

Geologische Struktur und Morphologie der Umgebung von Waldshut.

Von

J. Abels, Freiburg i. B.

Bei Waldshut und seiner nächsten Umgebung vereinigen sich eine Reihe von Fluß- und Bachtälern in auffälliger Weise zu einem Knoten. Dem Rhein fließen von rechts her die Wutach mit ihren Nebenflüssen Steina und Schlücht, von links die Aare zu. Hinzu kommen noch die Täler des Talbaches bei Tiengen und des Seltenbachs bei Waldshut. Daß diese Erscheinung ihren Grund im geologischen Aufbau und zw. zur Hauptsache in den tektonischen Verhältnissen dieser Gegend findet, soll in den folgenden Ausführungen zu beweisen versucht werden.

Meine Untersuchungen erstreckten sich naturgemäß sowohl auf die Stratigraphie, die zwar in großen Zügen schon durch J. SCHILL¹⁾ und F. SCHALCH²⁾ beschrieben worden ist, aber noch auf ihre Gültigkeit für das ganze Gebiet des Kartenblattes Waldshut 1 25 000 untersucht werden mußte, als auf die Tektonik, über die noch nichts Sicheres bekannt war. Mein Hauptarbeitsgebiet war der mittlere und südliche Teil des genannten Blattes.

Stratigraphie.

Am Aufbau meines Gebietes beteiligen sich, abgesehen von Alluvialbildungen: 1. Grundgebirge, 2. Trias, 3. Jura und 4. Diluvium.

¹⁾ Beitr. zur Stat. der inneren Verw. d. Großshzgt. Baden, Heft 23, Karlsruhe 1866.

²⁾ Inaug.-Dissertation, Schaffhausen 1873.

Das Grundgebirge

soll nicht näher beschrieben werden. Es besteht vorwiegend aus Gneis, Granit, Granitporphyren und Quarzporphyren und tritt nur in den tiefeingenagten Tälern der Steina, Schlücht, des Hasel- und Seltenbachs zutage. Es bildet eine flachgewellte Abrasionsebene, auf die sich sofort die Trias abgelagert hat.

Trias.

Oberer Buntsandstein.

Wir können bei ihm zwei petrographisch ganz verschiedene Abteilungen ausscheiden, eine untere meist aus festen Sandsteinen bestehende und eine obere hauptsächlich Tone und Mergel aufweisende Schichtenfolge.

Im einzelnen gliedert sich die untere folgendermaßen: Auf das Grundgebirge legen sich an manchen Stellen konglomeratische Arkosen, die die Bestandteile des unterliegenden Gebirges aufweisen, oder an anderen Orten mehr oder weniger grobkörnige Sandsteine mit teils tonigem, teils kieseligem Bindemittel. Letzterer ist der früher vielverwendete „Waldshuter Mühlsteinsandstein“, nach dem F. SCHALCH auch diesen Horizont benannt hat. Es treten hier vereinzelt schon Karneole auf, die sonst erst oberhalb dieses Sandsteins ihr eigentliches Lager haben. Dieser „Karneolhorizont“ besteht aus mürbem Sandstein mit aus primär vorhanden gewesenem Dolomit höchstwahrscheinlich metasomatisch umgewandelten Karneolen. Es treten hier auch die schönen Waldshuter Mineraldrusen auf.

Es folgt darüber ein ganz weicher grauer „Tonsandstein“ mit violetten Manganflecken, und schließlich als Abschluß der unteren Stufe des oberen Buntsandsteins ein feinkörniger, heller quarzitischer Sandstein mit etwa 98 % Kieselsäure, den ich „Kieselsandstein“ benannt habe. Die Mächtigkeiten der einzelnen Glieder schwanken sehr, etwa zwischen 0,50—3 m. Der Kieselsandstein setzt lokal überhaupt aus.

Die oberste tonige Abteilung, das eigentliche Röt, beginnt mit einer noch vereinzelt braune Sandsteinlagen einschließenden, tonigen Schichtenfolge. Höher hinauf setzt rein tonig-mergliche Fazies ein. Die vorherrschende Farbe des Röt ist Rot; doch treten häufig

graue, violette, grüne und nach obenhin auch gelblichgraue Farbtöne auf. Letztere deuten schon den Übergang in den Muschelkalk an.

Die Gesamtmächtigkeit des oberen Buntsandsteins erreicht im Maximum 30 m, was allerdings nur im Haselbachtal der Fall ist, im Minimum 3 m. Der Durchschnitt beträgt 10 m und verteilt sich auf beide Unterabteilungen ziemlich gleichmäßig.

Unterer Muschelkalk.

Wie gesagt führt das Röt schon gelblichgraue und bisweilen dolomitische Mergel; diese gewinnen allmählich die Überhand und bilden den untersten Muschelkalk, den sog. „Wellendolomit“. Neben Mergeln besteht er aus Zellenkalken und einzelnen härteren Bänken, deren oberste Bleiglanz führt und zugleich den Abschluß bewirkt. Neben Bleiglanz, der lokal fehlt, treten Krinoidenstielglieder und stellenweise *Dentalium laeve* SCHLTH. auf. Etwa 30 cm unter der Bleiglanzbank liegt eine scherbilig zerspaltende Zopfplatte, in der ich südlich von Aichen einen Arm von *Encrinus acculeatus* H. v. M., sammelte, also eine im schlesischen Muschelkalk beheimatete Form. Der Wellendolomit ist etwa 8 m mächtig.

Die nächsten 20—22 m werden vom „Wellenmergel“ gebildet, kalkigen Mergeln mit vereinzelt harten Bänken, unter denen im unteren Teil die scherbilig zerspaltenden Deckplatten, gegen oben etwa 13 m unter der oberen Grenze die Spiriferinabank besonders hervortreten. 3 m über der Spiriferinabank macht sich im ganzen Gebiet eine dünne dolomitische Zopfplatte bemerkbar, deren Bruchstücke überall leicht kenntlich sind. Häufig sind im Wellenmergel, besonders im mittleren Teil sog. Nagelkalke.

Die obersten 10 m des Wellenkalkes nehmen die ziemlich bituminösen, etwas härteren, dünnschiefrigen „Orbicularis-Mergel“ ein. Das Leitfossil *Myophoria orbicularis* v. ALB. kommt in einigen Zentimeter dicken Kalkbänken vor, auf deren Schichtflächen man die Schalen meist mit der konkaven Seite nach oben liegen sieht; es macht den Eindruck, als wenn es lauter Daumennageleindrücke wären. Wegen ihrer Undurchlässigkeit bilden die Orbicularis-Mergel einen ausgezeichneten Quellhorizont.

Anhydritgruppe.

Der mittlere Muschelkalk oder die Anhydritgruppe beginnt, gegen die unterteufenden dunklen dünnen Schiefer sich scharf ab-

hebend, mit einer 3—4 m mächtigen Folge von dünnbankigen, hellmausgrauen, z. T. mergeligen Dolomiten. Es würde nun das Steinsalz folgen, das aber nicht mehr vorhanden. Da heute nämlich die Anhydritgruppe nördlich des Rheins fast ausschließlich oberhalb der Erosionsbasis — in unserem Falle des Rheinniveaus, — liegt, wurde das Salz von den atmosphärischen Niederschlägen ausgelaugt. Dort, wo der das Salz überlagernde Gips bzw. Anhydrit am längsten den von der Oberfläche her eindringenden Wassern ausgesetzt war, ist auch er weggeführt. Als Auslaugungsrückstand bleiben dann Zellenkalke, die besonders im nördlichen Gebiet aus dem angegebenen Grund den größten Teil der Anhydritgruppe ausmachen. Der Gips ist mit zahlreichen Tonlagen durchsetzt. Wo ersterer noch vorhanden ist, beträgt die Mächtigkeit bis zu 45 m.

Die letzten 13—15 m der Anhydritgruppe bestehen aus hellgelben plattigen Dolomiten, denen mehr oder weniger dicke Lagen von undurchlässigen Mergeln eingeschaltet sind, die einen zweiten Quellenhorizont hervorrufen. Hier treffen wir auch die bänderartig auftretenden Hornsteine, die z. T. oolithisch sind:

Ein besonderes Kennzeichen besitzt der mittlere Muschelkalk in seinen der Natur des Gesteins entsprechenden Gehänge-rutschungen. Desgleichen gibt er Veranlassung zu häufigen Dolinenbildungen in den drüberliegenden harten Kalken des Hauptmuskalkes.

Hauptmuskalk.

Diese Schichtenfolge setzt sich aus harten kalkigen und dolomitischen Gesteinen zusammen und zwar in einer Gesamtmächtigkeit von 40 m. Man kann sie gliedern in drei Unterabteilungen.

Die unterste der „Trochitenkalk“, beginnt mit etwa 6 m hellgelben, dickbankigen Kalken, die aber beim längeren Liegen an der Tagesoberfläche in dünne Platten mit Mergelzwischenlagen zerfallen. Erst darüber fängt der eigentlich rauch- bis dunkelgraue Trochitenkalk an und zwar an der Basis mit einer Terebratelbank. Der Wechsel zwischen fossilfreien und Trochiten führenden, dicken Kalkbänken hält etwa 11 m an. Vereinzelt kommen Oolithe vor. Mit dem Aufhören der Trochiten läßt man den „Nodosuskalk“ beginnen, dessen untere Region, die „Pemphix-Schichten“, noch dickbankig und von dunkler Farbe ist. Charakteristisch ist darin eine Kalklumachelle. Hier fand ich auch zwei Ceratiten. Über diesen ca. 3 m mächtigen Horizont legen sich die Brockelkalke, dünnere

hellgraue Kalkplatten mit Vertikalzerklüftung. Die Oolithbänke, die F. SCHALCH aus diesem Horizont weiter nördlich beschreibt, werden im Waldshuter Bezirk durch mehr oder weniger dicke, sandig-dolomitische Schichten vertreten, von denen besonders eine 28—30 m über der Anhydritgruppe gelegene durch größere Mächtigkeit auffällt; sie schwankt zwischen 0,50—2,50 m. Ich habe sie mit „ ω “ bezeichnet. Sämtliche bestehen vielfach aus einem Muschelhaufwerk. Über der ω -Bank folgen wieder ca. 10 m Brockelkalk, die nach oben dolomitsche, bituminöse Bänke eingeschaltet-erhalten und somit allmählich zum „Trigonodusdolomit“ überleiten. In diesem Horizont verschwinden reine Kalke vollständig. Die Dolomite sind im unteren Teil meist ziemlich wenig geschichtet, gegen oben tritt die Schichtung deutlich hervor. Das Gestein verwittert leicht zu einem hellgelblichen, sandigen Mergel. Das namengebende Leitfossil habe ich nicht gefunden. Dagegen tritt *Myophoria Goldfussi* SCHL. sehr häufig auf. Bezeichnend sind für die obersten Lagen Hornsteine und Brauneisenstein. Der Trigonodusdolomit ist rund 15 m mächtig.

Keuper.

Dieses oberste Triasglied kommt auf Blatt Waldshut nur mit der Lettenkohle und dem Gipskeuper vor. Rhät habe ich nicht gefunden.

Der unterste Dolomit der „Lettenkohle“ ist nirgends aufgeschlossen. Die Estheriensichten sind nur etwa 0,30 m mächtig und bestehen aus schwarzgrauen, schüttigen, sandigen Mergeln, die neben *Estheria minuta* v. ALB. noch Pflanzenreste einschließen. Darüber folgt der Grenzdolomit mit 5 m Mächtigkeit, der mit einer aus *Myophoria Goldfussi* SCHLTH. bestehenden Breccie abschließt.

Der Gipskeuper ist an einer Basis durch Zellenkalke und andere Auslaugungserscheinungen aufweisende Dolomite mit Mergellagen von gelblichgrauer Farbe gekennzeichnet. Darauf liegen rote, violette und schwärzliche Mergel. Gips ist in unserem Gebiet nicht erschlossen. Erst vom Schilfsandstein an zeigt sich die Schichtfolge bis zum Lias wieder sehr schön in den Kadelburger Steinbrüchen; ich verweise dabei auf die Spezialliteratur, besonders R. LANG.¹⁾ Die Gesamtmächtigkeit des Keupers muß nach einem Bohrloch bei Zurzach auf 115 m angenommen werden.

¹⁾ Beitr. zur Stratigr. des mittl. Keupers zw. d. Schwäb. Alp und d.

Jura.

Lias.

Von Lias α konnte ich keine Psilonoten-Schichten, wohl aber die Angulaten-Schichten mit ihren dunklen Mergeln und der charakteristischen Zopfplattenbank feststellen. Die Arietenkalke sind in mehreren Steinbrüchen bei Kadelburg und Oberlauchringen angeschnitten in ihrer üblichen Ausbildung. Lias β ist überschüttet; von Lias γ hat man Belege in den „Belemnitenschlactfeldern“; auch Lias δ tritt nirgends zutage; erst Lias ϵ zeigt gute Aufschlüsse. Entgegen der Ansicht SCHALCH's¹⁾ kommt doch die oberste Stinkkalkbank mit *Pseudomonotis substriata* GLDF. vor. Jurensismergel war an einzelnen Steinmergelknollen mit typischen Harpoceraten zu erkennen. Gesamtmächtigkeit gleich 40 m.

Dogger.

Betreffs dieser Formation gibt F. SCHALCH²⁾ eine ausgezeichnete Übersicht. Etwas Besonderes ist nicht darüber zu sagen. Der Opalinus-Ton ist rund 70 m mächtig. Die sandig, kalkigen Bänke der oberen Murchisonae-Schichten sind durch einen Durchstich für eine Seilbahn gut am Bernhardsholz angeschnitten, desgl. die Mergel des Sowerhyi-Horizontes, über dem man gerade noch die Humphries-Eisenoolithe anstehend sieht. Die Parkinsoni-Tone bieten keine Anbrüche; erst an der Steilwand des Berchenwaldes treten die Varians-Schichten mit rund 7 m, die Makrocephalen-Eisenoolithe mit ca. 1,50 m gut zutage. Der Ornaten-Ton ist auf ein dünnes Band von nur 30 cm zusammengeschrumpft. Es gelang mir ein Stück *Quenstedticeras Lamberti* Sow. zu finden. Gesamtmächtigkeit: 180 m.

Malm.

Nur mit dem untersten Horizont, den Birmensdorfer-Schichten, tritt der Malm noch auf Blatt Waldshut über. Auf die Ornaten-Tone legen sich grau-weiße klotzige Bänke von Tonkalken, die eine deutliche Schwammriffstruktur zeigen, mit mehr oder weniger

Schweiz. Jura, Geolog. u. Palaeontolog. Abh. Bd. IX (d. ganzen Reihe Bd. XIII), Jena 1910.

¹⁾ Gliederung d. Liasformation d. Donau-Rheinzuges, Neues Jahrb. f. Min. usw. 1880, I. Bd. pag. 177.

²⁾ Der braune Jura usw. Mittlg. d. Bad. geolog. Landesanst. Bd. 3, 1899.

dicken Mergelzwischenlagen. Nach etwa 2 m gewinnen letztere die Oberhand. Der Fossilreichtum ist sehr groß. C. MOESCH¹⁾ gibt eine ausführliche Liste.

Hiermit schließt das Mesozoikum ab. Die nächst jüngeren Ablagerungen gehören dem Diluvium an, da das Tertiär nicht mehr auf Blatt Waldshut hinübergreift.

Diluvium.

Hauptsächlich sind es die fluvioglazialen Bildungen der alpinen Vergletscherung, die für uns Bedeutung gewinnen. Eigentliche Gletschergebilde sind nur in untergeordnetem Maße vorhanden.

W. SCHMIDLE beschreibt „6 Glazialschotter bei Thiengen“.²⁾ Außer den Terrassen der 4 Eiszeiten, teilt er die Hochterrasse, die der Rißeiszeit entspricht, noch in 2 Teile, in eine untere rein fluviale Bildung und eine darauffliegende echte Endmoräne, die einem Eisvorschub am Ende der Rißeiszeit entspricht. Außerdem trennt er noch die sog. Zurzachterrasse ab, die mit der Laufenschwankung zusammenhängt.

Die Schotter der ältesten Vereisung, die „älteren Deckenschotter“, kommen nicht nur, wie es schon länger bekannt war, auf dem Berchenwald vor bei einer Basishöhe von 500 m ü. N. N., sondern auch vom Fockelten an entlang der 500 m Isohypse bis nach Eschbach und weiter westlich. Sie reichen bis 570 m herauf. F. SCHALCH hat sie auch bei Stühlingen und Unter-Hallau in der gleichen Höhenlage festgestellt. Es sind alpine Gerölle, die aber am Rande gegen den Schwarzwald hin vorwiegend durch Schwarzwald-Material verdrängt werden, keine Kritzung zeigen und z. T. in Lehm eingebettet sind. Trotz der Lehmdecke möchte ich sie nicht, wie SCHALCH, für Grundmoräne halten, sondern, da keine Kritzung vorhanden ist, für stark verwitterten, verlehmtten älteren Deckenschotter. Über die anderen Diluvialbildungen ist nichts Neues zu sagen.

Tektonik.

Das Generalstreichen im südöstlichen Schwarzwald, dem ja unser Gebiet angehört, beträgt etwa 60° Ost mit einem Einfallen von 3—5° Südost. Da letzteres steiler ist als die Abdachung der Geländeoberfläche, diese sogar in den Klettgaubergen wieder ansehnliche

¹⁾ Der Aargauer Jura usw., Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Bd. 4, Bern 1867.

²⁾ Mittl. des bad. Landesvereins f. Naturkunde, 1911.

Höhen erreicht, so müssen wir in der Richtung von Nordwest nach Südost immer jüngere Sedimente antreffen. Auf der Hochfläche bei Waldkirch steht deshalb unterer Muschelkalk, auf dem Berchenwald bei Kadelburg unterer Malm zutage an. Diese anscheinende Gleichförmigkeit zeigt aber bei der Betrachtung im einzelnen nicht unerhebliche Anomalien, da Dislokationen der verschiedensten Art hauptsächlich in varistischer und herzynischer Richtung das Gelände geologisch in mehrere Schollen zerlegen. Die West-Ost-Richtung kommt nur südlich von Detzeln zur Geltung. Die Beschreibung und Begründung der einzelnen Störungen muß ich mir wegen des nur in beschränktem Maße zur Verfügung stehenden Raumes versagen. Ich glaube aber, daß die beigegegebene Skizze die genügende Aufklärung geben wird.

Besonderheiten der verschiedenen tektonischen Richtungen.

Es hat sich gezeigt, daß die Dislokationen nicht nur in der Richtung ganz verschieden sind, sondern daß sie auch in ihrer Einwirkung auf die Gestaltung der Erdkruste sich verschieden äußern.

Die varistische Tektonik zeigt tangentielle Pressung, die sich in Flexuren und Auffaltungen äußert; allerdings haben sich diese nachträglich in Brüche aufgelöst. Jedenfalls sind Aufragungen durch sie geschaffen worden. An den Flexuren ist der Südflügel, an den Brüchen dagegen der Nordflügel abgesunken.

Die herzynische Tektonik dagegen ruft ein Absinken an Verwerfungsspalten hervor. Sie müssen also einer Zerrung ihre Entstehung verdanken. Es sind dies also Erscheinungen, die schon zur Zeit der primären Entstehung dieser 2 Richtungen, zur Spätkarbon-Zeit, ihnen eigentümlich waren. Neuerdings hat LEHMANN¹⁾ auf diese grundlegenden Unterschiede, wenigstens soweit das Ruhrkohlenbecken in Betracht kommt, in vortrefflicher Weise hingewiesen.

Altersverhältnis der verschiedenen tektonischen Vorgänge zueinander.

Bei der varistischen Tektonik kann man zwei Phasen unterscheiden, eine Faltungs- und eine Bruch-Phase, von denen die erstere die ältere ist. Es läßt sich dieser Zeitunterschied aus

¹⁾ Berg- u. Hüttenm. Ztg. „Glückauf“, Essen 1920.

mehreren Tatsachen erkennen. Im Horst des Hohen Brand liegt heute etwa bei 580 m eine Flexur, infolge deren die Sprunghöhe der Verwerfungen von dieser Stelle an von 90 m auf 40 m abnimmt. Der Horst ist aber um etwa 100—120 m herausgehoben; würden wir ihn um diesen Betrag wieder absenken, so würde genannte Flexur genau in den Verlauf einer anderen Störung dieser Art fallen, die bei rund 470 m Meereshöhe am Südrand des Hüller entlang bis gegen Waldshut erkennbar ist. Die Hebung des Horstes ist also wahrscheinlich später erfolgt, als das Einbiegen der Flexur. Ferner laufen die Flexuren öfters dicht an Verwerfungen entlang, gehen teilweise in solche über, so daß die Lage der Flexuren für die Lage von Spalten bestimmend wurde, und die Brüche eine nachherige Spannungsauslösung sind. Das Gleiche ist mit dem Horst des Hohen Brand der Fall. Noch heute erkennen wir durch das verschiedene Streichen und Fallen am Fockelten (s. Skizze), daß dort eine Aufwölbung stattgefunden hat; auch das raschere Ansteigen der Schichten nordwestlich von Breitenfeld, das aus 3° plötzlich in ca. 8° übergeht, läßt darauf schließen, daß der Horst aus einer ursprünglichen Aufsattelung sich entwickelte.

Ein Altersunterschied zwischen varistischer und herzynischer Téktonik ist nicht wahrscheinlich; denn beide Richtungen sind schon alte tektonische Linien, die bei der jüngeren Krustenbewegung auflebten, dabei aber ihre Eigentümlichkeiten bewahrten.

Alter der Störungsvorgänge.

Abgesehen von den alten, spätkarbonischen Dislokationsvorgängen, spielten sich die unser Gebiet erneut beeinflussenden erst spät und zwar zur jüngeren Tertiärzeit ab. Daß aber auch im Mésozoikum Krustenbewegungen stattgefunden haben, halte ich für sicher. Ich führe darauf z. B. die Mächtigkeitzunahme des Buntsandsteins in einem Becken, dessen Längsachse etwa mit dem heutigen Haselbach zusammenfällt, zurück. Sie nimmt sehr rasch auf dieses Maß zu, um ebenso rasch wieder abzuflauen. Die Richtung wäre eine herzynische. Ähnliches haben wir in der Anhydritgruppe bei Bahnhof Felsenau auf Schweizer Seite. Sie weist dort 130 m ohne Salz auf und wenig weiter nach Osten bei Bahnhof Koblenz mit Salz nur 84 m. Anscheinend haben sich diese Gebiete während der Sedimentation an alten Bruchlinien gesenkt, was ja durch die heute noch erkennbaren Störungen im unteren Schlüchtal und im Seltenbachtal bekräftigt zu werden scheint.

Aber, wie schon gesagt, fällt der Hauptstörungsvorgang in die Zeit des jüngeren Tertiär und zwar muß er nach der Ablagerung der Juranagelfluh und vor der der älteren Deckenschotter stattgefunden haben. Für die Altersbegrenzung nach unten haben wir in unserem Gebiet keinen direkten Beweis. Darüber müssen uns die Nachbargebiete Aufschluß geben. E. SCHAAD¹⁾ stellte schon fest, daß auf dem Bohlberg b. Schwerzen (Blatt Grieben) Juranagelfluh bei 570 m, bei der Küssaburg aber, sehr viel weiter südlich, erst bei 600 m, ihre Basis hat, und hält es deshalb nicht für ausgeschlossen, daß diese Höhendifferenz später tektonisch verursacht wurde. Hier würden wir also auch wie in unserem Relief eine Hebung des Südflügels der Störung haben. Ferner weist E. BLOESCH²⁾ für die Mettauer und Mandacher Überschiebung ein Nach-Obermiozänes Alter nach. Erstere liegt nun ziemlich genau im Verlauf unserer Fockelten-Waldshuter Störung. Er erklärt das Auftreten dieser Störungen gerade an dieser Stelle dadurch, daß sie am Rande des großen Schweizer Tertiärbeckens liegen, das dort sehr rasch an Mächtigkeit abnimmt, so daß der Druck des auf dem Grundgebirge auflagernden Sedimentgebirges dort bedeutend geringer wird und bei einem tangentialen Schub von Süden her, eine günstige Gelegenheit für Stauchungen und Knickungen gegeben war. Unser Gebiet hat nun die gleiche Lage zum Schweizer Tertiärbecken. Wenn also südwestlich und nordöstlich von ihm nach der Ablagerung der Juranagelfluh die Krustenbewegungen vor sich gingen, so ist dies auch für das mitten dazwischen liegende Gebiet sehr wahrscheinlich. Daß die Störungen relativ jung sind, dafür spricht der Umstand, daß die tektonisch verursachten Hervorragungen, z. B. der Hohe Brand und die Höhe 572,7 m im Hüller, noch nicht der Einebnung zum Opfer gefallen sind, obgleich sie aus weichen Gesteinen bestehen, der eine aus mittlerem Muschelkalk, die andere aus Trigonodusdolomit.

Die tektonischen Bewegungen sind aber auch nicht jünger als der ältere Deckenschotter. Haben wir ihn doch vom Fockelten an über den Hüller, Hungerberg, Haspel und noch weiter westlich überall mit seiner Basis bei 500 m Meereshöhe. Sie ist aber durch die Sprünge im Schlüchtal, Seltenbachtal und wahrscheinlich auch im Eschbacher-Tal nicht mehr verschoben worden.

¹⁾ Die Juranagelfluh. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XXII.

²⁾ Zur Tektonik des Schweizer Tafeljura, N. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. XXIX.

Das Alter der Tektonik ist also wohl in das Pliozän zu verlegen als Auswirkung der Alpen-Jura-Faltung. Diese Faltung fand an dem harten Schwarzwald-Massiv einen kräftigen Widerstand, so daß sie bei uns sich nur noch in Flexuren und schwachen Faltungen, die posthum in Brüchen sich auslösten, zum Ausdruck kommt. Weiter gegen Süden nimmt die Faltungsintensität zu, — vgl. Mettauer und Mandacher Überschiebung —, und findet in der Lägernkette ihr höchstes Ausmaß.

Wie weit noch in jüngerer, evtl. heutiger Zeit mehr regionale Krustenbewegungen stattfinden, dies zu erörtern gehört nicht in den Rahmen meiner Arbeit.

Einwirkung der geologischen Struktur auf die Morphologie.

Daß die Oberflächengestaltung eines Geländes im wesentlichen von dem geologischen Aufbau abhängt, ist bekannt. Es ist dabei zu unterscheiden zwischen dem Einfluß, den die petrographischen Verhältnisse, und dem, den die tektonischen ausüben. Für ersteres läßt sich in der Umgebung von Waldshut eine Reihe von Beispielen anführen. Es kam mir aber hauptsächlich darauf an, den Einfluß der Tektonik auf die Morphologie nachzuweisen. Ich glaube, daß es hierfür an instruktiven Beispielen nicht fehlt, wie uns ein Blick auf die Skizze lehrt. Das Rheinbett der älteren Deckenschotterzeit reichte, wie uns die Schotter dartun, bis zur heutigen 570 m Isohypse, lief also der oberen Flexur entlang, die somit das älteste Rheintal vorzeichnete. Später ist der Strom auf dem harten oberen Muschelkalk etwa an der Grenze zu den weichen Keuperschichten im Einfallen der Schichten gegen Südosten abgeglitten. Als der Fluß sein Klettgauer Bett, das von Schaffhausen über Erzingen — Grießen — Tiengen nach der Aaremündung zu verläuft, verlassen hatte, folgte etwa von Horheim ab, die Wutach diesem vorgezeichneten Weg. Der Durchbruch durch den Muschelkalk an der Laufenmühle ist wahrscheinlich auf andere Ursachen während der Diluvialzeit zurückzuführen, die ich hier nicht erörtern kann.

Der Unterlauf der Schlücht, die von Gurtweil an nach Südosten umbiegt, ist bedingt durch eine herzynische Verwerfung; das Seltenbachtal folgt ebenfalls einer solchen Bruchlinie, der Liederbach höchstwahrscheinlich desgleichen. Das Tiengener-Tal verdankt dem Staffelbruch westlich des Hohen Brand seine Entstehung; auf seiner Fortsetzung liegt das Tal zwischen Waldshut und Gurtweil.

Der Fockeltengraben und das Tälchen bei Gutenburg sind ebenfalls tektonisch angelegt. — Verfolgen wir ferner die Stromrichtungen des Rheins im einzelnen, so erkennen wir, daß fast alle Richtungsänderungen tektonisch bedingt sind. Bei Ettikon bricht er durch die Muschelkalkschwelle plötzlich nach Nordwesten umbiegend; bei niedrigem Wasserstand sehen wir denn auch mitten im Strombett eine Blattverschiebung in dieser Richtung. Der Strom fließt dann im alten Klettgauer-Bett weiter bis zur Aare-Mündung. Dank der wahrscheinlich nach Südosten sich weiterfortsetzenden Seltenbach-Verwerfung bricht er hier im Verein mit der Aare wiederum durch oberen Muschelkalk. Diese Störung veranlaßt auch die nordwestliche Richtung des Unterlaufes dieses Flusses. Dicht unterhalb der Stadt Waldshut trifft der Rhein auf das harte Grundgebirge und wird im Streichen der alten Oberfläche dieses Gebirges nach Südwesten abgelenkt. Nach neueren Bohrungen bei Dogern scheint die Waldshut-Fockelten-Verwerfung etwa in der Richtung des Strombettes weiter nach Südwesten fortzusetzen, so daß hier sowohl Streichen und Fallen, als auch eine direkte Auflockerung der Erdkruste durch Störungsvorgänge für den Verlauf eines Flußtales ausschlaggebend sind. Obwohl heute diese Täler nicht alle genau auf der Bruchzone selber liegen, muß doch angenommen werden, daß die ersten Anfänge der Täler sich dieser Linien bedienten. Das seitliche Abrücken in jüngerer Zeit kann ja durch die verschiedensten Ursachen hervorgerufen werden.

Ich glaube also bewiesen zu haben, daß die Tektonik an der Gestaltung der Geländeoberfläche, im besonderen an dem Zusammenströmen der verschiedenen Flußläufe gerade bei Waldshut, in hervorragendem Maße beteiligt ist.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [23](#)

Autor(en)/Author(s): Abels J.

Artikel/Article: [Geologische Struktur und Morphologie der Umgehung von Waldshut. 105-117](#)