbeit gemachte Beobachtungen ergänzt und in einigen stratigraphischen Punkten den Ergebnissen der neueren Forschungen im Riesgebiet und im Jura entsprechend weiter ausgearbeitet. Für den bewaldeten Teil des Blattgebietes stellte mir Herr Forstrat HAGEN-Wemding die Forstkarten für die Staatswaldungen und Herr Forstverwalter MENZINGER-Wemding diejenigen für die Wemdinger Staatswaldungen zur Verfügung. Hierfür und auch für das sonst erwiesene Entgegenkommen ihnen besten Dank.

Ganz besonders innigen Dank sage ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. BROILI, für seine Anteilnahme an der Arbeit, und für die Güte, Ende Juli 1932 zusammen mit Herrn Dr. R. DEHM das Gebiet zu begehen. Durch die reiche Rieserfahrung und freundliche Bereitwilligkeit des Herrn Dr. J. SCHRÖDER wurde diese Arbeit in Institut und Gelände wesentlich gefördert. Aus dem gleichen Grunde bin ich Herrn Dr. R. DEHM Dank schuldig.

Zu großem Dank bin ich dem Naturkunde- und Tiergartenverein für Schwaben und seinem Leiter Herrn Dr. L. WEGELE verpflichtet für die Übernahme der Drucklegung der Arbeit mitsamt Karte, die mir sonst nicht möglich gewesen wäre.

Danken möchte ich auch noch den folgenden Herren:

Dem inzwischen leider verstorbenen Herrrn Professor Dr. B. GOSSNER, der mir zur Ausführung einiger chemischer Analysen einen Arbeitsplatz im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität München zur Verfügung stellte, Herrn Dr. J. NOTHAFT, der bei der Untersuchung einiger Gesteine hilfreich war; Herrn Oberregierungsrat Professor Dr. M. SCHUSTER — er gestattete mir Einblick in die Originalaufnahmen der geognostischen Karte von Bayern 1:100000 und stellte auch das in der geognostischen Sammlung des Oberbergamtes München befindliche Material zur Verfügung; Herrn Dr. W. KRANZ, Stuttgart, der mir das Manuskript seiner Arbeit über die Ries- und Vorriesbraunkohlen, soweit es das Blatt Wemding betrifft, zur Einsicht überließ.

\*

Die Formationsbezeichnungen der Textabbildungen stimmen mit denen der Karte überein.

## **Bisherige geologische Kenntnis.**

Die erste geologische Karte des Rieses wurde im Maßstab 1:200000 von A. SCHNITZLEIN und A. FRICKHINGER (1848) ausgeführt. In ihr ist der östliche Kiesrand als normale Schichtenfolge von Braunem und Weißem Jura aufgefaßt; die Grundgebirgs- und Traßvorkommnisse von Amerbach und Polsingen deuten aber die Störungen im normalen Bau bereits an.

Die gleiche Auffassung vom Bau des östlichen Riesrandes zeigen auch noch die 40 Jahre später erschienenen Blätter Nördlingen und Ingolstadt (1889) der geognostischen Karte von Bayern 1:100000. Sie geben aber bereits eine Fülle von neuen Beobachtungen wieder: Weißjurastufen, „Breccienkalk“ und normaler Weißjura, „Vorkommen von Quarzit im Tertiär“ (Döckinger Quarzit), jüngerer tertiärer bzw. obermiozäner Süßwasserkalk = „Rieskalk“, lehmige und sandige Albüberdeckung, Diluvialsand (zum Teil Dünensand) und Löß werden unterschieden, „Reibungsbreccie“, Grundgebirge, Braunjura, vulkanische Tuffe, sind eingetragen. Als Übersichtskarten sind sie auch heute noch brauchbar. Ihre Ergebnisse übernehmen, soweit es unser Gebiet betrifft, die geologische Karte des Rieses 1:100000 von H. FRICKHINGER (1911) und die Übersichtskarte 1:200000 der Tuffvorkommen von SCHNELL (1925), sowie die Übersichtskarten kleineren Maßstabes (FRAAS, SCHUSTER, ZENETTI).

Von den wichtigeren, älteren Arbeiten, die Beobachtungstatistiken aus diesem Gebiete bringen, sind zu nennen: GÜMBEL (1891), BRANCA (1902), KOKEN (1901, 1902), KNEBEL (1903b und 1903c), SCHOWALTER (1904), A. FRICKHINGER (1848 und 1904), SCHUSTER (1905), OBERNDÖRFER (1905) und LÖFFLER (1912). In neuerer Zeit gemachte Einzelbeobachtungen bringen die Arbeiten von KRANZ (1923), MOOS (1925), LÖFFLER (1925), KLAHN (1925, 1926), AHRENS (1928) und BENTZ (1928 und 1929).



## I. Oberflächengestaltung.

Der Riesrand setzt sich in drei, größtenteils auch als deutliche Steilabfälle ausgebildeten, in einem flach nach außen gewölbten Bogen angeordneten Abschnitten — nämlich vom südlichen Blatttrand an entlang der Gosheimer Straße bis zum ehemaligen „Keller“ (ca. 1 km SSO Wemding), vom Dosweiher (ca. 2,25 km NNO Wemding) bis SW Hagau und von Polsingen entlang dem östlichen Talhang der Rohrach bis zum nördlichen Blatttrand — deutlich an. Zwischen diesen einzelnen Abschnitten aber bedingten Fortsetzungen der Trümmerschollenzone des Rieses Unterbrechung bzw. mehr oder weniger weite Zurückverlegung und flacheren Anstieg des Riesrandes.

Der schmale Gebietsstreifen östlich des Riesrandes gehört der Hochfläche der Riesumrandung an. Diese erreicht ihre höchsten Punkte im Döckinger Berg mit über 555 m, im Anstieg zu dem zwischen Hagau und Steinbühl gelegenen „Lauberg“ mit 581 m (auf Blatt Otting 1:25000) und im „Galgenberg“ OSO Wemding mit 569,5 m. Der vulkanische Aufbruch weicherer Gesteine bedingt auf ihr die senkenartigen Talweitungen um Lomersheim.

Westlich des Riesrandes in der sogenannten peripheren Rieszone sehen wir an die Stelle der Hochfläche der Umrahmung einzelne senkrecht und parallel zu diesem verlaufende Höhenzüge, flache Hügelreihen und einzelne Hügel treten. Trendeler Hochfläche und der Höhenrücken Ziegelberg-„Platte“ (Höhe Punkt 522)-Punkt 495 N von Wemding vermitteln den Übergang der Jurahochfläche zur Riesniederung. Im Innern des Rieses wird deren leicht gewellte Oberfläche nur durch die Erhebung des Wennenberges (469,8 m) unterbrochen.

Die Bewässerung ist im sandbedeckten Teil des Rieses östlich der Wörnitz ziemlich stark, weshalb dieser Teil auch häufig versumpfte und überschwemmte Gebiete zeigt.

Die Entwässerung des Gebietes ist den topographischen Verhältnissen entsprechend, vorwiegend nach W zu gerichtet, wo die in viel gewundenem Laufe träg dahinfließende Wörnitz all die von Osten kommenden Zuflüsse aufnimmt. Es sind dies von Norden nach Süden: Der Fiebergraben mit seinen Quelllästen,

die Rohrach, das in der Senke S vom Polsinger Berg entspringende, im Volksmund als „Kreuther Bach“ bezeichnete Bächlein, der Rodelbach mit seinen Quelllästen, der Wemdinger Mühlbach, der Dosbach und am Südrand des Blattgebietes zwischen Schwalben-Holz und Metzles-Berg auch noch die Schwalb. Der kleine Gebietsstreifen westlich der Wörnitz wird durch den Lohgraben entwässert, der nördlich vom Wennenberg in die Wörnitz mündet.

Morphologisch und geologisch kann das Gebiet folgendermaßen eingeteilt werden:

1. Die Riesumrandung, bestehend aus Riesrand und der östlich anschließenden Jurahochfläche.
2. Die periphere Rieszone, das Gebiet zwischen dem Riesrand und einer die folgenden Punkte des Rieskessels umfassenden Bogenlinie: Schnittpunkt des östlichen Randes des Waldabteils Metzenau (OSO Rudelstetten) mit südlicher Blattgrenze — Punkt 429,7 (ca. 0,8 km W vom Amerbacherkreut) — Haid.
3. Das Riesinnere.

## II. Gesteins- und Formationsbeschreibung.

### 1. Kristallines Grundgebirge (g).

Schollen kristallinen Grundgebirges sind in unserem Gebiet in großer Zahl verbreitet. Kleinste im Maßstab der Karte nicht mehr ausscheidbare Vorkommen sind darüber hinaus auch noch in Form von Grus und Einzelstücken beobachtet. Auf der Karte sind diese durch rote Dreiecke gekennzeichnet.

**Kristalline Schiefer:** Bei den Funden kristalliner Schiefer handelt es sich, von der unten beschriebenen Stelle der Wart bei Amerbach abgesehen, stets nur mehr um einzelne Lesesteine, die noch fast über allen Grundgebirgsschollen angetroffen werden, an deren Aufbau „Biotitgranit“ (s. unten) teil hat. Die Funde lassen eine bemerkenswerte Einheitlichkeit innerhalb einzelner Gebiete erkennen:

Im Amerbach-Wart- und Rodelbachursprung — Grundgebirgsschollengebiet ist es insbesondere ein vorwiegend ausgezeichnet streifiger seltener flaseriger Biotitgneis. In ihm können ganz einwandfrei helle quarzreiche, fast biotitfreie und dunkle biotitreiche, mitunter blaßrötlichen Granat führende Streifen bzw. Flasern unterschieden werden. Die Fundpunkte sind: W-hang der Wart, S-abfall der Höhe Punkt 490 östlich von Amerbach, N-abfall des Dobelbucks (S Amerbach), dicht WSW vom Sauweiher (ca. 950 m O Amerbacher Kirche), W-hälfte des Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebietes und NNO davon am Weg von Amerbach nach Hagau. Aber nur im Einschnitt des an der SW-Seite der Wart zur Höhe hinaufführenden Fahrweges bildet er, wenn auch stark zerpreßt, noch eine einheitlich im Zusammenhang verbliebene Masse, die man beim Anstieg unmittelbar im Anschluß an den Keuper quert. Sie zeigt steiles nördliches Einfallen des Gneises und ist nur wenig ausgedehnt. Schon nach wenigen Metern Anstieg folgt auf sie zerpreßter „Biotitgranit“. In den am W-rand des Waldes sich anschließenden Äckern tritt der Gneis ebenfalls etwas zutage. In einem Handstück, das sich an letzterer Stelle fand, erscheint er durch größere Feldspateinsprenglinge augengneisartig.

Daneben sind es noch der bereits von LÖFFLER (1912) beschriebene Vindelizit und ein Plagioklasamphibolit, in dem ver-

einzelte Quarz-Feldspatlagen eine deutliche Lagentextur erkennen lassen. Ihre Fundpunkte sind ganz übereinstimmend: S-abfall der ebengenannten Höhe Punkt 490, N-abfall des Dobelbuck's (S Amerbach), dicht WSW vom Sauweiher, W-hälfte des Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebietes und Waldacker im Waldabteil „Sandbrunn“ (SSW vom Dosweiher).

Im Wennenberg-Rudelstettener Grundgebirgsschollengebiet ist es zunächst ein stets deutlich schiefriger, feinkörniger, schwarzer Biotitgneis. Das Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als ein Biotit-Plagioklasgneis und ist als solcher wohl identisch mit dem von LÖFFLER (1912 S. 149) vom Wennenberg erwähnten granatführenden Sedimentgneis. Seine Fundpunkte umfassen: S- und NO- bis OSO-abfall des Wennenbergs und von der erwähnten Stelle, wo der rötlich mittelkörnige Granit über den Dosbach herübergreift, abgesehen, alle Grundgebirgsvorkommen östlich Rudelstetten von der Straße nach Wending bis in den NO-Teil des Waldabteils „Metzenau“. In einem Handstück vom NO-abfall des Wennenbergs und aus den Äckern am Dosbach östlich Rudelstetten ist er durch Einschaltung heller, zum Teil porphyrischer Lagen, gestreift und augengneisartig. Er entspricht so ganz dem oben erwähnten augengneisartigen Streifengneis der Wart.

Daneben ist aber auch noch ein etwas weniger biotitreicher, dunkelgrauer, feinkörniger Biotitgneis häufig, der durch die ungleichmäßige Verteilung des Biotits in einzelnen parallelen Zügen im Querbruch flaserig gestrichen erscheint. Seine Verbreitung ist die gleiche wie bei dem erstgenannten Biotitgneis. In einem Handstück aus den Äckern am Dosbach östlich Rudelstetten wird er zu einem ausgesprochenen Augengneis mit bis  $\frac{1}{2}$  cm großen Albit und Orthoklaseinsprenglingen. An derselben Stelle fanden sich auch noch mehrere Handstücke eines biotitarmer, hellen, mittel- und feinkörnigen Gneises. Das harte Gestein erscheint im Längs- und Querbruch durch den in einzelnen parallelen Zügen angeordneten Biotit und den makroskopisch schon erkennbaren, streifenartig in die Länge gezogenen Quarz, wie geflasert und infolge seines Quarzreichtums fettig glänzend. Eines der Handstücke zeigt durch Zunahme des Biotitgehaltes den Übergang in den oben genannten feinkörnigen dunkelgrauen flaserigen Biotitgneis. Ihrem Mineralbestand und

sonstigem Verhalten nach entsprechen die zuletzt beschriebenen beiden Gneisarten offenbar den von LÖFFLER (1912) aus dem Gebiete von Utzmemmingen beschriebenen, ebenfalls enger miteinander verknüpften, glimmerarmen und glimmerreicheren Eruptivgneisen.

**Granite** haben den Haupt- bzw. fast ausschließlichen Anteil an der Zusammensetzung des kristallinen Grundgebirges, und zwar ist es vor allem ein durch seine schlierige Beschaffenheit gekennzeichneter „Biotitgranit“, wie er aus dem bekannten Bruch auf der N-seite des Wennenberges schon mehrfach (s. GÜMBEL 1891 S. 231, v. BRANCA 1902 S. 56, M. SCHUSTER 1905 und 1913, R. LÖFFLER 1912 und 1925) beschrieben und abgebildet wurde. Der Bruch, in dem der „Biotitgranit“ als eine durchaus einheitliche und nur ganz wenig zerquetschte, bankig abgesonderte bis gneisartig parallelstruierte Gesteinsmasse erschlossen ist, die sogar noch das zugehörige Ganggestein (s. unten!) im ursprünglichen Verbands einschließt, bietet sich noch heute so dar, wie er zuletzt von SCHUSTER (1905) und LÖFFLER (1912) beschrieben wurde. In ihm wechseln darnach helle, weniger biotitreiche, grobkörnige Modifikationen mit dunklen biotitreicheren, fein- bis mittelkörnigen und ebensolchen ganz besonders feinkörnigen und biotit-, titanit- und apatitreichen Modifikationen. Dadurch, daß diese Modifikationen zum Teil größere Feldspatbutzen oder hypidiomorphe Kristalle davon führen, gewinnen sie mitunter fleckiges Aussehen. In den helleren grobkörnigen Modifikationen kommt diese schlierige Beschaffenheit dazuhin öfters auch noch in putzen- bis knödelförmigen, schlierigen Anreicherungen des Biotits zum Ausdruck. Die gröberkörnigen Modifikationen stehen nach LÖFFLER dem Syenit nahe, die ganz besonders feinkörnigen und biotitreichen dagegen stimmen nach SCHUSTER (1913) so völlig mit dem quarzglimmerdioritartigen Englburgit des Bayerischen Waldes überein, daß diese Bezeichnung auch für sie berechtigt ist. In gleicher Weise trifft dies aber auch für die von NATHAN (1935) als redwitzartige Gesteine beschriebenen Einschlüsse Nr. 4 und 5 des Suevits von N-fuß des Lachberges zwischen Hohlheim und Ederheim zu, so daß man annehmen darf, daß diese mit den ersteren identisch sind. Ganz besonders gilt dies für die im Polsinger Grundgebirgsschollengebiet mehrfach unter den Lesesteinen des „Biotitgrani-



tes“ angetroffene schwarze und ganz besonders feinkörnige, ebenfalls etwas fleckige Modifikation, die von uns selbst untersucht wurde. Im Einschnitt des Fahrweges von Polsingen nach Trendel liegen ihre Legesteine mit einer etwas weniger feinkörnigen einheitlichen, nur wenig zertrümmerten Masse derselben zusammen:

Ihre Hauptgemengteile sind lappiger Biotit (unter Ausscheidung titanhaltigen Erzes, häufig chloritisiert), hypidiomorpher leistenartiger, mitunter zonar aufgebauter Plagioklas (Oligoklas, meist getrübt) und Quarz. Letzterer findet sich in den Plagioklasen gelegentlich in Gestalt rundlicher Tropfen, zumeist bildet er aber eine Art Zwickelfüllung. Der zurücktretende Orthoklas wird fast stets von Plagioklas umschlossen. Myrmekitische Verwachsung der Feldspäte ist öfters zu beobachten. Sehr verbreitet ist in ihm Apatit in Form feiner Nadelchen und Titanit in allotriomorphen Körnern.

Außer an den genannten beiden Stellen ist der „Biotitgranit“ nur noch an wenigen Stellen etwas aufgeschlossen angetroffen worden. Das stark zerpreßte Vorkommen im Einschnitt des an der SW-Seite der Wart bei Amerbach zur Höhe hinaufführenden Fahrweges fand bereits in anderem Zusammenhange Erwähnung. In ähnlich stark zerpreßtem Zustande war er auch in Amerbacherkreut in einem Gelegenheitsaufschluß zu sehen. Eine durch Keuperbildungen bedeckte, einheitliche, lediglich durch häufigere steil ( $70-80^{\circ}$ ) nach O einfallende Klüfte zerspaltene Masse war in der N-böschung des durch Amerbach fließenden Sauweiherabflusses unmittelbar am O-rande des Ortes erschlossen. N von Rudelstetten tieft der Rodelbachgraben in eine nur wenig stärker zerpreßte Masse ein.

Fast überall mit dem „Biotitgranit“ verknüpft sind kleinere und größere Vorkommen des vor allem im südlichen bis südöstlichen Vorries (s. LÖFFLER 1912 und R. DEHM 1931) so weit verbreiteten biotitarmen, rötlich mittelkörnigen, sog. Lierheimer Granites. Ein großes Vorkommen breitet sich zwischen dem O-rande des Waldabteils „Metzenau“ (OSO Rudelstetten) und der Wörnitz aus. In dem ca. 650 m O von Rudelstetten in der Karte eingezeichneten Grundgebirgsvorkommen greift dieses noch über den Dosbach weg. Der vorliegende Granit wird hier infolge seiner großen Härte und Festigkeit vielfach zu Schotter-

zwecken gewonnen. In den Gruben erscheint er stets aufs stärkste zerpreßt. Die große Grube im SO-teil der „Metzenau“ erschließt ihn im Verband mit dem Biotitgranit, der hier in einzelnen verschwommen begrenzten Schlieren in ihn herabgreift. Im NO-teil der „Metzenau“, wo er auf der Höhe einer kleinen Kuppe in einer kleineren Grube ebenfalls erschlossen ist, läßt der in den Lesesteinen ringsum verbreitete grobkörnig porphyrische, gelegentlich mit bis 1 cm großen Feldspateinsprenglingen und bis zu walnußgroßen Biotitputzen durchsetzte Biotitgranit den ursprünglich verschwommenen Kontakt mit dem rötlich mittelkörnigen Granit in einzelnen Lesesteinen ebenfalls erkennen. In Verbindung mit seiner schlierigen Beschaffenheit ist also darnach die Verknüpfung des „Biotitgranites“ mit dem rötlich mittelkörnigen Granit einerseits und mit den oben beschriebenen Resten kristalliner Schiefer andererseits nur als durch ein ursprüngliches geologisches Verbandsverhältnis von solcher Art bedingt zu betrachten, in dem die kristallinen Schieferreste das vermutlich schon längs der Auflagerungsfläche der Sedimente des Deckgebirges vielfach zerschlissene Dach einer Granitintrusion darstellen, deren basische Randfazies die „Biotitgranite“ und die Kernmassen die rötlich mittelkörnigen Granite sind, wie das ja auch der Vorstellung entspricht, die LÖFFLER (1912), WURM (1929) und SCHWINNER (1933a und b) vom Bau des Grundgebirges im Ries haben. Das Alter dieser Granitintrusion selbst ist darnach, wie jene des Fichtelgebirgs- und Erzgebirgsgranitstockes als oberkarbonisch zu betrachten.

In geringer Ausdehnung wurde dieser Granit noch mehrfach an der N-seite des Wennenberges W von dem erwähnten Bruch am Ranken unterhalb desselben; N Rudelstetten, in den Äckern S der Fessenheimer Straße; in dem östlich davon an dieser Straße gelegenen sog. „Kranich-Holz“; in den Äckern dicht am Rodelbach am S-fuß der Wart; östlich davon dicht südlich vom Rodelbach ca. 850 m OSO Punkt 447.3; auf der Höhe des Ziegelberges NO Wemding und in den Äckern unmittelbar am S-Fuß des Döckinger Berges angetroffen. An vorletzt und zuletzt genannter Stelle erschließt eine kleine Grube bzw. ein kleines Schurfloch den aufs stärkste zerpreßten, einheitlichen Granit.

**Spaltungsgesteine:** Die kristallinen Schiefer des Rudelstettener Grundgebirgsschollengebietes zeigen öfters quer und parallel zur

Schieferung verlaufende Injektionen eines ganz hellen Granitaplitites. Einzelne Lesesteine desselben sind fast rein weiß und zuckerkörnig. In der Grube im SO-Teil der „Metzenau“ setzen ganz gleichartige Aplite in rötlich mittelkörnigem Granit auf. Rötlicher Granitaplit durchsetzt in einem Handstück den Streifengneis des Amerbach-Wart- und Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebietes.

In dem schon mehrmals erwähnten Bruch an der N-Seite des Wennenberges setzt das von SCHUSTER (1905) als Wennebergit bezeichnete, lamphrophyrische grauschwarze dichte Ganggestein in nordöstlicher Richtung durch den Granit. Eine sehr genaue Beschreibung haben bereits SCHUSTER (1905) und LÖFFLER (1912) von ihm gegeben. Auf die vielen Deutungen, die das Gestein bezüglich seiner systematischen Stellung bisher erhalten hat, wollen wir hier nicht weiter eingehen. Entsprechende, in der Art der Erhaltung aber zumeist abweichende Gesteinsstücke wurden noch an zahlreichen Stellen angetroffen. Die eben genannte grauschwarze Abart des Wennenbergits wurde nur noch an einer Stelle, in den Waldäckern des Waldabteils „Sandbrunn“ (WSW vom Dosweiher) angetroffen. Im übrigen aber bestehen die zahlreichen Funde, die hier im genannten Bereich des Amerbach-Wart- und Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebietes gemacht wurden, vorwiegend aus der schmutzig braun zersetzten Abart, wie sie von LÖFFLER (1912 S. 138) schon aus der Nähe des Rodelbachursprungs (ca. 3 bis 4 km von Wemding und Amerbach entfernt) beschrieben wurde. Etwa 125 m O der Abzweigung der Straße nach Rudelstetten war diese bei der Feldaufnahme in einer ca. 5 m breiten und 20 m langen seichten N-S-verlaufenden Mulde, längs der die sandige Überdeckung abgehoben worden war, 15 m vom Ackerrand entfernt, als ein etwa 1 m mächtiger Gang freigelegt, der den Granit in der gleichen nordnordöstlichen Richtung zu durchsetzen schien, wie der eingangs erwähnte Gang vom Wennenberg. Die Angabe LÖFFLER's, daß die für das grauschwarze Ganggestein des Wennenbergs bezeichneten Fremdeinschlüsse von Quarz und Feldspat in dieser Abart fehlen, trifft nicht zu. Fast alle Proben zeigen Blasenräume und lassen schon makroskopisch größere zersetzte Biotitblättchen neben häufigeren solchen Fremdeinschlüssen erkennen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt soweit erkenn-

bar neben Quarz und Leisten von Plagioklas einen grobkörnigen Grundgebirgsgeweberest von der Mineralkombination Feldspat (anscheinend Plagioklas und Orthoklas umfassend) – Biotit. Sie sind stellenweise von einer durch starke Erzausscheidung größtenteils opaken Rinde umgeben und erscheinen stets rundlich seltener buchtig angeschmolzen. Von der Grundmasse unterscheiden sie sich dazuhin durch das Fehlen bzw. das völlige Zurücktreten der in ihr so häufigen Apatitnadeln.

W von Amerbach bestehen die oben erwähnten zahlreichen Funde aus schmutzig grünlich zersetzten Stücken. Auch sie führen diese Fremdeinschlüsse und großen Biotitblättern. Blasenräume scheinen etwas seltener zu sein.

Dicht WSW vom Sauweiher (ca. 950 m O Amerbacher Kirche) bestehen diese Funde sogar noch aus ganz frischen Stücken. Von den oben genannten zersetzten Abarten unterscheiden sie sich lediglich durch das Fehlen der Blasenräume, auf deren ursprünglichen Dampfinhalt wohl die Zersetzung zurückzuführen ist. In dem feinkörnigen dunklen biotitreichen Gestein fallen schon makroskopisch gelegentlich bis 1 cm große Biotitblättchen und größere Fremdeinschlüsse von Quarz und in einem Falle sogar von einem grobkörnigen Grundgebirgsgeweberest, auf.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt dasselbe hypidiomorph körnige Gestein wie in den oben genannten zersetzten Abarten des Wennenbergits. Der reichliche noch frische, grünlichbraune Biotit ist auch hier in zwei Generationen vorhanden. Entgegen der Ansicht von LÖFFLER u. a. (s. LÖFFLER 1912 S. 137), die in winzigen polygonalen Kristalldurchschnitten eines zersetzten Minerals der zersetzten Abarten des Wennenbergits, solche von Augit bzw. von Hornblende zu sehen glaubten, ist der Biotit aber hier der alleinige femische Gemengteil. Er bildet vielfach solche winzige mehr oder weniger isometrische Blättchen, die bald eine runde, bald eine quadratische oder rechteckige oder sonst eine polygonale Form besitzen und im zersetzten Zustande sehr wohl für ursprüngliche Augit- oder Hornblendekriställchen gehalten werden können. Der Feldspat ist Orthoklas und vor allem aber Plagioklas (Oligoklas – Andesin) in solchen kurzgedrungenen Leisten, wie sie auch in den zersetzten Varietäten so häufig sind. Auch der Quarz spielt als letzte Füllmasse zwischen dem Biotit und Feldspat wieder nur eine mehr untergeordnete Rolle. Der

Gehalt an Apatit, der in Form feiner Nadelchen das ganze Gestein durchsetzt, ist ebenfalls sehr hoch. Von starken pleochroitischen Höfen umgebene Zirkoneinschlüsse kann man nur hier mitunter in den großen Biotitausscheidungen beobachten. Die großen Fremdeinschlüsse sind im wesentlichen auch die gleichen. Es sind Quarz, Plagioklas, vereinzelt auch Orthoklas und grobkörnige Grundgebirgsgewerbereste von der Mineralkombination Quarz, Plagioklas (Orthoklas), Biotit. Von der Grundmasse sind auch sie bereits durch das Fehlen bzw. fast völlige Zurücktreten der in ihr so häufigen Apatitnadeln unterschieden. Auch erscheinen sie stets rundlich angeschmolzen und stellenweise von einer ganz entsprechenden Rinde umgeben wie jene. Die Rinde ist, obwohl sie hier noch ganz frisch ist, zumeist ganz dunkelbraun opak. Da sie sich jedoch vielfach unmittelbar aus Biotit entwickelt, dürfte es sich wohl nur um Biotit handeln, der durch reiche Ausscheidung des Erzes opazitisiert ist. Um manche der Quarzfremdlinge ist der aus dem Schmelzfluß ausgeschiedene von zahlreichen Apatitnadelchen durchsetzte Quarz in paralleler Orientierung auskristallisiert. Ein Kranz von winzigen polygonalen Biotitblättchen kennzeichnet noch ihre ursprüngliche runde Umgrenzung.

Das Wennenbergit-Ganggestein kann diesem petrographischen Befund entsprechend nur als ein dem Aschaffit nahestehendes kersantitisches Gestein von der Mineralkombination Biotit-Plagioklas (Orthoklas, Quarz) angesprochen werden, als das es schon THÜRACH (in GÜMBEL 1891) betrachtete.

Von den erwähnten Grundgebirgsgesteinen sind bis jetzt nur der sog. „Lierheimer Granit“ und das Wennenbergitgestein chemisch untersucht. Das Untersuchungsergebnis des ersteren finden wir in der neueren Literatur bei NATHAN (1925), das des letzteren bei SCHOWALTER (1904).

### **Silifizierte Gangmylonite bzw. -breschen des Grundgebirges:**

In der O-wand der in dem Profil Abb. 7 dargestellten Gangspalte des Grundgebirges auf der O-seite von Amerbach war ein bis zu 7 cm mächtiger, in zahlreiche kleinere Teilstücke zerdrückter und nur mehr ganz lose im Zusammenhang mit dem Grundgebirge verbliebener Rest eines roten Hornsteinganges (1) auf eine



Länge von über 70 cm zu beobachten, der von der Gangspalte offensichtlich in der Richtung seines Verlaufes durchschnitten wurde, wie die oberflächlich ausgebildeten Harnischstreifen erkennen lassen.

Reste solcher Hornsteinbildungen wurden in Einzelstücken oder in Form von mehr oder weniger dicken, die Lesesteine des zertrümmerten Grundgebirges durchsetzenden Adern fast überall im Gebiet angetroffen wo Grundgebirge ansteht. In der S. 14 erwähnten kleinen Grube auf der Höhe des Ziegelberges, in der das Grundgebirge einheitlich im Zusammenhang verblieben, aber bis zu Gries zertrümmert freigelegt wurde, erwies es sich von einer ganzen Zahl von solchen Adern durchsetzt. Wenig W von dem Suevitvorkommen im Waldabteil Rauhwinkel O Punkt 493.9 (N Wemming) fanden sich in einer roten, erdigen, grusigen Grundmasse, die offenbar nur aus den feinsten Zertrümmerungsprodukten des hier im Grundgebirge aufsetzenden Hornsteinganges besteht, einige Handstücke desselben, die auf eine ursprüngliche Mächtigkeit dieses Ganges von wenigstens 15–20 cm schließen lassen. Auch mit dem Grundgebirge des N-Abfalles des Polsinger Berges zusammen fanden sich einige Handstücke dieser Größe. Sie waren zum Teil zu feinem Gries verbrescht und durch ein ebenfalls rotes Hornsteinbindemittel wieder verkittet.

Schon makroskopisch fallen in dem roten Hornsteinganggestein neben zersetzten Feldspatsplitterchen und erbsen- bis walnußgroßen Grundgebirgsstücken, besonders Quarzsplitterchen und rötliche, ebenfalls hornsteinartig aussehende Splitter auf. Wo diese Einschlüsse reichlicher vorhanden sind, sieht das Gestein wie ein Quarzporphyr oder gar wie eine Grundgebirgsbresche aus. Unter dem Mikroskop erkennt man selbst dort, wo eine einheitliche Hornsteingrundmasse vorzuliegen scheint, noch massenhaft feine Reste von frischem oder mehr oder weniger serizitisiertem Feldspat, von Quarz, Apatit und fein verteiltem Brauneisen, das offensichtlich bei der Auflösung des Biotits zurückgeblieben war. In Schliffen mancher Handstücke sieht man die Hornsteinadern direkt in eingekieselte Zertrümmerungszonen des Grundgebirges auslaufen. Darnach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß in den Hornsteinbildungen ursprünglich nur die längs Zertrümmerungszonen des Grundgebirges gebildeten Zerreibungs- bzw. Preßmylonite vorlagen, deren Komponenten offenbar unter Bei-

behaltung ihrer klastischen Ränder mehr oder weniger vollständig durch ein Feinquarzaggregat ersetzt worden sind. Der hornsteinartige Charakter muß diesen Grundgebirgsmyloniten durch hydrothermale Vorgänge aufgezwungen worden sein. Bei dem hohen Grad der Verkieselung, wie er in dem Gehalt der Gangbildungen an Kieselsäure zum Ausdruck kommt, ist hier nur an die Wirkung stark überhitzter  $\text{SiO}_2$ -beladener vulkanischer Wässer zu denken. Die chemische Analyse einer makroskopisch fast einschlußfreien Probe vom Rauhwinkel ergab:

$\text{SiO}_2$	90,38 %
$\text{TiO}_2$	0,24 %
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4,62 %
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (FeO)	1,46 %
CaO	0,23 %
MgO	0,38 %
$(\text{K} + \text{Na})_2\text{O}$	1,10 %
Glühverlust	1,32 %
	<hr/>
	99,73 %

Die Kieselsäurebestimmung von zwei weiteren Proben ergab ganz übereinstimmend 89,11 % und 90,93 %  $\text{SiO}_2$ .

Als Ausfüllung feiner Haarrisse durchsetzen weiße Quarzäderchen gelegentlich die Hornsteingangbildungen.

Als eine nur weniger stark hydrothermal veränderte Form solcher gangförmig im Grundgebirge aufsetzenden Zerreibungs- bzw. Preßmylonite sind die harten grünen Gesteine zu deuten, die sich auf den Äckern des S-Abhanges der Wart (bei Amerbach) in Brocken bis zu 20 cm Durchmesser finden und wie in einzelnen Lesestücken zu beobachten ist durch Übergänge mit den zuerst beschriebenen verknüpft sind. Sie besitzen eine dichte grüne Grundmasse, die Trümmer des rötlich mittelkörnigen Granites von Walnußgröße bis zu einer Aufteilung in Einzelkristalle und Kristallbruchstücke umschließt. Die dichte grüne Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop als ein feinstes, durch Chalcedon und Quarz aber lediglich eingekieseltes Mineralpulver, in dem der Biotit als ein feinstes mehr oder weniger chloritisiertes, zum Teil auch epidotisiertes Pulver angereichert ist. Als Neubildungen fanden sich in dem sekundären Quarzzement

nicht selten wurmförmig verbogene Chloritkristalle ausgeschieden.

Als hydrothermale Chalcedonbildungen, die ihren Ursprung den Nachwirkungen des Riesvulkanismus verdanken sollen, demnach also nachriesischen Alters wären, wurden Blöcke ähnlich grünen Gesteins schon von NATHAN (1925 S. 67 und 96) beschrieben.

Nach dem tatsächlichen geologischen Befund aber müssen diese silifzierten Gangmylonite des Grundgebirges älter sein als wie dessen intensive Zerpressung, da man sie ja überall von dieser mitbetroffen antrifft. Für ihre Deutung bestehen die beiden Möglichkeiten, sie entweder entsprechend der Oberpfälzer Flußspatgangformation, an deren Aufbau solche silifizierte Gangmylonite ebenfalls teilhaben (s. DORN 1936), als Abfolge des oberkarbonen granitischen Tiefenvulkanismus oder aber von früheren Phasen des jungen obermiozänen Riesvulkanismus aufzufassen. Ihre verhältnismäßig große Häufigkeit, die eine ganz erhebliche Zertrümmerung des Grundgebirges voraussetzt, und das Zusammenfallen ihres Verlaufes mit dem der Klüfte der nachfolgenden intensiven Zertrümmerung des Grundgebirges im Falle des Amerbacher Ganges (s. S. 103) sprechen mehr für letztere Möglichkeit.

## 2. Keuper (k).

Die Reihe der jüngeren Schichtgesteine, welche im Riesgebiet über dem Grundgebirge zur Ablagerung kamen, eröffnen Ablagerungen des Keupers.

Das **Rhät**, die obersten Ablagerungen des Keupers, konnte auf Blattgebiet Wemding nicht nachgewiesen werden. Wie die S. 27 beschriebenen Beobachtungen erkennen lassen, fehlt es in den entsprechenden Schichtprofilen offensichtlich ebenso wie am N-rand des Rieses (s. GERSTLAUER Manuskript).

In die Stufe der **Zanclodon-Letten** hat man bisher (s. NATHAN 1925 und 1935, DEHM 1931) kurzweg alle Funde von buntfarbigen Mergelbrocken und roten und grünen Letten eingliedert, die mit Stubensanden zusammen gemacht wurden. Nach unseren folgenden Ausführungen muß diese Eingliederung indessen in allen Fällen in Frage gestellt werden. Ja die Verknüp-

fung mit den Stubensanden macht es sogar wahrscheinlich, daß in ihnen auch nur Bildungen aus den im folgenden beschriebenen tieferen Stufen des Keupers vorliegen. Angesichts der großen Mächtigkeit, in der die Zancledon-Letten noch am N-rand des Rieses entwickelt sind — nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn GERSTLAUER sollen es entgegen REUTER noch weit mehr als 10 m, und zwar sogar über 20 m sein —, kann es aber keinem Zweifel unterliegen, daß sie auch im übrigen Riesgebiet noch in den Trümmernmassen angetroffen werden können.

Im Bereich unseres Blattgebietes ist nur das Vorkommen von der als „Kreuther Berg“ bekannten Bodenschwelle unmittelbar S von Amerbacherkreut und das im SSO-teil des Stadtgrabens von Wemding, wo die ihnen entsprechenden rotbraunen Feuerletten offenbar noch im Schichtverband mit dem Schwarzjura (s. S. 27) vorliegen, mit Sicherheit zu ihnen zu stellen. Dem letzteren Vorkommen dürften auch die unmittelbar westlich von ihm in der S. 122 erwähnten Brunnengrabung im Stadtgraben bei der Klosterwirtschaft und in der Brunnenbohrung im Hofe der Molkerei Mönch im Liegenden der jungobermiozänen Ablagerungen in 1,7 bzw. 2,5 m Mächtigkeit durchsunkenen, mit vereinzelt Steinmergelknollen durchsetzten entsprechenden Letten noch angehören.

**Der obere Burgsandstein**, der im nördlichen Riesvorland noch in nächster Nähe des Rieses im normalen Verband mit den hangenden Schichten beobachtet werden kann, besteht dort nach THÜRACH (1889 S. 59), GÜMBEL (1891 S. 11/12) vorwiegend aus schwach verkitteten, grobkörnigen, geröllreichen (weiße, graue, rötliche Quarze, Quarzite und seltenere schwarze Lydite), stets etwas Feldspat und Kaolin führenden, rund 30 m mächtigen Stubensandsteinen, denen lediglich in ihren obersten 5–10 Metern, wo die Sandsteine auch feinkörniger sind, rotbraune Lettenlagen eingeschaltet sind. Ein Teil der auf unserem Blattgebiet gemachten, aus entsprechenden Bildungen zusammengesetzten Keuperfunde mögen ihnen entstammen. So z. B. das Vorkommen am SO-rande von Wemding, wo beim Ausschachten des ca. 9 m tiefen Brunnens im ehemaligen Garten von Schiele, heute Gärtnerei von O. Unflath, an der Abzweigung des Lommersheimer Fahrweges von der Gosheimer Straße in Übereinstimmung der Aussagen des Herrn Schiele mit dem Untersuchungsergebnis der noch vorhanden gewesenen Reste des Aushubes, bis zur Sohle

hinab nur solche grobkörnige, geröllreiche Stubensande gefördert wurden. Bei allen übrigen Vorkommen, in denen diese Stubensande stets zugleich mit Letten durchsetzt angetroffen wurden, ist es jedoch mangels Aufschluß und Schichtverband fraglich, ob diese nicht etwa den zum Teil ganz gleichartigen Bildungen der im folgenden beschriebenen tieferen Abteilungen des Keupers angehören.

Bereits **tieferer Teile des Keupers** müssen also darnach die folgenden Funde vertreten:

Nahe O von Wemding legt der Pflug an der Straße nach Neuburg, ehe man die Höhe erreicht, von violettroten und grünen Lettenzwischenlagen durchsetzte fein bis mittelkörnige lockere Stubensandsteinbildungen frei, die S der Straße auch noch Einschaltungen von schwarzbraun manganfleckigen und gelegentlich überhaupt ganz dunkelbraun erscheinenden, grünlichen, rötlichen und vor allem aber gelblichen, zum Teil spätigen Steinmergeln und weißen bis grünlichen Sandkalken enthalten, die durch Herauswittern ihrer Toneinschlüsse löcherig zelliges Aussehen annehmen. PFEIFFER (1926 S. 257) hat die genannten Steinmergelbänke vor Jahren auch in der nördlichen Böschung der Straße heraustreten beobachtet.

Am SW-Rande des großen geschlossen zusammenhängenden Keupervorkommens, das sich S von Lommersheim ausdehnt, erschließt die nördliche Böschung der neuen Straße nach Fünfstetten bei Punkt 470.2 wiederum eine durchaus anders geartete, solche Folge von Stubensandsteinbildungen, Letten und Steinmergeln. Während des Baues dieser Straße im Jahre 1934 war sie in einer Mächtigkeit von ca. 18 m prachtvoll bloßgelegt. Ihre Lagerungsverhältnisse und ihr Aufbau konnten bis ins Kleinste beobachtet werden. Der Keuper erscheint hier an seinem Rande auf die oberflächlich durch stärkere Beimengungen makroskopisch schon erkennbarer kohligter Substanzen schwarz gefärbte lehmige Verwitterungsdecke der auch im gegenüberliegenden Straßengraben erschlossenen Impressa-Mergel überschoben und sinkt mit ca. 35° geneigt, an fast senkrechten oder höchstens leicht nach O einfallenden Verwerfungen nach SO zu ab. Von dieser Verwerfung der Schichten zeigte sich im W-teil der Scholle die Übungsschiebungsbasis in gleicher Weise mitbetroffen, so daß



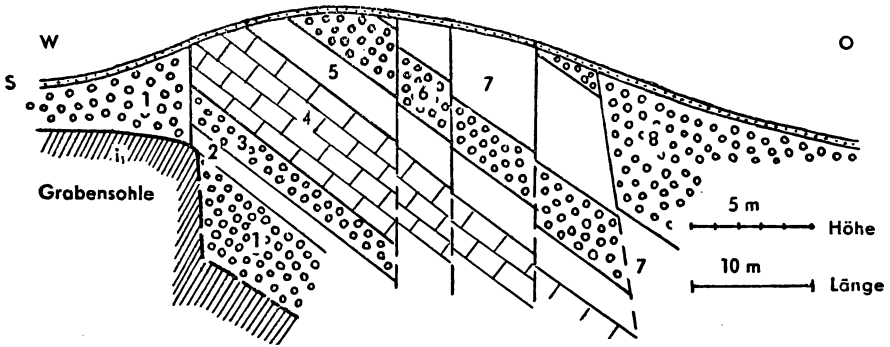


Abb. 1. Einschnitt der neuen Straße von Wemding nach Fünfstetten.

man also nachriesisches Alter annehmen muß. Das oben stehende Profil (Abb. 1) veranschaulicht diese Lagerungsverhältnisse.

Die Schichtfolge selbst läßt, von diesen Störungen abgesehen, nur eine verhältnismäßig sehr geringe Zertrümmerung erkennen. Sie zeigte im einzelnen folgenden Aufbau:

- Hangendes: über 3,0 m gelblich weißer bis rötlicher, kaum verfestigter mittel- bis grobkörniger Stubensand mit rötlichen und weißen Quarzgerölleinschlüssen (8)
- ca. 2,7 m rotbraune, von einigen kleineren bis nußgroßen löbkindchenartigen Einschlüssen abgesehen, fast gänzlich kalkfreie, an winzigen Glimmerblättchen reiche schiefrige Letten (7)
- ca. 2,0 m Stubensand, wie 8, nur feinkörniger und in der Mitte in einer dünneren Lage stark durchsetzt (6)
- ca. 1,5 m rotbraune Letten wie 7 (5)
- ca. 2,7 m weißliche, dunkelrot bis schwarz geflammte, harte Steinmergel in etwa 10 bis 15 cm dicken Bänken, gegen unten mit stark zunehmendem Sandgehalt (4)
- ca. 1,5 m Stubensand wie 6 (3)
- ca. 1,1 m rotbraune Letten wie 7 (2)
- Liegendes: über 3,0 m Stubensand wie 6 (1)

Auf den genau südlich von Lommersheim gelegenen Äckern und im anschließenden Walde in der weiteren Fortsetzung gegen S zu umfaßt das genannte Keupervorkommen dazuhin auch noch mittel- bis grobkörnige, weiße bis rötlichbraune, manganfleckig verwitternde, durch ein karbonatisches und mitunter auch durch eine geringe Menge eines kieseligen Bindemittels ziemlich gut verfestigte Arkosesandsteine, während es sonst in den zahlreichen Wassergräben und sonstigen Gelegenheitsaufschlüssen stets nur mehr von roten und grünen Letten durchsetzte mittel-grobkörnige geröllführende Stubensandbildungen sind. Ihre ziemlich häufigen Feldspatkörner sind vor allem in den quarzitischen Arkosesandsteinen noch ganz frisch scharfkantig und eckig. Ziemlich zahlreich eingeschlossen sind in ihnen bis zu 4,5 cm große Gerölle von der Art wie wir sie bereits oben kennen lernten. Sie sind meist nur kantengerundet. Des weiteren beobachtet man in ihnen aber auch buntfarbige Hornsteinausscheidungen. Unter den Lesestücken trifft man sie nicht selten in Trümmern bis zu doppelter Faustgröße an. Häufig schließen sie noch bis zu 3,5 cm große, eckige nur selten an den Ecken abgerundete Fetzen von aufgearbeiteten solchen weiß und rotgeflamten Steinmergeln und rotbraunen Letten ein, wie wir sie in der eben beschriebenen Schichtfolge bereits kennen lernten.

In dem ebenfalls ziemlich großen Vorkommen an der W-seite von Amerbach, das im Frühjahr 1932 durch die Ausschachtungen der Dunggrube hinter dem letzten, an der SW-ecke des Dorfes gelegenen Hauses bis zu 2 m Mächtigkeit erschlossen war, sind die oben beschriebenen an Lettenzwischenlagen reichen Stubensandsteinbildungen im N-eck des Vorkommens mit ganz ähnlichen Arkosesandsteinen verknüpft.

In der großen Grube im W-teil des Waldabteils „Metzenau“ (SOS Rudelstetten) liegen fein- bis mittelkörnige, weiße, lockere, nur noch selten die oben genannten Gerölle führende, von starken roten und grünen Lettenlagen durchsetzte Stubensandbildungen zwischen das Grundgebirge eingekellt.

Am NNO-rand von Amerbach waren im Sommer 1937 in der Baugrube zu dem Neubau hinter dem Armenhaus mittelkörnige, solche Letten durchsetzte Stubensandbildungen entblößt.

Im unmittelbaren Zusammenhang mit dem Grundgebirge wurden überhaupt stets nur solche lettendurchsetzte Stubensandbildun-

gen angetroffen, wie wir sie an den beiden zuletzt beschriebenen Stellen kennenlernten. In ihnen scheinen also darnach Teile der untersten, dem Grundgebirge unmittelbar auflagernden Sedimente des Keupers vorzuliegen.

In dem Vorkommen ca. 370 m O von Punkt 447.3 beim Rodelbachursprung (N Wemding) sind diese mit zahlreichen, ganz frisch aussehenden Trümmern einer in Blöcke bis zu 0,5 m Durchmesser zerteilten Quarzitbank verknüpft. Vereinzelte Reste sind auch bei den übrigen Vorkommen allenthalben beobachtet. Es sind ganz die gleichen, vorwiegend aus mittelkörnigem Quarzsand aufgebauten, wechselnd rot und weiß gefärbten, fossilleeren Quarzite, wie sie auch in den in der Überdeckung verstreuten, bis zu mehrere Meter großen, mit dunkelbrauner Verwitterungskruste überzogenen Blöcken der sog. „Döckinger Quarzite“ vorliegen und bei der S. 32 erwähnten Brunnenbohrung noch in 42–43 m Bohrtiefe angetroffen wurden. SCHNEID (1914 S. 209) vermutet in den Döckinger Quarziten auf Grund ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit solchen der übrigen südlichen Frankenalb, Oberkreide. Auffällig ist bei dieser Deutung, daß in ihnen trotz des ihnen nun schon seit Jahren von verschiedenen Seiten gewidmeten Augenmerks auch noch keine Spur von Organismeneinschlüssen gefunden wurde. Auf Grund des unmittelbaren Zusammenvorkommens der genannten Quarzite und lettendurchsetzten Sandbildungen mit Grundgebirge bzw. untersten Braunjura erscheint so die Annahme viel näher liegend, daß es sich um Keuper (s. auch S. 193) handelt, welche Möglichkeit übrigens auch schon NATHAN (1925 S. 60) zu erwägen nahelegte. Dies um so mehr, als ganz die gleichen fossilleeren Quarzite auf dem benachbarten Blatt Otting von TREIBS (s. Manuskript) in einer Sandgrube S von Döckingen mit unterem Schwarzjura zusammen als Hangendes einer im Liegenden ganz ähnliche lettendurchsetzte Sandbildungen umfassenden Schichtfolge in einer etwa 1,3 m mächtigen Bank aufgefunden wurden. Wegen einer gewissen Ähnlichkeit des Schichtprofils der liegenden Sand- und Lettenbildungen mit einem Burgsandstein mit Arieten-Sandstein des Schwarzjura- $\alpha$  umfassenden Profil, wie es in Franken teilweise entwickelt ist, hält er nun aber seinerseits auch noch die Möglichkeit für gegeben, daß es sich um Arieten-Sandstein handelt. Diese letztere Deutung<sup>2</sup> müssen wir indessen schon deshalb ab-

lehnen, weil sie in völligem Widerspruch zu der Entwicklung der sonstigen Vorkommen des Arieten-Sandsteins im Riesgebiet steht, die wie im Riesvorland stets nur als mariner grobkörniger Kalksandstein ausgebildet sind und als solcher auch ganz unvermittelt an der W-seite der fraglichen Schichtfolge angrenzen. Auch besteht nach unseren eigenen Beobachtungen ein großer Unterschied in der Mächtigkeit zwischen dem im N-teil der Grube angrenzenden unzweifelhaften Angulaten-Sandstein und der von TREIBS im Liegenden der Quarzitbank als solchen angesprochenen Sandsteinbank. Während es sich bei der ersteren bereits um mehrere Meter handelt, wie dies bei der im Riesvorland in nächster Nähe des Riesrandes sich zeigenden großen Mächtigkeit des Angulaten-Sandsteins (s. GERSTLAUER Manuskript) im nördlichen Riesvorland überall noch zu erwarten war, ist es bei der letzteren nur mehr  $\frac{1}{2}$  Meter. In entsprechender Weise gilt dies nach unseren früheren Ausführungen offensichtlich auch für die von ihm als Zanclodon-Letten angesprochene Lettenlage.

Was nun aber die Eingliederung dieser verschiedenen Keuperfunde betrifft, so kann diese nur so sein, daß die zuerst beschriebenen beiden Folgen von Stubensandsteinbildungen, bunten Letten und Steinmergeln den Oberen Bunten Mergeln, nach VOLLRATH (1928) = untere steinmergelreiche Abteilung der Heldburgerstufe bzw. des Unteren Burgsandsteins mit Unterem Semionoten-Sandstein, die Arkosesandsteinfolge mit ihren Letten- und Steinmergelgerölleinschlüssen und Hornsteinausscheidungen der Dolomitischen Arkose = Mittleren Burgsandstein, und die lettendurchsetzten fein- bis mittelkörnigen Stubensandsteinbildungen mit der Quarzitbank im Hangenden zumindest dem Kieselsandstein, d. h. dem Blasen- und Plattensandstein angehören. Die Stubensandstein-Letten-Steinmergelfolge von der Neuburger Straße stellte bereits auch PFEIFFER (1926) in die Oberen Bunten Mergel. Das Ries muß also darnach zumindest schon mit Beginn des Oberen Bunten oder Sandsteinkeupers in den schwäbisch-fränkischen Sedimentationsbereich einbezogen worden sein. Es dürfte daher auch bereits eine Mächtigkeit von wenigstens 100 m für den Keuper insgesamt anzunehmen sein.

### 3. Schwarzer Jura (1.)

Die Stufen des Schwarzjura- $\alpha$  mit  $\gamma$  können infolge ihrer geringen Mächtigkeit und gestörten Lagerung auf der Karte nicht mehr einzeln zur Darstellung gebracht werden und wurden daher als untere Schwarzjurastufe ( $1_1$ ) zusammengefaßt.

Dem **Angulaten**-Sandstein ( $\alpha_2$ ) des nördlichen Riesvorlandes entsprechende gelbliche bis hellbräunliche, an kleinen Glimmerschüppchen reiche, feinkörnige Sandsteine sind bei 3 der 5 in der Karte eingezeichneten Vorkommen der unteren Schwarzjurastufe am Aufbau beteiligt. Bei dem Vorkommen in dem Waldacker WSW vom Dosweiher (ca. 2,25 km N von Wemding) fördert ihn der Pflug in dessen O-teil. Die NNO von der als „Platte“ bekannten Höhe Punkt 522 (N Wemding) auf der Karte eingezeichnete untere Schwarzjurastufe baut sich fast nur aus ihm auf. Ein größerer, aus der Grenze des Angulaten-Sandsteins gegen den Arieten-Sandstein stammender Ackerlesestein von dieser Stelle, zeigt den Angulaten-Sandstein in mehreren Zentimeter Mächtigkeit als einen bläulich-grauen, durch Verwitterung gelb werdenden, dichten feinkristallinen Kalk, der beim Auflösen in Salzsäure einen ganz deutlichen Rückstand aus feinklastischem, hellgelben Quarzstaub hinterläßt und bereits einzelne der groben Quarzkörner des Arieten-Sandsteins einschließt. Die gleiche Ausbildung hat BENTZ (1927 S. 416) auch im westlichen Riesgebiet an der Grenze von  $\alpha_2/\alpha_3$  angetroffen. In dem Vorkommen vom sog. „Kreuther Berg“ unmittelbar S von Amerbacherkreut erscheint der Angulaten-Sandstein an der S-seite der Bodenschwelle wie im nördlichen Riesvorland (s. GERSTLAUER Manuskript) als unmittelbares Hangendes von solchen den Zancloclon-Letten entsprechenden Feuerletten.

In ein weiteres solches Vorkommen, in dem der Angulaten-Sandstein als unmittelbares Hangendes der Zancloclon-Letten erscheint, ist offenbar der SSO-teil des Stadtgrabens von Wemding eingesenkt. Darauf deuten neben den, in dem erwähnten Gelegenheitsaufschluß über den Feuerletten noch angetroffenen Resten des Angulaten-Sandsteins vor allem der hier unmittelbar südlich der Straße beim Bau des Hauses von Bäringer in über 1 m Mächtigkeit erschlossen gewesene, von vereinzelt Feuerlettenfetzen

abgesehen, nur aus ihm bestehende Schutt des ehemaligen Aushubes des Stadtgrabens.

Der grobkörnige Kalksandstein des **Arieten-Sandsteins** ( $\alpha_3$ ) ist bei allen 5 Vorkommen der unteren Schwarzjurastufe angetroffen worden. Am O-rande des Vorkommens NNO der „Platte“ lassen Lesesteine gegen dessen S-ende zu noch einen kleinern Rest von ihm erkennen. Bei dem Vorkommen in dem Waldacker WSW vom Dosweiher und demjenigen vom „Kreuther Berg“ sieht man ihn im Anschluß an den Angulaten-Sandstein nach W bzw. NW zu ebenfalls heraustreten. Das Vorkommen im Wald an der S-seite des eben genannten Waldackers und das NO der „Platte“ umfaßt fast nur noch ihn.

Die Auflagerung des Arieten-Sandsteins auf den Angulaten-Sandstein ist, wie der oben erwähnte Ackerlesestein zeigt, nicht ganz gleichförmig — die Oberfläche des Angulaten-Sandsteins erscheint in ihm unregelmäßig wellig. Fossileinschlüsse wurden im Arieten-Sandstein, von einigen spärlichen kleinen Trümmern dickschaliger Muscheln — wohl Gryphäen — abgesehen, an keiner Stelle beobachtet. Die Schichtmächtigkeit beträgt nach den Ausmaßen eines in dem Waldacker WSW vom Dosweiher gefundenen Brockens zu schließen wenigstens 20–25 cm.

Mit Beginn des **Schwarzjura**- $\beta$  sehen wir bereits im nördlichen Riesvorland die Sedimentation aussetzen. Eine eisenockerreiche Grobsandlage an der Oberseite des Arieten-Sandsteins kennzeichnet die Emersionsfläche (FRANK 1926). Dieser Grenzregion entstammt offenbar das im folgenden beschriebene Ackerlesestück, das bei dem Vorkommen in dem Waldacker WSW vom Dosweiher gefunden wurde. Es zeigt einen, durch ein eisenockerreiches und daher größtenteils dunkelschwarzbraun gefärbtes, weitaus überwiegend aus feinstem Schalengrus bestehendes Bindemittel verkitteten Kalksandstein, der mit unregelmäßiger stark welliger Grenze, ganz innig mit einem gelbbraun verwitterten, ebenfalls vorwiegend aus feinem Muschelschalengrus bestehenden, noch mit häufigeren, nesterweise angereicherten groben Quarzkörnern durchsetzten Mergelkalk verwachsen ist. Die Mächtigkeit der eisenockerreichen Kalksandsteinlage wechselt so zwischen 1 und 5 cm. Fossileinschlüsse wurden in ihr selbst nicht beobachtet. Ein kleineres, infolge seines reichen Eisenockerge-

haltes ebenfalls ganz dunkelschwarzbraunes, entsprechendes Gesteinsbruchstück von dieser Stelle ergab einen sehr gut erhaltenen Fund einer Rhynchonella, die am besten noch mit der *oxy-noti* QU. übereinstimmt. Der grobsandreiche Mergelkalk selbst ist in den zahlreichen Teilstücken, die der Pflug hier im Gemenge mit solchen des Arieten-Sandsteins fördert, zumeist noch als frisches, hartes, bläulichgraues Gestein mit weißlicher bis gelblichgrauer Verwitterungsrinde erhalten. Einzelne Lesesteine dieses grobsandreichen Mergelkalkes wurden auch bei allen übrigen Vorkommen der unteren Schwarzjurastufe angetroffen. Ihre Mächtigkeit muß, wie der größte bei dem Vorkommen in dem Waldacker WSW vom Dosweiher gefundene Lesestein erkennen läßt, wenigstens 10 cm betragen. An Fossileinschlüssen erkennt man in ihnen fast nur häufigere Durchschnitte der zertrümmerten Muschelschalen — anscheinend nur von Pectiniden- und von einzelnen Belemnitenrostren sowie von Arm- und Stielgliedern von Seelilien. Bei dem Vorkommen in dem Waldacker beim Dosweiher gelang dazuhin auch noch der Fund der ganz gleichen Rhynchonella wie in der eisenockerreichen Kalksandsteinlage. Nachdem Unter- $\gamma$  bereits nur mehr durch einzelne Quarzkörner führende bzw. davon freie Mergelkalke vertreten ist, erscheint es so durchaus wahrscheinlich, daß die vorliegenden grobsandreichen Mergelkalke mitsamt der eisenockerreichen Kalksandsteinlage als die küstennäheren, kalkreicheren Äquivalente der im nördlichen Riesvorland von GERSTLAUER bis in nächste Nähe des Riesrandes nachgewiesenen Phosphoritknollen und entsprechende grobe Quarzkörner führenden Mergeltone bzw. Kalkmergel des Mittel- und Ober- $\beta$  zu betrachten sind. Im Ries bestand also darnach während des Mittel- $\beta$  mit Unter- $\gamma$  nicht etwa eine Landbarre, wie das bisher von vielen Riesforschern (s. NATHAN 1935 u. a.) angenommen wurde, sondern eine Bucht des Schwarzjura-Meeres.

**Schwarzjura- $\gamma$ :** Neben diesen grobsandreichen Mergelkalken fanden sich an all den oben genannten Stellen auch noch Lesesteine von entsprechenden schalengrusreichen Mergelkalken, die nur mehr ganz vereinzelt der groben Quarzkörner einschließen oder überhaupt frei davon erscheinen. Bei dem Vorkommen in dem Waldacker beim Dosweiher, bei dem der Pflug gegen den W-rand des Ackers zu neben grauen Mergeln überhaupt nur

mehr solche Mergelkalke fördert, wurden aus ihnen neben den Durchschnitten der eben genannten Fossileinschlüsse noch *Rhynchonella calcicosta* Qu., — *rimosa* von Buch und ein noch gut bestimmbares Bruchstück von *Modiola numismalis* OPP. erhalten. Ein weiterer Fund von *Rhynchonella rimosa* VON BUCH wurde in dem Vorkommen NO der „Platte“ gemacht. Die genannten Fossilfunde weisen nach KRUMBECK (1936) auf unteres Mittel- und Unter- $\gamma$ , das demnach in dem nur mehr vereinzelte Quarkörner führenden Mergelkalk stratigraphisch enthalten ist.

**Schwarzjura** -  $\delta$ , Amaltheon-Ton ( $1_2$ ) erfüllt anscheinend einen großen Teil der nördlich von Lommersheim sich anschließenden, von feuchtem Wiesengrunde bedeckten Senke. Der Aushub zu dem Schacht des Brunnens, der nahe bei Lommersheim unmittelbar am Fahrweg nach Wemding liegt, besteht aus lichtgrauem, etwas schiefrigem Toneisensteingeoden führendem Tonmergel, der Einschlüsse von *Amaltheus spinatus* BRUG. = *costatus* REIN. und *Plicatula spinosa* QU. ergab. Im Graben des Dösbaches, der in dieser Senke entspringt, ist dieser auf ziemlich große Entfernung hin ebenfalls angeschnitten.

Dem Amaltheon-Ton gehören wohl auch die entsprechenden Tone, an die die auf der Höhe des Ziegelberges NO Wemding im Bereich der ehemaligen Ziegeleigruben früher abgebaut wurden. Schon KNEBEL (1903, S. 457) gliederte sie auf Grund ihres Inhaltes an Formaminiferen — *Cristellaria oebeckii* SELHEIM und *Fronicularia cf. baueri* BURBACH — in den mittleren Schwarzjura ein.

Geschlossene Vorkommen der höheren Stufen des Schwarzjura, des - $\epsilon$  und - $\zeta$  wurden im Gebiet nicht angetroffen.

Aus dem **Schwarzjura** -  $\epsilon$  stammen wohl die großen zertrümmerten, beim Anschlagen stark bituminös riechenden, blaugrauen, harten, zähen Kalkbrocken, die aus dem Suevit am östlichen Talhang der Rohrach oberhalb der Wiesmühle (N Polzingen) herauswittern.



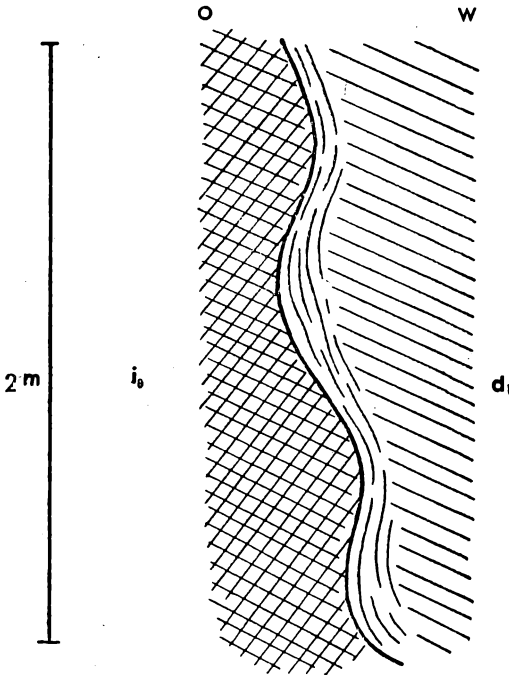


Abb. 2. S-Seite des OPALINUS-Tonanschnittes im Schneid'schen Steinbruchbetrieb (Bruch „A“) b. Wemding

#### 4. Brauner Jura (d).

**Braunjura -  $\alpha$ , Opalinus-Ton ( $d_1$ ).** Bei Punkt 482,7 NNO von Wemding liegt zwischen den im Schneid'schen Steinbruchbetrieb und dem westlich davon gelegenen Steinbruch des sog. „Siechenberges“ = „F“ KNEBEL's (1903) erschlossenen Weißjura- $\delta$ -Kalken Eisensandstein, unter dem der Abbau im ersteren in der Wand des südlichen Steinbruches „A“ KOKEN's (1901/02) im Anschluß an die hier das Hangende bildenden überschobenen Wj.- $\delta$ -Kalke bzw. deren Überschiebungsschutt (s. S. 75) auf eine Breite von etwa 16 m neuerdings auch noch die obersten 6–8 m des Opalinus-Tones mit steil ( $80^\circ$ ) unter ihn einfallender, scharf ausgebildeter Grenzfläche völlig im Schichtverband erhalten und mit ca.  $60$ – $70^\circ$  nach W einfallend entblöbte. Im Kontakt mit dem Nebengestein zeigte der Opalinus-Ton außerdem gut ausgebildet eine Gleitschicht parallel zu der unebenen Grenzfläche des Nebengesteins. In Abb. 2 ist diese in einer Skizze von einem Abschnitt der S-seite des Anschnitts dargestellt. Es sind stellenweise

gelbgrünlich grau verwitterte, dunkle, blaugraue, fossilarme, schiefrige, stets etwas kalkhaltige, vereinzelt Gipskristalle führende, an Toneisensteingeoden reiche Letten mit häufigen Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen, denen eine ca. 15 cm starke Mergelkalkbank eingeschaltet ist. Die Fossilfunde umfassen neben etwas häufigeren Resten von zertrümmerten Belemniten nur Einzelreste von *Leioceras opalinum* REIN., *Hammato-ceras sp.* und *Leda claviformis* SOW. Besonders bemerkenswerte Fazieabweichungen des Opalinus-Tones gegenüber dem Riesvorland (s. BENTZ 1924) scheinen also darnach in diesem Vorkommen nicht zu bestehen, wie denn solche auch in den übrigen Vorkommen nicht festgestellt werden konnten.

Im N-teil von Hagau lagen im Sommer 1931 zu Beginn der Feldaufnahme in dem ca. 15 m tiefen Vorschacht zu einer über 43 m tief reichenden Brunnenbohrung im Garten des Landwirtes Fensterer, dicht an der Grenze, aber bereits außerhalb unseres Blattgebietes fast kalkfreie, im übrigen aber mit den oben beschriebenen hangenden Teilen der Stufe völlig übereinstimmende Lettenbildungen in nahezu wagrechter Lagerung mit über 14 m Mächtigkeit frei. In dem auf der Karte WNW von Hagau bei Punkt 533 eingezeichneten Erdfall sind diese noch heute der Beobachtung zugänglich. An Fossilien ergaben sie nur einen kleinen *Leioceras opalinum* REIN. Die Tiefbohrung selbst durchsank den Opalinus-Ton noch bis in etwa 42 m Bohrtiefe und traf dabei, wie aus den Angaben des Brunnenbohrmeisters J. Geiter, Heidenheim a. H., zu schließen ist, nach unten zu bereits auch solche dem mittleren Teil der Stufe entsprechenden Lettenbildungen mit dem für diesen bezeichnenden häufigen Einschaltungen von Kalkbänkchen, an. Darunter muß dann die Tiefbohrung nach den gleichen Angaben zwischen 42 und 43 m Bohrtiefe in dem zerspaltenen Gestein der „Döckinger Quarzite“ des Keupers stecken geblieben sein. „Der Bohrer habe sich in einem ganz gleichen rötlichen Gestein, wie man es in den, in der Umgebung von Hagau verstreuten Felsblöcken antrifft, immer wieder festgeklemmt, auch hätte es seine Härte nicht gestattet mit dem zur Verfügung stehenden Bohrgerät weiter in die Tiefe vorzudringen.“

Oberhalb vom ehemaligen Ursheimer „Keller“ (N Polsingen) erschließt der Einschnitt des hier zur Höhe hinaufführenden Fahrweges mit Resten des Eisensandsteins (s. dort!) verknüpfte gelb-

grünlich grau verwitterte schiefrige Letten des Opalinus-Tones mit *Leda claviformis* SOW.

Mit Sicherheit zum Opalinus-Ton zu stellen sind auch noch die Toneisensteingeoden durchsetzten, blaugrauen Letten, die der Pflug im Bereich der unmittelbar O von Amerbach zwischen das Grundgebirge eingekeilten Eisensandsteinscholle, einem offenbar normalen Ausstrich entsprechend, im Liegenden der am Hang darüber erschlossenen, mit ca. 35° nach W geneigten Schichtfolge des Mittel- $\beta$  und Unter- $\beta$  (s. S. 34) im SO-eck der Scholle anschneidet.

Bei den im folgenden genannten Letten kann es mangels Versteinerungen und Aufschlüsse nicht sicher entschieden werden, ob Schwarzjura (Amaltheen-Ton) oder Opalinus-Ton vorliegt. Nach den ganzen Verbandsverhältnissen in der Lagerung zu schließen, ist es jedoch wahrscheinlich, daß es sich bei den meisten um den letzteren handelt. Am S-rand der Waldäcker beim Dosweiher (ca. 2,25 km N Wemding) schneidet der südliche Zufluß des Dosweiherabflusses in seiner nördlichen Böschung von zersetztem Suevit überlagerte gelbgrünlich grau verwitterte, schiefrige Letten an, die eine weiße Kalkmergellage und ganz vereinzelt Toneisensteingeoden einschließen. In den Böschungen des Dosweiherabflusses und dessen Zufluß unmittelbar nördlich davon sowie in denen des südlichen Quellastes des Dosweiherzuflusses sieht man allenthalben unverwittert blaugraue ebenfalls vereinzelt Toneisensteingeoden führende Letten heraustreten. Durch den Pflug oder Wasser- bzw. Drainagegräben und sonstige Gelegenheitsaufschlüsse freigelegt, wurden solche noch mehrfach — ca. 500 m SSW Hagau, am N-rand des „Fuchsberg“-Holzes beim Dosweiher, an der SW- und S-seite der Wart bei Amerbach, dicht WNW und W von Amerbach, in den Waldäckern beim Dosweiher, östlich der Straße von Wemding nach Wolferstadt ca. 900 bzw. 1100 m SSO von letzterem, ca. 550 m NNO und ca. 500 m WNW und SW der Höhe Punkt 522 westlich davon, ca. 1,0 km O von Wemding unmittelbar nördlich der Straße nach Neuburg und ca. 250 m bzw. 600 m S von Lommersheim — beobachtet. Auf der Sohle der Schneid'schen Sandgrube am N-fuß des Galgenberges (OSO Wemding) sind es gelbliche Verwitterungslehme mit Einschlüssen von Toneisensteingeodentrümmern.

**Braunjura -  $\beta$ , Eisensandstein** ( $d_2$ ). Im Schneid'schen Steinbruchbetrieb, N von Wemding, sind die liegenden Teile der Stufe

als Hangendes des Opalinus-Tones (s. dort!) stellenweise noch bis in etwa 1,2 m Mächtigkeit erschlossen. Es ist ein feinschichtiger Wechsel von blaugrauen, gelblichen und grünlichen Letten mit unten licht gelblichem bis bräunlichem, oben rotem, etwas tonigem Eisensand, der gegen oben in einheitlichen solchen Eisensand überführt, wie er zuletzt genannt wurde.

Die dunkle Sandkalkbank mit *Pholadomya triquetra* AG., die nach BENTZ (1924) im Riesvorland die  $\alpha/\beta$ -Grenze kennzeichnet, ist also darnach hier nicht mehr entwickelt. Mit dem Opalinus-Vorkommen oberhalb vom ehemaligen Ursheimer „Keller“, N von Polsingen, sind in der Überdeckung Reste einer dunkelbraunen, dünnplattigen Kalksandsteinlage verknüpft, die ihr ähnlich erscheinen. Ihre zahlreichen Fossileinschlüsse umfassen aber nur *Pecten (Variamussium) pumilus* LMCK., *Plagiostoma aalensis* QU., *Posidonomya suessi* OPP. = *opalina* QU. und *Ostrea calceola* ZIET. Bei ihr handelt es sich demnach also offensichtlich bereits um eine Zwischenlage aus dem Eisensandstein selbst.

Ein großes Teilprofil des Eisensandsteins ist im Bereich der bereits erwähnten, unmittelbar O von Amerbach zwischen das Grundgebirge eingekielten Scholle in der Grube an dem, auf der S-seite am Hang entlang zur Höhe hinaufführenden Fahrweg erschlossen, in der die Scholle bereits zu etwa einem Drittel ihrer gesamten Breite freiliegt. Diese zeigt eine, durch mehrere, meist steil ( $80^\circ$ ) nach O einfallende Verwerfungen um Zentimeter bis Dezimeter und in einem Falle — im W-teil der Grube — um über 2 m gegeneinander verlagerte, mit ca.  $35^\circ$  nach W geneigte, nahezu 13 m mächtige Schichtfolge des Eisensandsteins, die im W-teil noch von jungobermiozänen Ablagerungen bedeckt wird, die man fürs Erste ebenfalls für Bildungen des Eisensandsteins halten möchte. Diskordante Auflagerung und Einschlüsse von Grundgebirgsresten und Kalkmergelknöllchen sprechen aber unzweifelhaft für dieses junge Alter. Ein zusammenfassendes Profil der erschlossenen Bildungen hat folgendes Aussehen:

Tertiär	{		Sand, wie 11. Bis 40 cm erschlossen	(14)
		55 cm	Sandstein, braun	(13)
		10 cm	Letten, etwas sandig, grünlich	(12)
		20—40 cm	Sand, lettig, rot, braun und grünlich gebändert, mit weißen Mergelknöllchen und Grundgebirgsresten	(11)

	Diskordanz!	
	Sand, feinkörnig, weiß, glimmerig. Bis 1,4 m erschlossen	(10)
100 cm	Sand, etwas gröberkörnig, dunkler gelbbraun	(9)
40 cm	Erzflöz: oben: 25–30 cm mehr oder weniger unreiner Sandstein	(8)
	unten: 10–15 cm feinoolithisches Erz	(7)
70 cm	Sandstein, gelb- bis rotbraun, oben mit Lettenzwischenlage wie in 1	(6)
70 cm	Erzflöz: oben: 15 cm grobkörniges Erz, mit bis 6 cm starken Sandlinsen	(5)
	unten: mehr oder weniger unreiner Sandstein, oben mit Lettenzwischenlage wie in 1	(4)
270 cm	Sandstein, braun- bis rotbraun, mit mehreren Lettenzwischenlagen wie in 1	(3)
100 cm	Sand, dunkler gelbbraun	(2)
	Sand, feinkörnig, weiß, glimmerig, stellenweise auch rot bis rotbraun, mit dünnen, scheinfrigen, grünlichen Lettenzwischenlagen. Mindestens mit 5 m Mächtigkeit erschlossen	(1)

Fossilfunde wurden, von einem schlecht erhaltenen Abdruck von *Pecten (Variamussium) pumilus* LMCK. aus Schicht 6 abgesehen, keine gemacht. Nach der Profilbeschreibung, die BENTZ vom Eisensandstein aus dem Riesvorland gibt, haben wir es hier offensichtlich mit einem Unter- mit Mittel-β umfassenden Teilprofil zu tun, wobei die Schichten 1 mit 2 dem Unter-β, die Schichten 3 mit 8 dem unteren Teil des Mittel-β, der unteren Bausandsteinbank einschließlich des unteren Flözes, die Schichten 9 und 10 aber den von ihm im Profil I aus der Schlucht nördlich vom Blaßenberg in der unteren Hälfte des oberen Teils des Mittel-β ausgeschiedenen Schichten 6 und 7 gleichzustellen sind. Darnach zeigt also auch Mittel-β keine Merkmale, die auf besondere Nähe des südlichen Strandes schließen ließen, wie überhaupt solche bei keinem der zahlreichen Eisensandsteinvorkommen unseres Blattgebietes angetroffen wurden. Ja, ein Vergleich der oben ge-

nannten verschiedenen Schichten zeigt in Verbindung mit der starken Zunahme des Eisengehaltes auch eine ganz beträchtliche Zunahme der Mächtigkeit. Nach den Beobachtungen von SCHMIDTILL (1935), nach denen die mächtigeren, der entsprechenden Erzflöze des Braunjura- $\beta$  Frankens stets an Senkengebiete gebunden sind, bestand also darnach im Ries während des Braunjura- $\beta$  nicht etwa eine submarine Barre, wie das DORN (1937) darstellt, sondern eine Bucht des Braunjura- $\beta$ -Meeres.

Die folgenden Stufen des **Braunjura** -  $\gamma$  mit - $\zeta$  sind in Verbindung mit dem hangenden unteren Weißjura und vor allem aber mit dem liegenden Eisensandstein zahlreich beobachtet. In keinem Falle gelang es jedoch ein durchgehendes Profil dieser Stufen zu finden. Die normale Aufeinanderfolge der Schichten erwies sich stets als gestört. In Verbindung mit der geringen Mächtigkeit der einzelnen Stufen können diese daher auf der Karte nicht für sich zur Darstellung gebracht werden, sondern mußten als obere Braunjurastufe ( $d_3$ ) zusammengefaßt werden.

**Braunjura** -  $\gamma$  ist nur bei einigen der in der Karte eingetragenen Vorkommen der oberen Braunjurastufe am Aufbau beteiligt, und zwar sind es mit Sicherheit nur die Schichten des unteren und mittleren  $\gamma$ , der Pectiniden-Grenzbank mit Sowerbybank, die hier im Gegensatz zum westlichen Riesvorland (s. BENTZ 1924) offenbar in einer Sandkalksteinbank vereinigt sind. Am SW-abfall der Wart fördert sie der Pflug an der S-seite der Impressa-Mergel in der tiefen Randfurche zu Beginn des dritten, westlich von dem zur Höhe der Wart hinaufführenden Fahrweg gelegenen Ackers in bis zu  $1/2 \times 1/2$  m großen, nur selten bis zu 10 cm dicken Platten. Während nun aber die von der Basis stammende Platte noch ganz die rote Farbe des Eisensandsteins zeigt, erscheinen die aus den höheren Teilen der Bank stammenden Platten überwiegend in hellgelblichen bis dunkelbraunen und in ihren unverwitterten Partien noch in den ursprünglichen blau- bis grünlichgrauen Farbtönen und führen hier dann auch die für das mittlere  $\gamma$ , die Sowerby-Bank bezeichnenden Fossil- und in einigen wenigen bis höchstens nußgroßen Stücken, auch Geröllein-schlüsse. Überhaupt ist sie sehr unregelmäßig zusammengesetzt. Dichte oder spätige, vielfach durch Crinoiden-Stielglieder erzeugte Partien wechseln mit tonig mergeligen, stark einschüssigen mulmigen oder auch sandigen ab. Drusenartige Hohlräume

sind mit Kalkspat erfüllt. Nesterweise sind sie außerdem von winzigen Oolithen durchsetzt und führen auch zahlreiche meist zertrümmerte Fossileinschlüsse. Es wurden bestimmt: Dickschalige Ostreen-Trümmer, zahlreiche Reste von *Pecten (Variamusium) pumilus* LMCK., *Pecten (Camptonectes) lens* SOW. *Pecten demissus* PHIL., der Steinkern einer *Trigonia* sp., häufige Züge von *Serpula socialis* GF., Belemniten-Trümmer, das Bruchstück einer *Sonninia gingensis* WAAG. und ein der *Sonninia sowerbyi* MILL. ähnlicher Fossilabdruck. Die Gerölle selbst bestehen alle aus einem dunkelbraunen winzige Oolithe führenden Sandkalk und entstammen also offenbar der Aufarbeitung der tieferen Teile der vorliegenden Sandkalkbank.

In dieser Art der Ausbildung konnte der Braunjura- $\gamma$  auch noch östlich Wemding in der südlichen Böschung der Straße nach Neuburg und nördlich Wemding am S-rande des Waldabteils „Sandbrunn“, dicht am östlichen Blattrand SO von Punkt 567 und in der nördlichen Böschung des südwestlichen Dorfausganges von Hagau nachgewiesen werden. An der zuerst und zuletzt genannten Stelle tritt uns diese geröllführende Sandsteinbank als eine 65 bzw. 40 cm mächtige, dem Eisensandstein unmittelbar auflagernde kompakte Bank entgegen.

Höhere Schichten des  $\gamma$  konnten nirgends nachgewiesen werden. In der erstgenannten Straßenböschung O von Wemding sieht man zwar über der erwähnten Sandkalksteinbank noch bis zur Oberkante derselben allenthalben solche oolithische Sandkalkplatten heraustreten. Infolge der starken Überwachsung ist es jedoch nicht zu entscheiden, wie weit es sich hierbei nur um den Aushub aus dem Straßeneinschnitt handelt. Nahe der Oberkante der Böschung fand sich der für das unterste  $\delta$  (s. DORN 1935) bezeichnende Fund der *Witchellia cf. laeviuscula* SOW.

**Braunjura** -  $\delta$  ist mit Ausnahme des bereits genannten Vorkommens in Hagau bei allen Vorkommen der oberen Braunjurastufe durch Fossilien belegt. Faziezabweichungen gegenüber dem Riesvorland (s. BENTZ 1924) ließ er nirgends erkennen, wie denn solche vom unteren  $\gamma$  abgesehen, in der oberen Braunjurastufe überhaupt nirgends mehr festgestellt wurden.

Am SW-Abfall der Wart fördert der Pflug im Anschluß an die Sowerbyi-Sandkalksteinbank unmittelbar die dem unteren  $\delta$  des

Bopfinger Gebietes entsprechenden fossilreichen harten, von massenhaften Oolithen durchsetzten Kalke. Die ihnen entstammenden Fossilfunde, die von denen des  $\epsilon$  (s. unten) zum Teil erst nachträglich getrennt wurden, bestehen wie dort, überwiegend aus Terebrateln, und zwar sind es vor allem *Terebratula perovalis* SOW., seltener — *omalogastyr* ZIET., — *globata* SOW. und — *retrocarinata* ROTHPL. Daneben sind es in teilweise ebenfalls häufigeren Einzel- und Teilstücken *Stephanoceras humphriesi* SOW., *Belemnites giganteus* SCHLOTH., *Ctenostreon pectiniforme* SCHLOTH., *Ostrea cristagalli* SCHLOTH., *Lima (Plagiostoma) duplicata* SOW., *Modiola modiolata* QU., *Gresslya gregaria* ZIET. — *depressa* SOW., *Pholadomya murchisoni* SOW., *Pleurotomaria palaemon* D'ORB. sowie *Serpula socialis* GF. und — *lumbricalis* SCHLOTH., die die genannten Fossilreste meist überziehen.

In den Vorkommen an der alten Straße von Wemding nach Wolfersstadt liegen kurz nach der Abzweigung der neuen Straße über Steinbühl bereits höhere Schichten des  $\delta$ , den Ostreen- und Coronanten-Schichten des Bopfinger Gebietes entsprechende Bildungen vor. In der frisch abgehobenen Böschung des rechter Hand abzweigenden Fahrweges sind die Coronaten-Schichten als eine in viele dünne unregelmäßige Platten zerfallene Bank aus einem nur mehr sporadisch winzige Oolithe führenden Kalk mit etwa 60 cm Mächtigkeit angeschnitten. Sie ist leicht nach SW geneigt. An Fossilien ergab sie nur einzelne Teilstücke von Belemniten, *Waldhemia waltoni* SOW., *Rhynchonella acuticosta* ZIET., — *obsoleta* SOW., *Terebratula perovalis* SOW., *Gresslya* sp., *Ctenostreon pectiniforme* SCHLOTH., *Ostrea eduliformis* SCHLOTH., Stielglieder von *Pentacrinus* sp. und Stacheln von Seeigeln. In ihrer Überdeckung aber fanden sich neben dem Leitfossil *Stephanoceras blagdeni* SOW. auch noch Reste einer, der für sie so bezeichnenden Fossiltrümmerbänke mit *Pecten div. sp.*, dickschaligen Ostreen-Trümmern, *Rhynchonella aff. concinna* SOW. und — *subconcinna* DAV. in zahlreichen Exemplaren, Belemniten-Trümmern, *Perisphinctes* sp. und zahlreichen Serpeln, insbesondere *Serpula tetragona* SOW., die oft alles überkrusten und wie ein Lesestück zeigt, selbst eine förmliche Trümmerlage aufbauen. Wenig wegaufwärts, kurz bevor der alte Fahrweg nach Steinbühl abzweigt, streicht in der südlichen Böschung der Straße



eine offenbar bereits den dortigen liegenden Ostreen-Schichten entsprechende ca. 20 cm mächtige kompakte, dichte, harte, dunkelbraun verwitterte von den Oolithen fast freie Kalkbank heraus. An Fossilien wurden aus ihr nur eine *Rhynchonella spinosa* SCHLOTH. erhalten.

Der über dem Coronaten-Kalk folgende Bifurcaten-Oolith konnte nirgends nachgewiesen werden. Die übrigen Vorkommen ergaben stets auch nur Fossilfunde aus den eben beschriebenen Schichten.

**Braunjura**- $\epsilon$  ist nur bei einigen der zahlreichen Vorkommen der oberen Braunjurastufe mit Sicherheit nachgewiesen. Unter günstigeren Aufschlußverhältnissen dürfte es aber wahrscheinlich auch noch bei vielen anderen Vorkommen nachzuweisen sein. Bei dem erwähnten Vorkommen an der alten Straße von Wemding nach Wolferstadt fördert der Pflug im O-teil der anschließenden Äcker gelblich und gelegentlich auch rostrot verwitterte, bröckelig zerfallende Kalkmergel. Der Fund eines Bruchstückes von *Parkinsonia parkinsoni* SOW. — läßt Parkinsoni-Schichten erkennen.

Bei dem Vorkommen an der NW-seite der Impressa-Mergel auf dem NW-Abfall der Wart bei Amerbach sind es ostwärts an die Oolithkalke des  $\delta$  anschließend ganz gleiche Kalkmergel. Die Fossilfunde *Parkinsonia parkinsoni* SOW., *Parkinsonia* sp., *Rhynchonella* sp., *Rhynchonella varians* SCHLOTH., — *Fürstenbergensis* QU., *Terebratula württembergica* OPP., *Zeilleria emarginata* SOW. und *Pleuromya* sp. lassen Parkinsoni- und Varians-Schichten erkennen.

Die obere Braunjurastufe an der S-seite der Impressa-Mergel des SW-abfalles der Wart schließen den Varians-Schichten angehörende solche Kalkmergel ab. Die Aufsammlung ergab: *Oppelia aspidoides* OPP., *Perisphinctes triplicatus* SOW., *Gresslya gregaria* ZIET., *Protocardia striatula* SOW., *Trochus meriani* GF., *Zeilleria lagenalis* SCHLOTH., *Waldheimia carinata* CAM., — *emarginata* SOW., *Terebratula württembergica* OPP., — *sphaeroidalis* SOW., *Rhynchonella varians* SCHLOTH. und — *ehingensis* QU.

An der W-seite dieser Impressa-Mergel umfaßt die obere Braunjurastufe von N nach S aufeinanderfolgend neben den Kalkmer-

geln der Varians-Schichten auch noch von Resten des Ornaten-Tones (s. unten!) bedeckte grüngraue Oolith-Mergelkalke der Macrocephalen-Schichten, wie der Fund von *Sphaeroceras platystoma* REIN. beweist.

Am S-rande des Waldabteils „Sandbrunn“, N Wemding, liegen solche von Resten des Ornaten-Tones bedeckte Oolith-Mergelkalke mit Varians-Schichten zusammen zwischen  $\delta$ -Oolithkalken und Eisensandstein im N und  $\gamma$ -Sandkalksteinen und Bimammatum-Kalken des Weißjura im S eingeklemmt. Die Aufsammlung ergab aus  $\epsilon$  nur Funde aus den Varians-Schichten *Perisphinctes triplicatus* SOW., *Parkinsonia neuffensis* OPP., *Rhynchonella varians* SCHLOTH., — *spathica* DESL. und *Waldheimia carinata* LMCK.

Von Resten des Ornaten-Tones bedeckt schneidet der Pflug auch im S-teil des Vorkommens in den Waldäckern an der alten Straße nach Wolferstadt solche Oolith-Mergelkalke an.

In der südlichen Böschung des südlichen Dorfausganges von Hagau (N von Wemding) sieht man sie ebenfalls noch von den Resten des Ornaten-Tones bedeckt, einem nordöstlichen Einfallen zufolge, im Anschluß an die im Westteil herausstreichenden Varians-Schichten kurz vor dem Ziehbrunnen heraustreten. Auch hier ergab die Aufsammlung aus  $\epsilon$  nur Funde aus den Varians-Schichten: *Perisphinctes triplicatus* SOW., *Rhynchonella varians* SCHLOTH. und *Terebratula württembergica* OPP.

**Braunjura** -  $\zeta$ , Ornaten-Ton ist nur in den bereits oben genannten Resten am Aufbau der verschiedenen Vorkommen der oberen Braunjurastufe beteiligt. Bei diesen handelt es sich stets nur um etwas dunkler graue, im übrigen aber den Impressa-Mergeln ähnliche, größtenteils anscheinend schon mit Glaukonit durchsetzte Mergel. Am Ipf (s. BENTZ 1924) schließt der Ornaten-Ton an der Basis eine Belmeniten-Trümmerbank von *Belemnites calloviensis* OPP. ein. Reste derselben wurden auch hier bei allen genannten Vorkommen angetroffen. Als weitere Einschlüsse sind außerdem wie dort runde, innen dunkle, außen hell verwitterte, mit Salzsäure nicht brausende Knollen, offenbar von Phosphorit, beobachtet.

## 5. Weißer Jura (i).

### Weißjura- $\alpha$ .

**Impressa-Mergel** ( $\alpha_2, i_1$ ). Auf dem Anstieg zu der Höhe des sog. „Lauberges“ schneidet die neue Straße von Hagau nach Wemming kurz nach dem Verlassen des Ortes im Verband mit verhältnismäßig nur wenig zerrütteten, nahezu wagrecht lagernden Bankbalken des Unter- $\beta$  im Hangenden noch in über 8 m Mächtigkeit in Impressa-Mergel ein. Die Gesamtmächtigkeit selbst dürfte nach den hier vorliegenden Ausstrichverhältnissen (s. S. 192) selbst unter Berücksichtigung eines leichten hangabwärts gerichteten Einfallens mit über 20 Meter anzunehmen sein, womit also gegenüber dem Riesvorland keine Abweichung in Bezug auf die Mächtigkeit bestehen würde. Die Beschaffenheit und der Übergang der Impressa-Mergel in die Bankkalke des Unter- $\beta$  ist ganz gleich wie im Riesvorland (s. WEGELE 1929), wie denn überhaupt bei keinem der so zahlreichen Vorkommen unseres Blattgebietes, und auch sonst bisher nirgends im Riesgebiet (s. NATHAN 1925 und 1935, DEHM 1931 und GERSTLAUER Manuskript) Faziesabweichungen festgestellt wurden. Die Aufsammlung aus den Mergelhalden ergab reiche Fossilfunde. Neben *Cardioceras alternans* v. BUCH und häufigen Stücken (16) von *Waldheimia impressa* ZIET. sind es *Harpoceras arolicus* OPP., *Oppelia flexuosa* var. *discus* QU., rostige Convoluten-Brut, zahlreiche zertrümmerte Belemniten, *Nucula variabilis* SOW., *Plicatula impressa* QU., *Isocardia impressae* QU., *Trochus* sp., *Balanocrinus subteres* MÜNST., *Trochocyathus quenstedti fromment* (= *Stephanophyllia florealis* QU.).

Auf ihrer weiteren Fortsetzung gegen O wurden die Impressa-Mergel auf dem Nachbarblatt Otting im Jahre 1932 dicht W vom alten Fahrweg von Hagau nach Wemming im Garten hinter dem letzten Haus von Hagau, dem Stallgebäude des Peter Stenzenberger beim Ausschachten des ca. 9 m tiefen Brunnens noch bis in etwa 8 m Tiefe mit in der unteren Hälfte häufigen Kalkzwischenbänken durchsunken. Die Aufsammlung aus dem Aushub ergab neben *Cardioceras alternans* v. BUCH und häufigen Stücken von *Waldheimia impressa* ZIET. noch eine Reihe von Funden der oben genannten Begleitfauna.

In Verbindung mit dem oberen Braunjura einerseits und dem Weißjura- $\beta$  andererseits sind Vorkommen der Impressa-Mergel noch zahlreich durch Fossilien nachgewiesen. In den Böschungen des oberhalb vom ehemaligen Ursheimer „Keller“ (N von Polsingen) und des an der W-seite des Polsinger Berges (S von Polsingen) zu den betreffenden Höhen jeweils hinaufführenden Fahrweges, der alten und neuen Straße nach Wolferstadt am S-rand des Waldes N von Wemding, der Wassergräben der S von Wemding bei Punkt 456,4 von der Gosheimerstraße abzweigenden neuen Straße nach Fünfstetten bei Punkt 470,8, des Abflusses des Dosweihers (ca. 2,25 km N von Wemding) und von dessen südlichem Zufluß, des Rodelbaches an der S-Seite der Wart bei Amerbach und in denen des S-Hangs des durch Amerbach fließenden Bächleins liegen sie allenthalben frei. In den Äckern an der Straße nach Neuburg ca. 0,875 und 1,125 km O von Wemding, auf dem W-Abfall des Dobelbucks bei Amerbach, auf dem NW- und SW-Abfall der Wart bei Amerbach, ca. 500 m S von Hagau, ca. 1,6 km NNO Wemding unmittelbar östlich der Straße nach Wolferstadt, OSO von Amerbach und am Nordrand von diesem Orte schneidet sie der Pflug an. An letztgenannter Stelle wurden sie späterhin auch noch beim Bau des neuen Anwesens gegenüber dem Armenhaus und in ihrer weiteren Fortsetzung gegen Süden bei der Anlage der Dunggrube im Hofe des unmittelbar nördlich der Kirche an der W-seite der Hauptstraße gelegenen Anwesens und an den vorgenannten drei Stellen bei der Anlage der Drainagegräben entblößt. Im Ostteil von Wemding wurden im März 1938 bei einer Versuchsbohrung auf Wasser im Stadel hinter der Bäckerei Maier Hs.-Nr. 49 (Besitzer Bruckmaier) unter 10,5 m mächtiger Riessandüberdeckung ebenfalls noch ca. 1,5 m Impressa-Mergel durchsunken. Alle die genannten Vorkommen sind durch das Leitfossil, das Vorkommen auf dem SW-Abfall der Wart dazuhin noch durch *Cardioceras alternans* v. BUCH belegt. Auch ergaben sie zumeist noch den einen oder anderen Fund der oben schon genannten Begleitfauna.

**Glaukonitbank,** Transversarium- / Biarmatum-Zone ( $\alpha_1$ ). Beim weiteren Ausschachten des erwähnten Brunnens von Stenzenberger in Hagau sind nach den Angaben des Besitzers unter den hellen Impressa-Mergeln bis zur Sohle „dunkler graue Letten“ gefolgt. Eine nachträgliche Untersuchung des auf der Höhe

oben am gleichen Fahrweg in einer aufgelassenen Steingrube aufgeschütteten Aushubes ließ neben den Impressa-Mergeln in einigen Brocken dunkelgraue glaukonit- und kalkreiche Mergel erkennen, um die es sich also darnach bei den genannten, in etwa 1 m Mächtigkeit durchsunkenen „Letten“ offenbar handelt. Das Bruchstück eines *Ochetoceras canaliculatum* v. BUCH bezeichnet auch sie noch als Weißjura- $\alpha$ . Als solcher entsprechen sie offensichtlich der auch normal im Riesvorland (s. PICARD 1923) unter den Impressa-Mergeln folgenden Glaukonitbank. Damit ist zum erstenmal für das Ries das Vorhandensein der Glaukonitbank des Weißjura- $\alpha$  erwiesen. Auch Weißjura- $\alpha_1$  zeigt also darnach keine Abweichungen gegenüber dem Riesvorland.

### Weißjura- $\beta$ .

Im Bereich unseres Blattgebietes liegt der Weißjura- $\beta$  im Gegensatz zum südwestlichen (s. NATHAN 1925) und nördlichen (s. GERSTLAUER, Manuskript und WEGELE 1929 $\alpha$ ) Riesgebiet, wo seine Vorkommen teilweise verschwammt sind, wie im ostwärts anschließenden Gebiet der Treuchtlinger Alb (s. WEGELE 1929 $\alpha$ ), stets nur in der Schichtfazies, vor. Auch lassen die zahlreichen Vorkommen eine mit der Fazies- und Faunengliederung des letzteren Gebietes durchaus übereinstimmende Gliederung erkennen, wie überhaupt die Mächtigkeit der Stufe bzw. der einzelnen von WEGELE unterschiedenen Zonen bei uns gegenüber dort nicht abweicht.

**Bimammatum-Zone** ( $\beta_1, i_2$ ) ist im Verband mit den liegenden und hangenden Zonen im Gebiet an mehreren Stellen zu sehen:

In dem erwähnten Straßeneinschnitt S von Hagau (N von Wemding) sind ihre untersten Bänke mit *Peltoceras bimammatum* QU., *Perisphinctes* sp., *Oppelia wenzeli* OPP. — *pinguis* QU. und *costata* QU. verhältnismäßig nur wenig zerrüttet und nahezu wagrecht lagernd als Hangendes von Impressa-Mergeln erschlossen.

Die in der Böschung des nördlichen, der drei, NO von Polsingen zur Höhe des Döckinger Berges hinaufführenden Fahrwege freiliegenden, nahezu wagrecht lagernden, verhältnismäßig nur wenig zerrütteten Bänke der Zone, mit *Peltoceras bimammatum*

QU., *Oppelia pinguis* QU., und *Trimarginites trimarginatus* OPP. lassen durch Einschaltung starker Mergellagen nach unten zu ebenfalls bereits den Übergang in die Impressa-Mergel erkennen.

Am SO-eck des Waldes der Wart bei Amerbach entblößt eine Kiesgrube in über 21 m Mächtigkeit mit 50–70° nach OSO geneigte, nahezu bis Gries zertrümmerte Weißjura- $\beta$ -Kalke, die im Liegenden ein vollständiges Profil der Zone mitsamt den oben genannten Grenzbänken gegen die Impressa-Mergel von wenigstens 14 m Mächtigkeit umfaßt, wie die Fossilfunde *Oppelia pinguis* QU., – *costata* QU., – *wenzeli* OPP. und *Trimarginites trimarginatus* OPP. beweisen.

In dem großen aufgelassenen Bruch bei der ehem. Vordermühle unmittelbar ONO Wemding bilden leicht nach OSO bis SO geneigte, zerrüttete Bimammatum-Bänke das Liegende eines Planula- mit Dentatus-Zone umfassenden Profils. Im Bruch selbst sind ihre Bänke heute vom N-rand abgesehen, völlig vom Schutt verdeckt. In der Böschung des hier am östlichen Talhang des Mühlbaches zur Höhe hinaufführenden Fußweges dagegen liegen sie bis kurz bevor dieser die Höhe erreicht allenthalben frei. Sie zeigen hier auch stellenweise, so zum Beispiel am N-eck des Bruches und gegen das nördliche Ende der Scholle, Vergriesung. Die spärlichen Fossilfunde sind *Oppelia pinguis* QU. und – *costata* QU.

Im Bereich des von den Einheimischen „Bockesgraben“ genannten Talkessels zwischen dem Wemdinger Galgenberg und der südlich anschließenden Höhe Punkt 521.8 sind Bimammatum-Kalke als innerste Kernschichten eines in südwestlicher Richtung verlaufenden, durch Verwerfungen in seinem normalen Bau etwas gestörten Schichtgewölbes von unterem mit oberem Weißjura zu beobachten. In der Böschung des hier an den Hängen entlang angelegten sog. Jägersteiges sind sie in der Scheitelzone des Gewölbes als Liegendes von dessen O-Flügel im N-hang unmittelbar südlich vom „en“ der Beschriftung „Galgenberg“ auf der Karte und im S-hang im Bereich seiner Kreuzung mit dem im SW-eck des Talkessels zur Höhe hinaufführenden Steiges angeschnitten. Infolge Verwerfung des Gewölbescheitels kommen sie in der westlichen Fortsetzung des Jägersteiges im N-hang im Bereich seiner südwardigen Umbiegung unmittelbar neben Planula-Kalke und

im S-hang im Bereich seiner nordwärtigen Umbiegung gar neben mittlere  $\delta$ -Bankkalke des W-flügels zu liegen. Sie erscheinen ziemlich erheblich zerrüttet und sind in der Bruchzone des Scheitels sogar in über 10 m Breite völlig vergriest, wie überhaupt hier im Bereich des Schichtgewölbes die liegenden dünnbankigen Kalke stets ziemlich erheblich zerrüttet und die tektonischen Grenz-zonen stets durch eine mehr oder weniger ausgedehnte Vergrie-sung der Kalke gekennzeichnet sind. Die Aufsammlung aus den Bimammatum-Kalken ergab im N-hang: *Peltoceras bimamma-tum* QU., *Perisphinctes polygratus* REIN., — *aff. triplex* WE-GELE, — *tiziani* OPP., *Cardioceras ovale* QU. emend. SALFELD, *Oppelia costata* QU., — *wenzeli* OPP., *Ochetoceras semifulcatum* OPP., *Trimarginites trimarginitatus* OPP., *Aucella bronni* LAH. VAR., *franconica* WEGELE; im S-hang: *Perisphinctes sp. tri-plex*-Gruppe, *Oppelia wenzeli* OPP., — *trachynota* OPP., *tri-marginites trimarginatus* OPP.

Darüber hinaus ist die Bimammatum-Zone im Gebiet aber noch sehr weit verbreitet. Auch sind in diesen Vorkommen an meh-reren Stellen ziemlich große, bis zu 10 m mächtige Teilprofile von ihr erschlossen.

Der Anstieg zu den Höhen NW, N und O von Wemding ein-schließlich des N-fußes des Galgenberges bauen sich größtenteils nur aus ihren Kalken auf. Die links der Straße nach Neuburg vom Beginn des Anstieges an bis zum Beginn der Äcker in den Wegeinschnitten erschlossenen, von mächtigen Mergelzwischen-lagen durchsetzten Bänke dürften dabei bereits dem Übergang in die liegenden Impressa-Mergel angehören. Ein kleineres Vor-kommen wurde auch noch an der NW-seite des Galgenberges angetroffen. Ihr Schichtverband ist außer in den bereits genann-ten Aufschlüssen bei der Vordermühle noch an zahlreichen Stel-len beobachtet. In der Fahrbahn des am N-fuße des Galgenberges entlangziehenden Fahrweges liegen nordwestlich geneigte Bänke frei. Im Einschnitt der Straße nach Neuburg unmittelbar nörd-lich davon sind es westnordwestlich, in dem westlich davon bei der Wegkapelle gelegenen weiteren Einschnitt dieser Straße west-lich und nordwestlich, an dem Ranken fast auf der Höhe des Hasenbichels nördlich davon südsüdwestlich bis südwestlich, in der Straßenböschung gegenüber der ehemaligen Vordermühle südöstlich, in der Böschung hinter dem neugebauten Haus von

Sanitätsrat Dr. Bayer westlich davon gegenüber dem Stadtweiher und an den Ranken des Anstieges zur Höhe Punkt 495 oberhalb der Straße zur Wallfahrt Wemding südsüdwestlich geneigte Bänke. Das Einfallen der Bänke ist mit Ausnahme der vorletzt genannten Stelle, wo ein solches von etwa  $35^{\circ}$  beobachtet wurde, durchwegs flach ( $10\text{--}20^{\circ}$ ). Am O-rande von Wemding waren während der Feldaufnahme vor dem Haus S vom „Kreuzwirtskeller“ in einer kleinen Grube nahezu wagrecht lagernde Bänke entblößt. Sie sind auch im allgemeinen nur mehr oder weniger stark zerrüttet. Eigentlich vergrieste Kalke sind nur in den Grenz-zonen, und zwar vor allem auch gegen die vom älteren Deckgebirge und Grundgebirge aufgebauten Trümmerschollenzonen beobachtet. Solche liegen in den Böschungen beiderseits des von den Einheimischen „Schneetal“ genannten Tales im O an der Grenze gegen die Wj.- $\gamma$ -Kalke, in dem Ranken an der S-seite des Keupervorkommens W davon, im Bereich der oben erwähnten beiden Aufschlüsse am O-rande von Wemding – der Kiesgrube S vom Kreuzwirtskeller und der Böschung hinter dem Neubau gegenüber dem Stadtweiher frei. Ein anderes Vorkommen ist das am SO-rande von Wemding, das beim Bau des Hauses von Thum in der NW-ecke ohne erkennbaren Schichtverband etwas angeschnitten war. Zwei weitere Vorkommen wurden in anderem Zusammenhange bereits eingangs erwähnt. Die Fossilausbeute der verschiedenen Vorkommen umfaßt in zum Teil mehreren Stücken: *Peltoceras bimammatum* QU., *Perisphinctes aff. triplex* QU. – *polygratus* REIN. – *colubrinus* REIN., *Cardioceras bauhini* Opp., – *Ovale* QU. emend Salfeld, *Haploceras nimbatum* OPP., – *falcula* QU., *Trimarginites trimarginatus* OPP., *Oppelia trachynota* OPP. – *pichleri* OPP. – *costata* QU., – *tricristata* OPP. – *wenzeli* OPP. – *hauffiana* OPP., – *pinguis* QU.

In ähnlicher Geschlossenheit und Ausdehnung bauen sich auch einzelne Teile des Gebietes zwischen Amerbach und dem östlichen Blattrand auf.

In dem von den beiden Weihern NNO von Wemding, dem Mühl- und Lohweiher aus gegen N bis auf die Höhe des Dosweihers sich erstreckenden Gebietsstreifen schneidet die neue Straße nach Wolferstadt über Steinbühl im S kurz nach ihrem Eintritt in den Wald steil nach W, dann steil nach N und im N kurz vor ihrem Austritt aus dem Wald steil nach WNW etwa einfallende



Bänke an. Die Gesamtmächtigkeit der steil nach N einfallenden Bänke beträgt über 10 m.

Von ihr nur wenig entfernt liegen ganz im S im Einschnitt des hier nach O abzweigenden Fahrweges steil nach W und im N in der kleinen Grube am N-rand des an ihrer W-seite gelegenen Waldackers nahezu wagrecht lagernde Bänke frei. In der Kiesgrube, welche in die Scholle W vom Dosweiher eintieft, sind es flach (15–20°) nach O geneigte und in jener, welche die Scholle am S-rand des sog. „Sandbrunn“-Waldabteils südlich davon entblößt, sind es fast bis zur Saigerstellung aufgebogene, O–W streichende Bänke. Auf der östlich von der Wolferstädter Straße gelegenen Höhe erschloß eine kleine Grube im S in den Äckern vor dem SW-eck des Waldes während der Feldaufnahme leicht nach S einfallende Bänke. Während nun aber die Kalke in den zuvor beschriebenen Aufschlüssen stets auf stärkste zerrüttet und meist sogar vergriest sind, erschienen sie hier nur stärker zerrüttet. Die Fossilfunde der verschiedenen Vorkommen dieses Gebietes sind in zum Teil mehreren Stücken: *Peltoceras bimammatum* QU., *Perisphinctes* sp. Triplex-Gruppe, *Oppelia trachynota* OPP., – *Costata* QU., – *pinguis* QU., – *wenzeli* OPP., *Trimarginites trimarginatus* OPP. und *Ochetoceras semifalcatum* OPP.

In dem vom N-fuß der Höhe Punkt 522 aus bis zum S-hang der Wart im N sich erstreckenden Gebietsstreifen ist der Schichtenverband außer in der bereits erwähnten Kiesgrube am SO-eck des Waldes der Wart noch zahlreich zu beobachten. Am Fuße der Wart sind in der Böschung des Rodelbaches leicht nach S geneigte Bänke entblößt. In der Kiesgrube am NW-eck des Waldes der südlich ansteigenden Höhe des sog. „Hessenbichels“ sind es steil (ca. 40°) nach SO, im S auf der Höhe der Kuppe unmittelbar N vom Punkt 478,4 im Fahrweg leicht nach SSW und am Ranken ca. 170 m NO davon steil nach S einfallende Bänke. Die Kalke sind im ganzen Bereich dieses Gebietsstreifens fast durchweg aufs stärkste zerrüttet und meist sogar vergriest. Ihre Belegstücke umfassen *Peltoceras bimammatum* QU., *Perisphinctes mogosensis* CHOFF., *Oppelia pinguis* QU., – *costata* QU., – *trachynota* OPP., *Trimarginites trimarginatus* OPP., *Ochetoceras hispidum* OPP. – *marantianum* D'ORB.

In dem vom N-rand der Höhe Punkt 495 bis zum SSW-fuß der Wart sich erstreckenden Gebietsstreifen sind noch eine Reihe

weiterer Vorkommen in zum Teil ebenfalls geschlossenem Zusammenhang angetroffen. An dem Ranken unmittelbar bei den ersten Häusern von Amerbach liegen ihre Bänke steil nach NNW, in der bekannten Kiesgrube auf dem W-hang des Dobelbucks etwas flacher (ca.  $30^\circ$ ) nach WNW, an dem unteren Ranken an der SSW-seite dieser Höhe ganz flach nach SW und in der Kiesgrube an der N-seite der Kuppe südlich davon mit ca.  $25^\circ$  nach OSO geneigt frei. Auch im Bereich dieses Gebietsstreifens erscheinen die Kalke stets aufs stärkste zerrütet oder vergriest. Die Fossilienausbeute aus den verschiedenen Vorkommen ist hier etwas spärlicher: *Perisphinctes colubrinus* REIN. — sp. Tiziani-Gruppe, *Oppelia costata* QU., — *trachynota* OPP. und — *pinguis* QU. Die Gesamtmächtigkeit der in den beiden genannten Kiesgruben freiliegenden Bänke mag jeweils 8–10 m betragen.

Im übrigen Blattgebiet wurden nur mehr vereinzelt kleinere Vorkommen beobachtet. Im N sind Bimammatum-Kalke außer in den bereits genannten Vorkommen durch Funde von *Oppelia wenzeli* OPP., — *costata* QU. und *pinguis* QU. O Höhe Punkt 567, westlich von Hagau, beim ehemaligen Sommerkeller N Polsingen, auf dem N-hang des Polsinger Berges und SSO vom Kronhof nachgewiesen. In dem letzteren Vorkommen liegt eine Kiesgrube flach nach SW geneigte Bänke frei.

Die vereinzelt Vorkommen im S, an der N-seite des Metzles Berges und im W und S von Lommersheim sind durch *Oppelia pinguis* QU. — *costata* QU. und *wenzeli* OPP. belegt. In dem Vorkommen im W von Lommersheim schneidet eine kleine Grube an der W-seite der Höhe Punkt 523.4 mit ca.  $25^\circ$  nach NO etwa geneigte stark zerrüttete Bänke an.

**Planula-Zone** ( $\beta_2, i_3$ ). An einer Reihe von Stellen wurden auch die Planula-Kalke im Verband mit den hangenden und liegenden Zonen gefunden.

Die in dem erwähnten Bruch bei der ehemaligen Vordermühle bei Wemding im Verband mit den hangenden Zonen des  $\gamma$  in der Bruchwand heute noch freiliegenden Bänke des  $\beta$  gehören in der gesamten Mächtigkeit von etwa 7,5 m, mit der sie im N-teil zu sehen sind, noch der Planula-Zone an, wie die Funde von *Idoceras planula* HEHL, *Oppelia tenuinodosa* WEG. und *Sutneria galar* OPP. beweisen.

Die im Hangenden der Bimammatum-Zone in dem anderen erwähnten Aufschluß am SO-eck des Waldes der Wart bei Amerbach in etwa 7 m Mächtigkeit erschlossenen Kalke gehören ebenfalls noch ganz der Planula-Zone an. Aus ihnen stammen einige spärliche Funde von *Oppelia litocera* OPP., — *ausfeldi* WÜRT. und — *sublitocera* WEG.

Im Bereich der die Kuppe hinter der Wallfahrt Wemding quer durchschneidenden aufgelassenen Abbaustelle grenzen die erwähnten aufs stärkste zerrütteten Bimammatum-Kalke in einer NNO—SSW etwa verlaufenden, 5 m breiten (s. KNEBEL 1903), mit ca. 80° nach W einfallenden, von alter Überdeckung (s. S. 112) erfüllten Spalte unmittelbar an verhältnismäßig nur wenig zerrüttete ebenfalls mit ca. 25° nach OSO geneigte Bänke des  $\gamma$ , unter denen die Planula-Zone mit *Sutneria galar* OPP. u. a. noch bis zu 3,3 Mächtigkeit freiliegt.

Im Bereich des erwähnten Weißjura-Schichtgewölbes SO von Wemding konnte die Planula-Zone im W-flügel außer in der bereits erwähnten westlichen Fortsetzung des Jägersteiges auf dem N-hange des Bockesgrabens in stark zertrümmertem Zustande auch noch südlich davon in der Grabenböschung an dem neuen Fahrweg von Wemding nach Lommersheim und in der Böschung des Bachbettes W von dessen Kreuzung mit dem alten Fahrweg in zum Teil mehreren Stücken nachgewiesen werden. Vom Jägersteig stammen: *Sutneria galar* OPP., vom Fahrweg: *Oppelia litocera* OPP., vom Bachbett: *Sutneria galar* OPP.

Im O-flügel sieht man ihre Kalke im S-hang in der Fortsetzung des Jägersteiges nach O zu und im N-hang in der östlichen Fortsetzung des Jägersteiges etwa 60 Schritte nach dessen südwärtiger Umbiegung und im oberen Teil der von der erwähnten Umbiegung aus zur Höhe des Galgenberges hinaufführenden Abzweigung herauskommen, wo sie denn auch die Höhe und bis zur Hälfte etwa den anschließenden nördlichen Abfall bilden. Vom S-hang stammen: *Perisphinctes lusitanicus* SIEM., *Idoceras planula* HEHL, *Oppelia ausfeldi* OPP., — *pseudo-wenzeli* WEG., — *tenuinodosa* WEG. und *Cardioceras lineatum* QU.; vom N-hang: *Idoceras planula* HEHL, *Oppelia sublitocera* WEG., — *tenuinodosa* WEG. und — *litocera* OPP.

Entlang den verschiedenen Fahrwegen, die von der Höhe des Galgenberges nach Wemding hinabführen, sieht man die aufs stärkste zerrütteten und zum Teil auch vergriesten Kalke mehrfach heraustreten. In der Böschung des östlichen Wassergrabens entlang dem vom „en“ der Beschriftung „Galgenberg“ auf der Karte hinabführenden Fahrwege lassen sie allenthalben ein Einfallen von etwa 20° nach WNW erkennen. An den verschiedenen Aufschlußpunkten wurden gesammelt: *Idoceras schröderi* WEG., — *planula* HEHL, *Sutneria galar* OPP., *Oppelia litocera* OPP. und — *tenuinodosa* WEG.

An der W-seite des Galgenberges schneidet der Fahrweg von Wemding nach Lommersheim am Waldrand nahezu vollständig zu Gries zertrümmerte, horizontal lagernde Bänke der Zone mit *Perisphinctes virgulatus* WEG., *Cardioceras lineatum* QU. und *Oppelia ausfeldi* WÜRT.

Großenteils fast bis zu Gries zertrümmerte Schollen wurden im SO-eck des Blattgebietes um Lommersheim gefunden. Lesesteine derselben ergaben in zum Teil mehreren Stücken *Perisphinctes virgulatus* WEG., *Idoceras planula* HEHL, — *schröderi* WEG., *Oppelia ausfeldi* WÜRT., — *tenuinodosa* WEG. und — *sublitocera* WEG.

In den erwähnten, in ziemlicher Geschlossenheit von den Kalken der Bimammatum-Zone aufgebauten Gebieten um Wemding lassen die Fossilfunde an verschiedenen Stellen ebenfalls noch Planula-Zone erkennen. Auf der Höhe O von Wemding sind es *Oppelia ausfeldi* WÜRT., — *pseudo-wenzeli* WEG. — *litocera* OPP. und *Cardioceras lineatum* QU., auf dem oberen Teil des Anstiegs zur „Robertshöhe“ unmittelbar N Wemding *Oppelia ausfeldi* WÜRT. und — *litocera* OPP., über dem ebenfalls schon erwähnten unteren Ranken an der S-seite des Dobelbucks *Perisphinctes virgulatus* WEG., *Oppelia tenuinodosa* WEG., und — *pseudo-wenzeli* WEG., auf der Höhe O vom Dobelbuck dem „Sternwirtslug“ *Perisphinctes virgulatus* WEG., *Oppelia litocera* OPP. und in den Äckern beiderseits der Straße von Wemding nach Steinbühl (Wolferstadt), ca. 1,4 km NNO Wemding *Idoceras planula* HEHL, *Oppelia litocera* OPP. — *sublitocera* WEG., und — *pseudo-wenzeli* WEG. Nahezu bis zu Gries zertrümmerte Vorkommen der Zone wurden hier außerdem noch auf dem Ziegelberg NO Wemding mit *Oppelia*

*sublitocera* WEG. NO der „Platte“ — Höhe Punkt 522 (N Wemding) mit *Sutneria galar* OPP. an der SO-seite der bewaldeten Höhe des sog. Hessenbichels O von Amerbach mit *Oppelia pseudo-wenzeli* WEG., an der S-seite des durch Amerbach fließenden Bächleins ca. 625 m O von diesem Orte mit *Oppelia litocera* WEG. und am S-rand von Amerbach an der W-seite der Straße nach Wemding mit *Idoceras planula* HEHL und *Oppelia ausfeldi* WÜRT. gefunden. In dem letztgenannten Vorkommen legte eine späterhin wieder mit Eisensand zugefüllte kleine Kiesgrube während der Feldaufnahme mit ca. 25° nach SW etwa einfallende Bänke frei.

Noch mehrere, fast durchwegs bis zu Gries zertrümmerte Planula-Schollen wurden im W, WSW und SW von Hagau, auf der Höhe des Polsinger Berges und SSO vom Kronhof angetroffen. In dem westlichen Vorkommen im SW von Hagau erschließt am südlichen Waldrand die Böschung des Fahrweges flach nach W geneigte Bänke. Von den verschiedenen Fundpunkten stammen in zum Teil mehreren Stücken *Idoceras planula* HEHL, *Oppelia tenuinodosa* WEG., — *pseudo-wenzeli* WEG., — *sublitocera* WEG., — *litocera* OPP. und *ausfeldi* WÜRT.

### Weißjura- $\gamma$ .

Im Bereich unseres Blattgebietes liegt auch der Weißjura- $\gamma$  im Gegensatz zum nordwestlichen (s. WEGELE 1929 $\alpha$  und GERSTLAUER Manuskript), südwestlichen (s. NATHAN 1925 und 1935) und südöstlichen (s. DEHM 1931) Riesgebiet, wo seine Vorkommen teilweise verschwammt sind, wie im Gebiet der Treuchtlinger Alb (s. WEGELE 1929 $\alpha$ ) stets nur in der Schichtfazies vor. Gegenüber der Beschreibung, die WEGELE aus dem letzteren Gebiet gab, ergaben sich lediglich in Bezug auf die stratigraphische Verbreitung des Leitfossils des Ober- $\gamma$  Abweichungen, auf die wir an gegebener Stelle näher zu sprechen kommen werden. Im übrigen aber stimmen Faunen- und auch Faziesgliederung vollkommen überein, wie überhaupt die Mächtigkeit der einzelnen Zonen fast ganz gleich ist wie dort.

**Platynota-Zone** ( $\gamma_1, i_4$ ). Die mergelreichen Schichten der Platynota-Zone sind mit einer Ausnahme nur im Verband zwischen den liegenden und hangenden Zonen beobachtet.

In dem erwähnten Aufschluß hinter der Wallfahrt Wemding umfassen sie noch wenigstens 2,8 m Mächtigkeit der im Hangenden der Planula-Zone bis zu über 3 m Mächtigkeit erschlossenen  $\gamma$ -Schichten. Eine reiche Fossilliste führt von dieser Stelle bereits WEGELE (1929a) an.

In dem anderen ebenfalls schon erwähnten Bruch bei der ehemaligen Vordermühle, in dem die Schichten im Verband mit Ober- $\beta$  im Liegenden und Mittel- und Ober- $\gamma$  im Hangenden erschlossen sind, liegen sie in ganz der gleichen Mächtigkeit vor, wie sich überhaupt die Schichtbankung in den beiden Aufschlüssen völlig entspricht.

Im Bereich des Schichtgewölbes SO von Wemding ist die Platynota-Zone im W-flügel im Anschluß an die Planula-Zone in der erwähnten westlichen Fortsetzung des Jägersteiges auf dem N-hang des Bockesgrabens und in der Böschung des Bachbettes unten allenthalben freigelegt. Vom Jägersteig stammen: *Perisphinctes pseudobreviceps* WEG., — *uresheimensis* WEG., *Ataxioceras* div. sp. der Desmoides-Gruppe, *Sutneria platynota* REIN. und *Physodoceras circumspinosum* OPP.; aus der Bachbettböschung: *Perisphinctes virgatoides* WEG., *Physodoceras circumspinosum* OPP., *Oppelia subnereus* WEG. und — *litoceroides* WEG. Im O-flügel des Schichtgewölbes sieht man sie im Anschluß an die Planula-Zone nur auf dem S-hang in der Böschung des Jägersteiges noch etwas erschlossen, wie die Funde von *Perisphinctes postcolubrinus* WEG., — *proinconditum* WEG., — aff. *wemdingensis* WEG., *Ataxioceras* Desmoides-Gruppe, *Oppelia* aff. *subnereus* WEG., *Holectypus orificatus* GF., *Inoceramus laevigatus* GF. erkennen lassen. Auf dem N-hang dagegen folgt etwa 75 Schritte nach der erwähnten Umbiegung des Jägersteiges infolge einer kleinen Störung des Gewölbebaues unmittelbar die Suberinum-Zone. Funde von *Perisphinctes wemdingensis* WEG., *Physodoceras circumspinosum* OPP. und *Oppelia subnereus* WEG., die am Hang oben über den Planula-Kalken in Lesesteinen gemacht wurden, lassen aber auch hier noch das Vorhandensein der Platynota-Zone erkennen.

In dem Planula-Kalkvorkommen SSW von Hagau deuten Funde von *Oppelia litoceroides* WEG. in den Lesesteinen ihr Vorhandensein an.

**Suberinum-Zone** ( $\gamma_2, i_5$ ) liegt im Verband zwischen Platynota- und Dentatus-Zone im Bereich des erwähnten Bruches bei der ehemaligen Vordermühle vor. Die über der Platynota-Zone in der Bruchwand und in der Böschung darüber in etwa 10 m Mächtigkeit erschlossenen Bankkalke gehören ihr noch ganz an. Aus ihnen stammen: *Ataxioceras lothari* OPP., — *hyposelocyclum* FONT. — *guentheri* OPP., *Physodoceras binodum* OPR. und *Oppelia schmidlini* MOESCH.

Im Bereich des Schichtgewölbes SO von Wemding sieht man sie im W-flügel im weiteren Verlaufe der erwähnten westlichen Fortsetzung des Jägersteigs auf dem N-hange des Bockesgrabens und des Bachbettes unten, in den Böschungen allenthalben heraustreten. Sie ergab im Jägersteig: *Ataxioceras inconditum* FONT., *Ataxioceras* div. sp. der Guentheri- und Lothari-Gruppe, *Physodoceras binodum* OPP., — *iphicerum* OPP., *Rasenia lepidula* OPP., *Streblites tenuilobatus* QU., *Oppelia schmidlini* MOESCH.; in der Bachbettböschung: *Ataxioceras lothari* OPP., — *polyplocum* REIN., — *hypselocyclum* FONT., *Physodoceras binodum* OPP. — *iphicerum* OPP., *Oppelia schmidlini* MOESCH und *Rasenia* cf. *frischlini* OPP. und *Pseudomonotis similis* GF.

Im O-flügel ist sie im weiteren Verlaufe des Jägersteiges sowohl auf dem S- als auch N-hang in der Böschung etwas erschlossen. Es stammen vom N-hang: *Ataxioceras hypselocyclum* FONT., — *inconditum* FONT., — *guentheri* OPP., — ex. aff. *guentheri* WEG., — *lothari* OPP., *Physodoceras iphicerum* OPP., *Oppelia schmidlini* MOESCH.; vom S-hang: *Ataxioceras guentheri* OPP., — sp. Guentheri-Gruppe, — *inconditum* FONT., — *lothari* OPP., — *polyplocum* REIN., — *pseudo-effrenatum* WEG., *Oppelia schmidlini* Moesch.

Auf dem NW-abfall des Galgenberges erschließt eine größere Kiesgrube aufs stärkste zerrüttete bzw. vergrieste mit ca. 20° nach WSW (im S-teil) bis WNW (im N-teil) einfallende Kalke. Während ein sehr gut erhaltener Fund von *Ataxioceras* ex. aff. *guentheri* WEG. die liegenden Bänke als der Suberinum-Zone angehörig erweist, sind die obersten 3 Bänke zumindest bereits als Dentatus-Zone (s. S. 58) zu bezeichnen.

Die in dem erwähnten Aufschluß hinter der Wallfahrt Wemding im Hangenden der Platynota-Zone noch folgenden Bänke ge-

hören ebenfalls bereits der Suberinum-Zone an, wie Einschlüsse von *Ataxioceras lothari* OPP. beweisen.

In dem sog. Buchental S Punkt 567 (SSW Hagau) sind Suberinum-Kalke als normales Liegendes der Dentatus-Kalke angeschnitten, welche hier die Höhe bilden. Nahe seinem westlichen Ende erschließt ein kleiner Anbruch im südlichen Talhang leicht nach S etwa geneigte Bänke derselben in fast 1,5 m Mächtigkeit. Etwas talaufwärts sind sie auf der Sohle des Bachrisses ebenfalls etwas freigelegt. Während sie an der erstgenannten Stelle verhältnismäßig nur sehr wenig zerrütet sind, erscheinen sie an letzterer infolge einer intensiven Zerspaltung durch N-S etwa verlaufende Klüfte ziemlich erheblich zerquetscht. Die Aufsammlung ergab: *Ataxioceras suberinum* v. AMMON, — *lothari* OPP., — *inconditum* FONT., — ex. aff. *guentheri* OPP., — *polyplacum* REIN., *Streblites levipictus* FONT.

Der Polsinger Gemeindebruch auf der W-seite des Döckinger Berges (O von Polsingen) erschließt in seiner nördlichen Abbaustelle völlig unzertrümmerte wagrecht lagernde Dentatus-Kalke, unter denen die Suberinum-Zone noch in wenigstens 0,5 m Mächtigkeit freiliegt, wie die Fossilfunde — *Physodoceras iphicerum* OPP. und *Pseudomonotis similis* GF. erkennen lassen.

Im Bereich der Höhe nördlich davon legt am Waldrand unmittelbar westlich von Punkt 543 ein kleiner Bruch als Liegendes der hier die Höhe bildenden Dentatus-Kalke in über 4 m Mächtigkeit unzertrümmerte wagrecht lagernde Bänke der Zone mit *Ataxioceras lothari* OPP., — *polyplacum* REIN., — *inconditum* FONT., *Streblites tenuilobatus* OPP., *Oppelia schmidlini* MOESCH. und *Rasenia frischlini* OPP. frei.

Der W-teil der zuletzt genannten Höhen wird überhaupt größtenteils nur von Suberinum-Kalken gebildet. Die Lesesteine ergaben hier stets nur Funde von *Ataxioceras lothari* OPP. — *inconditum* FONT., — *guentheri* OPP. und *Pseudomonotis similis* GF. Am W-rand der letztgenannten Höhe Punkt 543 entlang erscheinen sie in den Lesesteinen ganz erheblich zertrümmert und zum Teil sogar vergriest.

In den Äckern im SO des Döckinger Berges liegen im N von Hagau nur ganz wenig zerrütet erscheinende Kalke der Zone mit *Ataxioceras guentheri* OPP., — *lothari* OPP. Wenig östlich



von hier sind sie in ihrer weiteren Fortsetzung auf dem Nachbarblattgebiet in einer Grube am alten Fahrweg von Hagau nach Döckingen in mehreren Meter Mächtigkeit vollkommen normal aussehend und mit wagrechter Lagerung entblöbt.

Darüber hinaus liegt mit Sicherheit nur noch in den unmittelbar S von Amerbach in der östlichen Böschung des Einschnittes der Straße von Wemding nach Amerbach über wenige Meter hin entblöbten, zerrütteten Kalken Suberinum-Zone vor, wie die Fossilfunde *Ataxioceras lothari* OPP., — *pseudo-effrenatum* WEG. und *Physdoceras schneidi* WEG. beweisen.

**Dentatus-Zone** ( $\gamma_3$ ,  $i_6$ ). Die Angabe WEGELE'S (1929a), daß im Riesgebiet die Fazies der pseudo-oolithisch brecciösen Dickbänke („Treuchtlinger Marmor“) des hangenden Weißjura- $\delta$  in die Dentatus-Zone herabgreift, trifft für den Bereich der im folgenden beschriebenen, nahezu über die gesamte Breite unseres Blattgebietes von Norden bis Süden verteilten Aufschlüsse, die in dem unmittelbar an unserer Blattgrenze aber bereits außerhalb unseres Gebietes gelegenen Steinbruch dicht bei den Häusern von Steinbühl bei Wemding auch einen der beiden Punkte umfassen, von denen er dieses Herabgreifen angibt, zweifellos nicht zu. In allen diesen Aufschlüssen beginnen die „ $\delta$ -Bankkalke“, einer in dem engen Rahmen dieses Gebietes offenbar gegebenen Gleichmäßigkeit der Schichtbankung zufolge, ganz gleich mit einer von zwei dünnen (unten 17 cm, oben 13 cm mächtigen), tonigen Bänken mit starken Mergelzwischenlagen überlagerten, 90–95 cm dicken Bank, wobei eine nur im Hangenden der unmittelbar darunter liegenden Bank sich zeigende deutlichere Schuttführung den Übergang vermittelt. Der Polsinger Gemeindebruch erschließt die letztere Bank als Hangendes eines  $\gamma$ -Profils, das die Dentatus-Zone nach der Beschreibung, wie sie WEGELE vom Treuchtlinger Gebiet gibt, bei gleicher Faziesgliederung und Mächtigkeit (s. unten!) bereits vollständig umfassen muß. Tatsächlich reichen ja auch die für die Grenzbänke der Zone bezeichnenden Fossilien *Physdoceras uhlandi* OPP., *Idoceras balderus* OPP. und *Simoceras risgoviensis* SCHNEID in keinem der zahlreichen Aufschlüsse über diese Bank hinauf. Auch der *Idoceras balderus*-Fund, den WEGELE aus dem obengenannten Bruch von Steinbühl anführt, kann nach dem anhaftenden Gestein zu schließen, nur aus den hier zu unterst noch erschlossenen

beiden Grenzbänken stammen. So kann es also keinem Zweifel unterliegen, daß in den *Oecotraustes dentatus*-führenden „ $\delta$ -Kalken“ unseres Blattgebietes ein Tiefergreifen der „ $\delta$ -Fazies“ nicht vorliegt, wohl aber das Leitfossil des Ober- $\gamma$  noch in  $\delta$  hinaufreicht. In den untersten  $\delta$ -Bänken bis in etwa 1 m Höhe über der Basisbank ist es im Bereich unseres Blattgebietes in den Aufschlüssen mit *Strebliten* zusammen überhaupt stets noch ein ziemlich häufiges Faunenglied. In den darüber folgenden Bänken sind dann nur mehr selten Funde von ihm gemacht worden. Der höchste Fund aus dem in den N-hang des Dosbachtals S von Wemming einschneidenden Bruch stammt aus ca. 6,8 m Höhe über der Basisbank.

Im Verband mit den liegenden Zonen und dem hangenden Weißjura- $\delta$  liegen an zahlreichen Stellen *Dentatus*-Kalken.

Im Bereich des erwähnten Polsinger Gemeindebruches auf der Höhe des Döckinger Berges (O von Polsingen) sind wagrecht lagernde unzertrümmerte Bänke im Verband zwischen Suberinum-Zone und Weißjura- $\delta$  erschlossen. In der südlichen Abbaustelle ist im Liegenden der hier noch erhaltenen, aber bereits in Auflösung begriffenen Basisbank der  $\delta$ -Kalke ein über 10 m mächtiges Profil der Zone entblößt. Dieses umfaßt in 1 m Mächtigkeit *Crussoliensis*-Mergel, in über 5,5 m Mächtigkeit die darunter und in etwa 3,9 m Mächtigkeit die darüber noch liegenden Bänke, wovon 2,8 m auf die Grenzbänke mit *Idoceras balderus* treffen. In der nördlichen Abbaustelle sind die folgenden Bänke über den Suberinum-Kalken bereits in über 8,5 m Mächtigkeit freigelegt. Die Fossilfunde umfassen neben dem Leitfossil in den Grenzbänken: *Idoceras balderus* OPP., *Simoceras risgoviensis* SCHNEID., *Physodoceras uhlandi* OPP., — *unispinosum* QU. und *Perisphinctes praenuntians* FONT.; in den übrigen hangenden Bänken samt *Crussoliensis*-Mergeln: *Physodoceras uhlandi* OPP., *Perisphinctes crussoliensis* FONT., — *acerrimus* SIEM., *Ataxioceras lothari* OPP. und *Streblites* sp.; in den liegenden Bänken: *Ataxioceras lothari* OPP., — *inconditum* FONT. und *Pseudomonotis similis* GF.

Auch auf der S-seite des Döckinger Berges konnte im Liegenden der  $\delta$ -Kalke die *Dentatus*-Zone durch mehrfache Funde von *Oecotraustes dentatus* REIN. nachgewiesen werden. Entlang dem

Grundgebirgsvorkommen am Fuße des Berges sind es stark zerrüttete und zum Teil sogar vergrieste Kalke. Zirka 600 m NW von Hagau legt sie eine Grube in der Böschung nur ganz wenig zerrüttet und wagrecht lagernd im Verband mit der Basisbank der  $\delta$ -Kalke frei.

Über den Suberinum-Kalken der Höhe Punkt 543 N vom Döckinger Berg liegen ebenfalls noch Dentatus-Kalke, wie diese überhaupt im O-teil dieser beiden Höhen durch Funde des Leitfossils noch mehrfach nachgewiesen werden konnten. In dem Vorkommen bei Punkt 532 im NO-eck des Blattes erschließt eine aufgelassene Grube N von dem Fahrweg von Polsingen nach Döckingen dicht an der W-grenze gegen die  $\delta$ -Kalke ganz deutlich zerrüttete Kalke der Zone. Das Vorkommen in dem Erdfall wenig NO vom Gipfel des Döckinger Berges stellt verstürzte, längs den Kluffflächen oberflächlich etwas vergrieste Grenzbänke mit der den Übergang in die  $\delta$ -Kalke vermittelnden obersten Bank im Hangenden, dar. Das dritte Vorkommen in den Äckern im O des Döckinger Berges umfaßt, wie auf dem Nachbarblatt in den Böschungen der Wassergräben entlang der Straße von Hagau nach Döckingen zu sehen ist, ebenfalls stellenweise etwas zerrüttete Kalke. An der Grenze gegen die  $\delta$ -Kalke im N sind sie sogar vergriest.

Die Höhe zwischen Punkt 567 und 530 (Fuchsberg) N Wending wird in ziemlich großer Ausdehnung von im allgemeinen auch nur wenig zerrüttet erscheinenden Dentatus-Kalken als Hangendem der Suberinum-Zone des S. 54 erwähnten, in sie einschneidenden Buchentales gebildet. Die Fossilfunde auf der Höhe deuten beiderseits des Tälchens bereits auf die Grenzbänke der Zone. Es sind: *Physodoceras uhlandi* OPP., *Perisphinctes crusoliensis* FONT., — *acerrimus* SIEM. und in mehrfachen Stücken *Idoceras balderus* OPP. Unmittelbar an der Grenze des Blattgebietes aber bereits außerhalb desselben sind in dem Bruch dicht bei den Häusern von Steinbühl als Liegendes der den SOhang dieser Höhe bildenden  $\delta$ -Kalke die beiden obersten Grenzbänke mit *Simoceras risgoviensis* SCHNEID., — *favaraensis* GEM., *Oecotraustes dentatus* REIN., *Perisphinctes atavus* SCHNEID., — *ribeiroi* CHOFF. und *Streblites* sp. und in dem Bruch des neuangelegten Schotterwerkes südlich davon die obersten 2,6 m der Zone mit *Perisphinctes garnieri* FONT., — *acerrimus* SIEM., *Ido-*

*ceras balderus* OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN., *Simoceras* cf. *sautieri* FONT., — aff. *grecoi* CAN., — ex. aff. *heimi* FAVRE, *Phy-sodoceras uhlandi* OPP. und *Streblites* sp. erschlossen.

Im W-teil der „Platte“ (Höhe Punkt 522) N von Wemding sind in den beiden aufgelassenen kleinen Gruben auf dem Gipfel der Höhe und in jener am S-rand derselben, nur ganz wenig zerrüt-tete, wagrecht lagernde oberste Grenzbänke der Zone im Ver-band mit der untersten bzw. den untersten  $\delta$ -Bänken entblößt. Aus Aufschluß und Ackerlesesteinen stammen *Oecotraustes den-tatus* REIN. und mehrfache Funde von *Idoceras balderus* OPP. Über dem Ranken an der W-seite der Höhe legt eine kleine Grube wenig nördlich von dem hier zur Höhe hinaufführenden Fahr-wege bereits tiefere Lagen der Zone mit *Pseudomonotis similis* GF. ebenfalls in wagrechter Lagerung aber ziemlich stark zerrüt-tetem Zustand frei.

Die im Hangenden des  $\beta$  und  $\gamma$  umfassenden Profils des Bruches bei der ehemaligen Vordermühle zu oberst in dem hier zur Höhe hinaufführenden Fußweg allenthalben noch heraustretenden Bänke gehören bereits der Dentatus-Zone an, wie der Fund eines *Oecotraustes dentatus* REIN. beweist.

Auf der NW-seite des Wemdinger Galgenberges erschließt eine Grube, wie bereits S. 53 erwähnt, als Hangendes von Suberinum-Zone ebenfalls noch einige, nahezu bis zu Gries zertrümmerte Bänke der Zone mit *Oecotraustes dentatus* REIN., wie solche hier durch das Leitfossil auch noch weiter hangabwärts in zwei Vor-kommen belegt sind.

Im Bereich des schon mehrfach erwähnten Schichtgewölbes SO von Wemding sieht man die Dentatus-Zone im W-flügel wieder auf dem N-hang des Bockesgrabens, oben, in der weiteren Fort-setzung des Jägersteigs und am Hang unten, in derjenigen der Bachbettböschung allenthalben freiliegen. Die Fossilfunde sind ganz übereinstimmend: *Oecotraustes dentatus* REIN., *Idoceras balderus* OPP., *Ataxioceras* sp. *Lothari*-Gruppe, und *Pseudom-notis similis* GF. In der letzteren Böschung grenzt sie kurz vor deren Umbiegung mit ihren Grenzbänken in einer breiten Ver-griesungszone um wenige Meter höchstens gegeneinander ver-lagert an nahezu horizontal lagernde Kalke, unter denen schon wenig westwärts die Dentatus-Zone (s. unten!) ebenfalls wie-

der zutage tritt. In der weiteren Fortsetzung des W-flügels gegen S ist die liegende Dentatus-Zone mit ihren hangenden Grenzbanken nun auch im O-teil des Hartsteinfabrikbruches bereits in über 2,2 m Mächtigkeit angeschnitten. Eine Zerrüttung der liegenden dünnbankigen Kalke wie sie sonst zu beachten ist, macht sich hier noch nicht bemerkbar. Die Fossilfunde sind: *Oecotraustes dentatus* REIN. und *Idoceras balderus* OPP.

Im O-flügel ist sie nirgends mehr in der weiteren Fortsetzung in der Böschung des Jägersteigs erschlossen. Im N-hang schneidet der Jägersteig zunächst überhaupt nicht mehr in den Untergrund ein und im S-hang ist die normale Aufeinanderfolge der Schichten etwas gestört, die Suberinum-Kalke grenzen in einer breiten Vergriesungszone unmittelbar an die mit ca. 15° nach OSO etwa geneigten hangenden  $\delta$ -Kalke, unter denen in den Böschungen des Dosbachtals die Zone bereits mitsamt den liegenden Bänken mit *Pseudomonotis similis* GF. herausstreicht. Die Funde der im folgenden genannten Fossilien, die im N-hang über den Suberinum-Kalken und im S-hang außerdem auch noch auf der Höhe in Lesesteinen gemacht wurden, lassen aber auch an diesen Stellen das Vorhandensein der Dentatus-Zone erkennen. Der Fossilgehalt besteht an all den genannten Stellen aus *Idoceras balderus* OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN. und *Ataxioceras lothari* OPP. bzw. *Pseudomonotis similis* GF. In seinem Bereich ist die Dentatus-Zone durch das Leitfossil, außer auf dem Gipfel des Galgenberges auch noch auf der Sohle des Bockesgrabens belegt, wo an der Kreuzung des Dosbachbettes mit dem alten Fahrweg von Wemding nach Lommersheim durch ein System von NW—SO etwa verlaufenden Klüften fast bis zu Gries zertrümmerte, mit ca. 20° nach W einfallende Bänke heraustreten.

Im Verband mit den oben von der W-seite des Schichtgewölbes erwähnten nahezu wagrecht lagernden  $\delta$ -Kalken im Hangenden sind im Dosbachtal gegen W zu in den Böschungen des Bachbettes bis unter die Crussoliensis-Mergel hinab allenthalben Schichten der Zone entblößt. Von den Grenzbanken liegt stellenweise ein vollständiges Profil von gleicher Mächtigkeit und Ausbildung wie im Polsinger Gemeindebruch frei. Die Bänke lassen von einer in einzelnen Zonen sich zeigenden stärkeren Zerklüftung in Richtung N 30° O und N 55° W abgesehen, keine Zerrüttung erkennen. Es stammen aus den Grenzbanken: *Idoceras balderus*

OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN., *Simoceras risgoviensis* SCHNEID. und *Perisphinctes ernesti* QU.; aus den liegenden Bänken: *Perisphinctes crussoliensis* FONT. und — *garnieri* FONT.

Darüber hinaus ist die Dentatus-Zone ohne erkennbaren Verband mit anderen Zonen durch das Leitfossil noch in zahlreichen Vorkommen belegt.

Der Kern der Höhe Punkt 495 NW von Wemding besteht im wesentlichen fast nur aus ihren Kalken. In dem durch einen seichten Einschnitt abgetrennten Teil an der N-seite der Höhe, und auf der Höhe hinter der Wallfahrt deuten Funde von *Idoceras balderus* OPP. bereits auf die Grenzbänke und in dem südlich der Straße zur Wallfahrt gelegenen Teil, wo die Kalke während der Feldaufnahme beim Setzen des Leitungsmastes etwas entblößt waren, *Pseudomonotis similis* GF. auf die liegenden Bänke der Zone. An dem Ranken am N-fuß der Höhe sieht man ihre Bänke leicht nach N geneigt heraustreten. Auf dem gegenüberliegenden SSW-Abfall des zuerst genannten Teils der Höhe legte eine inzwischen wieder zugefüllte kleine Grube während der Feldaufnahme ihre Bänke mit ca. 25° nach SSO etwa geneigt frei. Die Kalke sind von der NW-seite der Höhe, wo sie völlig vergriest sind, abgesehen im allgemeinen nur etwas stärker zerrüttet.

Ein größeres Vorkommen bildet den N-teil der Höhe Punkt 567 N Wemding. Auf der Höhe oben, wo ihre im allgemeinen auch nur etwas stärker zerrüttet erscheinenden Bänke im Wassergraben entlang der Straße nach Hagau in nahezu wagrechter Lagerung etwas entblößt sind, sind es die liegenden Bänke der Zone mit *Idoceras balderus* OPP. und *Physodoceras uhlandi* OPP.

Es sind weiterhin das aufs stärkste zerrüttete und zum Teil auch vergrieste Vorkommen von Lerchenbühl am N-rand des Blattgebietes, vom SO-abfall der Wart b. Amerbach, von der Höhe des sogen. Hessenbichels südlich davon, vom N-abfall der Höhe SSW von letzterer, in den Äckern N von Lommersheim bei Wemding und das im allgemeinen etwas weniger stark zertrümmerte Vorkommen im Osten von Wemding. In dem Vorkommen von Lerchenbühl erschließen zwei kleine Gruben nach N bzw. S geneigte Grenzbänke der Zone mit der den Übergang in die  $\delta$ -Kalke vermittelnden obersten Bank im Hangenden. In jenem vom SO-

abfall der Wart legt eine kleine Grube auf der Höhe oben grobenteils von jungobermiozänen klastischen Ablagerungen bedeckte wagrecht lagernde Bänke und hangabwärts zwei kleine Anbrüche an dem Ranken entlang mit ca.  $20^\circ$  nach S bzw. O einfallende Bänke bloß.

An einer Reihe von Stellen — W von Lerchenbühl, OSO vom Kronhof, auf der Höhe des Polsinger Berges und seinem W- und S-hange, auf dem N-hang der Wart bei Amerbach, W von Hagau, im Waldabteil „Stampfreit“ W Höhe Punkt 567 (SSW von Hagau), ca. 1,7 km N und ca. 1,3 km NNO von Wemding sowie im S und W von Lommersheim wurden auch noch Vorkommen von vergriesten oder doch mehr oder weniger zerrütteten Weißjurakalken zur Dentatus-Zone gestellt, bei denen die Aufsammlung stets nur Reste von den einzelnen nicht näher bestimmbar *Ataxioceraten*, von *Strebliten* mit oder ohne *Pseudomonotis similis* GF. ergab. Bei ihnen muß es indessen offen bleiben, ob nicht etwa noch Suberinum-Zone vorliegt. In dem Vorkommen vom „Stampfreit“ erschließt eine kleine Grube mit ca.  $30^\circ$  nach W etwa und in jenem 1,7 km N von Wemding ein kleiner Anbruch an der N-seite ganz steil nach WNW etwa einfallende Bänke. In der großen Kiesgrube, in der das Vorkommen OSO vom Kronhof freigelegt ist, sind die Bänke zu einer Art Kofferfalte zusammengepreßt.

### Weißjura- $\delta$ .

Im südwestlichen Ries fand NATHAN (1925 und 1935), daß der Weißjura- $\delta$  überhaupt nicht mehr in der bekannten Form der pseudo-oolitisch brecciösen Dickbänke („Treuchtlinger Marmor“) ausgebildet ist, wie sie SCHNEID (1914) aus der Altmühlalb beschreibt, sondern überwiegend bis auf die Dentatus-Zone hinab als Massenfazies — Schwammkalke = „Fladenkalke“ (NATHAN 1935 S. 18) und auch Massenkalk der nächsthöheren Stufe des Frankendolomits und der plumpen Felsenkalke SCHNEID's, des „ $\epsilon$ “ QUENSTEDT's vorliegt. Im Gegensatz dazu ergibt nun aber die Untersuchung der so zahlreich erschlossenen Vorkommen unseres Blattgebietes, daß auch hier die Stufe, wie in der Altmühlalb (s. SCHNEID 1914) noch bis in nahezu 40 m Mächtigkeit durch Schichtkalke vertreten ist und daß obwohl in diese auch bei uns lokal schon von wenigen Metern Höhe über der

$\gamma$ - $\delta$ -Grenze ab Schwammkalke eingewachsen sind, das Tiefergreifen des Massenkalkes wie dort lediglich auf eine in den hangenden 3–5 m der Stufe in den Schwammkalken sich zeigende fleckenhafte Dolomitisierung beschränkt ist.

Die **Bankkalk**e sind in der größten Mächtigkeit von über 35 m als Liegendes von den Linsenkalken (s. unten!) im SO von Wemding im Einschnitt des Dosbachtals zu beobachten. In dem im folgenden beschriebenen in den N-hang des Dosbachtals S von Wemding einschneidenden Bruch sind sie als Liegendes von Schwammkalken bereits in 33,48 m Mächtigkeit, d. h. also fast in ihrer gesamten Mächtigkeit in einem durchgehenden Profil entblößt. Dieses hat bei Ausscheidung der deutlich (—) und weniger deutlich oder überhaupt nicht (...) durch Mergelzwischenlagen begrenzten Schichtbänken folgendes Aussehen:

### Schwammkalke

ca. 200 cm Kalk	ca. 59 cm Kalk	ca. 2 cm Mergel
<u>156 cm</u> „	<u>10 cm</u> Mergel	<u>24 cm</u> Kalk
<u>85 cm</u> „	<u>101 cm</u> Kalk	<u>2 cm</u> Mergel
<u>60 cm</u> „	<u>8 cm</u> Mergel	<u>29 cm</u> Kalk
<u>75 cm</u> „	<u>104 cm</u> Kalk	<u>2 cm</u> Mergel
<u>135 cm</u> „	<u>115 cm</u> „	<u>130 cm</u> Kalk
<u>55 cm</u> „	<u>41 cm</u> „	<u>97 cm</u> „
<u>101 cm</u> „	<u>53 cm</u> „	<u>70 cm</u> „
<u>3 cm</u> Mergel	<u>10 cm</u> „	<u>4 cm</u> Mergel
<u>33 cm</u> Kalk	<u>9 cm</u> Mergel	<u>62 cm</u> Kalk
<u>49 cm</u> „	<u>44 cm</u> Kalk	<u>65 cm</u> „
<u>42 cm</u> „	<u>7 cm</u> Mergel	<u>100 cm</u> „
<u>104 cm</u> „	<u>60 cm</u> Kalk	<u>55 cm</u> „
<u>90 cm</u> „	<u>4 cm</u> Mergel	<u>47 cm</u> „
<u>27 cm</u> „	<u>93 cm</u> Kalk	<u>25 cm</u> „
<u>97 cm</u> „	<u>43 cm</u> „	<u>13 cm</u> „
<u>8 cm</u> Mergel	<u>55 cm</u> „	<u>8 cm</u> Mergel
<u>23 cm</u> Kalk	<u>158 cm</u> „	<u>16 cm</u> Kalk
<u>3 cm</u> Mergel	<u>45 cm</u> „	<u>5 cm</u> Mergel
	<u>110 cm</u> Schwammkalk	<u>95 cm</u> Kalk
	<u>22 cm</u> Kalk	<u>          </u>
		Balderus-Grenzbänke



Verfolgt man im einzelnen den Verlauf der Bänke, was zunächst insbesondere in den unteren 8 m Stufe möglich ist, die außer in dem im folgenden beschriebenen Bruch der Hartsteinfabrik Wemding, auch noch in dem dicht bei den Häusern von Steinbühl (N von Wemding) und in dem unmittelbar südlich davon gelegenen Bruch des neuangelegten Schotterwerkes im Verband mit Ober- $\gamma$  im Liegenden erschlossen sind, so fällt die große Regelmäßigkeit der Schichtbankung auf. Diese ist, wie sich davon ausgehend bei Vergleich weiter zeigte in dem engbegrenzten Rahmen, in dem auf unserem Blattgebiet noch  $\delta$ -Bankkalke angetroffen wurden, überhaupt für diese insgesamt und zwar jeweils bis zu ihrem Übergang in die eingewachsenen Schwammstotzen gegeben. Sie gestattet es so in Verbindung mit der Verschiedenartigkeit der in den verschiedenen Teilen der Bankkalke sich zeigenden Aufeinanderfolge dicker und dünner Bänke die im Bereich unseres Blattgebietes erschlossenen Teilprofile allein auf Grund der Aufeinanderfolge von gleichartigen Bänken zu parallelisieren und bietet so bei dem bisherigen Fehlen einer weitergehenden stratigraphischen Aufgliederung des Delta ein wertvolles Hilfsmittel zur Erkennung der Lagerungsverhältnisse.

Dazuhin zeigte es sich aber auch, daß abweichend von der Beschreibung SCHNEID'S die Bankkalke im Gebiet stets schon von etwa 22 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze ab durch eine ziemlich häufige Hornsteinführung gekennzeichnet sind, so daß also diese höheren Bankkalke allein schon auf Grund dieser von den tieferen unterschieden werden können. Ein genetischer Zusammenhang der Kieselknollenführung mit dem Auftreten der Schwammstotzen, wie er von ROLL (1931 S. 137) und VEIT (1936 S. 110) beobachtet wurde, ist auch bei uns gegeben. Abweichend von SCHNEID erscheint weiterhin die Gruppe des *Aulacosterphanus pseudomutabilis* zumindest in den unteren 8–10 m, die in unserem Gebiete in mehreren Aufschlüssen ganz für sich allein abgebaut werden, sicher noch zu fehlen. Überhaupt stammen sämtliche in Steinbrüchen gemachten Funde erst aus den Bänken über 15 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze. Vom schwäbischen Jura sind entsprechende Beobachtungen schon lange bekannt. Neuerdings hebt sie VEIT (1936 S. 95) wieder ausdrücklich hervor und betont, daß auch schon ENGEL (1908 S. 416) bemerkt, daß erst die mittleren Lagen des  $\delta$  diese charakteristische Gruppe be-

herbergen. *Perisphinctes ribeiori* CHOFF., den BUBECK (1933) für Unter- $\delta$  als leitend anführt, wurde auch bei uns mit Sicherheit nur in den unteren 15 m angetroffen. Da im Bereich unseres Blattgebietes an vielen Stellen auch die äußeren Verhältnisse für eine Ausscheidung dieser unteren Bänke gegeben sind, wurden sie und die übrigen Teile der Stufe in der Karte getrennt als Unter- $\delta$  ( $\delta_1, i_7$ ) bzw. Ober- $\delta$  ( $\delta_2, i_8$ ) eingetragen. Wo diese Unterscheidung nicht zu treffen war, ist dies nur durch Angabe der Stufe im allgemeinen ( $i\delta$ ) gekennzeichnet.

Als weitere besondere Schichtfazies sind an mehreren Stellen auch noch die über den Bankbalken als Ausfüllung der Restlücken zwischen den Schwammbänken zum Absatz gekommenen Linsenkalke ROLL's (1931) und VEIT's (1936) beobachtet, wie sie offensichtlich auch in den von SCHNEID aus der Altmühlalb aus den oberen 4–6 m beschriebenen Bildungen vorliegen (s. auch VEIT 1936 S. 99). Es sind weiße bis gelblichbraune, seltener rötliche harte, gelegentlich mit Kieselflocken und -knollen durchsetzte, nur undeutlich gebankte Kalke, die auch bei uns stets noch Vertreter typischer  $\delta$ -Arten führen. Ein durchgehendes Profil ist von ihnen nirgends aufgeschlossen. Die größte erschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 2,5 m.

**Schwammkalke** sind im Unter- $\delta$  mit Sicherheit nur im Gebiet des Döckinger Berges (O von Polsingen) und im Gebiet des Wemdinger Galgenberges und der südlich anschließenden Höhe Punkt 521,8 nachgewiesen. Im letztgenannten Gebiet ist, wie aus den folgenden Ausführungen hervorgeht, eine in dem obigen Profil in 8,73 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgende 110–145 m mächtige Schwammbank entwickelt. Bei dem Fehlen eines Aufschlusses und bei der starken Gestörtheit des ganzen Gebietes besteht so die Möglichkeit, daß es sich im ersteren Gebiet nicht um eine durchgehende Verschwammung in einem schon wenige Meter über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufsetzenden Schwammstotzen, sondern nur um eine solche Schwammbank handelt. Die in den zuvor beschriebenen Stufen des  $\beta$  und  $\gamma$  schon nördlich und südlich unseres Blattgebietes sich zeigende Verschwammung scheint also danach im Unter- $\delta$  erstmals mit einem kurzen, aber lediglich auf den N- und S-rand sich beschränkenden Vorstoß auf unser Gebiet übergreifen zu haben, so daß also die im Gebiet dazwischen angetroffenen Schwammkalke insgesamt stets schon als solche des

Ober- $\delta$  betrachtet werden müssen. Mit seinem Beginn scheint es dann auch an zahlreichen Stellen des bis dahin noch freien Meeresraumes zu einer Besiedlung mit Schwammbänken gekommen zu sein, die sich wie die Aufschlüsse im S von Wemding sehr schön zeigen, zunächst nur wenig und von etwa 30 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze ab sehr rasch ausbreiteten, wobei sie die Gebiete mit Linsenkalksedimentation zuletzt erreichten. An der Obergrenze der Stufe dürften sie auch unser Gebiet so ziemlich lückenlos überdeckt haben.

Im Verband mit den liegenden Zonen und dem hangenden Massenkalk sind im Gebiet die Weißjura- $\delta$ -Kalke mehrfach zu beobachten:

Im Bereich des W-teils des Dosbachtals S von Wemding bilden sie offenbar nur wenig gestört und zerrüttet im Verband mit der Dentatus-Zone im Liegenden die Hänge. Nahe an der Gosheimer Straße erschließt sie der erwähnte, heute aufgelassene große Bruch im nördlichen Talhang leicht nach N etwa geneigt mit samt ihrer Basisbank in über 37,5 m Mächtigkeit. Es sind in ca. 33,48 m Mächtigkeit Bankkalke des Unter- mit Ober- $\delta$ , wie sie das oben gegebene Profil zeigt, und in etwa 4 m Mächtigkeit hangende Schwammkalke. Früher umfaßte der Abbau auch noch die liegenden Dentatus-Kalke. SCHNEID (1914 S. 74/75) erwähnt von hier  $\gamma/\delta$ -Grenzbänke mit *Physodoceras uhlandi* OPP. und *Simoceras risgoviensis* SCHNEID. Die  $\gamma/\delta$ -Grenze kann nach den Höhenangaben der Karte hier höchstens in 460 m NN liegen. Es stammen aus Unter- $\delta$ : *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., — *atavus* SCHN., *Simoceras heimi* FAVRE, — ex aff. *heimi* FAVRE, *Rasenia desmonotus* OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN., *Streblites* sp. *Physodoceras unispinosum* QU., *Oppelia holbeini* OPP., — *compsa* OPP. — *franciscana* FONT. und *Holectypus* sp.; aus Ober- $\delta$ : *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB. und *Oppelia hemipleura* FONT.

Der neue, inzwischen aber bereits wieder aufgelassene Bruch beim ehemaligen „Keller“ nördlich davon erschließt in seinem SO-eck die von 20,36 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgenden Bänke des Ober- $\delta$  noch mit ca. 9,5 m Mächtigkeit. Zirka 3,5 m darüber folgen in der Böschung in ganz gleicher Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze, wie im erstgenannten Bruch, die Schwammkalke mit

einigen Metern Mächtigkeit. Die Kalke sind hier etwas stärker nach N verkantet und zeigen auch eine etwas stärkere tektonische Beanspruchung. Insbesondere sind sie längs der steil (ca. 80°) nach S einfallenden, ONO—WSW etwa streichenden Berührungsfläche des angrenzenden Eisensandsteins, die zu Beginn des Bruchbetriebes ausgezeichnet freigelegt war, in breiter Zone vergriest und aufs stärkste zerrüttet.

Der große Bruch im S-hang des Dosbachtals, wenig östlich von dem zuerst beschriebenen Bruche, entblößt die  $\delta$ -Kalke in wagrechter Lagerung. Es sind die von etwa 15,11 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgenden entsprechenden Bänke des Ober- $\delta$ , wie dies der normalen ungestörten Lagerung über der  $\gamma/\delta$ -Grenze am Hang unten entspricht. Sie umfassen noch 16,37 m Mächtigkeit. Der Beginn der Schwammkalke (in ca. 31,5 m über der  $\gamma/\delta$ -Grenze), die hier noch mit über 9 m Mächtigkeit, also bereits bis zur Obergrenze der Stufe abgebaut werden, liegt demnach hier 2 m tiefer als in den oben genannten beiden Brüchen. Die Schwammkalke zeigen in den oberen 2—3 m bereits eine fleckenhafte Dolomitisierung, wobei aber die Hauptmasse des Gesteins seinen bisherigen rein kalkigen Charakter noch durchaus bewahrt hat. Die Fossilfunde sind: *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB., *Oppelia holbeini* OPP., *Physodoceras liparum* OPP. und *Perisphinctes stenocylus* FONT.

Die Schwammkalke, die darüber hinaus noch bis zum Gipfel in 521,8 m NN die Höhe bilden, gehören offenbar als Hangendes des W-flügels des anschließenden, schon mehrfach erwähnten Schichtgewölbes ebenfalls noch zum Delta. Entlang dem Abfall zum Bockesgraben sieht man ihre liegenden Bankkalke mit ca. 15° nach W einfallend und mit vergriesten oder doch aufs stärkste zerrütteten Schichtköpfen von wenigstens 510 m bis 490 m NN etwa hinab allenthalben herausstreichen. Die an der Umbiegung des Abfalls zum Dosbachtal in geschlossener Folge in einer Mächtigkeit von über 6,5 m heraustretenden Bankkalke entsprechen bereits den von 4,91 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgenden Bänken, wie das bei normaler Schichtfolge, nach ihrer Höhenlage über der hier am Hang unten im Dosbachbett angeschnittenen Platynota-Zone zu schließen, ja auch der Fall sein muß. Die in diesen Bänken im zuerst beschriebenen Bruche entwickelte Schwammkalkbank ist als solche auch hier noch ausgebildet.

Etwas weiter im S schneidet der große Bruch der Hartsteinfabrik Wemding ebenfalls schon bis auf das Ober- $\gamma$  in den W-flügel ein. Den ausgedehnten Aufschluß setzt der unmittelbar über seinem SW-eck, in etwa 20 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufsetzende Wemdinger Stadtbruch noch etwas weiter fort. Die Kalke sind von einer gewissen Auflösung ihres Verbandes in größere Schollen und Blöcke abgesehen, unzertrümmert. Das Einfallen in den verschiedenen Schollen wechselt etwas. Im S-teil des Wemdinger Stadtbruches wurde N 20° O, im N-teil und in der S-wand des Hartsteinfabrikbruches N 40° O, in der W-wand des letzteren N 80° O und in der N-wand N 20° N gemessen. Die Verkantung aus der Horizontalen beträgt dabei durchweg nur etwa 15°. Die mächtigen Spalten zwischen den einzelnen Schollen sind mit Altüberdeckungslehm (s. S. 114) erfüllt. Die Kalke selbst sind zunächst noch ganz gleich wie in dem zuerst beschriebenen Bruch als Bankkalke mit der dort erwähnten Schwammkalkzwischenbank ausgebildet. Die hier bereits 1,4 m mächtige Bank liegt infolge der geringeren Mächtigkeit, welche die liegenden Bänke von 2,65 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze ab fast durchweg zeigen, nur mehr 8,2 m über der  $\gamma/\delta$ -Grenze. Darüber aber durchsetzt sie ein in der O-hälfte der S-wand des Hartsteinfabrikbruches bereits in etwa 15,5 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufsetzender Schwammstotzen, der mit steiler Grenzfläche über die west- und ostwärts angrenzenden Bankkalke weggreift. In der S-wand des Wemdinger Stadtbruches kommt dadurch der Beginn der Verschwammung bereits in über 26 m Höhe über die  $\gamma/\delta$ -Grenze zu liegen. Die Schwammkalke, die in der O-wand des Hartsteinfabrikbruches noch bis in 38 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze erschlossen sind, zeigen auch hier im Hangenden bereits eine fleckenhafte Dolomitisierung. Es stammen vom Hartsteinfabrikbruch: *Perisphinctes breviceps* QU., *Oppelia holbeini* OPP., *Platychonia* sp., *Craticularia clathrata* GF., *Tremadictyon* sp. und *Pachyteichisma* sp.; vom Wemdinger Stadtbruch: *Aulacostephanus* aff. *pseudomutabilis* (Lor.) SCHNEID, *Oppelia holbeini* OPP. und — *compsa* OPP.

Soweit die Weißjura- $\delta$ -Kalke hier bis zur südlichen Blattgrenze den Anstieg des Riesrandes bilden, umfassen sie überhaupt stets noch das Ober- $\delta$ . Bis etwa 500 m S vom Hartsteinfabrikbruch sind es durchwegs auch noch die hangenden Schwammkalke. Ihre lie-

genden Bankkalke erschließt wenig S vom Wemdinger Stadtbruch ein aufgelassener kleiner Anbruch in horizontaler Lagerung und mit nur ganz geringer Auflockerung ihres Schichtverbandes. Anschließend daran sind die hangenden Schwammkalke nur noch im Bereich des Steilabfalles selbst beobachtet, während hangaufwärts bereits die liegenden Bankkalke die Höhe bilden. Der Fünfstettener Gemeindebruch legt sie hier mit ca. 30° nach S bzw. leicht nach W geneigt bis zu über 5,6 m Mächtigkeit frei. Die Kalke sind, von der Auflösung ihres Verbandes in größere Blöcke abgesehen, unzertrümmert. Es sind die zwischen 18,32 und 23,96 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden entsprechenden Bänke des Ober- $\delta$ . Aus ihnen stammen mehrere Funde: *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB., *Perisphinctes stenocyclus* FONT., *Oppelia compsa* OPP., *Ochetoceras canaliciferum* OPP. und *Mytilus cf. cancellatus* GF. In der N-böschung der südlich von hier bei Punkt 456,4 von der Gosheimerstraße abzweigenden neuen Straße nach Fünfstetten sind es kurz nach deren Abzweigung als Liegendes des Massenkalkes zutage tretende unzertrümmerte Linsenkalk und im Bereich der anschließenden Höhe des sog. Mühlberges Bankkalke des Ober- $\delta$ , die auf der N-seite eine kleine Grube mit wagrechter Lagerung und unzertrümmert entblößt. Aus der Grube stammen: *Aulacostephanus pseudomutabilis* LOR., *Oppelia compsa* OPP. und *Perisphinctes cf. unicomptus* FONT.

Die im Bereich des erwähnten Schichtgewölbes im W-abfall und in der westlichen oberen Hälfte des SO-abfalles des Galgenberges und ebenso auch auf der Höhe auf der S-seite des Bockesgrabens im Verband mit der Dentatus-Zone erhaltenen Weißjura- $\delta$ -Bankkalke umfassen offensichtlich nur mehr ihre unteren Bänke. Im ersteren Falle erschließt an der S-seite ein kleiner Anbruch am Jägersteig als Hangendes in etwa 4,5 m Mächtigkeit, mit ca. 20° nach W geneigte, im Schichtverband etwas gelockerte Bänke, mit einer 1,1 m mächtigen Schwammkalkzwischenbank. Im zweiten Falle legt ein kleiner Bruch auf der Höhe unmittelbar über dem Steilabfall zum sog. Bockesgraben als Hangendes in etwa 3,5 m Mächtigkeit mit ca. 15° nach OSO einfallende Bänke mit der eben genannten aber nur mehr unvollständig erhaltenen Schwammkalkbank zuoberst frei. In der Schwammkalkbank umfassen offensichtlich auch sie die aus den zuerst beschriebenen

Aufschlüssen südlich und westlich davon aus der entsprechenden Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze erwähnte Schwammkalkbank. Dies um so mehr als auch die Aufeinanderfolge der Bänke, wie sie sich in den genannten beiden Aufschlüssen im Liegenden und Hangenden derselben zeigt, ganz gleich ist wie dort. An den verschiedenen Punkten wurden erhalten: *Perisphinctes ribeiori* CHOFF., — *breviceps* QU. und *Oppelia compsa* OPP. An der zuletzt genannten Stelle auf der S-seite des Bockesgrabens sind in der Fortsetzung gegen S zu in einigen aufgelassenen kleinen Gruben leicht nach WSW etwa geneigte, im Schichtverband deutlich gelockerte Bankkalke entblößt. *Perisphinctes ribeiori* CHOFF. deutet auch in ihnen auf Unter- $\delta$ .

Bei den an der O-seite angrenzenden, vergriesten N—S streichenden, saiger gestellten Bankkalken deuten einzelne Hornsteinknollen bereits auf Ober- $\delta$ , wie ja überhaupt der Weißjura- $\delta$  des Abfalles dieser Höhe und des größten Teils des SO-abfalles des Galgenberges bereits der Obergrenze der Stufe angehört. Es sind Linsen- und Schwammkalke, letztere als Übergang zum Massenkalk zum Teil auch schon fleckenhafte dolomitisiert, unter denen in den Hängen des Dosbachtals im Verband mit Ober- $\gamma$  im Liegenden bereits in über 35 m Mächtigkeit Bankkalke erscheinen. Sie sind nur wenig erschlossen. In den Hängen des Dosbachtals legt der Jägersteig die Bankkalke mit ca. 10—15° nach OSO etwa geneigt frei. In ihm erweist sich auch die Grenze gegen den im N-hang im O anschließenden Massenkalk durch eine Vergriesungszone gekennzeichnet. Im übrigen sieht man die Bankkalke in den ganzen Hängen immer wieder etwas heraustreten. Im Liegenden umfassen auch sie die schon mehrfach erwähnte Schwammkalkbank. Die Linsenkalke erschließt am Fuß des zuerst genannten Abfalles eine kleine Grube am SO-eck des Waldes erheblich zerrüttet und mit ca. 10—15° nach OSO geneigt in nahezu 2 m Mächtigkeit. Die ammonitenreichen Kalke ergaben neben einzelnen Funden von *Aulacostephanus phorcus* FONT. und *Physodoceras bispinosum* ZIET. vor allem zahlreiche Funde von *Oppelien* aus dem Formenkreis von *O. strombecki* OPP. und — *subsidents* FONT. In der O-Hälfte des anderen genannten Abfalles entblößt sie am Hang oben eine kleine Grube an der hier entlang ziehenden ostwärtigen Abzweigung des Jägersteiges ebenfalls etwas. Sie sind leicht nach S—SSW etwa geneigt.

Im O-teil des Galgenberges liegen in geringem Umfange teilweise vergrieste Bankkalke, die von Hornsteinknollen frei sind. In Verbindung mit dem angrenzenden Wj.-Ober- $\gamma$  gehören sie wohl noch dem Unter- $\delta$  an. Anschließend bilden wieder Ober- $\delta$ -Kalke hornsteinführende Bankkalke und Schwammkalke, letztere zum Teil mit Übergängen in Massenkalk und Dolomit, die Höhe um Punkt 569,5 und deren N-abfall. Unmittelbar O von Punkt 569,5 und in dem Hügel nördlich davon sieht man sie mit ziemlich kräftigem östlichem Einfallen und im Fahrweg am westlichen Fuße dieses Hügels sogar saiger gestellt zutage treten. Sie erscheinen vor allem entlang der Grenze gegen den Wj.- $\beta$  vergriest.

Beiderseits des Taleinschnittes des sog. „Schneetales“ unmittelbar nördlich davon sind wieder, von Hornsteinknollen freie  $\delta$ -Bankkalke festgestellt. Wegen ihres unmittelbaren Zusammenhanges mit Kalken des Wj.- $\gamma_3$  wurden auch sie ins Unter- $\delta$  gestellt. Sie erscheinen zum Teil vergriest.

Anschließend daran bauen anscheinend über das Nachbarblattgebiet geschlossen zusammenhängende Vorkommen von Ober- $\delta$ -Kalken, hornsteinführende Bankkalke und vor allem aber Schwammkalke, stellenweise mit Übergang in Massenkalk und Dolomit das Gebiet entlang dem östlichen Blattrand in einem schmalen Band fast bis zum NW-Fuß der Höhe N vom Lohweiher auf. Am S-Fuß des Rückens O vom Lohweiher erschließt ein kleiner Anbruch im allgemeinen flachlagernde, von einzelnen Vergriesungszonen durchsetzte, hornsteinführende Bankkalke mit Schwammkalken im Hangenden. Im Wald auf der Höhe N davon legt eine kleine Grube unzertrümmerte nur leicht nach O geneigte Schwammkalkbänke frei. Von letzterer Höhe stammt aus den Lesesteinen der Äcker ein Fund von *Aulacostephanus* ex. aff. *pseudomutabilis* LOR.

In dem erwähnten unmittelbar an unserer Blattgrenze aber bereits außerhalb unseres Gebietes gelegenen Bruch dicht bei den Häusern von Steinbühl b. Wemding sind die den SO-Hang der Höhe Punkt 530 (Fuchsberg) — 567 bildenden  $\delta$ -Bankkalke unzertrümmert als Hangendes von Ober- $\gamma$  in etwa 7,8 m Mächtigkeit erschlossen. Während sie nun aber im größten Teil des Bruches ein leichtes nordöstliches Einfallen zeigen, ist dieses in der S-wand der Neigung des Gehänges entsprechend, ganz deutlich nach S zu gerichtet. Die außerhalb des Bruches in der weiteren



Fortsetzung des Schichtprofils noch mit einigen Metern Mächtigkeit folgenden Bankkalke schließen hier im Gegensatz zu den entsprechenden Bänken der eingangs beschriebenen Aufschlüsse offenbar keine Schwammkalke ein. Zirka 350 m S davon legt der Bruch des neuangelegten Schotterwerkes über den Ober- $\gamma$ -Bänken diese unteren Bänke ebenfalls noch in 6,6 m Mächtigkeit frei. Sie sind unzertrümmert und mit ca. 15° nach S bis SSO geneigt. In der Böschung der Zufahrt zu dem Schotterwerk zeigen sie auf ihrer weiteren Fortsetzung gegen S zu eine zunehmende Zerrüttung und sind schließlich auf der Höhe des O-endes des Braunjuravorkommens nahezu bis zu Gries zertrümmert. Die Fossilfunde sind in zum Teil mehreren Exemplaren: *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., — *progeron* v. AMMON, — *ernesti* QU., — cf. *unicomptus* FONT. — *breviceps* QU., *Oppelia compsa* OPP., *Streblites tenuilobatus* OPP. — *levipictus* FONT. und *Oecotraustes dentatus* REIN.

Auch im Bereich unseres Blattgebietes, wo die den genannten Hang bildenden  $\delta$ -Bankkalke in der Böschung der neuen Straße von Wemding nach Steinbühl und in einer aufgelassenen kleinen Grube an deren O-seite im Schichtverband gelockert und leicht nach SSW etwa geneigt, etwas entblößt sind, deuten die Fossilfunde *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., — cf. *progeron* v. AMMON, *Oecotraustes dentatus* REIN., *Oppelia compsa* OPP. und — *holbeini* OPP. auf Unter- $\delta$ , wie überhaupt im Bereich der genannten Höhe die  $\delta$ -Kalke mit Ausnahme des S-fußes stets nur mehr das Unter- $\delta$  zu umfassen scheinen. Es sind stets auch nur mehr oder weniger im Schichtverband gelockerte Bankkalke. Auf dem W-hang des Fuchsberges sind ihre Bänke in einer kleinen Grube im S am Hang unten und im N am Hang oben horizontallagernd etwas freigelegt. Westlich Punkt 567, N davon, werden in zwei kleinen Gruben am Hang oben nach WSW etwa geneigte und in der Grube am Waldrand hangabwärts, horizontallagernde Bänke abgebaut. Die Fossilfunde von den verschiedenen Punkten sind in zum Teil mehreren Stücken: *Perisphinctes ernesti* QU., — *ribeiroi* CHOFF., — *unicomptus* FONT., *Oecotraustes dentatus* REIN., *Oppelia compsa* OPP., *Simoceras* ex. aff. *heimi* FAVRE und *Streblites* sp.

Am S-fuß des Fuchsberges legen im O die Böschung der neuen Straße von Wemding nach Steinbühl und ein kleiner aufgelasse-

ner Bruch im Walde zwischen ihr und der alten Straße etwas zerrüttete leicht nach W geneigte Ober- $\delta$ -Kalke, hornsteinführende Bankkalke mit Schwammkalken im Hangenden frei. Im W sind es nur mehr die Bankkalke, die hier in der S-böschung des Dosweiherzuflusses und in mehreren kleinen Anbrüchen in wechselnder Lagerung heraustretend zu beobachten sind. Die Fossilfunde sind: *Aulacostephanus pseudomutabilis* OPP. und *Oppelia holbeini* OPP.

Im Bereich des S-teils des Döckinger Berges bildet im Verband mit Ober- $\gamma$  im Liegenden offenbar ebenfalls nur mehr Unter- $\delta$  in sich etwas gestört die Höhe. Es sind Bankkalke und über dem W-abfall des Berges als Hangendes auch noch Schwammkalke. Auf der SO-seite des Berges ist in dem S. 57 erwähnten Anbruch die Basisbank wagrecht lagernd und unzertrümmert im Verband mit den obersten Balderus-Bänken freigelegt. Während die  $\gamma/\delta$ -Grenze hier eine Höhenlage von etwa 530 m zeigt, kommt sie im Polsinger Gemeindebruch auf der W-seite des Berges bereits fast bis in 540 m Höhe zu liegen. Auch durch die in den Lesesteinen gemachten Fossilfunde *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., — *breviceps* QU., *Oppelia compsa* OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN. und *Streblites* sp. ist nur Unter- $\delta$  mit Sicherheit erwiesen, wie ja überhaupt die sämtlichen Weißjura- $\delta$ -Vorkommen des NO-eckes unseres Blattgebietes nur mehr dieses zu umfassen scheinen. In den Erdfällen S vom „Holz“ der Beschriftung „Maier-Holz“ auf der Karte liegen ihre Bänke im Schichtverband deutlich gelockert in wagrechter Lagerung frei. Von den verschiedenen Vorkommen stammen in zum Teil mehreren Stücken: *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., — *pseudolictor* CHOFF., *Physodoceras unispinosum* QU., *Oppelia compsa* Opp. — *holbeini* OPP., *Oecotraustes dentatus* REIN. und *Streblites* sp. Wenig südöstlich von hier schneidet auf dem Nachbarblatt dicht am Blattrand die neue Straße von Hagau nach Döckingen etwas in sie ein.

Im Verband mit den Dentatus-Kalken, welche den W-teil der Höhe Punkt 522 N von Wemding zur Hauptsache bilden (s. S. 58) sind wie bereits erwähnt ebenfalls noch einige Bänke des  $\delta$  erhalten. Aus den dort genannten Aufschlüssen und dem N-teil der Höhe stammen mehrfache Funde von *Oecotraustes dentatus* REIN., *Oppelia compsa* OPP., *Streblites* sp. und ein *Simoceras guilherandse* FONT. Im S-abfall liegen im Anschluß an die hier

herausstreichenden Grenzbänke der Dentatus-Zone nach W zu ebenfalls wieder unzertrümmerte  $\delta$ -Bankkalke. Auch in dem Rücken westlich davon liegen solche unmittelbar neben den Grenzbänken des Ober- $\gamma$ . Fossilfunde ergab keines von beiden Vorkommen. Der unmittelbare Zusammenhang mit den Grenzbänken des Ober- $\gamma$  macht es aber auch hier wahrscheinlich, daß wir es einer nur wenig gestörten Aufeinanderfolge der Schichten zufolge noch mit Unter- $\delta$  zu tun haben.

In großer Ausdehnung und Geschlossenheit haben hier nach O zu bis zum Lohweiher noch  $\delta$ -Kalke am Aufbau des Gebietes teil: Entlang dem Tale des Wemdinger Mühlbaches legen die Aufschlüsse ihre hangenden Teile größtenteils als Überschiebungen frei. Im Gebiet des auf der westlichen Talseite bei Punkt 482,7 gelegenen großen, alten Steinbruchbetriebes von Schneid, Wemding, in dem KOKEN (1901/02) in den beiden über dessen N- und S-teil auf der Karte eingetragenen überschobenen  $\delta$ -Schollen zum ersten Male das Vorhandensein solcher Überschiebungen für dieses Gebiet feststellte, sind sie in größter Mächtigkeit als Anstehendes erschlossen. Es sind nur Bankkalke. Die Zertrümmerung ist in ihnen fast nur auf eine in einzelnen N—S bzw. O—W etwa verlaufende Zonen sich zeigende ins kleinere gehende Zerrüttung und auf die Auflösung ihres Verbandes in größere Schollen beschränkt. Längs der Schlißfläche der sie überlagernden überschobenen  $\delta$ -Schollen zeigt sich oberflächlich auch Vergriesung. Die verschiedenen Teilschollen sind alle mehr oder weniger gegeneinander verkantet. In dem noch heute unter Abbau stehenden südlichen Steinbruch „A“ KOKEN's sind die Schichten mit Ausnahme der O-seite, wo sie fast wagrecht lagern, mit ca.  $10^\circ$  nach W geneigt. Südlich davon ist das Einfallen, wie in der neuen Abbaustelle an der SO-seite des Bruchgebietes und auch in der S-wand des erstgenannten Bruches schon allenthalben zu sehen ist, von dessen SW-eck aus mit ca.  $25^\circ$  nach SO bis S etwa gerichtet. In dem heute größtenteils mit Abraum wieder zugefüllten nördlichen Steinbruch „B“ KOKEN's fielen die Bänke, wie letzterer (1901 S. 13) angibt, „etwas nach NO bis NNO, der Straße zu (östlich) sogar recht steil“ ein. Im ganzen Bereich des Steinbruches „A“ bis fast auf die Höhe seiner Ausfahrt wurde das Anstehende in den wagrecht lagernden bzw. nach W geneigten Bänken stets nur mit der gleichen Bank als ehemaliger Überschie-

bungsbasis der sie überlagernden  $\delta$ -Kalkscholle, abschneidend beobachtet. Die gleiche Bank setzt, wie im SW-eck des Steinbruches „A“ zu sehen ist, offensichtlich auch in den nach SO bis S geneigten Bänken die Überschiebungsbasis fort. Der Steinbruch „A“ entblößt sie als Hangendes der hier heute bereits mit etwa 24 m Gesamtmächtigkeit erschlossenen Bankkalke. Es sind die zwischen 4,29 und 28,47 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänke. Die im Gebiet des Galgenberges — Höhe Punkt 521,8 in 8,73 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze entwickelte 110–145 cm mächtige Schwammkalkzwischenbank ist als solche hier nicht mehr ausgebildet, sondern wird durch eine nur wenig geringer, 91 cm, mächtige Kalkbank vertreten, in der nur sehr selten noch einzelne Schwämme eingewachsen sind. Beim Abbau der hangenden Bänke wurde erhalten: *Aulacostephanus pseudomutabilis* LOR., *Perisphinctes* cf. *breviceps* QU., *Oppelia holbeini* OPP. und — *hemipleura* FONT.

Die Überschiebungsbasis bildet also darnach hier die Dachfläche der in 28,47 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze nach unten zu folgenden Bank. In ihrem höchsten Punkte, über den wagrecht lagernden Bänken der O-seite des Steinbruches „A“ kommt sie nach KNEBEL (1903 S. 443) bereits in 498,5 m Höhe zu liegen. Die Höhenlage der  $\gamma/\delta$ -Grenze ergibt sich daraus für diesen wagrecht lagernden Teil zu etwa 470 m ü. d. M. Die Überschiebungsbasis ist ganz übereinstimmend mit den Beobachtungen von KOKEN, KNEBEL und KRANZ (1923) stets in recht konstanter Richtung, im allgemeinen von O nach W geschrammt, doch sind, wie schon KOKEN betont (1901 S. 12), „überall mehrere Schrammensysteme nachweisbar, die sich spitzwinkelig kreuzen“. Im Steinbruch „A“ beobachtete KOKEN (1901 S. 13) auch die gegen das Tal gerichteten Schichtenköpfe geglättet und im Durchschnitt O–W geschrammt.

Über ihr lag die überschobene  $\delta$ -Scholle während der Feldaufnahme durch eine Lage des S. 111 beschriebenen Überschiebungsschuttes getrennt, in der W- und S-wand des Steinbruches „A“ sowie der N-wand der obengenannten neuen Abbaustelle überall noch in der ganzen Breite der Schlißfläche in geschlossenem Zusammenhange frei. Die Aufschlüsse zeigten damals eine im allgemeinen vollkommen im Schichtverband erhaltene und zumeist nur aufs stärkste zerrüttete Folge von Bankkalken, die wie unser

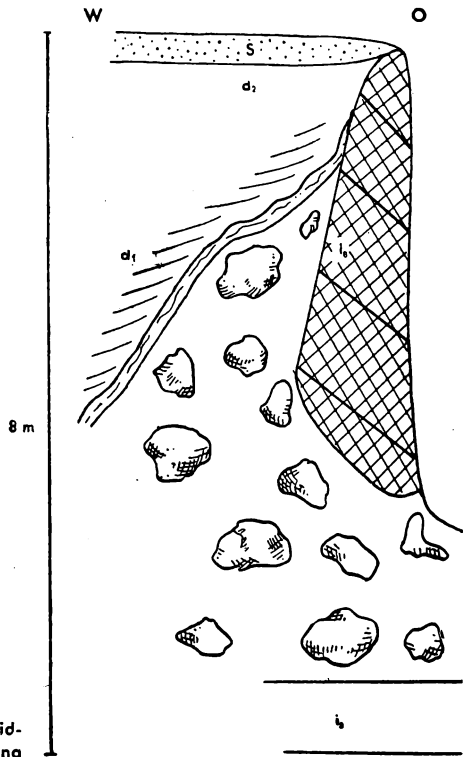


Abb. 3.  
N-Seite des Opalinus-Tonanschnittes im Schneid-  
schen Steinbruchbetrieb (Bruch „A“) bei Wemding

anstehendes Ober- $\delta$  Kieselknollen führen. Im südlichen Drittel der W-wand von „A“ war sie bereits mit etwa 6 m Mächtigkeit entblößt. Von hier aus keilte sie dann über den nach W geneigten Bänken in der W-wand des Bruches gegen das Nordende der Schlißfläche und in der S-wand gegen deren O-ende aus, während sie in der neuen Abbaustelle an der SO-seite des Bruchgebietes ebenfalls noch mehrere Meter Mächtigkeit besaß. Als Unterfläche erschien überall die Unterseite der gleichen Bank. Sie zeigte mitunter eine ganz gleichartige Schrammung wie die Überschiebungsbasis. Auch lag sie überall dem Anstehenden nahezu parallel. Inzwischen aber drang der Abbau in der W-wand von „A“ bereits bis zum W-rand der Scholle vor. Im Anschluß an die inzwischen bis zu etwa 7 m Mächtigkeit angewachsenen Kalke der Scholle wurden hier in ihrer Mitte etwa in einer Breite von 16 Metern der angrenzende Braunjura-Opalinus-Ton mit Eisensandstein im Hangenden (s. S. 31) mit steil (ca.  $80^\circ$ ) nach W etwa unter ihn einfallender, scharf ausgebildeter Grenzfläche angeschnitten. Gegen den N-rand zu zeigte der Anschnitt teilweise

noch bis zu mehreren Metern weit über die Unterkante der überschobenen Wj.- $\delta$ -Scholle hinauf Schuttmassen zwischengelagert (s. Abb. 3), die aber auch nur von der Zusammensetzung des lehmigen Überschiebungsschuttes der überschobenen  $\delta$ -Scholle waren. Die Kalke sind längs der Grenzfläche teils aufs stärkste ineinandergeschoben, teils aber auch etwas aufgekippt und bis zu feinstem Gries zerdrückt. Der Überschiebungsschutt besitzt hier die bisher größte beobachtete Mächtigkeit. Während er von KNEBEL (1904 S. 441) an der Basis der damals im Abbau befindlichen östlichsten Teile der Scholle oft nur als eine wenige Zentimeter starke Masse und von uns während der Feldaufnahme ebenfalls erst mit höchstens 1 m Mächtigkeit beobachtet wurde, sind es nun 2,5–4 m.

Der nördliche Steinbruch „B“ schneidet die von hier erwähnte überschobene Scholle in seiner N-Wand über den nur ganz leicht nach NO–NNO geneigten Banken des Anstehenden offensichtlich in fast ganz der gleichen Höhe (nach KNEBEL 1903 S. 443 = 497 m Höhe) wie über den wagrecht lagernden Bänken der O-seite des Steinbruches „A“ und soweit festgestellt werden konnte auch in nur weniger höherer Lage über der  $\gamma/\delta$ -Grenze, an. Es ist eine mit über 2 m Mächtigkeit erschlossene Folge von vergriesten und im allgemeinen flach gelagerten Bänken, die von mehreren steil stehenden Klüften durchsetzt wird und nur an einzelnen Stellen durch eine dünne Zwischenklemmungsmasse des Überschiebungsschuttes (s. S. 111) vom Anstehenden getrennt ist. Auch sie führen, wie unser anstehendes Ober- $\delta$ , in der entsprechenden Höhenlage Kieselknollen. Nach KOKEN (1901 S. 13) zeigte das Anstehende früher hier eine ganz gleichartige, im allgemeinen auch in der Richtung O–W verlaufende Schrammen, KNEBEL (1903 S. 441) gibt OSO–WSW an. Nach dem ersteren Beobachter schnitt es damals auch nicht überall mit der gleichen Schichtfläche ab, sondern war verschiedentlich abgestuft, wobei dann die Schrammen die Stufen in derselben Richtung überstiegen hätten. Das was man heute in der fast senkrecht abfallenden Wand von all dem noch feststellen kann ist nur das, daß die Grenzfläche zwischen dem Anstehenden und dem Überschobenen mit ziemlich beträchtlicher Neigung nach N einfällt, wie das in dem Prof. Abb. 4 dargestellt ist. KRANZ (1923 S. 308) hat an einer Stelle ein Einfallen von etwa  $25^{\circ}$  gemessen. Im anschließen-

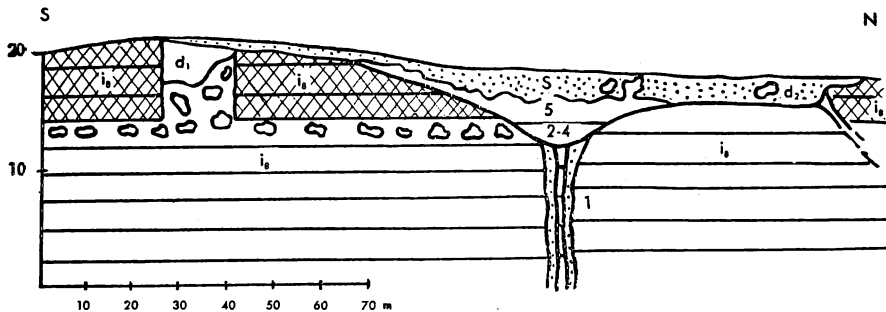


Abb. 4. W-Wand des Schneid'schen Steinbruchbetriebes b. Wemding.

den Talhang erschien die Überschiebung mit dem Überschiebungsschutt (s. S. 111) im Liegenden in einem im Jahre 1933 wieder neu eröffneten Anbruch bis auf die Sohle der Straße nach Hagau reichend.

In dem unmittelbar westlich von den Schneid-Brüchen gelegenen Steinbruch des sog. „Siechenberges“ = „F“ KNEBEL's werden bis zu etwa 5 m Mächtigkeit mit ca.  $10^\circ$  nach W bis WSW einfallende  $\delta$ -Bankkalke abgebaut. Ihre Zertrümmerung ist wie im Anstehenden der benachbarten Schneid-Brüche lediglich auf eine in einzelnen Zonen sich zeigende ins Kleinere gehende Zerrüttung und auf die Auflösung ihres Verbandes in einzelne Schollen und Blöcke beschränkt. KNEBEL (1903 S. 452–454) glaubte in ihnen die Fortsetzung der überschobenen Scholle des Steinbruches „A“ vor sich zu haben, wogegen aber schon die sehr viel geringere Zertrümmerung spricht. Im Gegensatz zu deren Kalke führen sie auch keine Kieselknollen. In Wirklichkeit besteht ja auch nicht einmal ein direkter Kontakt zwischen beiden, sondern liegt überall Braunjura dazwischen, wie dies im N-teil zu beobachten ist. Als Anstehendes haben wir es bei ihnen offensichtlich mit den zwischen 10,28 und 14,41 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänken des Unter- $\delta$  zu tun. Die Fossilfunde sind: *Simoceras cf. aggrigentinum* GEMM. und *Oppelia compsa* OPP.

Im S-teil des Gebietes hier umfaßt der, von einzelnen Zerrüttungszonen abgesehen, unzertrümmerte Weißjura- $\delta$  auf der Höhe überall bereits auch Schwammkalke. Im O, wo er mit ca.  $15$ – $20^\circ$  nach OSO bis SO verkantet in dem Bruch zu dem Kalkofen von Laber gegenüber dem ehemaligen Ziegelstadel und in einem wenig westlich davon gelegenen kleinen aufgelassenen Bruch freiliegt,

erschließt der erstere unter den hier mit ca. 6 m Mächtigkeit entblößten Schwammkalken noch in etwa 7,5 m Mächtigkeit Bankkalke. Es sind die zwischen 23,93 und 31,48 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänke. Darnach haben wir es hier also bereits mit einem die Stufe von 23,93 bis in 37,48 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze etwa umfassenden Profil zu tun, in dem die Verschwammung in der in 31,48 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgenden Bank, also bereits 2 m tiefer einsetzt als wie in den benachbarten südlichen Aufschlüssen auf der N-seite des Dosbachtals. Aus den genannten beiden Brüchen stammen: *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB., — aff. *contejeani* THURM., *Perisphinctes stenocyclus* FONT., — *breviceps* QU., — *praenuntians* OHT., *Physodoceras liparum* OPP. — *bispinosum* ZIET., *Oppelia compsa* OPP., — *holbeini* OPP. und — *subsidents* FONT. In den an die Bruchausfahrt nordwärts anschließenden paar Metern und im ganzen südwärtigen Teil der O-wand sowie in dem unmittelbar anschließenden Teil des Ganges der Bruchausfahrt liegt auch hier über dem oberflächlich etwas vergriesten Anstehenden durch eine starke Zwischenlage des Überschiebungsschuttes (s. S. 111) getrennt, eine überschobene  $\delta$ -Scholle aufgeschlossen, die den östlichen und nördlichen Rand dieser Höhe noch fast ganz zu überdecken scheint. Als Überschiebungsbasis erscheint hier im Ausgehenden der Scholle die alte Landoberfläche mit all ihren Unebenheiten. Der lange Gang der Bruchausfahrt verläuft bis zu seinem Ende an der Talkante des Mühlbachtals in ihr. Im Talhang selbst war sie während der Feldaufnahme in einem alten Anbruch schon wenige Meter unterhalb der Talkante von Überschiebungsschutt unterlagert zu sehen. Es ist eine sicher über 3 m mächtige Folge von aufs stärkste zerrütteten und zum Teil auch bis zu Gries zertrümmerten Bankkalken, die wieder wie unser anstehendes Ober- $\delta$  Kieselknollen führen. Die Unterseite der Basisbank der Scholle ist geglättet und anscheinend wieder in der allgemein OW-Richtung geschrammt. Die Scholle selbst erscheint in ihrem Verlaufe deutlich verbogen, wie das in dem Profil Abb. 5 zur Darstellung gelangt ist.

Im W, wo der anstehende Weißjura- $\delta$  mit im allgemeinen wagrechter Lagerung in dem großen aufgelassenen Bruch der sog. „Robertshöhe“ = „E“ KNEBEL's und in einer weiteren aufgelassenen kleinen Grube südlich davon erschlossen ist, sind im



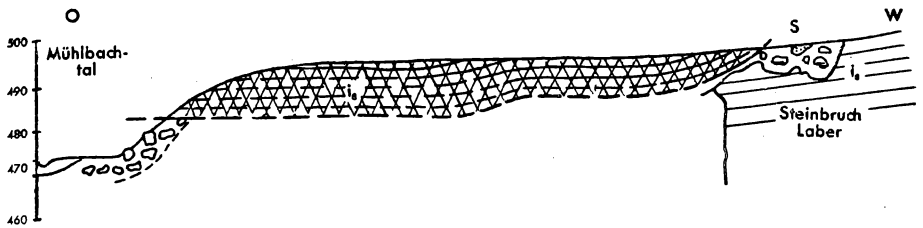


Abb. 5. Mühlbach-Talhang b. Labersteinbruch N von Wemming.

ersteren als Liegendes der hier bis über 3 m Mächtigkeit entblößten Schwammkalke die gleichen Bänke ebenfalls noch bis zu 4 m Mächtigkeit angeschnitten. Die Verschwammung setzt darnach also auch hier noch in der in 31,48 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgenden Bank ein.

Den westlichen Rahmen der nördlich anschließenden schmalen sanderfüllten Niederung der sog. „Wanne“ bilden Bankkalke des Ober- $\delta$  mit *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB., *Perisphinctes stenocyclus* FONT., *Oppelia compsa* OPP., – *holbeini* OPP., *Physodoceras liparum* OPP. und – *orthocera* D'ORB., die im S eine kleine aufgelassene Grube unzertrümmert und mit wagrechter Lagerung freilegt.

Auf der N-seite der „Wanne“ liegen Linsenkalken und nordwärts anschließende normale Bankkalke, wohl schon Unter- $\delta$  zwischen Kalke des Ober- $\delta$  und andere anschließende Trümmerschichten eingeklemmt. Sie erscheinen stark zerrüttet. Aus den Linsenkalken stammen einige Funde von *Oppelien* aus dem Formenkreis von *O. strombecki* OPP. und – *subsidents* FONT.

In der östlichen Fortsetzung zu der aus dem Steinbruch „B“ bei Punkt 482,7 erwähnten überschobenen  $\delta$ -Scholle erschließt an der SW-seite des gegenüberliegenden, vom sog. „Alten Kalvarienberg gebildeten Talhanges ein alter, heute nur selten noch benützter Steinbruch, „D“ KNEBEL's (1903 S. 443) eine weitere solche überschobene Scholle. Sie besteht aus einer bis zu 10 m Mächtigkeit erschlossenen Folge von aufs stärkste zerrütteten und großenteils bis zu Gries zerdrückten Bankkalken, die auch hier wieder im Hangenden wie unser anstehendes Ober- $\delta$  Kieselknollen führen. Sie lagert im allgemeinen fast wagrecht und steigt, wie im SO-teil des Bruches zu sehen ist, offensichtlich in-

folge starker Anhäufung des Überschiebungsschuttes (s. S. 111) an mehreren N–S etwa streichenden Verwerfungen stufenartig gegen O an.

An den SO-teil der Scholle unmittelbar angrenzend erscheinen unverbreschte  $\delta$ -Kalke des Anstehenden. Es sind Kieselknollen führende Bankkalke des Ober- $\delta$ .

Im Bereich der südlich davon gelegenen Höhe des sog. „Ziegelberges“ ist der W- $\delta$ , wie schon KNEBEL in dem an seinem steilen N-hange gegenüber dem alten Kalvarienberg angelegten, von ihm als „C“ beschriebenen und abgebildeten (KNEBEL 1903 S. 455/56 Fig. 7) aufgelassenen Steinbruch feststellte, zu seinem größten Teil auch überschoben. Der Bruch bietet sich noch heute fast so dar. KNEBEL beobachtete in ihm die von der Dachfläche der hangenden Bank der anstehenden  $\delta$ -Bankkalke gebildete Überschiebungsfläche in einer Höhe von 490 m unter dem Überschiebungsschutt (s. S. 111) entblößt und wie bei den übrigen bisher beschriebenen überschobenen  $\delta$ -Schollen in der allgemeinen OW-Richtung geschrammt. Die mit fast 5 m Mächtigkeit freiliegenden Bankkalke des Anstehenden sind in zahlreiche größere Blöcke zerspalten, die wie KNEBEL weiter ausführt „zum Teil geneigt oder gegeneinander verschoben sind, so daß an den Spaltflächen zahlreiche Harnische zu beobachten sind; längs der Schichtfläche haben sich ferner die Massen in der Richtung des Hauptschubes bewegt, so daß die Schlißflächen nicht auf einen einzigen Horizont beschränkt sind“. Es sind die zwischen 11,86 und 17,28 m Höhe über  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänke. Die durch den Überschiebungsschutt gekennzeichnete Hauptüberschiebungsfläche bildet also darnach hier bereits die Dachfläche der in 17,28 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze nach unten zu folgenden Bank. Für die  $\gamma/\delta$ -Grenze ergibt sich daraus und aus der oben mit 490 m angegebenen Höhenlage der Überschiebungsfläche mit etwa 472 m ü. d. M. nahezu die gleiche Höhe wie im O-teil des Steinbruches „A“.

In der großen Kriesgrube der Stadt Wemding dicht beim Lohweiher O davon sind im O-teil noch bis in 10 m Höhe über der Bruchsohle unverbreschte  $\delta$ -Bankkalke des Anstehenden erschlossen. Die nach O geneigten Bänke sind lediglich in eine Anzahl größerer Blöcke mit längs den Kluffflächen ausgebildeten

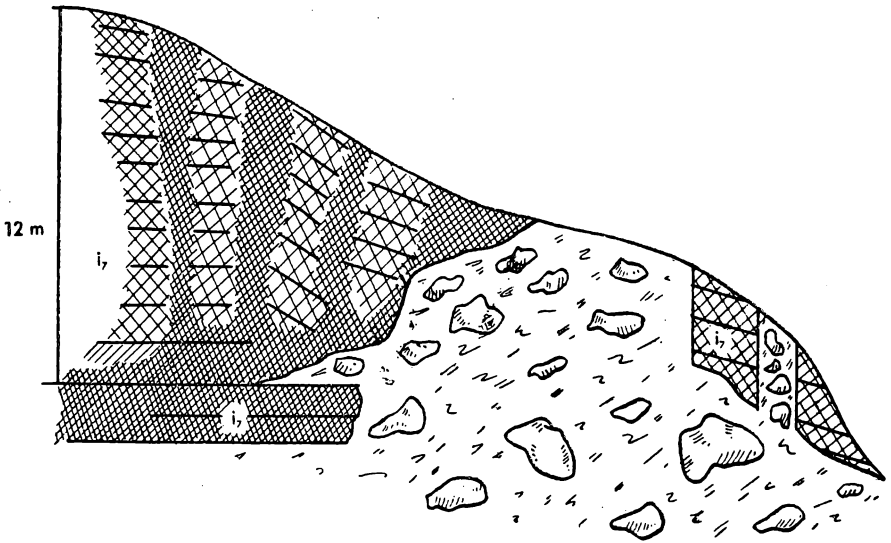


Abb. 6. W-wand der städt. Kiesgrube am Lohweiher NO.

Zertrümmerungszonen zerteilt. Ihre in etwa 5 m Mächtigkeit freiliegenden hangenden Bänke entsprechen den zwischen 15,19 und 20,02 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänken. Nach W schließen durch eine Kluft getrennt in der ganzen Höhe des Aufschlusses unmittelbar die hier auf das Anstehende überschobenen  $\delta$ -Kalke der Ziegelbergüberschiebung an. Es ist eine geschlossene Folge von durchwegs mehr oder weniger stark vergriesten Bankkalken. Die W-wand der Grube legt ihren N-rand mit steil unter sie einfallender Grenzfläche auf die südliche der beiden das Anstehende hier in O–W-Richtung etwa durchsetzenden, 10 bzw. 3,5 m breiten mit Überschiebungsschutt (s. S. 111) erfüllten Gangspalten (s. Abb. 6) aufgeschoben frei, während sie in der S-, der Hauptwand, wo der Überschiebungsschutt an der Basis schon nach wenig mehr als 1 m Entfernung von der Gangspalte ausgekeilt ist, mit der Sohlfläche ihrer untersten Bank den nach O zu unter die Grubensohle absinkenden Bänken des Anstehenden konkordant auflagert. Da in diesem Teil der Grube auch das Anstehende bis zu Gries zertrümmert ist, fällt es ohne die günstigen Aufschlußverhältnisse in der W-wand schwer die Grenze zwischen Anstehendem und Überschobenem anzugeben. Die Überschiebungsfläche kennzeichnet hier nur eine zwischen den Bänken eingeschaltete Zone feinsten Vergriesung. Der N-

rand der Überschiebung ist in der W-wand auch in ein Haufwerk von ziemlich regellos ineinandergepreßten Blöcken aufgelöst, während sie in der S-wand, von den im folgenden beschriebenen Störungen abgesehen, die ursprüngliche Aufeinanderfolge der Bänke zum Teil noch bewahrt hat. Ganz besonders trifft dies für den unmittelbar an das Anstehende des O-teils der Grube anschließenden Teil zu, wo die hier ebenfalls nach O geneigten Bänke größtenteils sogar noch die ursprünglichen Mergelzwischenlagen zeigen. Im übrigen sieht man zwischen den Bänken vielfach eine solche Zone feinsten Vergriesung ausgebildet wie sie auch die Überschiebungsbasis kennzeichnet. An einer Stelle wurde sogar eine ausgezeichnet polierte und geschrammte Gleitfläche beobachtet. Die Richtung der Schrammen war O—W etwa. Wie im Anstehenden des oben beschriebenen Steinbruches „C“, so liegt darnach offenbar auch hier im Überschobenen ein mit den Schichtflächen zusammenfallendes System von Rutschflächen vor, längs deren die einzelnen Schichtbänke übereinander verschoben wurden. Daneben aber durchsetzen auch eine Reihe fast senkrechter quer zur Hauptschubrichtung verlaufender solcher Zonen feinsten Vergriesung das Überschobene, an denen offenbar die von ihnen begrenzten Teile auch noch quer zur Richtung des Hauptschubes etwas gegeneinander verschoben wurden. Die Hauptwand des Bruches erschließt das Überschobene noch bis zu über 12 m Mächtigkeit. Im Gegensatz zu der nahe westlich der Kiesgrube wenig oberhalb ihrer Oberkante im Hang zutage tretenden vergriesten wagrecht lagernden Kieselknollen führenden Bank, sind die hier als deren Liegendes erschlossenen Bänke, wie die von 22 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze nach unten zu folgenden Bänke des Anstehenden ebenfalls noch frei von Kieselknollen. Die Aufnahme eines Schichtprofils, wie sie vor allem dem unmittelbar an das Anstehende des O-teils der Grube angrenzenden Teil der Überschiebung über einen großen Abschnitt der Bankfolge möglich ist, zeigt die gleiche Aufeinanderfolge der Bänke, wie in dem entsprechenden Abschnitt der Bankfolge des im O-teil der Grube angrenzenden Anstehenden. Auch die noch mit bis über 1,5 m Mächtigkeit erschlossenen liegenden Bankkalke des Anstehenden entsprechen den Bänken, die normalerweise die Bankfolge fortsetzen. Es sind die von etwa 8,5 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze ab nach unten folgenden Bänke. Die Überschiebungsbasis selbst wird also darnach hier nun bereits von der Dachfläche der

in 8,5 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze nach unten zu folgenden Bank gebildet, während sie ihrer geographischen Höhenlage nach noch in fast der gleichen Höhe von 490 m liegt, wie im Steinbruch „C“. Die  $\gamma/\delta$ -Grenze selbst liegt darnach also hier bereits in etwa 482 m ü. d. M. Auch die auf der N-seite der erwähnten Gangspalte bis in etwa 4 m Höhe über der Bruchsohle anstehenden stark zerrütteten nordwärts geneigten Bankkalke umfassen das Anstehende nur mehr bis in etwa 9,65 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze. Die im Gebiet des Galgenbergs — Höhe Punkt 521,8 in 8,73 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgende Schwammkalkzwischenbank ist auch in ihnen nur als eine vereinzelt führende Bank entwickelt. Aus den liegenden Bänken stammen: *Oecotraustes dentatus* REIN. und *Simoceras aff. heimi* FAVRE.

Im Gebiet zwischen Höhe Punkt 567 (N Wemding) und Döckinger Berg und ebenso auch in jenem der Wart (O-teil)—Polsinger Berg W davon und bei Lommersheim (SO von Wemding) bauen Weißjura- $\delta$ -Schollen mit solchen des Ober- $\gamma$  zusammen jeweils einen geschlossen zusammenhängenden Schollenstreifen auf. Es sind Schwammkalke und hornsteinführende Bankkalke des Ober- $\delta$  und eine Reihe von Bankkalkschollen, die mangels geeigneter Aufschlüsse stratigraphisch nicht weiter einstuftbar sind. In dem Vorkommen dicht SW Hagau wurden früher in einer heute völlig zerfallenen Grube anscheinend wagrecht lagernde, erheblich zerrüttete Bankkalke abgebaut. Auf der N-seite der Wart kommen in dem Steilhang des Durchbruches des sog. „Kreuther Baches“ nach O geneigte Bankkalke heraus. Auch bei den übrigen Weißjura- $\delta$ -Schollen handelt es sich stets um vergrieste oder doch erheblich zerrüttete Vorkommen.

Zwei vermutlich ebenfalls enger zusammenhängende Vorkommen liegen auch noch im S von Wemding:

Im W-hang des Metzles-Berges SSW Wemding sind als Liegendes von Schwammkalk der in Massenkalk übergeht in beinahe 3 m Mächtigkeit wagrecht lagernde Linsenkalk aufgeschlossen, unter denen an der S—SW-Seite des Berges normale Bankkalke mit *Aulacostephanus eudoxus* D'ORB. und *Oppelia holbeini* OPP. herausstreichen. Die Kalke sind von einer in der Mitte des Bruches durchsetzenden schmalen Vergriesungszone, längs der sie um etwa 30 cm gegeneinander verlagert sind, abgesehen, unzertrümmert.

Westlich davon liegen im NW-teil des Weißjura- $\delta$ -Vorkommens bei Punkt 422 leicht nach NNW geneigte Bankkalke in etwa 8, m Mächtigkeit frei. Es sind die zwischen 7,4 und 15,80 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze aufeinanderfolgenden Bänke. Die im benachbarten Gebiet des Galgenbergs – Höhe Punkt 521,8 in 8,73 m Höhe über der  $\gamma/\delta$ -Grenze folgende Schwammkalkzwischenbank ist auch in ihnen nicht als solche entwickelt. Die sonst unzertrümmerte Bänke sind am N-rand entlang sehr stark zerrüttet. Die Fossilfunde sind: *Perisphinctes ribeiroi* CHOFF., *Simoceras* cf. *heimi* FAVRE, *Oppelia franciscana* FONT. – *holbeini* OPP. und *Streblites* sp.

Zwei kleinere isolierte Vorkommen wurden noch im O von Wemding zwischen die Trümmernmassen eingestreut angetroffen: Im „Keller“ auf der SO-seite von Wemding sind wagrecht lagernde stratigraphisch nicht weiter einstuftbare Bankkalke entblößt. Auf dem S-abfall des „Hasenbichls“ NO davon sind in dem eingezäunten Garten nach S geneigte Schwammkalkbänke, wohl des Ober- $\delta$  etwas angeschnitten.

## Weißjura - $\epsilon$ .

**Massenkalk** ( $i_9$ ) ist in geschlossenen Vorkommen nur noch im S des Blattgebietes gefunden. Im Verband mit Linsenkalken im Liegenden wurde er hier bereits von zwei Stellen erwähnt:

In dem Bruch an der W-seite des Metzles-Berges SSW Wemding sind es Schwammkalke und Linsenkalk, die in grell weißen mit Hornsteinausscheidungen durchsetzten zuckerkörnigen und dichten Felsenkalk übergehen. Nach der GÜMBEL'schen Karte soll Dolomit den Gipfel des Berges bilden. In den Lesesteinen liegen hier Felsenkalk und Dolomit wirt durcheinander.

In der erwähnten Böschung der bei Punkt 456,4 O von hier von der Gosheimerstraße abzweigenden, neuen Straße nach Fünfstetten ist es Dolomit im Wechsel mit löcherigem, dichtem Felsenkalk. Beide sind mit häufigen Kieselknollen durchsetzt. Der Massenkalk, der hier in den Aufschlüssen im allgemeinen nur eine gewisse Auflösung seines Verbandes in größere Schollen und Blöcke zeigt, ist an seiner O-Grenze, wo er im südlichen Wassergraben im unmittelbaren Kontakt mit den angrenzenden Impressa-Mer-

geln (s. S. 42) erschlossen ist, aufs stärkste zerrüttet und zum Teil auch vergriest.

Auf dem O-abfall der Höhe Punkt 521,8 nördlich davon ist im Zusammenhang mit Linsen- und Schwammkalken des obersten  $\delta$  eine weitere solche einheitlich zusammenhängende Masse aus dichtem und zuckerkörnigem Felsenkalk und Dolomit zu beobachten. Auf der Höhe scheint sich diese durch und durch vergriest in einem schmalen Streifen zwischen den Kalken des Unter- $\delta$  und Ober- $\gamma$  eingeklemmt gegen S zu noch etwas fortzusetzen. Am S-fuße des SO-abfalles des Wemdinger Galgenberges ist in der Böschung des Jägersteiges im Anschluß an die  $\delta$ -Bankkalke durch eine Zone intensivster Zerrüttung und Vergriesung getrennt einheitlicher Dolomit aufgeschlossen.

Ein weiteres kleines offensichtlich geschlossen zusammenhängendes Vorkommen von Dolomit liegt auf der O-seite der Höhe Punkt 522 N von Wemding.

Einzelstücke und Blöcke sind darüber hinaus vor allem als Bestandteil der jungen Überdeckung verbreitet. Es sind teils autochthone Reste des ehemals anstehenden Massenkalkes und teils Bestandteile einer ortsfremden Schuttüberstreuung. Autochthone Reste bilden sie vor allem auf dem SO-abfall des Wemdinger Galgenberges und des O-teils dieser Höhe sowie O vom Lohweiher, wo sie oberstem  $\delta$  unmittelbar auflagern. Weitere solche Reste enthält auch die alte Überdeckung (s. S. ...) zum Teil.

**Restgesteine:** Es sind dies die bereits von DEHM (1931 S. 198) eingehend beschriebenen Hornsteine und vor allem aber die Kieselplatten, die nach ROLL (1932 und 1933) noch „samt und sonders“ der Beckeri-Zone, und zwar der Setatus-Zone im Besonderen angehören. Einzelne Reste derselben werden in der S-hälfte unseres Blattgebietes bis zur Wörnitz hin fast überall in der Überdeckung gefunden. Sie stellen teils Bestandteile verschwemmten Riessandes (s. S. 156), teils Bestandteile einer ortsfremden Schuttüberstreuung in der Überdeckung (s. S. 175) und teils Relikte von ehemals anstehendem Weißjura- $\epsilon$  dar. Autochthone Relikte sind sie vor allem über den Weißjura- $\delta/\epsilon$ -Gebieten um Wemding, in denen die alte Überdeckung (s. S. 111), wo sie sich erhalten hat, stets noch mehr oder weniger häufige Reste von ihnen einschließt. Im Gegensatz zum südlichen und westlichen Vorries (s. DEHM

1931 S. 198) ist also darnach bei uns auch der Weißjura-ε noch in der gleichen Faziesentwicklung zum Absatz gekommen, wie in der übrigen südwestlichen Frankenalb. Auf der Karte sind all jene Gebiete, wo Kieselplatten als autochthone Relikte bzw. als Bestandteil der erwähnten ortsfremden Schuttüberstreuung erscheinen, durch blaue Schraffen bedeckt.

Die häufigsten Funde werden im Bereich der Weißjura-Schollen auf der O-seite der Höhe Punkt 522 N Wemding, in den Äckern am SO-fuß des Galgenbergs im SO und an der Gosheimerstraße im S von Wemding gemacht.

## 6. Hochschotter (Urtalbodenschotter).

Als solcher muß der im folgenden (s. S. 111—113), als Bestandteil der alten vorriesischen, lehmigen Albüberdeckung beschriebene, bis nußgroße Quarzgerölle und vereinzelte größere Kieselplattenreste führende, grobe bis grantige Quarzsand gedeutet werden. Seiner ursprünglichen Lage auf der Höhe über dem Talboden des vorriesischen Wemdinger Mühlbaches entsprechend, muß er älter sein, als dessen Anlage, die nach unseren folgenden Feststellungen wohl ebenfalls schon voroberoligozän ist. So bleibt nur ihn als Überrest der alttertiären Geröllsandaufschüttungen der bereits von KRUMBECK (1927) vermuteten, über Wemding verlaufenen Verbindung von einer Urwörnitz zur Urussel, für deren Geröllsandablagerungen auch DEHM (1931) auf mindestens vorobermiozänes und zum Teil sogar sicher voroberoligozänes Alter schließen mußte.

Auf der Karte sind diese Reste nicht eigens ausgeschieden.

## 7. Oberoligozäner Süßwasserkalk (Chattium).

Eine neuere eingehende Bearbeitung der oberoligozänen Süßwasserkalke des Riesgebietes liegt bereits von DEHM (1931) vor. Aus seiner Arbeit, die auch eine kurze Synonymliste der einzelnen Fossileinschlüsse enthält, wurden die Namen der Fossilfunde entnommen.



In ein offenbar noch durchaus einheitlich geschlossenes Vorkommen schneidet der Pflug im Zusammenhang mit den Weißjura- $\delta$ -Schwammkalken in den Äckern am Waldrand W von Hagau (N von Wemming) ein. Es sind vorwiegend violettgraue, seltener gelbliche bis bräunliche, harte, dichte, löcherige Kalke, die in den Lesesteinen gleichermaßen wie die  $\delta$ -Schwammkalke zerrüttet und zum Teil sogar vergriest erscheinen. Sie führen nur Süßwasserschnecken als Fossileinschlüsse. Neben den weit überwiegenden Resten von *Coretus cornu cornu* BRONG. und vor allem aber von kleineren und kleinsten nicht näher bestimmbarern *Planorben* sind es auch noch solche von *Acanthinula paludinaeformis* SANDB., *Radix (Radix) subovata* ZIET., *Radix (Radix) brancai* SCHÜTZE, *Galba subpalustris subpalustris* THOMAE.

Bei den übrigen Vorkommen handelt es sich nur um mehr oder weniger zahlreiche Einzelstücke bis zu Kopfgröße, die im Bereich unseres Blattgebietes offensichtlich stets nur Vorkommen der alten vorriesischen lehmigen Albüberdeckung (s. S. 110/111) entstammen:

Ca. 450 m SW von Hagau, wo die Radspuren des breitausgefahrenen Fahrweges im Bereich der  $\delta$ -Schwammkalke stellenweise tief in solchen alten Überdeckungslehm einschneiden, wurden nur einige wenige Funde davon gemacht. Es sind die gleichen durch die reichen Einschlüsse von *Planorben* gekennzeichneten Kalke, wie bei dem zuerst beschriebenen Vorkommen.

Von den Höhen zwischen Hagau und Polsingen, in deren Bereich die bisher beschriebenen beiden Vorkommen liegen, erwähnt auch schon SCHNEID (1914 S. 215), daß er dort gelegentlich oberoligozäne Süßwasserkalkbildungen angetroffen hat.

Zahlreiche Funde ergab dagegen auch noch zur Zeit der Feldaufnahme das von SCHNEID (s. JOOS 1912) im Jahre 1910 schon entdeckte Vorkommen in der Kiesgrube auf dem W-abfall des Dobelbucks bei Amerbach. Sie entstammen hier der Füllung einer in den Bimammatum-Kalken aufsetzenden und bis zu 4 m Breite und bis in etwa 7 m Tiefe erschlossenen Spalte. Die Spaltenfüllung hat nichts mit der riesischen „Bunten Bresche“ zu tun, wie sie von verschiedenen Riesforschern (JOOS 1912, SCHNEID 1914 S. 215, u. a.) bisher immer angesprochen wurde. Sie umfaßt primär neben den die Hauptmasse bildenden bunten

Bohnerz führenden Überdeckungslehmen nur die Oberoligozäneinschlüsse, dunkelbraun verwitterte, unverbreschte, kantige Weißjurakalkstücke des Ober- $\gamma$  (mit *Ataxioceraten*-Resten der *Lothari*-Gruppe und *Pseudomonotis similis* GF.) und randlich auch Gries des Nebengesteins. Die heute stellenweise zu beobachtende Vermengung mit rotem Eisensand des Braunjura- $\beta$  ist, wie ein Schurf erkennen ließ, nur oberflächlich und ganz offensichtlich auf das nachträgliche Herabrutschen der diskordant über der Spaltenfüllung und den angrenzenden Bimammatum-Kalken ausgebreiteten Reste überschobener Eisensandmassen auf der steilen Böschung zurückzuführen. Darnach stellt sie also ganz unzweifelhaft nur eine alte vorriesische Spaltenfüllung dar. Die fossilreichen Oberoligozäneinschlüsse wurden vor DEHM (1931) bereits von JOOS (1912) beschrieben. Sie umfassen hier 2 Ausbildungsweisen. Die eine stellt einen, dem zuerst beschriebenen Planorben-Kalkentsprechenden Kalk dar, der aber hier bereits einzelne Landschnecken einschließt. Die andere dagegen stellt einen hellen porösen, etwas mergeligen, von konkretionären Kalkknöllchen und kalkspaterfüllten Hohlräumen durchsetzten Kalk dar, der neben einzelnen Süßwasserschnecken vor allem Landschnecken in großer Zahl führt und so vollkommene Übereinstimmung mit einem an der SO-Seite des Pölsinger Berges erschlossenen ganz gleichartigen jungobermiozänen Süßwasserkalk zeigt. Die Aufsammlung ergab im einzelnen folgende Fossilfunde: *Planorbinae* div., sp., *Coretus cornu cornu* BRONG., *Galba subpalustris subpalustris* THOMAE, *Radix (Radix) subovata* ZIET., *Cepaea rugulosa rugulosa* ZIET., *Zonites (Aegopsis) subangulosus* ZIET., *Pomatias antiquum antiquum* BRONG. mit *Operculum*. JOOS führt außerdem noch *Poiretia (Pseudoleacina) subsulcosa* THOMAE, *Omphalosagda pyramidalis* JOOS, *Plebecula fraasi* JOOS, an.

Häufigere Funde wurden auch in dem Ranken an der NNW-seite der Höhe Punkt 495 SO vom Dobelbuck erhalten. Während der Feldaufnahme lag die Spaltenfüllung, der sie entstammen, in seiner frisch abgehobenen Böschung zwischen die zertrümmerten Wj.-Ober- $\gamma$ -Kalke eingeklemmt etwas frei. Der Bohnerzlehm enthielt auch hier neben den Oberoligozäneinschlüssen nur dunkelbraun verwitterte Reste von unverbreschten Kalken des Wj.-Ober- $\gamma$  eingelagert. Das neuentdeckte Vorkommen umfaßt zur Hauptsache auch nur solche den oben beschriebenen Planorben-

Kalken entsprechende Kalke. Daneben waren es aber auch noch einige Brocken eines pseudobrecciösen (primärbreschigen), schlierigen oder pseudopisolithischen Kalkes. Die Kalke führen hier auch bereits einzelne Landschnecken. Die Fossilfunde sind: *Planorbinae* div., sp., *Coretus cornu cornu* BRONG., *Radix (Radix) subovata* ZIET., *Galba subpalustris subpalustris* THOMAE, *Zonites (Aegopsis) subangulosus* ZIET., *Cepaea rugulosa rugulosa* ZIET., *Pomatias antiquum* BRONG.

Über den Ober- $\gamma$ -Kalken in dem einspringenden Eck des Waldes auf der SO-seite der Höhe Punkt 521,8 (SSO von Wemding) sind in den obersten 40 m des Rankens an der S-seite der Äcker in den Ackerlesesteinen solche Oberoligozänfunde ebenfalls nicht selten. Daneben trifft man in den Lesesteinen Felsenkalkstücke und Reste verkieselter Gesteine des oberen Weißjura an. Der Pflug schneidet dazuhin stellenweise auch Bohnerzlehm an. Darnach darf man wohl annehmen, daß auch diese Funde alle einer alten vorriesischen in den Ober- $\gamma$ -Kalken aufsetzenden Spaltenfüllung entstammen. Wie in dem zuletzt beschriebenen Vorkommen, sind es neben solchen dem Planorben-Kalk entsprechenden Kalken, auch Brocken eines pseudobrecciösen (primärbreschigen), pseudopisolithischen und schlierigen Kalkes, welcher letzterer in einem Handstück sogar Einschlüsse von allerdings nur kantengerundetem Weißjura- $\epsilon$  Felsenkalk einschließt. Die Fossileinschlüsse des bisher ebenfalls unbekanntem Vorkommens umfassen nur *Planorbinae* div., sp., *Coretus cornu cornu* BRONG. und *Radix (Radix) subovata* ZIET.

Die oberoligozänen Süßwasserkalke stellen Absätze eines Sees dar, dessen Existenz auch schon DEHM (1931) auf Grund der so zahlreichen Funde, die durch die oben beschriebenen zum Teil neuen Vorkommen noch vermehrt werden, für gegeben hielt. „Eine verhältnismäßig flache Einmuldung, in welcher der Grundwasserspiegel zutage trat, reichte wohl zur Bildung eines Sees aus. Die Annahme DEHM's, daß das Amerbacher Vorkommen vielleicht aus der Nähe einer Bachmündung stammt, ist nicht die einzige Erklärung für die in diesen Kalken sich zeigende Verquickung von Land- und Süßwasserschnecken. Im Hinblick auf die in den jungobermiozänen Süßwasserkalkablagerungen des Rieses beobachtbare ganz gleiche Faziesgliederung und auf das Fehlen von eingeschwemmtem, klastischem Material ist es viel-

mehr wahrscheinlicher, daß wir es bei ihnen und auch dem anderen Vorkommen an der NNW-Seite der benachbarten Höhe Punkt 495, wie bei diesen, mit Ablagerungen auf den Böschungen einer in dem See aufragenden Insel zu tun haben, von der aus die Landschnecken durch die Brandung eingeschwemmt wurden. In gleicher Weise dürften wohl auch die oben erwähnten Felsenkalkeinschlüsse des Vorkommens SSO von Wemding nur Produkte der Aufarbeitung der Auflagerungsfläche des Süßwasserkalkes durch die Brandung dieses Sees darstellen. DEHM vermutet auch „wegen des häufigen Beieinander von Massenkalkbrocken mit dem oberoligozänen Süßwasserkalk“, daß damals Weißjura-ε die Jurahochfläche bildete. Bei den Vorkommen unseres Blattgebietes trifft dies indessen nur für das zuletzt beschriebene Vorkommen SSO von Wemding zu. Im Falle der beiden Vorkommen in der westlichen Umgebung von Hagau dagegen müssen es bereits Ober-δ-Kalke und im Falle der übrigen beiden Vorkommen zwischen Amerbach und Wallfahrt Wemding sogar Ober-γ-Kalke gewesen sein. Der autochthonen Auffassung des Gebietes entsprechend muß darnach also im Gebiet von Wallfahrt Wemding—Dobelbuck bereits in der voroberoligozänen Zeit ein bis in den Wj.-γ hinab eingetieftes, N—S etwa verlaufendes Ur-tal, vermutlich einer Ur-Rohrach, bestanden haben.

## 8. Bunte Bresche (b).

War die Vermengung der vorriesischen Formationsstufen derart, daß sie einzeln auf der Karte nicht mehr ausgeschieden werden konnten, so wurde dafür die Bezeichnung „Bunte Bresche“ oder „Bunte Trümmernmassen“ verwendet.

Die Ansicht, daß die Bunte Bresche und die in ihr vorliegende innige Verknetung von tonig-sandigen Trümmernmassen vor allem nur das Ergebnis von bei der Riesbildung stattgehabten Explosionen und Überschiebungen darstellt, trifft bei keinem der Vorkommen unseres Blattgebietes sicher zu. Nach den Ergebnissen ihrer Untersuchung (s. S. 174) ist es vielmehr wahrscheinlicher, daß wir es hier stets nur mit Anhäufungen von diluvialen Fließerden zu tun haben, die sich aus den die nächste Umgebung der Vorkommen jeweils aufbauenden Trümmerngesteinen unter der Einwirkung des glazialzeitlichen Bodenfrostes gebildet haben.

## 9. Suevit (Traß,)v.

Durch ihre umstrittene Auffassung ob Tuff oder Schmelzfluß schon lange bekannt (s. DEFFNER und O. FRAAS 1877 S. 12, GÜMBEL 1891 S. 234, KNEBEL 1903 S. 241, SCHOWALTER 1904, OBERNDORFER 1905, SCHUSTER 1925 und 1927 und SCHNELL 1925 sind auf Blattgebiet Wemding die bereits durch ihre große Härte von den meisten übrigen Vorkommen abweichenden Gesteinsmassen am W-rande von Polsingen und vom Amerbacher Bichl am NNO-rande dieses Ortes. Sie setzen beide in der Randzone einer mit Keuperresten überdeckten zerpreßten Grundgebirgsscholle auf.

Beim **Polsinger** Vorkommen erschließt ein kleiner Bruch an der Straße zum Kronhof die in südlicher Richtung in den Wald hineinziehende Rippe bis in über 5 m Tiefe hinab. In der senkrechten S-wand des SW-eckes desselben sind die fraglichen harten Gesteinsmassen als ein licht rötlichgraues gleichmäßig grobporig-zelliges und durchaus massiges Gestein entwickelt. Es führt, wie überhaupt im ganzen Bereich dieses Vorkommens nur Reste veränderten Grundgebirges als Einschlüsse. Gegenüber den höheren Teilen der im folgenden beschriebenen fließgeschichteten Massen erscheint ihre Zahl erheblich geringer, auch sind sie nur selten über walnußgroß. Ost- und nordwärts an die Wand anschließend werden die Massen zunächst zu einem i. a. dunkler rotgrauen und feinporigen Gestein. In ihm zeigen sich dann auch in dem Auftreten größerer einheitlich gestreckter Blasenräume, die mitunter in mehr oder weniger lange offene Fugen übergehen, deutliche Anzeichen einer nach NO gerichteten Fließbewegung. Als die Hauptgleitfläche erscheint eine in etwa 1,3 m Entfernung vom SW-eck des Bruches wenig unterhalb der Oberkante beginnender Zug grober einheitlich gestreckter Blasen, der schon nach kurzem Laufe in eine offene Fuge übergeht und zunächst fast senkrecht und dann immer flacher zur Mitte der Bruchsohle, also in nordöstlicher Richtung etwa abfällt.

Im mittleren Drittel der Hauptbruchwand schließen im Anschluß an das westliche Drittel knicklos durch Zwischenschaltung von Lagen und Schlieren aus einem koksartigen Erstarrungsgrus des Suevits und vor allem aber von verändertem Grundgebirgsgrus aus ihren oberen Teilen sich entwickelnde, in der Richtung des

Fließgefüges orientierte größere und kleinere Zungen, Schlieren- und Schweifbildungen die Suevitmassen nach oben ab. Die Grundgebirgseinschlüsse nehmen in ihnen gegen O in steigendem Ausmaße zu. Im letzten Drittel der Hauptbruchwand, wo diese obersten Bildungen bis unter die Bruchsohle absinken, bestehen diese dann überhaupt fast nur mehr aus einer groben Bresche bzw. mehr oder weniger locker gepackten Haufwerk aus Erstarrungsschutt des Suevits und dem weitaus überwiegenden Grundgebirgsschutt mit seinen vereinzelt bis 112 m großen Komponenten. In den genannten Zungen, Schlieren- und Schweifbildungen sind die Suevitmassen als ein dichtes steingutartiges ausgesprochen flachmuschelartig brechendes Gestein mit vereinzelt bis zu 5 cm großen Blasenräumen ausgebildet, in dem im Anschliff bereits die Wechsel der Färbung das Vorhandensein einer in der obengenannten Richtung orientierte Fließstruktur erkennen läßt. Im Groben wie im Feinen wechseln ganz innig miteinander verflöbte, nahezu parallel angeordnete und prachtvoll gestauchte oder gefältelte Streifen und mehr oder weniger lang ausgezogene Schlieren vom helleren Dunkelrot bis zum dunklen Grauschwarz. Ihr eingeordnet sind längsgestreckte Blasen und Blasenzüge, sowie längliche Einschlüsse, Züge und Schlieren des Grundgebirges. Neben diesem inneren Fließgefüge zeigen diese Zungen, Schlieren- und Schweifbildungen an ihren Außenseiten aber auch die entsprechend orientierten äußeren Fließformen — runzelige, tau- und strickförmig gedrehte sowie gekröseartige Oberflächenbildungen — wie ein aus Schmelzfluß erstarrtes Gestein. Darnach kann es also keinem Zweifel unterliegen, daß wir es hier nur mit einem solchen zu tun haben.

In der geschilderten Art der Ausbildung können die Suevitmassen bis zum Rand des Waldes hinauf verfolgt werden, wobei der Pflug über dem O-teil stets noch in großer Zahl solche tau-, strick- oder fladenförmige und gekröseartige Lavastücke fördert. Im Wald selbst sind es dann nur mehr weißlich und gelbgrünlich kaolinisch erdig verwitterte Massen.

Das Bild, das die vorliegenden Suevitmassen bieten, ist darnach also ganz das eines in zähem Flusse über die Erdoberfläche emporgequollenen Schmelzflußbrückens, der nach seinem Austritt aus der Förderspalte längs der oben erwähnten Hauptgleitfläche nach NO zu abgesackt ist, wobei es dann im Anschluß daran

nur mehr zu einer geringen Lavaförderung gekommen zu sein scheint. Die oben beschriebenen dichten schlierig gebänderten Zungen, Schlieren- und Schweifbildungen stellen dabei offensichtlich die aus den überreich mit dem durchbrochenen zertrümmerten Grundgebirge beladenen Dachteilen des Rückens, der Schloträumungsbreccie und den nachträglichen Lavaaustritten hervorgegangene äußere Schlackenkruste, die grobporig zelligen an Grundgebirgsanschlüssen ärmeren Massen aber die unmittelbar in die Förderspalte übergehenden Tiefenfortsetzungen dar.

Die mikroskopischen Untersuchungen können diese Feststellungen nur bestätigen. Tatsächlich sind ja auch die mikroskopischen Beobachtungen von SCHOWALTER (1904) bisher eigentlich noch nie widerlegt worden.

Die mikroskopische Untersuchung an Dünnschliffen von Proben dieser verschiedenen Teile erweist die Grundmasse stets nur als ein weitaus vorherrschend aus einem einheitlich zusammenhängenden Filz von Feldspat (Sanidin)-Mikrolithen aufgebaut, wie dies auch andere entsprechend erstarrte Ergußgesteine zeigen. Im Verlauf der geschilderten Veränderung der Suevitmassen läßt er eine mit der oben gegebenen Deutung der verschiedenen Teile übereinstimmende deutliche Abnahme der Kristallbildung erkennen. Den höchsten Grad der Kristallbildung zeigen die als unmittelbare Fortsetzungen in die Förderspalte angesprochenen grobporig-zelligen Teile, in denen er größtenteils bereits aus größeren besenartigen Aggregaten und wohlindividualisierten, kurzen gedrungenen, divergentstrahlig, seltener auch radialstrahlig angeordneten Leistchen und nur gelegentlich aus Büscheln von garbenartig beisammenliegenden, langen schmalen, an den Enden zugespitzten oder ausgefaserten Leistchen besteht. In den dunkelrotgrauen feinporigen Teilen werden dann die letztgenannten Mikrolithenbündel vorherrschend und in den als die zugehörige Schlackenkruste angesprochenen dichten schlierig gebänderten Teilen sind es schließlich überhaupt fast nur mehr feinste, oft trichitisch gebogene Fasern, die in ganz gleich aufgebauten Büscheln beisammenliegen. Bei gekreuzten Nikols sind auch in ihnen vielfach schon divergentstrahlig angeordnete, mehr oder weniger quer zur Faserrichtung liegende, einheitlich auslöschende Durchschnitte von der Art der Feldspatleisten zu beobachten. Sie erweisen sich stets identisch mit den in der Grund-

masse hier so zahlreich verbreiteten langen, nadeligen Erzzusammenballungen.

Die gleiche Abnahme der Kristallbildung zeigt auch das am Aufbau der Grundmasse beteiligte Magneteisen, das aber als solches fast nur mehr in den erwähnten dunkelgrauschwarzen Schlieren erhalten ist. In den übrigen Teilen dagegen ist es stets schon in weitestgehendem Maße in ein rotes Eisenoxydhydrat zersetzt, wodurch auch deren rote Färbung bedingt ist. Während man es in den grobporig-zelligen Teilen überwiegend in wohlindividualisierten Oktaedern ausgeschieden antrifft, sind es in den feinporigen und in den schlierig gebänderten Teilen diffuser Staub und die genannten langnadeligen Erzzusammenballungen.

Als nächstwichtiger Gemengteil nach dem Feldspat erscheint in dem durch die Erhaltung des ursprünglichen Magneteisens gekennzeichneten unzersetzten dunkelgrauschwarzen Schlieren in Fasern von trichitischer Zartheit ein frisch grün durchscheinender Chlorit (Delessit), der sich mit den unten beschriebenen Mineralausscheidungen zusammen zugleich auch in vorwiegend radialfaserigen Aggregaten in den Blasenräumen ausgeschieden findet und dadurch deren grünliche Färbung bedingt. In den übrigen bereits durch die fast völlige Zersetzung des Magneteisens gekennzeichneten mehr oder weniger rot gefärbten Teilen dagegen erscheint er stets schon zersetzt, so daß von einzelnen spärlichen Resten abgesehen, in denen gelblich durchscheinende Farbtöne zumeist auch schon den Beginn ihrer Zersetzung erkennen lassen, vielfach nur mehr die als Endprodukte seiner Zersetzung zurückgebliebenen gelbbraun bis braunrot durchscheinenden amorphen und zum Teil auch opaken Substanzen, vermutlich von Tonerde-Eisenoxydhydrat-Silikatgel, auf sein ursprüngliches Vorhandensein deuten. So kommt es auch, daß bereits in den erstgenannten Schlieren die Wandauskleidung bzw. Füllung der Blasenräume vielfach nicht mehr grün, sondern gelbbraun bis braunrot und stellenweise als förmlicher Brauneisenocker erscheint, wie das im Bereich der rotgefärbten Teile überhaupt immer der Fall ist. Daß die Zersetzung tatsächlich in der angegebenen Richtung verlaufen ist, beweist der fast völlige Mangel des Gesteins an Magnesium einerseits und sein hoher Gehalt an Tonerde andererseits, wie ihn die von SCHOWALTER angefertigte Analyse (s. unten) ergab.



Im übrigen aber scheint die Grundmasse von gelegentlichen Kalkspatausscheidungen abgesehen, nur mehr aus geringen Mengen von Bildungen freier Kieselsäure-Quarz und vor allem aber kolloidaler Kieselsäure zu bestehen, die sich mit dem Chlorit zusammen zugleich auch als glasklare Mineralbildungen in vielen der Blasenräume, und zwar sowohl der genannten mehr oder weniger roten Teile als auch der dunkelgrauschwarzen Schlieren ausgeschieden finden und infolgedessen ihren Ursprung außer in der Zersetzung des Chlorits der Grundmasse auch in der, in der Grundmasse bereits ursprünglich vorhanden gewesenen freien Kieselsäure gehabt haben müssen. In der Grundmasse der grobporig-zelligen Teile konnten mehrfach Neubildung von pflasterstrukturartig zusammengefügt verschwommenen Quarzkörnern beobachtet werden. Gelegentlich erscheinen sie auch zu größeren fast einheitlich auslöschenden undeutlich umgrenzten Flächen zusammengefügt, als die man sie selbst in der mikrofelsitischen Grundmasse der schlierig gebänderten Teile noch erkennen kann.

Die vorliegenden Suevitmassen erweisen sich so tatsächlich nur als eine einheitlich zusammenhängende ursprüngliche Schmelzflußmasse, deren verschiedenen Teile ihrer oben gegebenen Deutung entsprechend bei verschieden rasch absteigender thermaler Phase durch die bei der Erstarrung eingeschlossenen Dämpfe in ein mikrofelsitisches bis felsitisches Gewebe aus Sanidin, Chlorit und Bildungen freier Kieselsäure umgewandelt wurden, wobei schließlich auch noch das primär ausgeschiedene Magnet Eisen und der Chlorit fast vollständig zersetzt wurden.

Das in ihnen in einer Aufteilung von Einzelblöcken von  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser bis zum feinsten Mineralpulver herab eingeschlossene Grundgebirge umfaßt, soweit es noch bestimmbar ist, nur Gesteine des „Biotitgranites“, wie er hier vom Keuper überdeckt zutage tritt. Bei den Angaben von OBERNDORFER (1905 S. 37) und SCHNELL (1925 S. 266), nach denen hier in den Einschlüssen Hornblendegesteine vorherrschen sollen, muß es sich zweifellos um eine Verwechslung mit der von hier beschriebenen (s. S. 12) besonders feinkörnigen Modifikation des „Biotitgranites“ handeln. Fast alle sind sie schon mehr oder weniger weitgehend verändert, wie überhaupt der zu dem feinsten Mineralpulver gehörende Biotit stets schon völlig zerstört ist.

Der weitaus größte Teil der Einschlüsse, auch in den ehemaligen Dachteilen des Schmelzflußpfropfens, erweist sich durch die bekannte Isotropisierung der Feldspäte und zum Teil auch der Quarze und Biotite bereits als mehr oder weniger weitgehend umgeschmolzen. Von den hydrothermalen Nachwirkungen der bei der Erstarrung eingeschlossenen Dämpfe, wie wir sie in der Grundmasse kennenlernten, sind überhaupt fast alle betroffen. Der Biotit bzw. das aus seiner Umschmelzung hervorgegangene Glas ist dabei fast stets schon mehr oder weniger weitgehend zersetzt, und zwar ist er entweder in der Ausscheidung eines Brauneisengerüstes und eines Teils der Kieselsäure lediglich völlig in Chlorit umgewandelt und als solcher in schuppig-faserigen Aggregaten über das ganze übrige Gesteinsgewebe ausgebreitet, wie dies in den grüngefleckten Einschlüssen der Fall ist, oder aber es ist wie in der Grundmasse auch der Chlorit noch fast völlig zerstört worden, so daß wie dort nur mehr die amorphen und zum Teil auch opaken Massen des zurückgebliebenen gelbbraunen bis braunroten Tonerde-Eisenoxydhydrat-Silikatgels auf sein ursprüngliches Vorhandensein deuten, wie das in den rotgefleckten Einschlüssen der Fall ist. Die übrigen Gemengteile der Einschlüsse — der Quarz und die Feldspäte — erscheinen dabei in noch unverschlackten Einschlüssen überhaupt fast stets noch unverändert. In den verschlackten Einschlüssen dagegen sind jedoch auch diese zumeist schon entglast, wobei der ehemalige Feldspat durch ein Aggregat von Fasern von trichitischer Zartheit oder Sphärolithe und der ehemalige Quarz durch Chalcedon ersetzt ist.

Bei dem Vorkommen vom **Amerbacher Bichl** erschließen die von den früheren Abbauversuchen (s. unten) herrührenden Anbrüche die Kuppe etwas. Es sind den gleichmäßig feinporigen dunkler rotgrauen Teilen des Polsinger Vorkommens entsprechende Massen, in denen schon SCHOWALTER (1905 S. 12) stellenweise an längsgestreckten Blasenzügen das Vorhandensein eines Fließgefüges feststellen konnte. Die mikroskopische Untersuchung zeigt eine ganz gleich aufgebaute Grundmasse wie dort. Auch die von GÜMBEL und OBERNDORFER für „Bomben und Fladen“ gehaltenen Lavastücke sind ganz gleich aufgebaut, wie die dortigen Bildungen der Schlackenkruste. Darnach haben wir es also auch hier nur mit einem in zähem Flusse über der Erd-

oberfläche emporgequollenen Schmelzflußbrücken zu tun, der zu Beginn der Abbauersuche ebenfalls noch mitsamt den Resten seiner ehemaligen oberflächlichen Schlackenkruste erhalten war. Unsere so gewonnene Ansicht stimmt darin auch mit derjenigen von Herrn Dr. Th. SCHNEID, Bamberg, überein, der als gebürtiger Amerbacher die während seiner Studentenzeit stattgehabten Abbauersuche miterlebt hat. Die häufigen kleineren und gelegentlich über faustgroßen Grundgebirgseinschlüsse scheinen auch hier wieder vorwiegend dem anstehenden „Biotitgranit“ und nur ganz vereinzelt einem biotitarmen Granit anzugehören, wie er in dem S. 13 beschriebenen rötlich mittelkörnigen Granit vorliegt. Hinsichtlich ihrer Erhaltung gilt im wesentlichen dasselbe wie beim Polsinger Vorkommen. Es ist lediglich zu bemerken, daß hier der neugebildete Chlorit zumeist völlig zerstört ist. Im Gefolge dieser abschließenden Zersetzung des Chlorits erscheint auch hyaline Kieselsäure weit verbreitet.

Zirka 300 m O von Punkt 493,9 (N von Wemding) setzt in der südlichen Randzone des „Biotitgranit“-Grundgebirges im Waldabteil „**Rauhwinkel**“ ein weiteres solches Vorkommen ebenfalls als eine kleine flache Kuppe auf. Die von früheren Abbauersuchen herrührenden Anbrüche lassen dasselbe gleichmäßig feinsporige Gestein erkennen wie am Amerbacher Bichl. Auch bezüglich der Art und Erhaltung der Grundgebirgseinschlüsse scheint das gleiche zu gelten; lediglich die Zahl und zum Teil auch das Ausmaß derselben ist hier noch größer.

Unzweifelhafte **Tuffbildungen** dagegen stellen die schon lange bekannten, am Ausfluß des Dosweihers (ca. 2,25 km NNO von Wemding) und im ehemaligen „Keller“ von Ursheim auf dem O-hang des Rohrachtales, N von Polsingen, erschlossenen, hell graugrünlich zersetzten Suevitmassen dar, mit ihren zahlreichen Einschlüssen an blasig porös aufgetriebenen, dunklen steingutartigen Glasfetzen und gelegentlich auch an unzweifelhaften, mit Brotkrustenrissen überzogenen gedrehten Fladen und Bomben. Die Untersuchung der zahlreichen, zum Teil bis doppelt faustgroßen Grundgebirgseinschlüsse ergab bei dem ersteren bis jetzt neben zahlreichen Resten von „Biotitgranit“ nur vereinzelte Reste eines hellen biotitarmen Granites von der Art des rötlich mittelkörnigen Granites, von Plagioklasamphibolit und flaserigem bis streifigem Biotitgneis. Im ganzen sind es also wiederum nur

solche Gesteine, die auch das im anschließenden Amerbach Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebiet zutage tretende Grundgebirge aufbauen. Auch hier sind die Einschlüsse fast alle durch die Isotropisierung mehr oder weniger weitgehend umgeschmolzen. Die femischen Gemengteile sind im Gefolge der hydrothermalen Nachwirkungen der vulkanischen Dämpfe fast stets noch chloritisiert.

In ein bisher unbekanntes solches Tuffvorkommen schneidet der Abfluß des Dosweiher ca. 550 m W von seinem Ausfluß in beinahe 2 m Mächtigkeit ein.

Bei den übrigen Suevitvorkommen, die nur ganz selten etwas erschlossen sind, handelt es sich stets nur um weitgehend oder völlig weißlich bis gelbgrünlich und dunkler grünlich kaolinisch erdig verwitterte Massen, den „Traßletten“ in GÜMBEL's Originalaufnahmen, deren ursprüngliche Natur sich meist nur mehr an den verglasten Grundgebirgsanschlüssen erkennen läßt. In diesen sind die isotropisierten Feldspäte und vor allem aber die Quarze oft noch als solche erhalten. Sie setzen wie alle Suevitvorkommen innerhalb der Haupttrümmergebiete, und zwar mit Vorliebe in den Schollen der tiefsten Formationen im Keuper und ganz besonders aber im Grundgebirge auf. Auch eine Lage an Schollenrändern bzw. an Rändern der Haupttrümmergebiete erscheint vielfach sehr bezeichnend. Das in den Originalaufnahmen zur AMMON-GÜMBEL'schen Karte eingetragene Traßletten-Vorkommen am NNO-rand von Polsingen konnte nicht mehr aufgefunden werden. Es scheint, daß hier eine Verwechslung mit Tertiärletten vorliegt. Die beiden in der Böschung der neuen Straße von Wemding nach Steinbühl (Wolferstadt) ca. 1800 m NNO von Wemding in Bimammatum-Kalken angeschnittenen Durchbrüche hat bereits LÖFFLER (1925) entdeckt und abgebildet. Dazuhin gelang es im Randgebiet des Rieses in dieser Art der Erhaltung nicht weniger als 14 neue Ausbruchspunkte zu entdecken. Es sind das Vorkommen in den Äckern am S-rand des Waldes ca. 1,7 km NNO Wemding, im Einschnitt des Trockentälchens ca. 1 km WSW Hagau (N Wemding), in der Waldwiese am Fahrweg von Hagau nach Polsingen ca. 825 m WNW Hagau, im Einschnitt des an der W-seite des Polsinger Berges zu dessen Höhe hinaufführenden Fahrweges, unmittelbar N vom Rodelbachursprung (bei Punkt 447,3 N von Wemding) in der N-böschung des Bächleins ca. 420 m WSW vom Dosweiher, am

S-fuß der Wart ca. 150 m NO der Amerbacher Mühle, ca. 100 m N vom Sauweiher (ca. 900 m O Amerbach) am W-rand des Waldes, unmittelbar S vom Sauweiher, wenig W davon beiderseits des Sauweiherabflusses, hinter der Wallfahrt Wemding, ca. 575 m SSW der Wallfahrt und die drei Vorkommen auf dem W-hange des Dobelbucks S von Amerbach. Im Riesinnern, wo bisher nur der bereits außerhalb unseres Blattgebietes S von der Wennenmühle gelegene Ausbruchspunkt bekannt war, kommen so gleich acht weitere dazu. Es ist das Vorkommen am N-rand der Grube im W-teil des Waldabteils „Metzenau“ (OSO Rudelstetten), wo bereits GÜMBEL auf den Originalaufnahmen wenig N davon „Traßletten“ verzeichnete, das Vorkommen in der O-Böschung des Altwasserlaufes der Wörnitz wenig oberhalb des südlichen Blattrandes, das Vorkommen in der S-böschung des Dosbachgrabens unmittelbar S Rudelstetten kurz vor seiner Einmündung in das Wörnitz-Altwater und ca. 1400 m östlich davon direkt neben der Brücke des hier neu gezogenen Laufes des Dosbachgrabens, das Vorkommen am S-rand der unmittelbar nördlich vom Dosbach angrenzenden Äcker ca. 500 m östlich seiner Einmündung in das Wörnitz-Altwater, ca. 325 m NO vom „n“ der Bezeichnung „Rudelstetten“ auf der Karte, im „Kranich-Holz“ ca. 2,45 km NO Rudelstetten und WNW davon auf der Sohle des Entwässerungsgrabens an der N-seite des Bahndammes, ca. 250 m westlich vom Rodelbach. Auf ein neuntes Vorkommen deutet eine in einer Sandgrube am W-rand der im SO-teil der Metzenau eingezeichneten Grundgebirgsscholle angetroffene Einschaltung aus zersetztem Traß.

Soweit noch feststellbar ist, scheint es sich bei den meisten von ihnen auch nur um Tuff zu handeln. Gedrehte Bomben mit Brotkrustenrissen wurden mehrfach mit ihnen zusammen angetroffen. Bei dem südlichen der oben erwähnten beiden Durchbrüche in der Böschung der Straße von Wemding nach Steinbühl (Wolferstadt) dagegen lassen die Untersuchungsergebnisse den Durchbruch zähflüssigen Schmelzflusses erkennen. Die weißlich gelblich bis dunkler grün kaolinisch erdig zerfallende Schlotfüllung zeigt hier nach der Tiefe zu, wo sie noch nicht zerfallen ist, grobblasiges Gefüge, wie echter Schmelzfluß. Auch fanden sich in der Umgebung des Schlotes gegen S zu eine Reihe von über doppelt faustgroßen, noch vollkommen frisch erhaltenen, pechschwarzen, fluidalstruierten deutlich von Bruchflächen begrenz-

ten Lavabrocken, die man schon ihres Aussehens wegen eher für zerbrochene Schollen von Fladenlava als für Bomben halten möchte. Größere Grundgebirgseinschlüsse fehlen in ihnen fast gänzlich, wie solche auch im Schlot selbst nur verhältnismäßig selten sind. Ihre Untersuchung ergab bis jetzt neben zahlreichen Resten von „Biotitgranit“ nur noch vereinzelt Reste von Plagioklasamphibolit, Vindelazit und flaserigem bis streifigem Biotitgneis. Im ganzen sind es also auch hier wiederum nur die Gesteine, die das anschließende Amerbach/Rodelbachursprung-Grundgebirgsschollengebiet aufbauen. Auch sie sind fast alle durch die bekannte Isotropisierung mehr oder weniger weitgehend umgeschmolzen.

Im II. Band „Die nutzbaren Mineralien usw. Bayern“ (1936 S. 28) wird das in der AMMON-GÜMBEL'schen Karte in einer Ausdehnung von etwa 50 ha eingetragene Suevitvorkommen in dem Waldgebiet SW vom Dosweiher (ca. 2,25 km NNO von Wemding) als einziges unseres Blattgebietes nach SCHUSTER (1925) als Wannentraß, d. h. als der Rest einer Tuffanhäufung angesprochen, die sich ohne unmittelbaren Zusammenhang mit ihrem Förderschlot in einer Geländevertiefung erhalten hätte. Die Geländeaufnahme ergab nur das Vorhandensein der oben erwähnten, weitab voneinander getrennt liegenden, kleinen Vorkommen, deren größtes das vom Dosweiher mit seinen 9–10 ha etwa ist und das seiner großbrockigen Beschaffenheit zufolge nach SCHUSTER eigentlich als „Schlottraß“ angesprochen werden müßte. Wie bei den Suevitvorkommen vom Amerbacher Bichl und vom W-rand von Polsingen haben wir es aber hier offensichtlich mit einem größtenteils noch in seiner ursprünglichen Form erhaltenen Vulkanbau — in diesem Falle einem bereits etwas eingeebneten Auswurfskegel zu tun. So erscheint auch die Bezeichnung „Schlottraß“ nicht ganz richtig. Überhaupt ist bis jetzt noch bei keinem Vorkommen der einwandfreie Beweis erbracht worden, daß es nicht im Zusammenhang mit einem in seinem Bereich in die Tiefe setzenden Förderschlot steht. Auch das Ergebnis der Abbohrung des Tuffeldes von Otting und von Mauren (SW von Harburg) können entgegen SCHUSTER (1925) nicht als solcher betrachtet werden. Dazu reicht das Netz der Bohrungen denn doch nicht aus.

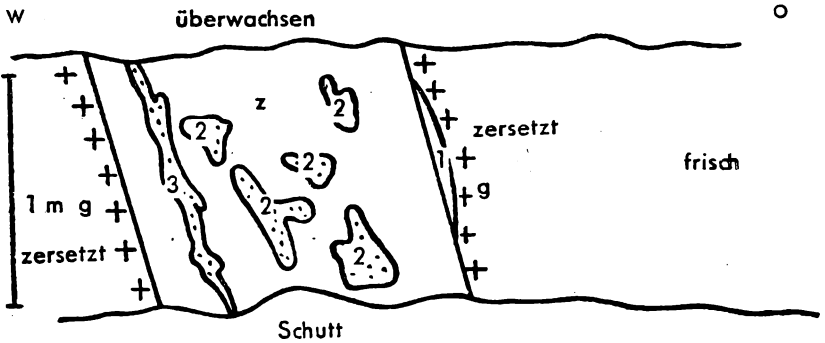


Abb. 7. Böschung des Sauweiherabflusses unmittelbar O von Amerbach.

**Deutung** des Suevit: Seit OBERNDORFER (1905) war es andererseits aber auch herrschende Lehrmeinung, daß man es bei den Sueviten stets nur mit Tuffen zu tun habe, und zwar wurde stets angenommen, daß sie nur die Erzeugnisse von örtlichen Sprengschlägen von der Art der senkrecht in die Tiefe sich fortsetzenden vulkanischen Durchschlagsröhren darstellen, die im Gefolge der „Riesexplosion“ eintraten. Ganz abgesehen davon, daß nun aber in einigen der oben beschriebenen Vorkommen überhaupt kein Tuff, sondern Schmelzfluß vorliegt, spricht auch die große Zahl der Ausbruchsstellen und das Fehlen von Vulkanbauten vom Maartypus dafür, daß wir es neben dem Hervorquellen von zähflüssigem Schmelzfluß in den übrigen Fällen nur mit dem Zersprätzen des aufgedrungenen Schmelzflusses infolge seines größeren Gasreichtums zu tun haben. Damit stimmt auch überein, daß die Suevite wie wir sahen stets nur in den Haupttrümmergebieten aufsetzen, was doch kaum anders erklärt werden kann, als daß ihre Aufstiegswege durch die vorausgegangenen Aufpressungen und Gesteinszertrümmerungen bereits vorgezeichnet waren. Da dieser unmittelbare örtliche Zusammenhang in der weitaus überwiegenden Zahl der Fälle auch im übrigen Riesgebiet gegeben ist, kann dieser bestimmt kein Zufall sein, wie dies KRANZ (1934 S. 195) annimmt.

Während nun aber SAUER und OBERNDÖRFER (1905) die Suevite für Mischprodukte eines jungen (basaltischen) Magmas mit aufgeschmolzenen alten kristallinen Gesteinen halten, bekennt man sich neuerdings (s. NATHAN 1925, 1929, 1935; AHRENS 1929, ANGEL 1931 und WURM 1935) wieder zu der alten An-

sicht von DEFFNER und O. FRAAS (1877 S. 12), daß in ihnen nur aufgeschmolzenes Grundgebirge vorliegt, und zwar sieht AHRENS in ihnen nur die Aufschmelzungsprodukte einer in größerer Tiefe im Grundgebirge des Rieses vorhanden gewesenen regionalen vulkanischen Gasansammlung. Im Gegensatz dazu deutet nun aber die mehrfach erwähnte Übereinstimmung ihrer fast stets schon mehr oder weniger weitgehend verglasten Grundgebirgseinschlüsse mit den Gesteinen der an der Oberfläche zutage tretenden, meist noch mit Resten der ursprünglichen Keuperüberdeckung überlagerten Dachteile des Grundgebirges darauf hin, daß die Aufschmelzung in der Tiefe noch bis in die Dachregion des Grundgebirges gereicht haben muß. In solcher Oberflächennähe läßt sich die Aufschmelzung aber nach wie vor nur im unmittelbaren Zusammenhang mit einem aufdringenden Schmelzfluß erklären. Vom Ausbruch des Katmai im Jahre 1912 beschreibt ja auch FENNER (1920) ganz ähnlich umfangreiche Aufschmelzungen des kristallinen Materials der Schlotwandungen durch den Aufstieg eines jungen Magmas. Als Quelle für den ständigen Nachschub der zusätzlichen Wärme, die das aufgedrungene Magma zur Umschmelzung dieser Massen benötigte, muß dabei der Gasaufstieg aus der Tiefe betrachtet werden. Auch im Bereich des Schlotens des Vesuvs wurden von RITTMANN (1933) Aufschmelzungen älteren vulkanischen Gesteins durch die vulkanischen Gase des jungen Magmas beobachtet. „Die autoneumatolytischen Vorgänge griffen in erster Linie die schwer schmelzbaren salischen Mineralien und nicht die leichter schmelzbaren Augite an. Die selektive Refusion muß aber nicht als ein rein thermischer, sondern vorwiegend als ein chemischer Vorgang betrachtet werden.“ Es ist ganz dasselbe, was auch viele Einschlüsse des Suevits zeigen.

Das Fehlen irgendwelcher Spuren eines solchen Schmelzflusses, der hier im Ries die Aufschmelzung bewirkt hätte, ist kein ausreichender Grund, die alte Ansicht SAUER's abzulehnen. In Wirklichkeit dürfte es ja auch kaum möglich sein, die Zusammensetzung des Suevits allein durch die Zusammenschmelzung der verschiedenen Gesteine des Untergrundes zu erklären. Die Zusammensetzung der Grundgebirgsschollen des Rieses lassen, wie wir S. 14 ausführten, im Untergrund nur das Vorhandensein eines großen Granitstockes erkennen, wobei die Plagioklasamphibolite



und ähnlichen Gesteine Einschaltungen in dem in einzelnen Resten noch erhaltenen kristallinen Schieferdach darstellen.

Von den verschiedenen Suevitvorkommen unseres Blattgebietes sind bis jetzt nur das vom Amerbacher Bichl und vom SW-rand von Polsingen chemisch untersucht. Nachstehend die Zusammenstellung der Analysen nach SCHOWALTER (1904) und OBERNDÖRFER (1905):

	A m e r b a c h		P o l s i n g e n		
	I	II	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	64,47	58,31	61,39	63,28	71,97
TiO <sub>2</sub>	—	0,78	0,56	0,58	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,30	15,05	20,98	21,62	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (FeO)	4,59	5,46	4,15	3,85	3,62
CaO	2,23	6,12	1,87	2,01	2,53
MgO	0,30	1,58	Spur	—	—
K <sub>2</sub> O	4,21	4,94	4,67	4,82	3,35
Na <sub>2</sub> O	3,34	3,08	3,36	3,81	3,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,50	—	—	—
CO <sub>2</sub> } Glüh-	—	0,80	3,65	—	—
H <sub>2</sub> O } verlust	1,74	4,73		—	—
	<u>101,18</u>	<u>100,99</u>	<u>100,63</u>	<u>99,97</u>	<u>99,95</u>

## 10. Grundgebirgszersatz (z).

1. Das **Amerbacher** Vorkommen: In dem zum Teil noch vom Keuper überdeckten „Biotitgranit“ der N-böschung des durch Amerbach fließenden Bächleins war während der Feldaufnahme ca. 50 m O vom letzten Haus eine etwa 1,2 m breite Gangspalte (Abb. 7) gut zu beobachten, die von einer intensiv dunkelbraunroten Masse erfüllt ist, die gespickt ist mit bis zu nußgroßen Grundgebirgsteilchen. Diese S—N etwa streichende Gangspalte fällt parallel der Klüftung des Granits (s. S. 13) steil (ca. 80°) nach O ein. In ihrer O-wand zeigte sie den S. 17/18 beschriebenen zerdrückten Hornsteingangrest (1) von einer Harnischfläche bedeckt.

Der sonst stets noch ganz frisch aussehende „Biotitgranit“ ist zu ihren beiden Seiten in über 1/2 m Breite ganz schmutzig braunrot zersetzt, und zwar zeigt sich die stärkste Zersetzung als Beweis dafür, daß sie erst nach der Zertrümmerung des Granites entstand, vor allem längs der Klüftflächen:

Der Biotit hat hier seinen Glanz verloren und erweist sich unter dem Mikroskop unter Ausscheidung von Eisen und Titan als größtenteils in Chlorit umgewandelt. Die Feldspäte selbst sind dabei vollkommen durch ein trübes serizitisches Aggregat ersetzt. Brauneisen und zum Teil auch feinkörniger Quarz erfüllen als Neubildungen die zahlreichen Haarrisse des Gesteins.

Weiter ab von den Klufflächen dagegen ist der „Biotitgranit“ stets noch ziemlich frisch: Der Biotit und der Feldspat zeigen hier größtenteils noch die frischen glänzenden Kristallflächen.

Die Gangfüllung selbst ist in weiten Teilen ziemlich fest, und nur in geringer Ausdehnung lose erdig lehmig zerfallen. Nesterweise (2) zeigt sie sogar ganz den Charakter der beschriebenen roten Hornsteingangbildungen. In der westlichen Hälfte durchsetzt sie ein 1,5–8,5 cm dicker weißer Quarzgang (3) in unregelmäßigem Laufe. Im Gefolge von nachträglichen Bewegungsvorgängen, auf deren Vorhandensein bereits auch die in der Gangfüllung zu beobachtenden Harnische deuten, erscheint er etwas zerdrückt und daraufhin durch Brauneisen wieder verkittet worden zu sein. In seiner Umgebung ist auch die Gangfüllung in mehr oder weniger weitem Umfange bereits makroskopisch erkenntlich stark mit hellen Kieselausscheidungen durchtränkt. Die dunkelrotbraune, lateritähnliche Grundmasse der Gangfüllung erweist sich im Dünnschliff nur als ein zersetzter und mit Kieselsäure mehr oder weniger durchtränkter feinerer Grus des anstehenden Biotitgranites, aus dem ja auch ihre oben erwähnten Einschlüsse allein bestehen:

Der bei der mechanischen Zertrümmerung in den feinsten Teilen des entstehenden Mineralpulvers sich anreichernde Biotit ist in ihm offensichtlich bereits völlig aufgelöst, während er in den noch ganzen Geweberesten des „Biotitgranites“ zumeist noch unverändert oder höchstens unter Ausscheidung des Eisens und Titans chloritisiert erscheint. Die fast durchwegs getrübbten Feldspäte zeigen zumeist Serizitisierung. Durchtränkung der Gangfüllung mit Kieselsäure zeigt sich außer in den oben erwähnten Partien auch sonst in der Einkieselung von Haarrissen und in der mehr oder weniger weitgehenden Verkieselung von Einzelteilchen des Mineralpulvers.

An dem Steilanstieg entlang dem unmittelbar nördlich davon von der Höhe Punkt 490 aus nach A. hineinführenden Fahrweg können die ganz entsprechend lateritartig zersetzten Massen lose erdig lehmig zerfallen noch bis zum Kontakt mit dem Suevit des Amerbacher Bichls verfolgt werden. Ein Einschnitt in der Böschung zeigt hier im Anschluß an den Garten des letzten Hauses gegen O zu eine alte Grube an, in der sie bis zu über 2,5 m Mächtigkeit abgebaut wurden. Einer offensichtlich auch hier gegebenen gangförmig in die Tiefe setzenden Lagerung zufolge konnten sie in einem bis 1,5 m Tiefe unter die Oberfläche des im Fahrweg zutage tretenden Keupers reichenden Schurf noch nicht durchsunken werden. Über diese den Steilanstieg hier begleitende Gangspalte greifen sie als eine nach S auskeilende Decke zum Teil noch weit drüber weg. Im SW gehen sie dabei in weniger stark, kaolinisch zersetzte bunte Massen über. Die Biotite sind in ihnen größtenteils nur in grüne, metallisch schimmernde, fettig sich anfühlende Chloritblättchen umgewandelt, die einer starken Imprägnation mit Brauneisen zufolge meist kupferrot gefärbt sind. Zum Teil sind sie auch nur gebleicht, während die Feldspäte in weiße kaolinige Massen zersetzt sind. Eine im Groben sich zeigende parallele Anordnung der miteinander wechsellagernden verschiedenfarbigen (weißen, grünen, dunkelbraun- oder kupferroten) Linsen, Züge und Lagen läßt in ihnen ganz deutlich eine Fließschichtung erkennen. Im Sommer 1938 förderte der Aushub zu dem neuen Haus gegenüber der ONO-Seite der Kirche bis über 1,5 m Tiefe, neben Einschaltungen frischen unzersetzten biotitreichen Gruses, nur solcher Art zersetzte Massen. Unter den noch erkenntlichen Geweberesten des ursprünglichen Grundgebirges waren auch hier überall nur solche des Biotitgranites, wie er hangaufwärts das Anstehende bildet. Über dem erwähnten Steilanstieg förderte der Pflug über dem Grundgebirge ebenfalls Reste roten erdigen, lateritartigen Zersatzes, wie ja solche überhaupt fast überall mit dem Grundgebirge verknüpft angetroffen wurden (s. unten!).

Nach BRANCA (1903) hat man die rot erdig zersetzten Massen bisher stets nur als „reine oder granitische Explosionsprodukte“ bezeichnet, da man die Vorstellung hatte, daß diese durch explosive Gasausbrüche nach Art der senkrecht in die Tiefe setzenden vulkanischen Durchschlagsröhren, gefördert und zerstäubtes Grund-

gebirge darstellen würden. Ihre Entstehung selbst setzten BRANCA (ebenda), MOOS (1926) und SCHRÖDER (1934) im Gegensatz zu den übrigen Riesforschern, soweit diese die Existenz dieser vulkanischen Bildungen überhaupt anerkannten, in unmittelbare Beziehung zu derjenigen der Überschiebungen und Gesteinszertrümmerungen im Riesgebiet. Im Gegensatz dazu beweist nun aber die Erhaltung des erwähnten, bereits bei der Entstehung der Klüftung des Biotitgranites zerdrückten Hornsteingangrestes die Fließschichtung und die völlige Übereinstimmung des Stoffkomplexes der Massen mit dem hangaufwärts anstehenden Biotitgranit, daß explosive Vorgänge für ihre Entstehung nicht anzunehmen sind. In Verbindung mit ihrer schuttkegelartig an den Biotitgranit anschließenden Ausbreitung deuten diese Feststellungen vielmehr darauf hin, daß wir es hier mit Abschwemmungen des Zersatzes und Schuttes des hangaufwärts zutage tretenden Grundgebirges zu tun haben.

2. Das Vorkommen auf dem **W-abfall** der **Wart** bei Amerbach: Bei dem Versuch durch Verlängern der Drainageleitung, welche den auf dem W-abfall der Wart gelegenen Sammelbehälter der Gemeinde Amerbacherkreut speist, dessen Wasserzufuhr zu erhöhen, wurde im Frühjahr 1932 von diesem aus gegen S zu ein ca. 35 m langer Graben und ca. 15 m weiter ein Probelloch ausgehoben (s. Prof. Abb. 8). Graben und Probelloch entblößten an der Basis Keuper, weißer Stubensand mit roten und grünen Letten-einlagerungen, in einer Mächtigkeit von 0,2–1,0 m. Gegen S leicht ansteigend war die Oberfläche des Keupers im Graben bis auf die letzten 5 m am Südenende nahezu eben. Mit eingemuldeter Grenzfläche auflagernd folgten hier über dem Keuper ca. 2 m mächtige gegen N auskeilende, ausgezeichnet fließgeschichtete Massen, in denen dem Amerbacher Vorkommen entsprechend bunt kaolinisch (Lage 1 und 3) und intensiv rotbraun bzw. ziegelrot erdig, lateritartig (Lage 2 und 4) zersetzte Massen in zweifachem Wechsel aufeinanderfolgten. Im Gegensatz zum Amerbacher Vorkommen fehlen aber hier in ihnen gröbere Einschlüsse des ursprünglichen Gesteins fast völlig. Die in einzelnen Linsen und Zügen zwischengeschalteten, noch unveränderten biotitreichen Grusmassen lassen in ihren noch ganzen Grundgebirgsgewebeeinschlüssen nur Biotitgranit und biotitreichen Lagengneis des hangaufwärts zutage tretenden Grundgebirges als Ausgangsmaterial erkennen.

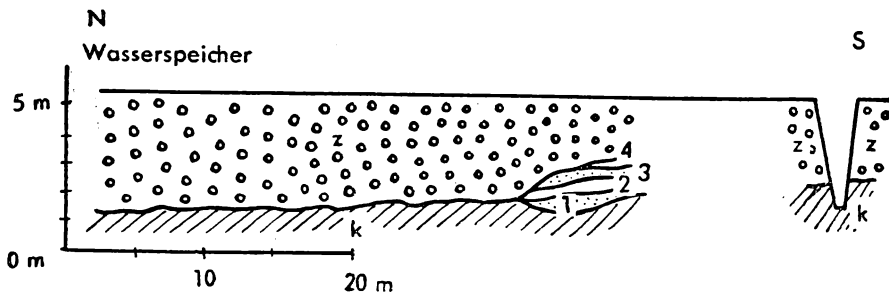


Abb. 8. W-hang der Wart b. Amerbach.

Im übrigen aber liegt im Bereich des Grabens und des erwähnten Probeloches über dem Keuper eine ca. 1,5 m 3,0 m mächtige, schuttmantelartig an das hangaufwärts zutage tretende Grundgebirge anschließende, ganz innig durchmischte, wirre Masse, die den eben beschriebenen fließgeschichteten Zersatz vollständig verhüllt, so daß er an der Oberfläche nicht in Erscheinung tritt. Am S-ende des Grabens überlagerte sie ihn noch mit ca. 0,8 m Mächtigkeit. In ihr sind in einer weitaus überwiegenden erdigen, graugrünen Grundmasse, die gespickt ist mit vereinzelt bis zu faustgroßen Trümmern des ursprünglichen Grundgebirges, verschiedentlich bis handgroße Stubensandfetzen und Schlieren des eben beschriebenen roten laritartigen Zersatzes eingelagert. Die graugüne Grundmasse erweist sich im Dünnschliff als ein nur teilweise zersetzter, feinsten Grundgebirgsgrus, in dem der reichlich vorhandene Biotit größtenteils noch nahezu unverändert erhalten ist. Ihre noch ganzen Grundgebirgsgewebeeinschlüsse lassen ebenfalls nur den Biotitgranit und biotitreichen Lagengneis des hangaufwärts zutage tretenden Grundgebirges als Ausgangsmaterial erkennen, wie auch die Stubensandfetzen als Schutt der das Grundgebirge hangaufwärts randlich noch überdeckenden Keuperbildungen vollkommen erklärt sind.

Beweise für die Annahme explosiver Vorgänge ergeben sich darnach auch aus diesem Vorkommen keine. Die petrographische Übereinstimmung seines Stoffbestandes mit den hangaufwärts anstehenden Gesteinen und die Fließstruktur lassen vielmehr auch hier keinen anderen Schluß zu, als daß wir es mit den Abschwemm Massen des Zersatzes und Schuttes des hangaufwärts anschließenden Gebietes zu tun haben. Nachdem Einschlüsse der

hangaufwärts das Grundgebirge und den Keuper überdeckenden jungobermiozänen Sedimente, von der obersten Kulturschicht abgesehen, in ihnen fehlt, liegt ihre Entstehung also noch vor deren Absatz. Einer Deutung der Massen im Sinne von KRANZ (1934 S. 195) als kleine ortsfremde Grundgebirgsmasse oder Bunte Bresche, die bei einer großen Riessprengung in „Erdwogen“ oder durch die Luft aus dem Ries hierher gelangt ist, widerspricht schon die Fließschichtung in dem rot und bunt gefärbten Zersatz.

3. Das Vorkommen **N von Wemding**: In den jungobermiozänen Deltaablagerungen von Wemding (s. S. 119/120) liegen im N des Städtchens in 2 Lagen entsprechende rote lateritartige und grün-grau erdig zersetzte Massen sogar als Aufschüttungen eines Baches, des jungobermiozänen Mühlbaches vor, und zwar haben wir es bei ihnen, wie wir später noch sehen werden, offensichtlich nur mit den feineren Schlammprodukten aus dem Zersatz des Grundgebirges im Bereich des Ziegelberges O davon zu tun. Größere Einschlüsse des ursprünglichen Grundgebirges sind in ihnen selten. Ihre Abrollung ist meist nur wenig ausgeprägt. Im übrigen aber sind sie von den bisher beschriebenen entsprechend zersetzten Massen lediglich durch eine anscheinend lagenweise vorhandene schwach mergelige Beschaffenheit und die vereinzelt bis nußgroßen Einschlüsse ausgezeichnet gerundeter Weißjuragerölle unterschieden. Insbesondere die graugrün erdigen Massen stimmen vollkommen überein.

Auf Blatt Wemding sind Vorkommen des oben beschriebenen Grundgebirgsersatzes noch über fast allen Grundgebirgsschollen beobachtet. Auf der Karte sind sie eigens durch dicke rote Punkte gekennzeichnet.

Auf dem N-rand der Höhe des Polsinger Berges und W von Lerchenbühl liegen einheitlich grüngrau erdig zersetzte Grundgebirgsgrusmassen, die in Schürfen bis zu 1 m Tiefe noch nicht durchsunken wurden. Im übrigen handelt es sich aber stets nur um Vorkommen des roten erdigen, lateritartigen und des bunten kaolinischen Zersatzes. In dem S. 14 u. 18 erwähnten Schurf auf dem Ziegelberg (NO von Wemding) überdeckt einheitlich rot erdiger Zersatz in über 1 m Mächtigkeit den Granit. In der N-böschung des Sauweihers (ca. 900 m O von Amerbach) und im Einschnitt des auf dem S-hang der Wart b. Amerbach entlang ziehenden

Fahrweges ist der gleiche Zersatz ebenfalls in größerer Mächtigkeit angeschnitten. Im Waldabteil Rauhwinkel (O Punkt 493,9 N von Wemding) lagen im oberen Teil des frisch ausgehobenen Wassergrabens bunter kaolinischer Zersatz in über 1 m Mächtigkeit frei.

Beweise für die Annahme „granitischer Explosionsprodukte“ ergaben sich aber auch bei ihnen keine. Wo sie unmittelbar mit dem anstehenden Grundgebirge beobachtet werden konnten, was bei den meisten der Fall war, handelte es sich stets nur um dessen oberflächliche Zersetzungsprodukte. Zu klären bleibt so schließlich nur noch die Frage, worauf die kaolinische bis lateritartige Zersetzung des Grundgebirges zurückzuführen ist. Ist sie hydrothermaler Entstehung im Zusammenhang mit den Sueviterruptionen oder aber ist sie nur das Ergebnis normaler Verwitterungsvorgänge im Sinne von HARRASSOWITZ (1926)? Die große Häufigkeit, in der dieser Zersatz auf unserem Blattgebiet angetroffen wurde, spricht eigentlich mehr für die letztgenannte Deutung, also für eine Entstehung durch normale Verwitterung in dem Klima des Obermiozäns, womit ja auch die im Falle des Vorkommens vom W-abfall der Wart und von Wemding gegebenen Altersverhältnisse übereinstimmen. Auch Ausscheidungen von Kieselsäure, wie sie im Falle des Amerbacher Vorkommens festgestellt wurden, hat man im Zusammenhang mit der im Obermiozän stattgehabten kaolinischen und vor allem aber lateritischen Verwitterung im Untergrund häufig beobachtet (s. HARRASSOWITZ 1926 und MEYER 1916 S. 221). Allein die gerade in diesem Amerbacher Vorkommen vorliegende Beschränkung der Kieselsäureausscheidungen und des Zersatzes auf eine Gangspalte erscheint in Verbindung mit der salbandartigen Zersetzung des Grundgebirgs-Nebengesteins nicht anders deutbar als durch eine ehemals in dieser Spalte aufgedrungene Therme. Als Ursache für die roterdige und bunte kaolinische Zersetzung des Grundgebirges ist also darnach neben der Einwirkung normaler Verwitterungsvorgänge örtlich auch diejenige hydrothermalen Agenzien anzunehmen, und zwar erscheint der Aufstieg dieser Thermen bei dem Fehlen stärkerer hydrothermalen Nachwirkungen in den Traßvorkommen deren Durchbruch vorausgegangen zu sein.

Bei den oben beschriebenen Vorkommen von Grundgebirgszersatz haben wir es somit stets nur mit dem oberflächlichen Zer-

satz des an Ort und Stelle bzw. in nächster Nähe anstehenden Grundgebirges zu tun. Der grüngrau erdige Zersatz ist dabei jeweils nur als einfaches Abschlämmungsprodukt des feinsten Gruses, der rote erdige und bunte kaolinische Zersatz aber teils als normales Verwitterungsprodukt unter dem Einfluß des obermiozänen Klimas und teils auch als Zersatz von Thermen aufzufassen.

Überhaupt erscheint die Annahme „granitischer Explosionsprodukte“ bei keinem der bisher als solche beschriebenen Vorkommen des grau-grünen und roten erdigen Grundgebirgsersatzes (s. BRANCA 1903 S. 57–63, KNEBEL 1903 S. 281–286, SCHOWALTER 1904 S. 49–52, NATHAN 1925 S. 69–70 und DEHM 1931 S. 166–167) gegeben. Auch sie lassen sich alle in entsprechender Weise vollkommen erklären. Dies gilt insbesondere auch für den von DEHM (1931 S. 166/167) beschriebenen Gang vom Schwalbenberg bei Fünfstetten, wo das im weiteren Verlauf des Abbaues erhaltene Bild des Ganges eine Füllung desselben von oben her als durchaus möglich erwies, zumal ja auch in nächster Nähe Grundgebirge vorkommt. Die Gneiseinschlüsse der Spaltenfüllungen sind ebenfalls kein Beweis für eine Herkunft aus der Tiefe, wie dies verschiedentlich (z. B. BRANCA 1903 S. 63) angenommen wurde, sondern stellen nach unseren früheren Ausführungen über das Grundgebirge offensichtlich auch nur Reste des ehemaligen kristallinen Schieferdaches der betreffenden Granitscholle dar, zumal es sich bei dem betreffenden Granit zumeist auch um „Biotitgranit“ handelt. Die beiden von SCHRÖDER (1925 S. 5) beschriebenen, von ihm aber nicht näher untersuchten Vorkommen aus dem Hohlweg S von Groß-Sorheim scheiden hierbei aus, da es sich bei ihnen ja doch nur um völlig zersetzte Suevitgänge handelt.

## 11. Bohnerzlehme, verschiedenen Alters.

Vorkommen von den aus der Verwitterung der Weißjurakalke hervorgegangenen Bohnerzlehmern sind im Blattgebiet mit den Weißjurakalken zusammen zahlreich beobachtet. Bei der weitaus überwiegenden Zahl derselben handelt es sich unzweifelhaft um Reste alter vorriesischer Überdeckung. Es sind bunt gefärbte, gelblich braune, seltener intensiv braunrote und hellgrünliche



Lehme, denen neben dem meist nur spärlichen Bohnerz auch noch verschiedene andere Einlagerungen beigemischt sind.

Der Überschiebungsschutt an der Basis der überschobenen Wj.- $\delta$ -Schollen N von Wemding besteht, wie die über mehrere Jahre (1931–1938) fortgesetzten Beobachtungen in den im Abbau befindlichen Steinbrüchen von Schneid und Laber und in der städtischen Kiesgrube am Lohweiher ergaben, nur aus der alten lehmigen Überdeckung dieses Gebietes und dem Schutt des anstehenden bzw. überschobenen Weißjura- $\delta$ . Neben dem eben genannten Weißjura- $\delta$ -Schutt umfaßt der die Hauptmasse bildende Bohnerzlehm an all diesen Stellen nur noch kantengerundetes, meist auch dunkel verfärbtes Material des verwitterten Massenkalkes (Felsenkalk und Frankendolomit) bis zu Blöcken von über 1 m Durchmesser, Verwitterungsreste des verkieselten oberen Weißjura und in wechselnden Mengen groben bis grantigen Fremdquarzsand mit bis walnußgroßen, farblosen oder gelbbraun verfärbten Fremdquarzgeröllen. Er hat also weder mit regeneriertem Keuper (KOKEN 1901/2) noch mit einer aus „Keuperletten, Braunjura-(Eisensandstein-)Stücken, grauen Letten, dem Lias oder dem Braunjura angehörig, sowie kleineren Fragmenten von Urgestein“ bestehenden „Bunten Masse“ (KNEBEL 1903), noch mit einer riesischen Bunten Bresche (KRANZ 1923) etwas zu tun. Die wirklich ortsfremden überschobenen Trümmersmassen, die das genannte ältere Trümmermaterial umfassen, setzen sich ja gar nicht unter die betreffenden überschobenen Weißjura- $\delta$ -Trümmerschollen fort, sondern greifen über sie hinweg. Bei den im Steinbruch „B“ an der Überschiebungsbasis zu beobachtenden vereinzelt Braunjura-Eisensandsteinstückchen (s. auch KOKEN 1901 S. 81 und KRANZ 1923 S. 307) handelt es sich offensichtlich nur um herabgestürzte Teile der Eisensandsteinreste, welche die überschobene Wj.- $\delta$ -Trümmerscholle überlagern.

Auch bei den nur reichlicher mit Schutt des anstehenden bzw. überschobenen Weißjura- $\delta$  vermengten, im übrigen aber ganz entsprechend zusammengesetzten Massen, welche den anstehenden Weißjura- $\delta$  im Bereich des Steinbruches „A“ längs einer äußerst steil 68–75° zum Tal abfallenden und im Durchschnitt ebenfalls in der OW-Richtung geschrammten Schlifflähe (s. KOKEN 1901 S. 13, Fig. 1 und KNEBEL 1903 S. 442 Fig. 1) und darüber hinaus im ganzen W-hang des Mühlbachtals von Punkt

482,7 im N bis zum Laberschen Kalkofen im S bis auf die Talsohle überdecken, handelt es sich zweifellos nur um diesen Überschiebungsschutt und nicht um jungen Gehängeschutt, wie dies KNEBEL (1903 S. 445) annahm. In dem von Punkt 482,7 S. ... erwähnten und in dem vom SO-teil des Schneid'schen Steinbruches und in der aufgelassenen Abbaustelle des Laber'schen Bruchbetriebes beim Kalkofen wurden sie ja unmittelbar unter die überschobenen  $\delta$ -Schollen fortsetzend angetroffen. Entgegen KNEBEL (1903 S. 445) besteht demnach die Auffassung KOKEN's (1901 S. 13) vollkommen zu Recht, daß das Relief des Wemdingen Mühlbachtals in dem vorliegenden S-N verlaufenden Abschnitt schon in vorobermiozäner Zeit bis zum Niveau der Straße, d. h. bis ins Unter- $\delta$  hinab, eingeschnitten gewesen sein muß.

Weitere Reste dieser alten Überdeckung sind in diesem Gebiet darüber hinaus noch zahlreich angetroffen:

Über den Weißjura- $\delta$ -Kalken auf der N-seite des Mühlbachtals zwischen den Mühlweihern und dem Lohweiher führen sie vor allem reichliche Mengen des obigen groben bis grantigen Fremdquarzgeröllsandes. Ein Lesestein von hier zeigte den Fremdquarzgeröllsand außerdem durch Brauneisen zu einem Konglomerat verkittet, dem eine Kieselplatte eingebacken war.

Die Unebenheiten der  $\delta$ -Kalke im Bereich der Laberbrüche und des Steinbruches „E“ (s. S. 78) bei der Robertshöhe sind alle noch erfüllt von diesen schuttvermengten Überdeckungslehmen.

Eine Reihe von Vorkommen wurden bereits im Zusammenhang mit ihren Oberoligozäneinschlüssen beschrieben:

Auch bei dem von KOKEN (1902 S. 453/454) und KNEBEL (1903 S. 460–464) aus dem Steinbruch hinter der Wallfahrt Wemding beschriebenen „Überschiebungsschutt“ haben wir es offensichtlich primär nur mit solcher alter vorriesischer lehmiger Überdeckung zu tun, die hier eine die Weißjurakalke durchsetzende Verwerfungsspalte (s. S. 49) erfüllt. Die Lagerungsverhältnisse bieten sich noch heute fast so dar, wie sie von KNEBEL zuletzt geschildert und abgebildet wurden. Die Hauptmasse der Spaltenfüllung bilden auch hier wiederum nur Überdeckungslehm und nicht „regenerierter Keuper“ (KOKEN). Daneben um-

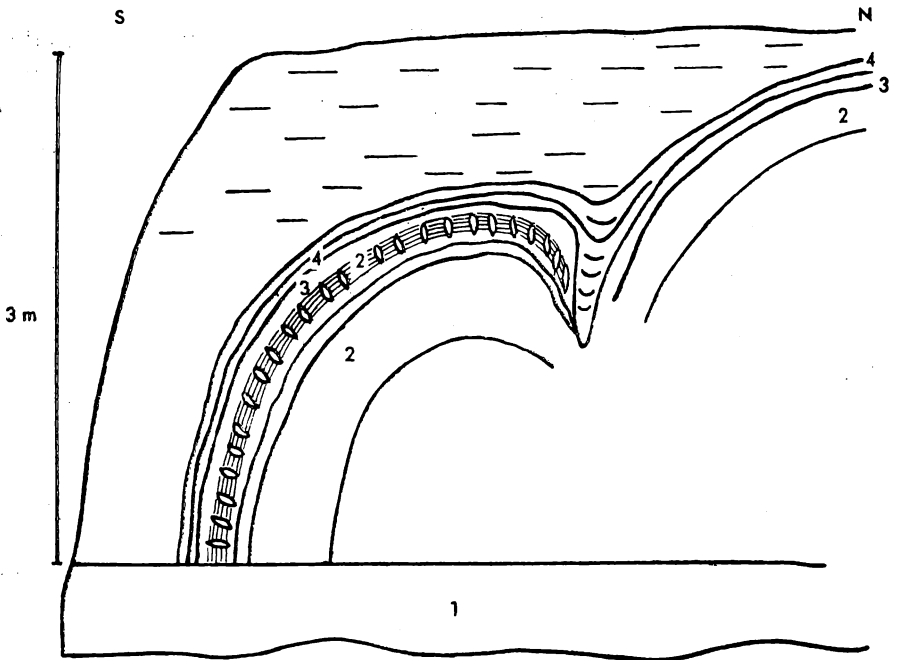


Abb. 9. Steinbruch SSO-hang vom Wennenberg. (Unter Benutzung der Photo, Bild 8 in Schwabenland 1934 S. 87 gezeichnet).

faßt sie die bereits von KNEBEL als gewöhnliche Kalksinterbildungen angesprochenen grobspätigen, konzentrisch oder parallel lagenhaften Kalkbildungen in Brocken und Blöcken bis zu 1 m Durchmesser, gelbbraun verwitterte, unverbreschte, kantige Weißjurakalkstücke des Ober- $\gamma$  (mit Ataxioceraten-Resten der Lothari-Gruppe) und Schutt des Nebengesteins. Auch Reste des wohlgerundeten, farblosen oder gelbbraun verfärbten, erbsen- bis walnußgroßen Fremdquarkieses, wie wir ihn über dem östlich davon gelegenen Weißjura- $\delta$ -Gebiet N von Wemding in der Überdeckung antrafen, sind eingelagert. Ältere eigentlich riesische Trümmergesteine liegen in ihr überhaupt nur in dem Eisensand des Braunjura- $\beta$  vor. Aber wie bei der S. 87 beschriebenen Spaltenfüllung in der benachbarten Kiesgrube auf dem W-abfall des Dobelbucks, N von hier, so haben wir es offensichtlich auch hier bei ihm gar nicht mit einem primären Bestandteil der Spaltenfüllung zu tun, sondern nur mit der nachträglichen oberflächlichen Vermengung von Teilen einer ursprünglich einheitlich die Weißjurakalke und die Spaltenfüllung überdeckenden überschoenen Eisensandmasse. Der Eisensand, der auch hier auf der

O-seite der Spalte die Weißjurakalke in einzelnen im Maßstab der Karte nicht mehr ausscheidbaren Resten überdeckt, wurde nämlich nur in den obersten ausgehenden Teilen der Spaltenfüllung eingemengt angetroffen, wie dies bereits auch aus der Darstellung KOKEN's (1902, Taf. IX, Fig. 6) hervorgeht.

In den Weißjura- $\delta$ -Kalken auf dem S-abfall des Hasenbichls (O von Wemding) setzt im S-teil des Gartens von Rainer Wemding eine über 17 m tief hinabreichende, solche mit alter Überdeckung erfüllte Spalte auf. Die Spaltenfüllung umfaßt neben den die Hauptmasse bildenden bunten Bohnerzlehmen nur Massenkalk und Reste verkieselten oberen Weißjuras als Einschlüsse. Bei dem Versuch, einen Brunnen anzulegen, wurde sie in dem zunächst in der SW-ecke des Gartens ausgehobenen Brunnen-schacht bis in etwa 5 m Tiefe freigelegt. Bei der später (im Jahre 1934) im SO-eck des Gartens niedergebrachten Tiefbohrung war sie nach Angaben des Besitzers selbst in 17 m Endbohrtiefe noch nicht durchsunken, weshalb die Bohrung abgebrochen wurde.

Im Bereich des Hartsteinfabrikbruches S von Wemding erfüllen ganz die gleichen Reste die mächtigen Spalten der hier erschlossenen  $\delta$ -Kalke.

S davon sind weitere Reste derselben als Ausfüllung von Unebenheiten der alten Landoberfläche im Einschnitt des ersten hier zur Höhe hinaufführenden Fahrweges und von „Bunter Bresche“ überlagert im Einschnitt der neuen Straße nach Fünfstetten kurz nach deren Abzweigung von der Gosheimerstraße bei Punkt 456,4 erhalten. An der erstgenannten Stelle enthalten sie Brocken der Kalkinterbildungen eingelagert, wie wir sie bereits in der Spaltenfüllung des Bruches hinter der Wallfahrt Wemding antrafen.

Auch im NO-eck des Blattgebietes hat sich unter der mächtigen von riesischen Trümmern durchsetzten, jungen lehmig-sandigen Überdeckung vielfach die alte vorriesische lehmige Überdeckung noch erhalten, wie in den Erdfällen allenthalben zu sehen ist.

In seiner Entstehung jünger, nachriesisch muß dagegen nur der tief braunrote, schwach quarzsandige (zum Teil möglicherweise erst sekundär durch Vermischung mit der sandigen Überdek-

kung) Bohnerzlehm sein, den der Pflug O Punkt 567 (3,6 km NNO Wemding) unmittelbar an der Blattgrenze als unvollständig erhaltener, geringmächtiger Überzug über den Weißjuraß-Trümmerkalken noch anschneidet, wo diese vor nicht allzulanger Zeit erst von ihrer Waldbedeckung befreit wurden. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Bohnerzlehmvorkommen ist er vor allem durch einen großen Reichtum an bis kinderfaustgroßen unregelmäßig geformten, knolligen bis schwartigen, teils dichten, teils porösen Brauneisenkonkretionen gekennzeichnet. Eigentliche Bohnerzbildungen treten diesen gegenüber zurück. Die Bohnerzkügelchen sind zum Teil in kompaktes Brauneisenerz eingebacken. Dieser Erzreichtum kann nur durch die Umlagerung des Eisens der durch die Vorgänge der Riesbildung an die Oberfläche geförderten eisenreichen Bildungen des Braunjura durch Humussole bedingt sein. Dies muß aber auch wieder noch zu einer Zeit erfolgt sein, als ein hochliegender Grundwasserspiegel über dieser Höhe üppige Vegetation mit starkem Humusabfall und Sumpfbildungen ermöglichte, d. i. im Jungobermiozän, als der Riessee noch bestand. Darnach muß also der Riesseespiegel ehemals in etwa 560 m ü. d. M. gelegen haben.

## 12. Jung-Obermiozän.

Fast fünf Sechstel des Blattgebietes gehören zum ehemaligen Ablagerungsbereich des nachvulkanischen, aber noch obermiozänen Riessees, an dessen Existenz schon B. von COTTA (1834 S. 317) glaubte. Seine Ablagerungen umfassen neben Kalken mehr oder weniger kalkhaltige und zum Teil sogar völlig kalkfreie, klastische und tonige Absätze, die sich fast stets auch in ihrer Verbreitung deutlich voneinander abheben lassen.

### a) Klastische Ablagerungen ( $t_k$ ).

Als solche sind alle Riesablagerungen ausgeschieden, an deren Aufbau terrigenes, klastisches Material beteiligt ist, auch wenn sie, wie dies oft der Fall ist, überwiegend aus Kalk bestehen.

**Delta-Aufschüttungen** von ehemals hier in den Riessee eingemündeten Bächen bzw. Flüssen stellen offensichtlich die weitestgedehnten und mächtigen Vorkommen im Bereich der Hochfläche

von Trendel, im OSO von Polsingen und im Bereich des Städtchens Wemding dar. Für das erstgenannte Vorkommen nahm auch schon GÜMBEL (1889 S. 27) eine solche Entstehung an.

Das Trendeler Delta baut sich im Bereich unseres Blattgebietes nur aus mit feinst- bis mittelkörnigem Quarzsand (umgelagerter Braunjura- $\beta$ -Eisensandstein!) mehr oder weniger durchsetzten Kalk-, Mergel- und als Seltenheit in einzelnen Zwischenlagen auch Tonmergelabsätzen auf. Es stellt also offensichtlich die Aufschüttungen des jungobermiozänen Vorläufers der heutigen Rohrach mit ihrem eisensandsteinreichen Einzugsgebiet dar. Mit Ausnahme des Hohlweges, der von Trendel aus nach NW führt, sind sie nirgends gut aufgeschlossen. In ihm sind diese Ablagerungen bei vollkommen parallelschichtiger Ausbildung und horizontaler Lagerung in über 9 m Mächtigkeit entblößt. Ihren Aufbau im einzelnen zeigt das folgende Profil:

#### Humus

- 
- |           |   |
|-----------|---|
| ca. 4,0 m | gelber, tonigmergeliger Feinsand mit lagenhaft angeordneten, knollig-wulstigen, feinsandigen, braunen, plattigen Kalkausscheidungen und „walzenförmigen, kugeligen Ooiden“ (s. KLÄHN 1926). |
| ca. 0,4 m | feinstgeschichteter Sand mit zwischengeschalteten, dünnen, hellen Mergellagen.  |
| ca. 0,2 m | Schichten tonigmergeligen Feinsandes mit zwischengeschalteten dünnen grünen Tonmergel- und Mergellagen.   |
| ca. 4,5 m | gelblicher tonigmergeliger Feinsand mit mehreren zwischengeschalteten, dünnen, weißen Mergellagen.  |

Gegen die Höhe Punkt 502,7 NNO Trendel nimmt der Kalkgehalt, wie schon GÜMBEL (1891) erwähnt, zu und es entstehen „weiße, plattige quarzsandige Kalklagen“. Ihr Quarzsand ist im allgemeinen gröber, mittelkörnig; auch sind sie im Gegensatz zu den eben aus dem Hohlweg bei Trendel beschriebenen Bildungen des Deltas sehr fossilreich. Neben zahlreichen Exemplaren von *Hydrobia trochulus* SANDB. und *Cepea sylvestrina sylvestrina* SCHLOTH. sind es vereinzelt auch solche von den für die Riesseeablagerungen so ungewöhnlichen, reinen Süßwasserschnecken (s. KLÄHN 1926 S. 356) wie *Coretus cornu mantelli* DUNKER und *Radix socialis dilatata* NOULET. GÜMBEL (1889 S. 27) und

WENZ (1924) führen von hier außerdem noch *Melanopsis kleini kleini* KURR., *Trichia (Leucocroopsis) kleini kleini* KLEIN, *Abida antiqua nördlingensis* KLEIN, *Neritina crenulata* KLEIN und Reste von *Chara inconspicua* SANDB. an.

Als Liegendes der Deltabildungen erscheinen im ganzen Bereich unseres Blattgebietes tonige Ablagerungen des Riessees (s. S. 135), die wie die zahlreichen auf den Hängen der Hochfläche entspringenden Bächlein erkennen lassen, zugleich auch einen Wasserhorizont bilden. Die von KLÄHN (1926 S. 356) als „Untere Trendeler Schichten“ zum Teil seinen Basisschichten gleichgestellten vorwiegend mergeligen, feinsandigen Absätze des erwähnten Hohlweges bei Trendel müssen darnach insgesamt bereits als jüngere Bildungen betrachtet werden, wobei die von ihm als „Obere Trendeler Schichten“ abgetrennten quarzsandigen Kalke von Punkt 502,7 offensichtlich nur eine durch die größere Ufernähe bedingte Fazies der „Unteren Trendeler Schichten“ darstellen.

Das Hagauer Delta OSO von Polsingen ist überhaupt nirgends gut aufgeschlossen. Der nördliche Teil desselben entlang dem Fahrweg von Polsingen nach Hagau, setzt sich in dem, dem Wald vorgelagerten Äckern aus ganz entsprechenden quarzsandigen Kalk- und Mergelabsätzen zusammen, wie das Trendeler Delta. Die quarzsandigen plattigen Kalke führen neben vereinzelt Schälchen von *Hydrobia trochulus* SANDB. vor allem reichlich Schalen von *Cepaea sylvestrina sylvestrina* SCHLOTH., zu denen sich bezeichnenderweise auch hier wieder vereinzelt Exemplare von reinen Süßwasserschnecken, wie *Radix socialis dilatata* NOULET gesellen.

Im Wald bzw. in den Waldäckern selbst sieht man diese am Fahrweg entlang zunächst in feinere und schließlich in gröbere Konglomerate übergehen, in denen wohlgerundete bis doppelt faustgroß werdende Weißjuragerölle (anscheinend nur von  $\gamma$ ) mit feinerem Weißjurakies ( $\gamma$  und vielfach auch  $\beta$ ) mit spärlichem wenig abgerolltem Granitgrus und vereinzelt Quarzgeröllen und zersetzten Suevitgeröllchen verbacken sind. Fossilfunde wurden in ihnen keine gemacht.

Durch eine kleine schmale Talfurche getrennt setzen sich diese Granitgrus führenden Konglomeratbildungen in den südlich ge-

legenen Waldäckern weiter fort. Die großen Weißjuragerölle fehlen ihnen hier. Daran anschließend sind es dann in der Hauptsache wieder nur mehr solche quarzsandige Kalk- und Mergelabsätze. In dem Einschnitt des Weges, der von dem südlich an diesen Waldäckern entlangziehenden Fahrweg abzweigt, sieht man ihnen noch einige feiner konglomeratische bis grobsandige Lagen von der Zusammensetzung der eben beschriebenen Konglomeratbildungen zwischengeschaltet.

Einzelreste dieser Konglomeratbildungen wurden auch über dem Grundgebirge in den weiter ostwärts gelegenen Waldäckern an der Straße nach Hagau noch angetroffen.

Nach der petrographischen Zusammensetzung seiner Komponenten haben wir es bei dem Hagauer Delta offensichtlich mit den Aufschüttungen eines Baches zu tun, der seinen Weg von O her über das von Suevit durchsetzte Grundgebirge des N-teils des Hagauer Trümmergebietes nahm. Das namenlose Bächlein, welches das heute hier zum Ries ziehende Trockental schuf, hatte darnach ebenfalls schon einen jungobermiozänen Vorläufer.

Beim Wemdinger Delta sind zwei in ihrer Zusammensetzung scharf unterschiedene Schichtserien, eine untere Grundgebirgskomponenten führende Schichtserie I und eine obere davon freie Schichtserie II am Aufbau beteiligt.

Entlang den östlichen über die sog. „Robertshöhe von Wemding“ aus zur Höhe Punkt 522 hinaufführenden Fahrwege lag die Schichtserie I während der Feldaufnahme von etwa 70 m oberhalb der Verzweigung des Fahrweges hinter den letzten Häusern von Wemding ab bis zu Beginn des letzten Drittels des Anstieges und die Schichtserie II bis zum Rand der Höhe der sog. „Robertshöhe“ hinauf in frisch abgehobenen Böschungen frei. Diese zeigten eine konkordante Folge von meist nur geringmächtigen, hangaufwärts allmählich dünner werdenden und auf der Robertshöhe sogar ganz auskeilenden Schichten. Die Schichten fielen im allgemeinen fast parallel der Böschung nach WSW etwa ein. Zu Beginn der oberen Hälfte des Aufschlusses etwa durchsetzte sie eine Störung von wenigen Metern Sprunghöhe höchstens, in der die Bildungen der Schichtserie I an solche der Schichtserie II grenzten, unter denen auf der Sohle des Fahrweges bereits auch noch diejenigen der Serie I zutage kamen. Auch



ließen in der unteren Hälfte des Aufschlusses die obersten Teile, die Schichten der Serie II in ihrem wellenförmigen Verlaufe ganz deutlich eine Stauchung erkennen.

Die bis zu 2 m Mächtigkeit angeschnittene Schichtserie I besteht fast nur aus, aus der Aufarbeitung von Grundgebirge (rötlich mittelkörnigen Granit und vor allem aber „Biotitgranit“) und Weißjura (anscheinend nur  $\beta!$ ) hervorgegangenen Grobsand- und Geröllschichten mit bis faustgroßen Geröllkomponenten. In 2 im Liegenden eingeschalteten 0,3 bzw. 1,2 m mächtigen Lagen ist es im wesentlichen sogar nur roter bzw. grüngrau erdiger Zersatz dieses Grundgebirges (s. S. 108). Selten nur sind gelbgrünliche tonigmergelige Feinsandzwischenlagen.

Die hangende Schichtserie II leitet am Beginn des unteren Drittels des Anstieges zwei 5 cm dicke grünlich weiße Mergellagen ein, die durch eine etwa 12 cm mächtige Schicht tonigmergeligen Feinsandes getrennt war. Beim Beginn des oberen Drittels aber, wo die Feinsandschicht ausgekeilt ist, war es dann nur mehr eine feinsandige Mergelschicht. Die darüberfolgenden Bildungen bestanden im unteren Drittel des Anstieges von einzelnen dünnen Grobsandschichten und schichtweise eingelagerten bis faustgroßen Weißjura-Geröllen (anscheinend auch nur von  $\beta!$ ) abgesehen, in ihrer gesamten Mächtigkeit von etwa 2,0 m nur mehr aus gelbgrünlichen tonigmergeligen Feinsand. Im oberen Drittel sind es von der zu unterst noch vorhandenen bis zu 30 cm mächtigen Feinsandlage abgesehen, bis zu über 1 m Mächtigkeit nur mehr Weißjura-Konglomerat- bzw. Breccienlagen (anscheinend wieder nur  $\beta!$ ) mit gelegentlich bis doppelt faustgroßen Komponenten.

Bei einer im Jahre 1932 ca. 330 m WNW vom Beginn des eben beschriebenen Fahrwegabschnittes in der neuen Rebenpflanzung von Schneider niedergebrachten Brunnenbohrung wurden die Deltabildungen mit etwa 23,0 m Mächtigkeit bis auf ihr Liegendes durchsunken, und zwar waren es mit etwa 8 m diejenigen der Schichtserie II und mit etwa 15,0 m jene der Schichtserie I. Die Geröllkomponenten erreichten hier in keinem Falle mehr die Größe wie in dem oben beschriebenen Teil des Deltas und waren auch sonst durchwegs kleiner. Ihre petrographische Zusammensetzung war die gleiche. Im einzelnen ergab die Profilaufnahme folgendes Bild:

Geländeoberfläche ca. 485 m ü. d. M.

Hangendes: ca. 0,5 m brauner Riessand mit Schutt (Weißjura-Massenkalk und Kieselplatten sowie Rieskalk).  
Diluvium:

Tertiär	II	8,0 m	gelbgrünlicher tonigmergeliger Feinsand mit schichtweise eingelagertem Weißjura-Grobsand, feinerem bis nußgroßem Weißjurakies und Mergelzwischenlagen. Frei von granitischen Komponenten.
		7,0 m	Schichten tonigmergeligen Feinsandes bis zum groben Kies, aus Weißjura und Grundgebirge.
		1,3 m	graugrün und rot erdiger Grundgebirgszersatz mit Einlagerungen von Grundgebirgstrümmern und kleineren wohlgerundeten Weißjurageröllen.
	I	2,0 m	Grobsand- und Kiesschichten aus Weißjura und Grundgebirge.
		1,2 m	Schichten tonigmergeligen Feinsandes bis zum nußgroßen Kies aus Weißjura und Grundgebirge.
		3,5 m	tonigmergeligen Feinsand mit Einlagerungen graugrün und rot erdigen Grundgebirgszersatzes sowie Weißjura- und Grundgebirgskies und Grobsand mit Erbsen bis doppelt faustgroßen Komponenten.

Liegendes: Weißjura- $\gamma$  (ca. 462 m ü. d. M.)

Die Basiskonglomerate der ursprünglich (s. S. 124) den Nordrand der Deltabildungen bekleidenden Rieskalke gehören offenbar nicht mehr zum Aufschüttungsbereich des Deltas. Sie führen keine granitischen Komponenten und scheinen nur der Aufarbeitung ihres Weißjurauntergrundes zu entstammen.

Entlang dem westlichen zur Höhe Punkt 522 hinaufführenden Polsinger Fahrweg, der ebenfalls in die Deltabildungen einschneidet, lagen diese während der Feldaufnahme auf der Höhe oben kurz nach der Abzweigung des Amerbacher Weges auf eine Länge von über 50 m als eine bis zu 1,5 m entblöbte konkordante

Folge von nahezu parallelen oder hangaufwärts (nordwärts) auskeilenden Schichten im Wegeinschnitt frei. Die Schichten fielen hier parallel zum Fahrweg mit ca. 20° nach SO etwa ein. Im Gegensatz zu den bisher genannten Orten sind hier in der Schichtserie II Grobsande und Gerölle überhaupt nicht mehr und in der Schichtserie I nur mehr Gerölle von höchstens Erbsengröße am Aufbau beteiligt. Die Geröllkomponenten sind die gleichen. Auch ist die Beteiligung des Kalkes, der hier in einzelnen Stotzen die Deltabildungen durchsetzt (s. S. 130 und Prof. Abb. 10), gegenüber dort eine sehr reiche. Ihren genaueren Aufbau zeigt das folgende Profil:

Hangendes:	Humus
	7. ca. 100 cm rostbrauner mergeliger Feinsand mit schichtmäßig angeordneten sandigen plattigen Kalkausscheidungen.
	6. 7 cm weißliche Mergellage mit deutlich faseriger, an Tutenmergel erinnernder
II	5. 2 cm braun verwitterte, grüne feinsandige Struktur, mit nieriger Oberfläche. Lettenlage.
	4. 6 cm grünlich weiße Mergellage mit nieriger Oberfläche.
	3. 4 cm gelblicher Sand vorwiegend aus aufgearbeitetem Grundgebirge und Weißjura nach oben in Feinsand übergehend.
	2. 7 cm grünlich weiße Mergellage.
I	1. 10 cm grobkörnige bis feinkonglomeratische Kalksandsteinlage aus aufgearbeitetem Grundgebirge und Weißjura.
Liegendes:	25 cm Schichten fein- bis gröberkörniger Mergel- und Kalksandsteine aus aufgearbeitetem Grundgebirge und Weißjura.

Im Dezember 34 wurden durch Abgrabungen zum Bau der Garage von Kaufmann Osterrieder, neben dem Fräuleinwirtschaftskeller in ca. 1,5 m Mächtigkeit Bildungen der Schichtserie II erschlossen. Es war eine ganz deutlich nach SSW etwa einfallende konkordante Folge von Schichten gelbgrünlichen mehr oder weniger tonig mergeligen, Grundgebirgskomponenten freien Feinsan-

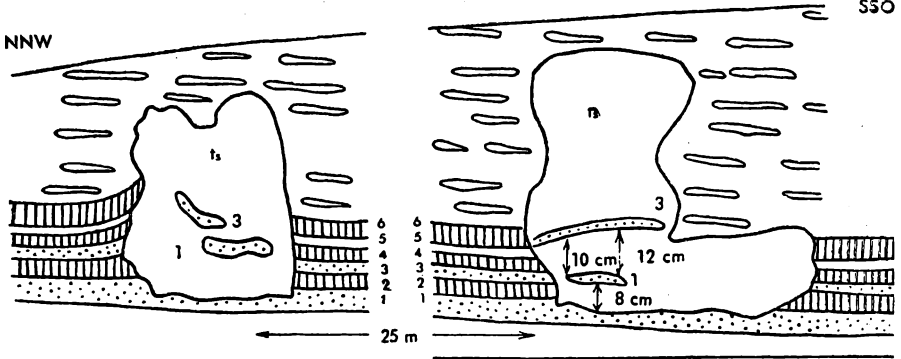


Abb. 10. O-Böschung des Einschnittes des Polsinger Fahrweges NNW von Wemding.

des, denen im Hangenden eine ca. 5 cm starke Schicht gröberer Sandes mit deutlich abgerolltem bis nußgroßen Weißjurakies (wohl  $\beta$ !) und in ca. 1 m Tiefe eine ca. 5 cm dicke grünlich weiße Mergellage zwischengeschaltet war.

Im Bereich der Wemdinger Altstadt tieft der Stadtgraben und die breite Furche des Mühlbaches bereits in die liegenden Bildungen der Schichtserie I ein. Am Marktplatz wurden sie im Jahre 1933 beim Umbau des Hauses von Kaufmann Benediktor, in dessen Keller (ca. 457 m ü. d. M.) mit ihrem Liegenden – Keuper, weißer Stubensand mit roten und grünen Letteneinlagerungen – noch in etwa 1 m Mächtigkeit angetroffen. Bei der Anlage eines ca. 6 m tiefen Brunnens, der auf der Sohle des Südteils des Stadtgrabens (ca. 450 m ü. d. M.) dicht an der Wirtschaft zum Kloster im Winter 32/33 ausgehoben wurde, wurden sie mit ihrem Liegenden, ebenfalls Keuper, mit Steinmergelknöllchen durchsetzte dunkelrotbraune Letten, offenbar Zancledon-Letten (s. S. 21), noch in ca. 4,3 m Mächtigkeit (= 446 m ü. d. M.) erschlossen. Im W-teil des Städtchens wurden sie beim Ausheben von bis 1 m tiefen Kanalisationsgräben im Hofe des Spitals (ca. 445 m ü. d. M.) freigelegt, ohne daß dabei ihr Liegendes erreicht wurde. In allen Fällen handelte es sich, von vereinzelt dünnen Mergelzwischenlagen abgesehen, stets nur mehr um grünlichen tonigmergeligen Grundgebirgskomponenten führenden Feinsand. Bei der im Jahre 1932 und 33 erfolgten Anlage des 16 m tiefen Brunnens im Hofe der Molkerei Mönch nahe dem S-Ausgang der Altstadt wurden auch noch Bildungen der hangenden Schichtserie II

durchsunken. Auch ihnen fehlte gröberklastisches Material vollkommen. Aufbau und Mächtigkeit der durchsunkenen Bildungen zeigt im einzelnen das folgende Profil:

Geländeoberfläche ca. 457 m ü. d. M.

Diluvium:		4,4 m	Riessand mit Geröll.	
		0,1 m	Geröll (Weißjura, Quarz, Kieselplatten- und Hornsteinreste, Granit).	
Tertiär	II	0,5 m	gelbgrünlicher tonigmergeliger Feinsand, frei von Grundgebirgskomponenten!	
		0,5 m	gelbbrauner Feinsand mit reichlich baueritiisiertem Biotit und sonstigen Komponenten des Grundgebirges.	
	I	0,6 m	hellgraugrünlicher feinsandig-toniger Mergel.	
		1,3 m	gelbgrünlicher tonigmergeliger Grundgebirgskomponenten führender Feinsand, wie oben.	
		0,1 m	Mergellage.	
		0,2 m	gelblicher tonigmergeliger Grundgebirgskomponenten führender Feinsand wie oben.	
		0,1 m	Mergellage.	
		5,7 m	grünlicher tonigmergeliger Grundgebirgskomponenten führender Feinsand, wie oben, und einzelne dünne Mergelzwischenlagen.	
	Keuper:		2,5 m	Zanclodon-Letten.

Die Korngrößenverteilung, die sich darnach für das Delta ergibt, deutet in Verbindung mit der Zusammensetzung seiner Geröllkomponenten auf einen Bach, der auf der Robertshöhe noch über den Weißjura- $\beta$ -Kalken mit nach W etwa gerichteten Einlauf in den Riesensee eingemündet sein muß. Seinen Lauf muß er von O her über das Trümmergebiet des Ziegelberges genommen haben, wo ja noch heute rötlich mittelkörniger Granit und in Resten auch „Biotitgranit“ mit rötlichem Zersatz (s. S. 108) angetroffen werden. Darnach hat also auch der Wemdinger Mühlbach bereits einen jungobermiozänen Vorläufer besessen.

Bei den übrigen, meist nur wenig ausgedehnten und geringmächtigen Vorkommen der klastischen Ablagerungen aber handelt es sich zweifellos fast stets nur um rein aus der Aufarbeitung des ehemaligen Ufergrundes hervorgegangene **Strandbildungen**.

Sie sind mit Ausnahme eines Vorkommens auf der O-seite des Wenenberggipfels (s. S. 225) auch stets durch einen mehr oder weniger großen Gehalt an Rieskalkmaterial gekennzeichnet. Es sind vorwiegend aus Geröllen von Weißjura, gelegentlich auch Grundgebirge bestehende Konglomerate, seltener Kalksandsteine und sandige Mergel bzw. Kalke. Im Bereich ehemaliger Steilufer des Riesees sind auch Breccien beobachtet. Der aufgelassene Bruch ca. 60–70 m S vom Eingang des Bruches der Hartsteinfabrik Wemding (bei Punkt 461,9 S von Wemding) bietet einen schönen Aufschluß in einer das ehemalige Steilufer des Riesees hier als Übergang zu den Rieskalken überdeckenden Gehängeschuttbreccie. Eine von mir aufgenommene Photo davon zeigt bereits SCHRÖDER in Bild 23 der Zeitschrift Schwabenland (1934, Heft 3, S. 99).

In den Strandbildungen des W-abfalles des Galgenberges SO von Wemding bzw. des Waldabteils Stampfreit und des Döckinger Berges (O Polsingen) erreichen die Rieseeablagerungen nach den Höhenangaben der Karte mit 520 bzw. 530 m ihre höchste Lage im Bereich unseres Blattgebietes.

#### **b) Rieskalke (t.).**

Eine weite Verbreitung besitzen auf Blattgebiet Wemding auch reine oder höchstens etwas tonige Kalkablagerungen, und zwar erscheinen sie, wie auf der Karte gut zum Ausdruck kommt, in höchst auffälliger Weise stets nur auf die Uferregion des ehemaligen Riesees und die ihr unmittelbar vorgelagerten Auftragungen des primären Seegrundes beschränkt. Es sind Einzelstotzen oder was zumeist der Fall ist, förmliche Krusten. Auf dem S-abfall der Höhe N von Wemding, wo die Rieskalke zu Beginn der Feldaufnahme noch, wie auf der Karte dargestellt, in ziemlicher Mächtigkeit und Ausdehnung die hangabwärts anschließenden Deltabildungen begrenzen, sind diese bei der im Sommer 1932 erfolgten Anlage des Weinberges von Schneider inzwischen mitsamt den Basiskonglomeraten fast völlig entfernt worden. An dem hier auf der W-seite zur Höhe hinaufführenden sog. Polsinger Weg liegen sie zum Teil auch heute noch zu großen Haufen angestapelt. Entlang dem Riesrand beim ehemaligen „Keller“ ca. 1 km SSO von Wemding sind die Rieskalke offenbar auch erst durch den in früheren Jahren schon hier betriebenen Abbau des Weiß-

jura- $\delta$  entfernt worden, wie ein dicht beim „Keller“ angetroffener größerer Block erkennen läßt.

Mit den Rieskalken haben sich in den vergangenen Jahren bereits REIS (1925) zusammen mit NATHAN (1925) und KLÄHN (1926) eingehend befaßt. Auch bei uns werden sie im wesentlichen von den von REIS unterschiedenen Kalkabarten aufgebaut, und zwar sind es vor allem Sinter- und Chladophorites-Kalk in massigen Stotzen. Daneben sind aber auch Sinterkalk in feinschichtigen Lagen und Umkrustungen sowie die Schwemm- bzw. Schalenkalke beteiligt. Eigentlicher Chara-Kalk ist nicht beobachtet. Ihre Ausscheidung im einzelnen ist jedoch auch hier in keinem Falle möglich, da sie zumeist schon in einem Aufschluß ineinander übergehen.

Eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der Sinter- und Chladophorites-Stotzenkalke scheint jedoch insofern zu bestehen, als im unmittelbaren Anschluß an die Deltaablagerungen und auch in dem größten Teil der übrigen Uferregion stets nur solche der ersteren Art angetroffen wurden. Auch KLÄHN (1926 S. 346) betont schon, daß Chladophorites erst dort erscheint, wo das aufgeschwemmte Material feiner wird. Das Chladophorites-Rasenwachstum erscheint so ganz deutlich vor allem an die weiter seewärts an die Uferregion sich anschließende Klarwasserzone des Riessees gebunden.

Es fragt sich dabei nur, wodurch nun aber die Entstehung der Sinterkalke bedingt ist. KLÄHN gibt Sprudelkalke aus unserem Blattgebiet von der am nördlichen Blattrand, NNO von Lerchenbühl gelegenen Höhe Punkt 491 an. Eingehende Untersuchungen in den Steinbrüchen an dem genannten Orte ergaben keinerlei Beweise für eine thermale Sprudeltätigkeit, wie überhaupt solche bei keinem der Riesseekalkvorkommen unseres Blattgebietes aufgefunden werden konnten. Ein sicheres Anzeichen dafür ist, wie schon NATHAN (1935 S. 27) ausführte, ja auch die von KLÄHN beobachtete schwache Aragonitreaktion in keinem Falle. Dazuhin kommt, daß bei den unten beschriebenen Sinterkalkstotzen aus dem Einschnitt des Polsinger Fahrweges NNW-Wending, wo in einem Falle durch Entfernen des Stotzens die Basis vollkommen freigelegt wurde, aber auch nicht die geringste Spur eines Zufuhrkanales einer solchen ehemaligen Therme an-

getroffen wurde. Auch bei den übrigen Vorkommen konnten in keinem Falle mit Sicherheit die Spuren eines solchen beobachtet werden. Mit REIS und NATHAN müssen daher auch wir annehmen, daß wir es bei den jungobermiozänen Kalkabsätzen des Rieses stets nur mit reinen Seeabsätzen zu tun haben. Entgegen REIS dürfte dabei jedoch Ausfällung von Gallertkalk keine Rolle gespielt haben. Die in den tonigen Rieseeablagerungen (s. dort!) sich zeigende rhythmische Kalkfällung ist durch sie nicht zu erklären. Dazu kommt wohl, wie in den heutigen Kalkseen, nur jahreszeitlicher Wechsel in der Sedimentation in Betracht. Die Entstehung dieses feinschichtigen rhythmischen Wechsels von Kalk und Ton am Grunde des Rieseses muß man sich darnach so vorstellen, daß in der kühleren, niederschlagsreicheren (früh-jährlichen) Jahreszeit nur Sedimentierung der von den Flüssen herbeigeführten Trübe in der heißen, niederschlagsarmen (sommerlichen) Jahreszeit dagegen bei erhöhter Temperatur über dem Pelagial nur ein sehr feiner mikrokristalliner seekreideartiger Absatz von Kalk stattfand. Die Herausbildung des Wechsels von Rieseeatonmergeln und -tonen ist somit auf entsprechende größere Klimaschwankungen als wie durch jahreszeitliche Unterschiede zurückzuführen.

So bleibt also auch für die Sinterkalke nur die Annahme einer von Algen gebildeten Uferfazies, und zwar müssen es unseren oben (S. ...) gemachten Feststellungen entsprechend, im Gegensatz zu Chladophorites, gegenüber Trübwasser weniger empfindliche Algen gewesen sein. Wie in einem Beispiel, das PIA (1933, S. 161) aus dem Soap Lake im Staate Washington anführt, so fand offenbar auch bei ihnen durch die Lebenstätigkeit des Algenrasens in der von diesen gebildeten organischen Gallerte ein sehr feinkörniger, dichter Kalkabsatz statt, wobei dessen Struktur bei der Diagenese vollständig zerstört wurde.

Im Hinblick auf die im Falle der S. 104 beschriebenen Amerbacher Gangbildung sehr wahrscheinlich vorliegenden thermalen Kieselsäureausscheidungen soll dabei aber nicht in Abrede gestellt werden, daß möglicherweise nicht auch noch während der Sedimentation im Riesensee thermale Auftriebe vorhanden waren. Mit REIS (1926 S. 187) müssen jedoch auch wir annehmen, daß diese „im Untergrund des Riesbeckens durch hier reichlicher mögliche vadose Einsickerungsmaßnahmen schon in geringer Tiefe völlig



umgeändert“ wurden und daher nicht mehr als solche in Erscheinung traten. Außerdem erscheint es vielmehr so zu sein, daß diese Thermaltätigkeit, wie sie uns in der Amerbacher Gangbildung und den anderen ähnlichen Vorkommen entgegentritt, als Begleiterscheinung der Sueviteruptionen zu Beginn des Absatzes der Riesseeablagerungen, soweit uns dieser bis jetzt bekannt ist, wie jene bereits wieder beendet war. Da die Thermen ihren Kalkgehalt ja doch nicht aus der Tiefe mitbrachten, wie die Kieselausscheidungen der Amerbacher Gangbildung zeigen, bleibt sich die Sache im Hinblick auf ihn ohnedies in jedem Falle beim alten.

**Chladophorites - Kalke** wurden am besten entblößt auf den Hängen des Wennenberges angetroffen. Auf seiner SO-seite schneidet eine Grube bereits mit über 3,0 m Mächtigkeit in die Rieskalke ein. Als Basis legt sie eine anscheinend mit horizontaler Dachfläche abschließende, neben zahlreichen Hydrobien- und Ostracodenschälchen, auch vereinzelt Landschnecken führende Schwemmkalkbank (1) frei. Darüber folgen die beiden in dem Profil Abb. 9 dargestellten bis zu 2,7 m hohen unmittelbar aneinanderstoßenden, aus konzentrischen Stockwachstumsschalen (2) bestehenden halbkugelförmigen Chladophorites-Kalkstotzen. Als Abschluß der einzelnen Stockwachstumsschalen war mehrfach eine Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen führende Hülle dichten Kalkes (3) zu beobachten, die zugleich auch die zwischen den einzelnen Algenstöcken einer Stockwachstumsschale ausgebildeten röhrenartigen Zwischenräume gegeneinander abschloß. Darnach kann es also keinem Zweifel unterliegen, daß die röhrenartigen Zwischenräume mit „Sprudelkalkgasröhren“ nichts zu tun haben, wie ja auch schon REIS (1925 S. 277) betont. Die Umhüllung dieser halbkugelförmigen Algenstotzen bildet eine hellgrünliche bis dunkelgraue konzentrische Festkalklage (4). Darüber lagert dann als deckenartiger Überguß ein bis zu über 3 m mächtiger pseudobrecciöser Schlammkalk (5), in dem dünnplättchenförmige, dichte feinschichtige, Hydrobien führende Trümmer eines Umkrustungskalkes und solche eines Chladophorites-Kalkes mit Hydrobien- und eingeschwemmten Heliciden-Schalen und Pflanzenhecksel zusammen in einem hellgrünlich bis dunkelblaugrauen Kalkschlamm vom Gipfel des Berges aus zur schichtmäßigen Verschwemmung gelangt schei-

nen. KLÄHN beobachtete die Landschnecken als Beweis dafür, daß sie sehr plötzlich in den See gestrudelt wurden, zum Teil sogar noch mit ihrer Farbe erhalten.

In der an der S-seite der Grube unmittelbar westlich anschließenden Abbaustelle ist als Liegendes des pseudobrecciösen Schwemmkalkes ein weiterer solcher halbkugelförmiger Chladophorites-Kalkstotzen angeschnitten. In der nordwestwärts davon am Hang drüber gelegenen Abbaustelle dagegen ist der Chladophorites-Kalk nur mehr als ein horizontalplattiger Rasenkalk entwickelt.

Auf der NW- bis W-seite des Berges legen heute nur selten noch benützte Abbaustellen die Rieskalke ebenfalls bis zu mehreren Meter Mächtigkeit frei. Es sind vorwiegend Chladophorites-Stotzenkalke mit Einlagerungen von zum Teil massenhaft Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen führenden Schwemmkalken, die die Unebenheiten zwischen den Stotzen in ähnlicher Weise erfüllen, wie dies bereits KLÄHN (1926) von anderen Orten beschrieben hat. Nördlich vom ehemaligen „Keller“ enthalten sie in den etwa 10 m über diesem gelegenen Aufschlüssen im Hangenden bis in etwa  $\frac{3}{4}$  m Tiefe unter der Oberfläche dazuhin auch noch aus der Aufarbeitung des den Gipfel bildenden Grundgebirges hervorgegangenen Schutt, offensichtlich das Äquivalent zu dem auf der SO-seite des Berges in dem hangenden pseudobrecciösen Schwemmkalk enthaltenen Rieskalkschutt.

Chladophorites-Wachstum wurde außerdem noch in den folgenden Rieskalkvorkommen beobachtet: Metzles-Berg, „Kranich-Holz“ (NO Punkt 412 an der Straße von Wemding nach Fessenheim), S Lohmühle (W von Wemding), Höhe Dobelbuck-, „Sternwirthslug“ (O davon) Höhe Punkt 490 -Hessenbichl (O von Amerbach, W von Amerbach, N-abfall des W-teils der Wart, S Punkt 429,7 (W Amerbacherkreut), N Amerbacherkreut links und rechts der Straße von Wemding nach Oettingen, Punkt 429 ONO Laub, Punkt 446 OSO Kronhof und ONO davon, W-, S- bis SO-seite des Polsinger Berges, Kronberg, Lerchenbühl und W davon. Alte bzw. neue Aufschlüsse, in denen diese zum Teil bis zu über 4 m Mächtigkeit freigelegt sind, sind in dem Vorkommen von Lerchenbühl, Punkt 429 ONO Laub, Punkt 446 OSO Kronhof, N Amerbacherkreut links der Straße nach Oettingen und N-abfall der Höhe des W-teils der Wart.

In **Sinterkalken** bieten vor allem die unmittelbar an die Delta-bildungen von Trendel, OSO Polsingen und von Wemding angrenzenden Rieskalkabsätze gute Aufschlüsse.

In dem am nördlichen Blattrand, NNO von Lerchenbühl, gelegenen Vorkommen von Punkt 491 erschließt sie der am SO-hang einschneidende Bruch in ca. 6 m Mächtigkeit als stammartig steil und gering verzweigt in die Höhe gewachsene Stotzen mit nierig traubiger Oberfläche, die zwischen ihrer Basis, einer mit ca. 1,2 m Mächtigkeit entblößten, zahlreiche Hydrobien und Ostracoden-Schälchen führenden Schwemmalkbank, und ihrem Hangenden, in dem sie zusammengewachsen sind, eine kaum 1 m tiefe, aber mehrere Meter hohe Höhle umgrenzen. Im Inneren zeigen sie zum Teil einen Aufbau aus der Oberfläche konzentrischen, feinschichtigen gebänderten Lagerungen mit nierig traubiger Oberfläche, welche flache Poren oder stärkere Lücken als Zwischenräume umschließen. In etwa 1 m Höhe über der basalen Schwemmalkbank ist das stammförmige Wachstum auf der linken Seite der Höhle durch eine plattige horizontal geschichtete reichlich Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen führende Schwemmalklage unterbrochen. Der Boden der Höhe wird von bräunlich gelben weichen, kreidig kalksandigen Absätzen bedeckt, die im wesentlichen nur als durch die Wellen des ehemaligen Riessees zerbrochene Krustenteile dieser stammförmig gewachsenen Sinterkalken erscheinen. Davon war nichts zu sehen, daß es sich bei den Sinterkalken, dem Durchbruch eines „jüngeren Sprudels“ durch „ältere Seekalke“ entsprechend, nur um Übersinterungen von Spalten und Rissen in „älteren Seekalken“ handelt, wie dies KLÄHN (1926 S. 303) beobachtet haben will. Ganz abgesehen davon, daß nun aber der geringe  $MgO_3$ -Gehalt der von ihm untersuchten Umkrustungen genau so wenig wie die deutliche „Aragonitreaktion“ (s. S. 125) als Beweis für Thermalabkunft des Sinterkalkes betrachtet werden kann, sucht man auch hier vergebens nach den Spuren eines Quellkanals, der zu dieser Therme gehört haben könnte.

Der Bruch auf der Höhe, etwas W von hier, dagegen legt sie größtenteils als aus flach auf- und abgebogenen, annähernd horizontal gelegenen, feinschichtigne Lagerungen aufgebaut frei, die häufig zellige Hohlräume umschließen. Viele der Lagen sind hier auch sehr reich an Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen. Auf

die stratigraphische Parallelisierung des eben beschriebenen Vorkommens mit den seitlich angrenzenden Trendeler Deltabildungen, wie sie von KLÄHN (1926 S. 356) vorgenommen wurde, kommen wir unten (S. 131) noch eingehender zu sprechen. Eine gute Darstellung von einem solchen, aus der Oberfläche konzentrischen Lagen aufgebauten, stammartig in die Höhe gewachsenen Sinterkalk gibt KOKEN (1902 T. X, Fig. 6) aus den im Hangenden der Rieskalkbrüche von Lerchenbühl entwickelten Sinterkalken. Die Ansicht, daß es sich hierbei um eine Stauchung handelt, ist ohne Zweifel falsch.

In dem Vorkommen SO von Trendel wurden im N-eck während der Feldaufnahme in einer kurz darnach wieder zugefüllten kleinen Grube in über 1,5 m Mächtigkeit löcherig zellige Sinterkalke abgebaut, wie man sie in ähnlicher Weise in den Aufschlüssen in dem Vorkommen NW vom Punkt 468,8 (SO von Polsingen) beobachten kann.

Als dunkler braun verwitterter, dichter harter, massiger, nur vereinzelte Hohlräume umschließender Kalk sind sie in der Grube am W-rand der Waldäcker, SO vom zuletzt genannten Orte, ausgebildet. Sie führen auch hier ziemlich häufig Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen.

Im Einschnitt des über die W-seite der Höhe Punkt 522, N von Wemding, ziehenden Fahrweges von Wemding nach Polsingen durchsetzen sie die Deltabildungen in der östlichen Böschung oberhalb der Abzweigung des Weges nach Amerbach als einzelne 0,8 bis über 1 m hohe, von äußerst steilen bis senkrechten Flanken begrenzte Stotzen, von denen, zwei benachbarte in dem Prof. Abb. 10 dargestellt sind. Der ursprünglich vorhanden gewesene dritte Stotzen wurde beim Verbreitern des Fahrweges in der Folgezeit völlig entfernt. Es ist derselbe dunkler braun und gelblich verwitterte, harte, dichte Kalk wie bei dem zuletzt beschriebenen Vorkommen. Organische Einschlüsse fehlen jedoch in ihm völlig. Die beiden Stotzen setzten inmitten der Schicht 1 der S. 121 wiedergegebenen Schichtfolge auf und wurden im Hangenden stets noch von den Sedimenten der Schicht 7 überlagert. Beide enthielten sie jeweils auch zwei übereinanderliegende Einlagerungen eines granitische Komponenten führenden Sandes, von denen die untere nur dem obersten über der Basis der Stotzen ge-

legenen Teil (1–2 cm) der Schicht 1 und die obere nur der Schicht 3 entsprechen kann. Daraus ersehen wir, daß wie die Ausmessung an dem südlicher gelegenen Rieskalkstotzen ergab, die Oberfläche dieses Stotzens im ersten Fall erst einen Höhenvorsprung von 7–8 cm und im zweiten Fall erst einen solchen von 10–13 cm gegenüber seiner Umgebung besaß als in dieser die Schichten 1 bzw. 3 zur Aufschüttung kamen. Diese Verhältnisse lassen so auch ganz klar erkennen, daß die beiden Rieskalkstotzen gleichzeitig mit den sie umgebenden klastischen Aufschüttungen gebildet wurden, wobei ihre Oberfläche während des Wachstums ständig einen geringen Höhenvorsprung über ihre Umgebung hatten. In entsprechender Weise dürfen wir darnach wohl auch die Bildung der im unmittelbaren Kontakt mit den klastischen Aufschüttungen des Deltas von Trendel und OSO Pol-singen sich findenden Sinterkalkvorkommen annehmen. Unseren früheren Ausführungen über die stratigraphische Stellung der Trendeler Deltabildungen (s. S. 117) entsprechend kann es sich darnach bei dem Vorkommen vom Punkt 491 auch nicht bloß um „ältere Seekalke“ handeln, wie dies KLÄHN (1926 S. 356) annimmt, sondern müssen, da sie wohl größtenteils Äquivalente von ihnen sind, vorwiegend jungen Alters sein, wie diese.

Unter den **Schwemm-** bzw. **Schalenkalken** verdient ein auf dem SO-Hang des Polsinger Berges in einer kleinen Grube als Liegendes von Sinterkalk in ca. 1,5 m Mächtigkeit erschlossener Landschneckenkalk noch besondere Erwähnung wegen seiner großen Ähnlichkeit mit dem entsprechenden oberoligozänen Kalk vom Dobelbuck. Es ist ein poröser Kalk mit deutlich schichtmäßig ausgeglichener Oberfläche, der in einer weißlich kreidig erscheinenden Grundmasse festere, dichtere Kalkknöllchen einschließt. Die Poren des Kalkes sind vielfach von wasserhellem Kalkspat erfüllt. Neben den zahlreichen eingeschwemmten Heliciden-Schalen enthält der Schwemmkalk vereinzelt auch Hydrobien- und Ostracoden-Schälchen, einzelne kantige Weißjura-stücke, offenbar  $\beta$ , und ein eingeschwemmtes verkalktes Baumstämmchen.

Im Hinblick auf die entsprechende Beschaffenheit der in den tonigen Beckensedimenten eingelagerten Kalkabsätze ist die folgende Beobachtung wichtig. Während auf den höheren Teilen der Böschungen der ehemaligen Aufragungen des Riesees auch

die Schwemmkalke durchwegs als Hartkalke erscheinen, sind diese auf den tieferen Böschungsstellen in der Grenzregion gegen die tonigen Ablagerungen, wie vor allem beim Wennenberg, Metzles-Berg, Dobelsbuck und Hessenbichel bei Amerbach festgestellt werden konnte, offenbar stets nur als lose, „sandige“ bzw. mehlig, von einzelnen festen, zum Teil grobkristallinen Kalkausscheidungen durchsetzte oder aber als etwas verfestigte, weiche, zum Teil feingeschichtet plattige, tuffig-kreidige, mitunter bereits etwas tonige Kalkabsätze ausgebildet. Ihrer leichten Zerstörbarkeit wegen sind sie heute meist nur mehr in Resten vorhanden, die man unter der Überdeckung in tieferen Ackerfurchen und sonstigen Gelegenheitsaufschlüssen antrifft.

Zum Schluß sei auch noch darauf hingewiesen, daß viele der Rieskalkabsätze durch einen mehr oder weniger großen  $MgCO_3$ -Gehalt gekennzeichnet sind, wodurch sie sich als echte Dolomite oder als mehr oder weniger dolomitische Kalkabsätze erweisen. Angaben über solche finden wir bei GÜMBEL (1891), REIS (1925) und besonders KLÄHN (1926 S. 379). Als Beispiel sei eine Analyse KLÄHN's (1926 S. 350) von einem Algenkalk des Wennenbergs angeführt:

Unlösliches	3,21 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0,63 %
$CaCO_3$	61,94 %
$MgCO_3$	34,70 %
	<hr/>
	100,48 %

### c) Tonige Ablagerungen ( $t_m$ ).

Die tonigen Riesseeablagerungen besitzen ihre ausgedehnteste Verbreitung in der Riese ebene, wo sie, von den wenigen auf der Karte eingetragenen Durchragungen des primären Untergrundes bzw. Vorkommen von Rieskalcken abgesehen, anscheinend fast ausschließlich das Liegende der im allgemeinen höchstens einige wenige Meter Mächtigkeit erreichenden jüngeren Absätze bilden. In zahlreichen Gebietsteilen mit offensichtlich nur ganz dünner Decke dieser jüngeren Bildungen fördern sie schon Pflug und Maulwurf zutage. Auf der Karte sind diese mit Ausnahme derjenigen in den Alluvgebieten eigens ausgeschieden worden. In den Alluvgebieten ist der jungtertiäre Untergrund in dieser Art vor

allem im Gebiet zwischen dem Metzles-Berg im Süden und dem Eulenhof im N in großer Ausdehnung zutage tretend zu beobachten.

Daneben aber wurden sie hier in der Riesebene auch noch in einer ganzen Reihe von Gelegenheitsausschlüssen entblößt angetroffen:

Im O-teil des Schwalben-Holzes (S von Wemding) liegen sie in den Entwässerungsgräben zum Teil bis in über 1,2 m Mächtigkeit frei. Zirka 200 m SO vom Wildbad Wemding wurden sie im Frühjahr 1933 beim Ausheben eines ca. 3 m tiefen Drainagegrabens noch bis zu 2,5 m Mächtigkeit erschlossen. N Rudelstetten schneidet sie der Altwasserlauf der Wörnitz mehrfach bis zu über 1 m Mächtigkeit an. Auch in der Böschung der Wörnitz W davon kommen sie allenthalben etwas heraus. Beim Bahnhof Fessenheim wurden sie im Einschnitt der Straße nach Holzkirchen und in der N-böschung des Bahneinschnittes ostwärts der eben genannten Straße beobachtet. Weiter nordwärts von hier wurden sie dicht an der Blattgrenze aber bereits außerhalb unseres Gebietes in Wechingen durch die Ausschachtungen zu dem im Sommer 32 im Pfarrhof (Geländeoberfläche ca. 911 m NN) angelegten Brunnen bis zur Sohle in 11 m Tiefe durchfahren. N Punkt 412 an der Straße von Wemding nach Fessenheim wurden sie im Bett des frisch ausgehobenen Rodelbachgrabens mit nach N absinkender Oberfläche bis zu 0,5 m Mächtigkeit entblößt angetroffen. Die Sohle des Entwässerungsgrabens dicht S vom Eulenhof ist zum Teil bis zu 1 m Tiefe in sie eingesenkt. In Schwörshheim wurden sie bei der Grabung des Brunnens in der dortigen Molkerei im Jahre 1932 unter 2,5 m starker Überdeckung aus Wörnitzgeröllsanden noch bis zu 5,5 m Mächtigkeit durchsunken. S von Trendel sind sie in der N-böschung der Rohrach bis zu 3,2 m Mächtigkeit angeschnitten.

Mit Ausnahme von Wechingen, Wildbad Wemding und der letztgenannten Stelle handelte es sich bei allen Vorkommen in der Riesebene stets nur um ursprünglich hell- bis dunkler grünlichgraue Tonmergel, die in einem deutlich ausgeprägten Wechsel von helleren und dunkleren Streifen stets auch eine bis an die Sichtbarkeitsgrenze reichende Feinschichtung zeigten. Unter dem Einfluß der Verwitterung werden ihre oberflächlichen Teile zu meist zu ebenflächig begrenzten Schiefnern, Blättertonen und zu

strukturlosen, gelbbraun und grün gefleckten bzw. einheitlich gelbbraunen Letten zerfallen angetroffen. Die Feinschichtung ist durch die ständige Wiederholung von Streifen feinpulverigen, seekreideähnlichen Kalkes und dunkelgraugrüner Tonstreifen hervorgerufen. Diese wird manchmal unregelmäßig, wenn nämlich die Lagen nicht mehr scharf getrennt sind und ineinander übergehen. Bei abnehmender Dicke der Kalkstreifen keilen diese zwischen den Tonstreifen aus und bilden so zunächst nur mehr langausgezogene und schließlich nur noch kleinere und kleinste, aber stets deutliche schichtmäßige Anordnung zeigende Linsen. Umgekehrt wurden aber auch bis 3 cm dicke Lagen solchen tuffig kreidigen Kalkes beobachtet, in denen die Tonstreifen nur mehr als feinste, oft unter der Lupe erst erkennbare Häute ausgebildet waren. Wie fein die Schichtung dieser Tonmergel ist, mag die Zahl der Streifen beweisen, die auf 10 mm Schichtmächtigkeit kommen; es sind etwa 80–120 oder 40–60 Rhythmen im Durchschnitt.

In dem Vorkommen vom Wildbad Wemding enthielten die Tonmergel als Einlagerung eine 15 cm mächtige Lage dieses tuffösen Kalkes und in dem der Brunnengrabung von Wechingen in 10,5 m Tiefe sogar eine solche von über 20 m Mächtigkeit. Schichtung war auch in ihnen durch den Wechsel heller und dunkler gefärbter Bänder ausgebildet.

In dem Vorkommen der N-böschung der Rohrach S von Trendel sind es 2 geringmächtige (s. unten!) Zwischenlagen grünlich-grauen, völlig kalkfreien Tons, der in dem Wechsel feinsten heller und dunkler gefärbter Streifen ebenfalls eine ganz ausgezeichnete Feinschichtung erkennen läßt. Auch in den Ausschachtungen der Brunnengrabung von Wechingen zeigte sich die Einschaltung einer kalkfreien Tonzwischenlage. Die Proben zeigen einen hell bis dunkler grünlich-, in einzelnen Partien sogar dunkler blaugrauen Ton, der zu feinsten Lagen aufblättert. Wie die auf den Blattflächen mehrfach beobachteten Anreicherungen von Ostracoden-Schälchenabdrücken erkennen lassen, ist offensichtlich auch diese Aufblätterung durch eine vorhandene Feinschichtung bedingt.

In dem als vorletztem genanntem Vorkommen sind als Fortsetzungen der klastischen Ablagerungen, welche auf der Trendeler



Hochfläche die tonigen Riesseeabsätze überlagern, eine feinstsandige Kalkmergelbank und zwei ebensolche Kalksandsteinbänke eingeschaltet. Der Aufschluß läßt dadurch zugleich auch die gleichzeitige Bildung der Trendeler Deltabildungen mit den tonigen Ablagerungen erkennen. Die Aufeinanderfolge der Schichten im einzelnen zeigt das folgende Profil:

Geländeoberfläche: ca. 425 m NN.

<u>Diluvium:</u>	<u>0,2 m humoser Riessand mit Rohrachgeröllen.</u>
Obermiozän:	0,2 m Tonmergel dunkel grüngrau feingestreift, oberflächlich zu gelbgrünen Blättern zerfallen.
	0,1 m Ton, kalkfrei, grünlichgrau, feingestreift.
	0,2 m Kalksandstein, feinstkörnig, kreuzgeschichtet.
	0,3 m Kalkmergelbank, feinstsandig.
	0,1 m Ton kalkfrei, grünlichgrau, feingestreift.
	2,0 m Tonmergel, dunkel grüngrau, feingestreift, zu ebenflächigen Schiefen zerfallen.
	0,3 m Kalksandstein, feinstkörnig.
<u>Liegendes:</u>	<u>Tonmergel, dunkelgrüngrau, feingestreift.</u>
	3,4 m (ca. 420 m NN).

Bei den tonigen Riesseeablagerungen, welche über die Riesebene hinaus noch angetroffen wurden, handelt es sich bei denen im Bereich der Trendeler Hochfläche ebenfalls um solche feinstgeschichtete Tonmergel, wie wir sie eben kennenlernten. Auf ihren Hängen sieht man sie bis in 475 m NN hinauf in den tieferen Ackerfurchen, Wassergräben und Abstichen der Ranken, unter den Deltabildungen allenthalben zutage treten. Das Vorhandensein einer durchgehenden Unterlage aus diesen feinschichtigen Riesseetonmergeln unter den Deltabildungen wird zugleich auch durch die an den ganzen Hängen der Trendeler Hochfläche entlang über ihnen zu beobachtenden zahlreichen Wasser- austritte angezeigt. Im übrigen aber, also im Rohrachthal zwischen Polsingen und dem nördlichen Kartenrand, in den Senken zwischen Riesrand und Polsinger Berg-Wart und im Gebiet zwischen Höhe Punkt 490 (O Amerbach) und Wallfahrt Wemding sind die becken tieferen Absätze stets nur mehr durch gelblichbraun verwitternde, frisch lichtgrünliche, von Kalkkonkre-

tionen durchsetzte Mergeltone und weißliche Mergel vertreten. In dem oben erwähnten Vorkommen vom Rohrachthal haben wir es dabei westlich dieses Baches, wo sie von den liegenden feingeschichteten Tonmergeln der Deltabildungen der Trendeler Hochfläche unterlagert werden und auf dem Anstieg zu dieser Höhe in die letzteren übergehen, zweifellos nur mit den stratigraphischen Äquivalenten dieser Deltabildungen zu tun. Zusammen mit den S. 132 beschriebenen Schwemmalkabsätzen als erster Stufe repräsentieren diese Mergeltone offenbar zugleich auch die Übergangsbildungen von den sonstigen Rieskalken zu den feinschichtigen Tonmergeln des freien Riesbeckens, wie die Verhältnisse im Gebiet zwischen Höhe Punkt 490 und Wallfahrt Wemding erkennen lassen. Aufschlüsse sind in den genannten Vorkommen dieser Mergeltone nur in den Drainagegräben gelegentlich vorhanden. Am O-Rand von Polsingen legten sie im Jahre 1937 außerdem noch die Ausschachtungen zu dem neuen Wasserspeicher und Krüppelheim bis zu über 2 m Mächtigkeit frei.

**Weitere Kenntnis** über die Mächtigkeit und den Aufbau der tonigen Ablagerungen des Rieses im Bereich unseres Blattgebietes und an seinem W-rand entlang vermitteln vor allem die in der Riesebene in früheren Jahren schon niedergebrachten 30 je bis 6 m tiefen Hand- und die vierzehn 10 bis 110,5 m tief reichenden Bohrungen zum Zwecke der Gewinnung der in der Tiefe vermuteten Riesbraunkohlen.

Herr Dr. W. KRANZ, Stuttgart, hat es sich in einer neuen Arbeit über die Ries- und Vorries-Braunkohlen zur Aufgabe gemacht, die Hand- und Tiefbohrungen des Rieses zusammenzutragen. Das Manuskript dieser Arbeit stellte er, soweit es unser Blattgebiet betrifft, in dankenswerter Weise zur Verfügung. Ihm entstammen mit Ausnahme der Tiefbohrung der Hartsteinfabrik Wemding und zum Teil auch der Tiefbohrungen 1921 Nr. 1—5, die im folgenden gemachten Bohrangaben alle. Von den letzteren standen aus der hiesigen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie mit genauen Tiefenangaben versehene Bohrproben zur Verfügung.

Die größte Mächtigkeit erreichen die tonigen Ablagerungen im Bereich unseres Blattes darnach offensichtlich in dem Gebiet, das sich rieseinwärts an eine in weitem Bogen vom N-fuß des

Wennenberges über das Weiler- und Eichholz — Punkt 417,8 (W von Laub) zum Punkt 416 N von Haid etwa verlaufende Grenzlinie anschließt. Die tiefsten Bohrungen in ihm sind die Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–5, und zwar: Die Tiefbohrung Nr. 1, ca. 250 m N Bahn Fessenheim—Wemding nahe O der Wörnitz (Geländeoberfläche 408 m NN) mit  $90,6 = 5,5$  m Überdeckung und 86,5 m Riesseeabsätzen; Nr. 2, ca. 230 m östlich der Wörnitzbrücke Holzkirchen dicht S vom Weg nach Speckbrodi (Geländeoberfläche 409 m NN) mit  $88,8 = 5,05$  m Überdeckung und 83,75 m Riesseeabsätzen; Nr. 3, nahe östlich vom Wörnitzbogen, ONO Holzkirchen etwa 400 m N Bohrung 2 in der Gabelung zweier Feldwege (Geländeoberfläche 409 m NN) mit  $110,5 = 5$  m Überdeckung und 105,50 m Riesseeabsätzen; Nr. 4, etwa 400 m O(SO) Wörnitzbrücke O Wechingen unweit S vom Weg Wechingen—Laub (Geländeoberfläche 409 m NN) mit  $96,8 = 5,0$  m Überdeckung und 91,8 m Riesseeabsätzen; Nr. 5, etwa 1,6 km O der Wörnitzbrücke, östlich Wechingen, kurz S vom Weg Eulenhof—Wechingen (Geländeoberfläche 418 m NN) mit  $81,8 = 4,2$  m Überdeckung und 77,6 m Riesseeabsätzen. Daneben sind von hier zunächst noch die von DEFFNER und O. FRAAS (1877) vom Dorfe Wechingen erwähnte Bohrung (Geländeoberfläche ca. 415 m NN) mit 39 m, eine zweite Bohrung von der Pfladmühle etwa  $\frac{1}{2}$  km N Bohrung 4 = Bohrung „3“ von DEFFNER und O. FRAAS (ebenda S. 13 Anmerkung) (Geländeoberfläche 409 m NN) mit 36 m, eine dritte ca. 800 m NNO Speckbrodi, W. Weiler-Holz (Geländeoberfläche 416 m NN) mit 45 m und eine vierte, die Tiefbohrung 1918 Nr. 5 „Fessenheim“ (300 m W der Straße, etwa  $\frac{1}{2}$  km SSW Bahnhof Fessenheim (Geländeoberfläche 419 m NN) mit 11 m zu nennen, die alle vier in ihrem ganzen Umfange in Riesseeabsätzen aufsetzen. Dazu kommt als letzte dieses Gebietes die Tiefbohrung 1918 Nr. 12,  $\frac{3}{4}$  km ONO Haid (Geländeoberfläche 418 m NN) mit 31 m Bohrtiefe = 1,1 m Überdeckung und 29,9 m Riesseeabsätzen.

Darüber hinaus wurden die tonigen Riesseeablagerungen noch durch eine Reihe von Tiefbohrungen bis zu ganz erheblicher Mächtigkeit erbohrt:

Der 47,2 m tiefe Brunnen der Hartsteinfabrik Wemding (Geländeoberfläche ca. 460 m NN) setzt nach einer dankenswerten Mitteilung von Herrn Dir. SCHRÖDER mit seiner Sohle noch

in den gleichen „Letten“ auf, wie er sie gelegentlich der oben erwähnten Bohrversuche auf Riesbraunkohle auch sonst im Ries antraf, so daß der Brunnen darnach und nach den Ergebnissen der Kartierung in seinem ganzen Umfange in diesen verläuft. Es sind dann weiter die Tiefbohrung 1918 Nr. 2 „Schwalben-Holz“ (s. Karte!) (Geländeoberfläche ca. 435 m NN) mit 32,5 m = 1,8 m Überdeckung und 30,7 m Riesseeabsätzen; die Tiefbohrung 1918 Nr. 3 „Rudelstetten“, ca. 200 m S Dosbach am (nördlichen) Waldrand ca. 2,2 km O vom Dorf (Geländeoberfläche etwa 418 m NN) mit 14 m = 0,4 m Überdeckung und 13,6 m Riesseeabsätzen und die Tiefbohrung 1918 Nr. 2 „Staatswald Rudelstetten“, S Dosbach beim Waldrand ca. 2,5 km O Rudelstetten (Geländeoberfläche ca. 417 m NN) mit 10,5 m = 0,4 m Überdeckung und 10,1 m Riesseeabsätzen.

Besonders erwähnt werden soll noch zum Schluß, daß bei keiner der oben genannten Tiefbohrungen die Riesseeablagerungen durchsunken worden sind.

Soweit diese nun aber durch die Hand- und Tiefbohrungen durchfahren wurden, bestanden sie fast nur aus grünlichgrau bis dunkler blaugrau gefärbten, gelegentlich schwefelkiesreichen tonigen Bildungen. Die Untersuchung der Bohrproben der Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–5 ergibt neben Tonmergeln vereinzelt auch kalkfreie Tone, und zwar wurden bei Tiefbohrung Nr. 1 bei 6 m, bei Nr. 2 bei 23 m, 26 m und 54,6 m; bei Nr. 5 bei 37,6 m, 72,10 m, 75 m und 78,4 m Bohrtiefe festgestellt. Diese müssen aber von ganz untergeordneter Bedeutung sein, da auch sie zu meist mit Tonmergeln verknüpft sind.

In fast allen Bohrproben, die nicht zu sehr durchknetet waren, ließen die tonigen Ablagerungen stets eine der eingangs beschriebenen Feinschichtung entsprechende, meist nur mehr als feinste Streifung zu erkennende Schichtung erkennen. Sie wurde im einzelnen bei folgenden Bohrproben festgestellt: Bei Tiefbohrung Nr. 1 aus 6; 20; 45; 60; 72,20; 77,8; 80,60; 85,0; 89,50; 92,0 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 2 aus 5; 22; 23; 25,5; 26,3; 27,0; 31,7; 38; 40; 42; 44,15; 44,60; 50,25; 50,55; 70; 73,50; 79,60; 80,80; 81,9; 85,2 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 3 aus 17,8; 23,0; 50,8; 62,5; 67,0; 67,8; 70,50; 81,0; 90,6; 91,8; 95,0; 96,0; 99,4; 100; 101,1; 103,7 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 4 aus 8,2; 16,2; 16,6; 20,8; 26,5; 38,4; 49,6; 50,1; 52; 68,5; 69,5; 72; 80; 85,5; 86,45; 93; 93,8; 94,6; 95,4; 96,8 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 5 aus 4,3; 8,5; 25,6; 28,4; 35,2; 36,8; 37,6; 48,4; 48,75; 54,8; 58,2; 63,8; 64,0; 65,5; 67,7; 69,9; 71,4; 71,7; 72,1; 80; 81,7 m Bohrtiefe.

In den Berichten zu den eingangs erwähnten Hand- und Tiefbohrungen wird diese Feinschichtung nie erwähnt. Die petrographischen Bezeichnungen in ihnen, die von keinem Fachgeologen (Dir. SCHRÖDER, Hartsteinfabrik, Wemding) stammen, sind überhaupt nur ungenau und zum Teil sogar unzutreffend und enthalten dazuhin verschiedene Irrtümer, wie wir unten noch sehen werden. Lediglich bei der Handbohrung Nr. 26 ca.  $\frac{3}{4}$  km WNW Wildbad Wemding, SO Punkt 421,3, Nr. 27, im Wald ca. 600 m SSW Wildbad Wemding, Nr. 28, am Wald ca. 1 km SW Wildbad Wemding und Nr. 29, N Dosbach ca. 2,3 km O Rudelstetten deutet die Bezeichnung „Schieferton“ auf eine solche Feinschichtung.

Was nun aber die in den verschiedenen Bohrungen angetroffenen Einlagerungen betrifft, so sollen zunächst einmal die **klastischen** Bildungen betrachtet werden. Mehrfach beobachtet wurden bei unserer Untersuchung der Bohrproben der Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–5 aus gröberem Quarzstaub und winzigen Biotitblättchen aufgebaute Zwischenlagen. Eine solche ist bei Tiefbohrung Nr. 2 in der Bohrprobe aus 25,5 und 42 m, bei Nr. 3 aus 50 m, bei Nr. 4 aus 10 und 20,8 m Bohrtiefe festgestellt. Gröber klastische Bildungen, wie etwa Sand, wurden aber bei keiner dieser Tiefbohrungen angetroffen. Um so auffallender muß daher die in dem Bohrbericht der Tiefbohrung Nr. 2 zwischen 60,8 und 62,6 m Bohrtiefe verzeichnete „Gerölleinlagerung“ erscheinen. Die entsprechende Bohrprobe aus 62 m Bohrtiefe zeigt einen völlig durchgekneteten, grünlichgrauen Tonmergel, in dem kantengerundete Gerölle bis 4 cm Länge, meist aus Weißjurakalk (zum Teil zweifellos  $\epsilon$ -Massenkalk), weniger Bohnerz, Quarzit, Oolit und einen fein- bis mittelkörnigen quarzreichen durch ein geringes, zum Teil kalkiges Bindemittel verfestigten Sandstein (offenbar Keuper), nachträglich oberflächlich eingeknetet erscheinen. Die gleichen Gerölle mit ganz der gleichen Art der Erhaltung findet man auch in den Riessanden in der Um-

gebung der Tiefbohrung eingelagert. Weiteres Licht in die Deutung dieser „Gerölleinlagerungen“ bringen die „Muscheln“, die aus der gleichen Bohrung in völligem Widerspruch mit unserer bisherigen Kenntnis der Fossileinschlüsse der Riesseeablagerungen angeführt werden. Belege sind für sie nicht mehr vorhanden. Muscheln, Unionen-Schalen sind aber in der nächsten Umgebung der Wörnitz, wo diese Tiefbohrung ja niedergebracht wurde, ebenfalls ziemlich häufig. Die Annahme, daß die „Gerölleinlagerungen“ ebenso wie die Muschelschalen erst nachträglich in die Bohrproben gelangt sind, ist so durchaus gegeben und wurde gelegentlich einer Aussprache übrigens auch vom Leiter der Bohrungen, H. Dir. SCHRÖDER der Hartsteinfabrik Wemding, auf Grund seiner damaligen Erfahrungen als sicher zutreffend betrachtet.

Auch bei den in den übrigen Bohrungen angeführten „Sand- und Gerölleinlagerungen“ handelt es sich in keinem Falle um primäre klastische Einlagerungen, sondern, wie mir H. Dir. SCHRÖDER weiter bestätigte, stets nur um Einlagerungen von Kalkmergeln und tuffösen Kalklagen, die durch die Stoßbohrung zertrümmert wurden.

**Braunkohlenflöze** und **-schmitze** wurden bei keiner der bis 110 m tiefen Bohrungen, die auf Blattgebiet Wemding niedergebracht wurden, festgestellt und von den etwa 30 je bis 6 m tiefen Handbohrungen waren nur 4 „fündig“, wenn man günstigenfalls den Kohlegehalt der Letten dazurechnen will. Es sind die Handbohrungen Nr. 19, am Bach ca. 1100 m SSO Bahnhof Wemding unweit O, Punkt 439,2, Nr. 27, im Wald ca. 600 m SSW Wildbad Wemding, Nr. 30, kurz N Dosbach ca. 300 m ? östlich Rudelstetten, und Nr. 32, nahe O Nordende von Rudelstetten. Unmittelbar über die Westgrenze unseres Blattgebietes aber wurden verschiedentlich unter dem Dorfe Wechingen Braunkohlen erschlossen. So berichtet schon SCHAFHÄUTL (1849), daß „ein ungenannter Naturforscher in des Generalsuperintendenten Michel Öttingischer Bibliothek I<sub>155</sub> vom Dorfe Wechingen erzählt, daß man daselbst beim Ausgraben tiefer Brunnen, sobald man über 6 Klafter (ca. 11,5 m) tief kommt, fossile Hölzer aus ganzen Stämmen horizontal doch nicht ordentlich, sondern öfters kreuzweise übereinanderliegend, von Föhren, Fichten und Eichen herrührend, findet, und die teils noch aus festerem Holz bestehen, teils in Ga-

gat verwandelt sind, das wie schwarzes Pech aussieht. Diese Stämme haben manchmal über 15(?) Schuh (ca. 4,5 m) im Durchmesser. Sie liegen in einem schwarzen Letten, über diesem liegt blaßblauer, über diesem ein gelber, dann dunkelblauer Letten und zuoberst 3,4 bis 5' (1–1,5 m) fruchtbare Erde“. Das Vorkommen von Braunkohlen in 12,5–13 m Tiefe unter der Geländeoberfläche des Dorfes Wechingen (ca. 412–415 m ü. d. M.) wird auch durch die Bohrungen von DEFFNER und O. FRAAS bestätigt, nach deren Angaben beim Dorfe Wechingen in 39 m Tiefe auch noch ein zweites, schwefelkiesreiches Braunkohlenflöz erbohrt wurde.

**Kalkige** Einlagerungen sind dagegen zahlreich angetroffen. Stotzenkalke, wie sie die Uferzone und die ehemaligen Aufragungen des primären Seegrundes kennzeichnen, scheinen aber nicht darunter zu sein. Es sind vielmehr wie auf den tieferen Teilen der Böschungen der ehemaligen Aufragungen des Riesesee stets nur mehr oder weniger tonige oder tonfreie und tufföse Schwemmkalkzwischenlagen, die in den untersuchten Bohrproben in der Einschaltung feinsten Tonstreifen oder in einem Wechsel heller und dunklerer Lagen vielfach ebenfalls eine ganz ausgezeichnete Feinschichtung zeigen. Bei den Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–5 sind den Bohrberichten und Untersuchungsergebnissen der Bohrproben zufolge bis zu 45 cm mächtige solche kalkigen Zwischenlagen durchsunken worden. Sie wurden im einzelnen festgestellt:

Bei Tiefbohrung Nr. 1 in 51,5; 52; 60; 72,2; 78; 80,6; 90,6; 92 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 2 in 9,8; 11; 22; 25,2; 30; 31,7; 33; 40,75; 43,2; 44,6; 50,25; 50,4; 54,9; 57,9; 81,9; 85,2; 86 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 3 in 13; 14,2; 17; 23; 26,5; 26,75; 27; 29,8; 30,15; 31,5; 32; 32,2; 43,55; 45; 49,45; 51,6; 55,6; 56,05; 69,8; 83; 86,3; 88,6; 90,6; 91,8; 97,1; 98,8; 100; 101,1; 106,4 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 4 in 6,25; 19,8; 27,6; 50,3; 50,6; 51; 52,3; 58,5; 59,3; 60,3; 73,4; 93,8; 95,1; 96,8 m Bohrtiefe.

Bei Nr. 5 in 51,7; 70,65; 71,4; 77,95; 78,74; 78,93; 79,48 m Bohrtiefe.

Auch bei den übrigen Bohrungen bzw. Grabungen sind, zumal der oben gegebenen Deutung der „Sand- und Geröll“-Einlagerun-

gen zufolge, solche kalkigen Einschaltungen ausgebildet. Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern werden genannt. Neben den bereits eingangs S. 134 erwähnten Vorkommen aus dem Drainagegraben vom Wildbad Wemding und der Brunnengrabung im Pfarrhof in Wechingen wurden kalkige Zwischenlagen darnach bei der Tiefbohrung 1918 Nr. 12 Haid zwischen 14 und 16,9 m Bohrtiefe, bei der DEFFNER und O. FRAAS'schen Tiefbohrung von Wechingen bis 3,4 m, zwischen 12,6 bzw. 13,8 und 28 m und in 39 m Bohrtiefe, Tiefbohrung 1918 Nr. 5 „Fessenheim“ zwischen 6,5 und 11 m Bohrtiefe, Tiefbohrung 1918 Nr. 3 „Rudelstetten“ von 6 bis 7 m und zwischen 12 und 14 m Bohrtiefe, Tiefbohrung 1918 Nr. 2 „Staatwald Rudelstetten“ zwischen 0,4 und 1,8 m und von 6 bis 8,3 m Bohrtiefe und bei der von KRANZ angeführten Handbohrung Nr. 18 am N-rand des Schwalbenholzes ca. 200 m W der Straße Wemding—Gosheim (Geländeoberfläche ca. 450 m NN) und Handbohrung Nr. 25 beim Kloster Wemding (Geländeoberfläche ca. 455 m NN) festgestellt.

Sie alle stellen, wie ein Vergleich zeigt, offenbar an keinen bestimmten Horizont gebundene und nur wenige hundert bis tausend Meter ausgedehnte Einschaltungen dar.

**Fossileinschlüsse** sind von den häufig zu beobachtenden verkohlten Pflanzenresten abgesehen, in den tonigen Ablagerungen selbst nur ganz selten beobachtet. Bei der Tiefbohrung 1921 Nr. 2 wurden in der Bohrprobe aus 42 m und bei Nr. 4 in der aus 10 m Bohrtiefe einige Ostracoden-Schälchen angetroffen. Bei der Brunnengrabung im Pfarrhof Wechingen ergab die S. 134 erwähnte Tonzwischenlage neben den bereits genannten massenhaften Abdrücken von Ostracoden-Schälchen auf den Schichtflächen als Einlagerung im Ton auch noch vereinzelt Hydrobien-Schälchen und einige Fischschüppchen und -zähnen. Der große Reichtum an Ostracoden-Schälchen, den DEFFNER und O. FRAAS immer wieder aus den Kalkzwischenlagen erwähnen, konnte auch auf unserem Blattgebiet in der, in der eben genannten Brunnengrabung von Wechingen und in dem Drainagegraben vom Wildbad Wemding angetroffenen Zwischenlage beobachtet werden. Im übrigen standen ja, von den in den Bohrproben der Tiefbohrungen 1921 Nr. 1—5 eingeschlossenen, dünnen, stets mehr oder weniger tonigen Zwischenlagen angesehen, Proben von den Kalkzwischenlagen nicht zur Verfügung.



#### d) Die Sedimentationsverhältnisse im Riessee.

Mit dem Ablauf der Sedimentation im Bereich des Riessees haben sich in neuerer Zeit bereits auch KLÄHN (1926) und SEEMANN (1930) beschäftigt. KLÄHN kommt dabei auf Grund seiner umfangreichen Untersuchungen zu dem Schluß, daß im Ries in Abhängigkeit von einer zweimaligen Tätigkeit kalkreicher Sprudel bei tieferem und kalkreicherem Wasser ein zweifacher Absatz der rein kalkigen bzw. kalkreichen Bildungen stattgehabt hätte, während in der jeweils anschließenden Phase der Ruhe der Sprudeltätigkeit, zu welcher Zeit das Riesseebecken nur mehr durch Bäche oder Niederschläge allein gespeist worden wäre, bei niedrigem und nunmehr auch kalkarmen Wasser eine autochthone Braunkohlenbildung eingeleitet worden wäre.

Im Gegensatz dazu vertritt SEEMANN die Auffassung, daß im unmittelbaren Anschluß an die Sueviteruptionen entsprechend den Sedimentationsverhältnissen im Obermiozän des übrigen Südwestdeutschland zunächst nur die Rieskalke, die auch er zum Teil für Sprudelkalke hält, entstanden seien und darnach dann als Abschluß am Rand und im Kessel die Sande, Tone, Mergel und Braunkohlen zum Absatz gekommen wären.

Ganz abgesehen davon, daß nun aber in den Rieskalken überhaupt keine Sprudelkalke vorliegen, läßt sich im Beckeninneren aber auch kein unterer und oberer Kalk- bzw. Mergelhorizont unterscheiden. Auch sind in den beckeninneren Sedimenten noch keinerlei Anzeichen einer Verlandung festgestellt, wie sie eine autochthone Braunkohlenbildung voraussetzt. Einlagerungen von gröber klastischen Bildungen, wie sie am Rand des Beckens von den Zuflüssen aufgeschüttet wurden, fehlen innerhalb desselben vollkommen. Die rhythmische Feinschichtung, welche die tonigen Beckensedimente offenbar in ihrer gesamten Mächtigkeit, soweit diese uns durch die Tiefbohrungen bis jetzt bekannt ist, kennzeichnet, deutet vielmehr für die ganze Dauer der Sedimentation auf einen völlig ungestörten ebenmäßigen Absatz in dem ruhigen oder nur ganz schwach durchströmten Wasser über dem fast ebenen Grunde eines tieferen Sees, der im gleichmäßigen Rhythmus getrübt wurde und in dem im Wechsel mit der Trübezufuhr ein feiner seekreideartiger Kalkabsatz statthatte, der nur während der Ablagerung der kalkfreien Tonzwischenlagen aus-

setzte. Tatsächlich sprechen ja auch schon der große Aschengehalt der Kohle (s. KRANZ/GAISSER 1935), die durch geringe Mächtigkeit und Ausdehnung ihrer Vorkommen bedingten Mißerfolge bei den in den Jahren nach dem Weltkriege stattgehabten zahlreichen Bohrungen und die S. 140 gegebene Darstellung vom oberen Braunkohlenflöz von Wechingen entschieden für eine allochthone Entstehung durch zeitweise Einschwemmung von größeren Mengen von Pflanzenteilen und Baumstämmen, wie dies ja auch schon GÜMBEL (1889) und KRANZ (1922 S. 13) annahmen.

Die von SEEMANN angenommene getrennte Bildung der Kalke sowie der tonigen und klastischen Absätze findet durch unsere Untersuchungen ebensowenig Unterstützung. Nach den von unserem Blattgebiet, besonders vom Bereich des Trendeler und Wendinger Delta geschilderten Lagerungsverhältnissen sind diese Ablagerungen gleichzeitig zum Absatz gelangt, wobei im Falle des ersteren Deltas die hangenden Bildungen und der im unmittelbaren Kontakt mit ihnen angetroffenen Rieskalk sogar die unmittelbaren Äquivalente der hangenden tonigen Beckensedimente, d. h. also der jüngsten Bildungen des Riesesee darstellen.

Eine besondere Frage ist es nun noch, wie bei der oben geschilderten rhythmischen Sedimentation von Kalk und toniger Trübe über einem fast ebenen Seegrunde sich überhaupt stärkere Kalklagen bilden konnten. Ihre Entstehung läßt sich wohl kaum anders erklären, als daß die betreffenden Teile des Seegrundes während ihrer Bildung als wenig ausgedehnte geringe Untiefen (Schwellen) bis in solche Wasserzonen des Riesesee hinaufreichten, in denen das Wachstum der die Stotzenkalke bildenden Algen zwar noch nicht möglich war, wo sie aber wie die tieferen Teile der Böschungen der benachbarten Aufragungen des primären Seegrundes, größtenteils bereits über der am Seegrund sich ausbreitenden Flußtrübe befanden und daher gänzlich frei von Flußtrübeablagerungen blieben oder doch nur wenig von ihnen beeinflußt wurden. Auf diesen Schwellen mußte so bei entsprechend langer Zeitdauer allein schon das aus dem Pelagial des Riesesee sommerlich ausgefällte mikrokristalline Kalziumkarbonat zur Bildung stärkerer kalkiger Einlagerungen führen. Da auch die Ostracoden in dem lichtreicheren und klaren Wasser über ihnen offenbar besser gedeihen konnten als im übrigen See-

grunde, mußten sie so zugleich zu Stätten jenes reichen Ostracodenlebens werden, wie es die Kalkeinlagerungen vielfach zeigen. Das Riesseebecken haben wir uns demnach während des Absatzes seiner Bildungen, soweit uns diese durch die Tiefbohrungen bis jetzt bekannt sind, als ein nur wenig tiefer als das Algenwachstum der Stotzenkalke reichendes Becken mit einem durch geringe Untiefen (Schwellen) unterbrochenen, sonst aber wie der Schweb unserer heutigen Seen fast völlig ebenen Seegrund vorzustellen. Da das Algenwachstum mit KLÄHN (1926 S. 375) eine Tiefe von 5 m nicht wesentlich überschritten haben dürfte, kann also auch die Beckentiefe im allgemeinen nicht viel größer als 10 m gewesen sein.

Eine Stagnation des Riessees gegen Ende der Sedimentation, wie sie von FRICKHINGER (1875), GÜMBEL (1891) und KLÄHN (1926) auf Grund der von DEFFNER und O. FRAAS (1877 S. 15) aus den obersten Lagen des westlichen Riesessels mehrfach erwähnten „Dysodil“-Vorkommen annahmen, kann ebenfalls nicht als erwiesen betrachtet werden. Diese stellen, wie eine im Nördlinger Museum aufbewahrte Probe erkennen ließ, offenbar nur eine durch reichliche Beimengungen organischer Substanz — eingeschwemmte Blätter, Pollenkörner usw. (s. GÜMBEL 1891 S. 219) — entstandene Fazies der feinschichtigen zu Blättertonen zerfallenden Riesseetonmergel dar. Der Riessee muß darnach also bis zu seinem unmittelbaren Ende als einheitliches Wasserbecken bestanden haben, in das einmündende kleinere Flüsse bzw. Bäche tonige Trübe und klastischen Schutt vermischt mit mehr oder weniger großen Mengen von Pflanzenteilen und Baumstämmen verfrachteten, wobei sich auf den Untiefen zugleich auch kalkige Ablagerungen bildeten. Bei den Zuflüssen handelte es sich dabei, wie die Verhältnisse auf unserem Blattgebiet zeigen, im wesentlichen um die gleichen die hier auch heute noch an den betreffenden Stellen in das Ries einmünden.

#### e) Die zeitliche Eingliederung der Riesseeabsätze.

R. SEEMANN (1930 S. 118) unterteilt das Obermiozän Südwestdeutschlands in folgende Horizonte:

Oberes Obermiozän	}	jüngste Schichten	(mio <sub>5</sub> )
(Nachvulkanische Stufe)		obere sandige Abt.	(mio <sub>4</sub> )

Mittleres Obermiozän (Vulk. bzw. Öhn. Stufe)	}	mittlere kalkige Abt.	(mio <sub>3</sub> )
Unteres Obermiozän (Vorvulkanische Stufe)		untere sandige Abt.	(mio <sub>2</sub> )
	}	untere kalkige Abt.	(mio <sub>1</sub> )

Er weist die Rieskalke, die er ja noch zum Teil als Sprudelkalke betrachtet, in Übereinstimmung mit den Sedimentationsverhältnissen im übrigen Südwestdeutschland als von den tonigen mit klastischen Ablagerungen getrennt entstandene Bildung dem mio<sub>3</sub> zu, während er die letzteren ins mio<sub>4</sub> stellt. Nachdem sich nun aber Beweise für eine thermale Entstehung der Rieskalke nicht erbringen lassen und die Rieskalke und tonigen mit klastischen Ablagerungen vielmehr als gleichzeitig nebeneinander entstandene Bildungen und, soweit sie bis jetzt bekannt sind, auch als jünger als die Suevite zu betrachten sind, können diese insgesamt nur in die nachvulkanische Stufe, also das mio<sub>4</sub> mit mio<sub>5</sub> eingereiht werden.

#### f) Nachriesische Senkungsvorgänge im Ries.

Für Senkungen **während** des Absatzes der Rieseebildungen sprechen einmal die kalkigen Einlagerungen in den tonigen Bekensedimenten. Unserer oben gegebenen Erklärung ihrer Entstehung entsprechend haben wir es bei ihnen mit in geringer, bis in 10 m Tiefe etwa entstandenen Bildungen zu tun. Nachdem nun solche in den Beckensedimenten im Riesinneren bis in über 100 m Tiefe, soweit diese eben bis jetzt dort durchsunken sind, angetroffen wurden, muß sich demnach das Beckeninnere bereits während des Absatzes um 100 m gesenkt haben, wobei offenbar Teile des Seegrundes zeitweilig nachhinkten und dadurch für diese Zeit über den Bereich der am Seegrunde sich ausbreitenden Flußtrübe kamen und so zu Gebieten vorwiegender Kalkfazies wurden.

Daß tatsächlich Senkungen während der Sedimentation statthatten, läßt auch der im Bereich der Trendeler Hochfläche in der Überlagerung der feingeschichteten tonigen Beckensedimente durch die klastischen Bildungen sich zeigende Vorstoß des Trendeler Deltas über den ursprünglichen Seegrund erkennen, der eine Fläche von bald 2 km Länge und 1 km Breite umfaßt. Das weite Delta der Trendeler Hochfläche erinnert in seiner Art an

die kilometerweiten und -breiten, fast sterilen oder nur charabewachsenen Sandebenen mit ihrer nur wenige Meter tiefen Wasserbedeckung, wie sie WASMUND (1928) von zwei Stellen des Litorals des Obersees des Bodensees beschreibt, der dem Riessee nach FRICKHINGER (1904) ja nur wenig an Größe nachsteht. Nach WASMUND ist es an diesen Stellen vor allem auf den „sedimenttransportierenden Einfluß beträchtlicher jährlicher Wasserstandsschwankungen“ zurückzuführen, daß sich die von den einmündenden Flüssen unter zeitweiliger Verlegung ihrer Mündung und unter Mithilfe von Küstenversatzströmen aufgeschütteten sandigen Schuttflächen nicht als Strandstreifen, sondern als solche breite Sandebenen entwickelt haben. Auf unsere Verhältnisse übertragen muß darnach also zu Beginn des Vorstoßes der Trendeler Deltabildungen die Wassertiefe im Bereich der Trendeler Hochfläche derart erniedrigt worden sein, daß der zuvor unter tiefer Wasserbedeckung stehende, von den feingeschichteten Tonmergeln gebildete ebene Seegrund zur Uferbank von nur wenigen Metern tiefer Wasserbedeckung wurde. Im Hinblick auf die hier noch in nachobermiozäner Zeit stattgehabten Sackungen entlang der O- mit S-seite der Hochfläche (s. S. 148) kann die Ursache dafür nur darin liegen, daß die Trendeler Hochfläche schon vom Beginn des Vorstoßes ab gegenüber ihrer rascher absinkenden Umgebung als eine solche flache Uferbank zurückblieb. Die große Mächtigkeit der Deltabildungen und der mit ihnen gleichzeitig als geringe Aufragungen entstandenen Rieskalke kann so auch wieder nur durch Senkung während des Absatzes entstanden sein.

Am Wennenberg sah auch schon KLÄHN (1926 S. 392) in der, in der pseudobrecciösen Schwemmalkbank (s. S. 127) sich zeigenden Aufarbeitung der Rieskalke einen Beweis für tektonische Bewegungen. In diesem Falle kann es sich jedoch auch hier, wie bei der Trendeler Hochfläche, nur um ein Zurückbleiben der Wennenberginsel bei der allgemeinen Senkung des Rieses gegenüber ihrer Umgebung handeln, wobei diese Rieskalke über den Seespiegel gerieten und aufgearbeitet wurden.

Die große Mächtigkeit der Wemdinger Deltabildungen zwischen der „Robertshöhe“ und dem Einschnitt des Polsinger Fahrweges (s. S. 119) auf der gegenüberliegenden Höhe ist bei der muldenförmigen Lagerung und der einseitigen O—W gerichteten Schüttung

auch nur unter allmählicher Senkung während des Absatzes entstanden, vorstellbar.

Auf Senkungen **nach** Absatz der Rieseebildungen wurde schon von KOKEN (1899 S. 512 und 1902 S. 445) und E. FRAAS (1919 S. 27) auf Grund ihrer verschiedenen Höhenlage geschlossen. Auf unserem Blattgebiet ist die heutige höchste und tiefste Lage der als Litoralbildungen gedeuteten Stotzenkalke auf dem S-abfall der Höhe Punkt 522 N Wemding und W-abfall des Döckinger Berges mit 500 m NN, im „Kranich-Holz“ bei Punkt 412 an der Straße von Wemding nach Fessenheim mit 415 m NN etwa. Darüber hinaus sind aber klastische Strandablagerungen im Waldabteil „Stampfreit“ und auf dem W-abfall des Döckinger noch bis in 530 m ü. d. M. beobachtet. Nach den S. 115 gemachten Ausführungen müßte die Oberkante der Jungobermiozänabsätze ursprünglich sogar in etwa 560 m ü. d. M. gelegen haben, wie dies auf Blatt Edernheim (s. NATHAN 1935 S. 28) zum Teil ja auch noch tatsächlich der Fall ist. Aus ihrer Gegenüberstellung ergibt sich für unser Blattgebiet selbst für die nachobermiozäne Absenkung des Riesinneren gegenüber dem Rand noch ein Betrag von 85–115 bzw. 145 m.

Daß im Bereich des ehemaligen Riesesees in nachobermiozäner Zeit tatsächlich Senkungen, und zwar in diesem Ausmaße noch stattfanden, läßt einmal das steile Absinken der von den feingeschichteten tonigen Beckensedimenten gebildeten, ursprünglich fast ebenen Unterlage der Trendeler Deltabildungen bzw. von deren Äquivalenten entlang dem O- mit S- und SW-hang der Trendeler Hochfläche erkennen. Während diese auf dem O-hang der Höhe noch bis in mindestens 475 m NN hinauf beobachtet werden können, kommen sie überlagert von den Deltabildungen bzw. deren Äquivalenten im Rohrachtal am Fuße dieses Hanges bereits bis unterhalb 445 m NN und im Riesessel am Fuße des S-hanges sogar schon unter die Sohle der Rohrach in ca. 425 m NN zu liegen. Der S. 134 schon erwähnte Einschnitt der Rohrach S von Trendel zeigte die hier während der Feldaufnahme ausgezeichnet freigelegt angetroffenen, waagrecht lagern den Rieseebildungen dazuhin ganz eindeutig an den zahlreich sie durchsetzenden Klüften nach O unter das Niveau der Rohrach absinkend. Die steilen Böschungen entlang der O- mit S- und

SW-seite der Hochfläche müssen darnach teils als Abbrüche, teils als Schleppungserscheinungen der an ihrem Rande abgesackten Gebiete des Rieskessels und des Rohrchtals betrachtet werden. Für den Rieskesselrand ergibt sich so allein schon aus der Gegenüberstellung der oben genannten Höhenzahlen (475 und 425 m NN) eine relative Absenkung um etwa 50 m.

Die S. 123 geschilderten Einlaufsverhältnisse des jungobermiozänen „Wemdinger Mühlbaches“ auf der „Robertshöhe“ N von Wemding sind ebenfalls nur zu verstehen, wenn die Oberfläche des südwärts an seinen Einlauf anschließenden Trümmergebietes, die ja wie die Weißjurageröllkomponenten der Deltabildungen zeigen, schon damals der erosiven Einwirkung des Mühlbaches unterworfen waren, höher lag als der Einlauf. Aus der Gegenüberstellung der Oberkante der Deltabildungen auf der Robertshöhe (ca. 500 m NN) und beim Kloster Wemding (ca. 455 m NN) ergibt sich so auch für hier bereits eine relative Sackung des Rieskessels um etwa 45 m. Auf eine nachobermiozäne Sackung des Rieskessels deuten hier insbesondere noch die S. 118 aus dem NO-teil des Deltas erwähnte kleine Störung und das zur Aufschüttungsrichtung entgegengesetzte östliche Einfallen der Deltabildungen im NW-teil des Deltas.

Nachträgliche Sackung des Rieskessels zeigt auch das Abbrechen der S. 212 beschriebenen klastischen Ablagerungen auf dem Srand der Höhe der Wart bei Amerbach an.

Vom Wennenberg führt bereits auch KLÄHN (1926 S. 396) als weitere Hinweise auf nachträgliche Senkungen Klüfte an, die die Rieskalke in N 80° O, N 70° O und N 70° W durchsetzen. Die Grenze des Grundgebirges gegen die an seiner W- mit NW-seite anschließenden Rieskalke und die an seiner O- mit SO-seite angrenzenden Riesseeablagerungen stellen keine Störungen dar, wie wir später (s. S. 226) noch zeigen werden.

Neben dem Ries muß aber auch die Riesumrandung noch von den Sackungen mitbetroffen worden sein, wie schon die wechselnde Höhenlage der Oberkante der in ihrem Bereich noch ausgebildeten Uferbildungen zeigen. Der junge Abtrag ist viel zu gering, um diese zu erklären.

### 13. Ältere lehmige Überdeckungen des Riesesselbodens.

Zahlreich beobachtet sind im Riesessel im Gemenge mit den gelbbraun und grün gefleckten Verwitterungsletten des Riesseetonmergeluntergrundes, tiefschwarze Letten. Die Beschreibung der verschiedenen Vorkommen erfolgt in anderem Zusammenhange später (s. S. 167). Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß wir es hierbei stets nur mit der ursprünglichen Bodenbedeckung des Riesseetonmergeluntergrundes zu tun haben. Die im Falle des Vorkommens beim Bahnhof Fessenheim (s. S. 167) noch angetroffenen karminroten Letten sind dabei offenbar eine sekundäre Bildung, die durch die diluviale Vermengung (s. S. 172) mit dem nachträglich über dem lehmigen Untergrund zur Ausscheidung gelangten Brauneisen entstanden ist.

Ihre Bildung muß bereits bis ins ältere Pliozän zurückgehen, wie die Überlagerung mit den mindestens jungpliozänen kalkgeröllfreien Wörnitzaufschüttungen im Falle des Vorkommens beim Bahnhof Fessenheim zeigt. Auch in den übrigen Vorkommen ist das Alter durch die Überlagerung mit der in der Würmeiszeit für den ganzen Riesesselboden anzunehmenden sandigen Überdeckung als mindestens vorwürmeiszeitlich bestimmt.

Eine Ausscheidung dieser älteren lehmigen Überdeckungen auf der Karte war nicht möglich.

### 14. Sandige Überdeckung (Riessand, s).

Sandige Bildungen bedecken in hervorragendem Maße im Riesessel O der Wörnitz und über der östlichen Riesumrandung den Untergrund. Sie sind teils Bachaufschüttungen, teils Flugsandanwehungen, und teils aber auch einfache Abschlämmungen.

#### a. Bachaufschüttungen.

Die Bachaufschüttungen lassen in der Abhängigkeit ihrer Geröll- und Geschiebeführung von den auch heute noch im Einzugsgebiet der betreffenden Bäche hauptsächlich vorkommenden Gesteinen in erster Linie folgende Aufschüttungen unterscheiden:



- I. Aufschüttungen der Wörnitz, gekennzeichnet durch Schwarzjura- $\alpha_2$ -Angulaten-Sandstein (mit *Cardinia listeri* SOW. und *Pentacrinus tuberculatus* MILL.) und die weitaus überwiegende Beteiligung der Gesteine des Keupers (Grundgebirgsquarzgerölle, weiße und rote Quarzite, fein- und grobkörnige Sandsteine, bunte Hornsteine-Karneol und Chalcedon, und seltene Lydite).
- II. Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse, gekennzeichnet durch Polsinger- und Amerbacher Bichl-Traß zum Teil, sowie die weitaus überwiegende Beteiligung von limonitischen Eisensandsteinbrocken und -schwarten des Bj.- $\beta$  und vor allem aber der Gesteine des Weißjura und der Kalke des Jungobermiozäns.

Daneben lassen sich innerhalb beider Aufschüttungen auch noch kalkgeröllfreie, ältere und solches führende, jüngere Bildungen unterscheiden.

#### Wörnitzaufschüttungen.

Solche liegen entlang dem W-rand des Blattgebietes in einem von 1 km im N bis auf 2,4 km im S etwa sich verbreiternden Streifen vor. Ihre mehr oder weniger geröllreichen, frisch gelbbraunen, sonst mehr grauen Sande sind ungleichmäßig, fein- bis grobkörnig, nicht selten sogar bis kiesartig.

**Kalkgeröllfreie** Aufschüttungen der Wörnitz sind in einem Streifen von stark wechselnder Breite als Liegendes der löblehigen Überdeckung W des Wörnitzalluviums verbreitet. Auf der Höhe von Holzkirchen im N beträgt diese, wie gelegentlich einer Übersichtsbegehung auf dem westlichen Nachbarblatt Nördlingen festgestellt werden konnte, mindestens 1,5 km, am südlichen Blattrand etwa 370 m und an der ONO-seite des Wennenbergsgar nur mehr einige 10 m. Die von wenig nördlich des Fessenheimer Bahnhofes zum Lohgraben ziehende Decke zeigt im Bereich der südlichen Böschung des eben genannten Bahnhofes und des anschließenden Einschnittes der Straße von Fessenheim nach Holzkirchen etwa 1,2 m Mächtigkeit. Die ursprüngliche Schichtung war hier durch die S. 167 beschriebenen Wirkungen des arktischen Bodenfrostes weitgehend zerstört. Die Sande waren unten reicher, oben ärmer an Geröll und zeigten unten, neben Aus-

scheidungen von Brauneisen, in einzelnen Trümmern die Einschaltung einer über 15 cm starken fossilleren, grauen Lettenlage (1 des Prof. Abb. 11). Die Unterlage der Geröllsande bildete ursprünglich ältere lehmige Überdeckung (s. S. 150) des Riesseetonmergeluntergrundes.

In den mehr oder weniger geröllreichen Sanden sind neben den oben genannten kieseligen Leitgeröllen der Wörnitz stets nur noch solche aus limonitischem Eisensandstein des Bj.- $\beta$  beobachtet. Auch erreichten sie nur ganz selten bis zu doppelter Walnußgröße oder gar bis zu Faustgröße.

Die Geröllsandbildungen reichen W von Holzkirchen im Nachbarblatt Nördlingen bereits auf 425 m ü. d. M. etwa, d. h. bis auf 16 m über die Wörnitz (409 m ü. d. M.), auf der SO-seite des Wennenberges mit ca. 425 m ü. d. M. sogar fast bis 20 m über die Wörnitz (406 m ü. d. M. etwa), während ihre Oberkante dazwischen bis auf die 3–5 m über die Wörnitz absinkt, die sie zwischen dem Lohgraben und dem O-fuß des Wennenberges zeigen.

**Kalkgeröllführende** Aufschüttungen scheinen im gesamten übrigen Bereich der Wörnitzaufschüttungen vorzuliegen. In dem die Wörnitztalaue auf ihrer O-seite begleitenden schmalen Streifen haben wir es dabei nur selten mit einer mehr als 1 m mächtigen Decke zu tun und an vielen Stellen ist es sogar nur ein verschieden durchsichtiger Schleier. In der nördlichen bis östlichen Umgebung von Haid und entlang der Wörnitztalaue zwischen dem Kreuter Bach und Speckbrodi wurden sie während der Feldaufnahme mehrfach in Gruben bis zu 1,5 m Mächtigkeit erschlossen angetroffen. Östlich des Haltepunktes Muttenuhof schneidet die Bahnlinie Wemding–Nördlingen bis zu 2 m tief in sie ein. Bei der S. 133 angeführten Brunnengrabung in der Molkerei in Schwörsheim wurden sie sogar noch mit 2,5 m Mächtigkeit durchsunken. Zwischen der Bahnlinie Fessenheim–Wemding und Punkt 408,8 im N erfüllen sie, wie die Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–4 (s. S. 137) in Verbindung mit sonstigen Gelegenheitsaufschlüssen ergaben, sogar noch bis zu mehreren Metern Tiefe unter die heutige Sohle der Wörnitz hinab dessen alte Talrinne, während sie im Gebiet zwischen Wennenberg und Rudelstetten, wo die Wörnitz bereits wieder in die Unterlage einschneidet, nur einen seichten Geröllhorizont bilden. Sie wurden bei Tiefboh-

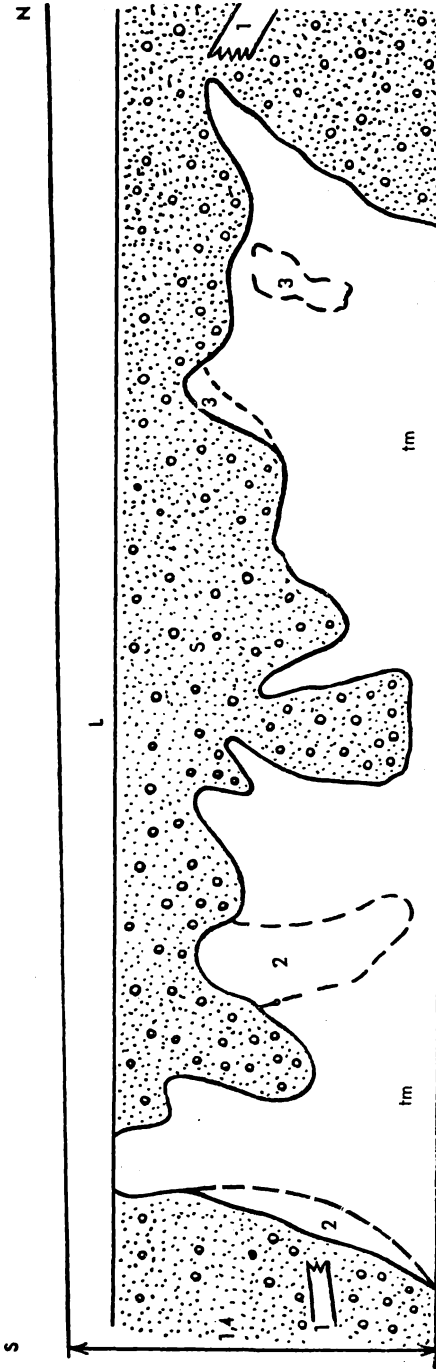


Abb. 11. W-Böschung des Einschnittes der Straße nach Holzkirchen b. Bhf. Fessenheim.

rung Nr. 1 (Geländeoberfläche 408 m, Wörnitzsohle ca. 406 m ü. d. M.) zwischen 3,15 und 5,5 m Bohrtiefe, d. h. in 1,15 bis 3,5 m Tiefe unter der Wörnitzsohle, bei Nr. 2 (Geländeoberfläche ca. 409, Wörnitzsohle ca. 407 m) zwischen 2,5 und 5,05 m Bohrtiefe, d. h. in 0,5 und 3,05 m Tiefe unter der Wörnitzsohle, bei Nr. 3 (Geländeoberfläche ca. 409, Wörnitzsohle ca. 407 m) zwischen 0,8 und 5,0 m Bohrtiefe, d. h. von 1,2 m Höhe über der Wörnitzsohle bis in 3 m Tiefe unter sie hinab und bei Nr. 4 (Geländeoberfläche ca. 409, Wörnitzsohle 407,5 m) zwischen 1,0 und 5,0 m Bohrtiefe, d. h. von 0,5 m Höhe über der Wörnitzsohle bis 3,5 m Tiefe unter sie hinab angetroffen.

Neben den eingangs genannten Leitgeröllen und den limonitischen Eisensandsteingeröllen wurden in ihnen stets auch noch kalkige Komponenten, so vor allem des Weißjura und des Jungobermiozän beobachtet, welche Gesteine ja ebenfalls im Einzugsgebiet der Wörnitz vorkommen. In reicher Menge scheint dies aber nur als Einschlag der entsprechenden Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse in deren ehemaligen Einmündungsgebieten der Fall zu sein (s. unten!). An einzelnen Stellen, an denen der Untergrund durchbricht, wie im Gebiet von Speckbrodi—Muttenauhof und von Rudelstetten vor allem, umfassen sie in höchst auffällig reicher Menge die kieseligen Komponenten der östlichen Wörnitzzuflüsse. Man wird so unwillkürlich zu der Annahme geführt, daß hier eine Vermischung der Wörnitzsande mit einem sie unterlagernden seichten Geschiebehorizont älterer kalkgeröllfreier Ablagerungen der östlichen Wörnitzzuflüsse vorliegt.

Die Gerölle bzw. Geschiebe der Wörnitz erreichen in diesen kalkgeröllführenden Aufschüttungen auch einen wesentlich größeren Umfang. Keuperquarzgerölle sind bis zu 7 cm Durchmesser aufgetroffen worden. Angulaten-Sandsteingeschiebe zeigten Ausmaße bis zu  $14 \times 5 \times 4$  cm und  $9 \times 10 \times 10$  cm. Die Keuperquarzite und -sandsteine fanden sich sogar in noch größeren Ausmaßen bis zu  $19 \times 11,5 \times 8$  und  $18 \times 12 \times 9$  cm und in einem Falle bis 30 cm Durchmesser. Eine Abrollung ist, von den Quarzgeröllen abgesehen, im allgemeinen nur bei den Kalkgeröllen und zum Teil auch noch Angulaten-Sandstein und limonitischen Eisensandstein geschoben deutlich sichtbar. Für die Kalkgerölle ist auch eine gelbbraune Außenfärbung, die nicht selten das ganze Gestein

erfaßt hat, bezeichnend. Schichtung ist in den Sanden nur selten beobachtet, und zwar war es parallel und schwache Kreuzschichtung. Ein Profil aus einer ca. 1,5 m tiefen Grube von 1,1 km NNW Spreckbrodi zeigt folgenden Aufbau von oben nach unten:

1. Humoser Sand mit vereinzelt Wörnitzgeröllen	30 cm
2. Sand, gelbbraun, mittel- bis grobkörnig mit Kieslagen und bis nußgroßem Kleingeröll, fast nur Wörnitzgeröll	40 cm
3. Wörnitzgeröll, fein bis mittel, mit reichen Beimengungen der östlichen Wörnitzzuflüsse, vor allem Weißjurageschiebe	20 cm
4. Sand, weiß, feinkörnig	10 cm
5. Sand, gelbbraun, mittel- bis grobkörnig, mit Kieslagen und bis wallnußgroßem Geröll, fast nur Wörnitzgeröll	50 cm
<hr/>	
Grubensohle	150 cm

Die kalkgeröllführenden Aufschüttungen reichen auch bis höchstens 7 m über den heutigen Wasserspiegel der Wörnitz.

#### Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse.

Diese bedecken den weitaus größten Teil des an das Wörnitzaufschüttungsgebiet nach O anschließenden Riesessel. Es sind, wie die Geröllinlagerungen erkennen lassen, zur Hauptsache die Aufschüttungen der nämlichen Bäche, die auch heute noch vom O-rand des Rieses aus ihren Weg über unser Blattgebiet zur Wörnitz nehmen. Lediglich im Gebiet N der Linie Meuskreut—Lindich Wald-S-rand haben wir es auch noch mit den Aufschüttungen des von N in das Ries einmündenden Gänsbaches zu tun, der ursprünglich offenbar seinen Weg nicht wie heute zur Wörnitz, sondern über dieses Gebiet zur Rohrach genommen hat. Im Gegensatz zu den Wörnitzaufschüttungen haben wir es bei ihnen von den Geröll- bzw. Geschiebeeinlagerungen abgesehen, durchweg mit im allgemeinen ziemlich gleichmäßig fein- bis mittelkörnigen, frisch gelbbraunen Quarzsanden zu tun, wie sie auch in den unten beschriebenen Flugsandbildungen vorliegen. Im besten Zustand ist der Sand ganz ohne tonige Beimengungen. Er ist auch nur ganz selten bereits primär durch solche etwas anlehmig.

Eine besondere Frage bildet bei ihnen noch die Herkunft der gleichmäßig fein- bis mittelkörnigen Sande. Sind sie nur abgeschwemmte Teile der Flugsandüberdeckung der östlichen Randhöhen, wie man auf Grund der Übereinstimmung ihrer Korngrößen zunächst annehmen möchte? Im Gegensatz dazu läßt nun aber die so häufige Einlagerung von Relikten des gleichmäßig feinkörnigen Eisensandsteins des Bj.- $\beta$  in Verbindung mit der weiten Verbreitung, die dieser im Einzugsgebiet der Rohrach und in mehr oder weniger großen Vorkommen auch heute noch im Einzugsgebiet der übrigen Zuflüsse besitzt, erkennen, daß Verschwemmung verwitterter Eisensandsteinmassen sogar einen ganz wesentlichen Faktor in der Genese dieser gleichmäßig körnigen Sandmassen darstellen dürfte. Durch eine Reihe von Schlämmpföben hat ja schon A. FRICKHINGER (1904) die Übereinstimmung der „Riesdünenande“ in Zusammensetzung und Korngröße mit solchen, die dem „Tertiärkalkschlamm in den Polsinger-Trendeler Bänken gleichförmig eingeknetet worden sind“ erwiesen, die aber ihrerseits auch nur auf umgelagerte Eisensandmassen zurückzuführen sind, welche die jungobermiozäne Rohrach (s. S. 116) schon damals aus ihrem Einzugsgebiet mitbrachte. Die Beteiligung der gleichmäßig fein- bis mittelkörnigen Sandmassen am Aufbau der Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse hat also darnach nicht unbedingt das Vorhandensein von Flugsanden über den östlichen Riesrandhöhen zur Voraussetzung.

Im einzelnen lassen sich noch folgende Aufschüttungsgebiete weiter unterscheiden:

1. Gebiet N der Linie Punkt 416,8 (WSW vom Eulenhof)-Wart (bis Amerbach). Gekennzeichnet durch das Fehlen der Kieselplattenreste.
  - a) Aufschüttungsgebiet des Gänsbaches N der Linie Neuskreut—S-rand Lindich-Wald. Gekennzeichnet durch das Fehlen des Polsinger Trasses.
  - b) Aufschüttungsgebiet der Rohrach S der eben genannten Linie. Gekennzeichnet durch die Führung des Polsinger Trasses.
2. Gebiet S der unter 1 genannten Linie. Gekennzeichnet durch Führung von Kieselplattenresten.

**Kalkgeröllfreie** Aufschüttungen sind vor allem in einem an die Wörnitzaufschüttungen anschließenden Streifen festgestellt, unter denen sie ja offenbar (s. S.154) noch weiter nach W fortsetzen. Ihre Ausscheidung auf der Karte war durch Mist und Bauschutt verschleppte Kulturschotter und dadurch, daß die jungen, kalkgeröllführenden Aufschüttungen vielfach über sie hinweggreifen, sehr erschwert und erfolgte im letzteren Falle nur dort, wo ein Aufschluß ihr Vorhandensein erkennen ließ. Im S des Teilgebietes von Haid-Schwörshem legte sie eine Grube dicht östlich der Fahrwegkreuzung ca. 1125 m NO Schwörshem in ca. 1,2 m Mächtigkeit frei. Im Teilgebiet des Weiler-Holzes wurden sie in den Äckern beiderseits des vom Eich-Holz zur Wörnitztalaue N Speckbrodi ziehenden Alluvstreifens bis zu 1,5 m und am W- und S-rand des Holzes entlang in einzelnen Gruben bis zu 2,2 m Mächtigkeit abgebaut. Im Rudelstetterer Teilgebiet waren sie bei der Wegkreuzung ca. 1200 m ONO Rudelstetten beiderseits des Fahrweges nach Wemding mit 1,1 bzw. 1,5 m und ca. 675 m bzw. 1400 m SO Rudelstetten mit 1,2 bzw. 1,4 m Mächtigkeit erschlossen.

In den geröllarmen gleichmäßig fein- bis mittelkörnigen Sanden sind neben vereinzelt Keuperquarzgeröllen und -Quarzit nur noch häufigere solche von Granit, Polsinger- oder Amerbacher Bichl-Traub und vor allem aber von limonitischem Eisensandstein des Bj.- $\beta$ , von Weißjurahornsteinresten und in der südlichen Blatthälfte auch von Kieselplattenresten beobachtet.

Entsprechende Geröllsandbildungen sind außerdem in der Umgebung von Lerchenbühl festgestellt, wo im Sand neben dem durch Bauschutt und Mist verschleppten Rieskalkbrocken stets nur Quarzgerölle, Weißjurahornsteinreste und limonitische Eisensandsteingeschiebe angetroffen wurden. Auf der Schwelle westlich der Oettinger Straße bilden sie sogar ein Lager davon.

Die **kalkgeröllführenden** Aufschüttungen umfassen neben ihren eingangs schon genannten Leitgeröllen vereinzelt auch noch Grundgebirge sowie Quarzgerölle und Quarzite des Keupers. Die weitaus überwiegenden Weißjurakalkgeschiebe gehören vorwiegend dem unteren und mittleren Weißjura an. In der südlichen Blatthälfte tritt dann auch Wj.- $\epsilon$ -Massenkalk etwas reichlicher auf. Dasselbe gilt auch für die Kieselplattenreste, die in der nördlichen Hälfte überhaupt völlig zu fehlen scheinen.

Bezüglich der Abroflung der Geröllkomponenten und der Färbung der Kalkgerölle gilt im wesentlichen dasselbe, was schon früher S. 154 gesagt wurde. Die Größe, die sie zum Teil erreichen, ist sehr beträchtlich. Limonitische Eisensandsteingeschiebe von einer Größe bis  $9 \times 10 \times 3$  cm sind W von Lerchenbühl beobachtet. Eine Kieselplatte von wenig W der Lohmühle bei Wemding zeigt  $21 \times 11 \times 2,5$  cm Ausmaß. Ein Weißjurahornsteinbrocken mit dem Abdruck eines *Pecten* sp. vom S-ende des Kranich-Holzes bei Punkt 412 an der Fessenheimer Straße ist  $17 \times 12 \times 8$  cm groß. Einzelne Keuperquarzitbrocken, die SO von Laub gefunden wurden, erreichen sogar Kopfgröße.

Ihre Hauptverbreitung haben sie in dem an das Verbreitungsgebiet der kalkgeröllfreien Aufschüttungen nach O anschließenden Gebiet des Rieskessels. In einzelnen schmalen Streifen, den ehemaligen Einmündungsgebieten der Bäche in die Wörnitz greifen sie auch noch über die älteren Aufschüttungen hinweg bis in die Wörnitzaufschüttungen hinein. Solche Einmündungsgebiete bestanden offenbar außer im heutigen Einmündungsbereich von Fiebergraben, Rohrach und Kreuter Bach im N und von Rodelbach bis Dosbach im S, über das Gebiet beiderseits des vom Eich-Holz zur Wörnitztalau N Speckbrodi ziehenden Alluvstreifens und entlang dem Alluvstreifen N von Rudelstetten.

Geröllreiche Aufschüttungen des Gänsbaches waren während der Feldaufnahme N der Straße nach Oettingen in einem Acker ca. 750 m WNW Lerchenbühl bis zu etwa 0,5 m und über dem W-teil der S dieser Straße in den Rieskessel hineinziehenden Bodenwelle gar bis zu 1,5 m Mächtigkeit, an letzterer Stelle mit vereinzelt bis zu  $9 \times 10 \times 3$  cm großen limonitischen Eisensandsteingeschieben und bis zu  $11 \times 5 \times 4$  cm großen Keuperquarziten erschlossen.

Sandaufschüttungen der Rohrach mit Einschaltungen von Geschiebelinsen werden entlang der S-seite der Straße von Polsingen nach Laub bis einige hundert Meter W vom Kronhof und in dem Sandgebiet der Ackerflächen W vom Kronberg in bis zu 2 m tiefen Gruben abgebaut. Bei der Grabung eines Brunnens, der im Jahre 1932 dicht W vom südlichen Dorfausgang von Laub zum Eich-Holz niedergebracht wurde, wurden sie sogar mit fast 3 m Mächtigkeit durchsunken. Ihren Aufbau im einzelnen zeigt das folgende Profil:



- 0,40 m humoser Riessand mit vereinzelt Geschieben,
  - 0,25 m gelblicher brauner Riessand mit feinem Weißjurakies,
  - 1,80 m grober Weißjuraschotter mit limonitischen Eisensandsteingeschieben und doppelt faustgroßen Weißjurageschieben und Keuperquarziten, vermengt mit gelblich-braun verlehmtm Riessand,
  - 0,40 m feiner Weißjurakies mit Riessand.
- 

Liegendes: gelblichbraun und grün gefleckte Letten des Jungobermiozäns.

Die geröllreichen Sande, die auf der Sohle des Wassergrabens S vom Eulenhof heraustreten, erreichen auf der nach W hin ansteigenden Bodenwelle nach den Angaben des Besitzers vom Eulenhof, der in den östlich von dem Feldkreuz gelegenen Äkern eine Drainage angelegt hat, ebenfalls eine Mächtigkeit von etwa 1,2 m.

Zirka 350 m W davon erschloß eine Grube ebenfalls über 1,5 m mächtige Schotterablagerungen von folgendem Aufbau:

- 0,4 m grober Weißjuraschotter mit Riessand und limonitischen Eisensandsteinschwarten,
  - 0,3 m mächtige Riessandlinse von 1 m Längserstreckung mit eingelagertem feinem Weißjurakies,
  - 0,8 m grober Weißjuraschotter, bis doppelt faustgroß, Keuperquarzit 15×8×2,5 cm, Rieskalk, Granit, Quarzgeröll.
- 

Liegendes nicht mehr erschlossen.

In dem W vom Eich-Holz anschließenden Gebiet beiderseits des Fahrweges vom Eulenhof nach Wechingen wurden die Rohrachgeröllsande in bis zu 2,2 m tiefen Gruben gewonnen. Nördlich vom Fahrweg enthielten sie an den beiden auf der Karte verzeichneten Stellen je ein etwa 0,5 m mächtiges Schotterlager eingeschaltet. Die Tiefbohrung 1921 Nr. 5 (s. S. 137) ergab hier sogar bis in 4,2 m Bohrtiefe hinab Riessand.

Im Gebiet S der Linie 416,8—Wart wurden kalkgeröllführende Aufschüttungen einmal ca. 600 m OSO Punkt 418 am Rodelbach (O Weiler-Holz) über der Sohle eines ca. 1,2 m tiefen Drainagegrabens in einem ca. 40 cm mächtigen geröllreichen Riessand angetroffen. N Punkt 412 an der Fessenheimer Straße entblöbt

sie der bis zu 2m tiefe Rodelbachgraben über seiner von den tonigen Jungobermiozänabsätzen gebildeten Sohle (s. S. 133) bis in über 1 m Höhe ebenfalls als solche geröllreiche Riessandbildungen. Darüber sind es nur mehr vereinzelte geschiebeführende, oben anmoorige Sande. Zirka 670 m O davon wurden auf dem Grundstück des J. WEINBERGER solche geröllreichen Sandbildungen sogar mit 1,8 m Mächtigkeit angetroffen (s. S. 169). Auf mächtigen Geröllsandbildungen steht auch der südlich des Mühlbachtals gelegene Teil des Städtchens Wemding, wie schon in dessen Chronik erwähnt wird. Bei der Bohrung des Brunnens im Hofe der Molkerei MÖNCH beim Nordlinger Tor (s. S. 123) wurden sie in ca. 4,5 m Mächtigkeit und mit einem ca. 10 cm starken Geschiebehorizont aus Hornstein und Kieselplattenresten, kantengerundetem Weißjurakies, Granitstückchen, vereinzelt Quarzgeröllen und limonitischen Eisensandsteinresten an der Basis durchsunken. Bei der Anlage der Tankstelle an der Straßenkreuzung beim Saumarkt waren sie ebenfalls mit 2,5 bis 3 m Mächtigkeit erschlossen. Die im O-teil von Wemding niedergebrachte Tiefbohrung (s. S. 42) ergab gar eine solche von 10,5 m.

Eine mehrere Meter mächtige Decke ihrer Geröllsandbildungen begleitet auch den Dosbach von seiner Einmündungsstelle ab ein Stück weit in den Rieskessel hinein, wie die zahlreich hier angelegten, zum Teil bis 2m tiefen Gruben erkennen lassen.

### Schwemmsandfächer.

Am Riesrand entlang und in einem Falle auch der vorgelagerten Höhen sind Sandablagerungen von der Art des Flugsandes (s. unten!) flach fächerartig, kleineren Rinnen und Gehängerissen vorgelagert oder als eine Art Schuttmantel dem Gehänge angelegt. Nach ihrem inneren Aufbau kann es sich in keinem Falle direkt oder um ausschließlich äolische Bildungen handeln, es muß vielmehr zumindest zum Teil stets eine schuttkegel- bzw. mantelartige Anlagerung von Flugsanden vorliegen, die auf den Hängen äolisch abgelagert und dann durch Niederschläge oder als Fließerde wieder abgeschwemmt wurden. Zum andern Teil dürfte dort, wo noch heute Eisensandstein des Bj.-ε am Aufbau des Hinterlandes beteiligt ist, unseren früheren Ausführungen entsprechend, aber auch Abschwemmung von dessen Verwitterungsprodukten mitbeteiligt sein.

Am Fuße des O-hanges des Rohrchtales N von Polsingen wurden die Sande eines solchen Fächers in einer Grube links der Straße nach Ursheim bis zu etwa 1,5 m Mächtigkeit entblößt angetroffen. Die Südwand der Grube zeigte gute Parallelschichtung mit Zwischenlagen von Gesteinsschutt des Hinterlandes, die im W-teil in eine zur Rohrach abfallende Schrägschichtung überging.

Den Fächer im Wald S von Stampfreit (N Wemding) legt eine der zahlreichen Gruben, in denen der Sand hier abgebaut wird, genau vor der Mitte der Mündung des hangaufwärts anschließenden sogenannten Buchentales ca. 300 m unterhalb mit etwas über 2 m Mächtigkeit frei. Der Sand ist, abgesehen von einer ca. 20 cm starken Partie zwischen 1,0 und 1,2 m Tiefe, in der er eine feine Parallelschichtung erkennen ließ, schichtungslos. Die Schichtung dieser Partie zeigt das Bild des Querschnitts eines senkrecht zur Längsachse durchschnittenen Schuttkegels. Grober Schutt des Hinterlandes ist in einer Tiefe von 0,8 bis 1,0 m in reicher Menge regellos beigemengt. Einzelstücke sind darüber hinaus im ganzen Aufschluß beobachtet. Die Sande erreichen im Bereich dieses Fächers, wie in der Böschung des Abflusses der in seinem W-teil entspringenden Quellen zu erkennen ist, über 10 m Mächtigkeit.

Am N-fuß des Galgenberges SO Wemding erschließt die SCHNEID'sche Sandgrube eine weitere solche Sandbildung bereits mit über 5 m Mächtigkeit. In ihrer oberen Hälfte zeigen sie verschiedene parallel übereinanderliegende Fluren aus Gesteinsschutt des Hinterlandes. Eine derselben ging im W-teil in eine frostkeilartig in den liegenden Sand eingesenkte Schutteinlagerung über. Die durch diese Schuttfluren angedeutete Schichtung zeigte deutlich ein der Neigung des Hanges entsprechendes Einfallen. Im NO-Eck der Grube wurde im Jahre 1937 in etwa 1 m Höhe über der Grubensohle eine feinkreuzgeschichtete Partie des Sandes abgebaut, die eine O—W gestreckte Weißjuraschuttlinse umschloß, die so ganz klar erkennen ließ, daß es sich bei diesem Vorkommen nicht allein um Verfrachtung von den Hängen des Galgenberges, sondern auch um Aufschüttung der von O aus dem sogenannten Schneetal geflossenen Wasser handelt.

Die Sande des Schwemmsandfächers dicht SO Punkt 461,9 (Hartsteinfabrik) S Wemding erschließt eine Grube direkt am Riesrandanstieg mit einer von der Mündung des hangaufwärts an-

schließenden Gehängerisses wegfallenden Diagonalschichtung etwa 1,5 m mächtig.

In den übrigen auf der Karte als Schwemmsandfächer getragenen Sandvorkommen legten Gelegenheitsaufschlüsse die Sande mit Schmitzen von Gesteinsschutt des jeweiligen Hinterlandes durchsetzt 1,5 bis 2 m mächtig frei. Im Falle des Vorkommens im O-teil des Gartens des Kreuzwirtskellers von Wemding ergab eine Versuchsbohrung sogar 6 m.

## b. Flugsande.

Nach unseren vorausgegangenen Ausführungen können in der weite Teile der Riesrandhöhen als mehr oder weniger mächtige Decke oder als verschieden durchsichtiger Schleier überziehenden sandigen Überdeckung mit Sicherheit nur mehr in jenen Teilen die ursprünglichen Flugsandablagerungen vorliegen, welche die Gipfel dieser Höhe überdecken bzw. umkleiden, wo an deren Aufbau sandige Gesteine nicht teilhaben.

Als solche müssen darnach auch die 12 bzw. 18 bis 20 m mächtigen Sandbildungen betrachtet werden, die auf dem SSO-Hang der Wart bei Amerbach unterhalb der jungobermiozänen klastischen Ablagerungen und im W-hang des Mühlbachtals dicht NO Wemding in ziemlich großem Umfang abgebaut werden, im letzteren Falle wurden, nachdem das Vorkommen schon seit langen Jahren bis auf eine schwache Hangüberdeckung ausgebeutet ist. Die Schichtung teils Parallel-, teils eine feine Diagonalschichtung läßt in beiden Fällen eine nach SO etwa gerichtete Schüttingsrichtung erkennen. An letzterem Orte zeigen die Sande heute in unmittelbarer Nähe ihrer ursprünglichen Anlagerungsfläche mehrfach auch vom Berg abfallende Schmitzen aus feinem kantigem und kantengerundetem Weißjuragries, offenbar des Wj.- $\beta$ , wie er hier die Oberfläche des Hanges bildet. Bei der Steilheit der Anlagerungsfläche und der unmittelbaren Nähe des Hanguntergrundes sind sie durch Hangleitung vollkommen erklärt. KRANZ (1922 S. 44) erwähnt von dieser Stelle auch Windschliffe bzw. Dreikanter.

Die Flugsande sind frisch gelblichbraune, lockere Quarzsande aus im allgemeinen ziemlich gleichmäßig fein- bis mittelkörnig-

gen (0,1–0,2 mm) und bezeichnenderweise meist ziemlich gut gerundeten Körnern.

Ihren Ausgang haben die Sande offensichtlich in den Geröllsandmassen der Bachaufschüttungen im Rieskessel. Aus ihnen trugen, wie das die Schüttungsrichtung der oben beschriebenen Vorkommen sowie das Zurücktreten und schließlich völlige Fehlen der Flugsande über der Riesumrandung von der Höhe Punkt 567 ab gegen N erkennen lassen, vorherrschend west- bis nordwestliche Winde die Sande nach O bis weit über den Riesrand hinweg. In ähnlichem Sinne deutete bereits DEHM (1931 S. 169/170) die über der östlichen Riesumrandung verbreiteten jungen Sandbildungen als Dünensande, und zwar erschien ihm diese Erklärung schon deshalb natürlicher, weil die Flugsande sich so, abgesehen von der kaum anders deutbaren Korngleichheit, dann auch als südliche Fortsetzung in den größeren Rahmen der Flugsandzone des westlichen Jurarandes in Franken fügen.

Dünenbildungen lassen sich nirgends mehr im Bereich des Blattes Wemding mit Sicherheit nachweisen. GÜMBEL (1889 S. 30) erwähnt zwar vom Schwalben-Holz, daß die Sande hier „fast die Natur von Dünenbildungen annehmen“, wofür aber unsere Beobachtungen bei der Feldaufnahme keine Anhaltspunkte ergaben. Die dünenartigen Sandanhäufungen im Weiler-Holz und in dem Holz unmittelbar W vom Wildbad von Wemding sind frühgeschichtliche Grabhügel.

### c. Alter der verschiedenen Sandbildungen.

Bachaufschüttungen. Was diese betrifft, so ist für die kalkgeröllfreien, älteren Aufschüttungen in Verbindung mit ihrer im allgemeinen geringen Größe der Geröllkomponenten ein vordiluviales, und zwar jünger pliozänes Alter am wahrscheinlichsten, während für die kalkgeröllführenden Aufschüttungen mit ihren so großen Geröllkomponenten ein diluviales Alter sicher ist.

Flugsande. In dem aus dem Schneid'schen Steinbruchbetrieb beschriebenen Profil der dortigen Frostbodenbildungen (s. S. 170) setzt der Beginn der Aufwehung der Flugsande bereits während der Entstehung der liegenden Bildungen ein. Der Flugsand ist dadurch als ein hochglazialzeitliches Produkt gekennzeichnet. Nach der S. 173 gegebenen Einstufung dieses Profils ist der Beginn der

Aufwehung der Riessande wenigstens in die Zeit des ersten Hauptvorstoßes der Würmeiszeit zu stellen. Beobachtungen, die einen noch früheren Beginn, etwa in der Rißeiszeit wahrscheinlich machen könnten, sind bis jetzt aus dem Ries nicht bekannt. Die Beteiligung von Sanden von der Art der Flugsande an den Bachaufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse hat das Vorhandensein von Flugsandbildungen über dem östlichen Riesrandgebiet ja nicht zur Voraussetzung, wie wir schon früher S. 156 ausführten. Daß aber in der folgenden Zeit, vor allem noch während der Würm II-Phase Anwehung von Flugsanden statthatte, darf mit gutem Grund angenommen werden. In der Postglazialzeit dagegen scheint keine Aufwehung stattgefunden zu haben. Entsprechend gut erhaltene Dünen, die darauf hinweisen würden, fehlen ja vollkommen. Darnach ist es als sicher zu betrachten, daß die Aufwehung von Flugsanden in ihrer Hauptmasse als diluvial, und zwar als würmeiszeitlich zu betrachten ist. In einen „anscheinend noch nicht festgelegten Zeitraum des Jungdiluviums“ stellte auch schon DEHM (1931 S. 170) die Riesdünensande in Anlehnung an die von KRUMBECK gegebene Eingliederung der Flugsandzone des westlichen Frankenjura.

Die Bildung der Schwemmsandfächer ist darnach wie die der Flugsande zur Hauptsache noch in die Würmeiszeit zu stellen.

#### d. Diluviale Senkungen im Ries.

Aus der westlichen Riesumrandung hat neuerdings DEHM (1939 S. 121) die Schotter einer schon von BENTZ (1926 S. 263) beschriebenen Spaltenfüllung vom Gipfel des Vohbühl nordwestlich Oberdorf bei Bopfingen auf Grund eines abgerollten Equus-Zahnes als höchstens altdiluvial bestimmt und daraus geschlossen: „Der Vohbühl-Gipfel muß noch im Altdiluvium von einer Schotterfläche bedeckt gewesen sein und die Ausräumung der näheren Talzüge muß jünger sein als diese.“ Die Höhenlage des Vohbühl-Gipfels ergibt sich aus der geologischen Karte von BENTZ (1924) zu über 550m ü. d. M., die des benachbarten Sechtatales östlich davon zu rund 460m ü. d. M. und jene des Egertales südlich davon zu rund 475m ü. d. M., so daß die nachaltdiluviale Ausräumung der Täler 90 bzw. 75 m beträgt. Die Ursache dafür kann bei dem Fehlen von Beweisen für entsprechend starke nachaltdiluviale Ausräumung des Rieskesselbodens nur in

einer entsprechenden Sackung desselben liegen. Eine nachobermiozäne Sackung des Riesesselbodens um mindestens 50, wahrscheinlicher ist sogar über 100 m (s. S. 148) hat ja auch bereits die Kartierung der jungobermiozänen Ablagerungen ergeben.

Senkung während des Absatzes der kalkgeröllführenden Wörnitzaufschüttungen läßt auch die im Bereich der Tiefbohrungen 1921 Nr. 1–4 sich zeigende, bis zu mehreren Metern unter die heutige Sohle des Wörnitzbettes hinabreichende Aufschotterung mit diesen Geröllsanden erkennen (s. S. 152).

Darnach muß sich also der Riesesselboden und seine Umrandung selbst in nachaltdiluvialer Zeit noch ganz beträchtlich gesenkt haben. Nachdem die würmeiszeitlichen Flugsandaufwehungen die heutige Morphologie im wesentlichen bereits ausgebildet vorgefunden haben, müssen diese Senkungen zur Hauptsache aber schon in der vorausgegangenen Zeit erfolgt sein. Hier ist es wohl gerade die Zeit des Beginns der Reißzeit, die sich auch sonst im ganzen Donaugebiet als ein „Höhepunkt der tektonischen Bewegungen“, der Heraushebung und Kippung der Albtafel erweist (s. G. WAGNER 1929 S. 51).

## 15. Lehmigsandige Überdeckung (I).

Bei der lehmigsandigen Überdeckung unseres Blattgebietes haben wir es entweder mit der oberflächlichen Vermischung lehmiger Verwitterungsprodukte bzw. tonigen Untergrundgesteins mit der sandigen Überdeckung oder mit Verwitterungsprodukten tonig-sandigen Untergrundes (Jungobermiozän, Trümmergesteine) oder mit der durch die Bodenverfrachtung entstandenen Vermischung und Anhäufung von Verwitterungsprodukten toniger und sandiger (Grundgebirge, Eisensandstein, Keuper-Stubensand) Gesteine zu tun.

Das letztere trifft insbesondere für die so mächtige Überdeckung des NO-eckes unseres Blattgebietes und der O-abdachung des Ziegelberges (NO Wemding) zu. Im ersteren Gebiet liegt die bis zu 9 m mächtige massenhaft Verwitterungsreste ursprünglicher ortsfremder Trümmergesteine führende, beigefarbene lehmigsandige Überdeckung auf Weißjurauntergrund. Die in ihr angetroffenen Rest-

gesteine sind vor allem Gewebereste granitischen Grundgebirges vom feinsten Grus bis zu über faustgroßen Stücken, Keuperquarzite (sog. „Döckinger Quarzite“) bis zu Blöcken von mehreren Meter Umfang, Keuperquarzgerölle von Erbsen- bis Nußgröße, limonitische Eisensteinsandstückchen des Braunjura- $\beta$  und Trümmerreste von Toneisensteingeoden, vermutlich des Braunjura- $\alpha$ . Dazu kommen noch ganze Fetzen noch unverwitterten ursprünglichen Trümmergesteins. W von dem Fahrweg, der von den dicht an der N-Blattgrenze gelegenen Erdfällen aus nach S führt, erschließt eine bis zu etwa 3 m Tiefe einschneidende Grube in ihrem SW-Teil die beigefarbene lehmigsandige Überdeckung mit schlierigen Einlagerungen roter Keuperletten, weißen Stubensandes und etwas granitischen Gruses. In dem ca. 5 m tiefen Erdfall über dem „M“ der Beschriftung „Maier-Holz“ auf der Karte sieht man in den unteren 2 Metern der Überdeckung Schlieren roten Eisensandes der Braunjura- $\beta$  eingelagert. Auch an dem in der Karte eingezeichneten Weg NO von „Berg“ der Beschriftung „Döckinger Berg“ findet sich in dem dritten Erdfalle O davon Eisensand des Braunjura- $\beta$ , offenbar von einer größeren einheitlichen Scholle, aufgeschlossen. Im letztgenannten Gebiet dagegen liegt die ursprünglich ebenfalls bis zu mehreren Metern mächtige lehmigsandige Überdeckung über einem vom Grundgebirge mit Keuper und Schwarzjuronen gebildeten Untergrund. Neben den Resten des Untergrundgesteins führt sie auch hier noch ortsfremde Reste, und zwar vor allem von Bj.- $\beta$  und Weißjura-Kieselplatten und Hornsteinen, sowie Weißjura- $\delta$  und - $\epsilon$ -kalk bzw. -dolomit. Unserer späteren Deutung dieser Weißjurareste (s. S. 200) entsprechend ist die große Mächtigkeit der lehmigsandigen Überdeckung hier auf die Anhäufung diluvialer Fließerden zurückzuführen.

Das Alter der lehmigsandigen Überdeckung kann seiner Genese entsprechend bis in die riesische Zeit zurückreichen.

Eine Besonderheit des ersteren Gebietes stellen die bis zu 8 m tiefen, steilwandigen, rundlichen oder länglichen, geschart auftretenden dolinenartigen Erdtrichter = Erdfälle dar. Wie in einer Reihe von ihnen festgestellt werden konnte, setzen sie nach der Tiefe zu stets in eine zum Teil mehr als meterbreite Spalte des Weißjura-Untergrundes fort. Die Weißjurakalke lassen dabei aber nicht die geringsten Anzeichen einer Auflösung durch Was-



ser erkennen. Die Erdfälle scheinen so ihre Entstehung im wesentlichen nur dem Auswaschen, Abnagen und Verschwemmen der so mächtigen lehmigsandigen Überdeckung über diesen Spalten durch die in ihnen in die Tiefe versitzenden Tagewässer zu verdanken. Wie auch schon die Frische ihrer Formen erkennen läßt, müssen sie als solche sehr jungen Aters sein, und zwar können sie bei den im Ries auch noch während der beiden Hauptvorstöße der Würmeiszeit herrschend gewesenen periglazialen Verhältnissen nur spätwürmeiszeitlich bis alluvial entstanden sein. Daß ihre Bildung noch heute stattfindet, geht aus der Mitteilung eines Bauern aus Hagau hervor, der erst vor einigen Jahren beim Pflügen in den Wiesenäckern N von Hagau mit Pferd und Pflug einbrach.

Auf der Karte sind die Erdfälle durch ein besonderes Zeichen ( $\ominus$ ) angegeben.

## 16. Frostbodenbildungen.

Eigentümliche Verknetungen, Schlieren- und Schweifbildungen sowie Stauchungen zeigt der Riesseetonmergeluntergrund des Rieskessels in einer Reihe von Aufschlüssen.

So zeigte der im August/September 1938 verbreiterte, unmittelbar S der Eisenbahnlinie anschließende Einschnitt der Straße von Fessenheim nach Holzkirchen in seinen frisch abgehobenen Böschungen in den bis zu 1,2m Mächtigkeit erschlossenen, von einer grauen Lettenlage (1) durchsetzten, kiesreichen Wörnitzsanden (s. S. 151) Schweifbildungen von ganz schlierig bunt durcheinandergearbeiteten, grüngrau, tiefschwarz (2), gelbbraun und karminrot (3) gefärbten strukturlosen Letten, der ursprünglichen Bodenbedeckung des Riesseetonmergeluntergrundes (s. S. 150) und seiner obersten Verwitterungsbildungen. Ihre höchsten Teile erschienen von der fast ebenen Auflagerungsfläche der löbleshootigen Überdeckung abgeschnitten. In dem Profil Abb. 11 sind die Verhältnisse ungefähr so dargestellt, wie sie in der W-Böschung angetroffen wurden.

Während der Feldaufnahme waren in der N-Wand einer genau W vom „O“ der Beschriftung „Weiler-Holz“ auf der Karte, an

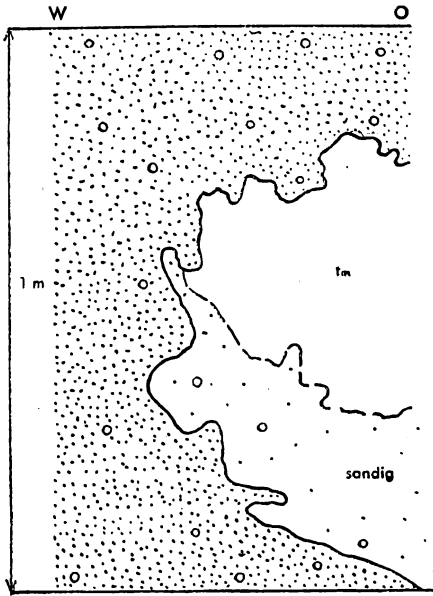


Abb. 12. Sandgrube am W-Rand des Weiler Holzes  
O von Speckbrodi (nach einer Photo gezeichnet).

dessen W-rand gelegenen Sandgrube in etwa 1,2 m Mächtigkeit schichtungslose kalkfreie Geröllsande entblößt, in denen die strukturlosen, gelbbraun und grün gefleckten Verwitterungsletten der Riesseetonmergelunterlage einer aus O stattgehabten Schweifbildung zufolge bis in 0,8 m Höhe über die Grubensohle emporragten. Die Unter- und zum Teil auch Oberseite der Schweifbildung zeigte die Letten aufs stärkste mit den Geröllsanden vermischt. In der Abb. 12 sind die Verhältnisse nach einer Photo zur Darstellung gelangt.

Eine weit umfangreichere solche Schweifbildung der Riesseetonmergelunterlage lassen die im Dezember 1934 bei dem Wohnstadel des J. WEINBERGER, ca. 670 m O vom Punkt 412 an der Fessenheimer Straße, angetroffenen Aufschlüsse erkennen. Die Ausschachtungen zu dem ca. 3,6 m tiefen Brunnen ergaben folgendes Profil:

Alluvium: ca. 0,3 m anmoorige schwarze Riessande (a) mit vereinzelt Geröll, besonders von Weißjurakalken.

---

Diluvium: 0,7 m Letten mit vor allem im Liegenden reichen Einknetungen von Einzelgeröll und zum

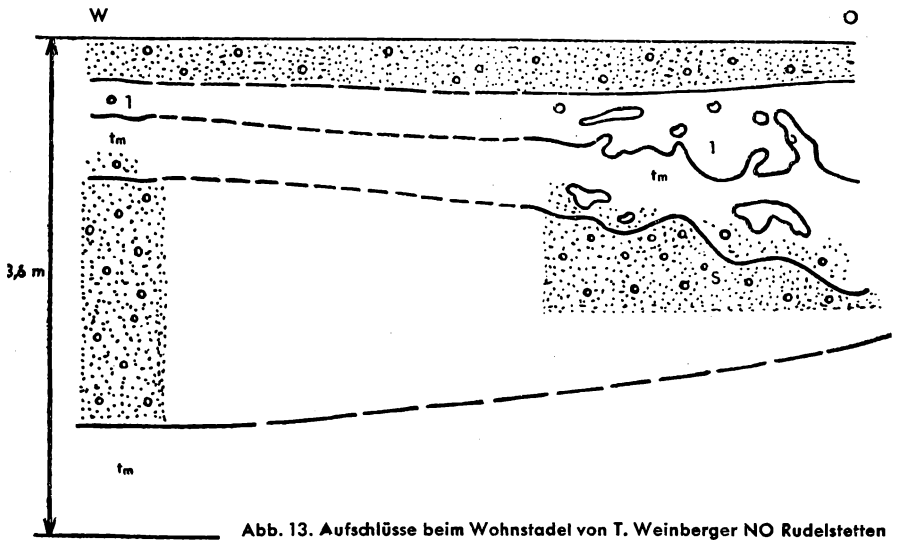


Abb. 13. Aufschlüsse beim Wohnstadel von T. Weinberger NO Rudelstetten

Teil auch Sand der liegenden Geröllsande: Oben von der Auflagerungsfläche des Alluvs fast eben abgeschnitten die tiefschwarzen Letten der ursprünglichen Bodenbedekung (1) des Riesseetonmergeluntergrundes nach unten in schlierigem Wechsel übergehend in die gelbbraun und grün gefleckten Verwitterungsletten des Riesseetonmergeluntergrundes. Basisfläche unregelmäßig gewellt.

1,8 m Geröllsande (s. S. 160).

Obermiozän: 0,8 m Riesseetonmergel, oberflächlich in strukturelose gelbbraun und grün gefleckte Letten, nach unten zu in Blättertone zerfallen.

Eine 3 m NO davon anschließende 2 m breite und lange und 1,8 m tiefe Grube erschloß die Schweifbildung mit nach Osten sich verdoppelnder Dicke und stark welliger Unterfläche wie das in dem Profil Abb. 13 gezeigt wird.

Entsprechende Lagerungsverhältnisse liegen offenbar auch in den, während der Feldaufnahme in einem ca. 1,2 m tiefen Drainagegraben, ca. 600 m OSO Punkt 418 am Rodelbach, angetroffenen Bildungen vor. Der Graben zeigte hier, unten ca. 0,4 m Geröll-

sand (s. S. 159), darüber mit unregelmäßig welliger Auflagerungsfläche eine über mehr als 15 m Länge erschlossene, bis zu 50 cm mächtige, aus den eben beschriebenen schlierig durcheinandergekneteten gelbbraunen und schwarzen Letten aufgebaute Linse mit Einlagerungen von Geröllen und zum Teil auch Sanden der liegenden Geröllsande und als Abschluß oben schwarze, anmoorige Sande.

Im Schwalben-Holz S von Wemding zeigt der Entwässerungsgraben unmittelbar N vom „en-Holz“ der Beschriftung auf der Karte die gelbbraun und grün gefleckten Verwitterungsletten der Riesseetonmergelunterlage bis in über 1 m Tiefe ganz schlierig mit den schwarzen Letten ihrer ursprünglichen Bodenbedeckung verknetet.

Entsprechende schlierige Verknetungen des Riesseetonmergeluntergrundes mit den schwarzen Letten seiner ursprünglichen Bodenbedeckung wurden noch mehrfach festgestellt in den seichten Wassergräben und tieferen Ackerfurchen am N-rand des Schwalben-Holzes und den anschließenden Äckern sowie bei Punkt 423,2 (SW Eulenhof).

Die gleichen Erscheinungen lassen sich auch in den entsprechend jungen Ablagerungen der Riesrandhöhen beobachten:

In der W-wand der SCHNEID'schen Steinbrüche („A“ und „B“ KOKEN's) bei Punkt 482,7 NNO Wemding waren solche im Jahre 1932/33 in der Ausfüllung der in dem Profil Abb. 4 dargestellten Mulde ausgezeichnet freigelegt. Die in O—W-Richtung durchsetzenden Spalten, in die die Mulde im Anstehenden auf der Höhe der Ausfahrt des Bruchbetriebes nach unten ausmündet, erfüllte als Tiefstes bis zur Bruchsohle hinab, ein, Schlieren eines hellen gelblichgrauen Leimes, limonitische Eisensandsteinstückchen des Braunjura- $\beta$ , Toneisensteingeodentrümmern, Weißjura- $\delta/\epsilon$ -Schutt, Kieselplatten- und Hornsteinresten, sowie einzelne seltene Grundgebirgsreste führender grauer bis braunlicher, lehmiger Sand (1) von der Art verwitterten Eisensandsteins des Braunjura- $\beta$ . Die Spalten schlossen fast wagrecht geschichtete Bildungen nach oben ab. Diese füllten mit ihren nahezu 24 m Mächtigkeit die untersten Teile der Mulde bis auf die Höhe der Unterfläche der südwärts anschließenden überschobenen Wj.- $\delta$ -Scholle etwa aus und lagen damals als ein in den Steinbruch vorspringender Sporn frei. Zu unterst waren es in etwa 0,6 m Mächtigkeit nach O auskeilende Schichten (2) eines hell gelblichbraunen san-

digen Lehmies mit Zwischenlagen eines graubraunen lehmigen Sandes wie oben. Die Schutteinlagerungen waren die gleichen, nur der Weißjura- $\delta/\epsilon$ -Schutt war ungleich reicher. Darüber waren es dann in etwa 1,0 m Mächtigkeit Schichten (3) graubraunen, mehr oder weniger lehmigen Sandes wie oben. Von dem oben genannten Schutt enthielten sie vor allem groben Weißjura- $\delta$ -Schutt in reichen Mengen eingelagert. Ihre Basis bildete eine geringmächtige Lage feingeschichteten und völlig tonfreien, gelbbraunen Sandes vom Habitus der Riesflugsande, die eine ganz deutliche Stauchung in der O—W-Richtung erkennen ließ. Den Abschluß der geschichteten Ablagerungen nach oben bildete dann eine ca. 0,6 m mächtige Serie (4) dünner Lagen aus teils noch unverwitterten, teils gelblich verwitterten Toneisensteingeoden-trümmer führenden sturkturlosen Letten des Opalinus-Tones (mit *Leioceras opalinum* REIN.) und rotem Eisensand des Braunjura- $\beta$ , die unter Auskeilen gegen O und N zu mit gelbbraunen tonfreien Sanden vom Habitus der Riesflugsande wechsel-lagerten. Über den geschichteten Bildungen folgte schließlich eine ganz schlierig durchknetete, zur Hauptsache ebenfalls nur aus den blaugrauen Letten des Opalinus-Tone bzw. seinen gelblichen Verwitterungsbildungen, den Sanden des Braunjura- $\beta$ , den Riesflugsanden und vereinzelt Resten des oben genannten Schuttes bestehende „Bunte Bresche“ (5), die nun den Boden der Mulde bis nahe ihrem N-ende überdeckte. Ihre Oberfläche war ganz unregelmäßig wellig und geschweift. Den Abschluß der Mulden-füllung bildeten bis zu über 1,8 m mächtige schichtungslose, stellenweise etwas lehmige Sande vom Habitus der Riesflugsande. In ihnen war die zuletzt beschriebene tonige bis rein eisensandige „Bunte Bresche“ in der gleichen Art wie wir es bei der Riessee-tonmergelunterlage des Rieskessels sahen, in Form von Schlieren und Schweifbildungen bis in 1,9 m Höhe emporgetragen. Neben dieser schlossen sie in der Gestalt solcher Schlieren und Schweifbildungen auch förmliche Gesteinspackungen ein, deren verschiedene Komponenten, zur Hauptsache Kalke des Weißjura- $\delta/\epsilon$  und zum Teil, im Norden anscheinend auch tieferer Stufen, seltener Kieselplatten- und Hornsteinreste sowie Grundgebirge in vereinzelt Stücken zugleich im Sand selbst regellos verbreitet angetroffen wurden. Es war im allgemeinen ein kleinkörniger Schutt mit Scherben bis zu höchstens 5 cm Längenausdehnung. Das Zwischenmittel dieser Schutt-packungen

umfaßte neben den einzelnen kleineren Partien der oben genannten „Bunten Bresche“ nur Sand. Eine Darstellung der zuletzt geschilderten Bildungen gibt die Abb. 14. Im ganzen haben wir es bei der Muldenfüllung, von den Riesflugsanden abgesehen, offenbar nur mit den Verwitterungs- und Umlagerungsprodukten der die Mulde bildenden Gesteine, Opalinus-Ton, Eisensandstein des Braunjura- $\beta$ , Weißjura- $\beta$  und - $\delta$ -Kalke, alte Überdeckungslehme mit ihren reichlich eingelagerten Wj.- $\epsilon$ -Massenkalk-, Kieselplatten- und Hornsteinresten zu tun, wobei auch die Grundgebirgssteine als Reste riesischer Trümmersmassen bereits vorhanden gewesen sein dürften.

Aus dem Bereich der ehemaligen Ziegeleigruben auf dem O-hang des Ziegelberges NO Wemding, wo vor allem Keuper, Stubensand und Letten den Untergrund bilden, beschreibt schon KNEBEL (1903 S. 457) das häufige Auftreten von Schlierenbildungen, namentlich von roten Keuperletten in der Überdeckung. Schlierenbildungen aus Keuper-Stubensand und Letten sind hier an mehreren Stellen auch von uns in der lehmigsandigen Überdeckung angetroffen worden, und zwar nicht nur über dem Keuperuntergrund selbst, sondern auch über dem westwärts angrenzenden Grundgebirge und Schwarzjura- $\delta$ . Sie lassen so deutlich eine westwärtige Verfrachtung erkennen.

Als **Erklärung** für die beschriebenen Verknetungen, Schlieren- und Schweifbildungen sowie Stauchungen kommt nur die Wirkung einer von den Riessandhöhen herab in den Riesessel hinein gedrunghenen diluvialen Gletschereisdecke oder die schon mehrfach auch aus anderen Periglazialgebieten Deutschlands beschriebenen (s. P. KESSLER 1925, K. KEILHACK 1927 und 1938, A. BAHR 1932, K. SCHMIDT 1933, O. WITTMANN 1936 und 1940, H. CRAMER 1937 u. a.) Wirkungen arktischen Bodenfrostes in Betracht. Da nun aber den Grundmoränen entsprechende Bildungen und sonstige glaziale Spuren auch sonst im Bereich des Rieses bisher nicht nachgewiesen werden konnten, bleibt nur die letztere Deutung übrig. Darnach sind diese auf einen ehemaligen glazialzeitlichen Dauerfrostboden zurückzuführen, in dessen bis zu 2 m Tiefe reichender sommerlicher Auftauzone der Boden in Gebieten mit sandigem Boden nach Art der Brodelböden durch innere Bewegungsvorgänge in der verwickeltesten Weise durcheinandergearbeitet wurde und sich beim geringsten Gefälle

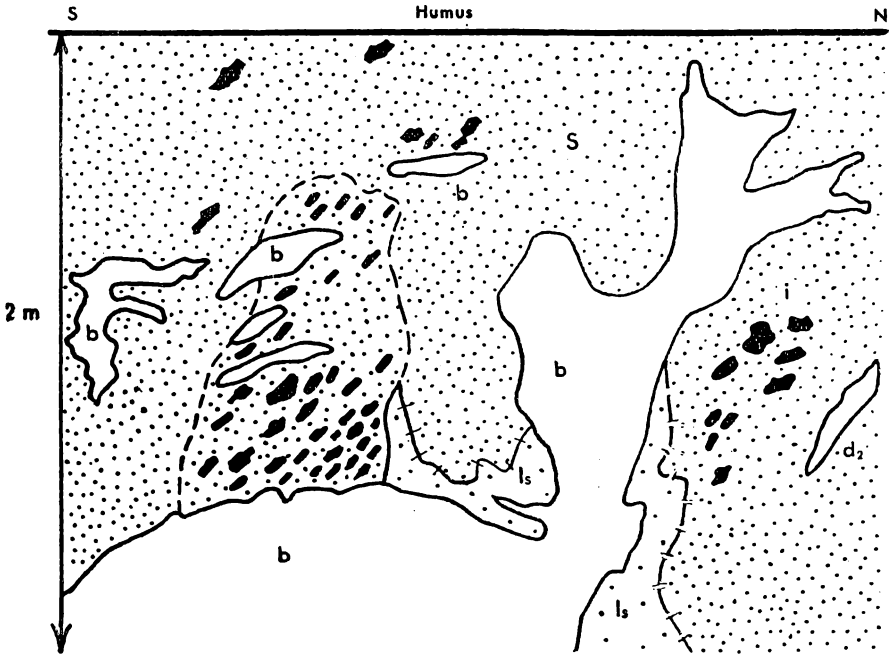


Abb. 14. W-wand des Schneid'schen Steinbruchbetriebes b. Wemding. (Gezeichnet nach einer Photo).

schon als Fließerde in einer ständigen leichten hangabwärts gerichteten Gleitbewegung befand und dabei Stauchung des Untergrundes bewirkte.

Was die Zeit der Entstehung der Frostbodenbildungen betrifft, so ist, mit Ausnahme des im folgenden genannten Vorkommens, eine Einstufung derselben in eine bestimmte Eiszeit nicht möglich. Das Profil aus dem SCHNEID'schen Steinbruchbetrieb läßt zwei durch die Aufwehung der Riesflugsande getrennte Frostbodenperioden erkennen. Hier erscheint nämlich der Gedanke, diese beiden Perioden mit den beiden Hauptvorstößen der Würmeiszeit zu parallelisieren, durchaus berechtigt. Tatsächlich ist es auch nicht zu verstehen, daß sich diese Muldenfüllung unter den hier gegebenen Lagerungsverhältnissen über dem Mühlbachtale während der Würmeiszeit erhalten hätte, wenn sie höheren Alters, der Rißeiszeit etwa nur wäre. Bei allen übrigen Vorkommen muß es fraglich bleiben, ob sie nicht schon einer älteren Eiszeit, zumal der Zeit der größten Ausdehnung der Vereisung im Alpengebiet, der Rißeiszeit angehören.

Die geschilderten Erscheinungen sind auch geeignet, die Deutung der Bunten Bresche und des im Bereich der Riesrandhöhen in der Überdeckung verstreuten Fremdschuttes in einem neuen Licht erscheinen zu lassen.

Die **Bunte Bresche** unmittelbar ONO vom „Keller“ auf der OSO-seite von Wemding erschloß die Baugrube zu dem Wohnhaus von THUM im Mai 1932 von der Auflagerungsfläche der bis zu 30 cm mächtigen humosen Sande fast eben abgeschnitten als eine bis zu 1,5 m mächtige geschichtete Masse, wie sie zum Teil auch in der aus dem SCHNEID'schen Steinbruchbetrieb beschriebenen Muldenfüllung vorliegt. Sie bestand zur Hauptsache aus einem mannigfachen Wechsel meist dünner, wellig gestauchter, gegen die N- und W-wand der Grube zum Teil auskeilender Lagen (s. Abb. 15) oder lagenhaft ausgezogener Linsen von unverwittertem weißem Stubensand (1) und strukturlosen tiefrotbraunen Letten (2) oder einer Mischung aus diesen. Daneben war es vor allem in einer bis zu 40 cm starken Zwischenlage noch ein zum Teil mit rotem Sand des Eisensandsteins verkneteter, Toneisensteingeoden- und vereinzelte Belemniten-Trümmer führender, strukturloser blaugrauer Juraton (3), in Verbindung mit dem Eisensand wohl umgelagerter Opalinus-Ton. Die geschilderte Art des Aufbaus läßt auch dieses Vorkommen Bunter Bresche, wie die entsprechenden Bildungen im SCHNEID'schen Steinbruchbetrieb, eher als eine Anhäufung von diluvialer Fließerde deuten.

Das andere Vorkommen Bunter Bresche legte im Jahre 1934 der Bau der neuen bei Punkt 456,4 (S von Wemding) von der Straße nach Gosheim abzweigenden Fünfstetter Straße von ca. 240 m östlich dieser Abzweigung ab bis 390 m darnach als eine ganz gleich struierte und gestauchte Masse unter einer dünnen Riesflugsanddecke frei. Neben dem weitaus überwiegenden Keuper, Stubensand, rote strukturlose Letten und vereinzelte buntfarbige Steinmergelbrocken, hatten noch gelbbrauner Lehm von der Art des Albüberdeckungslehmes, Weißjura-Frankendolomit- und Felsenkalkschutt sowie Kieselplatten- und Hornsteinreste an ihrem Aufbau teil. Es sind dies im wesentlichen die Gesteine, die unmittelbar ostwärts anschließend das Gebiet aufbauen. Ein Grund mehr, dieses Vorkommen als eine Anhäufung diluvialer Fließerde aufzufassen.



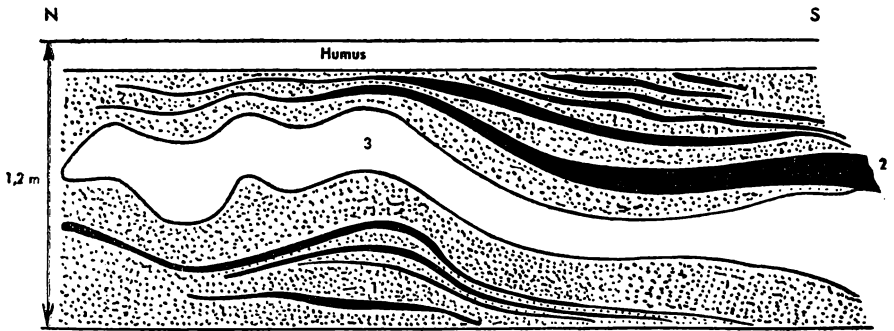


Abb. 15. O-wand der Baugrube Neubau Thum Wemding.

Nachdem aber bei keinem Vorkommen Beweise für ein derart junges diluviales Alter der Entstehung vorliegen, wurden sie in der Karte noch als riesische Trümmersmasse eingetragen.

Die **Schuttbildung** zeigt im Bereich unseres Blattgebietes zweierlei Erscheinungsformen. Die am weitesten verbreitete ist das Vorkommen von Einzelresten bis zu Größen von Blöcken fast aller Formationen, zum Teil bis einschließlich Jungobermiozän in der sandigen bzw. lehmigsandigen Überdeckung der Umrandung und weiten Teilen der peripheren Zone des Rieses. Diese sind zweifellos zu einem Teil Reste riesischer Trümmersmassen. Der größte Teil aber dürfte erst auf seine postriesische Verschwemmung und vor allem auf seine diluviale Verfrachtung durch die glazialzeitlichen Fließerden (s. S. 195, 200, 210) zurückzuführen sein. Die letztere Annahme wird insbesondere noch dadurch erhärtet, daß der Schutt in seiner Zusammensetzung zu seinem größten Teil stets mit den die benachbarten Höhen aufbauenden Gesteinen übereinstimmt. Für den im Bereich des Riesekessel südlich Wemding angetroffenen blockreichen Schutt (s. S. 195) gibt es überhaupt keine andere Deutung.

Die andere Erscheinungsform der Schuttbildung ist die einer Art Schuttmantel, der im Bockesgraben (SO Wemding) die steil abfallenden Hänge nach unten zu verhüllt. Diese Schuttmäntel wurden in der Karte eigens durch eine blaue Strichsignatur ausgedehnt. Ihre Entstehung dürfte zur Hauptsache wohl auch noch ins Diluvium mit seinem starken Gesteinszerfall zu stellen sein.

## 17. Lößlehmige Überdeckung (L).

Westlich der Wörnitz bedeckt eine dunkelbraune, meist aber schwarze, humusreiche, lehmige Erde mit stellenweise bis zu 1 m Mächtigkeit die Unterlage. Wahrscheinlich handelt es sich bei ihr nur um die durch nachträgliche Humifizierung und Entkalkung abgeänderte ursprüngliche Lößüberdeckung, die ja an anderen Stellen des Rieskessels, westlich der Wörnitz, außerhalb unseres Blattgebietes als Lößlehm bis zu mehreren Metern angetroffen wurde (s. NATHAN 1926 S. 76/77 und 1935 S. 33). Im Bereich der Wörnitzgeröllsandaufschüttungen ist sie fast stets mit denselben mehr oder weniger vermischt.

Was nun aber das Alter dieser ehemaligen Lößüberdeckung betrifft, so ist einmal die Tatsache wichtig, daß bereits GÜMBEL (1891 S. 221) in einem Profil von der Marienhöhe bei Nördlingen in ihr einen älteren und einen jüngeren Löß hat feststellen können, die durch eine  $\frac{3}{4}$  bis 1 m mächtige, kalkfreie, rote, sandige, Quarz- und Urgebirgsstückchen führende, lößartige Lehmlage getrennt sind. NATHAN (1935 S. 33) betrachtet den sandigen kalkfreien Lehm „als ein unter der Einwirkung humideren Klimas gebildeter, umgelagerter und durch sandige Einschwemmungen veränderter Lößlehm“. Seine Entstehung wäre „entweder in das Riß-Würm-Interglazial oder in die Zeit zwischen den beiden Würmvorstößen“ zu stellen, so daß also darnach der ältere Löß möglicherweise noch der Rißeiszeit angehört. Nachdem es aber WITTMANN (1940) neuerdings gelungen ist, am Albrand unmittelbar südlich vom Ries 1,6–2,2 m mächtige Lößaufwehungen als der Würm II-Phase angehörig nachzuweisen, erscheint es wahrscheinlicher, daß dieser ältere Löß der Würm I-Phase angehört.

Die hocheiszeitliche Lößüberdeckung des Rieskessels westlich der Wörnitz ist darnach also gleichzeitig mit der Hauptmasse der Flugsande entstanden. Einer Erklärung bedarf so ganz besonders ihr Fehlen östlich der Wörnitz. Diese liegt in Anlehnung an die von H. BREDDIN (1925 S. 654) gegebene Erklärung für das Fehlen des Lößes in den rheinischen Dünengebieten und den Sandgegenden Norddeutschlands wohl darin, daß das Lößmaterial, das auf den trockenen Sandboden der Geröll- und Flugsandfelder östlich der Wörnitz niederfiel, beim nächsten stärkeren Wind wieder fortgeweht wurde, da weder Pflanzen vorhanden

waren, die die feinen Lößkörnchen festhielten, noch Feuchtigkeit, die ein dauerndes Zusammenbacken der Teilchen bewirken konnten. Westlich der Wörnitz, wo der wasserstauende Riesseetonmergeluntergrund größtenteils frei zutage trat, waren in dieser Hinsicht dagegen die Bedingungen von allem Anfang an günstigere. Der Löß selbst wäre dabei durch die im Wechselspiel mit dem Flugsand verfrachtenden west-bis nordwestlichen Winden aus den Vereisungsgebieten wehenden Winde herbeigeführt worden.

## 18. Alluvium (a).

Jüngste Bildungen sind die bereits beschriebenen Schwemmsandfächer, Gehängeschuttmäntel und Schutteinlagerungen in der Überdeckung zum Teil, dann die Talauen und überhaupt die anmoorigen und reinen Moorböden (ah), der Kalktuff (ak) und die künstlichen Aufschüttungen.

Die obersten Anschwemmungen der Fluß- bzw. Bachtäler sind hauptsächlich feinstsandig-tonige Hochwasseraufschüttungen, nur im Oberlauf der Wörnitzzuflüsse sind es zum Teil auch noch feinsandige Bildungen mit gelegentlich gröberem Schutt der Randhöhen. Sie sind oben tiefbraun, auch anmoorig, tiefer heller grau und besitzen ihre größte Verbreitung in der Wörnitztalaue. Hier wurden sie gelegentlich der S. 137 erwähnten Tiefbohrungen 1918 Nr. 1—4 bei Nr. 1 mit etwa 2,2 m, Nr. 2 mit 2,5 m, Nr. 3 mit 0,8 und bei Nr. 4 mit 1 m Mächtigkeit zum Teil bis unter die Sohle des heutigen Wörnitzbettes reichend (s. S. 154) durchsunken.

Anmoorige Böden sind darüber hinaus vor allem im Riesessel noch weit verbreitet, wo sich das Grundwasser infolge der nur ganz seichten Lage des Riesseetonmergeluntergrundes und Anstauung in weiten Teilen ganz nahe der Tagesoberfläche befindet. Stellenweise kam es dadurch sogar zur Bildung reiner Moorböden, in großer Ausdehnung im Gebiet zwischen Schwörshem und Wolfsmühle.

Die Kalktuffvorkommen beschränken sich auf 2 Stellen. Das größere liegt dicht ONO Polsingen und ist im Einschnitt des hier am Hang entlang ziehenden Fahrweges mit über 2 m Mächtigkeit erschlossen. Das andere kleinere Vorkommen wurde vor dem

Ausfluß des heutigen Dosweiher (ca. 2,25 km N Wemding) angetroffen. Beide verdanken ihre Entstehung wenig oberhalb aus dem Weißjura austretenden Wasser- und kalkreichen Quellen.

Die im Bereich der Steinbrüche beiderseits des Dosbachtals S von Wemding und des Steinbruchbetriebes von LABER und Schneid NNO Wemding durch den Bruchbetrieb entstandenen Schutthalden konnten nicht ausgeschieden werden.

# Tektonisch-regionale Beschreibung.

## 1. Die Riesumrandung.

In dem Abschnitt zwischen **südlicher Blattgrenze** und **Galgenberg-Punkt 569,5** wird die Riesumrandung in den im folgenden beschriebenen beiden Streifen von ganz unzweifelhaft autochthonen Gesteinen aufgebaut:

Den Steilanstieg des Riesrandes zwischen südlicher Blattgrenze und dem ehemaligen „Keller“ (ca. 1 km SSO Wemding) bilden in einem geschlossen zusammenhängenden Streifen Gesteine des Wj.- $\delta$ , die durchwegs noch das Ober- $\delta$ , zum Teil mit Übergängen zum - $\epsilon$  (s. S. 66–68 und in einem Falle bei Punkt 456,4 im S auch noch untere Teile des Wj.- $\epsilon$  (s. S. 84) umfassen. Außerdem sind von ihren liegenden Schichten in dem tiefgreifenden Aufschluß des Hartsteinfabrikbruches bei 461,9 und des Dosbachtals nördlich davon in normaler Aufeinanderfolge Wj.- $\gamma_3$  (s. S. 59), - $\gamma_2$  (s. S. 53), - $\gamma_1$  (s. S. 52) und sogar - $\beta_2$  (s. S. 49) nachgewiesen. Ihre Lagerung ist nur in geringem Umfange noch horizontal und ungestört. In den östlichen Teilen des ganzen Abschnitts zwischen N-ende des Streifens und dem S. 68 beschriebenen Fünfstetter Gemeindebruch im S wurden ihre Bänke, wo sie im Schichtverband erschlossen waren, stets etwas mit nach W gerichteter Neigung aufgekippt angetroffen. Der ganze Streifen ist, wie schon das wechselnde Einfallen zeigt, in zahlreiche kleinere, von Brüchen begrenzten Schollen zerteilt. Auch der Wj.- $\epsilon$  bei Punkt 456,4 lagert nicht normal, sondern ist offensichtlich tektonisch zwischen den angrenzenden Wj.-Ober- $\delta$  eingesenkt. Die nördlich an ihn anschließenden Wj.-Ober- $\delta$ -Kalke sind, wie die im Fünfstetter Gemeindebruch sich zeigende, nach S gerichtete Niederschleppung derselben erkennen läßt, ebenfalls noch mit verworfen. Die Kalke sind auch innerhalb der einzelnen Schollen noch etwas zerrüttet, die liegenden dünnbankigen in den verlagerten Schollen mehr als die hangenden dickbankigen  $\delta$ -Kalke und die Massenkalke, die im allgemeinen nur eine weitere Auflösung ihres Verbandes in größere Schollen und Blöcke zeigen. In einzelnen Zonen, vor allem den Grenzzonen zwischen den verschiedenen Schollen innerhalb des Streifens und gegen die an

seinem N- und O-rand entlang angrenzenden Schollen, zeigen sie in den Aufschlüssen und Lesesteinen in zum Teil bis zu über 10 m breiten Zonen dazuhin auch eine ins Kleinste und meist sogar bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung. Besonders erwähnt sei hier noch die Vergriesung, die im Riesrand, in dessen am weitesten rieswärts vorspringenden Abschnitt unmittelbar nördlich vom Dosbach angetroffen wurde. Weitere Einzelheiten über die Lagerung und Zertrümmerung sind bereits im Zusammenhang mit der stratigraphischen Beschreibung angeführt. Reste der alten lehmigen Überdeckung sind stellenweise über den Schollen noch erhalten (s. S. 114) und erfüllen vor allem auch die Spalten im Hartsteinfabrikbruch (s. S. 114), deren Füllung von BENTZ (1929 S. 75) offenbar für Bunte Bresche gehalten wurde. Weiter verbreitet sind noch ihre schwerst verwitterbaren Einlagerungen, die Kieselplatten- und Hornsteinreste. In Einzelblöcken sind Gries des Wj.- $\delta$  und zum Teil auch des  $-\epsilon$  beobachtet, wohl nur sekundär, durch arktischen Bodenfluß vor allem, verfrachtete Teile aus den Grieszonen der Schollengrenzen. Als unzweifelhaft ortsfremde Trümmernmassen sind dagegen im Bereich der  $\epsilon$ -Scholle im S Vorkommen von Keuper — mit roten und grünlichen Letten durchsetzten Stubensand, von Bunter Bresche, Bj.- $\beta$  und von Grundgebirgsschutt festgestellt, von denen aber nur der als letzter genannte Schutt unzweifelhaft aus dem Ries stammen muß. Im Bereich des Anstiegs in dem Gehängeeinschnitt ca. 300 m N Punkt 456,4 liegt der Keuper mit seinen Anfängen in einer dünnen Decke noch den jungobermiozänen Konglomeraten auf. Seine Auflagerung ist also offenbar jünger als die Riesentstehung und kann unseren früheren Ausführungen (s. S. 172) entsprechend nur als eine aus der östlichen Nachbarschaft verfrachtete diluviale Fließerde gedeutet werden. Im Hinblick auf diese Herkunft ist auch der so auffällige Kontrast wichtig, der sich darin zeigt, daß die Komponenten der jungobermiozänen Konglomeratbildungen fast nur aus dem anstehenden Weißjura bestehen und so erkennen lassen, daß im Bereich der ehemaligen Standzone des Riessees der Keuper mit seinen Quarzsanden und -geröllen noch nicht vorhanden gewesen sein kann. Der Gedanke liegt so nahe, daß der Keuper hier vielleicht überhaupt erst auf die diluviale Verfrachtung aus dem östlich anschließenden Trümmergebiet zurückzuführen ist, wie dies uns ja auch schon für die Bunte Bresche (s. S. 174) gegeben erschien.

Den Steilanstieg überkleiden, allerdings nur mehr unvollständig erhalten, Rieskalke, zum Teil mit groben Gehängeschuttbreccien (s. S. 124) oder Hydrobien- und Heliciden führenden Konglomeraten als Übergang. In den bis unmittelbar an die Gosheimer Straße herantretenden Abschnitten des Riesrandes schließen am Fuße des Steilanstieges, wie Handbohrungen und die Brunnenbohrung der Hartsteinfabrik Wemding (s. S. 137) und die Tiefbohrung 1918 Nr. 2 im Schwalben-Holz (s. S. 138) erkennen lassen, unmittelbar mächtigere Absätze von Riesseetonmergeln an. In der Einbuchtung dazwischen dagegen, wo der Steilanstieg des Riesrandes im Eingang zum Hartsteinfabrikbruch und in dem S. 68 beschriebenen Bruch wenig S davon ausgezeichnet freiliegt, wurden an ersterer Stelle am Fuße des hier mit ca.  $70^\circ$  einfallenden, von Rieskalk überkrusteten Riesrandes, in den Böschungen des Einschnittes der Einfahrt über eine kurze Entfernung als Unterlage der Rieskalke aus wohlgerundeten Weißjurageröllen zusammengesetzte Konglomerate angetroffen, die einer nur ganz wenig entblößten Wj.- $\delta$ -Kalkbank aufruhten. Nachdem diese Konglomerate auch nur auf einer breiteren Strandfläche entstanden sein können, muß daraus geschlossen werden, daß hier der Steilabfall des Riesrandes nicht unmittelbar in die Tiefe setzt, sondern in einer Stufe nach W, wahrscheinlich bis auf Höhe der anderen Abschnitte vorspringt, um dann offenbar wieder mit gegen  $70^\circ$  Neigung unter die in 412,8 m ü. d. M. liegende Sohle der Brunnenbohrung der Hartsteinfabrik abzusinken. Überhaupt spricht das Fehlen irgendeiner stärkeren Zertrümmerung oder gar Vergriesung in dem vom Eingang des Hartsteinfabrikbruches und von dem Bruch S davon erwähnten Aufschluß des Riesrandes dafür, daß diese Einbuchtung im Verlauf des Riesrandes erst durch einen postriesischen Abbruch der Wj.- $\delta$ -Kalke bedingt ist. Im Anschluß an die über weiten Teilen des Riesrandanstieges vorhandene Riesflugsanddecke sind hier vor den Gehängerrinnen vielfach durch Abschwemmung derselben entstandene Schwemmsandkegel (s. S. 161) ausgebildet.

Zwischen dem **S-rand** des Waldes des **O-abfalles der Höhe Punkt 521,8** und dem **N-hang der Höhe Punkt 569,5** beginnt ein ganz entsprechend aus Wj.-Ober- $\delta$ , zum Teil mit Übergängen zu - $\epsilon$  (s. S. 69) und in zwei Fällen auch aus - $\epsilon$  (s. S. 85) aufgebauter Streifen, der sich von hier aus in geschlossenem Zu-

sammenhänge über unser Blattgebiet hinaus noch weit in östlicher Richtung verfolgen läßt. In den Hängen des Dobachtales sind im Liegenden der Ober- $\delta$ -Kalke in normaler Aufeinanderfolge bereits auch die liegenden Schichten des Unter- $\delta$  mitsamt  $-\gamma_3$  (s. S. 59) angeschnitten. Die Lagerung ist in ihm durchwegs gestört, wie überhaupt im Bereich unseres Blattgebietes nirgends mehr in größerem Umfange ungestört lagerndes Autochthon angetroffen wurde. Am ganzen W-rand des Streifens entlang sind hier die Schichten in ziemlicher Breite mit nach O bzw. S-SSW und vor allem aber SSO gerichteter Neigung aufgekippelt. Am N- und S-ende sind in einem schmalen Streifen unmittelbar am W-rand sogar N-S streichende saiger gestellte Bänke beobachtet. Auch der Wj.- $\epsilon$  vom SO-fuß des Galgenberges lagert nicht normal, sondern grenzt mit tektonischem Kontakt an den Wj.-Ober- $\delta$ , wie schon die in der Grenzzone ausgebildete Vergriesungs- und Zerrüttungszone erkennen läßt. Der ganze Streifen muß darnach hier ebenfalls in eine Reihe kleinerer Schollen zerteilt sein. Darüber hinaus beobachtet man auch hier in den Aufschlüssen eine weitere Zerrüttung des Schichtverbandes, und zwar wiederum in den liegenden dünnbankigen Kalken mehr als in den dickbankigen  $\delta$ -Kalken. Eine ins Kleinste bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung ist in ihnen außer in der oben erwähnten Grenzzone der  $\epsilon$ -Scholle gegen die Ober- $\delta$ -Kalke vor allem gegen die an seinem W- und S-rand entlang angrenzenden Schollen in mehr oder weniger breiten Zonen durch die Aufschlüsse und Lesesteine festgestellt. Im Bereich der saiger gestellten schmalen Schollenstreifen, die in ihrem ganzen Umfange aufs stärkste zertrümmert sind, erreichen diese Zertrümmerungszonen ihre größte Breite. Kieselplatten- und Hornsteinreste sind als autochthone Überbleibsel der alten lehmigen Überdeckung vor allem im Bereich der Wj.- $\epsilon$ -Scholle am SO-fuß des Galgenberges in der Riesflugsandüberdeckung verbreitet. Im wesentlichen autochthon dürften hier auch die über den Ober- $\delta$ -Kalken verstreut angetroffenen Griesblöcke des Wj.- $\delta$  und  $-\epsilon$  und die ihnen beigemengten unvergriesten Wj.- $\epsilon$ -Blöcke. S Punkt 569,5 fördern Fuchse auf dem O-hang dieser Höhe am Blattrand unzweifelhaft ortsfremden Bj.- $\beta$  aus ihren Bauten.

Ein geschlossener **Störungsgürtel** aus zur Hauptsache **tieferen Horizonten des Mittleren Weißjura** angehörenden Gesteinen



setzt zwischen den eben beschriebenen beiden Schollenstreifen im Bereich der Höhe Punkt 521,8 und dem nordwärts anschließenden Talkessel des sog. Bockesgrabens durch. Er reicht im N mit seinem östlichen Ausläufer bis in den O-teil der Höhe des Galgenberges und mit einem westlichen Ausläufer bis weit über deren NW-hang hinab und läßt sich im S mit einer unmittelbaren Fortsetzung bis WSW Punkt 523,4 (W von Lommersheim) und mit einer östlichen Abzweigung über Lommersheim bis fast  $\frac{1}{2}$  km SO von diesem Orte verfolgen.

Die westliche Abzweigung am N-ende des Störungsgürtels im NW-abfall des Galgenberges bilden stark verbreschte, mit ca.  $20^\circ$  nach WSW–WNW einfallende Kalke des Wj.- $\gamma_3$  (s. S. 58), unter denen in der S. 53 beschriebenen Kiesgrube auch der Wj.- $\gamma_2$  angetroffen wurde. Im anschließenden W-abfall sind es mit ca.  $20^\circ$  nach W geneigte Unter- $\delta$ -Kalke (s. S. 68), von denen im Liegenden entlang dem Jägersteig in normaler Aufeinanderfolge sämtliche Zonen bis einschließlich  $-\beta_2$  hinab nachgewiesen werden konnten (s. S. 58, 53, 52, 49). Die Kalke dieser Schichtfolge sind, abgesehen von der im folgenden genannten Vergriesungszone am O-rand, im ganzen nicht viel mehr zerrüttet als wie es das Autochthon in den eben beschriebenen Streifen in den entsprechenden dünn- bzw. dickbankigen Schichten im allgemeinen zeigt.

In der östlichen Abzweigung sind es am Beginn im O-teil der Höhe des Galgenbergs zunächst Kalke des Wj.- $\delta_1$  (s. S. 68) und daran anschließend des Wj.- $\gamma_3$  (s. S. 59), beide Schollen anscheinend stark zerrüttet und zum Teil vergriest. Im SSO-abfall des Galgenbergs folgen dann mit ca.  $15^\circ$  nach OSO etwa geneigt ebenfalls wieder Unter- $\delta$ -Kalke (s. S. 68), von denen als Liegendes noch  $\gamma_3$  (s. S. 59) und  $\gamma_2$  (s. S. 53) belegt sind. Bezüglich ihrer Zertrümmerung gilt das nämliche, was auch schon im Falle der Scholle des W-abfalles gesagt wurde. Zwischen den erstgenannten beiden Schollen und der Unter- $\delta$ -Scholle des W-abfalles vermittelt über die Höhe des Galgenberges hinweg eine durch kleine Verwerfungen von wenigen Metern Sprunghöhe getrennte  $\gamma_1$  (s. S. 52),  $\beta_2$  (s. S. 49) und im Liegenden entlang dem Jägersteig auch noch  $\beta_1$  (s. S. 44) umfassende Schichtfolge offenbar nach Art eines Schichtgewölbes den Zusammenhang. Ihre Bänke sind entlang dem Jägersteig, von der in der westlichen Grenzzone vor

allem sich zeigenden breiten Vergriesungszone abgesehen, nur erheblicher zerrüttet.

Die weitere Fortsetzung des Störungsgürtels auf der Sohle des Bockesgrabens bilden im Bachbett des Dobaches erschlossene, nach W geneigte, durch ein System von NW-SO etwa verlaufenden Klüften fast bis zu Gries zerspaltene Wj.-Ober- $\gamma$ -bänke (s. S. 59). Auf der Höhe S davon sind es Unter- $\delta$ - (s. S. 68) und offenbar im Schichtverband damit erhaltene Ober- $\gamma$ -Kalke (s. S. 59), von denen im Abfall zum Bockesgraben in normaler Aufeinanderfolge auch noch die liegenden Schichten bis einschließlich  $\beta_1$  (s. S. 53, 52, 49, 45) angetroffen wurden. Ihre Lagerung kann der Aufeinanderfolge der Schichten von W nach O entsprechend, wie sie sich entlang dem Jägersteig und auf der Höhe zeigt, nur in mäßigem Betrage nach O verkippt sein. Von den in ihrer westlichen und östlichen Grenzzone gegen das angrenzende Autochthon sich zeigenden Vergriesung abgesehen, erscheinen die Kalke auch hier im allgemeinen nur stark zerrüttet.

Nach S schließt als unmittelbare Fortsetzung des Schollengürtels nur im Schichtverband gelockertes Unter- $\delta$  (s. S. 69) an, das in den zahlreichen Gruben in seinem N-teil leicht nach WSW etwa geneigt ist. Stark zerrüttete Ober- $\gamma$ -Kalke (s. S. 61), die an ihrem W-rande intensive Vergriesung erkennen lassen, bilden nach S den Abschluß.

Die östliche Abzweigung des Schollengürtels bilden Ober- $\gamma$ -Kalke (s. S. 60, 61), zwischen die um Lommersheim  $\delta$ -Bankkalke eingeschaltet sind. Sie sind durchwegs sehr stark zerrüttet, und zwar wurden hier selbst die  $\delta$ -Kalke größtenteils bis ins kleinere zertrümmert angetroffen. Der höchste Grad der Zertrümmerung jedoch erscheint auch hier auf die einzelnen Grenzzonen der Schollen beschränkt zu sein. In der  $\gamma_3$ -Scholle nördlich von Lommersheim ist eine solche an deren O-grenze im Einschnitt des Fahrweges von diesem Orte nach Wemding und an deren W-grenze, genau W davon, in einer Grube am Waldrand erschlossen. Am Beginn dieser Abzweigung ist in einem schmalen Streifen als Fortsetzung des nördlich anschließenden Wj.- $\varepsilon$  auch noch vergriester Massenkalk, im S-teil als kleine steile Kuppe über die Umgebung ragend, zwischengelagert.

Was nun aber die Deutung des Schollengürtels betrifft, so sprechen schon die in seinem Bereich und dem des angrenzenden Autochthons der beiden eingangs beschriebenen Schollenstreifen vom Gipfel mit NW-abfall des Galgenbergs im N bis WSW und ONO Punkt 523,4 (W Lommersheim) im S angetroffenen Lagerungsverhältnisse dafür, daß wir es in diesen Teilen des Schollengürtels nur mit denen einer in südwestlicher bis südöstlicher Richtung verlaufenden, durch Verwerfungen in seinem normalen Bau etwas gestörten schichtgewölbeartigen Aufpresung des Autochthons zu tun haben, von der im Bereich des Bockesgrabens Teile des Gewölbescheitels nachträglich wieder zurückgesackt sind. Für die Wj.- $\delta_1$  umfassenden Schollen kann man auch ihrer im allgemeinen verhältnismäßig geringen Zertrümmerung wegen nur radiale Hebungsbewegungen annehmen. Im Falle der den W- und SSO-abfall des Galgenberges bildenden Wj.- $\delta_1$ -Schollen deutet dazuhin die im Aufbau ihres Unter- $\delta$  sich zeigende Übereinstimmung mit dem des angrenzenden Autochthons (s. S. 69) auf das Vorliegen von Autochthon. Die Ausbildung der bis zu über 10m breiten Vergriesungszonen sowohl entlang der Grenze gegen das angrenzende Autochthon als auch innerhalb des Schollengürtels und das Hinabgreifen des Schollengürtels im Bockesgraben bis unter die Sohle des Dosbaches ist durch örtlichen Aufbruch ebenfalls besser zu erklären. Die vom Beginn der südöstlichen Abzweigung des Schollengürtels, vom Waldrand WNW Lommersheim erwähnte vergrieste  $\epsilon$ -Massenkalkscholle dürfte dabei nur eine, in einer Dehnungszone im Gewölbescheitel erhaltene Scholle darstellen, womit ja wohl auch das Vorkommen der Spaltenfüllung zusammenhängt, die die von hier beschriebenen (s. S. 89) oberoligozänen Süßwasserkalkreste ergab. Die Geschlossenheit der Lagerung macht aber auch für die übrigen Fortsetzungen des Schollengürtels autochthone Lagerung wahrscheinlich. Ihre ins Kleinere, bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung kann darnach ja keinen Grund mehr für die Annahme ortsfremder Lagerung bilden.

Für den von dem steilwandigen, mit Riesflugsand und Gehängeschutt ausgekleideten Talkessel des Bockesgrabens gebildeten Abschnitt des Dosbachtals ergibt sich aus der obigen Deutung und aus der Tatsache, daß seine westliche und östliche Begrenzung noch heute fast genau in der Fortsetzung der Störungslinien lie-

gen, welche auf der Höhe S davon die Scheitelregion der Aufpressung kennzeichnen, daß dieser ein reines Einbruchstal darstellt. Das Fehlen einer stärkeren Abtragung in seinem Bereiche spricht für einen sehr jungen, vermutlich im Zusammenhang mit der rißeiszeitlichen Bewegungsphase (s. S. 165) erst erfolgten Einbruch. Im Gegensatz dazu müssen wir es bei dem ost- und vor allem aber dem westwärts anschließenden, tief eingeschnittenen, engen, steilgeböschten Talabschnitt des Dosbaches mit Resten eines im wesentlichen vorriesisch angelegten Tales zu tun haben. Tatsächlich besitzen wir ja auch keinerlei Hinweise dafür, daß während des Jungobermiozän überhaupt ein Bach seinen Weg durch das heutige Dosbachtal genommen hat und in der nachobermiozänen Zeit kann es bei der geringen Größe des Einzugsgebietes ebenso wenig einen solchen Bach gegeben haben, der eine derart starke quer zum Verlauf der Störungen gerichtete Tiefenerosion in den Weißjurakalken erzeugt haben konnte.

Im Bereich der östlichen Abzweigung des Schollengürtels im S sind ortsfremde Trümmernmassen von Bj.- $\beta$ , Keuper — mit roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand und Bunte Bresche aus dem genannten Keupermaterial, Bj.- $\beta$  und Weißjura- $\delta$  und - $\varepsilon$ , Kieselplatten- und Hornsteinresten sowie gelben Toneisensteingeoden-Trümmerreste führenden Letten (Sj.- $\delta$  oder Bj.- $\alpha$ ) als dünne Decke mehrfach angetroffen. Mit Ausnahme des meist unvergriesten Wj.- $\delta$  und - $\varepsilon$ -Materials sind es im wesentlichen nur die Gesteine, die auch die angrenzenden Haupttrümmergebiete noch aufbauen. Der Wj.- $\delta/\varepsilon$ -Schutt mit den Kieselplatten- und Hornsteinresten ist über die Gebiete der Bunten Bresche hinaus auch noch weiter verbreitet. Besonders bemerkenswert sind einzelne bis zu über metergroße Blöcke von meist unvergriestem Wj.- $\varepsilon$ -Felsenkalk und Frankendolomit. Auf die mögliche Deutung dieses Schuttes kommen wir unten noch zu sprechen.

Im W-abfall des Galgenbergs liegen bis in 520 m ü. d. M. hinauf aus der Aufarbeitung des Weißjuraufers gebildete Strandkonglomerate und daran anschließend Rieskalke des Jungobermiozäns.

**W** und **S** von **Lommersheim** wird die Riesumrandung im unmittelbaren Anschluß an die südlichen Ausläufer des eben beschriebenen Schollengürtels mittleren Weißjuras für das rest-

liche Blattgebiet von einem aus Trümmerschollen des Wj.- $\beta$  und tieferen Formationsgliedern aufgebauten, geschlossenen Trümmerschollengebiet 1. Ordnung oder einem sog. Haupttrümmergebiet gebildet. In diesem sind in einheitlichen Schollen Wj.- $\beta_2$  (s. S. 50),  $-\beta_1$  (s. S. 48),  $-\alpha$  (s. S. 42), Oolithkalke der Oberen Braunjurastufe, Bj.- $\beta$  und  $-\alpha$  (s. S. 33) sowie Keuper mit mehreren Horizonten (s. S. 22) nachgewiesen. Die Lagerung ist in ihm schon insofern nicht regellos als die Schollen des Braunjura stets unmittelbar an die den Kern des Trümmergebietes bildende WSW—ONO gestreckte Keuperzone anschließen und an diesen Stellen dann die Weißjuraschollen erst nach außen zu folgen. Auch sind die den Keuperkern umgebenden Juraschollen zum Teil deutlich als schmale, in dessen Längserstreckung orientierte Streifen ausgebildet. Die Lagerungsverhältnisse entsprechen so entschieden mehr denen im Bereich eines örtlich aufgebrochenen Keuperkerns als wie einem Haufwerk von weit her aus dem Ries zugeführten Sprengschollen. Dazuhin kommt, daß das Trümmergebiet durch die an seinem NW-rand an seine Wj.-Ober- $\beta$ -Schollen anschließenden Schollen des Wj.-Ober- $\gamma$  in einer durch kleine Verwerfungen nur gestörten gebundenen Schichtfolge mit den größtenteils unzweifelhaft örtlichen Aufpressungen des oben beschriebenen Schollengürtels des Wj.- $\gamma_3/\delta_1$  zusammenhängt. Die vom SW-eck des Trümmergebietes vom Punkt 470,2 beschriebenen Lagerungsverhältnisse des Keupers (s. S. 22) und die hier im angrenzenden autochthonen Massenkalk im Kontakt mit dem Wj.- $\alpha$  angetroffene Zertrümmerungszone (s. S. 84) sind durch Entstehung am Rande eines örtlichen Aufbruchs ebenfalls besser zu erklären.

Der Bj.- $\beta$  an der N-seite des Keuperkern greift an seinem W-rand in einem dünnen Schleier etwas über die angrenzende Wj.- $\beta$ -Scholle weg und ist als solcher auch noch weiter westwärts festgestellt. Fast über das ganze Trümmergebiet verstreut angetroffen wurde auch hier ein vor allem aus Kieselplatten- und Hornsteinresten, sowie Brocken und Blöcken von meist unvergriestem Wj.- $\delta$  und  $-\epsilon$ -Massenkalk und Frankendolomit bestehender Juraschutt. Während wir es bei den entsprechenden Bildungen aus den anderen Teilen unseres Blattgebietes (s. S. 195, 200, 210) ohne Zweifel mit jungem zur Hauptsache durch diluviale Fließerden von den benachbarten Höhen verfrachtetem Schutt zu tun haben, erscheint hier eine solche Deutung zunächst nicht möglich, da in

der nächsten Umgebung ihrer hohen Lage (520 m ü. d. M.) entsprechende unvergrieste Vorkommen von Wj.- $\varepsilon$  nicht vorhanden sind. Stellt man jedoch in Rechnung, daß die Senke N von Lommersheim erst nachrißeiszeitlich entstand (s. S. 165), so sind diese sehr wohl als von der Höhe Punkt 569,5 N von hier und deren Fortsetzung im östlichen Nachbarblattgebiet verfrachtet zu erklären.

**N von Lommersheim** liegt eine geschlossene Trümmerzone, an der sich Sj.- $\delta$  (s. S. 30) und Keuper, mit roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand beteiligt, in welcher letztere die Wassergräben entlang dem Fahrweg von Lommersheim nach Wemming eingesenkt sind. Für seine Auffassung als örtlichen Aufbruch spricht neben der Geschlossenheit, die in den angrenzenden Wj.-Ober- $\gamma$ -Kalken im Kontakt mit dem Sj.- $\delta$  sich zeigende Zertrümmerungszone (s. S. 184), wodurch auch hier ein unmittelbarer Zusammenhang mit den größtenteils unzweifelhaft örtlichen Aufpressungen des angrenzenden Schollengürtels des Weißjura- $\gamma_3/\delta_1$  gegeben ist.

In der weiteren Fortsetzung gegen N läßt zwischen der **Neuburger Straße** und der **alten Wolferstädter Straße** (N vom Lohweiher) ein schmaler, entlang dem östlichen Blattrand über das Nachbarblattgebiet geschlossen zusammenhängender Streifen aus Gesteinen der Wj.-Ober- $\delta$ , stellenweise mit Übergängen zu  $-\varepsilon$  (s. S. 70) ebenfalls wieder ganz eindeutig die Riesumrandung erkennen. Der ganze Streifen muß auch hier, wie die zwischen 490 und 540 m ü. d. M. etwa wechselnde Höhenlage und die wechselnde Lagerung erkennen läßt, durch Auflösung in größere Schollen und Blöcke stark gestört sein. Eine ins Kleinste bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung ist aber auch in ihnen nur in einzelnen schmalen Zonen vor allem im Bereich der Ränder gegen die angrenzenden Haupttrümmergebiete in Lesesteinen und Aufschlüssen beobachtet. Im S sind beiderseits des „Schneetales“ am W-rand des Streifens Wj.-Unter- $\delta$ -Kalke (s. S. 70) und nach W anschließende Wj.-Ober- $\gamma$ -Kalke (s. S. 60) in den Verlauf der Riesumrandung zwischengelagert, für die man schon ihres geschlossenen Zusammenhanges mit den übrigen autochthonen Teilen der Riesumrandung wegen autochthone Lagerung von aufgedrehten Schollen annehmen darf. Die Wj.- $\delta$ -Kalke tragen größtenteils noch blockreichen Schutt von Wj.- $\varepsilon$ -Felsenkalk und Do-

lomit sowie Kieselplatten- und Hornsteinresten in ihrer sandigen bzw. lehmigsandigen Überdeckung verstreut, die zur Hauptsache wohl autochthone Überbleibsel sind. Auf der O-seite der Höhe N vom Lohweiher greift Bj.- $\beta$  als ein dünner Schleier vom angrenzenden Haupttrümmergebiet herein.

Was **anschließend** bis zum **S-fuß der Höhe Punkt 530** folgt, gehört einem geschlossenen Haupttrümmergebiet an, das sich nicht nur nach W ins Ries hinein, sondern vor allem auch nach O weiter fortsetzt, wie unten näher ausgeführt werden soll. Dieses wird im Bereich der Riesumrandung in seinem W-teil von einem geschlossenen Streifen aus zum Teil verkanteten Schollen des Wj.- $\beta_1$  gebildet, deren Einzelheiten bereits S. 46/47 geschildert sind. O davon ist es ein Gemenge von vorwiegendem Braunjura- $\beta$  und in einem Falle auch  $-\alpha$  (s. S. 33) -Schollen mit zwei zwischengelagerten Grieskalkschollen des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 47), in dem nördlich und südlich der alten Wolferstädter Straße jeweils an einer Stelle der Keuper, mit roten Letten durchsetzter Stubensand durch die lehmigsandige Überdeckung bricht. An seinem W-rand erscheint der Eisensand des Bj.- $\beta$  in einem dünnen Schleier über den angrenzenden Wj.- $\beta_1$ -Kalkschollenstreifen ausgebreitet. Auf die Deutung dieses Trümmerschollengebietes kommen wir unten in anderem Zusammenhange zu sprechen.

Vom **Dosweiher** bis auf die Höhe des **N-randes** des Waldabteils **Stampfreit** wird die Riesumrandung in den hier in einem geschlossenen Streifen angetroffenen, nur wenig gegeneinander verlagerten Schollen des Wj.- $\gamma_3$  (s. S. 57, 60),  $-\delta_1$  (s. S. 71) und in einem Falle auch noch des  $-\delta_2$  (s. S. 71) ebenfalls wieder von unzweifelhaft autochthonen Gesteinen gebildet. Im Buchental S Punkt 567 streicht im Liegenden der Ober- $\gamma$ -Kalke ganz normal Wj.- $\gamma_2$  (s. S. 54) heraus. In den S. 70/71 beschriebenen, bereits außerhalb unseres Blattgebietes gelegenen Aufschlüssen vom O-hang der Höhe Punkt 530 ist im Liegenden des Unter- $\delta$  ebenfalls noch Ober- $\gamma$  (s. S. 57) entblößt. Die Schollen zeigen auch hier, von der in einzelnen Zonen, und zwar wieder vor allem entlang den Rändern gegen die angrenzenden Haupttrümmergebiete zu beobachtenden, ins Kleinste bis zur Vergriesung gehenden Zertrümmerung abgesehen, nur eine stärkere Aufteilung ihres Verbandes in Teilschollen und Blöcke. Diese sind, wie die allenthalben beobachtete Lagerung in Verbindung mit dem zu großen Ausstrich der

Stufen erkennen läßt, auch in ganz gesetzmäßiger Weise zu ihrem größten Teil gegen den W- bzw. S-rand des Streifens verkantet bzw. durch Verwerfungen tiefer gelegt. Im Buchental selbst müssen wir es dabei, soweit dieses in den Wj.- $\gamma$ -Kalken verläuft, mit dem Rest eines bereits vorriesisch angelegten Tales zu tun haben. Hinweise dafür, daß während des Jungobermiozäns überhaupt ein Bach seinen Weg durch das heutige Tal genommen hat, besitzen wir keine und in der nachobermiozänen Zeit kann es bei der geringen Größe des Einzugsgebietes des heutigen Tales ebensowenig einen solchen Bach gegeben haben, der eine derartig starke, quer zum Verlaufe der Störungen gerichtete Tiefenerosion in den Weißjurakalken erzeugt haben konnte.

Einzelne Kieselplatten- und Hornsteinreste sind auf dem W-hang der Höhe Punkt 530 vor allem beobachtet, wohl autochthone Überbleibsel. Ein vorwiegend von vergriestem und unvergriestem Wj.- $\delta$  gebildeter Juraschutt, der zum Teil in ortsfremder Lagerung in Einzelstücken und Blöcken in der Überdeckung noch verstreut erscheint, dürfte größtenteils auf die Verfrachtung der im Bereich des Schollenstreifens anstehenden entsprechenden Bildungen durch diluvialen arktischen Bodenfluß zurückzuführen sein. Bei Punkt 567 erscheint solcher Schutt zu einem größeren Hügel angehäuft. In der S-hälfte des Schollenstreifens sind am W- und O-rand im unmittelbaren Anschluß an die hier angrenzenden Haupttrümmergebiete jeweils an einer Stelle in einem dünnen Schleier Eisensandmassen des Bj.- $\beta$  festgestellt.

**● Punkt 567** bauen einheitliche Trümmerschollen aus Wj.- $\beta_1$  (s. S. 48), Oolithkalken der Oberen Braunjurastufe und Bj.- $\beta$  ein geschlossenes Haupttrümmergebiet auf. Die stark zertrümmerten Wj.- $\beta_1$ -Kalke tragen die S. 114 beschriebenen Reste einer jungen, durch reiche Brauneisenausscheidungen gekennzeichneten intensiv roten Bohnerzlehmdecke. Dieses kleine Trümmerschollengebiet stellt nur der letzte Ausläufer eines ungleich größeren, zur Hauptsache ebenfalls nur aus den Schichten des Bj.- $\beta$  mit Wj.- $\beta$  aufgebauten solchen Gebietes dar, das sich entlang unserem östlichen Blattrande auf dem Nachbarblattgebiet in geschlossenem Zusammenhang bis über die Erlachhöfe im S, also über 2,5 km Länge erstreckt. Eine weitere Fortsetzung dieses gewaltigen Trümmergebietes in unser Blattgebiet hinein stellt das oben aus der Riesumrandung vom Abschnitt zwischen der alten Wolfer-



städter Straße und dem S-fuß der Höhe Punkt 530 beschriebene Haupttrümmergebiet dar. Ganz abgesehen von der gewaltigen Ausdehnung des geschilderten Haupttrümmergebietes und seiner Geschlossenheit haben die Lagerungsverhältnisse in ihm dadurch, daß in seinem größten Teil nur Schichten des Bj.- $\beta$  mit Wj.- $\beta$  am Aufbau beteiligt sind, auch nur wenig mit dem Chaos eines von weither aus dem Ries zugeführten Haufwerks von Sprengschutt und Sprengschollen zu tun, sondern deuten vielmehr auch hier auf das Vorliegen eines örtlichen Aufbruches. Dies um so mehr, als das Haupttrümmergebiet an seinem N-rand, dadurch daß sich an den Wj.- $\beta_1$ -Kalke O Punkt 567 nach O zu auf dem Nachbarblatt nur erheblicher zerrüttetes Wj.- $\gamma_2$  und dieses gegen N an die Fortsetzungen der Wj.- $\gamma_3$ -Kalke des oben beschriebenen autochthonen Schollenstreifens grenzen, durch eine nur wenig gestörte gebundene Schichtfolge mit unzweifelhaften örtlichen Hebungen des Autochthons zusammenhängt. Die Wj.- $\gamma_2$ -Kalke sind kurz nach der Vereinigung der alten Straße von Wemding nach Hagau mit der Straße Steinbühl-Hagau in den Böschungen der letzteren ausgezeichnet freigelegt. Aus ihnen stammen: *Physodoceras binodum* OPP., *Ataxioceras* OPP. und *Pseudomonotis similis* GF. Die im angrenzenden Autochthon am Rande gegen das Trümmergebiet sich zeigenden Vergriesungszonen sind durch einen örtlichen Aufbruch ebenfalls besser zu erklären. Ein Aufschluß einer solchen Vergriesungszone fand bereits S. 71 Erwähnung. In der steilen Böschung ca. 180 m SSO von „6“ der Beschriftung „567“ auf der Karte tritt der angrenzende Wj.-Unter- $\delta$  ebenfalls mit einer Grieszone allenthalben zutage.

Zwischen dem **N-rand** des Waldabteils **Stampfreit** und dem **S-fuß des Döckinger Berges** kennzeichnet offenbar nur mehr ein schmaler, geschlossen zusammenhängender Streifen von zum Teil etwas verkanteten Wj.-Ober- $\gamma$ - (s. S. 61) und zum Teil sicher noch dem Ober- $\delta$  angehörenden Wj.- $\delta$ -Kleinschollen (s. S. 83) die Riesumrandung. Für ihn kann man schon wegen des geschlossenen Zusammenhanges mit dem südlich und dem im folgenden beschriebenen, nördlich anschließenden Gebiet unzweifelhaften Autochthons, autochthone Lagerung annehmen. In der an seinen NO-eck anschließenden Wiesenfläche deuten ja auch die Erdfälle auf seine weitere Fortsetzung im Untergrund. Die Wj.- $\delta$ -

Kalkschollen lassen, mit Ausnahme der einen im SW-eck des Streifens, dazuhin in ihren Lesesteinen und ihren allenthalben freiliegenden Teilen nur eine erheblichere Zerrüttung ihres Schichtverbandes erkennen, wie dies auch sonst im Autochthon beobachtet wurde. Dasselbe scheint für die im O-teil des Streifens liegenden Ober- $\gamma$ -Kalke zuzutreffen. Dagegen erscheinen die den W-teil des Streifens bildenden Schollen durchwegs fast in ihrem ganzen Umfange aufs stärkste, und zwar größtenteils bis zu Gries zertrümmert. In der Ober- $\delta$ -Scholle am Waldrand W von Hagau ist oberoligozäner Süßwasserkalk (s. S. 87) sogar noch im ursprünglichen Schichtverband, und zwar in einer der ursprünglichen Auflagerung entsprechenden Lage, erhalten. Die Ober- $\delta$ -Scholle SO davon trägt noch Reste der ursprünglichen lehmigen Überdeckung mit Einlagerung von Schutt des Wj.- $\epsilon$  und den S. 87 beschriebenen Resten oberoligozäner Süßwasserkalke.

Eisensand des Bj.- $\beta$  ist stellenweise als ein dünner Schleier aufgestreut oder greift von angrenzenden Bj.- $\beta$ -Schollen als solcher über. Durch einzelne große Blöcke fallen hier vor allem noch die Keuperquarzite, die sog. Döckinger Quarzite auf. Ein vorwiegend von vergriestem und unvergriestem Wj.- $\delta$  mit einzelnen unvergriestem Blöcken des Wj.- $\epsilon$ -Felsenkalk gebildeter Juraschutt, der auch hier in zum Teil ortsfremder Lagerung in der Überdeckung verstreut erscheint, dürfte wieder größtenteils auf die Verfrachtung der im Bereich des Schollenstreifens anstehenden entsprechenden Bildungen durch diluvialen arktischen Bodenfluß zurückzuführen sein.

Nach **O anschließend** wird die Riesumrandung um **Hagau** zur Hauptsache von einem aus Gesteinen des Bj.- $\alpha$  (s. S. 32), - $\beta$  und Oolithkalken der Oberen Braunjurastufe, zum Teil mit mehreren Horizonten (s. S. 37/40), sowie Wj.- $\alpha$  (s. S. 41) und - $\beta_1$  (s. S. 43) aufgebauten Haupttrümmerschollenfeld eingenommen, das in seinem NW- und SW-eck jeweils mit einem schmalen Ausläufer auch noch etwas nach W in den angrenzenden Wj.- $\gamma/\delta$ -Schollenstreifen hinein fortsetzt. In ihm muß der Anstieg zur Höhe des sog. Laubergs, auf dessen unterem Teil Hagau liegt, als ein durchwegs flachgelagertes, wenigstens 100 m mächtiges Schichtpaket von Bj.- $\alpha$  mit Wj.- $\beta_1$  gedeutet werden, das an der Wj.-/Bj.-Grenze und im Braunjura durch kleine Verwerfungen von wenigen Metern bis zu höchstens 20 m Sprunghöhe (Bj.- $\alpha/\beta$  bzw. Obere Braun-

jurastufe) gestört ist, wobei die Braunjuraschichten gegen N, d. h. den Rand des Trümmergebietes in zunehmendem Ausmaße, und zwar der Bj.- $\alpha$  am stärksten gehoben sind. Die Zertrümmerung der Schichten ist in ihm auch im allgemeinen verhältnismäßig gering. Im Bereich der Wj.- $\beta_1$ -Scholle W von Hagau greift der Eisensand der westwärts angrenzenden Bj.- $\beta$ -Scholle als ein dünner Schleier auf diese über. Als unzweifelhaft ortsfremde wurzellose Reste von Trümmergesteinen sind dagegen vor allem solche von Keuper beobachtet. Zirka 150–160 m SSW vom Dorfausgang von Hagau nach Wemding schneidet der Pflug helle, von intensiv roten Letten durchsetzte Stubensande an. Eine Reihe von Döckinger Quarzitblöcken bis zu  $2 \times 3$  m Umfang liegen im Bereich der westlichen Dorfausgänge von Hagau und in den Wiesen nördlich davon am Blattrand entlang verstreut.

Auch bei diesem Trümmergebiet haben wir es wieder nur mit den Randteilen eines wenigstens dreimal so großen, zur Hauptsache aus Unterem Weißjura aufgebauten solchen Gebietes des östlichen Nachbarblattgebietes zu tun. So spricht schon die Geschlossenheit und Einheitlichkeit des Aufbaus und die Größe des Gebietes für das Vorliegen eines örtlichen Aufbruches. Dazuhin kommt die über 100 m betragende Mächtigkeit, wie sie in dem oben beschriebenen Schichtpaket festgestellt wurde. Die in ihm sich zeigende flache, nur wenig gestörte Lagerung ist durch örtlichen Aufbruch ebenfalls besser zu verstehen. Die bei der S. 32 beschriebenen Tiefbohrung in Hagau in 42–43 m Bohrtiefe festgestellte Unterlagerung des Bj.- $\alpha$  durch den Döckinger Quarzit muß bei der randlichen Lage derselben in Bezug auf das Trümmergebiet ebenfalls nicht unbedingt eine Überschiebung des Bj.- $\alpha$  auf diesen bedeuten, zumal bei der Bohrung keine Spur eines Überschiebungsschuttes festgestellt wurde. Die gerade im Bereich von Hagau und nördlich davon so häufigen Döckinger Quarzitblöcke (s. oben!) und das oben auch von hier erwähnte, mit roten Letten durchsetzte Stubensandvorkommen deuten in Verbindung mit der Feststellung, daß die hier anstehenden Braunjuraschichten gegen den N-rand des Trümmergebietes in zunehmendem Maße gehoben sind (s. oben!), vielmehr auf das Vorliegen einer Unterschiebung durch einen ehemals hier am N-rand des Trümmergebietes im Anschluß an den Bj.- $\alpha$  zutage gehenden Aufbruches aus diesen Keuperbildungen. An seinem W- und S-

rand ist das Trümmergebiet schließlich auch noch mit größtenteils unzweifelhaft örtlichen Hebungen des Autochthons verknüpft.

In der **Hochfläche des Döckinger Berges – Höhe Punkt 543**, dem NO-eck unseres Blattgebietes, haben wir es in den hier in einem weitgehend mit lehmigsandiger Überdeckung überzogenen, geschlossenen Feld vorliegenden, nur wenig gegeneinander verlagerten Schollen aus den Gesteinen des Wj.- $\gamma_2$  (s. S. 54),  $-\gamma_3$  (s. S. 56/57) und  $-\delta_1$  (s. S. 72) ebenfalls wieder mit unzweifelhaftem Autochthon zu tun. Auch in ihm lassen die Schollen, wie zum Teil bereits im Zusammenhang mit ihrer stratigraphischen Beschreibung geschildert wurde, eine weitere Auflösung ihres Verbandes in kleinere Teilschollen und Blöcke und in einzelnen schmalen Zonen, und zwar vor allem entlang den Rändern gegen die angrenzenden Haupttrümmergebiete auch eine ins Kleinste, bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung erkennen. Die zahlreichen Erdfälle verdanken dieser Lockerung und Zerspaltung des Schichtverbandes ihre Entstehung (s. S. 166/167). Diesonstfast durchwegs gegebene horizontale Lagerung muß im Bereich des W- und S-randes, wie der teilweise zu große Ausstrich des Wj.- $\gamma_2$  bzw.  $-\gamma_3$  hier zeigt, durch eine solche weitere Auflösung des Schichtverbandes in west- bzw. südwärts verkantete oder durch Verwerfungen tiefer gelegte Teilschollen gestört sein. Reste riesischer Trümmermassen sind in der lehmigsandigen Überdeckung eingelagert (s. S. 165/166). Besonders hingewiesen sei hier noch auf die bei Punkt 546 vorliegende Scharung von Blöcken des Döckinger Quarzits in Ausmaßen bis zu  $5 \times 1 \times 0,75$  m.

## 2. Die periphere Rieszone.

Eine der am weitesten rieseinwärts vorgeschobenen Randhöhen ist der **Metzles-Berg** an der südlichen Blattgrenze. Dieser wird zu seinem größten Teil von einer normalen Folge von wagrecht lagernden Wj.-Ober- $\delta$  (s. S. 83) mit  $-\epsilon$  (s. S. 84) gebildet. Im N-anstieg sind es Kalke des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 48), die einer scharf sich abhebenden, ONO–WSW etwa verlaufenden Grenze an die ersteren anschließen. Während in den letzteren die Gesteine durchweg aufs stärkste zerrüttet und teilweise sogar vergriest erscheinen, sind diese in der ersteren Folge, von der eben genannten

Grenzzone und der bereits im Zusammenhang mit der stratigraphischen Beschreibung aus dem Bruch an der W-seite des Berges erwähnten Vergriesungs- und Zerrüttungszone abgesehen, unzertrümmert. Im O-hang des Berges bedeckten Rieskalke und nach unten zu teils lockere, teils feinschichtig plattig ausgebildete Kalk- bzw. Mergelbildungen (s. S. 132) den Weißjurasockel.

Bei Punkt 422 wenig westlich von hier liegt eine leicht nach NNW etwa geneigte Scholle von Wj. Unter- $\delta$  (s. S. 84) mit Resten einer ursprünglichen Rieskalkanlagerung an der SO-seite. Auch ihre Bänke sind von der am N- und W-rand der Scholle entlang sich zeigenden starken Zerrüttung abgesehen, unzertrümmert. Für sie und die vom Metzles-Berg erwähnte Wj.-Ober- $\delta$  mit - $\epsilon$  umfassende Scholle, die vermutlich auch nur Teile einer größeren einheitlich aufgebauten, geschlossen zusammenhängenden Schollenzone sind, kann man daher ebenso wie bei denen der Riesumrandung nur radiale Hebungs- und Senkungsbewegungen annehmen. Nimmt man die am Riesrand östlich von hier im Dosbachtal nördlich der Hartsteinfabrik erschlossene  $\gamma/\delta$ -Grenze in 460 m ü. d. M. (nach der Karte) als normal an, so ergibt sich für diese beiden Schollen eine ganz beträchtliche Senkung.

Wenig S von Wemding und ca. 1,6 km W davon an der Straße von Wemding nach Fessenheim wurde jeweils in einer leichten Bodenwelle noch Rieskalk angetroffen. Nach den sonstigen Erfahrungen ruhen sie untief anstehendem primären Untergrund des Rieses auf. Im übrigen aber wird die periphere Rieszone hier im S im ganzen Bereich der Riesebene bis zum Beginn des Anstieges des Riesrandes und des ihm nördlich von Wemding vorgelagerten Höhenzuges nur von Alluvbildungen und sandiger Überdeckung gebildet, wahrscheinlich durchwegs mit den feinschichtigen Rieseetonmergeln als Unterlage. Die Schutteinlagerungen in der sandigen Überdeckung sind im Anschluß an die hier einmündenden Bäche, wie schon die Kantenrundung des Weißjura-materials beweist, ohne Zweifel Geschiebe von diesen. Ein ziemlich ausgedehntes Geschiebelager liegt auf dem flachen Rücken O vom Wildbad Wemding. Die im Anschluß an den Riesrand südlich der Hartsteinfabrik in einem weiten Gebiet angetroffenen Schutteinlagerungen dagegen, die im Schwalben-Holz bis in dessen W-teil allenthalben bis zu metergroße, teils ver-, teils unvergrieste Blöcke von Wj.- $\delta$  und - $\epsilon$  des Riesrandes umfassen, kön-

nen, abgesehen von dem im unmittelbaren Bereich des Riesrandes vorhandenen normalen Gehängeschutt, nur als durch den diluvialen arktischen Bodenfluß vom Riesrand herabverfrachteter Schutt gedeutet werden. Andere Hinweise auf diesen Bodenfluß besitzen wir ja bereits in den S. 170 von hier beschriebenen oberflächlichen Verknetungen des Riesseetonmergeluntergrundes. Wir müssen annehmen, daß dieser Blockschutt in diesem ganzen Gebiet hier ursprünglich eine viel weitere Verbreitung besaß und dieser durch die Kultivierung erst auf den Ackerflächen fast völlig und im Wald weitgehend entfernt wurde. Wenig südlich vom „z“ der Beschriftung Schwalben-Holz auf der Karte sind die aus diesem Waldabteil entfernten Blöcke zu einem Haufen angestapelt. Im W-teil des Schwalben-Holzes ergaben Handbohrungen bis zu über 6 m Mächtigkeit für die sandige Überdeckung. Weitere Einzelheiten über die sandige Überdeckung sind S. 160, 161/162 beschrieben. Die Mächtigkeit der tonigen Jungobermiozänabsätze erscheint als Ausfüllung einer den Steilabfall des Riesrandes begleitenden Senke und einer zwischen Punkt 422 und dem O-rand des Waldabteils „Metzenau“ (OSO Rudelstetten) gegen NNO sich erstreckenden Senke beträchtlich. In der ersteren Senke sind durch die S. 137/138 angeführten Tiefbohrungen bereits eine Mächtigkeit von 47,2 und 30,7 m und in der letztgenannten Senke durch die S. 138 erwähnten Tiefbohrungen eine solche von 13,6 und 10,1 m nachgewiesen. Zwischen Metzles-Berg und dem Rieskalkvorkommen bei der Lohmühle, N vom ersteren, läßt das Fehlen irgendwelcher Anzeichen für die Nähe des älteren Untergrundes auf eine ebenfalls tiefere, mit tonigen Jungobermiozänabsätzen erfüllte Verbindung zwischen den beiden Senken schließen.

Um **Wemding** wird die periphere Rieszone anschließend gegen O bis zum Riesrand zwischen Galgenberg und Lohweiher von einem geschlossen zusammenhängenden Haupttrümmergebiet aufgebaut. Der größte Teil von ihm, der Anstieg zu den Höhen NW, N mit O und SO von Wemding besteht aus einem Schollengürtel aus Gesteinen des Wj.- $\beta_1$  und  $\beta_2$ , dessen Einzelheiten bereits S. 45/46, 50 geschildert sind. Auf dem Gipfel des Galgenberges bilden seine Schichten mit Wj.- $\gamma_1$  (s. S. 52) im Hangenden innersten Kern eines nur wenig gestörten Schichtgewölbes von autochthonen mittlerem und oberem Weißjura (s. S. 183). Im östlichen

Talhang des Mühlbaches oberhalb Wemding liegt eine schmale, leicht nach OSO—SO geneigte Scholle aus einer normalen Folge von Wj.- $\beta_1$  mit  $\gamma_3$  (s. S. 44, 48, 52, 53, 58) zwischengelagert. Zwei weitere Schollen des Wj.- $\delta$  sind nachgewiesen (s. S. 84). In der Wj.- $\delta$ -Scholle vom S-hang des Hasenbichls verblieb eine in einer Spalte aufsetzende Tiefbohrung bis zu ihrem Ende in 16 m Tiefe in der aus alter Überdeckung (s. S. 114) bestehenden Füllung. In seinem Bereich sind auch eine Reihe mächtigerer Riessandaufschüttungen als reine Flugsandanwehung (s. S. 162) und als Schwemmsandkegel (s. S. 161) ausgebildet.

Zwischen Höhe Hasenbichl bis Punkt 533 und Lohweiher, dem NO-teil des Trümmergebietes, wurde eine aus Grundgebirge und ältestem Deckgebirge, Schwarzjura- $\delta$  (s. S. 30) und vor allem Keuper, mit roten Letten durchsetztem Stubensand, aufgebaute Trümmerzone mit randlich anschließenden Schollen von Braunjura- $\beta$  und Wj.- $\beta_2$  (s. S. 50) angetroffen. Das Grundgebirge ist im südlichen Vorkommen ein ganz mit den roten Hornsteingangbildungen (s. S. 18) durchsetzter rötlich mittelkörniger Granit, im nördlichen „Biotitgranit“, jeweils mit Resten roten erdigen Zersatzes. Ein drittes Vorkommen einheitlichen Grundgebirges, und zwar von „Biotitgranit“, liegt wahrscheinlich östlich von den Ziegeleigruben unter der zum Teil ziemlich mächtigen lehmigsandigen Überdeckung (s. S. 165/166) verborgen, wie hier angetroffene Einzelstücke und Grus dieses Granites vermuten lassen. Schon KNEBEL (1903 S. 457) beobachtete in der auf der Karte eingetragenen großen südlichen Ziegeleigrube die an den Schwarzjura- $\delta$  nach O anschließenden Keupermassen von Granitgrus begleitet. Der Keuper dieses Gebietes hängt, wie gelegentlich der winterlichen Säuberung des Lohweiher festgestellt werden konnte, unter dessen Boden hindurch auch mit den Vorkommen auf seiner N-seite zusammen. Das im N am O-Rand auf der Karte eingetragene Vorkommen von Bj.- $\beta$  zeigt in seinem N-teil im Einschnitt eines Grabens bereits Einschaltungen von grauen Lettenlagen als Übergang zu dem liegenden Opalinus-Ton. Die einzigen größeren Aufschlüsse dieses Gebietes stellen neben dem bereits S. 14 erwähnten Schurfloch, die ehemaligen Ziegeleigruben dar. Diese sind besonders durch den in ihrer lehmigsandigen Überdeckung in Schlierenbildungen des Keupers sich zeigenden westwärtigen diluvialen arktischen Bodenfluß (s. S. 172) noch bemerkenswert.

In einzelnen schmalen Ausläufern setzt diese Trümmerzone entlang seinem W-rande auch noch etwas in den oben erwähnten Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtel hinein fort:

Beiderseits der von Höhe Punkt 533 herabziehenden Erosionsrinne ist es bis auf Höhe von deren Kreuzung mit der Neuburger Straße etwa hinab ein Kleinschollentrümmerfeld aus Keuper (s. S. 22), Bj.- $\alpha$  (s. S. 33), Bj.- $\beta$ , Oberer Braunjurastufe (s. S. 37) und Wj.- $\alpha$  (s. S. 42).

Im W-teil des S-hanges des Hasenbichls liegt in einer seichten Delle bis fast zur Neuburger Straße hinab ein ähnliches Kleinschollenfeld aus Keuper, mit roten Letten durchsetztem Stubensand und Bj.- $\beta$ , am S-ende in Verbindung mit angrenzenden Übergangsschichten des Wj.- $\alpha/\beta_1$  (s. S. 45).

Im Mühlbachtal NNO Wemding bildet Keuper, mit roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand, der hier auf der Sohle des Tales im Aushub zum Wasserleitungsgraben der am Fuße des westlichen Talhanges gefaßten Quelle gefördert wurde, offenbar das letzte Ende eines weiteren solchen Ausläufers.

Eine wesentlich ausgedehntere solche vorwiegend aus Grundgebirge und ältestem Deckgebirge aufgebaute Trümmerzone schließt sich offenbar rieseinwärts an den Weißjurakalkschollengürtel an. Vor dem W-fuß des Galgenbergs lagert granitisches Grundgebirge und Keuper, mit roten Letten durchsetzter Stubensand mit randlichen, an das Autochthon des Riesrandes anschließenden Schollen von Bj.- $\beta$  und stark zertrümmertem Wj.- $\beta_1$  (s. S. 45) und - $\beta_2$  (s. S. 50). Die Bj.- $\beta$ -Scholle beim „Keller“ war bei der Neueröffnung des heute wieder aufgelassenen Bruches des angrenzenden Wj.- $\delta$ , an dessen Eingang im unmittelbaren Kontakt mit ihm noch mit etwa 0,5 m Mächtigkeit und über 5 m Breite erschlossen. Die Kontaktfläche bildet eine steil (ca. 80°) nach S einfallende, ONO—WSW etwa streichende, durch eine ziemlich breite Zone der Zerrüttung und teilweisen Vergriesung der Wj.- $\delta$ -Kalke gekennzeichnete Fläche. Im Anschluß an den W-abfall des Galgenberges trägt das Trümmerschollenfeld in geringem Umfange noch Jungobermiozänabsätze, Rieskalk und aus der Aufarbeitung des Untergrundes gebildete Strandkonglomerate.

Zwischen dem W-abfall des Galgenberges und Wemding liegen im angrenzenden Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtel als Fortsetzung



der Trümmerzone in einem schmalen Streifen bis nahe zur Neuburger Straße hinauf Schollen des Bj.- $\alpha$  (s. S. 33), - $\beta$  und Wj.- $\alpha$  (s. S. 42) zwischen diesen eingesenkt.

Im Stadtgebiet von Wemding, wo der ältere Untergrund außer durch die an seinem Rande entlang zutage tretenden Teile durch Tiefbohrungen und sonstige Gelegenheitsaufschlüsse S vom Mühlbach auch noch unter der bis 13,5 m mächtigen Überdeckung aus Jungobermiozän und Riessand im Stadtinneren erfaßt wurde, lagert Sj.- $\alpha_2$  (s. S. 27) und vor allem aber Keuper mit verschiedenen Horizonten (s. S. 21, 122), Wj.- $\alpha$  ist unmittelbar nördlich des östlichen Stadtausganges (s. S. 42) festgestellt. Eine weitere Fortsetzung der Trümmerzone in der nach N anschließenden, bis zu 23 m Mächtigkeit von den klastischen Jungobermiozänabsätzen erfüllten Bucht macht eine an deren O-rand auf dem Anstieg zur Robertshöhe dem Weißjura- $\alpha$ -Kalkschollengürtel zwischengelagerte Scholle von Oolithkalk der oberen Braunjurastufe wahrscheinlich. Die sandig-mergeligen Jungobermiozänabsätze des Wemdinger Stadtgebietes sind die endnahen feinkörnigen Fortsetzungen des Deltas eines ehemals auf der Robertshöhe eingemündeten Mühlbaches. Weitere Einzelheiten über das Jungobermiozän von hier sind S. 121–123 über die sandige Überdeckung S. 160 geschildert.

Im unteren Teil des Anstiegs zur Höhe Punkt 495 (NW Wemding) erscheint in der Baumschule von Ritter als Ausläufer einer weiteren solchen Trümmerschollenzonenzone aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge in Verbindung mit Bj.- $\beta$  granitisches Grundgebirge mit Resten des postriesischen roterdigen Zersatzes. Gleichzeitig macht hier auch wenig W davon eine Wasseraustrittsstelle das Vorhandensein von älteren tonigen Trümmersmassen im Untergrund wahrscheinlich.

Von Überschiebungen ist im ganzen Bereich des Wemdinger Haupttrümmerschollengebietes nur wenig zu sehen. Sichere, überschobene, wurzellose Trümmersmassen sind in größerer Mächtigkeit überhaupt nur in dem auf dem S-hang des Hasenbichls eingetragenen Bj.- $\beta$ -Masse und in der Bunten Bresche unmittelbar SO Wemding angetroffen worden, in denen Gruben Mächtigkeiten von über 1 m erkennen ließen. Bei den übrigen auf der Karte eingetragenen Vorkommen handelte es sich stets nur mehr um einen dünnen Schleier von Bj.- $\beta$ -Eisensand, in dem

an zahlreichen Stellen der Untergrund durchbricht. Einzelne kleinste, im Maßstab der Karte nicht mehr ausscheidbare Fetzen von Bj.- $\beta$ -Eisensand sind auf dem S-hang des Hasenbichls in den Äckern unmittelbar über der Neuburger Straße über den Wj.- $\beta_1$ -Kalken noch beobachtet. In dem Garten von Bäringer auf der südöstlichen Stadtseite von Wemding ist an einer Stelle dazuhin granitischer Grus in geringer Menge in der Überdeckung angetroffen worden. Darüber hinaus ist fast über dem ganzen Trümmergebiet in der Überdeckung noch eine Überstreuung mit Einzelresten vor allem von Gesteinen des Jura vorhanden. Es sind zur Hauptsache nur Reste der entsprechenden Gesteine, die das Haupttrümmergebiet und seine Umgebung aufbauen. Zu einem Teil sind sie zweifellos normaler Gehängeschutt. Zum anderen Teil aber, wie insbesondere der vor allem im Bereich des Waldgebietes zwischen Hasenbichl—Punkt 533 und Lohweiher bis einschließlich des O-hanges des Mühlbaches beim ehemaligen Ziegelstadel angetroffene Blockschutt von Wj.- $\delta$  und - $\epsilon$  dürfte es sich aber auch bei ihnen nur um durch diluviale arktische Fließerden, und zwar was diesen betrifft, von O her verfrachteten Schutt handeln, wofür wir aus diesem Gebiet ja bereits in den in der lehmigsandigen Überdeckung beobachteten Keuperschlieren Hinweise kennenlernten (s. S. 172). Ob dieser Blockschutt allein von dem direkt angrenzenden Wj.- $\delta$ -Schollenstreifen der Riesumrandung oder teilweise auch noch von der die anschließende Senke des Erlachweiher im Osten abschließenden bis zu 560 m ü. d. M. aufragenden, zum Teil ebenfalls von Wj.- $\delta$  und - $\epsilon$  aufgebauten Höhe stammt, läßt sich nicht entscheiden. Die zum Teil höhere Lage des Blockschuttes gegenüber dem direkt anschließenden Ursprungsgebiet dürfte durch die im Diluvium nachträglich noch stattgehabte Senkung und Ausräumung erklärt sein. Auch in der oben erwähnten Bunten Bresche liegt möglicherweise nur eine Anhäufung diluvialer Fließerden aus den in der östlichen bis südöstlichen Umgebung anstehenden Gesteinen des Bj.- $\alpha$ , - $\beta$  und des Keupers vor (s. S. 174).

Ganz abgesehen von der Geschlossenheit und Größe dieses Haupttrümmergebietes ist aber auch die Lagerung nicht regellos wie in einem wirr über und durcheinandergeschobenen Haufwerk von Sprengschollen. Im Falle des Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtels entspricht die Neigung der Schollen deutlich einem in seinem

Kern im Gefolge der Sackung des anschließenden Rieskessels wieder zurückgesunkenen Aufbruch. An seinem NW- und O- bis S-rand entlang ist dieser in den hier anschließenden Wj.- $\gamma_3$  mit  $\delta$  und teilweise auch noch  $\varepsilon$  umfassenden Schollenstreifen dazuhin mit Aufkippung Saigerstellung, Aufpressung und Zertrümmerung von größtenteils unzweifelhaft autochthonen Gesteinen verknüpft. Auf dem Gipfel des Galgenberges hängen seine Schichten als innerster Kern einer das Autochthon hier in südwestlicher Richtung durchsetzenden schichtgewölbeartigen Aufpressungszone mit dieser in einer durch kleine Verwerfungen von wenigen Metern Sprunghöhe nur gestörten, gebundenen Schichtfolge zusammen, so daß also an ihrem örtlichen Aufbruch nicht gezweifelt werden kann. Im Falle der vorwiegend aus Grundgebirge und ältestem Deckgebirge bestehenden Trümmerzonen und ihren Ausläufern in den Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtel deuten bereits die an ihren Rändern entlang in den angrenzenden Wj.- $\delta$ -Kalken des Autochthons und denen des Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtels sich zeigenden Gesteinszertrümmerungen (s. S. 46, 81, 188) auf das Vorliegen örtlicher Aufbrüche. Im Bereich des Ziegelberges (NO Wemding) sind diese Zertrümmerungen in den hier nach W anschließenden Wj.- $\delta$ -Überschiebungen zugleich auch noch mit unzweifelhaft örtlichen Verschiebungen des Autochthons (s. S. 202 bis 205) verknüpft. In ihren Ausläufern lassen diese Trümmerzonen dazuhin verschiedentlich eine nur wenig gestörte gebundene Schichtfolge von Bj.- $\alpha$  bis zu den Kalken des angrenzenden Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtels erkennen. Das Herabgreifen der Trümmerschollen bis unter die Sohle des Mühlbachtals, wie es vor allem im Gebiet des Lohweiher vorliegt, ist ebenfalls durch örtlichen Aufbruch besser zu erklären.

Die im Bereich des Weißjura- $\beta$ -Kalkschollengürtels NO von Wemding sich zeigende plötzliche Erweiterung des Mühlbachtals muß so durch den Einbruch von Teilen der westwärts angrenzenden Wj.- $\beta$ -Schollen bedingt sein. Die Steilheit des westlichen Talhanges, wie sie unter der nun schon weitgehend abgebauten Flugsandanwehung erhalten ist, läßt keine wesentliche Abtragung der Trümmerkalke in seinem Bereiche erkennen. Man muß daraus also schließen, daß dieser Einbruch der würmeiszeitlichen Anwehung der Flugsande unmittelbar vorausgegangen ist und somit wohl mit den S. 165 erwähnten rißeiszeitlichen Bewegungen in Zusammenhang steht.

Der Höhenrücken **Ziegelberg-Platte** (Punkt 522) bis **Wallfahrt**, N von Wemding, wird zur Hauptsache von einem geschlossen zusammenhängenden Streifen aus zum Teil etwas gegeneinander verkanteten Schollen des Wj.-Ober- $\gamma$  (s. S. 58) und  $\delta$  (s. 72–83) gebildet, deren Einzelheiten im wesentlichen schon im Zusammenhang mit ihrer stratigraphischen Beschreibung geschildert sind. Darnach sind diese Schollen von der in einzelnen schmalen Zonen, vor allem in den Grenzzonen gegen die Haupttrümmergebiete sich zeigenden starken Zerrüttung und teilweisen Vergriesung abgesehen, nur wenig zertrümmert. Diese Tatsache läßt in Verbindung mit der Geschlossenheit der Lagerung auch für diesen Schollenstreifen, wie für die entsprechend aufgebauten Gebiete der Riesumrandung, nur radiale Hebungs- und Senkungsbewegungen annehmen.

Im O-teil des Schollenstreifens bedecken im unmittelbaren Anschluß an die ihn umgebenden Haupttrümmergebiete überschobene Schollen von im Schichtverband erhaltenen, aber in ihrem ganzen Umfange aufs stärkste zerrütteten und größtenteils sogar bis zu Gries zertrümmerten Wj.- $\delta$ -Kalken das Anstehende bis zu über 100 m westlich des Mühlbachtals. Für KRANZ (1923 S. 306–308) stellen diese Schollen ortsfremde, aus der Richtung der Riesmitte her entlang der alten Landoberfläche überschobene bzw. in einem Falle sogar im Bogenschuß durch die Luft geflogene Sprengschollen dar. Im Gegensatz zu ihm dachte schon KNEBEL (1903 S. 453–459) an örtliche Verschiebungen des Anstehenden, und zwar war er der Ansicht, daß die überschobenen Massen nach W zu vielleicht in den anstehenden Wj.- $\delta$  der „Platte“ übergingen, was aber zweifellos nicht zutrifft. Schon die Bänke des Steinbruches „F“ gehören nicht mehr dazu (s. S. 77). Auf Grund der von KNEBEL im Anstehenden des Steinbruches „C“ gemachten Beobachtungen (s. S. 80), nach denen sich in diesem auch die einzelnen Bänke in Richtung des Hauptschubes bewegt haben, kam auch MOOS (1926 S. 142–143) zu der Annahme, daß rein örtliche Störungen vorliegen. Er dachte an westwärtige Verschiebungen des Anstehenden als Folge eines örtlichen Aufbruches des Ziegelberges. MOOS hat seine Auffassung von dem Bestehen solcher rein örtlicher Störungen, später (s. A. MOOS 1928) wieder zurückgenommen. Tatsächlich können die genannten Beobachtungen für sich auch nicht als beweiskräftig be-

trachtet werden, da der von ihm daraus gezogene Schluß, daß die Hauptschlifffläche nicht die alte Landoberfläche darstellt, in diesem Aufschluß zweifellos nicht zutrifft, wie wir unten sehen werden. Daß hier aber tatsächlich nur solche örtliche, westwärtige Verschiebungen des Anstehenden vorliegen, beweisen unsere Beobachtungen im Bereich der im LABER'schen Steinbruchgebiet und des S-teils der SCHNEID'schen Steinbruchbetriebes, sowie im Ziegelberg O davon vorliegenden Überschiebungen, die alle die gleiche O—W-Richtung des Hauptschubes zeigen. Ihre Lagerungsverhältnisse im einzelnen sind bereits S. 73—76, 77—78, 80—83 beschrieben.

Zunächst einmal liegt deren Überschiebungsfläche im Anstehenden W des Mühlbaches im SCHNEID'schen Steinbruchbetrieb bereits in über 28 m und im LABER'schen Steinbruchgebiet gar bis zu über 37 m Höhe über der Wj.- $\gamma/\delta$ -Grenze, während es im Anstehenden O davon im W-teil des Ziegelberges, im Steinbruch „C“ bei nur ganz wenig (2 m) höherer Lage der  $\gamma/\delta$ -Grenze nur mehr etwas über 17 m und im O-teil in der städtischen Kiesgrube am Lohweiher bei einer um etwa 10 weitere Meter höheren Lage der  $\gamma/\delta$ -Grenze nur etwa 8,5 m sind. Die Überschiebungsfläche liegt also von W nach O in immer tieferen stratigraphischen Horizonten des anstehenden Wj.- $\delta$ , und zwar hat dies seine Ursache darnach außer in der allgemein tieferen Lage der Überschiebungsfläche O vom Mühlbach (490 m) gegenüber W davon (rd. 500 m) in der zunehmenden Hebung des Anstehenden gegen O. Die Kalke des Anstehenden sind in der städtischen Kiesgrube auch gleichermaßen wie jene des Überschobenen aufs stärkste zertrümmert und sogar vergriest.

Der Überschiebungsschutt der Schollen besteht entgegen allen bisherigen Angaben auch nicht aus riesischer Bunter Bresche, sondern nur aus der alten lehmigen Überdeckung, die hier auch sonst noch in allen Unebenheiten und Spalten der alten Landoberfläche im Bereich des von Wj.- $\delta$ -Kalken eingenommenen O-teils des Schollenstreifens angetroffen wird (s. S. 111—112). Diese hat an der Basis der Überschiebungen ursprünglich auch das Mühlbachtal in seinem in den Wj.- $\delta$ -Kalken verlaufenden N-abschnitt erfüllt, weshalb dieser bereits S. 112 von uns als ein altes vorriesisches Tal gedeutet wurde. Es muß ein bis ins Unter- $\delta$  hinab eingesenktes enges Tal gewesen sein.

Des weiteren werden die Schollen westlich des Mühlbachtals in ihrem ganzen Umfange von der alten lehmigen Überdeckung unterlagert. Eine von wenigen Zentimetern am O-rand bis zu 4 m am W-rand anschwellende Mächtigkeit ergaben die Beobachtungen dabei im Bereich der nördlichen Scholle. Die Schifflfläche stellt also darnach hier offenbar die alte Landoberfläche dar. In der südlichen Scholle ist es die durch Verwitterung unregelmäßig gestaltete Oberfläche von Schwammkalken, in der nördlichen dagegen die ebene Dachfläche der obersten Bank des Anstehenden. Auch am W-rand des Ziegelberges wird das Überschobene im Steinbruch „C“ noch von alter Überdeckung unterlagert, weshalb also auch hier, entgegen MOOS (1926) in der, von der Dachfläche der obersten Bank des Anstehenden gebildeten Hauptschlifflfläche die alte Landoberfläche vorliegen muß. Freilich müssen wir dabei für hier wie für den gleichen Fall der eben erwähnten nördlichen Scholle annehmen, daß geringe als Unebenheiten über der Schlifflfläche stellenweise noch vorhanden gewesene Reste der sie ursprünglich überlagernden Bänke durch die Überschiebung entfernt wurden.

Im Gegensatz zu den genannten Stellen wird nun aber im O-teil des Ziegelberges, wie in der städtischen Kiesgrube am Lohweiher zu sehen ist, die Überschiebung, vom Bereich der hier randlich durchsetzenden Spaltenfüllung abgesehen, nicht mehr von der alten lehmigen Überdeckung unterlagert. Anstehendes und Überschobenes lagern hier vielmehr schon in etwa 1 m Entfernung von der Spalte mit der Dachfläche bzw. Sohlfläche ihrer obersten bzw. untersten Bank unmittelbar aufeinander, wobei nur mehr eine zwischen den Bänken eingeschaltete Zone feinsten Vergriesung die Überschiebungsfäche kennzeichnet. Zwischen einzelnen Bänken des Überschobenen ausgebildete weitere solche Zonen feinsten Vergriesung lassen hier zugleich auch noch eine Reihe von Nebenschlifflflächen erkennen, längs denen sich auch die einzelnen Schichtbänke in der Richtung des Hauptschubes bewegt haben müssen, wie dies bereits KNEBEL im Steinbruch „C“ im Anstehenden beobachtet hat. Die basale Hauptschlifflfläche stellt darnach also hier offenbar nicht mehr die alte Landoberfläche dar, sondern erscheint vielmehr nur als Schichtfuge einer normalen Folge von Wj.- $\delta$ -Bankkalken, über der die hangenden Teile im Ganzen wie in ihren einzelnen Bänken verschoben wur-

den. Daß dem tatsächlich so ist, beweisen die über den Aufbau des Überschobenen gemachten Feststellungen. Während nämlich das Überschobene in den Schollen westlich des Mühlbachtals stets nur Kieselknollen führenden Bänke umfaßt, sind im O-teil des Ziegelberges in der städtischen Kiesgrube im Überschobenen bereits in 12 m Mächtigkeit liegende davon freie Bänke erschlossen. Bis zur Basis der wenig westlich davon im Hang folgenden Kieselknollen führenden Bänke können es sehr wohl noch über 1 m sein, so daß also hier der Beginn der Kieselknollenführung bei einer normalen Fortsetzung des Schichtprofils im Überschobenen bereits in etwa 22 m Höhe über die  $\gamma/\delta$ -Grenze zu liegen kommt, was mit unseren sonstigen Beobachtungen über das Auftreten der Kieselknollen im Anstehenden dieses Teils des Blattgebietes (s. S. 63) vollkommen übereinstimmt. Ganz eindeutig hat ja auch die Aufnahme des Bankprofils in der städtischen Kiesgrube die normale Fortsetzung des Anstehenden im Überschobenen erwiesen.

Die Wurzel dieser Verschiebung des Anstehenden kann nach unseren obigen Feststellungen nur in dem örtlichen Aufbruch des ostwärts anschließenden Haupttrümmergebietes gesucht werden, bei dem der Anstehende Wj.- $\delta$  etwas mit hoch getragen wurde und die oberhalb 490 m ü. d. M. gelegenen Teile desselben im Ganzen wie in ihren einzelnen Bänken in der Hauptsache in westlicher Richtung bis zum W-hang des Mühlbachtals und die denselben noch überragenden hangendsten Teile darüber hinaus noch bis über 100 m weiter über die alte Landoberfläche verschoben wurden. Als Letztes erfolgte offenbar die in der städtischen Kiesgrube am Lohweiher sich zeigende Verschiebung quer zur Richtung des Hauptschubes. Der Gesamtbetrag der Verschiebung vom O-rande des heutigen Mühlbachtals bis zum heutigen westlichsten Punkt der Überschiebung beträgt etwa 150 m. Die heute auf den Höhen W des Mühlbaches sich darbietenden Teile dieser Überschiebung sind aber zweifellos nunmehr die durch die Erosion des Mühlbaches und die allgemeine Abtragung und im Bereich der Ausläufer der angrenzenden Haupttrümmergebiete wahrscheinlich auch noch durch etwas spätere Aufbrüche beschnittenen Reste, so daß das Gesamtausmaß der Verschiebung sicher noch etwas größer ist. Die an der N-seite des Steinbruches „B“ (s. S. 76) und im Alten Kalvarienberg (s. S. 79) vorliegenden

überschobenen Schollen gehören dabei nicht mehr zur Masse der Ziegelberg-Überschiebung. Der N-rand derselben muß vielmehr von der städtischen Kiesgrube am Lohweiher aus in genau westlicher Richtung verlaufen sein.

Auch bei den eben von der N-seite des Steinbruches „B“ und dem Alten Kalvarienberg erwähnten Schollen besteht der Überschiebungsschutt nur aus der gleichen alten lehmigen Überdeckung. Im Gegensatz zur Ziegelberg-Überschiebung müssen wir es aber bei ihnen mit einer ostwärtigen Verschiebung des Anstehenden der W-seite des Mühlbachtals zu tun haben. Die Überschiebungsfläche reicht bei ihnen auch im W-hang des Mühlbachtals bis auf dessen Sohle hinab. Ihre hangenden Bänke führen außerdem Kieselknollen, wie es im Steinbruch „B“ in der entsprechenden Höhe das Anstehende zeigt. Ostwärts vom Kalvarienberg sind die entsprechenden Bänke noch als normales Anstehendes erhalten. Schließlich sprechen auch die am O-rande der Kalvarienberg-Scholle sich zeigende Anhäufung des Überschiebungsschuttes und die dadurch bewirkten Lagerungsstörungen (s. S. 80) entschieden für eine Entstehung am Stirnrande einer Überschiebung. Die Ursache für diese Verschiebung ist zu dem durch den Aufbruch des westwärts anschließenden südlichen Ausläufers des im folgenden beschriebenen Haupttrümmergebietes gegeben. Das vorriesische Mühlbachtal selbst hat darnach seinen Weg hier nicht nach O, wie heute, sondern in nördlicher Richtung weiter genommen.

In der W-wand des SCHNEID'schen Steinbruchbetriebes lagert über anstehenden wie überschobenen Wj.- $\delta$ -Kalken die S. 170–172 beschriebene, durch Anhäufung diluvialer Fließerden gebildete „Bunte Bresche“ mit Riesflugsanden im Hangenden. Im N-teil des Sandfeldes der „Wanne“, W von hier brechen an einzelnen Stellen offenbar wurzellose Eisensandmassen des Bj.- $\beta$  durch. Zwei weitere solche Vorkommen sind auf dem SW-abfall der Höhe Punkt 522 und bei der Wallfahrt angetroffen. Reste einer ursprünglichen Rieskalkdecke (s. S. 124) mit aus der Aufarbeitung des Weißjurauntergrundes gebildeten Konglomeraten an der Basis liegen im S-abfall der Platte. An sie schließen nach S die grobkörnigen Anfangsbildungen des Deltas des jungobermiozänen Mühlbaches an, und zwar mit den größten Bildungen im O auf der sog. Robertshöhe. Ihr Aufbau und Lagerungsstö-



rungen sind im einzelnen bereits S. 118–123, 147, 141 beschrieben. In ihrem Liegenden traf eine am N-rand niedergebrachte Tiefbohrung in 23 m Bohrtiefe die Fortsetzung des Wj.-Ober- $\gamma$ -Kalke der Platte. Der Übergang der Deltabildungen in die Rieskalke der Höhe Punkt 495 im W erfolgt wie die im Einschnitt des Polsinger Fahrweges erschlossenen Verhältnisse zeigen, durch Einschaltung einzelner gleichzeitig mit ihnen entstandener Rieskalkstotzen. Auf der NW-, W- mit S-seite dieser Höhen folgen auf die Rieskalke in mehr oder weniger großen Resten erhalten, lockere Kalkmehl- und frisch grünliche Mergeltonabsätze als Übergang zu den am Fuße des S-hanges liegenden feinschichtigen Tonmergelbildungen. In ihrem Ablagerungsbereich sind daneben in einem Vorkommen Rieskalk und an mehreren Stellen, in Verbindung mit dem älteren Weißjurauntergrund, aus seiner Aufarbeitung gebildete Konglomerate, offenbar ältere liegende Jungobermiozänbildungen angetroffen worden. Die Konglomerate der W-seite sind in ihren nördlichsten Vorkommen vor allem durch eine reiche Beteiligung frischen granitischen Materials gekennzeichnet. Auf der NW-seite der eben behandelten Höhe durchsetzt eine von alter lehmiger Überdeckung erfüllte Spalte mit Einschlüssen der S. 88 beschriebenen oberoligozänen Süßwasserkalkreste den Weißjurauntergrund.

Das bis auf Höhe der Linie **Punkt 468,8 – Polsinger Berg – Kronhof** etwa anschließende Gebiet zeigt den Aufbau des Trümerschollengebietes der peripheren Rieszone vom Riesrand bis zu deren Innenrand in einer Geschlossenheit, wie das bisher sonst nirgends im Ries bekannt war:

Den **O-teil** dieses Gebietes, es ist zur Hauptsache die Senke des **Ursprungsgebietes** von **Rodelbach** und **Kreuter Bach**, nimmt größtenteils ein aus Grundgebirge mit Keuper aufgebauter Schollengürtel ein, der am Ursprung des südöstlichsten Quellastes des Rodelbaches beginnt und sich von hier aus in nahezu geschlossenem Zusammenhang über den SW-rand dieser Senken hinweg und in dieser weiter nach N beiderseits des Ursprungsgebietes des Kreuter Baches bis auf Höhe von dessen Mitte verfolgen läßt, während er dazwischen mit über 1,5 km breiter nach N offener Front unter dessen junger Bedeckung untertaucht. Seine weitere nordwärtige Fortsetzung im Untergrund dieser Senke bis zu deren N-ende am SO-fuß des Polsinger Berges läßt

sich schon aus ihrer Einheitlichkeit erschließen. Am SSW-fuß des Polsinger Berges machen hier dazuhin Beimengungen von Grundgebirgsgrus in den klastischen Jungobermiozänabsätzen das Vorhandensein von Grundgebirge wahrscheinlich.

In einzelnen schmalen Ausläufern setzt diese aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge bestehende Trümmerzone an seinem S- und O-rand entlang auch noch etwas in das angrenzende Trümmergebirge fort. Am südlichen Ende desselben ist es im Anschluß an das Grundgebirge im SW-eck ein in südöstlicher Richtung verlaufender Schollenstreifen aus Gesteinen des unteren Schwarzjura. Im NO-eck schließt hier gegen O bis zur Straße von Wemding nach Steinbühl ein aus Grundgebirge, Keuper und unterem Schwarzjura zusammengesetzter Schollenstreifen an. Im Waldabteil Stampfreit im N erscheint das Grundgebirge und der Keuper zur Hauptsache auch nur als Teile eines nach SO zum Riesrand verlaufenden, solchen Ausläufers dieser Trümmerzone. Im Bereich des Fuchsberges (N vom Dosweiher) und des jungobermiozänen Deltakegels am N-ende der Trümmerzone machen die hier anschließenden Braunjuraschollen unseren sonstigen Erfahrungen entsprechend das Vorhandensein von jeweils einem weiteren Ausläufer wahrscheinlich.

Das durchwegs mehr oder weniger stark zerpreßte Grundgebirge ist fast nur der randfaziell ausgebildete „Biotitgranit“. Zirka 850 m OSO Punkt 447,3 erscheint in einer Grube bereits auch der rötlich mittelkörnige Kerngranit. Reste kristalliner Schiefer sind als Lesesteine fast überall mit dem „Biotitgranit“ verknüpft. Am häufigsten ist ein ausgezeichnet streifiger, seltener flaseriger dunkler Biotitgneis (s. S. 10). Neben diesem ist es noch Vindelizit (s. S. 10) und ein Plagioklasamphibolit (s. S. 10). Von den Ganggesteinen sind Wennebergit (s. S. 15) und die roten Hornsteinbildungen (s. S. 18) festgestellt. Der Keuper umfaßt stets nur die mit roten und gelegentlich auch grünlichen Letten durchsetzten Stubensandbildungen seiner unteren Horizonte, in dem Vorkommen ca. 370 m O von Punkt 447,3 mit den Resten der „Döckinger Quarzitbank“ (s. S. 25). Vom Schwarzjura sind sämtliche Horizonte von  $\alpha_2$ - $\gamma$  (s. S. 27–30) nachgewiesen, soweit diese im Ries ausgebildet sind.

Entlang seinem S-, O- und teilweise auch N-rand wird diese aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge aufgebaute Trümmer-

zone von einem mehr oder weniger breiten Trümmerfeld begleitet, dessen meist mehr oder weniger verkanteten Schollen vorwiegend Gesteinen des Bj.- $\alpha$  (s. S. 33),  $-\beta$  und der oberen Braunjurastufe (s. S. 37—40) seltener solchen des Unteren Wj.- $\alpha$  (s. S. 42),  $-\beta_1$  (s. S. 47/48) und  $\beta_2$  (s. S. 51) angehören. Im Bereich des O-teils des Polsinger Berges bilden im Anschluß an die auf seinem Gipfel zutage tretenden Wj.- $\beta$ -Kalke solche anscheinend überhaupt größtenteils die Unterlage der Rieskalke, wie die in ihren basalen Teilen im SO-hang angetroffenen Einschlüsse von denselben erkennen lassen (s. S. 131). Am S-rand des Waldabteils Stampfreit wurde auch eine Scholle aus Gesteinen des Wj.-Ober- $\gamma$  (s. S. 61) und etwas nördlich davon eine aus flachlagernden grobgebankten Wj.- $\delta$ -Schwammkalken angetroffen. In dem geschlossenen Wj.- $\beta_1$ -Kalkschollenstreifen ostwärts vom Dosweiher schließt dabei unmittelbar das S. 189 beschriebene Haupttrümmerschollenfeld an. NO Punkt 522 reicht dieses Trümmerfeld als Fortsetzung zu dem oben erwähnten, von unterem Schwarzjura gebildeten Ausläufer in einem schmalen Streifen in Verbindung mit einer ziemlich erheblich zerrüttet erscheinenden Scholle aus Gesteinen des Wj.-Ober- $\gamma$  auch noch etwas in das hier angrenzende Schollenfeld des Weißjura- $\delta/\epsilon$  hinein. Im SO dieses ganzen Trümmergebietes folgt im N-rand der Senke an der W-seite der Straße von Wemding nach Steinbühl nochmals Keuper, mit roten Letten durchsetzter Stubensand. Er wurde früher in jetzt nur selten noch benützten Gruben abgebaut. Im Anschluß an ihn sind auch hier im O- und S-rand der Senke Schollen des Braunjura- $\alpha$  (s. S. 33),  $-\beta$  und etwas davon ab der oberen Braunjurastufe (s. S. 38) und des Wj.- $\alpha$  (s. S. 42) festgestellt. Eine weitere Verbreitung des Bj.- $\alpha$  in der Senke macht deren starke Durchfeuchtung wahrscheinlich.

Südlich der Senke zieht ein geschlossener Streifen aus zum Teil mehr oder weniger verkanteten Schollen des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 47) und  $\beta_2$  (s. S. 50) zum Riesrand. Wenig W Punkt 482,7 setzt eine Bj.- $\alpha$  mit  $-\beta$  umfassende Scholle das Trümmergebiet in einem schmalen Ausläufer, in Verbindung mit einer nur wenig zerrütteten Scholle des Wj.-Unter- $\delta$  ebenfalls noch etwas in den angrenzenden Schollenstreifen des Weißjura-Ober- $\delta$  fort. Im SO-eck des Trümmergebietes selbst vermittelt Keuper unter dem Lohweiher hindurch den Zusammenhang mit dem Wemdinger Haupttrüm-

merschollengebiet im S. An seiner O-seite schließt randlich eine Scholle von Bj.- $\beta$  an, während nach W zu zwischen den angrenzenden Weißjura-Schollenstreifen wie im Wemdinger Haupttrümmergebiet ein schmaler Ausläufer aus Schollen des Bj.- $\alpha$  (s. S. 33) und - $\beta$  ausgebildet ist.

Für alle in diesem Trümmergebiet im unmittelbaren Anschluß an die aus Grundgebirge und ältestem Deckgebirge aufgebaute Trümmerzone angetroffenen Weißjurakalkschollen bezeichnend ist eine in ihrem ganzen Umfange sich zeigende Zertrümmerung bis zu Gries, und eine unregelmäßige, oft sogar recht steile Verkantung. Im einzelnen ist dies bereits im Zusammenhang mit der stratigraphischen Beschreibung der betreffenden Schollen ausgeführt.

Von Überschiebungen ist von dem, in einem dünnen Schleier allenthalben angetroffenen Übergreifen der sandig-tonigen Trümmernmassen des Keupers und des Bj.- $\beta$  über die Ränder der angrenzenden Weißjurakalkschollen abgesehen, nichts zu beobachten. Der in der sandigen bzw. lehmigsandigen Überdeckung verstreut liegende Fremdschutt ist wie die Übereinstimmung seiner Zusammensetzung mit dem die benachbarten Höhen aufbauenden Gesteine erkennen läßt, als junger durch Niederschläge und vor allem aber durch die diluvialen Fließerden verfrachteter Schutt vollkommen erklärt. Im Gebiet zwischen Lohweiher und Dosweiher bildete offenbar die hier heute noch vor allem in den Waldgebieten vorhandene Überstreuung mit einem blockreichen Schutt von vergriestem und unvergriestem Wj.- $\delta$  und - $\epsilon$  den Grund für die in der AMMON-GÜMBEL'schen Karte eingetragene, große Ausdehnung der Wj.- $\delta$ -Kalke und die Eintragung von Frankendolomit. Im Waldgebiet vom Dosweiher ist der durch die Kultivierungsarbeiten entfernte Schutt mehrfach zu großen Haufen angestapelt. Bezüglich der weiteren Herkunft dieses blockreichen Schuttes aus dem rückwärtigen Hinterland sei auf unsere früheren Ausführungen (s. S. 200) verwiesen.

Entsprechende Bildungen liegen offenbar auch in dem im Waldgebiet W von Hagau in zahlreichen Haufen, Einzelblöcken und Stücken angetroffenen, vorwiegend aus vergriestem und unvergriestem Wj.- $\delta$ -Bankkalken und Schwammkalken bestehenden Weißjuraschutt, vor. Sein junges Alter beweist hier vor allem auch die Tatsache, daß in den Komponenten der westlich anschließenden jung-obermiozänen Strandkonglomeraten kein Wj.- $\delta$  angetroffen wurde.

Traß ist aus dem Bereich dieses Trümmergebietes vom Dosweiher und von dem Durchbruch durch die Wj.- $\beta_1$ -Scholle an der Straße von Wemding nach Steinbühl schon länger bekannt. Dazu wurden nicht weniger als 7 neue Vorkommen entdeckt. Sie sind fast alle durch eine Lage an einem Schollenrand bzw. am Rand des Trümmergebietes gekennzeichnet. In der Linie des Riesrandabbruches liegen allein 4 Vorkommen. In dem eben genannten Durchbruch von der Straße Wemding—Steinbühl und in dem vom Rauhwinkel (s. S. 97/98) liegt ursprünglicher Schmelzfluß vor. Die Grundgebirgeinschlüsse bestehen in den zuletzt genannten beiden Vorkommen und in dem vom Dosweiher, in denen sie näher untersucht wurden, aus den nämlichen Gesteinen, die in diesem Gebiet auch das zutage tretende Grundgebirge aufbauen (s. S. 208).

Darüber hinaus sind an zahlreichen Stellen über dem Grundgebirge Reste eines postriesischen, rot erdigen bzw. bunten Zersatzes festgestellt. Ein großes Vorkommen wurde S. 109 schon vom Rauhwinkel erwähnt. Vom N-rand des Trümmergebietes zieht bis zum S-rand des Waldabteils Strampfreit ein Gürtel von jung-obermiozänen klastischen, sandig kalkigen und konglomeratischen Strandablagerungen und Deltabildungen (s. S. 117/118) mit vorgelagerten Rieskalken. Seine Fortsetzung erscheint am westlichen Rand des Rodelbachursprunggebietes. Im Bereich des Ursprunggebietes des Kreuter Baches schließen grünliche Mergeltonabsätze an diese Uferbildungen an. Mächtigere Sandaufschüttungen sind an zwei Stellen als Schwemmsandkegel im O-teil des Trümmergebietes entwickelt. Eine Beschreibung des südlichen ist S. 161 gegeben.

Zwischen dem **N-fuß der Höhe Punkt 522** und dem **SO-hang der Wart** setzt ein geschlossen zusammenhängender, schmaler, zur Hauptsache aus Braunjura und vor allem aber unterem Weißjura aufgebauter Schollenstreifen das Haupttrümmergebiet des Rodelbach/Kreuter Bach-Ursprunggebietes gegen W fort. Im einzelnen sind folgende Stufen nachgewiesen: Bj.- $\beta$ , Oolithkalk der Oberen Braunjurastufe, Wj.- $\alpha$  (s. S. 42),  $\beta_1$  (s. S. 47) und  $-\beta_2$  (s. S. 51). In zwei kleinen Vorkommen ist auch noch Wj.- $\gamma_3$  (s. S. 61) angetroffen. Eine normale Folge von Wj.- $\alpha$  mit  $-\beta_2$  liegt auf der SO-seite der Wart vor. In der Senke östlich des ehemaligen Tannwaldweihers bei Punkt 478,4 läßt eine starke Durchfeuchtung der Äcker auf tonigen Untergrund schließen.

Vermutlich setzt ein aus Keuper mit tieferen Juraschichten gebildeter Ausläufer des hier angrenzenden, aus Grundgebirge und ältestem Deckgebirge gebildeten Schollengürtels noch etwas in diese hinein fort. Auch hier sind die Weißjurakalkschollen stets in ihrem ganzen Umfange aufs stärkste, und zwar meist bis zu Gries zertrümmert und größtenteils mit ziemlich steilen Fallwinkeln gegeneinander verkantet. Die Fallwinkel sind im einzelnen bereits in der stratigraphischen Beschreibung angeführt. Im Bereich des Hessenbichls bedecken klastische, sandig kalkige bzw. mergelige und konglomeratische Strandabsätze und an sie anschließende Rieskalke des jungobermiozänen Riessees den Schollengürtel.

In der **Höhe der Wart** und dem **W-teil des Polsinger Berges** begrenzt unmittelbar anschließend gegen N ein größtenteils von jungobermiozänen Rieskalk- und klastischen Absätzen sowie Riessand überzogener Schollengürtel aus Gesteinen des Wj.-Ober- $\gamma$  und  $-\delta$  das Haupttrümmergebiet des Rodelbach-Kreuterbach-Ursprungsgebiet. Die Weißjura-Kalkschollen sind auch in ihm größtenteils in ihrem ganzen Umfang vergriest und stellenweise mehr oder weniger verkantet. Weitere Einzelheiten über sie sind S. 61, 83 angeführt. Ein offenbar wurzelloser Fetzen von Bj.- $\beta$  bricht auf der Wart allenthalben durch die sandige Überdeckung. Von den klastischen Jungobermiozänablagerungen auf der S-seite der Wart wurde in einer in ca. 490 m ü. d. M. bei der Beschriftung „498“ auf der Karte gelegenen Grube folgendes Profil erhalten:

- ca. 20 cm quarziger Kalksandstein,
- 10 cm Feldspat führender quarzsandiger Kalksandstein,
- 4 cm Konglomerat aus nußgroßen, höchstens kantengerundeten Quarz-, Granit- und Weißjura ( $-\beta$  oder  $-\gamma$ ) -Geröllern,
- 20 cm Feldspat führender quarzsandiger Kalksandstein,
- 5 cm Feldspat führender quarzsandiger Kalk,
- 50 cm Konglomerat aus Weißjura ( $-\beta$  oder  $-\gamma$ ) und Granit, meist nur kantengerundet.

---

Liegendes: Weißjura-Ober- $\gamma$ -Kalke, vergriest.

In dem unmittelbar anschließenden S-abfall der Wart streichen die Bildungen offensichtlich in die Luft aus. Erst ca. 20 m tiefer

am Hang wurden ihre Fortsetzungen dann noch einmal aus der Überdeckung heraustretend beobachtet. Auf die aus diesen Lagerungsverhältnissen zu folgernde nachjungobermiozäne Sakkung des Rieses wurde bereits S. 149 hingewiesen. Die klastischen Jungobermiozänabsätze der SSW-seite des Polsinger Berges, zur Hauptsache aus der Aufarbeitung des anstehenden Wj.-Ober- $\gamma$  gebildete Strandkonglomerate führen ebenfalls Grundgebirgsgrus.

Zwischen **Punkt 478,4** im Süden und der **Höhe der Wart** im Norden folgt im unmittelbaren Anschluß an den oben beschriebenen Schollenstreifen aus Unterem Weißjura und Braunjura gegen W wiederum ein geschlossenes, vorwiegend aus Grundgebirge mit Keuper aufgebautes Trümmerfeld mit einer Breite von rund  $1\frac{1}{4}$  km im S und 0,7 km im N. In einzelnen schmalen Streifen nur sind ihm auch Schollen aus Gesteinen des Unterem Weißjura und vor allem des Braunjura zwischengelagert. Ein nach N sich verjüngender, zur Hauptsache aus Bj.- $\beta$  aufgebauter solcher Schollenstreifen zieht offenbar unmittelbar O von Amerbach vom S-fuß der Höhe Punkt 490 aus mit zur W-Grenze des Schollenfeld parallelen Streichen in nordnordwestlicher Richtung zum S-fuß der Wart. In geringem Umfange sind in ihm im N- und SO-ende noch dem Opalinus-Ton entsprechende blaugraue, Toneisensteingeoden führende Tone (s. S. 33) beobachtet, bei denen es sich aber nur in letzterem Falle ohne Zweifel um das normale Liegende der hier vorliegenden nach W verkanteten Bj.- $\beta$ -Scholle handelt. Oolithkalke der Oberen Braunjurastufe sind im Hangenden der gleichen Scholle als kleiner Rest offenbar tektonisch eingesenkt. Am N-ende dieses Bj.- $\beta$ -Schollenstreifens schließt am S-fuß der Wart gegen O ein in nordnordöstlicher Richtung streichender, aus Bj.- $\alpha$  (s. S. 33) und - $\beta$  sowie Wj.- $\beta_1$  (s. S. 47/48) aufgebauter Schollenstreifen an. Einen ähnlich aufgebauten, aber in entgegengesetzter Richtung anschließenden solchen Schollenstreifen lassen auf der gegenüberliegenden Talseite eine Wj.- $\beta_1$  (s. S. 47/48) und Bj.- $\beta$ -Scholle vermuten. Zwei kleine Wj.- $\alpha$  (s. S. 42) bzw. - $\beta_2$  (s. S. 51) umfassende Schollen sind in einem ebenfalls in nördlicher Richtung verlaufenden Streifen am S-rand des Schollenfeldes zwischengelagert.

In seinem NW-zipfel setzt dieses vorwiegend aus Grundgebirge mit Keuper aufgebaute Trümmerschollenfeld in einem über 350 m breiten, von Grundgebirge mit Keuper gebildeten Streifen über

den W-hang der Wart hinab bis nach Amerbacherkreut hinein fort, wo es dann mit nach NNW etwa offener, über 0,5 km breiter Front unter der jungen Bedeckung untertaucht. In seinem SO-eck setzt es in einem nach O bzw. S anschließenden Schollenstreifen aus Gesteinen des Bj.- $\beta$  bzw. Bj.- $\alpha$  (s. S. 33) und - $\beta$  sowie des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 47/48) mit randlichen Keuperschollen entlang deren N- bzw. O-rand jeweils auch noch etwas in die angrenzenden Weißjuraschollenstreifen hinein fort. Der im Bereich des östlichen Ausläufers am Polsinger Fahrweg entlang in den Äckern allenthalben zu beobachtende „Biotitgranit“-Schutt ist auf die Verstreuung des Aushubes des Wassergrabens an der O-seite dieses Fahrweges zurückzuführen, der in dessen mit diesem Schutt eingeschotterter Fahrbahn eingesenkt ist. In der Fortsetzung des im N-hang der Höhe des sog. Sternwirtslug (O vom Dobelbuck) zutage tretenden Grundgebirges gegen S ist im N-teil von dessen W-hang unter den tonigen Riesseeabsätzen verschiedentlich ebenfalls noch Grundgebirge festgestellt. Im Bereich der Senke des sog. Buchweihers SSO vom Dobelbuck machen die S. 207 erwähnten reichen Beimengungen von frischem granitischem Grundgebirgsschutt in den jungobermiozänen Konglomeratbildungen an dessen S-rand das Vorhandensein von Grundgebirge als letztem Ende des hier offenbar im W-hang des Sternwirtslug nach S bis zum NW-fuß der Höhe Punkt 495 ziehenden Ausläufers wahrscheinlich. Die Höhe des Sternwirtslug selbst wird bis zum Kontakt mit dem südlich angrenzenden Schollengebiet mittleren Weißjuras zur Hauptsache von einer Bj.- $\beta$  und Oolithkalke der oberen Braunjurastufe umfassenden Scholle und einer Wj.- $\beta_1$ -Scholle (s. S. 47/48) eingenommen. Wj.- $\gamma_3$ -Kalke (s. S. 60) sind dazuhin noch in seinem N-abfall festgestellt. Auch im Bereich dieses Gebietes wurden die Weißjurakalkschollen stets in ihrem ganzen Umfange, und zwar durchwegs bis zu Gries zertrümmert angetroffen.

Das teilweise nur durch ein einheitliches System von Klüften mehr oder weniger zerspaltene Grundgebirge ist auch hier wieder vorwiegend der randfazielle „Biotitgranit“. Rötlich mittelkörniger Granit ist in geringem Umfange in den unmittelbar am Rodelbach gelegenen Äckern des S-fußes der Wart beobachtet. Die angetroffenen Reste kristalliner Schiefer, die hier in einem Falle auf der Wart (s. S. 10) sogar noch in einer kleinen einheitlichen Masse anstehen, sind ganz dieselben, wie sie auch im Trümmergebiet des



Rodelbach – Kreuterbach - Ursprungsgebietes das Grundgebirge kennzeichnen (s. auch S. 208). Aus diesem Gebiet stammt auch der S. 16 beschriebene unzersetzte Rest des Wennebergitganggesteins. Die roten Hornsteingangbildungen sind außer in dem S. 17 beschriebenen, im Verband mit dem anstehenden „Biotitgranit“ erhaltenen Rest, in bis faustgroßen Lesesteinen vor allem im O-teil der Äcker des S-fußes der Wart noch beobachtet. Durch Übergänge sind mit ihnen hier die grünen ebenfalls silifizierten Gangmylonite (s. S. 19) verknüpft. Der Keuper ist durchweg ein den tieferen Horizonten angehörender, von roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand, in dem zwei Aufschlüsse bereits Erwähnung (s. S. 24, 106) fanden. In teilweise ganz beträchtlichem Umfange wurde hier postriesischer Zersatz des Grundgebirges angetroffen (s. S. 103–108). Zu dem schon lange bekannten Traßvorkommen vom Amerbacher Bichl wurden im Bereich dieses Gebietes noch vier weitere Vorkommen (s. S. 98/99) neu entdeckt. Auch sie zeigen alle eine Lage an den Schollenrändern. Das Vorkommen des Amerbacher Bichls ist ein zum Teil mit seiner oberflächlichen Erstarrungskruste erhaltener Staurücken ursprünglichen Suemitschmelzflusses (s. S. 96/97). Auf der Wj.- $\beta_1$ -Scholle am N-fuß der Höhe Punkt 490 lagert als dünner Schleier Eisensand des Bj.- $\beta$ . Bei der unmittelbaren Lage an der Grenze zu dem von hier erwähnten Bj.- $\beta$ -Schollenstreifen liegt zweifellos nur ein Übergreifen von dessen Schutt vor. Bei Punkt 478,4 greift in entsprechender Weise der Keuper etwas auf die angrenzende Wj.- $\beta_1$  Scholle über. Im übrigen ist von Überschiebungen auch im Bereich dieses Trümmergebietes nichts zu sehen.

Auf der Höhe der Wart liegt Rieskalk, unter dem bei Punkt 485 bereits die liegenden Basiskonglomerate entblößt sind. Im Bereich von Hessenbichl – Höhe Punkt 490 ist es Rieskalk mit anschließenden Resten einer Decke von Kalkmehl und grünlichen Mergeltonabsätzen. Ein kleines Rieskalkvorkommen wurde hier auch noch am N-fuß der letzteren Höhe angetroffen. Ehemalige Basisbildungen des Jungobermiozäns sind die S. 34 vom S-hang der gleichen Höhe beschriebenen klastischen Bildungen. In der Höhe des Sternwirtslug kennzeichnen Konglomeratbildungen mit anschließenden Rieskalken die ehemalige Strandzone des Riesees. Auf die Rieskalke folgen auch hier wieder Kalkmehl und grünliche Mergeltonabsätze.

Was nun noch zwischen der **Wallfahrt** und **Amerbacherkreut** bis zum Innenrand der peripheren Rieszone folgt, gehört zu einem großen Teil nur einem zur Hauptsache aus Braunjura und unterem Weißjura aufgebauten, geschlossen zusammenhängenden Trümmerschollenfeld an. In diesem wurden Weißjuraschollen auch nur mehr in einem schmalen Streifen entlang seinem O-rand angetroffen. Vom unteren Weißjura sind nachgewiesenen Wj.- $\alpha$  (s. S. 42),  $\beta_1$  (s. S. 47/48) und  $\beta_2$  (s. S. 49, 51). Bei der Wallfahrt Wending liegt in einer schmalen Streifenscholle eine normale Folge von Wj.- $\beta_2$  mit  $-\gamma_2$  (s. S. 49, 52, 53/54) zwischengelagert. Ein weiterer solcher kleiner Schollenstreifen aus Wj.- $\gamma_2$  (s. S. 55) ist am S-rand von Amerbach festgestellt. Im W-hang des Dobelbucks und bei der Wallfahrt ist den Weißjurakalkschollen alte lehmige Überdeckung, im ersteren Vorkommen mit Einschlüssen fossilreicher oberoligozäner Süßwasserkalke zwischengelagert (s. S. 87). Die Weißjurakalkschollen sind mit Ausnahme der eben von der Wallfahrt erwähnten Wj.- $\beta_2$  mit  $-\gamma_2$  umfassenden Scholle, die im allgemeinen nur eheblich zerrüttet erscheint, durchwegs in ihrem ganzen Umfange aufs stärkste, und zwar meist bis zu Gries zertrümmert. Wo ihr Schichtverband erschlossen ist, wurde sie stets auch mehr oder weniger verkantet angetroffen. Weitere Einzelheiten darüber wurden schon bei der stratigraphischen Beschreibung angeführt. Von Braunjura ist vor allem Beta am Aufbau beteiligt. In Verbindung mit dem unteren Weißjura wurde verschiedentlich auch noch die obere Braunjurastufe mit einzelnen Horizonten (s. S. 36–40) nachgewiesen. Bj.- $\alpha$  liegt in einem Vorkommen auf dem SW-hang der Wart sowie W und NW von Amerbach vor (s. S. 33).

S Amerbacherkreut sind als Fortsetzung zu dem in diesem Orte endenden, Grundgebirge mit Keuper umfassenden Schollengürtel in einem in süd-südsüdöstlicher Richtung verlaufenden schmalen Streifen Keuper und unteren Schwarzjura umfassende Schollen zwischengelagert. Eine große Keuperscholle ist außerdem an der W-seite von Amerbach zwischengelagert. In ihrer weiteren Fortsetzung in südsüdöstlicher Richtung ist Keuper auch noch in einem kleinen Vorkommen SW von Amerbach und in zwei weiteren Vorkommen, offenbar eines Ausläufers dieses Schollenstreifens in den W-hang des Dobelbucks festgestellt. Nach den Aussagen der Bauern liegen in den im Bereich dieses Ausläufers

west- bis südwärts anschließenden Äckern die Drainagegräben größtenteils ebenfalls in Keuperbildungen. Der Keuper ist in den genannten Vorkommen vorwiegend ein mit roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand, der im Falle der von der W-seite von Amerbach erwähnten Scholle der Dolomitischen Arkose (s. S. 24, 26) angehört. Die roten Letten an der S-seite der Unteren Schwarzjurastufe des „Kreuter Berges“ S von Amerbacherkreut sind einer normalen Aufeinanderfolge der Schichten entsprechend zu den Zanolodon-Letten zu stellen. — Vom Schwarzjura sind in der eben genannten Scholle Gesteine des Sj.- $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$ ,  $-\beta$  und  $-\gamma$  (s. S. 27–30) festgestellt. Allein fünf neue Traßdurchbrüche wurden im Bereich dieses Gebietes neu entdeckt. Die sonst so bezeichnende Lage am Rande der Schollen ist hier, soweit feststellbar, direkt nur bei dem Durchbruch nördlich der Wallfahrt gegeben. Sie liegt indirekt aber auch bei den drei Durchbrüchen von Dobelbuck vor, die bezeichnenderweise gerade in der südlichen Fortsetzung des W-randes der nördlich anschließenden Grundgebirgsscholle liegen. Vom W-hang des Sternwirtslug zieht eine größtenteils noch geschlossen zusammenhängende Rieskalkdecke nach W über den Dobelbuck. Reste einer Decke aus lockeren Kalk- bzw. Mergeltonabsätzen schließen an sie an. S der Wallfahrt und SW von Amerbach liegen offenbar als deren ehemaligen Basisbildungen sandig kalkige Bildungen, an letzterem Orte mit Einschlüssen von *Cepaea sylvestrina sylvestrina* SCHLOTH.

In dem zwischen **Punkt 429** (WSW Amerbacherkreut) und dem **NO-Zipfel der Wart** gegen N bis zur **Rohrach** anschließenden Gebiet deuten die hier größtenteils als Kern bzw. Unterlage von Rieskalken angetroffenen Trümmerschollen auf ein Haupttrümmerschollenfeld im Untergrund, das in ganz entsprechender Weise wie in dem bisher beschriebenen Gebiet, von Schollenstreifen des Braunjura, mit Unterem Weißjura sowie von Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge aufgebaut wird, wobei diese zum Teil nur die unmittelbaren Fortsetzungen des entsprechenden Schollenstreifens im S darstellen. So läßt die auf dem NW-abfall der Wart angetroffene, in nur wenig gestörtem Schichtverband Bj.- $\beta$ , Obere Braunjurastufe und Wj.- $\alpha$  umfassende Scholle in Verbindung mit dem im Walde nördlich davon gelegenen beiden Schollen des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 48) und  $\beta_2$  (s. S. 51) einen in nord-

nordwestlicher Richtung etwa verlaufenden, zur Hauptsache aus Braunjura und unteren Weißjura aufgebauten Schollenstreifen annehmen. In dem Gebiet westlich von ihm wurde in der Fortsetzung zu dem am Innenrand des Gebietes von Amerbach—Amerbacherkreuz ausgebildeten Braunjuraschollenstreifen gegen NNW bei Punkt 429 (ca.  $1\frac{1}{4}$  km ONO Laub) als Nächstes bezeichnenderweise auch wieder eine Bj.- $\beta$ -Scholle angetroffen, so daß daraus auf eine direkte Fortsetzung dieses Braunjuraschollenstreifens von Amerbacherkreuz bis zu diesem Punkt im Untergrund geschlossen werden kann. An ihrer NW-seite schließt unmittelbar eine Keuperscholle aus mit roten und grünlichen Letten durchsetzten Stubensand an, die zur Hauptsache erst durch den Abbau der ursprünglich über ihr lagernden Rieskalke auf der Sohle einer heute größtenteils überwachsenen Grube entblößt wurden. Ihre Bildungen waren offenbar der Grund für die in der AMMON-GÜMBEL'schen Karte eingetragene „Reibungsbreccie“. Für den in Amerbacherkreuz unter die junge Bedeckung untertauchenden, Grundgebirge mit Keuper umfassenden Schollenstreifen ergibt sich darnach eine Fortsetzung in nordnordwestlicher Richtung mit einer stufenartigen Verschiebung gegen WSW bis SW, wie sie auch im Bereich des W-hanges der Wart vorliegt. In dem Gebiet O von dem oben genannten Braunjura mit Unterem Weißjura umfassenden Schollenstreifen wurde im Norden in einer kleinen Kuppe Grundgebirge angetroffen. Das Grundgebirge ist der randfazielle „Biotitgranit“, in einzelnen Stücken in der schwarzen feinkörnigen Ausbildung wie sie S. 12/13 von Polsingen beschrieben wurde. In der Kuppe Punkt 446 wenig W davon wird auf der NO-seite eine in ihrem ganzen Umfange vollkommen zu Gries zerdrückte Scholle des Wj.-Ober- $\gamma$  (s. S. 61) abgebaut, die offensichtlich als Folge eines starken Druckes von SSO und NNW zu einer Kofferfalte zusammengeschoben ist. Genau östlich von ihr liegt am Rand gegen den hier angrenzenden Schollenstreifen mittleren Weißjuras, Wj.- $\alpha$  (s. S. 42) und im Anschluß an sie, im Einschnitt des hier zur Höhe hinaufführenden Fahrweges, ein bisher unbekanntes Traßvorkommen (s. S. 98). Der im W-teil des Polsinger Berges und in der Wart angrenzende Schollenstreifen mittleren Weißjuras läßt durchwegs stärkste Zertrümmerung seiner Gesteine erkennen (s. S. 212) und zeigt im N-hang der Wart zwei sehr auffällige Einbuchtungen, wie sie an der N-seite des entsprechenden Schollenstreifens vom Ziegel-

berg-Platte—Wallfahrt zum Beispiel im Bereich der beiden Ausläufer des nordwärts anschließenden, Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Schollenfeldes von Amerbach, ausgebildet sind. So erscheint es durchaus wahrscheinlich, daß auch in diesem östlichen Gebiet im Untergrund ein solches vorwiegend aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge aufgebautes Schollenfeld mit zwei südlichen Ausläufern vorliegt, wie das auf der Karte noch angedeutet ist.

Von den in diesem Gebiet angetroffenen Rieskalkvorkommen zeigt vor allem das der Kuppe 446 gute Aufschlüsse. Im übrigen wird es von Alluvbildungen und sandiger Überdeckung, anscheinend größtenteils mit den feinschichtigen Riesseetonmergelabsätzen als Unterlage, eingenommen.

Was nun aber die **Deutung** des in dem vorstehend beschriebenen Abschnitt der peripheren Rieszone zwischen der Höhe Punkt 522 (N Wending) und dem Polsinger Berg angetroffenen Trümmerschollenfeldes betrifft, so hat schon sein Gesamtaufbau nichts mit dem durch Regellosigkeit gekennzeichneten Bild eines „mit Sprengschollen und -schutt erfüllten Trichterrandgebietes“ (s. KRANZ 1934 S. 270) zu tun, auch nicht unter Annahme einer gewissen schuppenartigen Anordnung der Sprengschollen (s. BENTZ 1927). Die in ihm sich zeigende Anordnung der Trümmerschollen in geschlossenen einheitlich aufgebauten Schollenstreifen, -gürteln und -feldern und die einheitliche Ausrichtung derselben in nordnordwest- bis nordwestlicher Richtung, wie sie vor allem in den vom Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge aufgebauten Schollenzonen vorliegt, entspricht vielmehr einem ganz gesetzmäßigen konzentrisch bogenförmigen Aufbau, wie ihn nur ein durch örtlichen Aufbruch entstandenes Trümmerfeld zeigen kann. Dafür sprechen auch noch eine Reihe weiterer im Bereich dieses Trümmerschollenfeldes angetroffener Zusammenhänge.

So besteht ein ganz unzweifelhafter Zusammenhang mit den Zertrümmerungen, Hebungen und Verschiebungen des an seinem O- und S-rand entlang und in der weiteren Fortsetzung über den Lohweiher angrenzenden Autochthons.

Im Falle der am S-rand wenig westlich vom Mühlbachtal als letzter Ausläufer des Trümmerfeldes zwischen den autochthonen Wj.- $\delta$  eingekleiteten, steil nach W einfallenden, Bj.- $\alpha$  mit  $-\beta$  umfas-

senden Scholle sprechen neben der Aufpressung der an ihrer Westseite anschließenden Wj.-Unter- $\delta$ -Scholle auch noch die längs der östlichen Kontaktfläche der Scholle mit dem Nebengestein ausgebildete scharfe Grenzfläche und Bewegungsfläche des Opalinus-Tones (s. S. 31), die im Nebengestein am Kontakt sich zeigende weitere Zertrümmerung usw. (s. S. 76) und vor allem das Fehlen von Material der Bunten Bresche in den, in der Kontaktzone teilweise zwischengelagerten Schuttmassen (s. S. 76) für einen rein örtlichen Aufbruch. Eine gute Parallele hierfür liegt in dem von M. PFANNENSTIEL (1937) beschriebenen Opalinus-Tonaufbruch in Hauptrogenstein b. Herbolzheim im Breisgau vor.

Stellenweise besteht auch eine nur wenig gestörte gebundene Schichtfolge, so zum Beispiel hinter der Wallfahrt Wemding, wo auf die Wj.- $\beta_1$ -Kalkscholle gegen O durch eine Verwerfung von wenigen Metern Sprunghöhe jeweils nur gestört, zunächst eine normale Folge von Wj.- $\beta_2$  mit  $-\gamma_2$  (s. S. 216) und dann die Wj.- $\gamma_3$ -Kalke der Höhe Punkt 495 (s. S. 58) folgen.

Aber auch innerhalb des Trümmerschollenfeldes selbst besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Schollenzonen und den Störungen der angrenzenden Braun- und Weißjura umfassenden Trümmerschollenzonen. Die in seiner Nähe herrschende völlige Vergriesung der Weißjurakalke und starke Verkantung der Schollen wurde schon mehrfach betont. Ein weiterer solcher Zusammenhang besteht in dem Gebundensein des Bj.- $\alpha$  an ihre Ränder. Die Verwerfungen der das Grundgebirge O von Amerbach durchsetzenden Bj.- $\beta$ -Scholle (s. S. 34) und die Zerklüftung des westwärts anschließenden „Biotitgranites“ (s. S. 13) zeigen den gleichen ihrer Grenze parallelen Verlauf und auch gleiches Einfallen.

Die Gleichartigkeit der Grundgebirgsgesteine im Amerbacher und Rodelbach-Kreuter Bach-Grundgebirgsschollengebiet und ihre Übereinstimmung mit den Einschlüssen der in ihnen aufsetzenden Traßdurchbrüche läßt für diese außerdem auf eine innere Zusammengehörigkeit der zutage gehenden Grundgebirgsschollen sowohl unter sich als auch mit dem Grundgebirge in der Tiefe schließen.

Die örtliche Häufung der Traßdurchbrüche im Bereich der aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge bestehenden Trümmer-schollenzonen und deren gesetzmäßige randliche Lage ist durch örtlichen Aufbruch ebenfalls besser zu erklären.

In der weiten Talsenke der Rohrach um **Polsingen** bildet offenbar eine Fortsetzung der Grundgebirgsaufbruchzone des Rodelbach-Kreuter Bach-Ursprungsgebietes den Untergrund. Im N-hang des Polsinger Berges treten unter der Rieskalkdecke Grieskalk des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 48), Keuper (mit roten Letten durchsetzter Stubensand) und viel „Biotitgranit“ mit zum Teil noch geschlossener Decke von postriesischem Zersatz (s. S. 108) zutage. Von hier stammt auch die S. 18 erwähnte Bresche der roten Hornsteingangbildungen des Grundgebirges. Auf der gegenüberliegenden Seite des Tales steht der „Biotitgranit“ im Einschnitt des Fahrweges von Polsingen nach Trendel in der S. 13 beschriebenen Ausbildung als eine nur wenig zertrümmerte Masse an. Am S-fuß des Döckinger Berges lagert granitisches Grundgebirge, Biotitgranit und rötlich mittelkörniger Granit (s. S. 14), ebenfalls mit Resten des postriesischen, rot erdigen und bunten kaolinischen Zersatzes als letztes Ende eines südsüdöstlichen Ausläufers. NO Polsingen sind auf dem östlichen Talhang in der Böschung des nördlichen der drei, hier zur Höhe hinaufführenden Fahrwege nur wenig zerrüttete, nahezu wagrecht lagernde Kalke des Wj.- $\beta_1$  mit dem Übergang in den liegenden Wj.- $\alpha$  (s. S. 43/44) angeschnitten. An sie anschließend wurden in der gleichen Böschung hangabwärts gegen die Vereinigungsstelle der oben genannten drei Fahrwege zu, zusammen mit rötlichen Letten einzelne weißliche und rötliche Stubensandsteinbrocken angetroffen, ohne daß es aber möglich war, festzustellen, ob diese nun tatsächlich unter dem Jungobermiozän anstehen. Nördlich von hier lagert im Talhang sicher Keuper, mit roten und grünlichen Letten durchsetzter Stubensand, der hier in kleinen Gruben zum Teil gewonnen wird. Seine weitere Fortsetzung nach Süden machen in Verbindung mit den zuvor genannten Resten, die hier am Hang in der entsprechenden Höhenlage austretenden zwei kräftigen, das ganze Jahr über fließenden Quellen wahrscheinlich. An der N-seite des Keupers schließen oberhalb und unterhalb des ehemaligen Ursheimer Sommerkellers Schollen aus Bj.- $\alpha$  mit - $\beta$  (s. S. 32/33, 34), Oolithkalken der Oberen Braunjurastufe und etwas weiter ab, aus Wj.- $\alpha$

(s. S. 42) und Grieskalken des Wj.- $\beta_1$  (s. S. 48) an. Durchbrüche von Traß sind aus diesem Gebiet vom Ursheimer Sommerkeller und von unmittelbar WSW Polsingen schon lange bekannt. Das letztere Vorkommen stellt nach den S. 91–96 geschilderten Ergebnissen unserer Untersuchung einen noch größtenteils mitsamt der ursprünglichen Schloträumungsbreccie und Schlackenkruste erhaltenen Staurücken aus ursprünglichem Suevitschmelzfluß dar. Auch sie zeigen wieder die so bezeichnende Lage am Rande einer Grundgebirgs- bzw. Keuperscholle. Ebenso ergab die Untersuchung der Grundgebirgseinschlüsse wieder eine Übereinstimmung mit den Gesteinen des zutagegehenden Grundgebirges. Ein Zusammenhang mit ganz unzweifelhaften örtlichen Zertrümmierungen und sonstigen Störungen ist in dem an seinem O-rand entlang angrenzenden Autochthon ebenfalls wieder gegeben.

Auf dem östlichen Talhang ist im Bereich der Weißjurastrandzone des ehemaligen Rieses mit ihren spärlichen Konglomeratbildungen in fast geschlossenem Zusammenhang Rieskalk vorgelagert. Einzelne Vorkommen sind auch auf der W-seite des Tales noch festgestellt. Im übrigen wird die jungobermiozäne Bedeckung vor allem von den sandig-kalkigen Bildungen des Hagauer und Trendeler Deltas bzw. deren tonig mergeligen bekentieferen Äquivalenten gebildet. Im westlichen Talhang trifft man in den Gelegenheitsaufschlüssen meist schon in geringer Tiefe die von feinschichtigen Tonmergeln gebildete Unterlage der Trendeler Deltabildungen an. Weitere Einzelheiten über das Jungobermiozän und seine Lagerungsstörungen sind S. 117/118, 135/136, 148 über die sandige Überdeckung S. 158, 161 geschildert. Das heutige Rohrbachtal stellt darnach in dem vorliegenden Abschnitt zur Hauptsache ein, durch junge postobermiozäne Sackung des Trümmerfeldes entstandenes Tal dar.

Die nach W anschließende **Trendeler Hochfläche** mit ihrer Fortsetzung nach S, dem **Trendeler Burgberg** wird zur Hauptsache von den sandig-kalkigen Absätzen des Trendeler Deltas gebildet. Ihre feinschichtige Riesseetonmergelunterlage wurde auch hier fast am ganzen S- und W-hang entlang angetroffen. Im Riesessel sind, wie das S. 135 beschriebene Profil vom Einschnitt der Rohrach zeigt, feinschichtige Riesseetonmergel ihre Äquivalente. Weitere Einzelheiten über das Jungobermiozän sind von hier S. 116/117, 134/135, 146/147, 148/149 beschrieben.



Am W-rand der Hochfläche werden die Deltabildungen in einem von Punkt 491 nach NW etwa weiterstreichenden Rücken von wenigstens 15 m mächtigem Rieskalk (s. S. 129/130) begrenzt.

In der **Riesebene** schließen am SW-fuß der Trendeler Hochfläche entlang im Kronberg und dem über Lerchenbühl nach W ziehenden Rücken noch eine Reihe weiterer Rieskalkvorkommen an. Gute Aufschlüsse bieten die Brüche bei Lerchenbühl. Als Anlagerungskern der Rieskalke wurden hier auch noch etwas verkantete Grieskalke des Wj.-Ober- $\gamma$  (s. S. 60) mit einem dünnen Schleier überschobener Eisensande des Bj.- $\beta$  angetroffen. Weiter westlich davon liegt Wj.-Ober- $\gamma$ -Grieskalk und Bj.- $\beta$ , zwischen die an der N-seite eine schmale Scholle granitischen Grundgebirges mit graugründerdigem Zersatz (s. S. 108) offenbar als Ausläufer einer zwischen ihnen und dem Lerchenbühl durchsetzenden Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Trümerschollenzone zwischengelagert ist. Gegen den Innenrand der peripheren Rieszone zu ist in einem Vorkommen am N-rand und einem zweiten im W-teil des Lindich-Waldes nur noch Bj.- $\beta$  festgestellt. Das Vorkommen im W-teil des Lindich-Waldes war auf der Sohle einer Sandgrube unmittelbar an dem hier zwischen dem „n“ und dem „d“ etwas angeschnitten. Der Aufbau des älteren Untergrundes, wie er sich in diesen wenigen Vorkommen zeigt, deutet auf einen entsprechenden konzentrisch-zonaren Aufbau, wie wir ihn im Amerbacher Gebiet in der peripheren Rieszone kennengelernt haben.

Im übrigen wird die periphere Zone im Anschluß an den SW-Fuß der Trendeler Hochfläche größtenteils von sandiger Überdeckung mit den feinschichtigen Rieseetonmergeln als Unterlage eingenommen. Einzelheiten über die sandige Überdeckung dieses Gebietsteils sind bereits S. 157–159 angeführt. Die tonigen Jungobermiozänabsätze lassen in der S. 137 erwähnten Tiefbohrung  $\frac{3}{4}$  km ONO Haid bereits eine Mächtigkeit von nahezu 30 m erkennen, ohne daß ihr Liegendes dabei angetroffen wurde.

### 3. Das Riesinnere.

Als der beste Rundblick über die Riesebene und seine Umrandung erhebt sich im SW-eck des Kartenblattes mit größtenteils steil ansteigenden Böschungen der **Wennenberg**, an seinem dunklen

Schöpfchen, einem Tannen- und Föhrenwäldchen, schon von weitem kenntlich. Sein Name ist bereits in die Geschichte eingegangen durch die Schlacht bei Nördlingen am 3. August 1645, in welcher der rechte churbayerische Flügel im Kampf gegen die Franzosen auf seinem Gipfel stand.

Auf den älteren geologischen Karten ist er schematisch als obermiozäner Rieskalk mit einer Basis von kristallinen Gesteinen eingezeichnet. Im Falle der AMMON-GÜMBEL'schen Karte trägt diese kristalline Basis auf ihrer W-seite auch noch einen Fetzen von „Reibungsbreccie“. Der ohne Zweifel vorhandene Grundgebirgssockel liegt in Wirklichkeit nur in einem schmalen, von wenig unterhalb halber Höhe N-hang über den Gipfel bis halber Höhe SW-hang etwa reichenden Streifen in den Abstichen der Terrassen und vor allem aber in dem bekannten Bruch auf der N-seite in größerem Umfange frei. In einigen kleinen, auf der Karte nicht mehr darstellbaren Anschnitten an der Basis der Abstiche einiger Terrassen auf der NO- und OSO-seite des Berges, die besonders tief in die Hänge eingelassen sind, ist er ebenfalls angetroffen worden. Soweit die genannten Aufschlüsse erkennen ließen, muß das Grundgebirge des Wennenberges als einheitlich im Zusammenhang geblieben bezeichnet werden, zumal da es, wie auch schon LÖFFLER (1926 S. 59) betont in dem oben genannten Bruch in einem in NNO—SSW-Richtung etwa durchsetzenden Gang, das ursprüngliche Ganggestein, den kerantitischen bzw. aschaffitischen Wennebergit (s. S. 15) noch in ungestörtem Verbande einschließt. An seinem Aufbau hat neben dem Randfaziell ausgebildeten „Biotitgranit“ (s. S. 12) direkt nur noch der rötlich mittelkörnige Kerngranit teil, der an der S. 14 erwähnten Stelle durchbricht. Reste kristalliner Schiefer, zur Hauptsache ein zum Teil granatführender, feinkörniger, schwarzer Biotitgneis (s. S. 11) liegen in der oberflächlichen Schuttdecke, am häufigsten in den oben erwähnten Anschnitten des NO- und OSO-hanges verstreut.

Die „Reibungsbreccie“ über der SW-seite des Berges konnte nicht mehr festgestellt werden, vermutlich war sie damals in der durch die jungen Auffüllungsmassen hier angedeuteten Grube erschlossen. Wie bei den übrigen Vorkommen auf Blatt Wemding so dürfte es sich wohl auch hier um mit Letten durchsetzte Stubensandbildungen des Keuper gehandelt haben.

Die Flanken des Grundgebirgssockels bedecken die Bildungen des jungobermiozänen Riessees. Auf der W- und SSO- bis OSO-seite des Berges ist es jeweils eine aus Algen- und Schwemmkalken aufgebaute, mindestens 4 m mächtige Rieskalkdecke, die im Hangenden Schutteinlagerungen führt, die aus der Aufarbeitung des Grundgebirgssockels (W-seite) bzw. von Rieskalken (SSO- bis OSO-seite) durch die Brandung gebildet sind. Auf der SO-seite des Gipfels grenzen die Rieskalke mit einer groben Bresche des Grundgebirges an dieses. Eine eingehende Beschreibung der Aufschlüsse in den Rieskalken und der Beweis für die irrige Annahme von Sprudelkalken in den konzentrisch-schaliges halbkugelförmiges Stockwachstum mit „radialen Gasröhren“ zeigenden Algenkalke wurde bereits S. 127 gegeben.

Im übrigen trägt der Grundgebirgssockel eine aus seiner Aufarbeitung durch die Brandung entstandene Decke aus teils losen, teils verfestigten feinerklastischen Bildungen, die mit Ausnahme der im folgenden beschriebenen Sand- und Geröllschichten von der O-seite des Gipfels, stets auch einen gewissen Kalkgehalt aufweisen. Am N-fuße des Berges ließ ein Gehängeanschnitt bereits eine Mächtigkeit von über 2 Metern erkennen. Vom Anstieg des OSO-hanges stammen einige Funde von *Cepaea sylvestrina sylvestrina* SCHLOTH. aus ihnen.

Die eben erwähnten kalkfreien Sand- und Geröllschichten der O-seite des Gipfels erschließt dort eine kleine Grube in über 1 m Mächtigkeit. Es sind von oben nach unten in etwa 80 cm Mächtigkeit ein Wechsel von Feinsanden mit gröberen Geröllsanden und in etwa 20 cm Mächtigkeit Schichten von feinstem Sand. Die „Gerölle“ zeigen höchstens Kantenrundung. Die muldenartige Lagerung der Schichten, wie sie sich vor allem in dem Auskeilen derselben gegen den SW- und NO-teil der Grube zu zeigt, läßt erkennen, daß wir es nur mit der Ausfüllung einer Unebenheit des Grundgebirgssockels zu tun haben.

An die klastischen Bildungen schließen sich am Fuße des Berges unmittelbar die feinschichtigen Riesseetonmergel an, während bei den Rieskalken dazwischen noch lose, zum Teil auch feinschichtig plattige Kalk- bzw. kalkreiche Mergel folgen.

Nach der Darstellung, die schon BRANCA (1903 S. 56, Fig. 5) und besonders derjenigen, die KLÄHN (1926 S. 348, Prof. 7) von

den Lagerungsverhältnissen der Riesseeablagerungen im Bereich des Wennenberges gaben, hatten diese Forscher offenbar die Vorstellung, daß die von der O-seite erwähnten Sand- und Geröllschichten und die an der SO-seite entwickelten groben Breccien und die Rieskalke das Grundgebirge ursprünglich in der genannten Reihenfolge als eine mehr oder weniger horizontale Schichtfolge überdeckten. KLÄHN kommt daher auch zu der Annahme, daß die Grenze des Grundgebirges gegen die Rieskalke auf der N-seite einerseits und gegen die Riesseeabsätze auf der O- mit SO-seite andererseits jeweils eine Störungslinie darstellt. Im Gegensatz dazu beweist nun aber die auf der NW-seite festgestellte Grundgebirgsschutteinlagerung im Hangenden der Rieskalke (s. S. 128), daß auf dem Gipfel des Berges der Grundgebirgssockel selbst gegen das Ende der Bildung der Rieskalke noch zur Aufarbeitung durch die Riesseebrandung freigelegen sein muß und infolgedessen diese Grenzen im wesentlichen als ursprünglich aufzufassen sind. Nichtsdestoweniger müssen jedoch auch wir auf Grund unserer früheren Ausführungen über die Sedimentationsverhältnisse im Riessee annehmen, daß im Gefolge der postmiozänen Sackung des Rieskessels die Flanken des Wennenbergs durch Verwerfungen tiefer gelegt und versteilt wurden, womit die von KLÄHN beobachteten Kluffbildungen in den Rieskalcken wohl zusammenhängen.

Jenseits der Wörnitztalaue im **Rudelstettener** Gebiet zwischen dem südlichen Blattrand und der Bahnlinie Wemding—Fessenheim liegt in bisher unbekanntem Ausmaße ebenfalls Grundgebirge, mitunter mit Resten des postriesischen roterdigen bzw. bunten kaolinischen Zersatzes. Daneben ist vom älteren Trümmergebirge auch hier nur noch Keuper in kleineren Resten festgestellt.

Das Grundgebirge war in den vergangenen Jahren in den vier östlichen, südlich des Dosbaches auf der Karte eingetragenen Vorkommen in Gruben und in den Vorkommen an der Fessenheimer Straße N Rudelstetten im Einschnitt des Rodelbachgrabens gut aufgeschlossen. Das Vorkommen im sog. „Kranich-Holz“ NO Punkt 412 an der Fessenheimer Straße war während der Feldaufnahme in dem Graben einer hier gezogenen Drainage für kurze Zeit entblößt. In all diesen Aufschlüssen zeigte sich das Grundgebirge stets nur als eine,

wenn auch meist sehr stark zerpreßte, so aber doch durchaus einheitlich im Zusammenhang verbliebene Masse, die in dem als vorletztem erwähnten Vorkommen das ursprüngliche Wennebergitganggestein (s. S. 15) ebenfalls noch im ungestörten Verbands, und zwar bemerkenswerterweise mit gleichem Streichen wie im Wennenberg einschloß. Diese Einheitlichkeit ist insbesondere auch für die tieferen Teile des schon lange bekannten Vorkommens im W-teil des Waldabteils Metzenau mit der in ihm eingekleiteten Keuperscholle zu betonen. Was hier die wirre Struktur bewirkt, die LÖFFLER (1926 S. 58) an eine Sprengschuttmasse gemahnt, ist ohne Zweifel eine erst jung, und zwar unter den Einwirkungen des diluvialen arktischen Bodenflusses oberflächlich entstandene Art „Bunter Bresche“. Diese besteht nämlich zur Hauptsache nur aus mehr oder weniger lehmigem Sand von der Art der Riessande dieses Gebietes und Schlieren und Linsen der im Bereich der Grube nach O zu anstehenden ursprünglichen Gesteinsbildungen.

Am Aufbau des Grundgebirges ist hier neben dem randfaziell ausgebildeten „Biotitgranit“ in weitem Umfange bereits auch der rötlich mittelkörnige Kerngranit (s. S. 13) beteiligt. Reste kristalliner Schiefer sind als Lesesteine mit dem „Biotitgranit“ verknüpft. Am häufigsten ist ein stets deutlich schiefriger, feinkörniger, schwarzer Biotitgneis (s. S. 11), ein Sedimentgneis, wie er auch auf dem Wennenberg angetroffen wurde. Daneben ist es noch ein mehr oder weniger glimmerarmer Eruptivgneis (s. S. 11).

Der Keuper ist außer in dem bereits S. 24 beschriebenen Vorkommen der Metzenau auch noch S Rudelstetten in der östlichen Böschung des Wörnitzaltwasserlaufes und in der südlichen Böschung des neugezogenen Laufes des Dosbaches ca. 1400 m östlich seiner Einmündung in das eben genannte Altwasser direkt neben der Brücke etwas entblößt. Es ist stets ein mit roten bzw. grünlichen Letten durchsetzter Quarzgeröll führender Stubensand.

Traß ist in nicht weniger als neun bisher unbekanntem Ausbruchspunkten (s. S. 99) festgestellt. In dem schon mehrfach genannten „Kranich-Holz“ bildet ein solcher die Unterlage für ein Rieskalkvorkommen.

Von einer Anhäufung wirr über und durcheinander geschobener Sprengschollen zu sprechen, besteht offenbar auch hier im Be-

reich des Wennenberg-Rudelstettener Trümmerschollengebietes kein Grund. Die Gleichartigkeit der kristallinen Schieferreste vom Rudelstettener Gebiet und vom Wennenberg deutet vielmehr auf eine innere Zusammengehörigkeit dieses ganzen Trümmerschollengebietes. Nach unseren oben erwähnten Beobachtungen über das Streichen der Wennenbergitgänge erscheint diese dazuhin derart zu sein, daß diese Gänge sogar noch mit dem gleichen Streichen erhalten geblieben sind, das im alten variskischen Grundgebirge bekanntlich für die gleiche Gangformation größtenteils ebenfalls gleich ist. So darf man auch für das Wennenberg-Rudelstettener Trümmerschollengebiet nur radiale Hebungs- und Senkungsbewegungen annehmen.

Die weitere Fortsetzung dieses vorwiegend von Grundgebirge mit Resten von Keuper aufgebauten Trümmerschollengebietes gegen N läßt W von Amerbach ein entsprechend aus Grundgebirge und Keuper, mit roten Letten durchsetztem Stubensand, aufgebautes Vorkommen erkennen, das zugleich auch die Unterlage für ein an seiner W-seite liegendes Rieskalkvorkommen bildet. Das Grundgebirge ist „Biotitgranit“ mit Wennenbergit (s. S. 16). Unmittelbar N von hier ist bei Punkt 429 ein weiteres Rieskalkvorkommen ausgebildet; welches seine Unterlage ist, konnte nicht sicher festgestellt werden. Ein roter Letten in einem Maulwurfs-haufen auf der O-seite deutet auf Keuper.

Im übrigen wird das ganze Riesinnere nur von Alluvbildungen, Lößlehm und Geröllsandüberdeckung eingenommen, wobei tonige Jungobermiozänabsätze durchweg die Unterlage zu bilden scheinen. Einzelheiten über diese Bildungen sind bereits im Zusammenhang mit ihrer stratigraphischen Beschreibung angeführt. Hier sei noch festgestellt, daß das rieseinwärts an die in weitem Bogen vom N-fuß des Wennenberges über das Weiler- und Eich-Holz—Punkt 417,8 (W von Laub) zum Punkt 416 N von Haid etwa verlaufende Grenzlinie sich anschließende Gebiet größter Mächtigkeit der tonigen Riesseeabsätze bemerkenswerterweise gerade jenen Teil unseres Blattgebietes einnimmt, der von ihm auch auf das durch die geophysikalischen Messungen festgestellte, 12 km große, trichter- bis wannenförmige Massendefizit (s. A. BENTZ und K. JUNG 1931) entfällt. Diese Tatsache macht es in Verbindung mit unseren früheren Ausführungen über die Sedimentationsverhältnisse im Riessee (s. S. 144) wahr-

scheinlich, daß dieses Gebiet nur das Rändgebiet eines den ganzen Bereich dieses Massendefektes umfassenden einheitlichen Jungobermiozänbeckens darstellt. Für den Boden dieses Beckens ergibt sich im Süden zwischen dem Grundgebirgsvorkommen an der Fessenheimer Straße N Rudelstetten (Höhenlage Grenze Jungobermiozän/Grundgebirge ca. 412 m ü. d. M.) und der WNW davon gelegenen nächsten benachbarten, 90,6 m tief reichenden Tiefbohrung 1921 Nr. 1 (s. S. 137) mit ihrer in 317,4 m ü. d. M. liegenden Sohle bereits ein Gefälle von etwa  $3^{\circ} 23'$ . Nachdem in dieser Tiefbohrung das Liegende noch nicht erreicht wurde und in den in ihr zuunterst durchsunkenen Jungobermiozänbildungen auch noch keinerlei Anzeichen für dessen Nähe beobachtet werden konnten, dürfte dieses sogar noch wesentlicher größer sein. Eine Bohrtiefe von 110 m, wie sie in der nur 900 m nördlich von hier gelegenen Tiefbohrung 1921 Nr. 3 (s. S. 137) erreicht wurde, ohne daß auch hier irgendwelche Anzeichen der Nähe des Liegenden sich gezeigt hätten, ergibt bereits eine Neigung von  $3^{\circ} 58'$  oder rd.  $4^{\circ}$ .

#### 4. Wasserhaushalt.

**Schichtquellen** liegen in dem hier behandelten Gebiet nur im Bereich der Trendeler Hochfläche vor, wo die von den feinschichtigen Rieseetonmergeln gebildete Unterlage der sandig-kalkigen Deltabildungen die zahlreichen Wasseraustritte an den Hängen entlang bedingt. Das Dorf Trendel wird vollständig durch sie versorgt.

**Überlaufquellen.** Bei den von den Weißjurakalken gebildeten Höhen haben dagegen die umgebenden tonigen Trümmergesteine fast überall eine günstige Verdämmung und damit Aufstau der Sickerwässer bis zum Überlauf am tiefsten Ausstrich des durchlässigen Gesteins bewirkt. Sie haben dadurch neben regionalem Austritt auch eine größere Anzahl von häufig sogar recht starken das ganze Jahr über fließenden Quellen an ihrem Rande entstehen lassen, wie man dies bei autochthonem Aufbau der Trümmergebiete erwarten muß. Fast alle Siedlungen der peripheren Rieszone und der Riesumrandung werden durch diese Wasseraustritte oder aber durch Brunnen, die in das in diesen Weißjura-becken gestaute Wasser abgesenkt sind, versorgt.

Die zur Versorgung der Stadt Wemding am Fuße des W-hanges des Mühlbachtals, NO von ihr, gefaßte Quelle verdankt ihren Wasserreichtum zu einem großen Teil einer künstlichen unterirdischen Zufuhr vom Dosweiher. Die stärksten Quellen sind neben der eben genannten, der Brunnen bei der Wallfahrt Wemding, die Quelle des Dosweiher, die vom Fuchsberg unmittelbar N von letzterer, und die drei Quellen vom östlichen Talhang der Rohrach bei Polsingen.

Entlang dem Fuße der Weißjurahöhen S von Wemding sind bemerkenswerterweise keine Quellen ausgebildet, obwohl in ihnen am O-rande der Dosbach und das im Haupttrümmergebiet SSW Lommersheim entspringende Bächlein versetzt. Die Ursache dafür liegt, wie wir unten sehen werden, in einem rieseinwärts gerichteten unterirdischen Abfluß in den angrenzenden Jungobermiozänabsätzen.

**Artesische Schwefelbrunnen und -quellen.** Die Schwefelwässer des Wildbades Wemding waren nach Angabe SCHNITZLEIN's (1830) schon vor Anfang des 15. Jahrhunderts als Heilbad bekannt und benützt. Es sind drei sehr lebenskräftige Brunnen, die nach den Beobachtungen des Besitzers H. SEEBAUER, auf Klüften und den feinschichtigen Riesseetonmergeln austreten. Die chemische Untersuchung durch H. TRILLICH (1887) ergab ein kaltes ( $6-10^{\circ}$  C) Schwefelwasser mit hohem Gehalt an schwefelsauren und kohlen-sauren Salzen, das unter die stärksten derartigen Wässer in Deutschland zu zählen sei.

Bei der Anlage des Brunnens im Maschinenhaus des Bahnhofes Wemding wurde ebenfalls Schwefelwasser gefaßt. Eine sehr starke, das ganze Jahr über fließende Quelle liegt im Laufe des Dosbaches beim NO-eck des Waldabteils Neuhau. Auf ihren Schwefelgehalt deutet ein beim Reinigen des Dosbachgrabens im Anschluß an sie gemachter Fund eines faustgroßen Schwefelkiesknollens. Auf eine stark gespannte Quelle ist der Besitzer des Wildbades Wemding neuerdings bei der Anlage einer 3–3,5 m tiefen Drainage ca. 180–200 m SO vom Hauptgebäude des Wildbads in den feinschichtigen Riesseetonmergeln gestoßen. Das Wasser soll bei ihr in Form eines 2 cm dicken Strahles etwa 10 m springbrunnartig über die Erdoberfläche emporgestiegen sein. Da eine Beeinflussung der Schwefelbrunnen des Wildbads befürchtet wurde, wurde die Austrittsstelle sofort wieder verstopft.



Diese artesischen Schwefelbrunnen und -quellen verdanken ihren Schwefelwasserstoffgehalt ohne Zweifel, wie bisher allgemein (s. KRANZ 1926 S. 151, ebenda SCHUTSER S. 152 und SCHRÖDER S. 155) angenommen wurde, der Zersetzung von Schwefelkies der Jungobermiozänabsätze des Untergrundes. Sie sind offenbar durch den rieseinwärts gerichteten unterirdischen Abfluß der in den anschließenden Riesrandhöhen in die Tiefe versitzenden Tagewässer in einer oder wahrscheinlich sogar mehreren linsenartigen, schwefelkiesreichen Einschaltungen der tonigen Riesseeablagerungen bedingt und deren Wiederaufstieg auf Klüften in denselben.

Die Brunnen im Ries benützen wegen des Schwefelwasserstoffgehaltes der Wässer des Jungobermiozän-Untergrundes alle nur das in der sandigen Überdeckung stehende **Grundwasser**, und zwar vor allem der Bachläufe.

## 5. Gesamtbild vom Bau des Gebietes.

Fassen wir die in den vorhergehenden Besprechungen gewonnenen Ergebnisse zusammen, so ergibt sich, daß unzweifelhaft wurzellos lagernde überschobene Massen nur in ganz geringem Umfange vorliegen. Die Hauptmasse bilden meist nur als dünner Schleier erhaltene Eisensandmassen des Bj.- $\beta$  und tonigsandige Massen des Keupers, wobei nicht selten nur ein Übergreifen von Teilen einer entsprechenden Trümmerscholle auf angrenzende Weißjurakalke vorliegen dürfte. Die einzigen im Gebiet angetroffenen, aus einheitlichen Schollen bestehenden Überschiebungen von Weißjurakalken sind die schon lange bekannten Wj.- $\delta$ -Überschiebungen von Wemding, die sich aber als rein örtliche Verschiebungen des Autochthons erwiesen. Einzelreste fast aller am Aufbau des Gebietes beteiligten vorriesischen Formationen sind in der Überdeckung verstreut. Sie sind selbst im Bereich der Riesrandhöhen zu einem großen Teil nur normaler Gehängeschutt und durch diluviale arktische Fließerden verfrachteter Schutt aus den die benachbarten Höhen aufbauenden Gesteinen. Vorkommen Bunter Bresche sind in geringem Umfange ebenfalls festgestellt. Entstehung als Anhäufung diluvialer arktischer Fließerden ist bei den meisten wahrscheinlich und in dem S. 170/171 beschriebenen Vorkommen vom Schneidbruch Wemding sicher erwiesen.

Im übrigen aber ist das gesamte Schollengebirge im Bereich unseres Blattgebietes als autochthon zu betrachten. Die Gründe dafür sollen im folgenden noch einmal kurz herausgestellt werden:

Zunächst einmal ist die Lagerung schon insoferne nicht regellos als sich im Aufbau der peripheren Rieszone und der Riesumrandung überall, wo in diesen der ältere Untergrund in geschlossenem Zusammenhang angetroffen wurde, ganz eindeutig geschlossene einheitlicher zusammengesetzte Schollenstreifen, -gürtel und -felder unterscheiden lassen. Es sind insbesondere zwei Arten:

1. Stark gestört lagernde Schollenzonen, die von einzelnen kleineren zwischengelagerten Schollen mittleren Weißjuras abgesehen nur aus Wj.- $\beta$  und den älteren Formationsgliedern aufgebaut werden, das sind die Schollengebiete 1. Ordnung oder sogenannten Haupttrümmergebiete.
2. Weniger stark gestört lagernde Schollenzonen, die aus Wj.- $\gamma_2$  mit  $-\delta$  und im S zum Teil auch noch Wj.- $\epsilon$  gebildet werden, die Schollengebiete 2. Ordnung.

Die periphere Rieszone erscheint mit Ausnahme der im Gebiet von Metzles Berg—Punkt 422, Ziegelberg—Punkt 522—Wallfahrt, Wart—Polsinger Berg und von Lerchenbühl vorliegenden Schollenstreifen 2. Ordnung von einem geschlossen zusammenhängenden Haupttrümmergebiet, und zwar vor allem von geschlossenen Schollenzonen aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge (Keuper und Schwarzjura) gebildet zu werden. Die Riesumrandung mit dem Riesrand kennzeichnet ein, mit Ausnahme einer kurzen Unterbrechung zwischen der alten Wolferstätter Straße und dem Dosweiher, geschlossen zusammenhängender, meist aber nur sehr schmaler Schollengürtel 2. Ordnung. Anschließend nach Osten wird die Riesumrandung offenbar wieder zur Hauptsache von Haupttrümmergebieten eingenommen, in denen jedoch Grundgebirge und ältestes Deckgebirge nur noch geringen Anteil haben.

In dem die Riesumrandung bildenden Schollengürtel 2. Ordnung ergaben die Untersuchungen dazuhin, daß selbst der unzweifelhaft autochthone Untergrund der Riesumrandung einer komplizierten Kleinschollentektonik zufolge größtenteils nicht mehr von den in seinem Bereich ursprünglich die alte Landoberfläche bil-

denden Gesteinen des Wj.-Ober- $\delta$  und  $-\epsilon$ , sondern von älteren, gehobenen Schichten bis zum Wj.- $\gamma_2$  hinab gebildet wird. Des weiteren zeigen in ihm auch bereits die hangenden dickbankigen bzw. massigen Gesteine des Wj.- $\delta/\epsilon$  durchwegs eine weitgehende Auflösung ihres Verbandes in kleinere Schollen und Blöcke und in einzelnen zum Teil bis zu weit über 10 m breiten Zonen, vor allem den Grenzzonen zwischen seinen verschiedenen Schollen und gegen die angrenzenden Haupttrümmergebiete, eine ins Kleinste bis zur Vergriesung gehende Zertrümmerung. Die liegenden dünnbankigen Gesteine dagegen erscheinen in Gebieten, in denen die Schollenzertrümmerung und -verlagerung eine größere ist, sogar in ihrem ganzen Umfange ziemlich erheblich zertrümmert und dies selbst im Liegenden von im Schichtverband nur gelockerten Wj.- $\delta$ -Kalken, wie die Verhältnisse im Bereich des Bockesgrabens SO Wemding zeigen. Eine ins kleinere gehende Zertrümmerung und stratigraphisch zu hohe Lage der entsprechenden Weißjurakalke konnte also darnach kein Grund mehr für die Annahme ortsfremder Lagerung sein. Im Falle der Schollenzone 2. Ordnung von Ziegelberg—Punkt 522--Wallfahrt und von Metzles Berg—Punkt 422 muß man daher insbesondere schon auf Grund der im allgemeinen geringen Zertrümmerung autochthone Lagerung annehmen.

Des weiteren besteht in allen Teilen unseres Blattgebietes vor allem ein Zusammenhang zwischen den Störungen der Schollenstreifen 2. Ordnung und dem Auftreten der Haupttrümmergebiete. An vielen Stellen ist direkt eine durch kleine Verwerfungen nur gestörte gebundene Schichtfolge zwischen beiden gegeben. Ebenso besteht auch ein Zusammenhang zwischen den Störungen des aus Braunjura und Unterem Weißjura bestehenden Trümmergebirges und dem Auftreten der aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge bestehenden Trümmerschollenzonen.

In allen Haupttrümmergebieten werden auch die Schollen stets mit normaler Folge der Schichten erhalten angetroffen. Kein einziger Fall einer überkippten bzw. verkehrten Lagerung ist festgestellt. Eine weitere Gesetzmäßigkeit scheint ja auch darin zu bestehen, daß die Schollenzonen 2. Ordnung im Ries stets nur Höhen bilden.

In den Grundgebirgsschollenzonen von Amerbach und vom Rodelbach/Kreuter Bach—Ursprungsgebiet läßt die Gleichartigkeit

der am Aufbau beteiligten Gesteine des Grundgebirges und ihre Übereinstimmung mit den Einschlüssen der in ihnen aufsetzenden Traßdurchbrüche für diese außerdem eine innere Zusammengehörigkeit der zutage gehenden Grundgebirgsschollen unter sich, als auch mit dem Grundgebirge in der Tiefe schließen. Der gleiche Zusammenhang wurde auch im Polsinger Trümmergebiet festgestellt.

Die örtliche Häufung der Traßdurchbrüche im Bereich der Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Schollenzonen und deren gesetzmäßige randliche Lage ist durch örtlichen Aufbruch ebenfalls besser zu erklären, zumal in einem Teil der Traßdurchbrüche aufgedrungener Schmelzfluß vorliegt. Dasselbe gilt auch hinsichtlich des allenthalben beobachteten Hinabgreifens der Trümmernmassen unter die Sohle der Täler und der Grundwasserverhältnisse.

Die Trümmerschollenzonen sind insbesondere auch nicht regellos angeordnet. In der peripheren Rieszone ergaben die Untersuchungen im Anschluß an die Schollenzone 2. Ordnung des Höhenrückens Ziegelberg—Punkt 522—Wallfahrt ganz deutlich eine konzentrische, bogenförmig in NNW bis NW etwa verlaufende Anordnung derselben, und zwar insbesondere was die aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge bestehenden Schollenzonen betrifft. Dieser gesetzmäßige Bau hat zweifellos nichts mit dem durch Regellosigkeit gekennzeichneten Bild eines „mit Sprengschollen und -schutt erfüllten Trichterrandgebietes“ (KRANZ) zu tun, auch nicht unter Annahme einer gewissen schuppenartigen Anordnung der Trümmerschollen. Dies um so mehr, als in dem südlich von dem obengenannten Schollenstreifen 2. Ordnung anschließenden Abschnitt der peripheren Rieszone deutliche Hinweise für einen weitgehend symmetrischen Aufbau gegeben sind. Ein erster Hinweis ist zunächst einmal in dem südsüdwestwärts gerichteten Lauf des Riesrandes gegeben. Genau in der südwardigen Fortsetzung zu dem südlichen Ausläufer des Grundgebirgsschollenzuges des Rodelbach-Kreuter Bach—Ursprungsgebietes beginnt im S-hang des genannten Höhenzuges der S. 198 beschriebene, entsprechend aufgebaute Schollengürtel. Eine der ersteren Schollenzone ähnliche Fortsetzung im Rieskessel entlang dem Riesrand nach S läßt sein Untertauchen unter die junge Bedeckung und die intensive Vergriesung, welche der Riesrand in

seinem am weitesten rieseinwärts reichenden Abschnitt auf der N-seite der Einmündung des Dosbachtals in den Rieskessel zeigt, in Verbindung mit der hier anschließenden entsprechenden, von mächtigen tonigen Jungobermiozänabsätzen erfüllten Senke erkennen. Ein dem östlichen südwardigen Ausläufer der Amerbacher Grundgebirgsschollenzzone entsprechender Ausläufer beginnt wieder genau südlich von diesem. Ebenso ist ein zweiter, dem westlichen südwardigen Ausläufer der Amerbacher Grundgebirgsschollenzzone entsprechender wieder genau südlich von diesem angedeutet (s. S. 199). Die zwischen Punkt 422 und dem O-rand des Waldabteils „Metzenau“ in nordnordöstlicher Richtung ziehende, mit mächtigeren tonigen Jungobermiozänabsätzen erfüllte Senke und deren zwischen Metzles-Berg und dem Rieskalkvorkommen bei der Lohmühle N von ersterem gegen O verlaufende Verbindung zu dem Jungobermiozänbecken zwischen Metzles Berg und Riesrand (s. S. 196) hängt offenbar ebenfalls mit dem entsprechenden weiteren Verlauf dieser Grundgebirgsschollenzzone zusammen, wie ihn die Amerbacher Schollenzzone zeigt. Der Schollenzzone 2. Ordnung der Wart entspricht die des Metzles Berg—Punkt 422.

Ebensowenig ergaben sich für die im Riesinneren im Gebiet von Rudelstetten—Wennenberg bis zu über 3 km Breite vorliegende, aus Grundgebirge mit Resten von Keuper bestehende Schollenzzone irgendwelche Beweise für das Vorliegen eines Haufwerks von Sprengschollen und -schutt. Die hier angetroffene Gleichartigkeit des Aufbaus und das in zwei verschiedenen Schollen beobachtete gleiche Streichen des Wennebergitganggesteins spricht vielmehr dafür, daß wir es hier mit einer stark in Schollen aufgelösten, im übrigen aber durchaus einheitlich zusammengehörenden Grundgebirgsmasse zu tun haben. Sie stellt offenbar nur einen Randteil eines an die innerste Braunjuraschollenzzone der peripheren Rieszone anschließenden großen zentralen Kernes dar, dem gegen das Riesinnere zu, wie die Verhältnisse in den randfernsten Schollen vom Wennenberg und von der Fessenheimer Straße erkennen lassen, aber auch die intensive bis zur Vergriesung gehende Zerpressung der randnäheren Teile fehlen dürfte.

Auch im übrigen Ries deutet die Anordnung der Schollen auf einen ganz entsprechenden Aufbau, wie insbesondere die Blät-

ter Möttingen (NATHAN 1926) und Edernheim (NATHAN 1935) erkennen lassen. BRANCA und E. FRAAS (1901 S. 37–45) hatten den konzentrischen Aufbau des Rieses ebenfalls schon klar erkannt.

### **Deutung.**

Das Phänomen des Rieses besteht nach unseren vorstehend beschriebenen Untersuchungen und Erörterungen im Bereich des Blattes Wemding offenbar vor allem in einer großen zentralen Aufbeulung aus Grundgebirge mit zwischengelagerten Restschollen der ursprünglichen Keuperüberdeckung, die in der peripheren Rieszone von konzentrisch zonaren, entsprechenden Aufbrüchen aus Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge (Keuper und Schwarzjura) umgeben ist. Zu diesen Aufbrüchen kommen in der Riesumrandung noch einzelne kleine, zum Teil deutlich O–W etwa gerichtete Keuperaufbrüche. In dem nun aber in der peripheren Rieszone und in der Riesumrandung auch das angrenzende übrige Schollengebirge aus Braun- und Weißjura von einzelnen zwischengelagerten Resten der alten Landoberfläche abgesehen, durchwegs bereits von älteren Schichten aufgebaut wird, die in der Riesumrandung vor allem, größtenteils noch heute in gehobener Lagerung vorliegen, läßt der Bau überhaupt eine allgemeine Hebung des Rieses und seiner Umrandung erkennen. Dies um so mehr, als die eingehende Untersuchung der jungobermiozänen und jüngeren Ablagerungen in Verbindung mit den so häufigen Riesbeben (s. REINDEL 1903) sichere Anzeichen dafür ergaben, daß die sonst tiefere Lage die Folge eines über die ganze nachriesische Zeit bis heute fortdauernden Absackens des Rieses und seiner Umrandung ist. Schon bevor es zum Durchbruch der Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Aufbrüche kam, muß es einen bereits wieder eingeebneten, ehemals flach gewölbten bis weit über das Ries hinaus reichenden „Riesberg“ mit Aufbrüchen tieferer Schichten bis wenigstens zum B<sub>j</sub>- $\beta$  hinab gegeben haben. Für das Problem der Bildung der überschobenen Trümmersmassen kann dieser Riesberg aber nur über den noch erhaltenen Resten der alten Landoberfläche eine gewisse Rolle spielen. Im Bereich unseres Blattgebietes sind nur die in den W<sub>j</sub>- $\delta$ -Überschiebungen NNO Wemding vorliegenden Verschiebungen des Anstehenden, an deren Überschiebungsschutt eigentlich riesisches Trümmermaterial noch nicht betei-

ligt ist, sicher als eine Überschiebung dieses Riesberges aufzufassen. Von einer Entstehung durch eine Phase der Abtragung wohlgetrennt sind die Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Aufbrüche. Die im Bereich unseres Blattgebietes, neben den eben genannten Wj.- $\delta$ -Überschiebungen angetroffenen überschobenen Trümmernmassen des Bj.- $\beta$  mit Grundgebirge sind, soweit es sich nicht überhaupt nur um jungen Schutt handelt, als randliche Überpressungen, Abrutschungen und Schuttbildungen von den ehemaligen Höhen ihrer benachbarten Grundgebirgs- und Keuperaufbrüche vollkommen erklärt. Ja wir müssen sogar annehmen, daß große Teile der zu Beginn ihrer Aufpressung über ihnen noch vorhanden gewesenen Gesteine teils schon während, teils unmittelbar nach ihrer Aufpressung, aber noch bevor die Traßdurchbrüche stattfanden, der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Ein Grund zur Annahme einer großen zentralen Explosion besteht für unser Blattgebiet demnach nicht.

Die Erklärung für die hier vorliegenden gesetzmäßigen Aufpressungen und Gesteinszertrümmerungen muß in der oberflächennahen Intrusion einer gewaltsam empordrängenden Magma-kuppel gesucht werden, durch die das Dach nicht regellos, sondern in einer der Form der Kuppel entsprechenden gesetzmäßigen Weise zerspalten und daher auch dementsprechend aufgepreßt wird. Die Berechnung der Druck- und Zugbeanspruchung des Daches über der Aufbruchskuppel einer größeren Tiefenmasse, wie sie zur Deutung der schottischen Ringgangintrusionen vorgenommen wurde (s. J. E. RICHEY 1931–32 und J. E. RICHEY und H. H. THOMAS 1930), führt nämlich zu einer solchen ringförmigen Zerspaltung, wobei die Spalten auch nicht senkrecht, sondern mit mehr oder weniger steiler Neigung in Kegelmänteln gegen die Scheitelregion einfallen. Für die mehr oder weniger zentrisch angeordneten Aufbruchsgebiete der peripheren Rieszone wäre darnach insbesondere ein gegen das Riesinnere gerichtetes Einfallen anzunehmen, wie das ja tatsächlich auch in dem Opalinus-Tonaufbruch des SCHNEID'schen Steinbruchbetriebes NNO Wending (s. S. 75) beobachtet ist. Im Falle des Hagauer Keuperaufbruches (s. S. 192/193) deutet die offenbar nach S einfallende Grenzfläche auf eine im S von ihm ostwärts streichende Scheitelregion des Lakkolithen. Tatsächlich kommt ja auch schon für das seit dem Jungobermiozän andauernde Ab-

sacken des Rieses und seiner Umrandung nach dem gesamten Ausmaß (über 200 m) desselben nur das langsame Zurückweichen dieser lakkolithischen Magmamassen in Betracht. Die in den Grundgebirgseinschlüssen der Traßdurchbrüche vorliegenden Aufschmelzungen von Dachteilen des Grundgebirges (s. S. 102) weist sogar auf ziemliche Oberflächennähe derselben unter den Grundgebirgsaufbrüchen. Die Häufung der Traßdurchbrüche in diesen deutet ebenfalls darauf.

Der alte lakkolithische, zerrüttete Riesberg von BRANCA und E. FRAAS besteht also darnach in etwas modifizierter Form zu recht. Die alten Vorstellungen BRANCA's sind ja auch nie wirklich widerlegt worden. Die zumeist als Beweis für die Wurzellosigkeit des Grundgebirges im Ries angeführte Unterlagerung desselben in der Bohrung am NO-fuß der Marienhöhe bei Nördlingen (s. KRANZ 1925 S. 85) muß nicht unbedingt eine Überschiebung bedeuten, sondern kann genau so gut durch einen Kontakt längs einer nach SW etwa einfallenden Verwerfung bedingt sein. Der andere Einwand, daß der aufsteigende Lakkolith die im Ries sich zeigenden Zertrümmerungen nicht erklären könne (s. A. BENTZ 1925), wird schon durch das Vorkommen von unzweifelhaft autochthoner Griesbildung hinfällig. Nach unseren Beobachtungen muß sie zur Hauptsache die Folge davon sein, daß die Aufbrüche nicht senkrecht, sondern schräg, und außerdem nicht parallel, sondern gegeneinander gerichtet aus der Tiefe aufgepreßt wurden.

Der ca. 12 km große, trichter- bis wannenförmige, zentrale Massendefekt des Rieses (s. S. 228) dürfte als Absatzbecken der Jungobermiozänablagerungen ebenfalls völlig erklärt sein. Für die Jungobermiozänablagerungen ergibt sich nämlich bereits auf Grund des S. 229 festgestellten Gefälles des Beckenbodens bis zu 4° bei niederer Fortsetzung desselben bis zur Beckenmitte, eine Mächtigkeit von bis zu über 400 Metern. Möglicherweise sind gerade in den bisher von den Tiefbohrungen noch nicht durchsunknen Teilen der Beckenfüllung unter 115 m auch noch mächtigere Braunkohlenabsätze am Zustandekommen des Massendefektes beteiligt, die bisher so vergeblich im Ries gesucht wurden.



## IV. Geologische Geschichte.

Zur **Vorgeschichte** des Rieses (s. SEEMANN 1926, WEGELE 1929b, DEHM 1931 und P. DORN 1937) ergibt sich aus unserem Blattgebiet, daß die dem Ries während der Jurazeit auf Grund geringerer Mächtigkeit bzw. Verschwammung gegenüber der Umgebung zugeschriebene paläogeographische Rolle einer „Riesbarre“ zwischen schwäbischem und fränkischem Absatzgebiet zur Hauptsache nur für das westliche Ries zutrifft. Hinweise dafür, daß das Oberkreide-Meer im Bereich unseres Blattgebietes bis ins Ries reichte (s. DEHM 1931 S. 200), ergaben sich ebenfalls keine. Im Alttertiär lagert eine über Wemding zur Urussel verlaufende Urwörnitz auf der Hochfläche quarzige Geröllsande ab. In einem späteren Zeitabschnitt bis zum Oberoligozän, der „mutmaßlich oligozänen Dislozierungsphase des Deckgebirges“ KRUMBECK's (1927), dem Unteroligozän nach KLÜPFEL (1929), erfolgte die Anlage eines im Wemdinger Gebiet bereits in der peripheren Rieszone bis in den Wj.- $\gamma$  hinab eingetieften Ur-talnetzes. Dem in südlicher Richtung über Dobelbuck—Wallfahrt Wemding verlaufenen Ur-Rohrchtal (s. S. 90) dürften die übrigen im Blattgebiet angetroffenen vorriesischen, ebenfalls schon bis in den Wj.- $\gamma$  oder doch fast bis zur  $\gamma/\delta$ -Grenze hinab eingetieften Talabschnitte des Dosbach- (s. S. 186), Mühlbach- (s. S. 112) und des sog. Buchentales (s. S. 190) als Überreste von dessen ehemaligen östlichen Seitentälern angehören. Im Oberoligozän wurde das Ries mitsamt Umrandung offenbar infolge Senkung von einem Süßwassersee überflutet und mit dessen Absätzen eingedeckt. Die Ausräumung der Füllmassen des alten Talnetzes muß für die folgende Zeit, in Übereinstimmung mit KLÜPFEL (1929 S. 67) wohl vor allem vom Burdigal bis zum Beginn des Riesgeschehens angenommen werden.

Die **Entstehungsgeschichte** des Rieses selbst ist in Übereinstimmung mit der von SEEMANN (1930) gegebenen Gliederung des Obermiozäns Südwestdeutschlands kurz folgende:

Im **älteren Obermiozän** ( $\text{mio}_1$ — $\text{mio}_2$ ): I. Phase der Intrusion des Rieslakkolithen; Aufpressung des Daches zu einem durch horstartige Aufbrüche tieferer Schichten bis wenigstens zum Bj.- $\beta$  hinab und damit verknüpfte randliche Überpressungen und

Abrutschungen und Schuttbildungen modifizierten, flachen bis weit über das Ries hinausreichenden, zerrütteten Riesberg; Ein-ebnung; im Grundgebirge Entstehung von Gangmyloniten und -breschen, Ein- bzw. Verkieselung derselben durch nachfolgende Thermaltätigkeit.

Im **mittleren Obermiozän** ( $\text{mio}_3$ ): II. Phase der Intrusion des Rieslakkolithen; Aufpressung des Daches vor allem im Bereich der Grundgebirge mit ältestem Deckgebirge umfassenden Auf-brüche; erneute Bildung von Aufbruchshorsten und damit verknüpfter randlicher Überpressungen, Abrutschungen und Schutt-bildungen; intensive Verbreschung des Grundgebirges und der silifizierten Gangmylonite und -breschen, Einkieselung der letz-teren zum Teil; Abräumung der Aufbruchshorste.

Im **oberen Obermiozän** ( $\text{mio}_4$ – $\text{mio}_5$ ): Beginn der Bildung des Rieskessels durch Magmarückfluß; Durchbruch des Vulkanis-mus infolge Zerrung des Daches beim Absacken; Thermaltätig-keit mit Bildung des bunten kaolinischen und roten erdigen Zer-satzes zum Teil und stellenweise damit verknüpften stärkeren Kieselsäureausscheidungen, als Abschluß Durchbruch des Tras-es. Bildung eines seichten Riesesees infolge Absenkung unter den Grundwasserspiegel; Einfüllung mit dem durch die einmünden-den Bäche (u. a. eine Rohrach, einen Hagauer Bach und einen Wemdinger Mühlbach) eingeschwemmten klastischen Schutt und mit Pflanzenteilen und Baumstämmen vermischten Schlamm so-wie reinen Seeabsätzen unter fortgesetzter Senkung des Seegrun-des. In der Riesumrandung bei flach liegendem Grundwasser-spiegel Bildung eisenreicher Absätze durch Umlagerung des Eisens der durch die Riesvorgänge an die Oberfläche geförderten Eisensandsteinmassen. Entleerung des Riesesees durch einen Ab-fluß über Harburg nach S, offenbar als Folge einer ersten leich-ten Heraushebung der Albtafel und der dadurch bedingten Tie-ferlegung der Erosionsbasis.

In der **nachobermiozänen Zeit**: Weitere Heraushebung und Kippung der Albtafel mit einem Höhepunkt in der Rißeiszeit. Schon im Pliozän Bildung des Donauabbruches (s. RECK 1912). Dem entspricht: Weitere Senkung des Rieses und seiner Umrandung mit einem entsprechenden Höhepunkt. Im Gebiet der Ries-randhöhen: Bildung der heutigen Täler unter Benutzung der

durch die Senkungstendenz und den Aufbau aus weichen sandig-tonigen Gesteinen der Aufbruchgebiete gegebenen Schwächezonen und der noch erhalten gebliebenen vorriesischen Talabschnitte. Über den Höhen nur geringe Abräumung der sandig-tonigen Trümmermassen und Deckschichten mit ihren Schutteinlagerungen durch Abschwemmung und vor allem aber durch Verfrachtung durch diluvialen arktischen Bodenfluß während der Glazialzeiten, Bildung von „Bunter Bresche“ und ortsfremdem Schutt, lehmigsandiger Überdeckung zum Teil. In der Würmeiszeit Übersandung des östlichen Riesrandgebietes.

In der Riese ebene: Nur geringe lineare Ausräumung durch Bildung von im allgemeinen seichten Fluß- bzw. Bachbetten, lediglich im Bereich der Wennenberg-Rudelstettener Schwelle dürfen wir im Anschluß an die SO-seite des Wennenberges eine tiefer (über 20 m) reichende Ausräumung annehmen. Im übrigen sind Laufverlegungen, Übertiefungen der Täler, Versumpfungen, Eindeckung mit Geröllsanden, und in der Würmeiszeit mit Löß die Hauptzüge der nachobermiozänen Zeit in der Riese ebene.

## V. Zusammenfassung der wichtigen Ergebnisse.

Das Grundgebirge ist zur Hauptsache rötlich mittelkörniger Kerngranit mit randfaziellem „Biotitgranit“. Das Wennebergitganggestein wurde auf Grund eines frischen, unzersetzten Fundes als ein dem Aschaffit nahestehendes, kersantitisches Gestein nachgewiesen. Vom Sedimentgebirge ist eine mit Ausnahme des oberen Schwarzjura, lückenlose Folge bis zum oberen Weißjura hinauf, nachgewiesen, die bereits mit dem Beginn des Oberen Bunten oder Sandsteinkeupers einsetzt. Die Ausbildung des Juras erweist das Gebiet als zumeist nicht mehr zur „Riesbarre“ gehörend.

Vorkommen quarziger Geröllsande in alter Überdeckung erlauben die Annahme einer alttertiären, über Wemding verlaufenen Verbindung einer Urwörnitz zur Urussel. Eine bis in den Wj.- $\gamma$  hinabreichende, voroberoligozäne Eintiefung der Urtäler ist bereits für das Riesrandgebiet anzunehmen.

Die umstrittenen Traßvorkommen vom N-Fuß des Polsinger Berges und vom Amerbacher Bichl sind neben anderen, Durchbrüche von ursprünglichem Suevitschmelzfluß. Eine große Anzahl Traßdurchbrüche wurden in der peripheren Rieszone (14) und im Riesinneren (9) neu entdeckt. Für die Deutung des Suevits wird die alte SAUER'sche Auffassung wieder wahrscheinlich gemacht. Die „granitischen Explosionsprodukte“ BRANCA's werden als postriesischer oberflächlicher Zersatz des Grundgebirges nachgewiesen. Der grüngrau erdige Zersatz ist ein einfaches Abschlämmungsprodukt des Grundgebirges, der rote erdige und der bunte kaolinische Zersatz aber teils normale Verwitterungsprodukte unter dem Einfluß des obermiozänen Klimas und teils auch durch den Aufstieg von Thermen entstandene Produkte. Den letzteren entsprechen als Produkte einer früheren Phase des Riesvulkanismus wahrscheinlich die im Grundgebirge häufigen silifizierten Gangmylonite und -breschen.

In den jungobermiozänen Rieskalken wurden auch im Bereich des Blattes Wemding nirgends Hinweise für eine Entstehung durch Thermen aufgefunden. Auf Grund unserer Beobachtungen muß für die in feinschichtigen Lagerungen und Umkrustungen sowie Stotzen am Aufbau des Rieskalke beteiligten Sinterkalke

vielmehr Entstehung als eine durch das Wachstum von gegen Trübwasser weniger empfindliche Algenrasen gebildete Uferfazies angenommen werden. Ebenso wenig kann es während der ganzen Dauer der Sedimentation im Riessee, soweit uns diese bis jetzt durch die bis 110 m tief reichenden Bohrungen bekannt ist, jemals eine Verlandung desselben gegeben haben, wie sie die vielfach angenommene autochthone Entstehung der Braunkohlenflöze zur Voraussetzung hat. Der Riessee muß bis zu seinem unmittelbaren Ende als ein einheitliches flaches Wasserbecken mit in ständiger leichter aber ungleichmäßiger Abwärtsbewegung befindlichen Seegrunde bestanden haben, in das einmündende kleinere Flüsse und Bäche tonige Trübe und klastischen Schutt vermischt mit mehr oder weniger großen Mengen von Pflanzenteilen und Baumstämmen verfrachteten, wobei sich auf den Untiefen durch die Tätigkeit eines reichen Algenwachstums bzw. durch den in rhythmischem Wechsel mit der Trübezufuhr in Pelagial<sup>1</sup> sommerlich ausgefüllten mikrokristallinen Kalk zugleich auch mehr oder weniger rein kalkige Absätze bildeten. Selbst in der nachobermiozänen Zeit müssen noch Sackungen im Betrage bis zu über 100 m stattgefunden haben.

Die Entstehung „Bunter Bresche“ und ortsfremden Schuttes als Ergebnis glazialzeitlichen arktischen Bodenflusses wird erwiesen. Die Übersandung der östlichen Riesrandhöhen durch die Riesflugsande ist zur Hauptsache wülm-glazialzeitlich.

In der Auffassung des Riesgeschehens ergibt sich eine weitgehende Bestätigung der alten Auffassung von BRANCA und E. FRAAS.

### **Anhang zum Verständnis der Karte.**

Überschiebungsränder wurden überall dort eingetragen, wo flache Überschiebung oder randliches Übergreifen in einem Schleier vorliegt. Die übrigen Störungslinien bedeuten nach dem Gesamtergebnis der Aufnahme entweder steilgestellte Schubbahnen von Schuppen, was insbesondere entlang der Grenze der Grundgebirge mit Keuper umfassenden Aufbruchszonen der Fall ist, oder aber einfache Verwerfungen von Schichtpaketen.

## SCHRIFTTUM.

Das umfangreiche Bestimmungsschrifttum über den Jura ist größtenteils bereits in den Arbeiten von TH. SCHNEID (1914), H. NATHAN (1925), L. WEGELE (1929) und R. DEHM (1931) genauestens angeführt. Im folgenden Verzeichnis sind daher nur mehr die neu dazugekommenen Arbeiten aufgenommen worden.

- AHRENS, W. und A. BENTZ: Alte und junge Tektonik am Nördlinger Riesrand. Zbl. Min. 1928 B. Nr. 8.
- Die Tuffe des Nördlinger Rieses und ihre Bedeutung für das Gesamtproblem. Zs. deutsch. geol. Ges. 81. 1929.
- ANGEL, FR.: Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien. 1931.
- BAHR, A.: Frostgetauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. — Zs. deutsch. geol. Ges. 84, 1932.
- BENTZ, A.: Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 13. 1924.
- Die Entstehung der „Bunten Breccie“, das Zentralproblem im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. Zbl. Min. 1925. B. Nr. 4 u. 5.
  - Berichte über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung in Stuttgart. Zs. deutsch. Geol. Ges. 78/1926.
  - Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. Zs. deutsch. geol. Ges. 79. 1927. Abh. 4.
  - Der heutige Stand des Riesproblems. Zs. deutsch. Geol. Ges. Bd. 81, 1929.
  - A. und K. JUNG: Drehwaagenmessungen im Ries bei Nördlingen. Zs. Geophysik. Jg. 7. 1931. H. 1/2.
- BRANCA, W. und E. FRAAS: Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der Allgemeinen Geologie. Abh. preuß. Akad. Wiss. 1901.
- W.: Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries. Abh. Preuß. Akad. Wiss. 1902. Berlin 1903.
- BREDDIN, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jb. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XLVI. 1925.
- BUBECK, W.: Stratigraphie und Tektonik bei Friedingen und Mühlheim im Donautal. Jh. d. Ver. Vat. Nat. Württ. Jg. 89, 1933.
- v. COTTA, B.: Geognostische Beobachtungen im Riesgau und dessen Umgebung. N. Jb. f. Min. usw. 1834.
- CRAMER, H.: Ein eiszeitliches Stauchungsprofil an der Reichsautobahn bei Plech (Ofr.). Zbl. Min. (B) 1937.
- DEFFNER, C. und O. FRAAS: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atl. Bl. Bopfingen und Ellenberg. 1877.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 67. B. 1931.
- Über neue tertiäre Spaltenfüllung im Fränkischen und Schwäbischen Jura. Zbl. Min. (B) 1939.

- DORN, P.: Die Hammatoceraten usw. des süddeutschen, insbesondere fränkischen Doggers. Pal. Abt. A. Bd. 82. 1935.
- Geologie der Flußspat-Lagerstätten der Bayerischen Ostmark. Jb. u. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. N. F. 25. 1936.
- Paläogeographie der „Riesbarre“. Ries N. Jb. Beil.-Bd. 77. B. 1937.
- ENGEL, TH.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. Stuttgart 1908.
- FENNER, CL. N.: The Katmai region, Alaska and the great Eruption of 1912. Journ. of. Geol. 28, 1920.
- FRAAS, E.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atl. Bl. Bopfingen. 2. Aufl. 1919.
- FRANK, M.: Beiträge zur Kenntnis des Lias- $\beta$  in Nordbayern. CBl. f. Min. usw. 1926 B.
- FRICKHINGER, A. und SCHNITZLEIN, A.: Die Vegetationsverhältnisse der Jura- und Keuperformation in den Flußgebieten der Wörnitz und Altmühl. Mit einer Geogn. Karte des Bezirkes Nördlingen. Nördlingen 1848.
- Der Riessee. 36. Ber. d. Nat. Ver. f. Schwaben u. Neuburg. Augsburg 1904. p. 83—101.
- FRICKHINGER, H.: Flora des Rieses. Mit einer kurzen geol. Beschreibung und einer geolog. Karte des Rieses im Maßstab 1:100000. Nördlingen 1911.
- Das Dysodil im Ries. Verhandl. d. Würzburger Phys.-med. Ges. N. F. VIII 1875, S. 238—243.
- GAISSER, F. C. und W. KRANZ: Chemische Eigenschaften der Braunkohle des Nördlinger Rieses und des Vorrieses. Zs. prakt. Geol. 43. Jahrg., 1935, H. 4.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. Manuskript.
- v. GÜMBEL, C. W.: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen (Nr. XVI 7 der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. 1889.
- Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 4. Abt. Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). 1891.
- HARRASSOWITZ, H.: Laterit. Fortschr. Geol. u. Pal. Bd. IV, H. 14. 1926.
- JOOS, C.: Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken aus dem Ries. Würt. Jahresh. 1912.
- JUNG, H.: Die chemischen und provinziellen Verhältnisse Deutschlands und Nordböhmens. Chemie der Erde III, 2, 1927.
- KEILHACK, K.: Die geologischen Verhältnisse in der Niederlausitz mit besonderer Berücksichtigung der alten und neuen Tagebaue der Ilse Bergbau Aktien-Gesellschaft. Berlin 1938.
- KESSLER, P.: Das eiszeitliche Klima und seine Wirkungen im nichtvereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
- KLÄHN, H.: Paläolimnologische Studien im Ries bei Nördlingen. — C. f. Min. usw., Abt. B. Stuttgart 1925.
- Vergleichende paläolimnologische, sedimentpetrographische und tektonische Untersuchungen an miocänen Seen der Schwäbischen Alb. — N. Jb. f. Min. usw., B. B. 55, Abt. B, Stuttgart 1926.
- KLÜPFEL, W.: Zur Paläomorphologie des Donaugebietes. Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 18. 1929.

- v. KNEBEL, W.: Die vulkanischen Überschiebungen bei Wemding am Riesrand. Zs. deutsch. geol. Ges. 55. 1903a.  
— Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. Zs. deutsch. geol. Ges. 55. 1903b.
- KOKEN, E.: Geologische Studien im Fränkischen Ries. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 12. 1899.  
— Die Schlißflächen und das geologische Problem im Ries. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 2. 1901.  
— Geologische Studien im Fränkischen Ries. 2. Folge. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 15. 1902.
- KRANZ, W.: Der geol. Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. Rieser Heimatbuch. (C. H. Beck, München.) p. 25—68. 1922.  
— Weitere Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. Zbl. Min. 1923, Nr. 9 und 10.  
— Zum Problem des Rieses und des Steinheimer Beckens. Mit Anhang: Geologische Wanderungen im Steinheimer Becken. Jber. u. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. N. F. 14. 1925.  
— Die geologischen Beziehungen zwischen dem Miniaturries, dem Steinheimer Becken und dem Nördlinger Ries und die Aussichten von Tiefbohrungen und Thermalwasser. Rieser Heimatbuch 1926.  
— Fünfte Fortsetzung der Beiträge zum Riesproblem. Zbl. Min. 1934. B. Nr. 6.
- KRUMBECK, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des Nordbayerischen Deckgebirges. Geol. u. Pal. Abh. 1927.  
— Stratigraphie und Faunenkunde des Lias- $\gamma$  in Nordbayern. Zs. deutsch. geol. Ges. 88. 1936.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. Jh. Ver. vaterl. Naturk. in Württ. 68. Jg. 1912.  
— Beiträge zur Riesentstehungshypothese. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 14. 1925.  
— Der Eruptionsmechanismus im Ries. Zs. deutsch. geol. Ges. 78. 1926. Mber.
- MEYER, H. L. F.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geol. Rundschau Bd. VII. H. 1/2. 1916.
- MOOS, A.: Die Trümmerhöhen im südlichen Vorries und ihre Bedeutung für das Riesproblem. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 14. 1925.  
— Das Problem des Lauchheimer Tunnels im westlichen Vorries. Zbl. Min. 1926. B.  
— Kommen die Trümmergesteine — Griese und Bunte Breccien — im südlichen Vorries aus dem Ries? Zbl. Min. 1928. B. Nr. 7.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. Dies. Jb. Beil.-Bd. 53. B. 1925.  
— Referat zu W. Ahrens: Die Tuffe des Nördlinger Rieses und ihre Bedeutung für das Gesamtproblem in N. Jb. f. Min. usw. III. Hist. und Reg. Geol. 1929. S. 694/695.  
— Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. Abh. d. geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt. H. 19. 1935.
- OBERNDORFER, R.: Die vulkanischen Tuffe des Rieses bei Nördlingen. Jh. Ver. vaterl. Nat. in Württ. 61. Jg. 1905.



- PFANNENSTIEL, M.: Ein badischer „Steinheimer Klosterberg“. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 77. B. 1937.
- PFEIFFER, W.: Das Vorland der Alpen und die Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundschau 1926.
- PIA, J.: Die Rezenten Kalkgesteine. Zs. Kristallographie. Min. u. Petr. Abt. B. Min. u. Petr. Mitt. 1933.
- PICARD, L.: Die Fränkische Alb von Weißenburg in Bayern und Umgebung. Inaug.-Diss. Freiburg i. Br. (Konstanz). 1923.
- RECK, H.: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft. Zs. deutsch. geol. Ges. 64. 1912.
- REINDL, J.: Seismologische Untersuchungen in Bayern. Sitzungsber. Bayer. Ak. d. Wiss. Math. Phys. Kl. Bd. 33. 1903. S. 631—671.
- REIS, O. M.: Zusammenfassung über die im Ries südlich von Nördlingen auftretenden Süßwasserkalke und ihre Entstehung. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 14, 1925. Stuttgart 1926.
- RICHEY, J. E. und H. H. THOMAS: The Geology of Ardnamurchan, North West Mull and Coll. Mem. Geol. Surv. Scotland 1930. Ref. v. L. Hawkes in Zs. Vulk. Bd. XV. Heft 4. 1934.
- Tertiary ring structures in Britain. Transact. Geol. Soc. Glasgow. Vol. XIX, Pt. I, 1931—32. Ref. v. H. Reck in Zs. Vulk. Bd. XV. Heft 4. 1934.
- RITTMANN, A.: Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagams. Fs. Vulk. Bd. XV. H. 1/2. 1933.
- ROLL, A.: Zur Stratigraphie des Oberen Malm im Lauchertgebiet (Schw. Alb) als Unterlage für tektonische Untersuchungen. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. H. 135. 1931.
- Über ein Vorkommen von Riesgries bei Wellheim. N. Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 69. B. 1932.
- Über den oberen Weißjura der südwestlichen Frankenalb. Zbl. f. Min. usw. Abt. B. 1933.
- SAUER, A.: Petrographische Studien an den Lavabomben aus dem Ries. Jahresh. Nat. Württ. 57. p. LXXXVIII.
- v. SCHAFFHÄUTL: Chem. Analyse des sog. Trasses aus dem Riese. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 641—670.
- SCHMIDT, K.: Zur Kenntnis der periglazialen Ablagerungen in Mittelfranken. Inaug. Diss. Erlangen 1933.
- SCHMIDTILL, E.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Eisenzerze im Doggersandstein der Frankenalb. Zs. d. deutsch. Geol. Ges. 87. 1935.
- SCHNELL, Th.: Der Bayerische Traß und seine Entstehung. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 14. 1925.
- SCHNEID, TH.: Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Geogn. Jahresh. 27. Jahrg. p. 59—172.
- SCHNITZLEIN, K. F.: Das Wildbad bei Wemdingen. Nördlingen.
- SCHOWALTER, E.: Chem. Geol. Studien im vulk. Ries bei Nördlingen. Inaug.-Diss. Erlangen.
- SCHRÖDER, J.: Ausflug nach Klein-Sorheim—Groß-Sorheim—Bock—Harburger Schloßberg—Harburg. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 14. 1925.
- Die Deutung der vulkanischen Vorgänge im Nördlinger Ries. Schwabenland. 1. Jg. 1934. H. 3.

- SCHUSTER, M.: Das dunkle Ganggestein („Wennebergit“) im Granit des Wennebergs im Ries. Ebenda.
- Englbürgit vom Wenneberg im Ries. Geognost. Jh. 26. Jg. 1913.
  - Neues zum Problem des Rieses. Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 14. 1925.
  - Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. Abt. IV. München 1927.
- SCHWABENLAND, Jg. 1934, H. 3: Wie die schwäbische Landschaft entstand. I. Das Nördlinger Ries, ein Vulkangebiet der Vorzeit.
- SCHWINNER: Gebirgsbewegungen und Erdmessung in Süddeutschland. Zs. deutsch. Geol. Ges. 85. 1933a.
- Varisches und Alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau Bd. 24. 1933b.
- SEEMANN, R.: Tektonische Beziehungen zwischen Schwäbischer und Fränkischer Alb. Jh. Ver. Vaterl. Naturk. in Württ. 82. Jh. 1926 S. B.
- Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiocän Südwest-Deutschlands. N. Jb. f. Min. usw. B.-B. 63, Abt. B. Stuttgart 1930.
- THÜRACH, H.: Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. Teil III. Geognost. Jh. 2. Jg. 1889.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. Manuskript.
- TRILLICH, H.: Chem. Untersuchung der Schwefelquellen des Bades Wemding. München.
- VEIT, E.: Geologische Untersuchungen im Gebiet des oberen Filstales. Jh. Nat. Württ. 92. Jg. 1936.
- VOLLRATH, P.: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. N. Jb. Min. usw. LX. Abt. B. 1928.
- WAGNER, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Beiträge zur Flußgeschichte Süddeutschlands I. Ergeschichtl. u. landeskundl. Abh. aus Schwaben und Franken. Heft 10. 1929.
- WASMUND, E.: Die Strömungen im Bodensee von Erich Wasmund. Int. Rev. der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie, Bd. XVII, H. 1/2 und 3; Bd. XIX, H. 1/2 1927/28.
- WEGELE, L.: Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. — Paläontographica 71 u. 72. Stuttgart 1929a.
- Schwertschläger's Altmühltal und Altmühlgebirge. Eine Einführung in die Erdgeschichte der südlichen Frankenalb. Eichstätt 1929b.
- WENZ, W.: Die Land- und Süßwassermolluskenfauna der Rieskalke. — Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 13. Stuttgart 1924.
- WITTMANN, O.: Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen im Donaugebiet bei Immendingen. Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 25. 1936.
- Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen aus der nächsten Umgebung von Dillingen a. d. Donau. Ebenda XXIX. 1940.
- WURM, A.: Zur Paläogeographie der süddeutschen Scholle. CBl. f. Min. usw. B. 1929.
- WURM, A.: Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. Zs. f. Vulk. XVI. 1935.

1941 III

## Berichtigungen.

Es muß heißen:

- S. 8 Zeile 8 statt „an“ = ab.
- S. 10 Zeile 14 statt „insbesondere“ = insbesondere.
- S. 32 Zeile 27 statt „dem“ = den.
- S. 38 Zeile 26 statt „Waldhemia“ = Waldheimia.
- S. 62 Zeile 14 statt „Schichtbänken“ = Schichtbänke.
- S. 63 Zeile 30 statt „Aulacosterphanus“ = Aulacostephanus.
- S. 85 Zeile 24 s. S. 111.
- S. 92 Zeile 9 statt „112 m“ = 1/2 m.
- S. 112 Zeile 4 = S. 79.
- S. 126 Zeile 24 = (S. 125).
- S. 188 Zeile 12 statt „seine“ = ihre.
- S. 237 Zeile 2 statt „einer“ = seiner.
- S. 238 Zeile 31 statt „niederer“ = weiterer.

1941 III

## Berichtigungen.

Es muß heißen:

- S. 8 Zeile 8 statt „an“ = ab.
- S. 10 Zeile 14 statt „insbesondere“ = insbesondere.
- S. 32 Zeile 27 statt „dem“ = den.
- S. 38 Zeile 26 statt „Waldhemia“ = Waldheimia.
- S. 62 Zeile 14 statt „Schichtbänken“ = Schichtbänke.
- S. 63 Zeile 30 statt „Aulacosterphanus“ = Aulacostephanus.
- S. 85 Zeile 24 s. S. 111.
- S. 92 Zeile 9 statt „112 m“ =  $1/2$  m.
- S. 112 Zeile 4 = S. 79.
- S. 126 Zeile 24 = (S. 125).
- S. 188 Zeile 12 statt „seine“ = ihre.
- S. 237 Zeile 2 statt „einer“ = seiner.
- S. 238 Zeile 31 statt „niederer“ = weiterer.



# GEOLOGISCHE KARTE DES BLATT WENDING

Bearbeitet von Emil Weber

Abhandlungen des Naturkunde- und Tiergartenvereins für Schwaben e.V., Augsburg. Heft III (Geologisch-Paläont.)

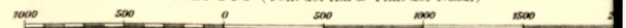
## Farben- und Zeichenerklärung:

- g** Gesteine des kristallinen Grundgebirges
- k** Keuper
- l** Schwarzjura  
l<sub>1</sub> = a mit γ, Untere Schwarzjurastufe  
l<sub>2</sub> = δ, Amaltheenton
- d** Braunjura  
d<sub>1</sub> = α, Opalinus-Ton  
d<sub>2</sub> = β, Eisensandstein  
d<sub>3</sub> = γ mit τ, Obere Braunjurastufe
- i** Weißjura - α/β  
i<sub>1</sub> = Impressa-Mergel  
i<sub>2</sub> = Bimammatum-Zone  
i<sub>3</sub> = Planula-Zone
- i** Weißjura - γ  
i<sub>4</sub> = Platanota-Zone  
i<sub>5</sub> = Suberinum-Zone  
i<sub>6</sub> = Dentatus-Zone
- i** Weißjura - δ/ε  
i<sub>7</sub> = Unter-δ  
i<sub>8</sub> = Ober-δ  
i<sub>9</sub> = δ im allgemeinen  
i<sub>9</sub> = ε, Massenkalk
- ta** Oberligozäner Süßwasserkalk  
+ in Einzelresten
- v** Albüberdeckungslehme verschiedenen Alters
- b** Bunte Brezche
- z** Grundgebirgszersatz als geschlossene Decke, gz in Einzelresten über Grundgebirge
- v** Suvvit
- ts** Jungobermiozän  
— Klastisch  
in Einzelresten
- ts** — Rieskalke
- tm** — Tonmergel bezw. Tone
- sa** Sandige Überdeckung a) mit stellenw. durchdring. Untergrund
- ls** Lehmsandige Überdeckung a) mit stellenw. durchdring. Untergrund
- ▲** Einzelreste von Grundgebirge in der Überdeckung
- Einzelreste von Keuper a) Blöcke und Bruchstücke von Quarzit (sog. „Döckinger Quarzit“) i. d. U.
- ▽** Bruchstücke von Juragesteinen, im Bereich des Riesessels ausch mit Jungobermiozänkalken i. d. U.
- ▲** Blöcke von Juragesteinen (vor allem von Wj. δ/ε), im Bereich des Riesessels ausch mit Jungobermiozänkalken i. d. U.



Grundmaterial: Topographische Karte von Bayern 1:25000.  
Letzte Nachträge 1939.

1:25 000 (4 cm der Karte = 1 km der Natur)



Vervielfältigungsrecht vorbehalten.

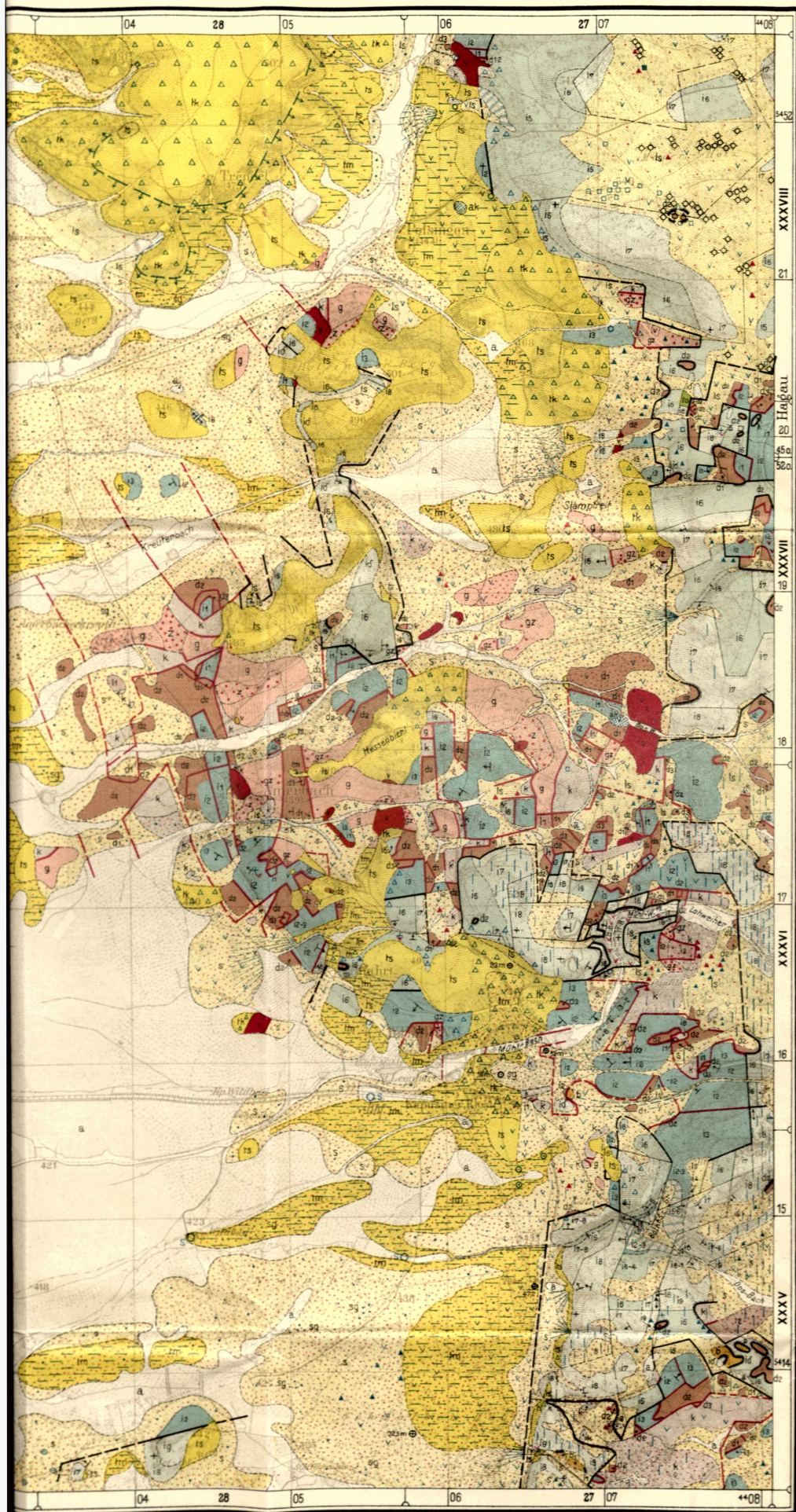




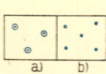
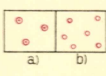
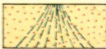


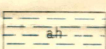
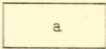
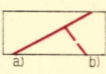
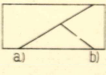
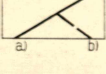
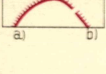
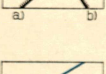

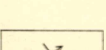
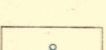
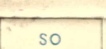
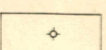
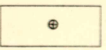

# KARTE DES RIESES

## WEMDING

von Emil Weber

Aben e.V., Augsburg, Heft III (Geologisch-Paläontologische Reihe, 2. Heft)



-  Kieselplattenreste i. d. U.
-  Lößlehige Überdeckung a) in geringer Mächtigkeit auf Untergrund
-  Bachschnitt der östlichen Wörnitzzuflüsse i. d. U. a) älterer b) jüngerer  
sg = Geröllanreicherungen
-  Wörnitzbachschnitt i. d. U. a) älterer b) jüngerer
-  Schwemmsandfächer
-  Gehängeschutt (z. T. jünger als diffusiv II)
-  Kalktuff
-  Moorböden
-  Talauen, Aufschüttungen und anmoorige Böden
-  Störungen innerhalb der Schollengebiete 1. Ordnung (Trümmergebiet)  
a) nachgewiesen b) vermutet
-  Störungen innerhalb der Schollengebiete 2. Ordnung (größtenteils unzweifelhafte Autochthongebiete)  
a) nachgewiesen b) vermutet
-  Grenze der Schollengebiete 1. Ordnung gegen solche 2. Ordnung  
a) nachgewiesen b) vermutet
-  Überschiebungsränder über Schollengebieten 2. Ordnung a) nachgewiesen b) vermutet
-  Überschiebungsränder über Schollengebieten 1. Ordnung a) nachgewiesen b) vermutet
-  Störungen des Jungobermiozän
-  Flexur (die Pfeile zeigen nach den abgesackten Teilen)
-  Streichen und Fallen, ↗ saigere Lagerung, + wagrechte L.
-  Quellen
-  SO Schwefelbrunnen
-  Erdfälle
-  Tiefbohrung

1:50000 (1:100000 in der Karte - 1 km der Natur)

Lithographie und Druck: Dr. C. Wolf & Sohn, München.

Alle Rechte vorbehalten.



