

Das Senkungsfeld von Laub ein Beitrag zur Geologie der Gegend um Regensburg

Von Otto Schneider, Regensburg

mit 1 Lageplan und 9 Abbildungen

Veranlassung zu nachstehender Studie gaben die Bohrungen, die in den Jahren 1936/37 und später im Auftrage der Städtischen Wasserwerke Regensburg im unteren Regental zwischen Regenstau und Zeitlarn abgeteuft wurden, um die dortigen Kiese auf ihre Eignung für eine Infiltrationsanlage zu prüfen, und deren Proben dem Verf. von der Direktion der Wasserwerke freundlichst überlassen wurden. Von allen unterschiedlichen Schichten sind kleinere Teilproben abgezweigt, und werden im Geologischen Institut der Hochschule Regensburg aufbewahrt; die vollständigen Probenfolgen befinden sich wieder beim Wasserwerk. Der Direktion sei auch für die Unterstützung beim Druck dieser Arbeit bestens gedankt.

Die Bohrungen sollten in erster Linie die Mächtigkeit der Talkiese feststellen, dann aber auch der Sondierung des tieferen Untergrundes dienen; sie wurden deshalb mehrfach bis zu Teufen von maximal fast 77 m niedergebracht. Sie verteilen sich auf einen dreimal geknickten, nach Norden zugespitzten Streifen von 300 m Breite und 4 km Länge auf dem linken — östlichen — Regenufer (s. Plan) und liegen auf einer sandig-kiesigen, fast ebenen, nur wenig gegen den Fluß geneigten Terrasse in einer durchschnittlichen Meereshöhe zwischen 338 und 341 m. Das Bohrfeld führt amtlich die Bezeichnung „Grundwassergebiet Laub“ nach einem in der Mitte liegenden Dorf dieses Namens; der Kürze wegen sei auch im Folgenden das Gebiet so genannt.

Von 137 Bohrungen lagen mit wenigen Ausnahmen die Bohrproben zur Bearbeitung vor, im ganzen schätzungsweise 1800. Doch stieß ihre geologische Deutung nicht selten auf Schwierigkeiten, weil alle Bohrungen gemeißelt waren. Feste Gesteine kommen dabei meist nur als Sand oder Schlamm zutage, aus mageren Tonen werden die feinen Fraktionen ausgespült, so daß nur etwa haftengebliebene Reste einen Schluß gestatten, die Schichtgrenzen verwischen sich, weil sich ein 30 und mehr cm weites Bohrloch nie so rein ausschöpfen läßt, daß sich nicht Gesteinspartikel mit hinunterzögen, bei schnellem Schichtwechsel durchmischt sich das Bohrgut, so daß die feinere Gliederung verloren geht und charakteristische Einlagerungen übersehen werden, besonders wenn aus einem Schichtenpaket von mehreren Meter Stärke nur eine Probe vorliegt. Doch sind das unvermeidliche, jedem Geologen geläufige Nachteile. Aus diesem Grunde wurden für die petrographische Deutung der Proben stets die Bohrmeisterberichte zu Hilfe genommen, da beim Bohren Beobachtungen über Festigkeit oder Klüftigkeit des Gesteins und über den Bohrfortschritt usw. gewonnen werden, die für die Deutung sehr wichtig sind, worüber aber die Proben allein nichts aussagen. Mit dieser Reserve sind die nachfolgenden Ausführungen aufzunehmen, doch war die Deutung im allgemeinen genügend sicher, zumal beim Vergleich benachbarter Bohrungen und durch zufällige Funde eines eindeutigen, wenn auch oft nur kleinen Gesteinsbrockens. Hinsichtlich der Bezeichnung ist noch Folgendes zu bemerken: In Gebieten grober Flußanschwemmungen, wie sie hier vorliegen, ist man geneigt, gewisse Korngrößen noch

als Sand zu bezeichnen, die man in anspruchloseren Gegenden als Kies, vielleicht schon als Grobkies anspricht. Daher weichen in den vom Verf. aufgestellten Verzeichnissen die Korngrößenbenennungen oft von denen des Bohrmeisters ab; insbesondere wurden die Komponenten zwischen 1 und 10 cm als „Schotter“ oder „Gerölle“ von den „Kiesen“ abgetrennt, da ihnen auch stratigraphisch eine andere Bedeutung zukommt. Die in den Bohrrapporten mit „Humus“ bezeichnete oberste Bodenschicht ist stets nur dunkelbraun verwitterter Sand, ohne nennenswerte Beimengung von Humus.

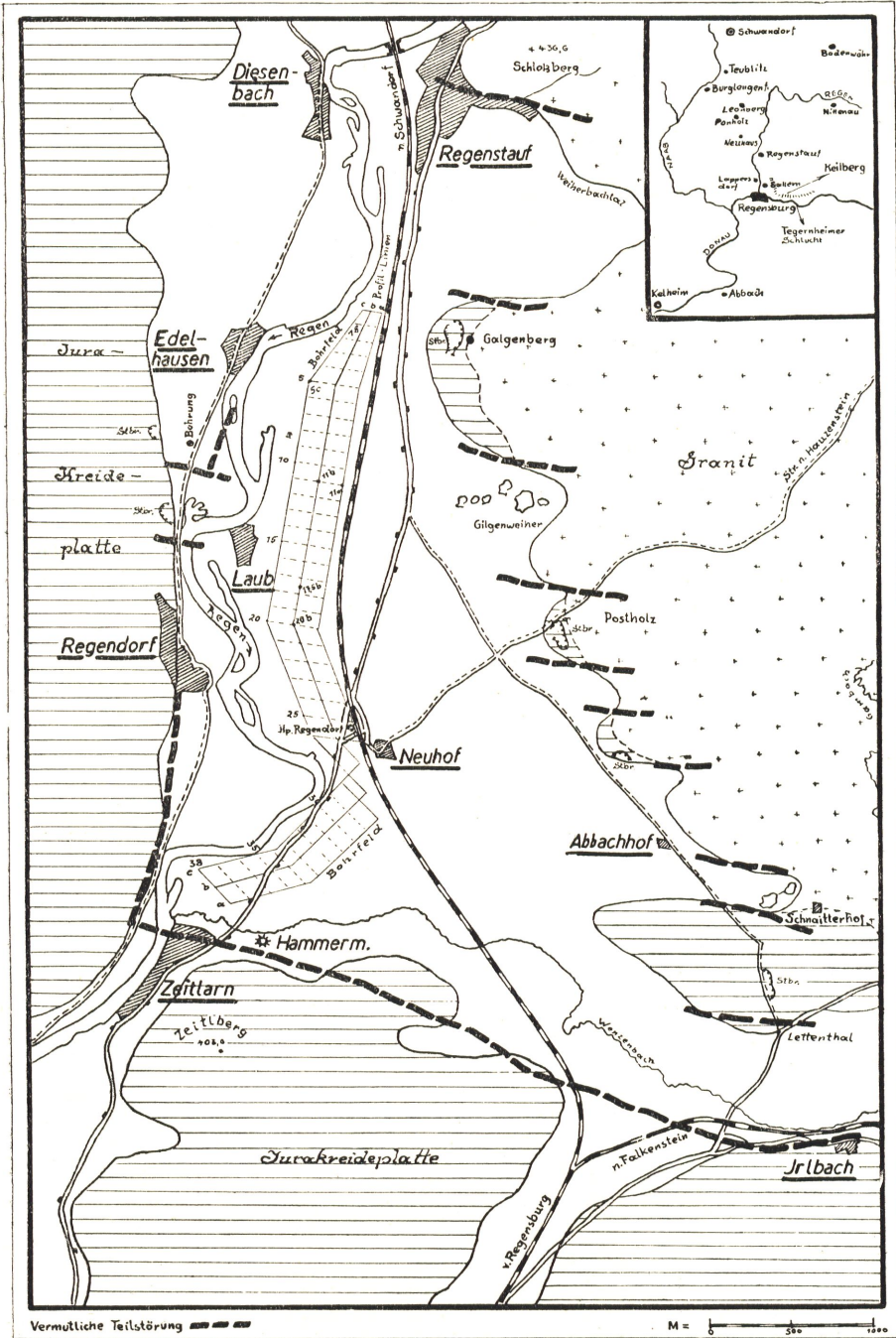
Die Bohrungen Laub haben sich als sehr wertvoll für die Erweiterung unserer Kenntnisse von dem tektonischen Bau der Grenzzone zwischen Jura und Kristallin nördlich von Regensburg erwiesen. Dieses Gebiet wurde vor über 50 Jahren von *Pompeckj* eingehend in einer umfangreichen Arbeit⁶⁾ unter Berücksichtigung der *v. Ammon'schen* Forschungsergebnisse¹⁾ behandelt, in der u. a. gerade dem von den Bohrungen erfaßten Talstück besondere Aufmerksamkeit gewidmet wurde. Daher muß hier auf diese Abhandlung näher eingegangen und zu ihr Stellung genommen werden; manches von dem dort Gesagten erscheint nach den zahlreichen, seitdem erschienenen Veröffentlichungen und nach den neuen Aufschlüssen in einem anderen und klareren Licht.

Diskussion der Bohrungen

Geologisch handelt es sich im Bereich der Bohrungen, wenn wir uns bei unseren Betrachtungen zunächst auf diesen schmalen Geländeausschnitt beschränken, um eine annähernd horizontal liegende Platte von unterturonem Knollensandstein, die von einer 5 bis 10, häufig auch bis über 15 m mächtigen Folge von fluviatilen Schottern, Kiesen und groben Sanden überlagert wird, von der Art, wie sie allenthalben im Regental in Kiesgruben, etwa bei Lappersdorf, Laub oder Ramspau, zu sehen sind. Daß dieser Sandstein in den Bohrrapporten und den nach ihnen erstatteten hydrologischen Gutachten durchweg als „Grünsandstein“ bezeichnet wurde, ist verständlich und entschuldbar, denn wenn das Bohrgut getrocknet auch rein weiß ist, mag es feucht doch einen schwach grünen Schimmer gehabt haben. Hier zeigt sich wieder die Gefahr der Übertragung einer petrographischen Bezeichnung auf einen stratigraphischen Begriff; ein Geologe, dem nur die Bohrmeisterverzeichnisse zur Verfügung stehen, kann dadurch leicht zu falschen Schlüssen kommen.

Daß es sich hier tatsächlich um Knollensandstein handelt, ergab sich bei der Ähnlichkeit dieses Gesteins mit einem glaukonitarmen cenomanen Sandstein erst aus drei Bohrungen, die einwandfrei tiefere Kreideschichten, nämlich den sogenannten Eibrunner Mergel und den echten, mittelcenomanen Grünsandstein durchsunken haben. Dies sind die Bohrungen 11 b, 17,5 b und 20 b (s. Plan). Von Bohrung 11 b sind im Zuge der Krieginnen die Proben außer den allerobersten leider verloren gegangen, so daß in diesem Falle das geologische Profil nur nach dem Bohrmeisterverzeichnis aufgestellt werden konnte.

Herr Prof. Dr. C. A. *Wicher*, Hannover, hatte die Freundlichkeit, einige ihm übersandte Proben aus den beiden anderen Bohrungen mikropaläontologisch zu untersuchen; sie stammten aus den Bohr. 20 b und 17,5 b und waren in größeren Brocken unverändert zutage gefördert. Die Schichtenfolge ist in dem fraglichen Teufenbereich folgende: Bohr. 20 b: 7,74 — 23,05 m (= 15,31 m) heller, sehr schwach glaukonitischer Sandstein, unten mit Letteneinlagerungen (in den Proben nur als zermeißelter Sand erscheinend), als Knollensandstein angesprochen; 23,05 — 33,45 m dunkelgrauer Tonmergel (gute Probe) = Eibrunner Mergel, darunter einwandfreier Grünsandstein (kleine zusammenhängende Körner in grüngrauem Sand). Bohr. 17,5: 8,78 — 29,25 m (= 20,47 m) Sandstein wie oben, 29,25 — 38,30 m dunkelgrauer Mergel, der stratigraphischen Stellung nach wieder Eibrunner Mergel, 38,30 — 42,20 m gelber Mergel,



Lageplan

42,20 — 48,65 m zu Sand zermeißelter Grünsandstein, 48,65 — 51,30 m dunkelgrauer Schiefermergel, 51,30 — 52,70 m glaukonitischer Sand (zerriebener Grünsandstein, Bohrmeister: „grünlich-grauer Sandstein“).

Dazu äußert sich Herr Wicher wie folgt: Bohr. 20 b: 23,05 — 33,45 m „Wenig Fauna. Verschiedene Arten von Radiolarien und einige Globotruncanen. Es dürfte sich um eine strandnahe Bildung in einer stillen Bucht handeln, in die die Radiolarien und Globotruncanen eingeschwemmt sein dürften. Auf Grund der Globotruncanen ergibt sich die Stellung dieser Probe ins Unterturon“. Dadurch ist also die Identifizierung des drüberliegenden Sandsteins mit dem Knollensandstein gesichert. Ferner Bohr. 17,5 b: 29,25 — 38,30 m „Viel Sand, Glaukonit. Fast keine Fauna. Der Glaukonit spricht für Transgressionsnähe. Eine vorhandene *Rotalipora montsalvensis*, *Mornod*, weist diese Probe dem (oberen?) Cenoman zu“. Und endlich Bohr. 17,5 b: 48,65 — 51,30 m „Relativ reiche Fauna. *Rotalipora montsalvensis*, *Mornod*, *Globotruncana apenninica*, *Renz*, (oberes?) Cenoman“.

In der zweiten dieser beiden Bohrungen werden also die unter dem oberen Sandstein liegenden Tone als Cenoman angesprochen, im Gegensatz zu ersten Bohrung, in der sich für sie ein unterturones Alter ergab. Das bedeutet aber keinen Widerspruch, denn das, was mit dem Lokalnamen „Eibranner Mergel“ bezeichnet wird, ist kein stratigraphisch scharf abgegrenzter Horizont, sondern wie *Dacqué*³⁾ festgestellt hat, und was nun die mikropaläontologische Untersuchung bestätigt, eine Übergangsbildung vom obersten Cenoman zum untersten Turon, in deren tieferen Lagen die glaukonitarmen Kalksandsteine mit tonigen Schichten wechseln. *Dacqué* schreibt, daß der „Eibranner Mergel (Zone des *Actinoc. plenus*) nach den Fossilien auch als alleroberstes Cenoman“ zu bezeichnen sei, und weiter: „Die Eibranner Mergelfazies präludiert in den obersten Lagen des eigentlichen Cenoman usw.“. In jedem Falle zeigen aber diese Befunde, daß der darüberliegende Sandstein unterturoner **Knollensandstein** ist, dessen Mächtigkeit im übrigen für Grünsandstein viel zu groß wäre.

Für die *Dacqué*'sche Auffassung spricht nebenbei gesagt auch der Befund einer ebenfalls zur mikroskopischen Prüfung eingesandten Probe aus einer Bohrung der Milchwerke im Regensburger Stadtgebiet, die aus einer ganz ähnlichen Schichtenfolge stammt. Herr Wicher teilt darüber mit: „37,2 — 43,4 m: Relativ reiche, schlecht erhaltene Fauna. Die vorhanden Melioliden sprechen für Strandnähe. Die vorhandenen, schlecht deutbaren Globotruncanen (mehrere Arten) deuten auf Unterturon hin. Demnach dürfte diese Probe etwa der Probe der Bohrung Laub (20 b) von 23 bis 33 m entsprechen. Wegen der hier reicheren Fauna dürfte die Strandnähe nicht so groß sein, wie bei der Probe der Bohrung Laub“. Petrographisch gleicht das Gestein von den Milchwerken andererseits zum Verwechseln der Probe Laub 17,5 b: 48,65 — 51,30 m, die wieder cenomanen Charakter hat. Alles dies spricht für den Übergangscharakter des Eibranner Schichtenkomplexes. Ergänzend teilt Herr Wicher als Ergebnis seiner Untersuchungen noch mit, daß „die Oberkreide von Regensburg, wie zu erwarten war, dem mediterranen Faziesbereich angehört“.

Überraschenderweise blieb nun aber in den Bohrungen von Laub, soweit sie überhaupt der Tiefe nach in Frage kommen, jedesmal der unter dem Grünsandstein zu erwartende Malmkalk aus, dafür stellten sich in den beiden durch Proben belegten Bohrungen noch 5,5 bzw. 6,2 m starke Schichten ein, die zunächst nicht unterzubringen waren, sich dann aber als **Schutzfelschichten** erwiesen. Diese Ablagerungen sind wegen des schnellen Gesteinswechsels und ihrer verworrenen Lagerung in einer Meißelbohrung schwer identifizierbar. Erst die eigentümlich rosarote, tiefrote oder leuchtend carminrote Farbe gewisser Lagen kennzeichnet sie als präcenomane Albüberdeckung.

In dem weitaus größeren südlichen Teil des Bohrfeldes liegt die Oberfläche des Kreidesandsteins ziemlich eben; sie bewegt sich mit wenigen Ausnahmen zwischen 326 und 332 ü. NN, hält sich also nur wenige Meter über und unter dem Spiegel des Regenflusses mit 330 m NN. Sein nördlicher Teil aber wird von einer tiefen, mit Tertiärbildungen erfüllten Mulde durchzogen, deren Südrand etwa 2 km südlich von Regentauf liegt, während im Norden der Anschluß an das Kristallin des Schloßberges unbekannt bleibt. Das Relief der Eintiefung läßt sich nicht genau angeben, da viele Bohrungen vor Erreichung des Felsuntergrundes im Tertiär steckengeblieben sind. Mit Sicherheit zeigt sich nur, daß ihr Rand innerhalb des beschränkten Raumes der Bohrungen von Nordwest nach Südost verläuft, denn während längs der Linie a (s. Plan) die Felsoberfläche schon von Bohrung 11 a an von + 327 und 329 m bis auf + 300 m in Bohr. 6 a abfällt, erhebt sie sich in Bohr. 5 c nochmals auf + 325 m, um sich erst von da ab kräftig zu senken. Die tiefste Bohrung, 1 b, hat bei + 265 m das Liegende der Tertiärmulde noch nicht angetroffen, sie reicht demnach bis über 65 m unter den Regenspiegel. Die Neigung des Hanges der Rinne errechnet sich nach diesen Zahlen zu etwa 1 : 8, eine Steilheit, die dem Knollensandstein auch bei den Tälern der heutigen Erdoberfläche ungefähr eignet.

Nicht minder auffallend als die Tiefe dieses Tales ist seine Füllung. Im Gegensatz zu den Absätzen ruhigen oder nur langsam fließenden Wassers, den fetten Tonen mit zwischengeschalteten Feinsanden und Braunkohlen, die wir in der näheren und weiteren Umgebung zu sehen gewohnt sind, herrschen hier schon von unten an grobklastische Sedimente, die nur bei starker Strömung angeschwemmt sein konnten, und die nur gelegentlich von tonigen Bildungen abgelöst wurden. Eine Auszählung ergab, daß in den betreffenden Bohrungen der Anteil der sandig-kiesigen Schichten etwa 80 % ausmacht gegenüber 20 % toniger Sedimente, wobei sich letztere hauptsächlich an die tiefen, inneren Teile der Rinne halten, während die randlichen Bohrungen ganz oder fast ganz Sand und Kies aufweisen. Auch fehlt jede Spur von autochthonen Braunkohlenablagerungen, und in den 10 Bohrungen, in denen sich in verschiedener Tiefe Braunkohlenmaterial fand, handelt es sich stets nur um abgerollte Stücke von Braunkohlenholz bis zu 10 cm Länge, die ohne Zusammenhang mit anstehender Kohle oder Braunkohlenton lose im Kies lagen und offensichtlich mit ihm von weither eingeschwemmt waren.

Die wenigen den Kiesen eingeschalteten weißgrauen oder gelben Tone gleichen meist völlig dem bekannten Tegel, wie er überall in den Ziegeleien verwendet wird; ein rötlicher Schimmer, der in seltenen Fällen beobachtet wird, dürfte aus aufgearbeiteter Roterde der Albüberdeckung stammen. Die Kiese und die kiesigen Sande selbst sind dagegen nichts anderes als unmittelbar eingeschwemmter Granitgrus aus dem angrenzenden Regengebirge, wie er an der Tagesoberfläche auch heute in jeder Wegeböschung zu sehen ist. Zum Teil sind es gerundete Einzelkristalle von Orthoklas oder Quarzkörner, z. T. Bruchstücke von zusammenhängendem Kristallgranit bis 10 und 20 mm Ø.

Auch der geschlossenen Sandsteinplatte südlich des Querprofils 11 fehlen tertiäre Auflagerungen nicht, doch bestehen sie hier aus normalem miozänem Tegel und kleiden, nach ihrem sporadischen Auftreten zu schließen, nur örtliche flache Einsenkungen der Kreideoberfläche aus. Durchbohrt sind sie selten, doch dürfte ihre Mächtigkeit entsprechend ihrer geringen Flächenausdehnung meist nur wenige Meter betragen. Möglicherweise stellen sie aber nur Reste einer ehemals größeren Tertiärbedeckung dar.

Eine dritte, diesmal schwerer zu erklärende Eigentümlichkeit der Rinne von Regentauf liegt in dem stratigraphischen Verhältnis ihrer zweifellos tertiären Füllung zu den darüber folgenden Schottern. Mit einer gewissen Selbstverständlichkeit möchte man diese letzteren einer diluvialen Flußterrasse zuweisen, ein Eindruck, der sich noch da-

durch verstärkt, daß sie im übrigen Teil des Bohrfeldes mit scharfer Grenze und ohne Übergang als neues Formationsglied der festen Felsplatte und den Tonen aufliegen. Im Bereiche der Regenstauer Rinne aber enthalten die Schotter, obgleich sie sich auch hier durch die Größe ihrer Komponenten deutlich von den tieferen, tertiären Kiesen abheben, in ihren unteren 7 bis 8 Metern wiederholt dünne, $\frac{1}{2}$ bis 2 m starke Tonlagen von dem unverkennbaren Charakter miozäner Tegel, so daß sich bei der Bearbeitung der Proben völlige Ungewißheit ergab, wo die Grenze zwischen dem vermutlichen Diluvium und dem Tertiär zu suchen sei, zumal auch die mit den Schottern wechselnden Kiese aus demselben Granitgrus bestehen, wie die echt miozänen. Nach oben verlieren sich die Toneinlagerungen, und die Schotter reichen, mit Kies und Grobsand wechselnd, bis an die Erdoberfläche. Das Miozän geht also hier ohne scharfe Grenze in die Schotter über.

Dieses Verhalten erklärt sich wohl zur Genüge aus der Annahme einer, zwar bald gehemmten, bald beschleunigten, im ganzen aber kontinuierlichen Sedimentation, die sich vom Obermiozän durch das Pliozän bis ins Diluvium hinzog und nur durch das Verschwinden der Tone und die Alleinherrschaft der Gerölle infolge einsetzender Landhebung eine neue Note erhielt. Man geht daher wohl nicht fehl, wenigstens die unteren Lagen der Schotter mit den eingeschalteten Tegeln noch ins Tertiär — vielleicht ins Pont — zu stellen und sie mit dem Schottertertiär zu parallelisieren, das neben vielen anderen Gebieten große Teile der Höhen s. w. von Regensburg bedeckt, und das Brunhuber ohne nähere Äußerung über das Alter als Abschluß der Braunkohlenformation betrachtet.²⁾

Der tektonische Bau des Regentales südlich von Regenstauf

Das Tal zwischen Zeitlarn und Regenstauf stellt ein Senkungsfeld dar, in dem ein Stück der Jurakreideplatte eingesunken ist. Seine tektogene Natur wurde von *Pompeckj* in der angegebenen Arbeit⁶⁾ bekannt gemacht, doch gestatten die neueren Bohrungen im Verein mit den Tagesaufschlüssen und unter stärkerer Heranziehung der morphologischen Gegebenheiten eine Vervollständigung des bereits gewonnenen Bildes, zwingen aber auch zu einer z. T. anderen Stellungnahme. *Pompeckj* begrenzt die eingebrochene Scholle im Westen durch eine Nord-Südverwerfung, deren Zusammenfallen mit dem westlichen Steilrand des Regentales er für möglich hält, wenn er ihn auch im wesentlichen als „Erosionsrand“ betrachtet. Als südliche Begrenzung nimmt er eine dem Donaurandbruch parallele Westostverwerfung von Zeitlarn nach dem Schnaitterhof nördlich von Irlbach (s. Plan) an, und als östliche Begrenzung die bei Irlbach gegen Nordwesten abbiegende, bekannte „Keilberger Randspalte“. Die Frage nach der nördlichen Begrenzung bleibt offen. Zu diesen Annahmen soll im Folgenden Stellung genommen werden.

Der Südrand des Senkungsfeldes

Daß die südliche Begrenzung des Beckens durch eine Verwerfung dicht nördlich von Zeitlarn bewirkt wird, läßt sich nicht bezweifeln. Der Regendurchbruch bei diesem Orte wird beiderseits von den Steilhängen des Jura flankiert, dessen Oberfläche am Zeitelberg auf + 362 m NN liegt und infolge eines Abbruchs oberhalb der Gehöfte s.s.w. von Hammermühl nach OSO auf ca. + 345 m fällt. Nur wenig weiter als 200 m von Nordende des Ortes entfernt haben die südlichsten Bohrungen des Untersuchungsgebietes „Laub“ den Knollensandstein bei 331 bis 332 m NN erreicht, und wenn man die Ergebnisse der drei etwas entfernten Tiefbohrungen bis hierher übertragen darf, wäre der Jura hier bei etwa + 304 m zu erwarten. Das gibt eine Verwurfshöhe von fast 60 m, die sich aber nach Osten entsprechend dem Einfallen der

durch verstärkt, daß sie im übrigen Teil des Bohrfeldes mit scharfer Grenze und ohne Übergang als neues Formationsglied der festen Felsplatte und den Tonen aufliegen. Im Bereiche der Regenstauer Rinne aber enthalten die Schotter, obgleich sie sich auch hier durch die Größe ihrer Komponenten deutlich von den tieferen, tertiären Kiesen abheben, in ihren unteren 7 bis 8 Metern wiederholt dünne, $\frac{1}{2}$ bis 2 m starke Tonlagen von dem unverkennbaren Charakter miozäner Tegel, so daß sich bei der Bearbeitung der Proben völlige Ungewißheit ergab, wo die Grenze zwischen dem vermutlichen Diluvium und dem Tertiär zu suchen sei, zumal auch die mit den Schottern wechselnden Kiese aus demselben Granitgrus bestehen, wie die echt miozänen. Nach oben verlieren sich die Toneinlagerungen, und die Schotter reichen, mit Kies und Grobsand wechselnd, bis an die Erdoberfläche. Das Miozän geht also hier ohne scharfe Grenze in die Schotter über.

Dieses Verhalten erklärt sich wohl zur Genüge aus der Annahme einer, zwar bald gehemmten, bald beschleunigten, im ganzen aber kontinuierlichen Sedimentation, die sich vom Obermiozän durch das Pliozän bis ins Diluvium hinzog und nur durch das Verschwinden der Tone und die Alleinherrschaft der Gerölle infolge einsetzender Landhebung eine neue Note erhielt. Man geht daher wohl nicht fehl, wenigstens die unteren Lagen der Schotter mit den eingeschalteten Tegeln noch ins Tertiär — vielleicht ins Pont — zu stellen und sie mit dem Schottertertiär zu parallelisieren, das neben vielen anderen Gebieten große Teile der Höhen s. w. von Regensburg bedeckt, und das Brunhuber ohne nähere Äußerung über das Alter als Abschluß der Braunkohlenformation betrachtet.²⁾

Der tektonische Bau des Regentales südlich von Regenstauf

Das Tal zwischen Zeitlarn und Regenstauf stellt ein Senkungsfeld dar, in dem ein Stück der Jurakreideplatte eingesunken ist. Seine tektogene Natur wurde von *Pompeckj* in der angegebenen Arbeit⁶⁾ bekannt gemacht, doch gestatten die neueren Bohrungen im Verein mit den Tagesaufschlüssen und unter stärkerer Heranziehung der morphologischen Gegebenheiten eine Vervollständigung des bereits gewonnenen Bildes, zwingen aber auch zu einer z. T. anderen Stellungnahme. *Pompeckj* begrenzt die eingebrochene Scholle im Westen durch eine Nord-Südverwerfung, deren Zusammenfallen mit dem westlichen Steilrand des Regentales er für möglich hält, wenn er ihn auch im wesentlichen als „Erosionsrand“ betrachtet. Als südliche Begrenzung nimmt er eine dem Donaurandbruch parallele Westostverwerfung von Zeitlarn nach dem Schnaitterhof nördlich von Irlbach (s. Plan) an, und als östliche Begrenzung die bei Irlbach gegen Nordwesten abbiegende, bekannte „Keilberger Randspalte“. Die Frage nach der nördlichen Begrenzung bleibt offen. Zu diesen Annahmen soll im Folgenden Stellung genommen werden.

Der Südrand des Senkungsfeldes

Daß die südliche Begrenzung des Beckens durch eine Verwerfung dicht nördlich von Zeitlarn bewirkt wird, läßt sich nicht bezweifeln. Der Regendurchbruch bei diesem Orte wird beiderseits von den Steilhängen des Jura flankiert, dessen Oberfläche am Zeitelberg auf + 362 m NN liegt und infolge eines Abbruchs oberhalb der Gehöfte s.s.w. von Hammermühl nach OSO auf ca. + 345 m fällt. Nur wenig weiter als 200 m von Nordende des Ortes entfernt haben die südlichsten Bohrungen des Untersuchungsgebietes „Laub“ den Knollensandstein bei 331 bis 332 m NN erreicht, und wenn man die Ergebnisse der drei etwas entfernten Tiefbohrungen bis hierher übertragen darf, wäre der Jura hier bei etwa + 304 m zu erwarten. Das gibt eine Verwurfshöhe von fast 60 m, die sich aber nach Osten entsprechend dem Einfallen der

durch verstärkt, daß sie im übrigen Teil des Bohrfeldes mit scharfer Grenze und ohne Übergang als neues Formationsglied der festen Felsplatte und den Tonen aufliegen. Im Bereiche der Regenstauer Rinne aber enthalten die Schotter, obgleich sie sich auch hier durch die Größe ihrer Komponenten deutlich von den tieferen, tertiären Kiesen abheben, in ihren unteren 7 bis 8 Metern wiederholt dünne, $\frac{1}{2}$ bis 2 m starke Tonlagen von dem unverkennbaren Charakter miozäner Tegel, so daß sich bei der Bearbeitung der Proben völlige Ungewißheit ergab, wo die Grenze zwischen dem vermutlichen Diluvium und dem Tertiär zu suchen sei, zumal auch die mit den Schottern wechselnden Kiese aus demselben Granitgrus bestehen, wie die echt miozänen. Nach oben verlieren sich die Toneinlagerungen, und die Schotter reichen, mit Kies und Grobsand wechselnd, bis an die Erdoberfläche. Das Miozän geht also hier ohne scharfe Grenze in die Schotter über.

Dieses Verhalten erklärt sich wohl zur Genüge aus der Annahme einer, zwar bald gehemmten, bald beschleunigten, im ganzen aber kontinuierlichen Sedimentation, die sich vom Obermiozän durch das Pliozän bis ins Diluvium hinzog und nur durch das Verschwinden der Tone und die Alleinherrschaft der Gerölle infolge einsetzender Landhebung eine neue Note erhielt. Man geht daher wohl nicht fehl, wenigstens die unteren Lagen der Schotter mit den eingeschalteten Tegeln noch ins Tertiär — vielleicht ins Pont — zu stellen und sie mit dem Schottertertiär zu parallelisieren, das neben vielen anderen Gebieten große Teile der Höhen s. w. von Regensburg bedeckt, und das Brunhuber ohne nähere Äußerung über das Alter als Abschluß der Braunkohlenformation betrachtet.²⁾

Der tektonische Bau des Regentales südlich von Regenstauf

Das Tal zwischen Zeitlarn und Regenstauf stellt ein Senkungsfeld dar, in dem ein Stück der Jurakreideplatte eingesunken ist. Seine tektogene Natur wurde von *Pompeckj* in der angegebenen Arbeit⁶⁾ bekannt gemacht, doch gestatten die neueren Bohrungen im Verein mit den Tagesaufschlüssen und unter stärkerer Heranziehung der morphologischen Gegebenheiten eine Vervollständigung des bereits gewonnenen Bildes, zwingen aber auch zu einer z. T. anderen Stellungnahme. *Pompeckj* begrenzt die eingebrochene Scholle im Westen durch eine Nord-Südverwerfung, deren Zusammenfallen mit dem westlichen Steilrand des Regentales er für möglich hält, wenn er ihn auch im wesentlichen als „Erosionsrand“ betrachtet. Als südliche Begrenzung nimmt er eine dem Donaurandbruch parallele Westostverwerfung von Zeitlarn nach dem Schnaitterhof nördlich von Irlbach (s. Plan) an, und als östliche Begrenzung die bei Irlbach gegen Nordwesten abbiegende, bekannte „Keilberger Randspalte“. Die Frage nach der nördlichen Begrenzung bleibt offen. Zu diesen Annahmen soll im Folgenden Stellung genommen werden.

Der Südrand des Senkungsfeldes

Daß die südliche Begrenzung des Beckens durch eine Verwerfung dicht nördlich von Zeitlarn bewirkt wird, läßt sich nicht bezweifeln. Der Regendurchbruch bei diesem Orte wird beiderseits von den Steilhängen des Jura flankiert, dessen Oberfläche am Zeitelberg auf + 362 m NN liegt und infolge eines Abbruchs oberhalb der Gehöfte s.s.w. von Hammermühl nach OSO auf ca. + 345 m fällt. Nur wenig weiter als 200 m von Nordende des Ortes entfernt haben die südlichsten Bohrungen des Untersuchungsgebietes „Laub“ den Knollensandstein bei 331 bis 332 m NN erreicht, und wenn man die Ergebnisse der drei etwas entfernten Tiefbohrungen bis hierher übertragen darf, wäre der Jura hier bei etwa + 304 m zu erwarten. Das gibt eine Verwurfshöhe von fast 60 m, die sich aber nach Osten entsprechend dem Einfallen der

südlichen Scholle verringern dürfte. Von Norden — etwa vom Haltepunkt Regendorf aus — betrachtet, prägen sich diese Verhältnisse trefflich im Landschaftsbild aus, und in umgekehrter Richtung bietet die Höhe des Zeitelberges einen prachtvollen Überblick über das gesamte Senkungsfeld.

Der Westrand des Senkungsfeldes

Morphologisch begrenzt ein Steilrand auf eine Erstreckung von etwa 3 km in fast schnurgerader Südnordrichtung das Regental. Den Sockel der Hochfläche bildet auch hier der Malmkalk, über dem sich — wie immer mit flacherer Böschung — die Schichten der jüngeren Kreide vom Grünsandstein bis zum Knollensandstein erheben. Die als Bezugsfläche dienende Jurakreidegrenze, die zu beiden Seiten des Regendurchbruchs auf der gleichen Höhe von 362 bis 363 m NN liegt, senkt sich zunächst auf kurze Entfernung um 2 oder 3 m, um sich dann auf der Höhe von + 360 m zu halten, deutlich an der scharfen Geländekante oberhalb von Regendorf verfolgbare. Bis dahin ist also die Lagerung in Südnordrichtung praktisch horizontal.

Dann aber erfolgt ein treppenförmiges Absteigen nach Norden. 900 m s.s.w. von Edelhausen, dort, wo der niedriger gewordene Steilhang sich von dem Hauptwege nach NNW abwendet, befindet sich ein verlassener Steinbruch, der mit seinen unteren 4 Metern im Jurakalk steht und über ihm etwa ebenso mächtige horizontale weiße kalkfreie Sandsteine und die charakteristischen wirr gelagerten gelben und leuchtend blauroten Tone der Schutzfelsschichten zeigt. Die Jurakreidegrenze dürfte hier auf etwa + 350 m zu suchen sein. Und noch 330 m weiter nördlich hat ein größerer, ebenfalls verlassener Steinbruch in seiner ganzen Höhe von ungefähr 10 m Grünsandstein aufgeschlossenen, u. zw. unten in dicken, dunkelgrünen Bänken, oben in den üblichen dünnplattigen, gelben und glaukonitarmen Lagen. Die kompakten, unteren Bänke sind hier, was man sonst nur bei Kalksteinen zu sehen gewohnt ist, durch und durch von unregelmäßigen, dünn mit Kalksinter ausgekleideten Höhlungen durchsetzt. Ungefähr in Höhe des oberen Steinbruchsrandes deutet sich etwas weiter südlich der Eibrunner Mergel durch eine kleine gefaßte Quelle in einer Meereshöhe von 355 m an. Aus diesen Feststellungen ergibt sich hier für die Juraoberfläche eine Höhe von + 340 m oder etwas niedriger.

Demnach dürften nördlich von Regendorf eine oder zwei Verwerfungen mit einer Gesamtsprunghöhe von 20 m durchziehen. Die *Gümbel'sche* Karte, die ja noch keine Tektonik enthält, läßt zwar an dieser Stelle den Jura schräg unter die Kreide einsinken, doch ist angesichts der Erfahrung, daß sich in unserer Gegend vielfach horizontale Gebirgstafeln an kleinen Verwerfungen gegeneinander absetzen, auch hier ein staffelförmiger Abstieg der Juratafel wahrscheinlicher, als ein gleichmäßiges Einfallen. Es bedarf kaum der Erwähnung, daß alle diese Feststellungen erst nach dem Erscheinen der schönen, mit Isohypsen versehenen Meßtischblätter möglich waren. Auch *Pompeckj* bezeichnet deren damaliges Fehlen gradezu als Hindernis für eine genaue Kartierung ebenso wie *v. Ammon* und *Wanderer*, die sich mit eigenen Aneroidmessungen einiger kritischer Punkte behelfen mußten.

Die von *Pompeckj* aufgeworfene Frage, ob der westliche Steilrand des Regentales einem tektonischen Abbruch entspricht, läßt sich für den südlichen Teil unbedenklich bejahen, denn wie gegen den Zeitelberg im Süden, so ist auch gegen die Hochfläche im Westen die Jurakreidegrenze um 60 m gesenkt. Nach Norden hin muß aber diese Randverwerfung schon vor Edelhausen ausklingen; das ergibt sich aus einer Bohrung, die 1952 als Ergänzung zu den Wasserwerksbohrungen des linken Regentufers 600 m s.s.w. dieses Ortes am Wege nach Regendorf niedergebracht wurde.

Unter der stillschweigenden Voraussetzung, daß auch hier der Talrand mit einem Verwurf zusammenfiel, war zu erwarten, daß unter den oberflächlichen Flußschottern

südlichen Scholle verringern dürfte. Von Norden — etwa vom Haltepunkt Regendorf aus — betrachtet, prägen sich diese Verhältnisse trefflich im Landschaftsbild aus, und in umgekehrter Richtung bietet die Höhe des Zeitelberges einen prachtvollen Überblick über das gesamte Senkungsfeld.

Der Westrand des Senkungsfeldes

Morphologisch begrenzt ein Steilrand auf eine Erstreckung von etwa 3 km in fast schnurgerader Südnordrichtung das Regental. Den Sockel der Hochfläche bildet auch hier der Malmkalk, über dem sich — wie immer mit flacherer Böschung — die Schichten der jüngeren Kreide vom Grünsandstein bis zum Knollensandstein erheben. Die als Bezugsfläche dienende Jurakreidegrenze, die zu beiden Seiten des Regendurchbruchs auf der gleichen Höhe von 362 bis 363 m NN liegt, senkt sich zunächst auf kurze Entfernung um 2 oder 3 m, um sich dann auf der Höhe von + 360 m zu halten, deutlich an der scharfen Geländekante oberhalb von Regendorf verfolgbare. Bis dahin ist also die Lagerung in Südnordrichtung praktisch horizontal.

Dann aber erfolgt ein treppenförmiges Absteigen nach Norden. 900 m s.s.w. von Edelhausen, dort, wo der niedriger gewordene Steilhang sich von dem Hauptwege nach NNW abwendet, befindet sich ein verlassener Steinbruch, der mit seinen unteren 4 Metern im Jurakalk steht und über ihm etwa ebenso mächtige horizontale weiße kalkfreie Sandsteine und die charakteristischen wirr gelagerten gelben und leuchtend blauroten Tone der Schutzfelsschichten zeigt. Die Jurakreidegrenze dürfte hier auf etwa + 350 m zu suchen sein. Und noch 330 m weiter nördlich hat ein größerer, ebenfalls verlassener Steinbruch in seiner ganzen Höhe von ungefähr 10 m Grünsandstein aufgeschlossenen, u. zw. unten in dicken, dunkelgrünen Bänken, oben in den üblichen dünnplattigen, gelben und glaukonitarmen Lagen. Die kompakten, unteren Bänke sind hier, was man sonst nur bei Kalksteinen zu sehen gewohnt ist, durch und durch von unregelmäßigen, dünn mit Kalksinter ausgekleideten Höhlungen durchsetzt. Ungefähr in Höhe des oberen Steinbruchsrandes deutet sich etwas weiter südlich der Eibrunner Mergel durch eine kleine gefaßte Quelle in einer Meereshöhe von 355 m an. Aus diesen Feststellungen ergibt sich hier für die Juraoberfläche eine Höhe von + 340 m oder etwas niedriger.

Demnach dürften nördlich von Regendorf eine oder zwei Verwerfungen mit einer Gesamtsprunghöhe von 20 m durchziehen. Die *Gümbel'sche* Karte, die ja noch keine Tektonik enthält, läßt zwar an dieser Stelle den Jura schräg unter die Kreide einsinken, doch ist angesichts der Erfahrung, daß sich in unserer Gegend vielfach horizontale Gebirgstafeln an kleinen Verwerfungen gegeneinander absetzen, auch hier ein staffelförmiger Abstieg der Juratafel wahrscheinlicher, als ein gleichmäßiges Einfallen. Es bedarf kaum der Erwähnung, daß alle diese Feststellungen erst nach dem Erscheinen der schönen, mit Isohypsen versehenen Meßtischblätter möglich waren. Auch *Pompeckj* bezeichnet deren damaliges Fehlen gradezu als Hindernis für eine genaue Kartierung ebenso wie *v. Ammon* und *Wanderer*, die sich mit eigenen Aneroidmessungen einiger kritischer Punkte behelfen mußten.

Die von *Pompeckj* aufgeworfene Frage, ob der westliche Steilrand des Regentales einem tektonischen Abbruch entspricht, läßt sich für den südlichen Teil unbedenklich bejahen, denn wie gegen den Zeitelberg im Süden, so ist auch gegen die Hochfläche im Westen die Jurakreidegrenze um 60 m gesenkt. Nach Norden hin muß aber diese Randverwerfung schon vor Edelhausen ausklingen; das ergibt sich aus einer Bohrung, die 1952 als Ergänzung zu den Wasserwerksbohrungen des linken Regentufers 600 m s.s.w. dieses Ortes am Wege nach Regendorf niedergebracht wurde.

Unter der stillschweigenden Voraussetzung, daß auch hier der Talrand mit einem Verwurf zusammenfiel, war zu erwarten, daß unter den oberflächlichen Flußschottern

der Knollensandstein angetroffen werden würde, wie auf dem jenseitigen Flußufer, und daß dann die tieferen Kreideschichten und schließlich der Jura folgen müßten, bei dessen Erreichung die Bohrung eingestellt werden sollte. Überraschenderweise zeigte sich aber unter 7 bis 8 Metern Schotter ein stratigraphisch zunächst ganz unklares Material von über 30 m Stärke, das sich indessen später wieder unzweifelhaft als Schutzfelschichten erwies. Darunter folgte bis 75 m Malm, der 6 m entfernt in einer zweiten Bohrung, die wegen eines technischen Zwischenfalls neu angesetzt werden mußte, noch bis 94 m Tiefe durchsunken wurde.

Die Bohrung bestätigte zunächst wieder die Erfahrung, daß die sogenannten Schutzfelschichten in der Regensburger Umgebung eine weit größere Verbreitung haben, als die bekannten spärlichen Aufschlüsse im Donautal vermuten lassen. Überall begegnen uns diese Zeugen der präcenen Albüberdeckung: in den Lauber Tiefbohrungen, hier bei Edelhausen, in den Steinbrüchen südlich davon und gegenüber Zeitlarn, bei den Regensburger Milchwerken, auf der Hochfläche zwischen Naab und Laber und gegenüber von Kallmünz; die weithin leuchtenden tiefroten Tone werden zu einem gewohnten Anblick. Zu zweit zeigte die Bohrung, daß hier kein tektonischer Abbruch vorliegt, denn wenn wegen der Einschaltung der terrestrischen Bildungen die ideelle Höhe der Juroberfläche auch nicht genau festgestellt werden kann, so widerspricht sie doch auch nicht der oben aus der Mächtigkeit des Grünsandsteins hergeleiteten Höhenlage von rund 340 m NN und läßt eine normale, ungestörte Schichtenlagerung annehmen.

Die westliche Randverwerfung des Senkungsfeldes verliert sich also nach Norden durch das Zusammentreffen von Senkung der Hochfläche und Ansteigen der abgesunkenen Scholle. Auch dieses Ausklingen drückt sich im Landschaftsbilde trefflich aus und wirkt überzeugend, wenn man z. B. zwischen Regenstauf und Regendorf vom Zuge aus einen Blick auf die Höhen jenseits des Regen wirft.

Der Ostrand des Senkungsfeldes

Verwickelter und weniger leicht zu durchschauen gestalten sich die Verhältnisse am Ostrand der Senke von Laub, wo die Schichten des Mesozoikums gegen das aufsteigende Grundgebirge abgeglitten sind und von ihm an den Rändern mehrfach hochgeschleppt wurden. Morphologisch unterscheidet er sich von der westlichen Begrenzung dadurch, daß die Hochfläche hier nicht längs einer graden Linie zur Niederung abfällt, sondern daß mehr oder weniger ausgeprägte Rücken spornartig vorstoßen, zwischen denen das Tal mit verschieden tiefen Buchten nach Osten in das Granitmassiv eingreift.

An vier räumlich getrennten, aber ungefähr gradlinig angeordneten Stellen tritt an der Grenze gegen den Granit der Jura zutage. Die Vorkommen sind in der Literatur eingehend beschrieben, seien aber hier zur Orientierung nochmals kurz aufgeführt (s. Plan). Der südlichste Punkt liegt 550 m s.w. vom Schnaitterhof am Wege Lettenthal-Abbachhof, der nächste 620 m n.n.w. vom Abbachhof im Walde, der dritte im Postholz (ein Name, den das Meßtischblatt übrigens nicht angibt) rechts am Wege Neuhof-Hauzenstein zwischen den Höhepunkten 354,0 und 386,2, und der nördlichste, bekannteste, auf dem Regenstauer Galgenberg, von dem aus sich der Kalkstein noch 600 m weit in Richtung Gilgenweiher am Hang verfolgen läßt.

-
- Abb. 1: Der Regenstauer Galgenberg von NW. Auf der Kuppe streicht der Malm aus, auf der linken Flanke und in der Einsattelung Dogger und Lias.
 Abb. 2: Durchbruch des Regen durch den Granit oberhalb Regenstauf. Blick nach Norden, flußaufwärts.
 Abb. 3: Durchbruch des Regen durch die Jurakreideplatte bei Zeitlarn. Blick nach Südwest, flußabwärts.

der Knollensandstein angetroffen werden würde, wie auf dem jenseitigen Flußufer, und daß dann die tieferen Kreideschichten und schließlich der Jura folgen müßten, bei dessen Erreichung die Bohrung eingestellt werden sollte. Überraschenderweise zeigte sich aber unter 7 bis 8 Metern Schotter ein stratigraphisch zunächst ganz unklares Material von über 30 m Stärke, das sich indessen später wieder unzweifelhaft als Schutzfelschichten erwies. Darunter folgte bis 75 m Malm, der 6 m entfernt in einer zweiten Bohrung, die wegen eines technischen Zwischenfalls neu angesetzt werden mußte, noch bis 94 m Tiefe durchsunken wurde.

Die Bohrung bestätigte zunächst wieder die Erfahrung, daß die sogenannten Schutzfelschichten in der Regensburger Umgebung eine weit größere Verbreitung haben, als die bekannten spärlichen Aufschlüsse im Donautal vermuten lassen. Überall begegnen uns diese Zeugen der präcenen Albüberdeckung: in den Lauber Tiefbohrungen, hier bei Edelhausen, in den Steinbrüchen südlich davon und gegenüber Zeitlarn, bei den Regensburger Milchwerken, auf der Hochfläche zwischen Naab und Laber und gegenüber von Kallmünz; die weithin leuchtenden tiefroten Tone werden zu einem gewohnten Anblick. Zu zweit zeigte die Bohrung, daß hier kein tektonischer Abbruch vorliegt, denn wenn wegen der Einschaltung der terrestrischen Bildungen die ideelle Höhe der Juraoberfläche auch nicht genau festgestellt werden kann, so widerspricht sie doch auch nicht der oben aus der Mächtigkeit des Grünsandsteins hergeleiteten Höhenlage von rund 340 m NN und läßt eine normale, ungestörte Schichtenlagerung annehmen.

Die westliche Randverwerfung des Senkungsfeldes verliert sich also nach Norden durch das Zusammentreffen von Senkung der Hochfläche und Ansteigen der abgesunkenen Scholle. Auch dieses Ausklingen drückt sich im Landschaftsbilde trefflich aus und wirkt überzeugend, wenn man z. B. zwischen Regenstauf und Regendorf vom Zuge aus einen Blick auf die Höhen jenseits des Regen wirft.

Der Ostrand des Senkungsfeldes

Verwickelter und weniger leicht zu durchschauen gestalten sich die Verhältnisse am Ostrand der Senke von Laub, wo die Schichten des Mesozoikums gegen das aufsteigende Grundgebirge abgeglitten sind und von ihm an den Rändern mehrfach hochgeschleppt wurden. Morphologisch unterscheidet er sich von der westlichen Begrenzung dadurch, daß die Hochfläche hier nicht längs einer graden Linie zur Niederung abfällt, sondern daß mehr oder weniger ausgeprägte Rücken spornartig vorstoßen, zwischen denen das Tal mit verschieden tiefen Buchten nach Osten in das Granitmassiv eingreift.

An vier räumlich getrennten, aber ungefähr gradlinig angeordneten Stellen tritt an der Grenze gegen den Granit der Jura zutage. Die Vorkommen sind in der Literatur eingehend beschrieben, seien aber hier zur Orientierung nochmals kurz aufgeführt (s. Plan). Der südlichste Punkt liegt 550 m s.w. vom Schnaitterhof am Wege Lettenthal-Abbachhof, der nächste 620 m n.n.w. vom Abbachhof im Walde, der dritte im Postholz (ein Name, den das Meßtischblatt übrigens nicht angibt) rechts am Wege Neuhof-Hauzenstein zwischen den Höhepunkten 354,0 und 386,2, und der nördlichste, bekannteste, auf dem Regenstauer Galgenberg, von dem aus sich der Kalkstein noch 600 m weit in Richtung Gilgenweiher am Hang verfolgen läßt.

-
- Abb. 1: Der Regenstauer Galgenberg von NW. Auf der Kuppe streicht der Malm aus, auf der linken Flanke und in der Einsattelung Dogger und Lias.
 Abb. 2: Durchbruch des Regen durch den Granit oberhalb Regenstauf. Blick nach Norden, flußaufwärts.
 Abb. 3: Durchbruch des Regen durch die Jurakreideplatte bei Zeitlarn. Blick nach Südwest, flußabwärts.

Taf. I



Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3

Taf. II



Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6

Alle diese Juraausbisse befinden sich auf den Kämmen jener Bergvorsprünge, kurz vor ihrem jeweiligen Ende. Die Schichten sind immer steil aufgerichtet, sogar — soweit Aufschlüsse die Lagerung erkennen lassen — überkippt und in ihrer Mächtigkeit durch Abscherung stark verkümmert. Gegen Osten grenzen sie unmittelbar an den Granit, während sich westlich die ältesten Glieder der Oberkreide anlehnen.

Soweit die Schichten den harten Malmkalken angehören, bilden sie einen Buckel, hinter dem eine flache Einsattelung das Ausstreichen von Dogger und Lias andeutet, sofern diese Formationsglieder vorhanden sind (Abb. 1). Die Bänke verlaufen quer über die Höhenrücken und erreichen an den höchsten Stellen die Erdoberfläche, um an den Flanken unter dem Gehängeschutt und der Talfüllung zu verschwinden, ohne daß sich sagen läßt, ob und wie sie hier enden. Da in dieser Gegend Kalkstein sonst fehlt, wurde dieses begehrte Material an allen vier Punkten früher in ansehnlichen Gräbereien und mittelgroßen Brüchen gewonnen, die zwar längst aufgelassen sind, aber z. T. noch heute die Lagerung gut erkennen lassen (Abb. 6, Taf. II).

Offenbar liegt die Ursache für das steile Aufragen der Malmkalke und ihrer Begleitschichten in ihrem Absinken von dem Kristallin des Böhmisches Massivs, aber *Pompeckj* geht dabei von der Vorstellung aus, daß die Juraaufbrüche in ihrer heutigen Form einer einheitlichen, auch in den Zwischenstrecken durchgehenden Störungslinie angehören, die nach ihm von Regenstau in südöstlicher Richtung bis etwa zum Schnaitterhof verläuft und sich unter südlichem Abbiegen in dem bekannten Abbruch der Tegernheimer Schlucht fortsetzt. In dem nördlichen Abschnitt sei an ihr die Juraplatte besonders tief eingesunken und außerdem durch seitlichen Gebirgsdruck randlich überkippt worden, während die südlich des Wenzenbaches gelegene Keilbergscholle einen Seitendruck nicht erfahren habe. Die heute zwischen den vier genannten Juraausbissen sowie nördlich und südlich von ihnen klaffenden Lücken führt der genannte Autor auf Erosion durch Gewässer zurück, die von den Höhen des Bayerischen Waldes dem Senkungsfeld zueilten, die Aufrichtungszone durchkerbten und ihre Fracht teils in dem Senkungsfeld abluden, teils durch das heutige Trockental am Westfuß des Keilberges nach Süden entführten.

Gegen diese Deutung, der sich auch *Kranz* anschließt, erheben sich gewichtige Bedenken, einmal auf Grund der örtlichen Befunde, dann aber auch aus den allgemeinen Erfahrungen heraus, die man bei großräumigerer Betrachtung erhält. Vor allem konnte *Pompeckj* weder die Lagerung des Tertiärs, die sich jetzt als so außerordentlich beweisfähig für die Klärung der Tektonik erweist, noch die Flußgeschichte für sie heranziehen, da die umfangreichen Vorarbeiten hierfür damals noch nicht vorlagen.

Wenn es sich um die Ausfräsung einer anfangs geschlossenen Aufrichtungszone durch Erosion handelt, so muß der Ausstrich des Jura in den Zwischenstrecken jeweils unter den Talsohlen auf der Verbindungslinie der stehengebliebenen Reste liegen. Über diese Verbindungslinie greift nun das Tertiär in erheblicher Mächtigkeit mehr oder weniger weit nach Osten über. So wurde früher in dem südlich des Galgenberges gelegenen *Gilgenweiher* fast unmittelbar am Fuß des Granitanstieges ober-

Abb. 4: Blick vom Galgenberg nach Norden auf den Granitvorsprung des Schloßberges bei Regenstau.

Abb. 5: Steil aufgerichteter Malmkalk auf dem Mühlberg bei Leonberg. Blick nach Süden. Einfallen gegen Westen.

Abb. 6: Überkippte Malmschichten auf dem Galgenberg. Blick nach Süden. Einfallen gegen Osten.

Alle Aufnahmen vom Verf.

miozäner Tegel bis etwa 16 m tief gegraben, ohne daß seine Unterlage erreicht wurde, ferner ist die breite, in den Gebirgsrand einspringende Niederung wenig nördlich vom Abbachhof bis zur Erdoberfläche von Tertiär erfüllt, in dem ein 18 m tiefer Braunkohlenversuchsschacht stand, westlich des Schnaitterhofs liegt ebenfalls eine alte Tongrube und im Wenzelbachtal stößt, wie schon die Gumbelsche Karte lehrt, das Miozän bis an die Mündung des Gambaches nach Osten vor. Demnach müßte die erosive Ausfurchung dieser Seitentälchen schon vor der Ablagerung der obermiozänen Tone mit ihren kohligten und feinsandigen Zwischenlagen erfolgt sein, und das Senkungsbecken von Laub müßte ebenfalls schon vorhanden gewesen sein und ihnen als Sedimentationsraum gedient haben. In der Tat verlegt *Pompeckj* die für die heutige Geländeform entscheidenden Randstörungen ins Alttertiär. Diese Annahme stößt aber auf Schwierigkeiten. Da die Tertiärmulden des Gebirgsrandes wie gesagt mindestens 20 m tief sind, die oben beschriebene Rinne von Regenstauf sogar bis über 65 m unter den Regenspiegel reicht, müßte es sich hierbei um entsprechend tiefe Auskesselungen in der eingebrochenen Jurakreidescholle handeln. Für sie fehlt aber eine normale Vorflut, und es ist schwer erklärbar, wie die gewaltigen Massen ausgestrudelten Gesteins nach oben über die Felsriegel hätten befördert werden sollen, die sich in dem Zeitlarn Engpaß und weiter unterhalb bei Sallern dem Abfluß in den Weg stellten und bis zur heutigen Flußsohle hinaufreichten.

Zweifellos hat die Senkung des Beckens erst in nachtertotonischer Zeit stattgefunden. Dieser aus den örtlichen Verhältnissen gezogene Schluß stimmt auch mit den sonstigen Erfahrungen überein. Überall in der Umgebung von Regensburg fällt die sehr verschiedene Meereshöhe der miozänen Ablagerungen auf. Auf den Hochflächen zwischen Regen und Naab und Naab und Altmühl steigen sie bis auf + 500 m, im Stadtgebiet von Regensburg dagegen liegt ihre Oberfläche bei 325 und 330 m, das sind Unterschiede bis zu 180 m. Diese lassen sich nur durch nachträgliche Verstellungen erklären, ein Gedanke, der auch Brunhuber vorschwebte, ohne daß er ihn aber bis in seine letzten Folgerungen durchführte. Gestützt wird diese Ansicht durch die Beobachtung, daß sich diese außergewöhnlichen Tieflagen des Tertiärs immer nur in Gebieten finden, die sich auch sonst sicher als Einbruchsbereiche ausweisen. So ist es bei Abbach, so im Donaual bei Regensburg, so auch im vorliegenden Fall. Diese jungen Flußtäler sind im Gegensatz zu den alttertiären „Urtälern“ nicht, wie Gumbel und nach ihm viele andere annahmen, die ursprünglichen Sedimentationsbecken, sondern nur eingebrochene Teilstücke ehemals weit ausgedehnter Ablagerungsräume, und wo immer das Tertiär im Niveau der Flußtäler liegt, da befindet es sich nicht mehr an seinem ursprünglichen Platz, sondern ist durch tektonische Bewegung dahin gelangt. In den reinen Erosionsstrecken dagegen, wie im Weltenburger Durchbruch, im Altmühltal, im Laabertal, im Naabtal unterhalb Kallmünz oder im Durchbruch des Regen durch das Kristallin, würde man vergeblich nach Ton oder Braunkohlen suchen. Andererseits die tief unter die heutigen Flußsohlen hinabreichenden Tertiärmulden etwa als die Wurzeln von Tälern anzusprechen, die ehemals bis zum Niveau der Hochflächen hinauftraten, und deren obere Hälfte der Abtragung anheimgefallen wäre, führt zu ganz indiskutablen Vorstellungen.

Ein weiteres entscheidendes Argument für das sehr jugendliche Alter der Verwerfungen unseres Gebietes ergibt sich aus dem Studium der Flußgeschichte. Bekanntlich floß die Donau, als sie die normale Form eines Flusses annahm, auf der altpliozänen Landoberfläche, um sich dann in sie einzuschneiden. Ihr folgten die Nebenflüsse, in unserem Falle der Regen. Es wäre aber undenkbar, daß dieser Fluß zwischen Nittenau und Regenstauf das 200 m höhere Granitmassiv oder bei Zeitlarn die 70 m höhere Jurakreideplatte hätte durchnagen können, wenn er sich nicht am Anfang auf jener Höhe — u. zw. in beiden Fällen noch auf der gleichen Höhe — bewegt hätte,

d. h. wenn das Becken von Laub schon in vorpliozäner Zeit vorhanden gewesen wäre (Abb. 2 und 3, Taf. I). Alle sind sie *antecedente* Flüsse, denen ihr Lauf vorgezeichnet war.

Aus allen diesen Gründen vermag Verf. der Pompeckj'schen Deutung nicht zu folgen und möchte den Mechanismus des Abbruchs zwischen Regenstau und Tegerheim folgendermaßen erklären. Bekanntlich wird die Randzone des Bayerischen Waldes und sein gesamtes westliches Vorland von zahlreichen herzynischen Brüchen beherrscht, die, immer weiter nach Nordwesten vorstoßend, den Untergrund in ebenso gerichtete Streifen zerlegen. In ihrer Anlage mindestens bis in die ausklingende varistische Ära zurückreichend sind sie im Laufe der Zeit immer wieder aufgelebt; die letzte, für die Morphogenie der heutigen Landschaft entscheidende Phase fiel in die nachmiozäne Zeit und dauert sicher noch heute an.

Die beiden bedeutendsten Sprünge dieses Systems in der südlichen Oberpfalz sind die Donaurandverwerfung und der Bruch, der in Fortsetzung des Bayerischen Pfahls die Bodenwöhrer Bucht im Norden begrenzt; dazwischen haben wir die Zeitlarner Störung schon kennen gelernt. Zweifellos gesellen sich aber in dem hier behandelten Raum ebenso wie in der Keilberger Scholle, die *Putzer*⁷⁾ beschreibt, noch mehrere gleichgerichtete Brüche geringeren Ausmaßes dazu, die unser kleines Gebiet noch weiter in Nordwestsüdost-Streifen gliedern. Diesen herzynischen Brüchen gebührt der Primat, während die zwischenliegenden, teils gehobenen, teils gesunkenen Gebirgsstreifen sekundär, je nach dem Widerstande, den sie bei diesen Differentialbewegungen fanden, einer Sondertektonik unterlagen, eine Erscheinung, die uns ja aus dem Schiefergebirge durchaus geläufig ist. Wo der Untergrund sich emporhob, zog er den Rand des Jura nach und legte ihn dabei auch gelegentlich um, wo er sank, konnte sich die mesozoische Decke störungslos mitsamt ihrer Tertiärauflage mehr oder weniger weit nach Osten hinüberlegen, ähnlich — wenn ein etwas banaler, aber vielleicht anschaulicher Vergleich gestattet ist — einer im Lauf stehen gebliebenen Spieluhr, deren Zungen z. T. noch von den Stiften der Walze gehoben sind, dazwischen aber in ihrer horizontalen Lage verharren (Abb. 7). Am weitesten nach Osten ladet die den Donaurandbruch

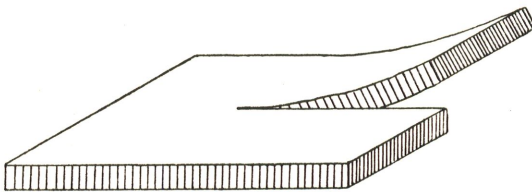


Abb. 7: Schema der partiellen Schleppung

südlich begleitende Schrägscholle aus, die bei Regensburg beginnt und erst am Inn bei Passau endet; weniger weit nach Osten reicht die Scholle der Bodenwöhrer Bucht. Hinter ihnen bleiben die kleinen Senkungstreifen unseres engeren Gebietes an Ausmaß weit zurück, wenn sie sich auch dem Wesen nach nicht von jenen unterscheiden; die bedeutendsten und im Gelände auffallendsten unter ihnen sind die Talausbuchungen des *Weiberbaches* südlich des Regenstauer Schloßberges (Abb. 4, Taf. II) und die des *Wenzenbaches*. Aus diesen Gedanken heraus wird man den südlichen Randbruch des Lauber Beckens von Zeitlarn aus besser in Richtung Irlbach, als nach dem *Pompeckj'schen* Vorschlage zum Schnaitterhof verlaufen lassen.

Man darf somit die genannten Juravorkommen am Rande des Granitmassivs nicht als Teilstücke eines gemeinsamen und durchgehenden Gebirgsaufbruches ansehen, die,

von der Erosion verschont, auf kurze Strecken einmal an günstigen Stellen sichtbar werden, sondern muß jedes für sich als rein örtliche Erscheinung auffassen, hervorgerufen durch die Bewegung jener Gebirgsstreifen, die sich bei der Aufwölbung des kristallinen Massivs von ihrer zurückbleibenden Umgebung lösten und emporgehoben wurden.

So erklärt sich auch der beachtenswerte, in der Literatur nicht genügend gewürdigte Umstand, daß die berühmte Verwerfung der Tegernheimer Schlucht plötzlich an der Donaurandspalte wie an einer Stopstraße abschneidet; auch in die Bodenwöhrer Bucht setzen sich die Südnordbrüche nicht fort, denn hier bleibt in westöstlicher Richtung die Juraoberfläche ungestört auf der gleichen Meereshöhe, um erst weiter im Osten langsam abzufallen. Folgerichtig wird man auch für den Raum zwischen Regenstau und der Donau annehmen dürfen, daß hier die Störungen zwischen Jura und Granit immer wieder an den wenn auch unbedeutenden herzynischen Spalten abstoßen, ohne Verbindung miteinander zu haben. Die beiden Bruchsysteme, das nordwest-südöstliche und das süd-nördliche, sind nicht gleichwertig: die herzynischen Brüche zerlegten den Untergrund in parallele Abschnitte und überließen diese dann ihrem eigenen tektonischen Schicksal, womit nicht gesagt sein soll, daß nicht beide Vorgänge neben einander herliefen; in dem Maße, wie sich der Gebirgsrand im großen zerstückelte, bewegten sich im kleinen die einzelnen Teilschollen.

Im übrigen setzen sich diese Erscheinungen nach Norden fort, nur wieder ein Stück nach Westen verschoben. Längs dem ganzen, fast genau südnördlich verlaufenden Gebirgsrande von Neuhaus bei Regenstau bis auf die Breite von Burglengenfeld begegnet uns dasselbe, vielleicht noch eindrucksvollere Bild: bastionsartig vorspringende, schon von fern sichtbare Kuppen aus steilstehendem Malm, flankiert von ebenso steilem Grünsandstein, und in den Zwischenstrecken derselbe Grünsandstein, aber nunmehr flach über die Verbindungslinien der Juraaufbrüche hinweg ein Stück nach Osten vorspringend. Auch *Wanderer*, der im Anschluß an die *Pompeckj*-schen Arbeiten diesen nördlichen Abschnitt eingehend beschrieben hat ¹¹⁾, setzt sich für das Vorhandensein von westöstlichen Teilverschiebungen ein, ohne sich aber eingehender über den Mechanismus der Bewegungen zu äußern.

Des weiteren bemerkt man deutlich eine Beziehung zwischen dem Grad der Zerstückelung des Gebirgsrandes und dem Maß des Grundgebirgsaufstieges: wo sich der Granit bald zu ansehnlicher Höhe erhebt, da ist die Beanspruchung kräftig und der Jura ist hoch und steil aufgerichtet, wo er nur flach ansteigt, da klingt sie ab, und der nur schwach aufgebogene Rand des Jura streicht als geschlossenes Band auf längere Erstreckung aus. Das zeigt sich sehr schön, und kommt auch auf der Gumbel-schen Karte zum Ausdruck in dem Zwickel zwischen dem Regen und dem von Nord-westen auf ihn zulaufenden Diesenbach. Vom Regenkniefällt hier die Gipfflur des Granits von über 550 m NN auf + 350 m in Richtung Regenstau ab, und dementsprechend verschwächt sich auch die Aufrichtung des Jurarandes; südlich dieser Stadt erhebt sich der Granit unvermittelt wieder auf + 450 m, und damit setzen die Juraaufbrüche wieder ein.

Daß bei den geschilderten Vorgängen selbst gleichsinnige Bewegungen nicht stets genau das gleiche Bild erzeugen, darf nicht weiter befremden. So vermißt man z. B. vor dem Sporn des Regenstauer Schloßberges, wie das beistehende, von *Reuter* aufgestellte Profil zeigt (Abb. 8), eine Aufkrepplung des Mesozoikums, andererseits ist es nach den Aufnahmen Tillmanns am Ostrand des Keilberges nur zu einer nach Norden immer flacher werdenden Flexur gekommen, und auch auf dem von einem malerischen Felszacken gekrönten Leonberger Mühlberg (Abb. 5, Taf. II) zeigen die Kalkbänke nur ein steiles Einfallen von ca. 60 Grad ohne jede Überkippung. Eine solche findet sich dagegen wiederum nur am Rande des besonders tief eingesunkenen Beckens

von Laub, wo sich aber die drei Juraaufbrüche zwischen Regenstauf und dem Abbachhof aufs Haar gleichen, nur daß das bei den beiden südlichen von ihnen wegen der Waldbedeckung nicht so deutlich ins Auge fällt (Abb. 6, Taf. II).

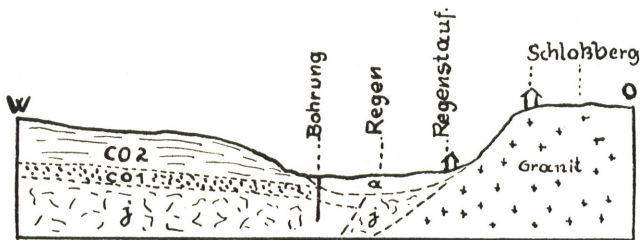


Abb. 8: Profil durch den Schloßberg bei Regenstauf (nach Reuter, vereinfacht)

Die vorgetragene Deutung der tektonischen Vorgänge schließt bereits die Stellungnahme zu einer weiteren, viel diskutierten Frage in sich, ob nämlich die randlichen Überkippungen auf einen allgemeinen Horizontalschub im Untergrund zurückzuführen sind oder nicht. Diese Vorstellung muß sich in der Tat aufdrängen, wenn man die einzelnen Juraaufschlüsse zu einer durchlaufenden Störungszone zusammenfaßt. Die Aufgliederung dieser Zone aber in eine Anzahl isolierter Einzelstörungen, die sich überdies nur in wenigen Fällen bis zur Überkippung steigerten, läßt sich nicht mit der Annahme eines großräumigen Horizontalschubes vereinigen, den das ganze Böhmisches Massiv erlitten haben soll. Gewiß liegt jeder Überkippung ein Seitendruck zugrunde, aber hier sind sie ortsgebunden und der Druck wirkte nur an einigen ausgewählten Stellen, wo er sich zwanglos aus der Raumverkürzung herleiten läßt, die der Untergrund an den Stellen besonders starken Auftriebs erfahren mußte.

Schließlich erhebt sich noch die Frage, wie sich diese jugendlichen, als pliozän anzusprechenden Randstörungen zu dem älteren und weit bedeutenderen Abbruchverhalten, der schon wiederholt in früherer Zeit die Juratafel gegen das Grundgebirge hat absinken lassen.

Offenbar setzten sich auch bei ihnen nur die früheren Bewegungen auf den einmal vorgezeichneten Bahnen fort, doch war das Ausmaß der Vertikalverschiebungen nunmehr weit geringer. Es entspricht nur dem Höhenunterschied zwischen der eingesunkenen Tafel und der spätmiozänen Landoberfläche, das sind in unserem Fall schätzungsweise 40 oder 50 m gegenüber mindestens 400 m Sprunghöhe der voraufgegangenen Abbrüche. Das gegenwärtig zu beobachtende Vor- und Zurückspringen der Bruchlinie dürfte sich aus den Differentialbewegungen der beschriebenen Teilschollen erklären.

Vermutlich beschränkten sich aber die pliozänen Störungen überhaupt nur auf gewisse Abschnitte, denn bei der Keilbergscholle z. B., die mit ihrem Hinterland eine gemeinsame gehobene Einheit bildet, geht die Geländeoberfläche ohne Knick in die des Grundgebirges über. Das wird deutlich, wenn man von irgend einer westlichen Höhe aus über den Keilberg hinweg auf die Vorberge des Bayerischen Waldes blickt, oder wenn man auf der sogenannten „Hohen Linie“ nach Osten wandert; unmerklich überschreiten wir dabei auf ganz ebener Straße die Randspalte zwischen Jura und Kristallin, wohingegen die Senkungsgebiete des unteren Regen und der Donau links und rechts tief unter uns liegen. Was wir in dem berühmten, seit über 100 Jahren immer wieder besuchten Randbruch beim „Tegernheimer Keller“ bewundern, ist daher sicher nur das Werk des vorcenomanen und alttertiären, in jüngerer Zeit nicht, oder kaum mehr verstärkten Verwurfs, während sich im Becken von Laub

und den anschließenden, ähnlich gebauten Senkungsfeldern alte und junge Verschiebungen summieren, wodurch sie erst ihre jetzige Form erhielten. Daher erhebt sich nur hier der „Wald“ so unvermittelt zur Höhe, im Gegensatz zum Keilberg, von dem aus er nur ganz allmählich ansteigt.

Der Nordrand des Senkungsfeldes

Über den Nordrand ist nicht viel zu sagen. Er wird durch einen Verwurf gebildet, der in herzynischer Richtung den Fuß des Schloßberges begleitet und die Einbuchtung des Weiherbachtals nördlich begrenzt (Abb. 4, Taf. II).

Jenseits von ihr kehren die beiden Strukturen des südlichen Gebiets wieder: das Kristallin setzt sich in den Höhen fort, die den Regen rechtsseitig begleiten, und die Senke von Laub geht in die weite Niederung über, die westlich davon die Ton- und Braunkohlenlager von Neuhaus, Ponholz und Teublitz beherbergt. Die weit höhere Lage aber, die die Juraoberfläche nach dem Reuterschen Profil (Abb. 8) hier aufweist, zeigt, daß das Lauber Becken nicht nur gegen das Grundgebirge, sondern auch gegen seine eigene nördliche Fortsetzung eingebrochen ist, so daß es also mit der Regentauer Querverwerfung seinen natürlichen Abschluß findet.

Die innere Tektonik des Senkungsfeldes

Nach Besprechung der Umrandungen des Senkungsfeldes bleibt noch ein Wort über seinen inneren Bau zu sagen.

Da die Wasserwerksbohrungen nur einen verhältnismäßig schmalen, wenn auch langen Geländestreifen überdecken, ergeben sie zwar in südnördlicher Richtung ein fast das ganze Gebiet erfassendes Längsprofil, rechtwinklig dazu aber nur kurze Querprofile, die bei weitem nicht die ganze Talbreite umspannen. In beiden Fällen bleibt aber das Bild des tieferen tektonischen Baus auch nur unvollkommen, da die Bohrungen sich, ihrem praktischen Zweck entsprechend, fast ganz auf die oberen, lockeren Bildungen beschränken und allermeist bei Erreichung des Felsuntergrundes, d. h. also hier des Knollensandsteins, wenn nicht schon früher enden. Die Oberfläche dieses Sandsteins, die an sich mit hinreichender Genauigkeit festliegt, gibt aber keinen genügenden Aufschluß über seine wirkliche Lagerung, da sie sich nicht mit der Schichtfläche deckt, sondern durch vorcenomane und spätere Abrasion viel von ihrer ursprünglichen Form verloren hat.

Zur Erkennung der Schichtenlagerung stehen nur die oben genannten drei Tiefbohrungen 11 b, 17,5 b und 20 b zur Verfügung, die aber auch nicht voll befriedigen. Die als Bezugsfläche sonst so wertvolle Jurakreidegrenze versagt, da sie überall dort, wo sie zu erwarten wäre, die Schutzfelsschichten störend einschieben, und auch die einzelnen Horizonte der Kreide lassen sich untereinander nicht scharf abgrenzen. Überdies umfassen die drei Bohrungen noch nicht den vierten Teil des ganzen Längsprofils. Am zuverlässigsten erscheint noch die Bohrung 17,5 b. Hier liegt die Unterfläche des Grünsandsteins, die sich nach Wegdenkung der Schutzfelsschichten mit der Oberfläche des Malm decken muß, auf + 285,30 m NN. In den Bohrungen 11 b und 20 b ist sie mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zwischen 273,2 und 280,0, bzw. 290,4 und 294,9 m anzunehmen. Danach scheinen sich die Schichten flach nach Norden zu neigen. Über das wahre, zweidimensionale Fallen und Streichen sagen die Bohrungen aber nichts aus, da sie zufällig auf einer graden Linie liegen.

Seite 21, Abb. 9, oben: Teilprofil durch den Galgenberg
 Mitte: Westostprofil von der Bohr. Edelhausen zum Gilgenweiher
 unten: Rekonstruktion der spätmiozänen Landoberfläche

und den anschließenden, ähnlich gebauten Senkungsfeldern alte und junge Verschiebungen summieren, wodurch sie erst ihre jetzige Form erhielten. Daher erhebt sich nur hier der „Wald“ so unvermittelt zur Höhe, im Gegensatz zum Keilberg, von dem aus er nur ganz allmählich ansteigt.

Der Nordrand des Senkungsfeldes

Über den Nordrand ist nicht viel zu sagen. Er wird durch einen Verwurf gebildet, der in herzynischer Richtung den Fuß des Schloßberges begleitet und die Einbuchtung des Weiherbachtals nördlich begrenzt (Abb. 4, Taf. II).

Jenseits von ihr kehren die beiden Strukturen des südlichen Gebiets wieder: das Kristallin setzt sich in den Höhen fort, die den Regen rechtsseitig begleiten, und die Senke von Laub geht in die weite Niederung über, die westlich davon die Ton- und Braunkohlenlager von Neuhaus, Ponholz und Teublitz beherbergt. Die weit höhere Lage aber, die die Juraoberfläche nach dem Reuterschen Profil (Abb. 8) hier aufweist, zeigt, daß das Lauber Becken nicht nur gegen das Grundgebirge, sondern auch gegen seine eigene nördliche Fortsetzung eingebrochen ist, so daß es also mit der Regentauer Querverwerfung seinen natürlichen Abschluß findet.

Die innere Tektonik des Senkungsfeldes

Nach Besprechung der Umrandungen des Senkungsfeldes bleibt noch ein Wort über seinen inneren Bau zu sagen.

Da die Wasserwerksbohrungen nur einen verhältnismäßig schmalen, wenn auch langen Geländestreifen überdecken, ergeben sie zwar in südnördlicher Richtung ein fast das ganze Gebiet erfassendes Längsprofil, rechtwinklig dazu aber nur kurze Querprofile, die bei weitem nicht die ganze Talbreite umspannen. In beiden Fällen bleibt aber das Bild des tieferen tektonischen Baus auch nur unvollkommen, da die Bohrungen sich, ihrem praktischen Zweck entsprechend, fast ganz auf die oberen, lockeren Bildungen beschränken und allermeist bei Erreichung des Felsuntergrundes, d. h. also hier des Knollensandsteins, wenn nicht schon früher enden. Die Oberfläche dieses Sandsteins, die an sich mit hinreichender Genauigkeit festliegt, gibt aber keinen genügenden Aufschluß über seine wirkliche Lagerung, da sie sich nicht mit der Schichtfläche deckt, sondern durch vorcenomane und spätere Abrasion viel von ihrer ursprünglichen Form verloren hat.

Zur Erkennung der Schichtenlagerung stehen nur die oben genannten drei Tiefbohrungen 11 b, 17,5 b und 20 b zur Verfügung, die aber auch nicht voll befriedigen. Die als Bezugsfläche sonst so wertvolle Jurakreidegrenze versagt, da sie überall dort, wo sie zu erwarten wäre, die Schutzfelsschichten störend einschieben, und auch die einzelnen Horizonte der Kreide lassen sich untereinander nicht scharf abgrenzen. Überdies umfassen die drei Bohrungen noch nicht den vierten Teil des ganzen Längsprofils. Am zuverlässigsten erscheint noch die Bohrung 17,5 b. Hier liegt die Unterfläche des Grünsandsteins, die sich nach Wegdenkung der Schutzfelsschichten mit der Oberfläche des Malm decken muß, auf + 285,30 m NN. In den Bohrungen 11 b und 20 b ist sie mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zwischen 273,2 und 280,0, bzw. 290,4 und 294,9 m anzunehmen. Danach scheinen sich die Schichten flach nach Norden zu neigen. Über das wahre, zweidimensionale Fallen und Streichen sagen die Bohrungen aber nichts aus, da sie zufällig auf einer graden Linie liegen.

Seite 21, Abb. 9, oben: Teilprofil durch den Galgenberg
 Mitte: Westostprofil von der Bohr. Edelhausen zum Gilgenweiher
 unten: Rekonstruktion der spätmiozänen Landoberfläche

und den anschließenden, ähnlich gebauten Senkungsfeldern alte und junge Verschiebungen summieren, wodurch sie erst ihre jetzige Form erhielten. Daher erhebt sich nur hier der „Wald“ so unvermittelt zur Höhe, im Gegensatz zum Keilberg, von dem aus er nur ganz allmählich ansteigt.

Der Nordrand des Senkungsfeldes

Über den Nordrand ist nicht viel zu sagen. Er wird durch einen Verwurf gebildet, der in herzynischer Richtung den Fuß des Schloßberges begleitet und die Einbuchtung des Weiherbachtals nördlich begrenzt (Abb. 4, Taf. II).

Jenseits von ihr kehren die beiden Strukturen des südlichen Gebiets wieder: das Kristallin setzt sich in den Höhen fort, die den Regen rechtsseitig begleiten, und die Senke von Laub geht in die weite Niederung über, die westlich davon die Ton- und Braunkohlenlager von Neuhaus, Ponholz und Teublitz beherbergt. Die weit höhere Lage aber, die die Juraoberfläche nach dem Reuterschen Profil (Abb. 8) hier aufweist, zeigt, daß das Lauber Becken nicht nur gegen das Grundgebirge, sondern auch gegen seine eigene nördliche Fortsetzung eingebrochen ist, so daß es also mit der Regentauer Querverwerfung seinen natürlichen Abschluß findet.

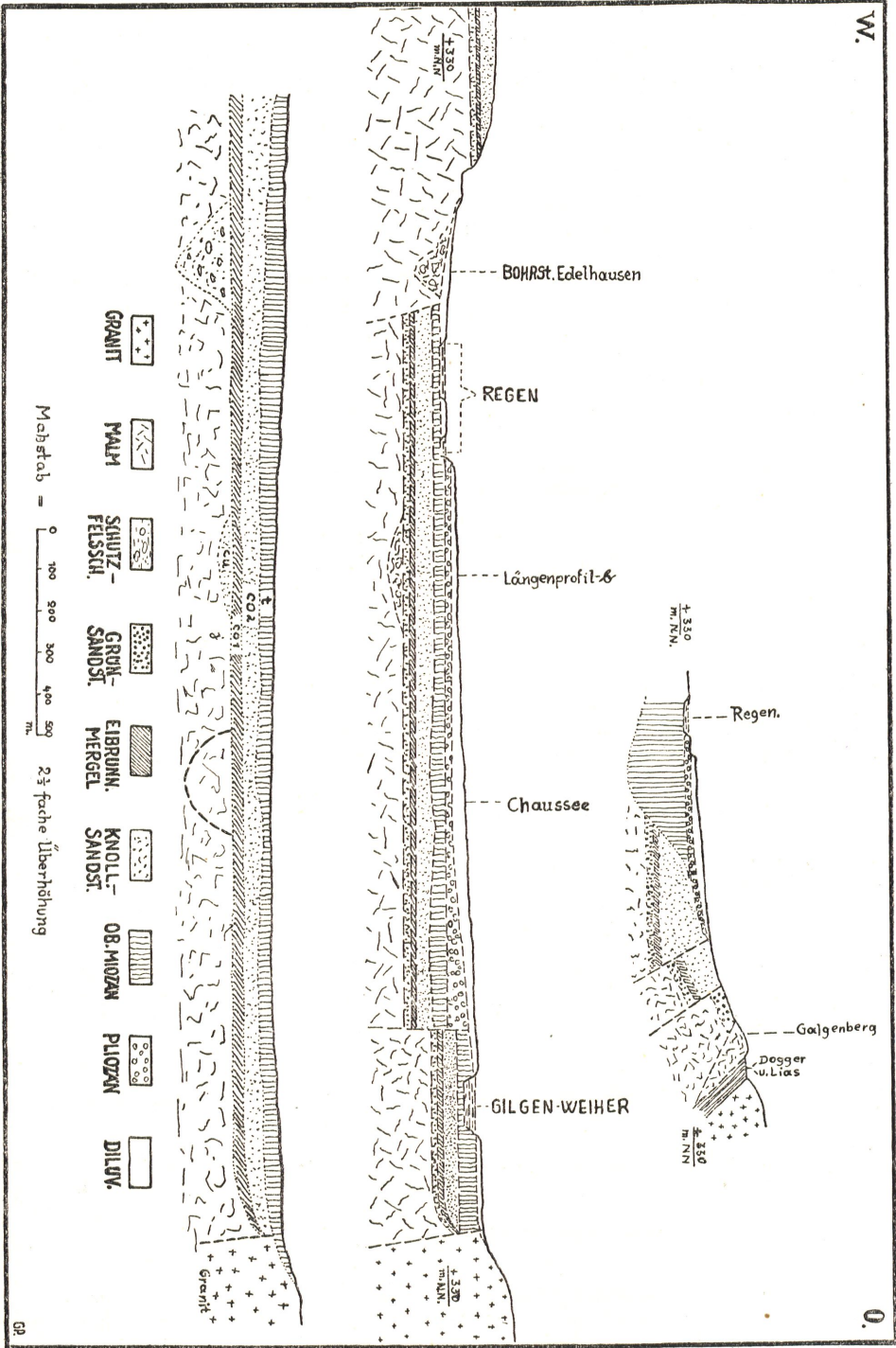
Die innere Tektonik des Senkungsfeldes

Nach Besprechung der Umrandungen des Senkungsfeldes bleibt noch ein Wort über seinen inneren Bau zu sagen.

Da die Wasserwerksbohrungen nur einen verhältnismäßig schmalen, wenn auch langen Geländestreifen überdecken, ergeben sie zwar in südnördlicher Richtung ein fast das ganze Gebiet erfassendes Längsprofil, rechtwinklig dazu aber nur kurze Querprofile, die bei weitem nicht die ganze Talbreite umspannen. In beiden Fällen bleibt aber das Bild des tieferen tektonischen Baus auch nur unvollkommen, da die Bohrungen sich, ihrem praktischen Zweck entsprechend, fast ganz auf die oberen, lockeren Bildungen beschränken und allermeist bei Erreichung des Felsuntergrundes, d. h. also hier des Knollensandsteins, wenn nicht schon früher enden. Die Oberfläche dieses Sandsteins, die an sich mit hinreichender Genauigkeit festliegt, gibt aber keinen genügenden Aufschluß über seine wirkliche Lagerung, da sie sich nicht mit der Schichtfläche deckt, sondern durch vorcenomane und spätere Abrasion viel von ihrer ursprünglichen Form verloren hat.

Zur Erkennung der Schichtenlagerung stehen nur die oben genannten drei Tiefbohrungen 11 b, 17,5 b und 20 b zur Verfügung, die aber auch nicht voll befriedigen. Die als Bezugsfläche sonst so wertvolle Jurakreidegrenze versagt, da sie überall dort, wo sie zu erwarten wäre, die Schutzfelsschichten störend einschieben, und auch die einzelnen Horizonte der Kreide lassen sich untereinander nicht scharf abgrenzen. Überdies umfassen die drei Bohrungen noch nicht den vierten Teil des ganzen Längsprofils. Am zuverlässigsten erscheint noch die Bohrung 17,5 b. Hier liegt die Unterfläche des Grünsandsteins, die sich nach Wegdenkung der Schutzfelsschichten mit der Oberfläche des Malm decken muß, auf + 285,30 m NN. In den Bohrungen 11 b und 20 b ist sie mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zwischen 273,2 und 280,0, bzw. 290,4 und 294,9 m anzunehmen. Danach scheinen sich die Schichten flach nach Norden zu neigen. Über das wahre, zweidimensionale Fallen und Streichen sagen die Bohrungen aber nichts aus, da sie zufällig auf einer graden Linie liegen.

Seite 21, Abb. 9, oben: Teilprofil durch den Galgenberg
 Mitte: Westostprofil von der Bohr. Edelhausen zum Gilgenweiher
 unten: Rekonstruktion der spätmiozänen Landoberfläche



2*

Für den Entwurf eines Gesamt-Querprofils eignet sich am besten eine Linie, die die Bohrung Edelhausen mit dem Gilgenweiher verbindet und zwischen den Teilprofilen 9 und 10 des Bohrfeldes und parallel zu ihnen durchläuft. Die Bohrung Edelhausen ist der einzige außerhalb des Bohrgeländes liegende Tiefenaufschluß, am anderen Ende gewährt der alte Tonstich des Gilgenweiher einen Anhalt wenigstens für die Ausdehnung der Tertiärdecke. Die Abbildung 9, Mitte, gibt das Profil wieder. Wie schon dargelegt, fällt im Bereich dieser Linie der westliche Steilrand des Regentals nicht mehr mit einer Verwerfung zusammen. Er biegt kurz vorher nach Nordwesten ab, aber möglicherweise setzt sich der Zeitlarn-Regendorfer Abbruch hier unter der Talsohle nach Norden fort. Für das Vorhandensein einer solchen Störung spricht der beträchtliche Höhenunterschied der Juraoberfläche rechts und links des Flusses; auch *Pompeckj* spricht (S. 217 Z. 11 v. o.) von einer „Dislokation im Bereich des Regentales zwischen Regenstauf und Zeitlarn“. In diesem Sinne wurde die linke Hälfte des Profils konstruiert.

In der rechten — östlichen — Hälfte reicht das Obermiozän bis an den Fuß des Granitgebirges; eine wesentliche Aufrichtung des Felsuntergrundes ist also hier nicht erfolgt, und nur durch willkürliche Zeichnung einer schmalen Schleppungszone, ähnlich der am Ostrande des Keilbergs, wurde dem Bewegungsmechanismus Rechnung getragen. Immerhin spricht der Höhenunterschied zwischen dem Tertiär in der Mitte des Regentals und dem des Gilgenweiher möglicherweise für eine zwischen beiden durchziehende Verwerfung. Ausdrücklich sei aber bemerkt, daß die Zeichnung nur im Bereich der Bohrungen einigen Anspruch auf Maßstäblichkeit erhebt, die Zwischenkonstruktionen sollen nur Möglichkeiten ausdrücken, und wenn wirklich Störungen vorliegen, so brauchen sie sich nicht grade an den Stellen zu befinden, an denen sie angegeben sind.

Zum Vergleich ist in Abb. 9, oben, noch ein Teilprofil durch den Galgenberg gegeben, das in einer nördlichen Entfernung von 900 m dem unteren parallel läuft; als Bezugslinie für beide dient die Verbindungslinie der Juraaufbrüche längs dem Gebirgsrand. Man erkennt deutlich die Zurückdrängung des Jurarandes infolge seiner Aufrichtung durch den vorspringenden Grundgebirgssporn. Daß es sich dabei aber nur um eine einfache glatte Umbiegung handelt, erscheint nicht absolut sicher, deuten doch die Wegquetschungen mächtiger Schichtenpakete sowie die von *Pompeckj* betonten Abrisse innerhalb der Malmkalke auf eine so starke Zerrüttung des ganzen Komplexes, daß man eher an ein System gegen einander verschobener Schollen denken möchte, von denen die dem Hauptbruch nächstliegenden überstürzt sind, ein Bild, wie wir es ähnlich auch sonst im Saxonikum Deutschlands hie und da, z. B. im Allertal finden. Eine Klärung dieser — im übrigen für das Hauptproblem belanglosen — Frage könnten nur unterirdische Aufschlüsse bringen; daher ist die Zeichnung auch hier wieder nur als Ausdruck einer bestimmten Vorstellung, nicht aber als Wiedergabe tatsächlich beobachteter Verhältnisse zu werten.

Der erdgeschichtliche Werdegang und die Formgebung des Gebiets

Die im vorigen gemachten Ausführungen werden noch klarer werden, und das Bild wird sich abrunden, wenn wir versuchen, uns nach den örtlichen Beobachtungen und unter Zugrundelegung der schon von früher her allgemein bekannten erdgeschichtlichen Vorgänge den Ablauf des Geschehens in unserem beschränkten Sondergebiet und seiner engeren Umgebung vor Augen zu führen. Hierzu sei zunächst die Landoberfläche zur Zeit vor der Ablagerung des heimischen Tertiärs rekonstruiert.

Zu Beginn der Obermiozänzeit haben wir uns unseren Raum als ein stark welliges Hüggelland vorzustellen, das — rein morphologisch betrachtet — den heutigen Hoch-

Für den Entwurf eines Gesamt-Querschnitts eignet sich am besten eine Linie, die die Bohrung Edelhausen mit dem Gilgenweiher verbindet und zwischen den Teilprofilen 9 und 10 des Bohrfeldes und parallel zu ihnen durchläuft. Die Bohrung Edelhausen ist der einzige außerhalb des Bohrgeländes liegende Tiefenaufschluß, am anderen Ende gewährt der alte Tonstich des Gilgenweiher einen Anhalt wenigstens für die Ausdehnung der Tertiärdecke. Die Abbildung 9, Mitte, gibt das Profil wieder. Wie schon dargelegt, fällt im Bereich dieser Linie der westliche Steilrand des Regentals nicht mehr mit einer Verwerfung zusammen. Er biegt kurz vorher nach Nordwesten ab, aber möglicherweise setzt sich der Zeitlarn-Regendorfer Abbruch hier unter der Talsohle nach Norden fort. Für das Vorhandensein einer solchen Störung spricht der beträchtliche Höhenunterschied der Juraoberfläche rechts und links des Flusses; auch *Pompeckj* spricht (S. 217 Z. 11 v. o.) von einer „Dislokation im Bereich des Regentales zwischen Regenstauf und Zeitlarn“. In diesem Sinne wurde die linke Hälfte des Profils konstruiert.

In der rechten — östlichen — Hälfte reicht das Obermiozän bis an den Fuß des Granitgebirges; eine wesentliche Aufrichtung des Felsuntergrundes ist also hier nicht erfolgt, und nur durch willkürliche Zeichnung einer schmalen Schleppungszone, ähnlich der am Ostrande des Keilbergs, wurde dem Bewegungsmechanismus Rechnung getragen. Immerhin spricht der Höhenunterschied zwischen dem Tertiär in der Mitte des Regentals und dem des Gilgenweiher möglicherweise für eine zwischen beiden durchziehende Verwerfung. Ausdrücklich sei aber bemerkt, daß die Zeichnung nur im Bereich der Bohrungen einigen Anspruch auf Maßstäblichkeit erhebt, die Zwischenkonstruktionen sollen nur Möglichkeiten ausdrücken, und wenn wirklich Störungen vorliegen, so brauchen sie sich nicht gerade an den Stellen zu befinden, an denen sie angegeben sind.

Zum Vergleich ist in Abb. 9, oben, noch ein Teilprofil durch den Galgenberg gegeben, das in einer nördlichen Entfernung von 900 m dem unteren parallel läuft; als Bezugslinie für beide dient die Verbindungslinie der Juraaufbrüche längs dem Gebirgsrand. Man erkennt deutlich die Zurückdrängung des Jurarandes infolge seiner Aufrichtung durch den vorspringenden Grundgebirgssporn. Daß es sich dabei aber nur um eine einfache glatte Umbiegung handelt, erscheint nicht absolut sicher, deuten doch die Wegquetschungen mächtiger Schichtenpakete sowie die von *Pompeckj* betonten Abrisse innerhalb der Malmkalke auf eine so starke Zerrüttung des ganzen Komplexes, daß man eher an ein System gegen einander verschobener Schollen denken möchte, von denen die dem Hauptbruch nächstliegenden überstürzt sind, ein Bild, wie wir es ähnlich auch sonst im Saxonikum Deutschlands hie und da, z. B. im Allertal finden. Eine Klärung dieser — im übrigen für das Hauptproblem belanglosen — Frage könnten nur unterirdische Aufschlüsse bringen; daher ist die Zeichnung auch hier wieder nur als Ausdruck einer bestimmten Vorstellung, nicht aber als Wiedergabe tatsächlich beobachteter Verhältnisse zu werten.

Der erdgeschichtliche Werdegang und die Formgebung des Gebiets

Die im vorigen gemachten Ausführungen werden noch klarer werden, und das Bild wird sich abrunden, wenn wir versuchen, uns nach den örtlichen Beobachtungen und unter Zugrundelegung der schon von früher her allgemein bekannten erdgeschichtlichen Vorgänge den Ablauf des Geschehens in unserem beschränkten Sondergebiet und seiner engeren Umgebung vor Augen zu führen. Hierzu sei zunächst die Landoberfläche zur Zeit vor der Ablagerung des heimischen Tertiärs rekonstruiert.

Zu Beginn der Obermiozänzeit haben wir uns unseren Raum als ein stark welliges Hüggelland vorzustellen, das — rein morphologisch betrachtet — den heutigen Hoch-

flächen ähnelte, sie aber in der Stärke des Reliefs noch übertraf. Infolge der paläogenen Bewegungen hatte die Abrasion die Kreidedecke bereits weitgehend entfernt und nur in den tiefer gelegenen Gebietsteilen nahe dem Grundgebirge namhafte Restflächen übrig gelassen. Wie heute reichten auch damals schon die letzten verschonten Kreidereste im Westen nur noch etwa 3 oder 4 km über den Unterlauf der Naab hinweg und nach Osten nur bis an das Grundgebirge, denn von da ab liegt das Tertiär unmittelbar einerseits auf dem Jura, andererseits auf dem Kristallin. Senken von teils unregelmäßig gerundeter, teils gestreckter Form breiteten sich zwischen flachgeböschten Höhen aus, und soweit Kalksteine des Malm den unmittelbaren oder tieferen Untergrund bildeten, durchzogen auch viele steilwandige Trockentäler von 40 oder 60 und mehr Meter Tiefe die Landschaft, wie es den Erosionsformen der Kalkgesteine entspricht.

Diesen Senken mußten sich naturgemäß bei der im Torton erfolgenden Überstauung die Umrisse der Gewässer anpassen, die demnach z. T. die Form buchtenreicher Seen, z. T. fjordartigen Charakter annahmen. Deshalb wird man den alteingeführten, aber neuerdings en bloc abgelehnten Begriff der „tertiären Ur-täler“ für diese Gebiete — und das betrifft namentlich die Umgebung von Regensburg — doch wohl aufrecht erhalten müssen.

Die auf dem Grunde dieser stehenden Gewässer abgesetzten Massen bestehen zum größten Teil aus mehr oder minder fetten Tonen, denen sich bei etwas lebhafterer Bewegung Feinsande, beim Stillstand der Überflutung Braunkohlenmoore einschalteten; im ganzen waren es also Absätze von Stillwassern, die anzeigen, daß der Aufstau sehr ruhig vor sich ging, vor allem, daß sich in den Tälern nach ihrer Ausfurchung keine fließenden Gewässer mehr bewegten.

Um so mehr mußte die grobklastische Füllung den tiefen Tertiärrinne bei Regensstau überraschen. Sie beweist, daß hier die weite Seen- und Sumpflandschaft von einem lebhaften Gebirgsfluß unterbrochen wurde, der an Breite und Stoßkraft den heutigen Nebenflüssen der Donau nichts nachgab. Leider ist das durch Bohrungen erschlossene Stück dieses ehemaligen Flusses zu kurz, um über seinen Verlauf Genaueres auszusagen, aber nach dem Material zu schließen kam er aus dem nördlich gelegenen Granitgebiet und führte an den tiefsten Stellen des Geländes die gesammelten Niederschlagswässer nach Süden ab. In der Einschaltung von Tonen zwischen den Kiesen zeigt sich auch hier die Diskontinuität des Ablagerungsvorgangs, indem bei Behinderung der Vorflut ein Stau erzeugt wurde, dem dann wieder ein beschleunigter Abfluß folgte. Beachtenswert ist dabei, daß dieser Fluß in groben Zügen schon an denselben Raum gebunden ist, dem der spätere Lauf des Regens folgte, daß sich also bereits im ausgehenden Miozän das heutige Flußsystem abzuzeichnen beginnt.

Abgesehen von vereinzelten örtlich bedingten Ausnahmen sind alle miozänen Sedimente unserer Gegend kalkfrei, auch dort, wo ringsum nur Jurakalke oder kalkhaltige Kreidgesteine anstehen, ein Zeichen, daß ihre Stoffe von fernher eingeschwemmt wurden. Aufgabe systematischer sedimentpetrographischer Untersuchungen wird es sein, die verschiedenen Herkünfte der keramisch so unterschiedlichen Tone abzugrenzen. Übrigens sind auch die oberen Lagen des Knollensandsteins unter den Schottern durchweg entkalkt, zweifellos durch das Grundwasser, das von dem weichen Wasser des Regen und der aus dem Granit kommenden Bäche gespeist wird.

Abb. 9, unten, zeigt den Versuch, in einem Profil die Landoberfläche zu rekonstruieren, wie sie sich am Ende des Miozän, nachdem die Ungleichheiten des Reliefs durch Auffüllung der Niederungen ziemlich ausgeglichen waren, in unserem beschränkten Gebiet ungefähr dargestellt haben mag. Für den Vergleich mit dem heutigen Zustand soll dieselbe Profillinie dienen, wie in Abb. 9, Mitte. Bei der Rekonstruktion wurde das eingebrochene Stück um 40 m auf die Plattform der westlichen Hochfläche gehoben,

wobei wiederum die Jurakreidegrenze als Hilfsmittel diene. Am rechten Profilende ist die transgredierende Kreide schon beseitigt gedacht, und in der Mitte des Profils wurde die Oberfläche etwas eingemuldet gezeichnet, da für den späteren, der Ur-donau tributären Urregen schon eine flache Depression vorgelegen haben muß. Im übrigen ist die Skizze als durchaus schematisch aufzufassen und soll nur den Grundgedanken ausdrücken. In die Zeichnung ist außerdem ein weiter zurückliegender Teilquerschnitt durch die Regenstauer Rinne hineinprojiziert. Danach lag deren Sohle unter Berücksichtigung der jüngsten, nachpontischen Aufschotterung damals schätzungsweise 20 bis 25 m tiefer als das Erosionsniveau des posthumer Regenflusses.

Zwei Vorgänge waren es nun, die in der Folgezeit die Morphogenie unseres Gebiets bestimmten: einmal die allgemeine Landhebung, die im Jungpliozän begann und im Pleistozän andauerte, und dann — vermutlich wieder als Begleiterscheinung von ihr — die Einsenkung einer Kette von Becken, die, der alten Schwächezone an der Grenze von Frankenjura und Vorderem Bayerischen Wald folgend, dem unmittelbaren Vorland des Grundgebirges sein tektonisches Gepräge geben, und deren eines das Becken von Laub ist.

Die Folge der Landhebung war, daß sich der Regen bis zu seiner augenblicklichen Tiefe in seine Unterlage einschneidet, ein allen Flüssen Mitteldeutschlands gemeinsames Verhalten in dieser Periode. Im vorliegenden Fall erfolgte aber das Einschneiden nur, soweit sich der Fluß in den aufsteigenden Gebirgsabschnitten bewegte, in den Senkungsbecken dagegen ersparte die gegensätzliche Bewegung ihm diese Arbeit; er folgte vielmehr der absinkenden Platte und fließt daher noch heute so ziemlich auf der alten, nicht einmal vom Tertiär befreiten, und nur ein Stück nach unten verschobenen Landoberfläche, und lediglich nördlich von Regenstau und südlich von Zeitlarn sieht er sie über sich. Dieses Herabziehen des Flusses mag in den gehobenen Zwischenstrecken seine Erosionskraft gesteigert haben, aber das Einsinken eilte der Erosion gewiß nicht vor, denn sonst hätten z. B. die Niederungen südlich von Schwandorf, die heute 150 m unter den Gipfeln des Vorderen Bayerischen Waldes liegen, den Regen schon bei Nittenau von seinem begonnenen Lauf aus dem Granitmassiv abgelenkt und ihn um dessen Nordfuß herumgezwungen, und im Becken von Laub hätten sich die Wässer an dem Zeitlarn Riegel gestaut und einen See gebildet mit den entsprechenden feinkörnigen Sedimenten. Von solchen ist aber nichts zu sehen, vielmehr hat der rezente Fluß sowohl über dem Tertiär wie über dem Kreidesandstein nur grobe Kiese und Schotter abgeladen, ein Zeichen, daß sein stürmischer Lauf zu keiner Zeit stockte. Beide Vorgänge: der Einbruch der Becken und die Durchschneidung der zwischen ihnen verbleibenden Riegel verliefen in zeitlicher Übereinstimmung. Wir erkennen darin ein Gegenstück zum Neuwieder Becken bei Koblenz, das ja ebenfalls einsank — oder richtiger zurückblieb — während das umgebende Rheinische Schiefergebirge anstieg.

Die Senkungen halfen aber nicht nur dem Fluß bei seiner Arbeit, sie zogen auch an anderen Stellen eine Zertalung der durch sie erzeugten Hänge nach sich. Im Becken von Laub beschränkte sie sich aber fast nur auf die östlichen Flanken. Die Ursache hierfür ist leicht ersichtlich. Eine Talaufschürfung wird in der Regel durch fließende Gewässer verursacht, und diese fehlen, abgesehen von einzelnen größeren Flüssen, dem Jurakalk wegen seiner Verkarstung bekanntlich ganz, während im Kristallin jedes Tälchen ein kleines Rinnsal birgt. Daher die engmaschige Durchschürfung der Hänge im Granit im Gegensatz zu den westlichen Randhöhen. Dabei ging die Erosion immer von den bereits tektonisch gesenkten, in den Granitkern vorstoßenden Gebirgsstreifen aus, von wo die Seitentälchen in kurzem Anstieg steil zur Höhe führen. Da sich solche Täler auch zu den nördlichen Niederungen und zur Bodenwöhrer Bucht hinabziehen, und alle sich mit ihren oberen Enden fast berühren, verliert das Gebirge hier seinen

Plateaucharakter; diese tiefe, schluchtenförmige Zerlegung verleiht dem nordwestlichen Regengebirge seine besondere landschaftliche Schönheit.

Die aus den Seitentälern ausgeräumten Gesteinsmassen landeten in den Senken und erhöhte deren Boden, der Regen aber wälzte seine, dem engen Felsental entnommene Fracht durch den nunmehr immer tiefer werdenden Engpaß von Zeitlarn nach Süden zur Donau. Seine Strömung muß, nach den von ihm bewegten groben Schottern zu urteilen, reißend gewesen sein. Das spricht für eine besonders schnelle nachpontische Landhebung. Diese drückt sich auch in dem Gegensatz zwischen den schroffen Formen der jugendlichen Tiefenerosion und dem gemäßigten Relief der mehr flächenhaft getätigten vortertiären Abtragung deutlich und oft mit scharfer Grenze aus. Unterstützt wurde die Leistung der Flüsse und Bäche wohl noch durch eine verstärkte Wasserführung während der Diluvialzeit. Aber noch vor deren Abschluß hatte die Talbildung bereits ihren jetzigen Stand erreicht, denn abgesehen von anderen Argumenten liegt, wie die Aufschlüsse im Regensburger Stadtgebiet wiederholt gezeigt haben, der Löß, den man mit den Würmvereisungen zu parallelisieren pflegt, auf den Donauschottern, die sich ihrerseits wieder durch reichliche Knochenfunde als zwischeneiszeitlich erweisen.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich aus den vorstehenden Ausführungen für die tektonische Entwicklung unseres Raumes seit dem Ende der Jurazeit das folgende Bild. Das beständige Voreilen des Böhmisches Urgebirgsklotzes führte, in seiner Umgebung, unbeschadet der auch hier bestehenden allgemeinen Hebungstendenz, zu Einkippungen, die von Zerreißen begleitet waren. Je näher dem aufstrebenden Grundgebirge, desto mehr häuften sich diese, um schließlich längs dem Scharnier zwischen Hebungs- und Senkungszone in einer dauernd zunehmenden Abschiebung ihr Höchstmaß zu erreichen. Die Bewegungen entfalteten ihre größte Aktivität in der jungkimmerischen, der laramischen und der jungpliozänen Phase der Gebirgsbildung und hatten jedesmal ganz analoge Erscheinungen zur Folge: zuerst die zungenförmige Ingression des jüngeren Kreidemeeres, später die Ablagerung der Oberpfälzer Braunkohle und ihrer Begleitschichten, danach die Sammlung der Niederschläge eines weiten Einzugsgebietes und ihre Weiterführung zur Urdonau, und zuletzt den Einbruch der jetzigen Randsenken, zu denen unser Becken von Laub gehört, und die, soweit sie reichten, den Lauf von Naab und Regen beeinflussen.

Die Gesamtheit der Bewegungen stellt also nach dieser Auffassung einen, zwar bald gehemmten, bald beschleunigten, im ganzen aber einheitlichen und all die Zeiten hindurch in gleichem Sinne wirkenden Hebungsvorgang dar, und die randliche Senkung erscheint daneben nur als örtliche Ausgleichsbewegung zu den unterirdischen Massenverlagerungen, denen der Böhmisches Schild seine Emporwölbung verdankt.

Die erste der drei Hauptbewegungsphasen — die spätjurassisch-unterkretazische — brachte die Erdoberfläche bis unter den Meeresspiegel, bei den beiden späteren war das nicht mehr der Fall, weil die großräumige Landhebung, die das Meer aus dem Molassetrog verdrängte, auch unseren Raum seinen Übergriffen entzog. Ob es sich insonderheit bei den Einbrüchen der letzten — pliozänen — Phase um eine wirkliche Abwärtsbewegung handelte, oder nur um ein Zurückbleiben beim Hebungsvorgang, läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden.

Während nun die durch die älteren Brüche erzeugten Höhenunterschiede immer wieder durch Abtragung ausgeglichen wurden, so daß Oberkreide und Obermiozän über sie hinweg transgredieren konnten, sind die in der pliozänen Phase entstandenen Abbrüche trotz ihrer geringeren Sprunghöhe noch so frisch erhalten, daß sie der gegenwärtigen Landschaft ihr abwechslungsreiches Aussehen verleihen.

Schlußbemerkung

Abschließend darf nicht unerwähnt bleiben, daß, abgesehen von der Verwertung der in der Literatur niedergelegten grundsätzlichen erdgeschichtlichen Erkenntnisse auch die in vorstehender Skizze gewonnenen Spezialergebnisse in manchen wesentlichen Punkten mit den Resultaten übereinstimmen, zu denen auch frühere Autoren gelangt sind, wenn auch aus anderer Schau und in weiterem Rahmen. Namentlich mit den Ausführungen *Putzers*⁷⁾ finden sich viele Berührungen. Auch er lehnt einen allgemeinen Seitendruck ab und erblickt in den Randbrüchen Zerrungen durch den aufsteigenden Urgebirgsblock unter Zurückbleiben des Mesozoikums längs „vorbedingten Schwächezonen“, wobei er ebenfalls von dem „Widerlager des Galgenberges“ spricht. Ferner betont er mit *A. Wurm*¹²⁾, *E. Kraus*⁵⁾ und anderen die fundamentale Bedeutung der nachpontischen Landhebung für die Formung der heutigen Landschaft.

Die miozäne Anlage des Flußsystems findet sich ebenfalls in der Literatur angedeutet. Von der Vermutung *Wanderers* über Querstörungen in den Senkungsgebieten war schon die Rede.

Es lag aber in der Absicht des Verfassers, unabhängig davon und lediglich aus den Beweismitteln des behandelten Raumes heraus die unmittelbaren Folgen zu ziehen, um sie als selbständige Stützen für die Geologie um Regensburg dem schon Vorhandenen hinzuzufügen. Und wenn das Thema, trotz der Kleinheit des Objekts hier so ausführlich behandelt wurde, so geschah das, weil die aus ihm gewonnenen Erkenntnisse auch für das Studium der ähnlich struierten Nachbargebiete zwischen Schwandorf und Regenstau, um Regensburg und bei Abbach richtungweisend sein können. Es wird nötig sein, sie mit den Gegebenheiten jener Talzüge in Übereinstimmung zu bringen, sie nötigenfalls zu revidieren und etwaige Unstimmigkeiten zu beheben. Erst aus der eingehenden Analyse jedes einzelnen dieser Talabschnitte wird sich das Gesamtbild der Architektur und des Werdegangs in der Umrandung des Bayerischen Waldes ergeben.

Mineralogisch-Geologisches Institut an der Hochschule Regensburg.

Einige Literaturhinweise

1) *Ammon, L. v.* Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Abh. zool. min. Ver. Regensburg 1875.

2) *Brunhuber, A.* Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung, II. Aufl. Selbstverl. Naturwiss. Verein, Regensburg 1921.

3) *Dacqué, E.* Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide. Abh. Bayer. Akad. d. Wiss. München 1939.

4) *Klüpfel, W.* Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. Abh. Gießener Hochschulges. III. 1923. Verl. Töpfelmann.

5) *Kraus, E.* Baugeschichte und Erdölfragen im Tertiär Niederbayerns. Abh. Geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt. Heft 31/32. München 1938.

6) *Pompeckj, J. F.* Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. Geogn. Jahresh. XIII. 1900. München 1901.

7) *Putzer, P.* Der Jura am Keilberg bei Regensburg. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 82. Abt. B. 1935.

8) *Reuter, L.* Die geologischen Grundlagen zur Wasserversorgung im Bayerischen Jura-gebiet. Journ. f. Gasbeleucht. u. Wasserversorg. München 1920. Verl. Oldenbourg.

9) *Roll, A.* Über den oberen Malm der südwestlichen Frankenalb. Zs. Dt. Geol. Ges. 92. 1940.

10) *Trusheim, F.* Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 75. Abt. B. 1935.

11) *Wanderer, K.* Die Juraablagerungen am Westrande des Bayerischen Waldes zwischen Regenstau und Bodenwöhrer Bucht. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 21. 1906.

12) *Wurm, A.* Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayerischen Waldes. Zentralbl. f. Min. Abt. B. 1938.