

Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald.

Von

Hans Schrepfer.

Mit 1 Karte im Text.

Inhalt.

	Seite
I. Einführung	1
II. Die präglazialen Formen	5
III. Höhen- und Hangvergletscherung	12
IV Die Talentwicklung	14
V. Spezielle Beschreibung der Täler	19
1. Die Täler der Nordabdachung	19
2. Das Münstertal	25
3. Klemmbachtal und Talgebiet der Kleinen Wiese	31
4. Das Schönenbachtal	35
5. Die rechtsseitigen Nebentäler des Wiesentales unterhalb von Todtnau	37
VI. Zusammenfassung der Ergebnisse.	45

I. Einführung.

Seit 90 Jahren gehört die Deutung eiszeitlicher Formen und Ablagerungen zu den klassischen Aufgaben der naturwissenschaftlichen Forschung an der Universität Freiburg. 1842 leugnete KARL FROMHERZ, gestützt auf ein glänzendes Beobachtungsmaterial, jede Möglichkeit einer diluvialen Vergletscherung des Schwarzwaldes schroff ab. Auf den Katastrophentheoretiker folgte der Evolutionist. 1896 verkündete GUSTAV STEINMANN mit starker Überzeugung und Autorität seine Theorie einer gewaltigen eiszeitlichen Vergletscherung des Schwarzwaldes. Im Verein mit seinen Schülern baute er in Spezialarbeiten sein Glazialschema weiter aus; FROMHERZ' Hypothese der urweltlichen Seen und der Spaltentäler

verfiel völliger Ablehnung. In kritisch abwägender Weise hat dann W. DEECKE manche aus allzu großer Glazialfreudigkeit entstandenen Übertreibungen der STEINMANN'schen Schüler berichtigt und damit das Ausmaß der Vergletscherung vermindert; unter Hinzufügung vieler neuer Beobachtungen zu den alten gab er im zweiten Teil seiner „Geologie von Baden“ (1917, S. 542 bis 560) und in seiner „Morphologie von Baden“ (1918, S. 377 ff.) eine ausführliche, zusammenfassende Darstellung der Glazialerscheinungen des Schwarzwaldes, wie sie dem damaligen Stand der Kenntnisse entsprach. In seinen 1920 erschienenen „Kritischen Studien zu Glazialfragen Deutschlands“ behandelte DEECKE vornehmlich die Verhältnisse im südlichen Schwarzwald und auch in seiner letzten Glazialarbeit über die Kare (1929) ist es wiederum der Schwarzwald, der Beispiele und Beweise liefert. Daher darf ich wohl glauben, im Rahmen einer Tradition zu handeln, wenn ich in nächster Zeit eine zusammenfassende Übersicht über die Eiszeitformen im südlichen Schwarzwald geben werde ¹⁾.

Aus dem Rahmen dieser Untersuchungen, die zehnjährige Begehungen erforderlich machten, soll an dieser Stelle nur ein Teilgebiet herausgegriffen werden: die von Porphyren und Ganggraniten durchsetzte Gneismasse des westlichen Hochschwarzwaldes um Schauinsland und Belchen. Beherrschend erheben sich im Schwarzwaldpanorama von der Rheinebene aus diese beiden mächtigen Häupter als die eigentlichen Wahrzeichen des Gebirges: die runde Kuppel des Belchengipfels (1415 m) wie eine schöngemeißelte Klotte über horizontalen Schultern, der Schauinslandgipfel (1286 m) viel unscheinbarer aufgerichtet als Kulminationspunkt eines breitgelagerten Massivs. In diesem Gebiet, das zum nahen Umkreis Freiburgs gehört — kein Punkt ist mehr als 25 km von der Stadt entfernt — sind bisher nur wenige und gelegentliche Einzelbeobachtungen glazialgeologischer Natur gemacht worden. Sie sind zum größten Teil in DEECKE's „Morphologie von Baden“ zusammengefaßt. Irgendwelche systematische Bearbeitung liegt aber bis jetzt, mit Ausnahme des Wiesentales, noch nicht vor. Das liegt an der Schwierigkeit der Untersuchung, die hier größer ist als in jedem anderen Teil des Schwarzwaldes. Denn hier im Bereich der schroffen Gebirgsabfälle ist die Landschaft der tiefsten Täler, der größten Reliefenergie, der intensivsten Zerschneidung. Der für

¹⁾ Diese Arbeit wird in den „Badischen Geographischen Abhandlungen“ (Verlag C. F. MÜLLER, Karlsruhe) erscheinen.

Siedlung und Anbau wenig taugliche Raum ist in erheblich geringerem Maße geöffnet als der innere Hochschwarzwald. Wald überzieht nicht nur die meisten Rücken und Hänge, sondern auch vielfach die Talsohlen und überkleidet die reichverästelten Tal-schlüsse. Das erschwert die systematische Begehung, die notwendig allen Tiefenlinien folgen muß. Während im Umkreis des Feldberges, dem klassischen Arbeitsgebiet der Glazialforscher seit RAMSAY und PLATZ, Formen und Ablagerungen der Vergletscherung meist in eindeutiger Klarheit, mitunter sogar in mustergültigen Modellen auftreten, sind im westlichen Schwarzwald die Spuren der Eiszeit weit weniger prägnant und vielfach recht unsicher und fragwürdig. Postglaziale Blockhalden und Gehängelehme von erheblicher Mächtigkeit schließen an vielen Stellen jede Beobachtungsmöglichkeit aus, und die im Oberlauf der Täler fast durchweg heute noch vor sich gehende, wenn auch geringfügige Tiefenerosion der Bäche dient nicht zur Erhaltung eiszeitlicher Formen, die auch im unversehrten Zustand nur bescheiden gewesen sein können.

Denn die Vergletscherung hat offensichtlich weder im Schau-insland- noch im Belchengebiet imposante Ausmaße erlangt. 1892 hatte STEINMANN behauptet, daß das Oberrheingebiet im badischen Oberland bis zu 300—200 m hinab im Bereich einer Inlandeisbedeckung gelegen habe. Noch Schwarzwaldberge wie der 834 m hohe Maistollen sollen eine Eigenvergletscherung erzeugt haben und „ältere Moränen“ sollen innerhalb der Stauffer Bucht „deckenartige Verbreitung“ besitzen. 1893 beschreibt STEINMANN Moränen der Mittelterrassenzeit bei Oberweiler und Niederweiler. 1896 glaubt er die Schneegrenze für die Zeit der größten Ausdehnung des Inlandeises auf „keinesfalls höher als 200 m“ ansetzen zu dürfen, 1897 stellte er in den Erläuterungen zu Blatt Hartheim-Ehrenstetten „ältere Moränen“ unter anderem im Sandgraben nördlich Staufen und bei Bollschweil fest. Von diesem Bilde, das den ganzen Schwarzwald bis an den Gebirgsrand unter einer Eisdecke begraben sein läßt, die Vorberge und Randbuchten „deckenartig“ mit älteren Moränen, die der Hochterrasse entsprechen sollen, überzieht, bleibt ebenso wenig bestehen wie von dem 1893 und 1898 gegebenen Schema der Glazialbildungen, das vier verschieden alte Moränen unterscheidet. Was die Deutung der von STEINMANN als Moränen angesprochenen tiefgelegenen Ablagerungen betrifft, so schließe ich mich ganz DEECKE'S Meinung an, der sie für Absätze katastrophentypischer Wildwasserfluten während der Eiszeit, bei indirekt glazialer Mitwirkung

infolge der damals mächtigen Schneedecke, erklärt hat. Mit Recht schreibt DEECKE: „Blockpackung jeder Sorte hielt man für Moräne, ohne sich davon Rechenschaft zu geben, daß eine Anordnung großer Gesteinstrümmer auf mannigfache Ursachen zurückgehen kann.“

Immerhin gibt es neben vielen unsicheren, vermutlich periglazialen Ablagerungen eine ganze Reihe sicherer und viele wahrscheinliche Glazialspuren im westlichen Hochschwarzwald, die im folgenden beschrieben werden sollen. Viele Stellen bleiben indes problematisch und lassen keine eindeutige Erklärung zu. Auch ist es nicht möglich, das Gesamtergebnis der Beobachtungen in ein widerspruchsloses System zu bringen. In Anbetracht der vielen Mühe und Zeit, die für die Begehung der zahllosen Täler verwandt werden mußte, ist das Resultat sehr unbefriedigend; dennoch dürfte es nicht wertlos sein. Die Geringfügigkeit der Glazialphänomene des Schauinsland- und Belchengebietes ist um so eigenartiger, als im östlichen Hochschwarzwald nach den Erfahrungen beim Bau der Dreiseisenbahn und des Schluchseewerkes die Moränendecke eine nichtgeahnte Mächtigkeit besitzt, als sich STEINMANN's Ansicht über die Ausdehnung der Vergletscherung im Wutachgebiet durchaus bestätigte und als der Schwarzwald nach Süden — der Albtalgletscher der letzten Eiszeit reichte nach meinen Beobachtungen mindestens bis Immeneich, wahrscheinlich bis unterhalb Niedermühle, der Wiesentalgletscher über Schönau hinaus bis zur Kasteler Enge — wahre Riesengletscher entsandt hat¹⁾.

Die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes kann nicht ohne Willkür erfolgen, ist aber doch in der Orographie begründet. Nach Osten bildet die Linie Bruggatal—Notschrei—Schönenbachtal—Wiesental die einzig mögliche Trennungsfurche des westlichen gegen den mittleren Hochschwarzwald. Nach Norden umrandet das Dreisambecken die Flanken des Schauinslandgebietes, während im Süden das Belchengebiet durch den im Streichen einer Karbonmulde angelegten Talzug Klemmbachtal—Sirnitz—Heubronner Tal gegen die Granitlandschaften von Blauen und Köhlgarten geologisch und orographisch scharf abgetrennt wird. Meine Darstellung wird die Glazialerscheinungen des Bruggagebietes sowie

¹⁾ Das ergibt für den Albtalgletscher eine Länge von 23 bzw. 25 km, für den Wiesentalgletscher eine Erstreckung von 18 km. Oberlehrer L. GÖLLER in Schönau glaubt sogar noch in einem Blocklehm südlich Oberhepschingen Moräne feststellen zu können. Ich bezweifle jedoch dort den glazialen Charakter; es kann sich allenfalls um altglazial auf sekundärer Lagerstätte handeln.

des Heubronner und Klemmbachtales mitbehandeln. Miteinbezogen werden ferner die rechtsseitigen Nebentäler des Wiesentales; dagegen fällt die Rekonstruktion des Wiesentalgletschers selbst, worüber A. GÖLLER eine eigene Arbeit in Druck gegeben hat, außerhalb des Rahmens dieser Betrachtung.

Im Westen zerlegt die große Staufener Bucht die dem eigentlichen Gebirge angelagerte Vorbergzone in zwei Abschnitte, das Schönbergmassiv im Norden, die Sulzburger Vorberge im Süden. Fast auf der ganzen Linie kennzeichnet den Gebirgsfuß eine durch Ausraum entstandene Senke. Nicht die Hauptrheintalspalte, sondern die nachträgliche Anpassung der Formen an die Widerstandskraft der Gesteine gestaltet die Konfiguration des Gebirgsrandes. So wird das Schönbergmassiv im Osten von einer durchlaufenden Subsequenzzone eingefaßt und eine Flucht von Einsattelungen und kleinen Senken legt sich zwischen die Sulzburger Vorberge und den Gebirgsanstieg; nur am Laufener Rebberg bilden Vorberge und Grundgebirge über die eingeebnete Hauptverwerfung hinweg eine feste orographische Einheit.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes wählt man zweckmäßig den auch verkehrsgeographisch wichtigen Tiefenzug Obermünstertal—Stampfenbächletal—Wiedener Eck—Wiedenbachtal als Scheidelinie zwischen Belchen- und Schauinslandgruppe.

II. Die präglazialen Formen.

Im allgemeinen trifft man erst in einer Horizontalentfernung von 6—8 km von der Hauptrheintalspalte und in einer Meereshöhe von über 1000 m auf Reste alter Landoberflächen. Den Gebirgsrand beherrscht eine ausgesprochene Kammlandschaft von fiederförmiger Struktur, Musterbeispiel eines im DAVIS'schen Sinne reif zerschnittenen Berglandes, von einem überaus dichtmaschigen Netz kleiner Täler durchzogen. Die mäßig steilen, annähernd geradlinigen Talhänge verschneiden sich nach oben zu leicht gerundeten Firsten; auffällig breite Quellmulden trennen die Seitenkämme und scharfen die Hauptrücken, aus deren Einsattelungen sich Gipfel in Form leichtgestutzter Pyramiden unter der immer wiederkehrenden Bezeichnung „Kopf“ erheben. Flächen fehlen, Felsen sind äußerst selten, das Gefälle der Bäche ist ausgeglichen. Dazu gehört der ganze Gebirgsabschnitt westlich des Untermünstertales und die Zone der parallelen Abdachungstäler zwischen Möhlin und Neumagen,

sowie der von NEUMANN als „Schauinslandkamm“ bezeichnete Firstzug Brombergkopf—Schauinsland. Tief gelegene Flächen finden sich nur auf der Westseite des Bohrertales und zwar in gestaffelter Gruppierung: in rund 615 m die schmale, aber ebene Fläche von Langackern—Horben, rund 250 m höher das Flachrelief der Eduardshöhe (861 m¹⁾) und am Hohbühl (898 m) — wozu wohl auch der Gerstenhalm (860 m) zu stellen ist — und darüber ein im Gelände mauerartig hervortretender Anstieg zum Rand der eigentlichen Hochfläche, den man am Gießhübel (1059 m) ersteigt. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich hier um eine Bruchterrasse handelt, und daß die tieferen Niveaus, die übrigens von einer mächtigen Verwitterungsrinde überkleidet werden, durch Verwerfungen, im Zusammenhang mit den jüngsten Bewegungen des Rheintalgrabens, vom Verband der Hochflächen abgetrennt wurden; die Möglichkeit junger Tektonik in dem von zahlreichen tertiären Störungslinien durchsetzten Schauinslandgebiet ist nicht von der Hand zu weisen.

Die morphologischen Bestandteile des Flachreliefs der Hochgebiete sind mehr oder weniger ebene Plateauflächen und abgeflachte Firne, Eckfluren, aufgesetzte Kuppen mit flachem Scheitel, eingesenkte Sättel, Flachtäler und Quellmulden. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf den von NEUMANN mit Unrecht so bezeichneten „Belchen—Feldberg-Hauptkamm“. Es sind augenscheinlich mehrere Niveaus vorhanden, doch erschwert die beträchtliche Zerstörungsarbeit der jungen Erosion und die dadurch hervorgerufene außerordentliche Auflösung die morphogenetische Gruppierung der an sich schon reichlich verzahnten alten Formen. Dennoch bedeutet W. PENCK's Behauptung, daß „ältere Reliefstadien bis zur Unkenntlichkeit verwischt oder ganz beseitigt sind“, eine Übertreibung. So sind die horizontal begrenzten, breiten Rücken, denen die runde Gipfelhaube des Belchen als ausgeprägte Einzelerhebung aufsitzt, im Landschaftsbild derart offensichtlich, daß sogar populäre Beschreibungen von den „Terrassen“ sprechen, welche den Berg umgeben. Flächen in größerer Ausdehnung allerdings sind im ganzen Gebiete nicht vorhanden; andererseits läßt sich bei sorgfältiger Begehung dennoch eine Systematisierung vornehmen. Hier gilt W. PENCK's Wort: „Kartenstudium allein oder als wesentliche Ergänzung kurzer Beobachtung und Begehung, wie das von manchen

¹⁾ Alle Höhenzahlen, soweit sie nicht durch eigene Höhenmessungen ermittelt werden mußten, sind den Meßtischblättern entnommen und auf ganze Meter abgerundet.

Morphologen geübt zu werden pflegt, genügt bei weitem nicht.“ Das trifft auch für W. PENCK zu; denn die Eintragungen auf seinen Arbeitskarten 1:100 000 scheinen im Bereiche unseres Untersuchungsgebietes mehr Ergebnisse des Kartenstudiums als der Geländebegehung zu sein. Wir entnehmen aus diesen Karten, die mir Herr Geh. Rat A. PENCK freundlichst zur Verfügung stellte, folgende Gruppierung: (wobei ich offensichtliche Versehen, die auf Grund von Zahlendruckfehlern der Karte und anderen Ursachen entstanden, weglasse):

- P. VI. Belchengipfel (1415 m).
- P. V. Schauinsland (1286 m)
Hochfahn (1261 m)
westlich Stübenwasen:
Hirschkopf (1266 m)
Neustützkopf (1259 m)
Ahornkopf (1245 m)
Haldenköpfe (1267 m)
Trubelsmattkopf (1283 m)
Heidstein (1276 m)
Dietschel (1243 m)
Hohtannen (1251 m)
Rollspitz (1238 m)
P. 1305 südöstlich Belchen.
- P. IV. Östlich Notschrei (P. 1187)
Halde (1182—1080 m)
Langeck (1198, 1191 m)
Rücken südwestlich Muggenbrunn:
Außenwald (1162 m), P. 1177.
- P. III. Hinterköpfe (1088 m), westl. Buselbach
Oberrütte (1071 m), westl. Gießhübel
Knöpflesbrunnen (1126 m)
Hasbacherhöhe (1155 m).

Korrekturen an dieser Gliederung nahm bereits mein Schüler G. KIRCHNER vor; auf Grund seiner Feststellungen und meiner eigenen Beobachtungen stelle ich folgende Verebnungsflächen auf:

- Niveau D (über 1400 m): Nur Belchengipfel (1415 m).
- Zwischenniveau D₁ (rund 1350 m)
 - a) Belchengebiet: südöstlich Belchenhaus.
 - b) Schauinslandgebiet:
Nicht vorhanden; doch dürfte der Schauinslandgipfel (1286 m), der keine Flächenbildung aufweist, glazial abgehobelt ist und unmittelbar von steilen Quellmulden angefressen wird, vielleicht aus diesem Niveau heraus erniedrigt sein.

Niveau C (1240—1280 m)
Kuppenniveau:

Hat von sämtlichen Systemen die größte Verbreitung.

- a) Rings um den Belchen:
Heidstein (1276 m)
Dietschel (1243 m)
Hohntannen (1251 m)
Rübgartenkopf (1248 m)
Rollspitz (1238 m)
Hochkelch ? (1264 m).
- b) Trubelsmattkopf (1283 m)
Haldenköpfe (1267 m);
Flächen zwischen Notschrei und Stübenwasen:
Neustützkopf (1259 m)
Hirschkopf (1266 m)
Hochfahn (1233 m und 1261 m);
Südlich Stübenwasen:
Hammerle (1232 m)
Lachenwasen (1253 m);
Südkuppe der Hundsrücken (1232 m).

Niveau B: (1170—1190 m):

- a) Nur östlich und nordöstlich Belchen:
P. 1194, östlich Obermulten
Brenntkopf (1190 m).
- b) Als Basisniveau von Haldenköpfen und Trubelsmattkopf: südöstlich Hörnle (1189 m)
Auf den Böden (1200 m)
Wasserhüttenen (1171 m)
Langeck (1191—1198 m)
P. 1187, östlich Notschrei
Terrasse in ca. 1190 m am Nordrand des Haldenköpfen;
Als Basisfläche des Hochfahn:
Dachsbühl (1175 m), P. 1183;
Höhenzug südwestlich Muggenbrunn:
P. 1162, P. 1177;
östlich Dürrtannenbächle:
Heubühl (1174 m) und Neustütz (ca. 1170 m);
Teile der Haldenfläche, die zwei Niveaus aufweist: P. 1182, P. 1175, P. 1170 nordwestlich Haldenwirthaus; Fläche südlich Josephinenruhe: P. 1196 und P. 1170;
Sattel südlich Hundsrücken (1201 m).

Niveau A (1110—1130 m):

- a) In ebenen Spornen rings um den Belchen:
Obere Stuhlsebene (1110 m) und Raben-

felsen (1116 m), Eckle bei Untermulten (1117 m), Wageln (P. 1133) nordöstlich Rollspitz, Sporn (P. 1126 und P. 1129) nördlich Heidstein; Feuersteinfels (ca. 1120 m), Stuhlskopf (1116 m), Heideck (1131 m);

Knöpflesbrunnen (1116 m, 1125 m)

Breitnauer Kopf (1122 m)

Nöllen (1116 m) am Wiedener Eck.

b) Mitteleck südöstlich Trubelsmattkopf (1125 m);

Steineboden westlich Ungendwieden (1110 m);

Fläche südöstlich Notschrei (in ca. 1120—1130 m) und Notschrei (1121 m);

Die tieferen Haldenniveaus: so südöstlich des Haldenwirthauses (1120 bis 1140 m), Vorderköpfe (1115 m), Sittener Berg (1121 m);

nördlicher Hundsrücken (1120 m);

nördlich und nordöstlich Hochfahrn, so P. 1117, und Holzau (ca. 1130 m).

Auch in tieferer Lage treten an zahlreichen Stellen bis herab zu 1000 m unzweifelhafte Fragmente alter Landformen auf in Form von Eckfluren und Sätteln, so besonders häufig in 1060—1080 m. Doch ist hierbei eine Ordnung und Gruppierung unmöglich, da das Areal dieser Geländeteile zu bescheiden und ihre Verteilung eine zu isolierte ist, als daß daraus einwandfreie Schlüsse gezogen werden können; es ist kaum möglich, die tiefsten Flächenreste von den höchsten Talbodenresten zu unterscheiden.

Überprüfen wir das Ergebnis mit der Darstellung W. PENCK's, so ergibt sich Übereinstimmung in den großen Zügen, daneben manche bemerkenswerte Abweichung, ganz abgesehen von der Vervollständigung des insbesondere für das Belchengebiet sehr lückenhaften PENCK'schen Bildes. P. III muß abgelehnt, P. IV erheblich ergänzt, P. V berichtigt werden.

Das höchste Niveau, das im inneren Hochschwarzwald in Feldberg und Herzogenhorn wiederkehrt, ist nur in der Gipflfläche des Belchen vertreten. Niveau C ist das eigentliche Kuppenniveau und zeigt gleichmäßige Verbreitung im ganzen Gebiet. Niveau B, im Bannkreis des Belchen nur selten auftretend, ist die Basisfläche von Niveau C im Schauinslandgebiet und dort in Eckfluren, Terrassen und Sätteln ausgeprägt. Gleichfalls Terrassen

und Sättel, und zwar von recht ebener Beschaffenheit, bildet das tiefste erkennbare Niveau A. Bei der Betrachtung der alten Relief-formen drängen sich drei Beobachtungstatsachen auf:

1. Die Konstanz der Höhenlage,
2. die konvexe Beschaffenheit der Erhebungen,
3. die Unabhängigkeit der Formen vom inneren Bau.

Im ganzen Raume zwischen Schauinsland, Feldberg und Belchen behalten die einzelnen Reliefstadien ihre absolute Höhe nahezu unverändert bei, die Schwankungen betragen nur ca. 20 m bei Horizontalentfernungen von nahezu 15 km. Die Niveaunkonstanz schließt die Annahme jüngerer Brüche von beachtlicher Sprunghöhe im Raume Schauinsland—Feldberg—Belchen aus und erschüttert die W. PENCK'sche Hypothese, die in den Niveaus Piedmontflächen, entstanden bei der ständigen Hebung des Schwarzwaldes als Gewölbe, erblicken will. Mit derselben Begründung, wie sie STICKEL für die Rumpfflächen des westrheinischen Schiefergebirges gab, müssen wir für die alten Landformen des westlichen Hochschwarzwaldes die Deutung als Piedmontflächen ablehnen. Mindestens seit der Ausbildung des Heidstein—Hochfahneniveaus kann das Gebiet nur von solchen Hebungen betroffen worden sein, die den ganzen Raum ruckweise und gleichmäßig bewegten.

Die Konvexität aller Kuppen (mit Ausnahme des glazial angenagten Schauinslandgipfels) wird auch von W. PENCK bestätigt. Sie ist aber nicht vereinbar mit seiner Theorie der Hangentwicklung, nach der allen Inselbergen konkaves Profil zukommen soll. GERLAND hat in den Vogesen die auch dort auffällige Zurundung vieler Kuppen (Belchen- oder „Ballon“formen) durch glazialen Schurf erklären wollen. Diese Deutung versagt, da nachweislich die Höhenvergletscherung nur konservierend gewirkt hat; die konvexen Kuppen gehören zum präglazialen Formenschatz.

Die Gesteinsverhältnisse beeinflussen nur die Kleinformen, wie z. B. mehrfach die Porphyre kleine schichtstufenartige Geländekanten erzeugen. Die Großformen aber sind unabhängig von der Gesteinsart. So ist der doppelte Kranz von Verbnungsflächen (Niveau A und Niveau C) um den Belchen, der den Anstieg zu diesem schönsten Schwarzwaldgipfel von N, S und E her in prachtvoller Stufung erscheinen läßt, nicht im inneren Bau begründet, und südlich vom Schauinsland läßt die einfache Oberflächengestaltung den komplizierten Aufbau aus Schapbach-, Rensch- und Mischgneisen in keiner Weise ahnen; meine frühere

Auffassung (1926), die den Schauinsland als Härtling deutete, muß ich auf Grund der HOLST'schen Profilserien zurückziehen, die zeigen, daß der harte Schapbachgneis mitunter tiefere Flächen einnimmt, als der ungleich weichere Renchgneis. Das Flachrelief des Schauinslandgebietes schneidet rücksichtslos die mächtigen Lettenklüfte und löscht damit Verwerfungen aus, deren maximales Ausmaß nach HOLST 300 m betragen dürfte. Ebenso glatt werden die bekannten Blei-Zinkerz-Gänge, die im rheinischen Streichen verlaufen, von der Tagesoberfläche abgeschnitten. Sie sind nach übereinstimmendem Urteil von HOLST und K. G. SCHMIDT jünger als die Lettenklüfte. HOLST setzt ihre Entstehung „ins jüngste Tertiär“, SCHMIDT in die Zeit „zwischen Mittelmiozän und Pliozän“. Begründeter ist freilich die neuere Auffassung SCHNEIDERHÖHN's, der die Erzgänge im Gefolge der kulmischen Granitintrusionen entstehen läßt und ihnen altpermisches Alter zuschreibt. Aber auch H. SCHNEIDERHÖHN spricht von der „tertiären Schwarzwald-Fastebene“. Ich setze mit SCHMIDT die Ausbildung des Flachreliefs am Schauinsland (und damit die Niveaus A bis C) ins Pliozän. Schwierig ist die Altersbestimmung des höchsten und ältesten Niveaus D. Neuerdings ergaben die mit großer Sorgfalt durchgeführten Untersuchungen von H. KIEFER über das Tertiär der Breisgauer Vorberge, daß in den unzweifelhaft vom Schwarzwald stammenden unteroligozänen Konglomeraten des Schönbergmassives und der Sulzburger Vorberge Grundgebirgsgerölle zwar auftreten, aber nur mit äußerster Seltenheit; KIEFER gibt den Fund von 10 Gneisgeröllen an, davon eins bei Leutersberg, neun am Kastelberg. Damals muß der westliche Hochschwarzwald noch seine mesozoische Deckschicht getragen haben, nur an vereinzeltten Punkten war der kristalline Sockel gerade angeritzt. Die Entstehung des höchsten Niveaus kann daher frühestens im Oberoligozän erfolgt sein; möglicherweise handelt es sich um Formen, die nur durch unbedeutende Verjüngung aus dem durch Abschüttelung der Trias- und Juradecke freigelegten prätriadischen Rumpfe hervorgegangen sind.

Endlich muß betont werden, daß das hügelige Flachrelief nicht den gegenwärtigen Kräften der Abtragung unterliegt, sondern daß es sich in der Tat um der heutigen Denudation entzogenen „alte“ Landformen handelt. An zahlreichen Stellen (so im Haldengebiet, am Radschert, am Notschrei, westlich Oberrollsbach, am Heubronner Eck) läßt sich feststellen, daß nicht frischer Fels die Ober-

fläche bildet, sondern daß das anstehende Gestein bis zu einer Tiefe von 5—8 m vollständig zersetzt ist, so daß es als sandige Masse leicht mit der Hand zerdrückt und zerrieben werden kann, obwohl sämtliche Einzelheiten der Struktur sich gut erkennen lassen. Diese Verwitterungsrinde kann sich nur in einer Periode relativen Stillstandes der Abtragung gebildet haben. Daß es sich um eine fossile, präglaziale Wittererde handelt, beweist ihre Überlagerung durch Grundmoräne am Gießhübel (wo leider die 1926 noch guten Aufschlüsse heute sämtlich verfallen sind), im Langenbachtal (beim Notschrei), am Hinterwaldkopf, bei den Belchenhöfen usw. Auch im inneren und östlichen Hochschwarzwald ist tiefgründig zersetztes und von Moräne überdecktes Gestein in weiter Verbreitung nachweisbar. Ich komme damit zu demselben Ergebnis, das ich bereits 1926 in allgemeinerer Fassung formuliert habe: Die Hochflächen des westlichen Hochschwarzwaldes besitzen die Formen einer flachkuppigen und leicht gestuften Hügellandschaft. Ihre Entstehung in mehreren Rhythmen, die sich in der Existenz von vier unterscheidbaren Niveaus äußert, fällt in das jüngste Tertiär; seit präglazialer Zeit sind die Formen erstarrt. Die Ansicht von W. PENCK, der diesen Flächen voreozänes Alter zuschreibt, findet keine Bestätigung.

III. Höhen- und Hangvergletscherung.

An einer geschlossenen Überdeckung der Hochflächen mit Firn und Eis (auch DEECKE spricht „von einer flächenförmigen Übergießung mit Schnee und Eis“) bis herab zu einer Höhe von 1000 m kann nicht gezweifelt werden, obwohl sich dies nicht überall erweisen läßt. LEVY's Meinung, daß „im gesamten hohen Schwarzwald die Kammhöhen allem Anschein nach nicht vergletschert gewesen“ sind, muß zurückgewiesen werden. Im Gegenteil, der Hundsrückenkamm war verfirnt bis zum Rappeneck und der Feldberg—Schauinslandkamm in seiner gesamten Erstreckung. Soweit Grundmoräne vorhanden ist, ist sie ein sehr bindiger Lehm mit relativ wenig Geschieben, die meist nur kantengerundet sind. Denn die Tätigkeit des Höheneises, das bei der Flachheit des Geländes als nahezu bewegungslos gedacht werden muß, beschränkte sich im wesentlichen auf die Wegräumung des Witterbodens, kaum auf Erosion im festen Fels. So tritt am Schauinsland von 1220 m

ab der anstehende, von Eis geglättete Fels heraus, während nach Süden gegen den Gießhübel zu am flachen Hang Moränenschutt ausgebreitet wurde. Mit Grundmoräne überdeckt ist auch die Umgebung von Haldenköpfler und Trubelsmattkopf. Es scheint, als ob im allgemeinen die Höhen über 1200 m die Lieferanten und die Höhen unter 1200 m die Empfänger des Gletscherschuttes gewesen seien. Das Ausmaß der Erosion war in jedem Falle sehr geringfügig, denn nirgends gibt es rundhöckerartige Bildungen auf den Höhen, sehr selten tritt das anstehende feste Gestein hervor, und es wäre undenkbar, daß bei energischem Eisschurf an zahlreichen Stellen der präglaziale Witterboden nicht hätte entfernt werden müssen. In diesem Zusammenhange ist es vielleicht von Interesse, daß I. I. SEDERHOLM aus Finnisch-Lappland im südlichen Enare ein ganz analoges Beispiel beschreibt, wo im Bereich des ehemaligen Eisteilers und damit in einer Zone sehr geringen Gefälles präglaziale Verwitterungsmassen trotz diluvialer Eisbedeckung sich erhalten haben. Ruhendes Eis erodiert eben nicht. Die Ansicht STEINMANN's, der noch 1896 den „flachwelligen Charakter des Hochschwarzwaldes“ und die „gerundete Form“ der höchsten Kuppen glazialer Glättung und Abschleifung zuschrieb, bedarf daher keiner besonderen Widerlegung.

Wie weit, abgesehen von den Tälern, die Eiskappe an den Flanken der Hochfläche abwärts gereicht hat, läßt sich infolge der Bewaldung und der postglazialen Gehängelehme nur in einzelnen Fällen feststellen. Hängeeis hat Bewegung, kann Geschiebe runden und Felsen polieren. So ist am Hang des Ahornkopfes gegen das Buselbachtal am Roßboden (P. 1052) Grundmoräne in 1 m Mächtigkeit erschlossen. Westlich vom Schauinsland war die Eduardshöhe (861 m) nicht mehr vergletschert, dagegen ist der ganze Hang zwischen der obersten Möhlin und dem Sailendobel von Glazialschutt überdeckt. So ist der jedem Skifahrer wohlbekannte Hohlweg „Kaltwasser“ von ca. 1000 m bis zu ca. 930 m größtenteils in Grundmoräne eingeschnitten, eine Blockpackung von durchschnittlich faustgroßen, gut gerundeten Geschieben, die am unteren Ende in einer Mächtigkeit von 2 m vom Weg durchschnitten wird. Weiter südwestlich scheint im Ursprungsgebiet der Möhlin eine Firnzunge bis ca. 870 m hangabwärts gereicht zu haben, denn bei Rodungsarbeiten wurden unmittelbar oberhalb der Vereinigung des linken und mittleren Quellbaches gerundete Blöcke freigelegt. Die im Meßtischblatt Freiburg bei P. 913 eingetragene Verebnung, die eine Karnische vortäuschen könnte, ist nicht vorhanden.

Überfirnt war auch der Hundsrückenriffel vom Schauinsland bis zum Rappeneck, und Eiszungen und Hanggletscher senkten sich von da auf der ostseitigen Abdachung gegen das Bruggatal hinab, ohne freilich den großen Gletscher dieses Tales zu erreichen. So erfüllte ein kleiner Gletscher die hoch über dem Haupttal hängende Mulde des oberen Tiefenbachtals (1 m hohe Endmoräne bei P. 1017) und ein größerer Eisstrom stieg in den auffällig breiten Hornegrund hinab, schuf Rundhöcker (in 670 m und 785 m), kleidete das Tal mit Grundmoräne aus und ließ in 635—640 m eine deutliche Moräne zurück. Weiterhin überzieht Grundmoräne die Terrassen über dem Maienstein (P. 834) und am Ochsenlager (980 bis 960 m).

IV. Die Talentwicklung.

Über die Anordnung des Gewässernetzes und den entscheidenden Einfluß der Struktur auf die Talrichtung hat DEECKE alles Wesentliche gesagt. Im großen gesehen ist die Tendenz zu geradliniger Talerstreckung unverkennbar mit dem Vorherrschen ganz bestimmter Richtungen in den einzelnen Teilgebieten. So verlaufen fast alle gegen die Vorbergzone gewandten Täler, auch das Sulzburger und das untere Münstertal, in Südost—Nordwest-Richtung. Die rechtsseitigen Zuflüsse der Wiese bevorzugen ebenfalls die herzynische Linie, während südlich des Ost—Westgezogenen Klemmbachtals und auf der Nordabdachung des Schauinslandmassives (Brugga-, Kappeler- und Bohrrtal) die rheinische Richtung dominiert. Weder vom Belchen noch vom Schauinsland geht strahlige Entwässerung aus, die als Merkmal für eine lokale Emporwölbung dienen könnte. Auffällig ist die starke Verästelung und Verzweigung im Oberlauf, noch auffälliger die fast überall zu beobachtende Asymmetrie der Hangneigungen an den Wasserscheiden. So steigt man von der Hochfläche der Halde sanft nach Norden ab in den geräumigen Kessel von Hofgrund, während es nach Süden scharf und steil in die tiefen Quelltäler des Neumagensystems hinabgeht. Asymmetrisch sind die Wasserscheiden am Wiedener Eck, am Haldenhof bei Heubronn usw. Dabei ist keineswegs immer die Westseite steiler, die Ostseite flacher. Denn für den Böschungsgrad im Talschluß ist nicht die Höhenlage der Mündung dieses Tales ins Haupttal und der relative Höhenunterschied von Mündung und Ursprung des Gewässers entscheidend, sondern das Auftreten von

Talstufen. Sind keine Stufen im Längsprofil vorhanden, so steht das ganze Tal bis zur Quellregion im Zeichen stärkster jugendlicher Erosionswirkung; sind aber Gefällsunterbrechungen eingeschaltet, so wirken sie als örtliche Erosionsbasen für die ganze oberhalb befindliche Talstrecke. Dann lassen sich im Tallängsschnitt folgende Zonen unterscheiden:

1. Eine Unterzone starker Aufschotterung aus Geröllen von erheblicher Größe und deutlicher Schichtung. Die Talsohle ist beckenartig breit (Münstertal von Staufen bis Bahnstation Münstertal, Bruggatal zwischen Kirchzarten und Oberried), das Querprofil kastenförmig. Die Schotterebene, bestehend aus Geröllen von vollkommener Abrundung, erheblicher Größe und deutlicher Schichtung, entspricht der Niederterrasse der Rheinebene. Glazialspuren fehlen.

2. Eine Mittelzone mit ganz schmaler Sohle (gelegentlich kleine beckenartige Weitungen) und hohen steilen Hängen mit Felsfluh, auch regelrechten Felswänden (Wilde Schneeburg im Bruggatal, Scharfenstein und Stampf im Obermünstertal usw.) und groben Blockhalden. Dieser Zone verdankt der westliche Hochschwarzwald in erster Linie seinen Gebirgscharakter (bis 450 m tiefe Täler). Die ganze Talgestaltung ist ein Werk jugendlicher Erosionswirkung; hochgelegene Terrassen als Reste alter Talböden und Stufenmündungen der Seitentäler sind Dokumente der Talgeschichte. Glazialwirkungen sind fast überall erkennbar, jedoch ohne wesentlichen Einfluß auf das Querprofil, das meist V-förmig, selten typisch U-förmig ist.

3. Eine Zone der Talstufen, gekennzeichnet durch Klammern und Wasserfälle. In den meisten Tälern ist nur eine Stufe im Längsprofil vorhanden, in einigen fehlt sie ganz. Die Talstufen kennzeichnen häufig, aber nicht immer, das obere Ende der von der Rheinbasis aus rückgreifenden Erosion.

4. Eine Oberzone breitsohliger Mulden- und Wannentäler mit weitgespannten flachen Hängen. Sie sind Rudimente des vordiluvialen Formenschatzes.

Von diesem allgemeinen Bilde ergeben sich aber so viele Abweichungen im einzelnen, daß fast jedes Tal seinen individuellen Charakter besitzt, der bei der Einzelbetrachtung immer knapp angedeutet werden soll. Eine allgemeine Talgeschichte soll und kann nicht geboten werden, da Terrassen zwar in fast allen Tälern vorhanden sind, aber doch in zu geringer Zahl und zu

großer Isolierung auftreten, als daß daraus alte Talböden sich ohne Zwang rekonstruieren ließen. Allenfalls in dem mit zahlreichen Terrassen ausgestatteten Münstertal ließen sich derartige Versuche mit Erfolg durchführen. Wirklich prachtvolle Terrassen hat das Tal der Großen Wiese, deren Deutung aber die mit bedenklichen und teilweise unhaltbaren Voraussetzungen unternommene Arbeit von BRANDT leider in keiner Weise gerecht wird. So sieht BRANDT nur solche Terrassen als beweiskräftig an, die „von Flußablagerungen bedeckt sind,“ bemüht sich aber andererseits nicht, fluviatile Gerölle und glaziale Geschiebe zu unterscheiden, da er recht willkürlich den Wiesentalgletscher bei Geschwend enden läßt. KREBS hat bei Todtnau noch in 970—1000 m Terrassen beobachtet, während nach BRANDT alte Talböden dort nur in 700—730 m liegen. Bei Schönau hat BRANDT zwar eine 700 m-Terrasse richtig festgelegt, aber ein ebenso klar ausgebildetes 800 m-Niveau (Haselberg, Haldenbuck, Hörnle usw.) nicht beobachtet. Von den im Formenbild ganz überwältigend hervortretenden alten Talböden auf beiden Flußseiten unterhalb von Wembach erwähnt BRANDT nur das tiefste Niveau (in ca. 600—620 m), und auch dieses nur unvollständig, während die prachtvoll ausgebildeten höheren Ebenheiten 200—300 m über der Wiese (Niveaus in 700—730 m und 800 m) von ihm nicht genannt werden.

Aus dem Formenstudium der Täler folgt, daß erstens die Bäche sich in mehreren Etappen mit eingeschalteten Ruhepausen (mindestens zwei bis drei) eingeschnitten haben, und zweitens, daß die höher gelegenen Talböden, was besonders im Wiesental, aber auch im Brugga- und St. Wilhelmstal ersichtlich ist, ganz erheblich breiter waren als die heutigen Talrinnen. Die Täler der jungtertiären Flachlandschaft sind offensichtlich überaus breite und flache Mulden gewesen.

Nicht immer sind beim Einschneiden die Bäche der ehemaligen Laufrichtung gefolgt. Es gibt eine ganze Anzahl Formen von talartigem Charakter, die nur als Rudimente verschwundener Abflurinnen gedeutet werden können. So glaubt KREBS, daß der Radschertsattel (1156 m) nordwestlich Todtnauberg aus einem Tal-torso hervorgegangen ist. Im Schauinslandgebiet ist der Holzschlag (958 m) das Musterbeispiel eines alten Talrumpfes, von dem durch die jungen Einschnitte des Langenbachdobels und Sailendobels nur das Mittelstück übriggeblieben ist. Auf die Möglichkeit einer früheren Entwässerung vom Kohlerhau (827 m) über Horben

gegen das Hexental hin machte KREBS auf Exkursionen aufmerksam; die Terrassenlosigkeit und der junge Charakter des großen Kappelertales und des Bohrertales sind jedenfalls sehr auffällig.

Unzweifelhafter Taltorso ist die Krinne am Belchen (1119 m), wie der Holzschlag das wohlerhaltene Mittelstück eines einstigen Tales. Fast vollständig zerstört durch die tiefen Einschnitte des Tales der Kl. Wiese und des Böllenbachtals ist ein alter Talzug, der, vom Köhlgarten gegen das Wiesental hin gerichtet, eine Länge von 7 km besaß, und mit Ausnahme des Talschlusses als Subsequenztal im Streichen des bekannten Karbonzuges angelegt war. Der Unterlauf ist das breite Muldental des Haldmattbaches, das bei Schönenberg mit einer Stufenmündung in 680 m gegen das Schönauer Becken absetzt. Die Fortsetzung rekonstruieren wir über den Sattel am Sägeneck (812 m) und Terrassen östlich des Wildböllenbachs zu dem von alten Schanzen besetzten Sattel (P. 826) zwischen Böllenbach und Belchenwiesental (östlich Neuenweg), wo das flache, weite Querprofil des alten Hochtals ebenso gut in einer Breite von mehreren 100 m erhalten ist wie westlich Neuenweg in dem Sattel „Auf der Eck“ (847 m). In Fortsetzung dieser Richtung stoßen wir auf den großen Nonnenmattweiherkessel am Fuße des Köhlgarten. Diese gewaltige, felsumrahmte Nische ist nichts anderes als die durch Eiserosion zu einem Kar umgeformte präglaziale Quellmulde des nunmehr zerstörten alten Talzuges; nur dadurch ist das überraschende Auftreten dieser gewaltigen Hohlform erklärlich. Von der Endmoräne am Nonnenmattweiher hat man einen sehr guten Überblick über das außer Funktion gesetzte Talssystem: man blickt über die heutigen engen Erosionsrinnen hinweg und kann mühelos die verschiedenen Talfragmente zu einem einheitlichen morphologischen Talbild zusammenfügen. Talrudimente gibt es im ganzen südlichen Schwarzwald. Ich nenne aus dem zentralen Hochschwarzwald den Sattel am Zeiger zwischen Seebuck und Grafenmatt und als großartigstes Beispiel den Taltorso von Häusern bei St. Blasien zwischen den tiefen Tälern von Alb und Schwarza. Dieser Sattel ist von einem Eisstrom überschritten worden, doch ohne beträchtliche Erosionswirkung. Neben zahlreichen typischen Rundhöckern, die bereits von STEINMANN, HUBER und BURI erwähnt werden, findet sich dort von Moräne überlagertes, tiefgründig zersetztes Gestein, das stärkerer Gletscherschurf unbedingt beseitigt hätte. Der über 1 km breite Hochtalboden von Häusern ist daher nicht von einem Gletscher geschaffen

worden, wie HUBER meint, sondern Rest eines präglazialen Tal-systems, das auch östlich des Schwarzatales in einer muldenartigen Eintiefung der Hochfläche erkenntlich ist. Erstaunlicherweise haben sämtliche Talfragmente eine West—Ost- bzw. Ost—West-Richtung; sie werden gekappt von meridionalen Tälern. Es scheint, als ob bei den jüngeren Hebungen des Gebirges in der Hauptsache die rheinischen tektonischen Linien neu belebt und dadurch Talbildungen in dieser Streichrichtung begünstigt worden seien. Wie das Beispiel von Häusern zeigt, sind die Taltorsi für die Glazialmorphologie als Transfluenzpässe wichtig.

Mannigfach sind endlich die Formen der Talschlüsse. Obwohl die Oberläufe fast aller Täler vergletschert waren, ist das Kar die seltenste Art des Talschlusses. Es lassen sich mindestens fünf Talschlußtypen unterscheiden, die ich kurz beschreiben möchte, um mich bei der Einzeldarstellung mit einem Hinweis auf den betreffenden Formentyp begnügen zu können.

I. Talschlüsse mit stärkerer Glazialwirkung.

Kesselartige Bergnischen mit scharfer Akzentuierung. Halbkreisförmige Oberkante, Querprofil breiter als im Talmittelstück. Eisgeschliffene Gehänge. Grenze zwischen Talschluß und eigentlicher Talform häufig Gefällsstufe.

1. Mit mehr oder weniger ebenem Boden versehen: echte Kare. Typus: Sainenmattenkar am Schauinsland.
2. Ohne ausgeprägten Boden. Felsbildungen zurücktretend: Zirkusschlüsse. Am tiefsten Punkt häufig halsartige Verengung. Typus: Der Talkessel auf der Südseite des Belchen (Talschluß der Kleinen [Belchen-]Wiese).

II. Talschluß als ausgeprägte Hohlform, aber ohne stärkere Glazialwirkung und ohne besondere Weitung.

Nicht individuell vom Tal abgesetzt.

1. Grundriß länglich. Typus: Gegendrum.
2. Grundriß rundlich. Typus: Hofgrunder Talschluß.

III. Bachursprung ohne ausgeprägte Hohlform.

1. Das Tal geht nach oben hin ohne Quellmulde in die Hochfläche über. Typus: Trubelsbach.
2. Das Tal endet in einem Hangriß, der immer unansehnlicher wird und schließlich am Hang auslöscht. Typus: Glas-hofbächle.

V. Spezielle Beschreibung der Täler.

1. Die Täler der Nordabdachung.

Das Bohrertal zerfällt morphographisch in drei Abschnitte: Im unteren Abschnitt von Günterstal bis zur Wiehre weitet sich die Talsohle füllhornartig aus. Der Bach fließt am Westrand seines eigenen Schuttkegels. Im mittleren Teilstück, das von Günterstal bis zur Horbener Mühle fast schnurgerade in S-N-Richtung verläuft, ist das Tal immer noch ansehnlich breit und hat oberhalb vom Friedrichshof sogar trogförmigen Querschnitt; nirgends tritt in der ebenen Wiesensohle anstehendes Gestein zum Vorschein. Im Oberlauf ist das Bachsystem in mehrere Äste verzweigt, die in die waldbedeckten Flanken des westlichen Schauinslandabfalles mit starkem Gefälle, aber ohne bedeutende Stufung eingeschnitten sind. Die Aufschotterung bei Günterstal ist nach DEECKE über 20 m mächtig. Die beträchtliche Größe der Gerölle — meist Kopfgröße — ist bereits FROMHERZ (S. 323) aufgefallen und wird von ihm ausdrücklich bestätigt; sie steht in keinem Verhältnis zur Transportkraft des heutigen kleinen Bächleins. Auch der Mittellauf ist aufgeschottert. Beim Bau der Talstation der Schauinslandbahn und bei Brückenarbeiten am Friedrichshof wurde eine Geröllpackung in einer Mächtigkeit von mehreren Metern aufgeschlossen, die aus lauter gut gerollten und in der Größe regellos wechselnden Schottern (verschiedene Gneise, Ganggranite) besteht. Sandiges Bindemittel und eine, wenn auch undeutlich nur erkennbare Tendenz zu dachziegelförmiger Lagerung schließen die Möglichkeit einer Moräne aus; die Struktur deutet auf glazialnahen Charakter hin. In der Tat liegt 1,5 km weiter oberhalb an der Grenze des mittleren und oberen Talabschnitts und unmittelbar oberhalb des Zusammenflusses von Langenbach und Klausenbach in 565 m ein deutlicher Querwald (20 m lang, 5 m hoch, 3 m breit). Es sperrt die Mündung des Klausenbachtals ab und hat in Form und Struktur alle Merkmale einer Endmoräne. Geschiebe aller möglichen Gneisarten von Nuß- bis Kürbisgröße, auch Ganggranite, sind, sämtlich gut gerollt, in einer sandig-lehmigen Grundmasse eingebettet. Hier sehe ich das untere Ende des Bohrergletschers, der somit eine Länge von 3,6 km besaß. Im Talabschnitt oberhalb (Weißenfelsen) ist das enge Querprofil keineswegs typisch glazial, doch bezeugt immer wieder Grundmoräne die vormalige Existenz eines Talgletschers, der von zwei Seiten her genährt wurde. Ein Eisstrom kam vom

oberen Langenbachtal über den Holzschlag (P. 958) herüber (Transfluenz), der andere durch den Sailendobel. Im oberen Langenbachtal befinden sich in 1010 m und 1020 m zwei kleine, aber hübsche Rückzugsmoränen, nicht zu verwechseln mit einem höher gelegenen künstlichen Abraumwall aus spitzeckigen Gesteinstrümmern. Besonders die obere, etwa 2 m hohe und vom Bach in zwei Flügel aufgelöste Moräne ist formgerecht. Während der Talschluß des Langenbachtals flach im Gehänge ausläuft, ist das Ende des Sailendobels ein typisches Kar mit einem kreisförmigen, fast völlig ebenen Boden (1005 m), der nach außen in konvexem Bogen von einem Moränenwall abgeschlossen wird. Die fast 200 m hohe Hinterwand hat in 1165 m eine Verflachung, steigt aber dann immer steiler an, so daß der Rand der Hochfläche an der Josephinruhe (1196 m) messerscharf über senkrechten Renschneisfelsen (Wachtfelsen) absetzt. Im unteren Langenbachtal fehlen Glazialspuren. Dagegen sind die Hänge so sehr mit postglazialen Blockschutt zugeeckt, daß nur isolierte Kanzelfelsen aus der Umhüllung heraus schauen. Der vom Kohlerhau herabziehende Diesendobel hat nur Formen der fluviatilen Erosion.

Das vom Reichenbach durchzogene „Große Kappelertal“ nimmt seinen Ursprung unmittelbar unter dem Schauinslandgipfel und schickt gegen das Dreisam Becken einen Schuttkegel vor, dessen trichterartige Weitung beim Dorfe Kappel beginnt. Im Oberlaufe ist es über 300 m, ja unter dem Rappeneck 400 m tief eingeschnitten. Auf 4 km Horizontalentfernung ergibt sich ein Reliefunterschied von 800 m. Die breite Talsohle im Unter- und Mittellauf ist ähnlich wie beim Bohrerental aufgeschottert; die Größe der Gerölle fiel bereits FROMHERZ auf. Eine von STEINMANN in 500 m konstatierte Moräne konnte ich nicht finden; die oberhalb des Butzenhofes wahrnehmbare Geschiebestreuung kann auch eine rezente Hochwasseranschwemmung sein. Echte Moräne (Grundmoräne) tritt erst bei der Herderhütte (700 m) auf und ist dort längs der Straße auf 120 m Länge gut aufgeschlossen. Von da ab ist die gerade Strecke des Taloberlaufes von dem offenbar hastig sich zurückziehenden Gletscher stark mit glazialen Blocklehm zugeschüttet; die Moränenmassen bilden am rechten Hang geneigte Terrassenflächen (von FROMHERZ als Sturzwälle gedeutet), während der Bach, der in den Gletscherschutt eine postglaziale Kerbe eingerissen hat, an der Kante der Straße entlang zieht. Der glazial umgestaltete Talschluß ist ähnlich wie Feldsee- und Zastlerkar

tektonisch angelegt, worauf HOLST aufmerksam machte. Der weite Kessel, der sich in zwei Nischen aufspaltet (die eine heißt Grubendobel) ist weit mehr ein Zirkus als ein Kar. Ein eigentlicher Talboden fehlt, wenn man nicht eine breite Verflachung in 1070 m bis 1090 m als solchen ansprechen will. Darüber liegt noch eine schmale Terrasse in 1150 m. Die Böschung dieser „Kappeler Wand“ beträgt nur 15° , höchstens 25° . Felsbildungen sind nicht vorhanden und erst nahe der Kante weicht die Moränenverkleidung reichlich mürbem, anstehendem Gneis. Zwei übereinander liegende kleine Nischen von hufeisenförmigem Grundriß sind Wirkung der rezenten Schneeflecken. Ich habe derartige Formen mit winzigem, aber ebenem und deutlich abgesetztem Boden öfters im Hochschwarzwald getroffen und immer feststellen können, daß sie mit dem Standort lange bis in den Sommer sich haltender Schnee- und Firnflecken zusammenfallen. Es sind Miniaturansätze der Karbildung.

Das Bruggagebiet. Bei Kirchzarten zweigt aus der Dreisambucht nach Süden eine mehr als 500 m breite, sackartige Ausstülpung der Niederterrasse ab. Sie ist das gemeinsame Aufschüttungsprodukt von Bruggabach und Osterbach, die aber, durch die Wölbungsachse des mächtigen Schwemmkegels getrennt, an den Flanken dahinziehen. Die Gehänge werden wie beim Dreisamtal von eigentümlichen, treppenförmig übereinander angeordneten Terrassen eingefafßt. Erst bei Oberried beginnt mit plötzlicher Verengung das eigentliche Bruggatal und damit eine der imposantesten Erosionsfurchen des südlichen Schwarzwaldes überhaupt. Die Reliefenergie auf 1 km Horizontalentfernung, von der Talsohle aus gerechnet, beträgt im Mittellauf 500—550 m. Der Rand des alten Flachreliefs am Hunds Rücken liegt 650 m höher als die Talsohle bei 1,7 km Abstand in der Luftlinie. Der wilde und düstere Charakter des Tales wird nicht nur durch seine Enge verursacht, sondern auch durch die Schroffheit der Hänge, die mit zu den steilsten aller Schwarzwaldtäler gehören und in den unteren Partien jede Stufung vermissen lassen. Erst in berächtlicher Höhe über der Talsohle sind Dokumente der früheren Talgeschichte erhalten. Dazu gehört auf der linken Seite nördlich des Hornegrundes der Häusleberg (820 m), südlich des Hornegrundes eine Terrasse über dem Maienstein (P. 834), nördlich des Tiefenbaches die Terrassenfläche am Ochsenlager (P. 963), südlich des Tiefenbaches der Sessel (P. 1019), womit der Anschluß an das konservierte alte Talrelief im Hofgrund gewonnen ist. Die

heutige Brugga folgt somit der Richtung eines sehr alten Tales, dessen Sohle 350—400 m hoch über dem Mittellauf des heutigen gelegen war. Auf dieses Hochtal eingestellt war die Gefällmatte, die nunmehr als typisches Hängetal mit einer 400 m hohen Stufenmündung über der rechten Talseite abbricht.

STEINMANN's Ansicht, daß das Gletscherende am Holzschuhplatz (510—520 m) gelegen haben müsse, bestätigt sich. Mit STEINMANN halte ich den dort aufgebauten und gegen die Straße künstlich abgestützten Schuttkörper für den Rest einer ehemaligen Endmoräne. Kubikmetergroße, runde Gneisblöcke stecken darin. Große Geschiebe liegen unmittelbar südlich beim Maschinenhaus, und am linken Talhang südwestlich von der Häusergruppe Neu-Berlin war in etwa 555 m (etwa 40 m über der Talsohle) in tiefen Aufschlüssen eine eigentümliche Mischung von völlig runden Glazialgeschieben und eckigem Solifluktionsschutt, in dunkelgelben Lehm eingebettet, zu sehen, die wohl der Ufermoräne des Gletschers entspricht. Leider sind die vor 4 Jahren noch frischen Gruben heute verfallen. Dagegen ist an der Straße linker Hand von der Mündung des Hornegrundbaches und in zahlreichen Ausschnitten, die beim Neubau der Straße 1926 geschaffen wurden und noch nicht übergrünt sind, Grundmoräne in typischer Struktur ausgezeichnet aufgeschlossen. Die Talweitung bei P. 589 mit Resten eines Moränenkörpers dürfte einem Rückzugshalt entsprechen. In 630 m bei der „Hohen Brücke“ gabelt sich das Tal in das Buselbach- und das St. Wilhelmstal. Letzteres mündet gleichsohlig ein, ersteres mit einer 110 m hohen Stufe. Die „äußerst wilde, malerische Felsschlucht“ (FROMHERZ), in die der Bach „sich mit starkem Falle rauschend“ hinabstürzt, wird von FROMHERZ (S. 285) als „Talspalte“ erklärt. Das St. Wilhelmstal ist eines der charakteristischsten Glazialtäler des ganzen südlichen Schwarzwaldes mit kräftiger Trogform unter hohen Schulterflächen, so daß NEUMANN den Vergleich mit dem Lauterbrunner Tal im Berner Oberland wagen konnte. Von drei mächtigen Eisströmen aus dem Napf, Wittenbach und Katzensteig gespeist, beherbergte es zweifellos einen ungleich stärkeren Gletscher als das Buselbachtal mit seinem rund 200 m tieferen Einzugsgebiet. Die Stufenmündung des Buselbaches kann nur durch glaziale Unterschneidung befriedigend erklärt werden. (Ganz analog muß im Wiesental die Stufe unterhalb Schlechttau erklärt werden, während das Prägtal, das den stärkeren Gletscher hatte, bei Geschwend gleichsohlig einmündet.)

Im Buselbachtal besteht oberhalb der Stufe nur auf eine kurze Strecke von P. 743 bis zum Steinwasenwirthaus (765 m) ausgeglichenes Gefälle. Sowohl der Buselbach wie der von NW herkommende Steinwasenbach betreten die Talweitung am Wirthaus erst nach Überwindung von Stufen von 45 m bzw. 75 m Ausmaß; auch diese Stufen müssen glazial, nämlich als Konfluenzstufen, erklärt werden. Die stattliche Rückzugsmoräne des Steinwasengletschers direkt hinter dem Wirthause ist von STEINMANN und KLUTE beschrieben worden. Über der Stufenmündung des Buselbaches gelangt man in die beckenartige Talweitung am sog. Schmelzplatz; sie ist ein Erzeugnis glazialer Erosion, denn von drei Seiten münden glaziale Täler mit ausgeprägten Stufen ein, von Osten mit über 50 m hoher Stufe das Grummenbachtal, von Westen mit über 100 m hoher Stufe das Haldenbächle, von Süden mit 40 m hoher Stufe der Buselbach. Buselbach und Haldenbächle stürzen mit Wasserfällen über die Stufe hinab. Im Grummenbachtal, einem flachen Trog, liegt am Krumpfenbachholzplatz (1082 m) eine schöne, etwa 15 m hohe Rückzugsmoräne auf anstehender Schwelle. Eine Moräne in 1000 m (KLUTE) ist dagegen nicht vorhanden. Der Talschluß ist zirkusartig. Im Quellgebiet des Haldenbächle sperrt ein kleiner Moränenwall den ziemlich ebenen Boden des Saumooses (etwa 990 m) ab. Die Quellbäche des obersten Buselbachgebietes sind sämtlich Nachfolger einstiger Eislappen. An zahlreichen Stellen sieht man Grundmoräne vom Wasser angeschnitten. Jedoch habe ich nur einen echten Rundhöcker gefunden, bei P. 1036 westlich des Schwarzenbaches. Der bei der Hofgrunder Säge von Westen her mit einer Stufe in den Kreuzledobel einmündende Bach durchschneidet bei P. 1089 eine wenigstens 5 m dicke Moränenmasse, die wohl dem Gletscherhalt bei P. 1082 im Grummenbachtal entsprechen dürfte.

Im Steinwasental öffnet sich oberhalb der Mündungsstufe in 850 m ein weiter Hochtalboden mit starker Blockbestreuung und Resten einer Ufermoräne. Er wird in 910 m von einem eisgehobelten Felshöcker fast abgeriegelt. Hier mündet von Norden her (beim Worte Steinwasen des Meßtischblattes Freiburg) ein kurzes bachloses Hochtal ein, das sich nach oben hin immer mehr ausweitet; im Norden wird es von einem Quarzporphyrrücken abgeschlossen. In 930 m, nahe dem Ausgang, legt sich ein flacher, breiter Schuttwall quer über die Talsohle; er ist wohl glazialer Entstehung. Der überaus geräumige und sanft geböschte Talschluß von Hofgrund

gegen die Halde verrät keinerlei glaziale Umformung; er gehört zum präglazialen Formenschatz. Beim Neubau der Straße auf die Halde 1927 zeigte sich überall völlig zersetzter Rengneis. Im Gegendrum, einem geräumigen Hochtal mit ebener Sohle und zirkusförmigem Schluß (kein Kar), sind die Gletscherspuren deutlicher. Doch sind auch hier die an den höheren Gehängen hervorstehenden Felsen stark verwittert. In 1090—1110 m häuft sich Grundmoräne zu einem flachen Schuttwall auf. Sehr gut erhalten ist eine wenigstens 15 m hohe Endmoräne (985 m) unmittelbar am Talausgang (von der Hofgrunder Straße angeschnitten). Die beiden Flügel schnüren wie eine Zange den Austritt ab, durch den engen Hals können gerade Bach und Weg hindurchtreten. Die Moräne ist eine Blockpackung aus durchweg gerundeten Geschieben.

Zusammenfassung. Im Kappeler Tal und Bohrer Tal entwickelten sich kurze Talgletscher ohne merklichen Einfluß auf die Talgestaltung; dagegen wurden die Tal-schlüsse zu Karen umgebildet. Im Bruggagebiet hingegen, das einen 6 km langen Gletscher erzeugte, ist die Glazialwirkung im Firngebiet gering. Dagegen wurden an allen Stellen, wo zwei Eiszungen zusammentrafen, Stufen gebildet; sie können nur durch glaziale Erosion entstanden sein. Drei Stufen muß man von der „Hohen Brücke“ bis zum Notschrei passieren. Die Glazialwirkungen im Bruggatal sind somit nicht unbedeutend. Selbst FROMHERZ muß zugeben (S. 283), daß „die Diluvial-Phänomene dieser Gegend“ unter allen ähnlichen Erscheinungen „im Schwarzwald noch am meisten für die Gletschertheorie zu sprechen scheinen“. Er kann sie nur „durch die Annahme eines kleinen urweltlichen Sees“ am unteren Steinwasen und am Schmelzplatz erklären.

Innerhalb des Maximalstandes läßt sich nur ein Rückzugsstadium feststellen, das allen Tälern gemeinsam ist; seine Moränen liegen in rund 1000 m:

Sailendobel	1005 m
Langenbachdobel	1010—1020 m
Kappeler Wand	1070 m
Grummenbachtal	1090 m
Haldenbächle	990 m
Westliches Buselbachquelltal	1090 m
Gegendrumtal	985 m

2. Das Münstertal.

Von allen größeren Talsystemen des Hochschwarzwaldes liefert das Münstertal die geringste glaziologische Ausbeute. Das Einzugsgebiet liegt relativ niedrig, trotz des Belchen, der zwar gewaltig sein mächtiges Haupt über das Tal emporwölbt, aber doch nur eine ganz kleine Fläche über die 1300 m-Isohypse aufragen läßt. Zudem sind gerade für das engere Belchengebiet die beträchtlichsten präglazialen Höhenunterschiede und Gefällsverhältnisse festzustellen, so daß die Vorbedingungen für eine Vergletscherung denkbar ungünstig waren. Auch heute haben wir ja hier die weitaus größte Reliefenergie im ganzen Schwarzwald; KREBS hat sie auf 1040 m bei 5 km Abstand ermittelt.

Nicht nur der gewaltige Schuttfächer des Neumagen in der Stauffer Bucht und das östlich anschließende breite Kastental ist Ergebnis jungdiluvialer Aufschüttung, sondern die Zuschotterung greift vom Ende des Stammes weit in die zwei großen Taläste hinein. Über den Spielweg hinaus ist die immer noch breite Sohle des Obermünstertales von Geröllen erfüllt, die sich bis zum Elendfelsen (STEINMANN) und bis zum Sorbaum (FROMHERZ, S. 318/19) talaufwärts verfolgen lassen. Die Gerölle sind völlig rund und in Lehm eingebettet, wie ich beim Aushub neuer Pfostenlöcher für die Fernsprechleitung nach Stohren oberhalb des Spielweges vor einem Jahre sehen konnte. Von den Seitentälern dieses Abschnitts birgt lediglich das Stollbachtal, das als einziges ein Einzugsgebiet von über 1000 m Meereshöhe besitzt, unbedeutende Glazialspuren. Steigt man von der Hochfläche (P. 1082, Breitnau) über die Hangnische der Quellmulde in das ziemlich enge und von Porphyriegeln durchsetzte Waldtal hinab, so trifft man am unteren Waldrand in 670 m auf eine Blockanhäufung mit vielen runden Geschieben, die ich für eine abgeschwemmte Moräne halte. Der untere, auffällig geweitete Talabschnitt, der mit einer zerschnittenen Stufe gegen das Obermünstertal abbricht, führt dagegen keinerlei Belege einer einstigen Vergletscherung.

Das besondere Merkmal des Obermünstertales oberhalb des Spielwegs ist die regellose Verästelung in viele Täler, die fast sämtlich eigenartige Krümmungen aufweisen. Das Ausmaß der Vergletscherung war nirgends groß. Im eigentlichen Neumagental sind echte Glazialspuren erst 1,5 km oberhalb des Sorbaums in 800 m anzutreffen. Hier wird (bei der Straßenkehre) eine Blockpackung aus gerundeten, teilweise über kubikmetergroßen Gneis-

blöcken, offenbar eine Endmoräne, vom Bach in kleinen Schnellen durchmessen. Auch der Talquerschnitt nimmt Trogform an; Hänge und Sohle sind mit Glazialschutt bedeckt. Über mächtige Blöcke hüpfte in unausgeglichenem, beträchtlichem Gefälle der Bach. Bei P. 873 ist typische Grundmoräne aufgeschlossen. Darüber steigen glatte, polierte Felsen mit abgeschliffenen Flächen auf (Konfluenzstufe). Alle die vier Täler, die hier zusammenkommen, Harzloch, Sägebachtal, Willnauertal, Drehbächletal, waren von Gletschern erfüllt, haben U-förmigen Querschnitt als flache Tröge und sind mit Moräne verkleidet, während das kleine Becken bei P. 873 als glazialer Kolk an der Vereinigungsstelle der Eiszungen aufzufassen ist. Rückzugsmoränen habe ich gefunden im Sägebachtal in 1025 m (an der Landstraße) und im Drehbachtal als 15 m hohen Querriegel (etwa 1035 m) gleich hinter dem Drehbachhof. Die Talschlüsse sind geräumige, aber flache und felslose Nischen. „Pseudomoränen“, die in dieser Zone altehrwürdigen Bergbaues auch vorkommen, sind durch ihre spitzigen Gesteinstrümmer leicht von wirklichen Gletscherablagerungen zu unterscheiden. Das Tal von Hörhalde, das beim Sorbaum in das Neumagental mündet, sammelt seine Quellbäche in einer weiten, aber nicht karähnlichen Nische zwischen Trubelsmattkopf und Haldenköpfe, dem Butzberger Loch. Die ganzen Hänge im Talschlußbereich sind mit Schutt bedeckt. Bei dem abgeflachten Sammelpunkt der Bäche (P. 1048) sind zahlreiche, durchweg kantengerundete Blöcke angehäuft, die ich für Reste einer Endmoräne halte. In der gesamten Talstrecke unterhalb habe ich nirgends Glazialspuren vorgefunden und in allen Aufschlüssen nur scharfkantigen Gehängeschutt angetroffen. Dabei ist das Tal ein regelrechtes Stufental mit treppenförmigem Längsprofil. Glaziale Erklärung dieser Stufen (z. B. beim Fuchsfelsen) ist hier unmöglich. Von der Hörhalde ab weitet sich das Tal, Terrassen gliedern die Hänge; der Bach selbst hat sich in einer jüngsten Erosionsphase sohlenlos eng eingegraben. Rechtsseitig hängen zwei Nebentälchen, Sattelgrund und Milchmatt. In beiden waren die Quellmulden unter dem Sittener Berg mit Nischengletschern besetzt und sind zu Zirkusschlüssen mit lehnsesselartiger Umrandung umgearbeitet worden. In der Milchmatt ist sogar ein kleiner Boden (P. 874) vorhanden, in dessen Nähe Grundmoräne aufgeschlossen ist.

In der Talstrecke Spielweg — Wiedener Eck (1037 m) liefern die Seitentäler ergiebigeren Ausbeute als das Haupttal.

Das Wiedener Eck trug eine ruhende Firnhaube; Transfluenz ist nicht nachweisbar. Der zirkusförmige Talschluß von Oberneuhof war vergletschert (gerundete Geschiebe); ferner war das flachtrogige Hochtal von Jetzenwald von einem Eislappen erfüllt (Grundmoräne am mittleren Jetzenwaldhof) und vergletschert war wohl auch das U-förmige Tal des Schindelgrabens, dessen Gletscher über den Taltorso des Breitnauer Sattels (P. 995) einen Seitenarm nach Westen in den Kaibengrund hinabschickte. Die Weitung von Unterneuhof halte ich für das Zungenbecken der vereinigten kleinen Gletscher. Die Eisgrenze scheint also bei 850 m zu liegen. Ich habe in der ganzen anschließenden Talstrecke nirgends Moräne gesehen; schon der weithin durch seine karminrote Farbe leuchtende Aufschluß bei der Brücke von Unterneuhof besteht aus eckigem Verwitterungsschutt des anstehenden Granits. Der nur theoretisch begründeten Ansicht STEINMANN's, daß die Lage der Endmoräne bei der Talverengung am Elendfelsen zu suchen sei, kann ich mich nicht anschließen. Die 60 m hohe Stufe, die das Stampfbächle zwischen Unterneuhof und Stampfe in enger Schlucht mit Wasserfall durchtobt, muß fluviatil entstanden sein.

Von den östlichen Seitentälern trug das Tal des Glashofbächle einen 2 km langen Gletscher, der fast bis zum Ausgang reichte; denn an der Straßenkehre bei P. 797 in nächster Höhe vom Fuß der senkrecht anstrebenden Porphyrrwand des Scharfensteins (916 m) ist Grundmoräne sichtbar. Weiter taleinwärts hat der Bach in 850 m durch Seitenerosion typische Grundmoräne mit runden Gneis- und Porphyrgeschieben in mindestens 4 m Mächtigkeit bloßgelegt. Nach einer Schluchtstrecke folgt dann unvermittelt die eigentümliche, wiesenbedeckte Weitung des Glashofweihers mit einem völlig ebenen Boden (972 m) und bogenförmigem Abschluß durch einen wenigstens 15 m hohen Endmoränenwall (roter Lehm mit Porphyrgeschieben), durch den ein schmaler Durchstich gegraben ist. Es handelt sich wohl um einen alten, präglazialen Talboden, der glazial umgeformt wurde. Von einem Kar kann nicht die Rede sein; Felsen sind nicht vorhanden, eine Hinterwand fehlt. Vielmehr setzt sich die Depression in südöstlicher Richtung gegen das Hörnle (1189 m) in einem gar nicht besonders steilen Hangtal fort, das ebenso wie die in nordöstlicher Richtung an den Hängen des Trubelsmattkopfes (1283 m) sich verlierenden Quellbäche mit Glazialschutt überzogen ist. Ein echtes Kar, und zwar ein Zwillingskar, besitzt dagegen die Westflanke des

x Es war schon
Kar
ihm was man die Hoffen

Stampfetales im Küstelwald an der Nordostflanke des Breitenauer Kopfes (1123 m). Eine einheitliche felsige Wand mit scharfer Kante in 1080 m umschließt im Halbrund zwei tischebene Böden, von denen der höhere in 980 m offenbar einst von einem See bedeckt war und von zahlreichen Abzugsgräben durchzogen wird. Er wird nach Osten von einem 3,5 m hohen Moränenwall abgeschlossen und nach Süden durch einen 50 m hohen Riegel von dem tieferen Boden (930 m) getrennt, der gleichfalls eine 2,5 m hohe Moränenlage als Abschluß besitzt. Dem maximalen Eisstand entspricht aber ein Hanggletscher, der sich gegen das „Hintere Elend“ bis in eine Höhe von etwa 700 m herabsenkte.

Untermünstertal. Der nach Süden streichende Hauptast verengt sich oberhalb der Rotte Rotenbuch zu einem schluchtartigen Engtal von rein fluviatiler Form, in dessen Sohle gerade für Bach und Straße Platz ist, und öffnet sich dann plötzlich und überraschend zu dem geräumigen Becken von Münsterhalden, einem weiten, nach Süden allmählich ansteigenden Wiesengrund. Hier war offensichtlich die Endlage eines Gletschers. Das beweisen runde Geschiebe und zwei flache Querwälle, die in etwa 620 m die Straße queren. Ich sehe in ihnen Endmoränen, während Längshügel (südlich vom Hof Langenbach und P. 595) möglicherweise Schurfaufen früheren Bergbaues sein könnten. Von den vier im Becken sich vereinigenden Bachrinnen waren zwei, Haldenbachtal und Sirnitzgrund, vergletschert, während Rammelsbach und Langenbach an den Beckenrand gepreßt, den Eindruck von Umfließungsrinnen (Flankentälern) erwecken. Die Morphologie der Münsterhalde wird von FROMHERZ ausgezeichnet beschrieben; natürlich muß aber ein hypothetischer Gebirgssee die Anwesenheit der Gerölle erklären. Der Talgrund des Haldenbaches ist mit großen Glazialgeschieben übersät. Im Mai 1929 sah ich am Talhang bei Bauarbeiten Grundmoräne mehrere Meter tief ausgezeichnet abgeschlossen. Unter den riesigen Geschieben befand sich ein mehr als 2 cbm großer, prachtvoll geschliffener Block. Ursprung dieses Gletschers ist ein kleines, aber schönes Kar. Der ganz ebene und durch eine flache Schwelle abgedämmte, vermoorte Karboden (900 m) bildete anscheinend einst einen Teich. Von der Karkante (P. 1033) brechen senkrechte Felsen in schroffer Wildheit (Weiherfelsen) 50 m tief ab. Die unteren Partien der Karwand sind aber in Schutthalden des bröckeligen Gesteins (Kulm!) dick eingehüllt, die auch Teile des Karbodens schon zugedeckt haben. Das Tal

des vom Sirnitzkopf (1114 m) zum Münsterhaldenbecken hinabziehenden Gletschers endet mit einem weiten Zirkusschluß, der glazial geformt ist. Moräne bedeckt den Hang. Das Eis ist aber auch nach Westen über die Einsattelung von Kälbelesscheuer (976 m) hinübergeflossen in den obersten Talgrund des Rammelsbaches, wo sich in der Quellmulde abgehobelte Felsen und Geschiebe bis zum Beginn der jungen V-Schlucht (etwa 900 m) an der Grenze von Wald- und Weideland finden. Auf dem Sattel bei der Kälbelesscheuer liegen zahllose Geschiebe. Sie sind in 1 m Mächtigkeit auch aufgeschlossen. Sie sind meist klein (selten Kopfgröße) und merkwürdigerweise so platt und flach abgeschliffen wie Bachkiesel. Doch kann es sich nur um Moräne handeln. Runde Geschiebe liegen auch auf der Wasserscheide zwischen Münster- und Klemmbachtal (P. 1039) westlich des Sirnitzberges und reichen sogar etwas am südseitigen Hang gegen das Klemmbachtal hinunter.

Von den Seitentälern des Untermünstertales sind Starkenbrunnental und Muldenbachtal vergletschert gewesen. Mit einer 30 m hohen Stufe über dem Haupttal abgesetzt, ist das Starkenbrunnental in seinem unteren Teile eine ganz enge, von niedrigen Felsen gerahmte Passage, viel zu schmal als Gletscherbett. Das Gletscherende lag erst in 760 m. Unmittelbar oberhalb der Forsthütte tritt am rechten Hang Moräne in beträchtlicher Mächtigkeit zutage und ist als Ufermoräne mehrere 100 m talaufwärts zu verfolgen. Zugleich spannt sich das Querprofil in die Breite. Das Talende gehört zum Typ der glazial gestalteten Zirkusschlüsse; über der Nordseite der weiten Nische starren die Hochkelchfelsen.

Die breite Sohle im Unterlauf des Muldenbaches ist fluvio-glazial aufgeschwemmt; die Größe der Schotter fiel FROMHERZ auf. Der dreieckige Sporn im Mündungswinkel zwischen Muldenbach und Kaltwasser scheint ein Akkumulationsgebilde zu sein, kann aber mangels eines Aufschlusses nicht gedeutet werden. Ein kleiner Gletscher saß in der Nordwestflanke des Heidsteins und schuf den felsigen Zirkusschluß am Holzschlag. Ein weiterer Gletscher, der wohl Zufuhr von Osten über den Breitnauer Sattel erhielt, floß den Kaibengrund herunter und hat das Tal mit Schutt erfüllt. Es finden sich Gneis-, Granitporphyr- und Quarzporphyr-geschiebe. Die Depression bei P. 647 ist von einer unregelmäßig gewellten Grundmoränenmasse erfüllt, die auch aufgeschlossen ist. Einige Rundhöcker weiter unterhalb sind durch Frostverwitterung schon stark der Zerstörung anheimgefallen. Eine Endmoräne fehlt, doch

dürfte das Eis wenigstens bis zur 570 m-Linie gereicht haben, da noch in 575—580 m Grundmoräne in drei Meter Mächtigkeit am Wegrand ansteht.

Auch von der Nordseite des Belchen kamen Eisströme. Indes war der zu steile, ungegliederte Abfall (400 m Reliefenergie auf 0,5 km, 600 m auf 1 km Horizontalabstand) der Vergletscherung denkbar hinderlich. Es fehlte auch an Sammelbecken für den Firn; Kare sind nicht vorhanden. Die felsigen Schrofen, die in fast alpiner Wildheit das oberste Ende des Knappengrundes an der Belchenwand umstehen und messerscharf gegen das Flachrelief des Gipfelplateaus absetzen, zeigen keine Spur glazialer Bearbeitung; sie müssen bereits präglazial in ihrer ganzen Steilheit bestanden haben. Nur im Talschluß des Rosenbächle hat Glazialerosion eine karähnliche Form geschaffen. Westlich von P. 1207 dehnt sich als „Karboden“ ein etwa 80 m langer und 25 m breiter Wiesengrund aus. Ein 5 m hoher Moränenwall (etwa 1220 m) bildet den äußeren Abschluß, doch fehlt dem „Kar“ die eine Seitenwand; eine niedrige, abgeschliffene Schwelle bildet die Scheide zwischen Rübgarten- und Rosenbächle. Die am Fuße der Belchenwand aus dem Krinnerloch, Knappengrund usw. heraustretenden Eiszungen drangen im Kaltwassertal abwärts. Unterhalb der Vereinigung von Krinnerlochbach und Knappengrundbach gibt ein guter Aufschluß von Grundmoräne (etwa 610 m) die Bestätigung. Das Endstadium des Gletschers sehe ich in einem grasbewachsenen Rücken, der vom linken Talhang her in nordöstlicher Richtung der Talsohle zustrebt, in der Tahlsohle als Buckel (etwa 550 m) und am rechten Hang als Schwelle entwickelt ist; er trägt dort einen Hof. In unmittelbarer Nähe dieses Querwalles findet man Geschiebe.

Zusammenfassung. Im Gebiete beider Münstertäler sind die Glazialspuren sehr dürftig. Die breiten Sohlen der unteren und mittleren Talabschnitte sind Ergebnis fluvioglazialer Aufschüttung. Die auftretenden Talstufen lassen sich (im Gegensatz zum Bruggagebiet) nirgends mit der Vergletscherung in genetische Beziehung bringen; sie müssen bereits präglazial¹⁾ als Ergebnis rückschreitender Erosion sich gebildet haben. Gut entwickelte Endmoränen

¹⁾ Die Bezeichnung „präglazial“ bezieht sich stets nur auf die im Schwarzwald nachweisbare Vergletscherung, die mit der Niederterrassenzeit identisch ist. Ihr geht der weitaus größte Teil des Diluviums voraus, für den Schwarzwald eine Phase intensivster fluviatiler Erosion und damit der Zerstörung der tertiären Rumpflandschaft.

fehlen. Es entwickelten sich in abschüssigen Rinnen nur kleine Talgletscher von höchstens 2,5 km Länge und unbedeutender Erosionswirkung. Die Talenden sind zirkusartig oder flachmuldig; nur zwei Kare von scheinbar zufälliger Bedingtheit sind vorhanden. Die Eiszungen reichten im Obermünstertal bis auf 800–850 m, im Untermünstertal auf 550–620 m herab.

3. Klemmbachtal und Talgebiet der Kleinen Wiese.

Das Klemmbachtal. Zwei flache Wannentäler, das eine am Kreuzweg (1060 m), das andere am „Heubronner Hang“ (1115 m) unter der gleichmäßig abgescrängten Nordrampe des Köhlgarten, vereinigen sich zu einem breiten Hochtal, das bei der Sirnitz (P. 906) zum Becken wird. Daran schließt sich mit jäher Unterbrechung (bei P. 865) eine tiefgeschluchtete Talstrecke mit felsigen Hängen und starkem Gefälle an. Erst bei der Einmündung des Langengrundes beginnt wieder eine Sohle sich zu entwickeln. Die Grenze von Flachtal und Schluchttal bezeichnet das obere Ende der vom Gebirgsrand rückschreitenden Erosion. Glazialfunde habe ich nicht machen können; auch in dem oberen Talabschnitt habe ich nirgends Moränenstruktur der Schuttmassen und auch keine glazialen Formen beobachtet. Dagegen waren möglicherweise die zirkusförmigen Talschlüsse zweier von Süden kommender Nebentälchen, des Lampertseckgrundes und des Döbelinsgrundes, die beide am Brandeckrücken wurzeln, von Nischengletschern ausgefüllt. Beide Talschlüsse besitzen sogar Verflachungen. Über der Verebnung am mittleren Lampertseck liegt eine dicke Blocklehmaufschüttung, wobei der Granit es schwer entscheiden läßt, ob es sich um Moräne handelt oder nicht.

Das Talgebiet der Kleinen Wiese. Das Tal der „Kleinen Wiese“ (Belchenwiese) beginnt mit dem großartigsten Talschluß des ganzen Schwarzwaldes. Über 400 m tief fällt die Südwand des Belchen zu dem Riesenkessel ab, der in gleicher Weise überwältigend wirkt, ob man von unten zu der konkav sich emporsteilenden Hangflucht hinaufblickt oder von der Höhe der Kante in die Tiefe hinabschaut. Hochkelch, Belchen und Hochfelsen fassen im Halbrund die gewaltige Hohlform ein; durch vorspringende Felsen (Heideckfelsen) wird die Wandung in mehrere Kammern gegliedert. Der Talschluß ist kein Kar, sondern ein Zirkus; ganz allmählich verflacht sich von der Fuchsrütte abwärts die Hangneigung, ohne einen Boden zu bilden. Unterhalb der

Belchenhöfe beginnt nach einer schlauchartigen Einschnürung die eigentliche Talsohle. Glazialspuren sind in Form von geglätteten Felshängen und von Grundmoräne vertreten; das Ausmaß der Glazialwirkung ist aber überraschend belanglos. Die Moräne führt nur kantengerundete Geschiebe, unter der Grundmoräne steht bei den oberen Belchenhöfen ganz mürber Gneis an, den ein kräftig erodierender Gletscher leicht hätte weghobeln können, und bei der Jugendherberge sieht man, etwa 7 m tief erschlossen, kristallines Gestein, das so völlig zersetzt ist, daß es als Sand abgebaut wird. Der Talschluß der Belchenwiese ist ein präglaziales Formelement. In Neuenweg ist am Hang der Kirchterrasse Moräne an den Fels angeklebt (etwa 730 m). Südlich von Neuenweg habe ich jedoch vergeblich nach irgendwelchen Merkmalen einer möglichen Vergletscherung gesucht. Das meist enge Tal hat in allen Zügen den Charakter eines normalen Flußtales; sämtliche Aufschlüsse zeigen nur scharfkantigen Hangschutt. Nicht das geringste Anzeichen besteht, daß der Gletscher über Neuenweg talab vorgeedrungen ist; bezüglich der Blockmassen zwischen Holl und Langensee schließe ich mich DEECKE'S Ansicht an, der sie durch Vermurung erklärt.

Das Tal der Belchenwiese empfängt nur von Westen her größere Seitentäler. Einige von ihnen waren vergletschert, ohne daß die Vergletscherung imposanteres Gepräge annahm als im Haupttal; auch hat kein Gletscher das Haupttal erreicht. Das Heubronner Tal ist bis unterhalb von Vorderheubronn ein breiter Wiesengrund mit mäßig geneigten, nicht sehr hohen Hängen. Die reife Form verjüngt sich unvermittelt zu einer Felsschlucht, in der der Bach in Wasserfällen 70 m Gefälle überwindet. Diese Stufe ist durch rückschreitende Erosion vom Kleinen Wiesetal her entstanden, wobei die früher über den Sattel „Auf der Eck“ nach Osten gerichtete Entwässerung des Heubronner Tales nach Südosten abgedreht wurde. So findet auch der eigenartige Kegel des Spitzkopfes (937 m) im Winkel zwischen der alten und neuen Entwässerung seine Erklärung. Das Mittelstück des Heubronner Tales war anscheinend nicht vergletschert, ebenso fehlen im Vorder-Grundbachtal trotz des über 1100 m hohen Einzugsgebietes jegliche Glazialspuren. Nur im Oberlauf saß ein Eislappen mit der Zungenspitze bei Hinterheubronn (etwa 890 m), wo beim Neubau einiger Häuser Moräne erschlossen wurde. Der oberste Talgrund scheint dick mit Moräne ausgepolstert zu sein. An der zum Halden-

hof führenden Straße findet man Geschiebe bis in 1000 m Höhe und in der Talsohle ist in 950 m Grundmoräne mit riesigen Kulm- und Granitporphyrblöcken in erheblicher Mächtigkeit aufgedeckt.

Bei Vorderheubronn ist die Talsohle durch einen Moränenwall erhöht (etwa 800 m), auf dem die Höfe des Zinkens selbst stehen. Er wurde von einem Gletscher abgelagert, der in dem großen Kessel am Nonnenmattweiher seinen Ursprung hatte. Ein 100 m hoher Felsenkranz im Nordostabfall des Köhlgarten spannt sich um den versumpften Boden des ehemaligen Bergsees; hier soll einst nach der Volkssage ein Nonnenkloster gestanden haben. 1899 maß HALBFASS in dem durch seine schwimmenden Torfinseln bekannten See folgende Werte: größte Länge 325 m, Umfang 850 m, Oberfläche 4400 qm, größte Tiefe 7,5 m, mittlere Tiefe 3 m, Spiegelhöhe 913 m. Einem ausführlichen Bericht des Neuenweger Pfarrers I. G. W. ZIEGLER vom 28. Mai 1786 entnehme ich, daß der See um 1785 künstlich angelegt wurde zur Karpfen- und Forellenzucht. Vorher war da Wiese und Moos. Unzweifelhaft ist das Moos das Erbe eines früheren natürlichen Sees gewesen, der aber damals schon längst erloschen war. Zur Aufstauung der Wasserfläche, deren größte Länge ZIEGLER auf 91 Ruten, Umfang auf 238 Ruten und Tiefe auf 12 Schuh angibt, ließ der damalige Landvogt von Lörrach, Herr VON WALLBRUNN, in den die Depression abschließenden Moränenwall einen 30 Schuh langen, 20 Schuh breiten und 12 Schuh hohen Damm einbauen. Seit dem 1. März 1922 besteht der See nicht mehr; in der Nacht hat das hochgeschwellte Wasser den Damm durchbrochen, die Wasserwoge hat bis über Bürchau hinab im Tale Verheerungen angerichtet. Die wilden Wassermassen haben damals das Weiherbachtal völlig vermurt und ein ungeordnetes Trümmerwerk von abgeschwemmten Glazialgeschieben darin aufgeschüttet. Zugleich hat in jener Nacht die ungestüme Erosion tiefe Aufschlüsse in Form von nackten Blocklehmwänden geschaffen, an denen sich eine Mächtigkeit der Grundmoräne (mit nur trefflich gerundeten Blöcken) im oberen Weiherbachtal von mindestens 25 m ablesen läßt. Nimmt man dazu die erheblichen Schuttmassen, die die 20—25 m hohe Endmoräne um die Depression — eine der schönsten Moränen des Schwarzwaldes — aufbauen und die Moränenüberdeckung vom Hang des Dürsberges, so ist sicherlich die glaziale Erosion im Karkessel als beträchtlich zu veranschlagen. Das Eis hat aber die Nische nicht geschaffen, sondern, wie bereits früher betont wurde,

die präglaziale Quellmulde eines heute nicht mehr funktionierenden Talzuges zu einem Kar umgestaltet. Der See soll wieder aufgestaut werden, die Arbeiten sind bereits im Gange.

Ein zweites, jedoch vielfach kleineres Kar, sitzt in der Südostflanke des Köhlgarten, das Seilemoos. Verträumt und einsam ruht die kleine Wieseninsel des ebenen Karbodens (885 m) im Schoße lückenloser Fichtenwälder. Von hier zog ein Eisstrom am Hang nach Nordosten, hat die ganze Fläche „Auf dem Zimmerplatz“ mit runden Geschieben bestreut und vereinigte sich mit einem das Tannenbächletal durchfließenden Gletscher; die untere Eisgrenze dürfte in 750 m liegen. Gar keine Glazialspuren hat das am ebenen Sattel von Jungholz (990 m) seinen Ursprung nehmende Dresselbachtal aufzuweisen. Und ganz minimal war endlich die Vergletscherung auf der Südseite des Köhlgarten, trotz der beachtenswerten Höhe (1229 m) dieses plumpen, wenig modellierten Granitrückens, der mehr ein kleines Massiv als ein Einzelberg ist. Im obersten Talgrund der Köhlgartenwiese fand ich beim Straßenbau mächtige Massen von rotem Hangschutt aufgeschlossen, dessen Entstehung vielleicht glazialer Natur ist, und ebenso ist eine Vergletscherung des Sägengrundes nicht ausgeschlossen. Das Eis kann tiefstens bis zu den obersten Häusern von Fischenberg gereicht haben; denn hier nimmt das Tal ausgesprochenen V-Charakter an und wird später bei der Säge zu einem Sohllental rein fluviatilen Gepräges. Das Kühlenbronnental, im unteren Teile ein ziemlich tief eingeschnittenes, normales Erosionstal, wird in der Höhe der Ortschaft durch einen Sporn fast abgeriegelt; oberhalb dieser Abschnürung weitet es sich zu einem überaus geräumigen Kessel, dessen sanft ansteigender Wiesenboden von der dunklen Masse des Köhlgarten überragt wird. Die Weitung halte ich für eine Glazialform und einen etliche Meter hohen Wall, der sich vom linken Hang her, parallel zum „Vorderen Graben“, gegen die Talsohle bewegt, diese in etwa 890 m erreicht und einen elliptisch flachen Hügel (etwa 900 m) zwischen dem mittlerem und hinterem Graben aufbaut, für eine Endmoräne. Durch den mittleren Graben dürfte ein Hanggletscher in den Talgrund hinabgestiegen sein. Ganz oben im Kühlenbronner Hang sitzt ein Karembryo.

Zusammenfassung. Im Südabfall des Belchenmassivs und im Köhlgartengebiet sind die Glazialspuren geringfügig. Im Klemmbachtal ist überhaupt keine Vergletscherung nachweisbar. Im Tal der Kleinen Wiese und deren Seitentälern entwickelten sich kurze

Gletscher, die mehr den Charakter von Hang- als von Talgletschern trugen. Gut ausgebildete Endmoränen fehlen. Die erosive Leistung war in allen Fällen, mit Ausnahme des Nonnenmattweiherkars, nicht nennenswert.

4. Das Schönenbachtal.

Im dreieckigen Todtnauer Kessel mündet der Schönenbach in die wasserreiche Wiese. Bereits KREBS hat die irrige Ansicht BRANDT's korrigiert, daß das untere Schönenbachtal keinen Gletscher besessen habe, und hat dabei auf die geradezu flächenhafte Eisüberdeckung aufmerksam gemacht, die an der Südseite des Stübengewässers sich entfaltete. In der Tat war das Schönenbachtal in seiner ganzen Länge vergletschert und trug den längsten Eisstrom des westlichen Hochschwarzwaldes (6,5 km), der von zahlreichen Seitengletschern aus sämtlichen Nebentälern Zufuhr erhielt und im Schutze von durchwegs über 1100 m hohen Hängen und östlicher Exposition recht stattlich gewesen sein muß. Gleichwohl war er weniger kräftig als der Gletscher des oberen Wiesentales, der, nach den zahllosen Rundhöckern am Hang über der Poche zu schließen, eine beträchtliche Höhe und eine erhebliche Erosionskraft besessen haben muß. Daher erkläre ich die Stufenmündung des Schönenbachtals über dem Todtnauer Kessel durch glaziale Unterschneidung und halte das Becken selbst, das nach Süden durch rundhöckerbesetzte Felsriegel abgesperrt ist, für einen glazialen Ausraum. BRANDT gibt für seine Annahme tektonischer Entstehung keine stichhaltigen Beweise.

Der Schönenbachgletscher erwuchs aus drei Eisströmen, deren Richtung durch Langenbach, Dürrtannenbächle und Trubelsbach gezeichnet wird. Das obere W—E gestreckte Langenbachtal und das ihm parallele Trubelsbachtal sind recht breite und flachhangige Mulden mit so geringem Gefälle, daß sich dicke Torfschichten gebildet haben, die früher in beiden Tälern abgestochen wurden. Die Ausstattung mit Grundmoräne scheint im Langenbachtal, wo das Anstehende oberhalb der alten Torfhütte sichtbar wird, dürftiger zu sein, als im Trubelsbachtal. (Die in diesem auf der topographischen Karte — Blatt Todtnau — eingezeichnete „Sandgrube“ ist Moräne.) Während im Trubelsbachtal in etwa 1140 m ein flacher Querhügel auf der linken Bachseite sichtbar wird, tritt im Langenbachtal in 1120 m unmittelbar an der Umbeugung des Baches in die Südostrichtung ein 1,5 m hoher

Schuttbogen an die Notschreistraße heran, sicherlich ein Rückzugsstadium.

Nach Süden aber breitet sich eine, für den Maßstab des Schwarzwaldes geradezu großartige, glaziale Akkumulationslandschaft aus. Der ganze weite, flache Hang zwischen Langenbach und Dürrtannenbächle ist mit Grundmoräne zugedeckt. Unweit des Austritts der Straße Notschrei—Muggenbrunn aus dem Wald in das Weidland konnte ich eine Mächtigkeit der Moräne von 15 m ermitteln! Die Moränendecke setzt sich unterhalb der Vereinigung von Dürrtannenbächle und Langenbach fort und bildet eine Terrassenfläche, in die der Bach gute Aufschlüsse eingengt hat (z. B. bei der Einmündung des Trubelsbaches bei P. 1031, wo 5 m mächtige Moräne durchschnitten wird, ohne daß der feste Untergrund angeritzt ist). Talwärts schneidet sich der Bach immer tiefer in die nun auffällig ebene Terrasse ein, zuletzt bis 20 m tief. Bei der Einmündung des Holzschlagbaches bricht die Terrasse plötzlich ab (in 1000 m); sie besteht (Aufschluß) vom Sockel bis zur Kante aus Moräne. Es öffnet sich das Becken von Muggenbrunn, das seine Weitung der vereinigten Kraft von Holzschlagbachgletscher und Langenbachgletscher verdanken dürfte. Mit HUBER und GILLIÉRON sehe ich in dem mächtigen Moränenkörper zwischen Langenbach und Holzschlagbach ein Endstadium. Das Trubelsbachtal mündet mit einer 70 m hohen Stufe; in 1100 m Höhe wird der breite Talboden durch eine Felschlucht abgelöst. Diese Stufe muß m. E. präglazial sein, da sie vom Gletscher selbst abgeschliffen und mit vielen Rundhöckern verziert wurde. Man sieht selten im Schwarzwald so gute Schliefflächen. Gleichfalls für präglazial halte ich die Talstufe zwischen Muggenbrunn und Aftersteg, zumal sie mit einer beträchtlichen Einschnürung des gesamten Talprofils verbunden ist. Am unteren Ende der Schlucht ist nahe beim Elektrizitätswerk Aftersteg über dem Bach am linken Ufer Moräne mit vielen runden Geschieben in großer Mächtigkeit erschlossen (815—840 m). BURI, der sie entdeckt hat, sieht sie für eine Endmoräne an, während ich auch Grundmoräne für möglich halte, zumal keine Wallform erkennbar ist. Das Tal des bei Muggenbrunn mündenden Holzschlagbaches (Schweinebaches), war von einem 3 km langen und > 1 km breiten Eisstrom durchzogen; die Grundmoränendecke im mittleren Teile ist mindestens 2—3 m mächtig. Der ganze Neustütz liegt voll von Geschieben. Zwischen diesem Eisstrom und dem des Stübenbächletaes (Todtnau-

berger Tal) scheint keine Verbindung bestanden zu haben, da auf dem Radschertsattel keine Moräne liegt. Hingegen ist von den Rotwiesen her Eis in das Todtnauberger Hochtal hinübergeflossen (KREBS). Mit einer etwa 200 m hohen Stufe von 940 m auf 750 m bricht am Hangloch das Todtnauberger Tal über dem Schönenbachtal ab; der schönste Wasserfall des Schwarzwaldes spritzt dort in drei Stockwerken zur Stiebenmatte hinunter. Ob man aber mit KREBS und DEECKE die Stufe ganz als Werk glazialer Erosion ansprechen darf, erscheint mir nicht nur wegen der Stufenhöhe bedenklich, sondern auch deswegen fraglich, weil die Stufenmündung des Trubelsbachtals und die Talterrasse zwischen Muggenbrunn und Aftersteg keine glaziale Deutung zulassen. Verstärkung der Stufe durch Glazialerosion ist aber sicher anzunehmen.

Zusammenfassung. Der 6,5 km lange Schönenbachgletscher mündete in das Todtnauer Becken, das er, zusammen mit dem Gletscher des oberen Wiesentales, auskolkte. Rückzugsstadien sind in 1000 m und 1120—1140 m festzustellen. Alle Seitentäler waren vergletschert. Dabei ist im linksseitigen Gebiet eine scharfe Grenze zwischen Tal- und Flächenvergletscherung nicht möglich. Die Grundmoränendecke ist stets mehrere Meter, maximal bis zu 15 m mächtig.

5. Die rechtsseitigen Nebentäler des Wiesentales unterhalb von Todtnau.

Die sorgfältigen Forschungen von GILLIÉRON und HUBER haben bereits eine Fülle von Material zur Glaziologie dieser Täler gesammelt. Teilweise können die Ergebnisse der beiden Autoren unter Hinzufügung neuer Beobachtungstatsachen übernommen werden, z. T. jedoch müssen sie eine andere Deutung erfahren, die die bisherigen Vorstellungen nicht unwesentlich abändert. Über die Vergletscherung des Wiesentales selbst soll hier nicht gesprochen werden. Diese ist unterhalb von Geschwend nicht nur durch die BURI und GÖLLER geglückte Auffindung (1926) eines prächtigen Gletscherschliffs im Karbon des Schönauer Beckens (540 m) exakt bewiesen, sondern wird in so überzeugendem Maße durch Rundhöcker in der Talsohle und an den Hängen, durch Grundmoränen, durch hochgelegene Erratika und durch die dem Wiesental besonders eigentümlichen, in die Talflanken eingekerbten Trockenrinnen, die während der Eisüberdeckung der Talsohle als Ablaufkanäle des Wassers funktionierten, und andere Momente bestätigt, so daß an der einstigen Existenz eines

großen Wiesentalgletschers bis über Wembach hinaus kein Zweifel mehr bestehen darf.

Besonders interessant sind die in die Seitenhänge eingekerbten Flankentäler. Sie ziehen als schmale, aber kräftig eingeschnittene Rinnen parallel zu der mitunter tief unter ihnen liegenden Talsohle der Wiese, um sich mit ihr nur zögernd unter ganz spitzem Winkel zu vereinigen. Das schönste Beispiel, eine mit drei Seen erfüllte Umfließungsrinne beim Dorf Präg im Prägtal, hat STEINMANN beschrieben; auf ein Flankental bei Schönau hat BURI hingewiesen. Im Wiesental gibt es ausgeprägte Flankentäler nur auf der rechten Talseite; denn nur von Westen her kamen kräftige erosionsfähige Bäche, fanden das Wiesental mit Eis erfüllt und schnitten sich, gezwungen, an der Seite des Gletschers entlang abwärts zu fließen, asymmetrische Kerbtäler ein. Dazu gehört über Utzenfeld das Trockentälchen zwischen kleiner und großer Utzenfluh, gehört östlich von Aitern das ziemlich breite Trockental zwischen Heuberg und Oberrollsberg, durch das der Wiedenbach ablief, als im Utzenfelder Becken noch das Eis des Hauptgletschers lag. Ein weiteres Flankental durchzieht das Letzbergbächle zwischen Letzberghalde und Haideck nordwestlich Schönau. Dem Ablauf des Haldmattbaches dienen drei Flankentäler. Das westlichste zieht über Schönenberg durch das Tal des Lehbächle südwärts, das mittlere über Entenschwand an der Südseite des Birkenbühls. Beide waren in Funktion, als der Eisrand des Wiesengletschers noch am Haselberg (Ufermoräne in 750 m) lag. Das östlichste Tälchen, nicht ganz 1 km von der Wiese entfernt, löst sich in 600 m Höhe vom Schönauer Becken los; es birgt zwei kleine Seelein und wird z. T. vom Haselberger Bach benutzt. Südlich vom Böllenbachtal treten die Flankentäler in der Fünzfahl auf, lauter parallele, nach Südwesten gerichtete Rinnen, von denen jede einer bestimmten Lage des Zungenendes des Wiesengletschers entsprochen haben dürfte. Ein Tälchen trennt an der Mündung des Böllenbachtals den Felsbuckel P. 546 vom Talhang los. Eine zweite Furche löst sich oberhalb von Wembach in der Einsattelung von Schindeln vom Böllenbachtal los und wird abwärts vom Kohlbach durchflossen. Eine dritte Umfließungsrinne beginnt mit der Mulde von Hof, wird weiterhin vom Hofbach durchzogen und geht schließlich in die zweite Talung über. Eine vierte Furche, im ganzen Laufe Trockental, beginnt in der Einsattelung zwischen Kaibbühl und Muthiger Bühl, zieht über P. 605 und trifft das Haupttal bei

der Kasteler Mühle. Ein fünftes Flankental endlich nimmt seinen Ursprung bei Ittenschwand, nimmt den Hepschinger Bach auf und erzeugt den isolierten Felsriegel Burstel (590 m).

Die zahlreichen Flankentäler können nur so gedeutet werden, daß im Haupttale noch ein Eisstrom lag, während mindestens die unteren Abschnitte der einmündenden Nebentäler eisfrei waren. Nun liegen am Ausgang aller dieser Seitentäler unzweifelhaft glaziale Bildungen von bedeutender Mächtigkeit; teilweise sind sie schon von FROMHERZ und GILLIÉRON aufgeführt worden. HUBER hat sie sämtlich beschrieben und sie, unter Einordnung in das STEINMANN'sche Phasenschema, als Endmoränen der Seitengletscher erklärt, die den Moränen des Hauptgletschers bei Schlechtenu entsprechen sollen. Es handelt sich nach HUBER um den Maximalstand der letzten Vergletscherung. Schon theoretisch erscheint es sonderbar, daß die Zunge des großen Hauptgletschers nur bis zu einer Meereshöhe von 620 m herabgestiegen sein sollte, während die Seitentäler z. T. tiefere Eisgrenzen erreichten. Noch unglaublicher ist die Annahme, daß alle diese Seitentäler mit ihrer ganz verschiedenen Länge, ihren ganz verschiedenen Formen und der sehr ungleichen Höhe des Einzugsgebietes (beim Haldmattbachtal noch nicht 1000 m, beim Böllenbachtal bis 1400 m!) sämtlich Eisströme entsendet hätten, die gerade bis an die Mündung zum Haupttal marschierten und ausgerechnet hier Halt gemacht haben sollen. Dennoch ist HUBER's Hypothese bisher widerspruchlos anerkannt worden (BRANDT, KLUTE); sie ist aber unhaltbar. Die glazialen Aufschüttungen an den Ausgängen der Seitentäler sind Ablagerungen des großen Wiesentalgletschers. Dieser hat an den Mündungen der Nebentäler trichterförmige Weitungen geschaffen, die Mündungen stufenförmig untergraben und darüber seinen Schutt an der Sohle und am Hange der Nebentäler als Seitenmoränen abgesetzt. Lappen des Hauptgletschers schoben sich also, entgegengesetzt dem Gefälle, in die Mündungen der Seitentäler soweit hinein, als die Eishöhe es gestattete. Durch die Bäche der Seitentäler aber wurden die Moränen zum größten Teil ausgewaschen, durchspült und dabei auch umgelagert und geschichtet, daß sie mehr fluvioglaziale als glaziale Struktur besitzen. Kurze Beschreibung der wichtigsten Vorkommen liefert den Beweis.

a) Die Moräne von Bischmatt. Die breite Sohle des Schleifenbachtals hängt um 60 m über dem Schönauer Becken. Bei Bischmatt erweisen Rundhöcker glaziale Bearbeitung. Ober-

halb des Weilers erhebt sich auf dem alten Talboden ein etwa 10 m hoher Querwall, in dessen Struktur 4 Kiesgruben Aufschluß gewähren. Das Material ist zum größten Teil geschichtet, vielfach kreuzgeschichtet; in den unteren Partien überwiegen Sande, in den oberen Schotter, ohne daß dünne Schotterlagen in den Sanden fehlen und umgekehrt. In den höheren Abteilungen liegt auch ausgewaschene Moräne mit großen Blöcken. Im oberen Teile des Grabenbachtals und im Thunauer Kessel ist keine Spur glazialer Betätigung ersichtlich, die Lockerbildungen sind ausschließlich scharfkantiger Gehängeschutt.

b) Die Moräne am Ausgang des Wiedenbachtals. Die ebene Sohle des Wiesentales springt von Utzenfeld trichterartig in die Mündung des Wiedenbachtals hinein. An der Spitze des so gebildeten Dreiecks tritt der Wiedenbach aus einer, etwa 40 m tief in den gewachsenen Fels eingerissenen Schlucht heraus. Auf der linken Talseite ist ein Rest des alten Talbodens als Terrasse erhalten, und mit mindestens 25 m mächtiger Moräne bedeckt (640—665 m), die einen etwa 120 m langen, gegen das Wiedenbachtal vorgewölbten Bogen bildet. Das Material besteht aus tadellos gerundeten Geschieben, Schichtung ist kaum angedeutet, Sortierung nach der Größe noch weniger; andererseits sind die feineren Bestandteile so ausgeschwemmt, daß man fast von einer reinen Schotterpackung sprechen darf.

c) Die Moräne von Aitern. Auch hier ist der Talausgang trichterförmig geweitet und mit Rundhöckern besetzt, doch ohne Stufenbildung. An der Trichterspitze in 600 m beschreibt schon FROMHERZ einen „abgerundeten Hügel, der sich quer ins Thal hinein zieht“. Er ist leicht gegen das Aiterntal vorgebogen und durch eine große Kiesgrube an der Landstraße erschlossen. Der geschliffene, bucklige Felsuntergrund ist sichtbar. Die Ablagerung hat größte Ähnlichkeit mit der von Bischmatt. Unten überwiegen gestauchte Sande und zementierte kleine, meist faustgroße Schotter, höher Moräne. Dabei scheint Moräne talauf zu in Schotter überzugehen. Kiese und Sande sind in wechselnder Fallrichtung deutlich geschichtet. Darüber besteht am Hang des Oberrollsberges in etwa 670 m eine ebene Terrassenfläche aus geschichteten Sanden und Kiesen, die einem höheren Eisstand entsprechen dürften.

d) Die Moräne von Schönenberg. Ob das Tal des Haldmattbaches überhaupt jemals auch nur in seinem obersten Teile einen Gletscher beherbergt hat, erscheint mir höchst zweifelhaft.

Eine eigentümliche Ablagerung, die mir Herr GÖLLER am Fuße des Letzberges nördlich Schönenberg in etwa 720 m zeigte, grobsandige Lagen und kantengerundete Gesteinsbrocken in undeutlicher Schichtung, auch spitzeckige Steine und wenige runde Geschiebe (meist Gneis, daneben Kulm, Granit, Porphy) halte ich für eine periglaziale Bildung. Echte Moräne, vom Wiesentalgletscher angeklebt, liegt im Bereiche der Stufenmündung des Haldmatttales über dem Schönauer Becken (etwa 680 m) und bei Entenschwand. FROMHERZ berichtet von gewaltigen Mengen „loser Geschiebe“, die bei einem Murgang im Januar 1801 von Schönenberg gegen Schönau herabgewälzt wurden und das Städtchen „mit Schutt und Schlamm überschüttet haben“; es dürfte sich dabei um abgeschwemmte Moräne gehandelt haben.

e) Die Moräne bei Wembach. Das Böllenbachtal ist von der Rimshalde an ein enges, steiles V-Tal, es hat den Formenschatz eines normalen, jungen fluviatilen Tales; nichts weist auf glaziale Formung hin. Dagegen lagert im Talausgang bei Wembach Moräne. Sie ist am rechten Talhang an dem Böschungsanschnitt der 1928/29 neu angelegten Straße Wembach—Hof ausgezeichnet aufgeschlossen auf eine längere Strecke hin. Die Moräne, die als 1—2 m mächtige Packung auf Porphy angelagert ist, hat normale Struktur eines glazialen Blocklehms mit gut gerundeten Geschieben, darunter auch Kulm; ausgewaschen ist sie nicht, da das Wasser des Böllenbaches teils seitlich, teils unten an der Gletschersohle abgeflossen sein dürfte. Die Mächtigkeit der Moräne nimmt talabwärts zu. Einzelne Geschiebe liegen noch bei P. 624 nördlich Hof.

Nachdem die Moränen der Talausgänge als Werk des Wiesengletschers erkannt wurden, muß die Eigenvergletscherung der Täler zum Schlusse betrachtet werden. Am geringfügigsten war sie im Böllenbachtal trotz der Höhe des Einzugsgebietes, das die Südostseite des Belchen mit umfaßte. Von den im Becken von Oberböllen sich vereinigenden Quelltälern war wenigstens das westlichste, das unmittelbar vom Belchenwald herunterkommt und mit einer Stufe, über der die Kirche von Oberböllen steht, in den Kessel eintritt, vergletschert. In dem östlichen, vom Böllenbächle durchzogenen Quelltal konnte ich Moräne nicht nachweisen. Der unterste Moränenaufschluß befindet sich, als Form nicht hervortretend, bei P. 674. Bis Niederböllen ist der Gletscher nicht gekommen; seine Länge betrug nur 2,5 km. Von Niederböllen ab ist das Tal ebenso wie das mittlere Aitern- und Wiedenbachtal

schmalsohlig und tief und hat gleichmäßig steil geneigte und terrassenlose Hänge.

Im Aiterntale ist die wichtigste morphographische Grenze eine Stufe, in der der Bach rasch von 980 m auf 920 m fällt. Gletschererosion kann diese Gefällssteile nicht geschaffen haben. Sie ist ein Werk präglazialer fluviatiler Erosion und trennt das Hochtalgebiet von Mulden mit reifen, weichen, flachen Formen von einer Talstrecke von jugendlichem Charakter. Am Ausgang der Schlucht, in der der Bach die Stufe durchsägt hat, liegt abgeschwemmte Moräne.

In der Landschaft um Mulden lassen sich die meisten der im Schwarzwald auftretenden Glazialformen an guten Beispielen studieren. Genährt vom Firnenkranz der Belchenvorstufe (1240 m bis 1270 m) kamen drei Eisströme hier zusammen. Die Täler des Hinterstgrundbaches und des Dietschelbaches sind nicht sehr tiefe, aber regelmäßig gebaute Tröge mit besonders breiter Wiesensohle im obersten Abschnitt. Keine U-Formen hat nur das ganz flache und offenbar völlig mit Gletscherschutt aufgefüllte Tal des Rübgartenbächle. Überhaupt ist im ganzen Gebiet die Grundmoräne in außergewöhnlicher Mächtigkeit vorhanden. Eine Moränenterrasse begleitet links seitlich den Dietschelbach in 1060 bis 1070 m, am rechtsseitigen Hang ist Grundmoräne an der zur Krinne führenden Straße in großen Aufschlüssen freigelegt. Oberhalb von Obermulden hat der Bach in der Talverengung der Scheuermatt sich auf eine Strecke von 100 m etwa 15 m tief in Moräne eingeschnitten. Im Taltorso der Krinne (1119 m) findet sich keine Moräne, es sei denn, daß sie unter postglazialem Hangschutt verborgen ist. Gut ausgeprägt sind auch die glazialen Abtragungsformen. Dietschelbachtal und Rübengartenbächletal münden mit Konfluenzstufen in den breiten Talboden von Untermulden (1010–1020 m). Beim Dietschelbachtal liegt die Oberkante der Stufenmündung in 1052 m, das Gestein ist abgeschliffen; der Bach bildet einen 5 m hohen Wasserfall. Beim Rübgartenbächle ist die Stufe höher; etwa 50 m beträgt der Vertikalabstand zwischen der Oberkante am Treibsch Haus und dem Untermultener Becken. Der Bach, der sich heute in die Stufe eingeschnitten hat, floß ursprünglich in geradliniger Fortsetzung seines Oberlaufes über einen geräumigen, mit flachen Rundhöckern besetzten Sattel, um sich oberhalb des Wirtshauses mit dem Dietschelbach zu vereinigen. Im obersten Dietschelbachtal wölbt sich aus dem versumpften

Wiesengrund ein prachtvoller Gneisrundhöcker mit typisch asymmetrischem Profil etwa 20 m empor; sein mit Heidekraut und Ebereschengestrüpp bestandener Scheitel hat etwa 1040 m Höhe. Die Talschlüsse sind alle flach. An Endmoränen finden sich im Hinterstgrundbachtal in 1070–1075 m ein 6–7 m hoher Querwall (Geschiebe meist klein) und im Talboden von Untermulden am rechten Hang zwei, in 150 m Abstand parallel zueinander verlaufende, etwa 10–15 m hohe Moränenbögen (1020 und 1030 m); auf dem oberen Wall steht eine Villa, auf dem anderen ein Stall.

Die einstige Vergletscherung des Multener Gebietes ist als gesicherte Tatsache zu betrachten. Daneben gibt es Indizien, die darauf hindeuten, daß der Aiterngletscher einmal, wenn auch nur für kurze Zeit, das ganze Tal durchzogen und sich mit dem Wiesengletscher vereinigt hat. Dieser 6,5 km lange Eisstrom müßte dem noch nicht genau festgestellten Maximalstand des Wiesentalgletschers entsprechen, der etwa bei Kastel gelegen haben dürfte. Es findet sich nämlich bei Holzins Haus an der Straßenkehre in 760 m, d. h. 70 m über der Talsohle, und noch höher bis ca. 800 m typische Grundmoräne; weiterhin ist am Hang des Ochsenberges längs des Belchenweges Moräne aufgeschlossen (bei 750 m), die in die Ufermoräne des Wiesengletschers am Farnbühl über Schönenbuchen übergeht.

Im Wiedenbachtalgebiete haben sich mehrere, voneinander unabhängige Gletscher entwickelt; so erklärt sich die scheinbar verworrene Verteilung der Moränenvorkommen. Vom Knöpflesbrunnen (1126 m) ist ein kleiner Gletscher durch das Utzenbachtal abwärts gedrungen und hat auf dem ganzen Wege seine Geschiebe ausgestreut; diese mischen sich schließlich unten mit der bereits besprochenen Seitenmoräne des Wiesentalgletschers. Im Zirkusschluß des ebenfalls am Knöpflesbrunnen wurzelnden Gschwender Baches hat, nach geschliffenen Felsen in 850 m zu urteilen, ein Nischengletscher gesessen.

Das Haupttal erreicht hat der von Westen her kommende Rollsbachtalgletscher; er ist im Wiedener Tale wohl $\frac{1}{2}$ km abwärts vorgedrungen und hat die Mündung des Gschwender Baches mit Moräne verbaut. Im Rollsbachtale ist der untere unbesiedelte Abschnitt eng und gewunden; der zusammengepreßte Gletscher hat viele Felsbuckel abgehobelt. Bei den Häusern von Unterrollsbach beginnt ein breiter, geradliniger Trog mit geschlossener Moränendecke. Der Talschluß ist ein Zirkus. Eine Anhäufung größerer Blöcke bei Unterrollsbach in 910 m ist vielleicht letzter Rest einer früheren Endmoräne.

In der cañonartigen Engstrecke des Haupttales zwischen der Königshütte und der Wiedener Säge fehlen Glazialspuren vollkommen. Erst bei der Fabrik unterhalb der Säge weitet sich das Tal bei plötzlichem Übergang zur typischen U-Form und beginnt, Geschiebe zu führen. Hier, in 760 m Höhe, 4 km vom Talausgang entfernt, setze ich das Endstadium des eigentlichen Wiedener Gletschers an. Er setzte sich aus zwei Eisströmen zusammen. Der Hauptast nahm seinen Ursprung unter dem Wiedener Eck in dem großen, aus mehreren Nischen bestehenden Zirkus von Oberwieden, der bei den Lailehäusern in einen breiten Trog übergeht. Ein Moränenrest liegt in etwa 875 m zwischen der Fahrstraße und der Hofgruppe Brühl und große runde Gneisblöcke kann man bei den Neßlerhäusern finden; ob die Terrasse der Lailehäuser auch aus Moräne besteht, ließ sich nicht feststellen. In den Wiedenbachtrog mündet bei den Lailehäusern gleichsohlig der Warbacher Trog, der gleichfalls einem Gletscher als Bett diente. Sein Firnbecken ist ein hübsches kleines Kar unter der Rollspitz (1238 m), das Fuchsgräble, mit ebenem Boden (1020 m) und 2—3 m hohem Moränenwall. Die scharfe, 50 m hohe Stufe zwischen Karboden und Warbacher Trog kann nicht als glazial erklärt werden. Auch im Hützbachtale ist eine Stufe vorhanden; auf einem alten Talbodenrest steht auf der linken Seite des jugendlichen Einschnitts ein Hof von Hützbach, rechtsseitig der Friedhof von Oberwieden. Glazialspuren habe ich nicht gefunden. Ebenso wenig war der enge Spitzdobel, dessen Bach teilweise schluchtartig eingengt ist, von einem Gletscher durchzogen. Die Geschiebe in seinem untersten ausgeweiteten Abschnitt — so ist am Talausgang kurz oberhalb der Brücke Moräne in 2,5 m Mächtigkeit aufgeschlossen — sind zweifellos vom Wiedenbachgletscher talaufwärts hineintransportiert worden.

Andererseits ist das am oberen Ende des Spitzdobels unter plötzlicher Umbeugung der Bachrichtung sich öffnende Hochtal von Ungendwieden ein echtes Glazialtal mit typischer U-Form. (Der Spitzdobel war also eine eisfreie Furche, oben und unten von Eis abriegelt.) Auf der Wiesensole liegen Glazialgeschiebe bei den Ungendwieder Höfen und große Irrblöcke schauen aus dem Grün der Hänge hervor. Oberhalb von Ungendwieden bildet der rechte Flügel einer Endmoräne einen etwa 6 m hohen und 55 m langen Wall (etwa 955 m); in dem breiten Scheitel stecken große Erratika. Auf dem linken Flügel steht das Kellerhaus (963 m). Diese Moräne

wurde vom Gletscher des Rüttener Grundes abgesetzt. Der Talschluß des benachbarten Hüttbacher Grundes, ein weiter Kessel mit unruhig gewelltem Boden, wird bei P. 1079 von zwei, wohl 10 m hohen Endmoränenbögen abgeriegelt. Im Neßlergrund treten keinerlei bemerkenswerte Glazialbildungen auf.

Zusammenfassung. Die mächtigen glazialen Aufschüttungen an den Ausgängen von Wiedenbach-, Aiternbach-, Haldmattbach-, Böllenbach- und Schleifenbachtal sind entgegengesetzt der bisherigen Deutung nicht als Endmoränen der Nebentalgletscher, sondern als ausgewaschene Seitenmoränen des Wiesentalgletschers aufzufassen. Dem durch diese Moränen gekennzeichneten Stand des Wiesentalgletschers entspricht in den Seitentälern um Wieden, Ungendwieden, Rollsbach, Multen und Oberböllen eine wenig bedeutende Talvergletscherung, die einerseits durch das Fehlen von Karen (nur das eine Kar am Fuchsgräble), andererseits aber durch hübsche Tröge, mehrere ansehnliche Endmoränen und im Multener und Ungendwieder Gebiet durch besonders mächtige Grundmoräne gekennzeichnet ist. Die korrespondierenden Gletscherenden liegen bei Ungendwieden in rund 960 m, bei Wieden in rund 760 m, bei Oberböllen in rund 670 m. Der Aiterner Gletscher hat anscheinend den Wiesentalgletscher zur Zeit des Maximalstandes der Vereisung erreicht.

VI. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Kleinheit des untersuchten Gebietes — rund 250 qkm; — erlaubt keine weitgehenden Schlußfolgerungen allgemeiner oder regionaler Art. Die folgende Zusammenstellung will nur zeigen, inwieweit für den westlichen Hochschwarzwald übereinstimmende morphologische Züge sich bei der Bearbeitung ergeben haben.

I. Die erosiv zerstückelten Rumpfflächenreste im westlichen Hochschwarzwald lassen sich in vier Niveaus einordnen:

Niveau D: 1400 m

Niveau C: 1240—1280 m

Niveau B: 1170—1190 m

Niveau A: 1110—1130 m

Ein fünftes, tieferes Niveau ist wahrscheinlich vorhanden, aber nicht sicher nachweisbar. Das Alter aller Flächen ist jungtertiär. Sie sind niveaubeständig und daher keine Piedmontflächen im Sinne WALTHER PENCK'S.

II. Alle Teile des Flachreliefs der Rumpfflächen waren von Firn und Eis bedeckt. Insbesondere zwischen Schauinsland, Trubels-

mattkopf und Stübenwasen entwickelte sich eine geschlossene Plateauvereisung. Die Erosionswirkung der Flächenvergletscherung war unbedeutend, wie die weitgehende Erhaltung einer tiefgründigen, präglazialen Verwitterungsrinde beweist.

III. Die diluviale präglaziale Talentwicklung ist durch intensive Vertikalerosion gekennzeichnet. Die Vergletscherung setzte ein, als die meisten Bäche in kräftig rückschreitender Erosion begriffen waren. Terrassen als Reste früherer Talböden weisen auf: das Bruggatal, die Münstertäler, das Wiesental; diese Täler existieren in ihrer heutigen Anordnung mindestens seit dem Pliozän. Nahezu terrassenlos sind Kappelertal und besonders die westlichen Seitentäler der Wiese. Etliche West—Ost-Täler sind nur als Torsi erhalten und durch jüngere Täler zerstört.

IV. Der in vielen Tälern auftretende Gegensatz geräumiger Hochtalstrecken mit flachen, reifen Formen und junger, steilwandiger Hochtalstrecken ist in den meisten Fällen nicht glazial, sondern fluviatil begründet. Die trennenden Stufen sind dann das Werk präglazialer, d. h. fluviatiler rückschreitender Erosion und vom Eise nur überformt.

V. Der in fast allen Tälern auftretende Stufenbau im Längs- und Querprofil ist nicht einheitlich zu deuten. Es gibt genetisch zwei Arten von Stufen:

- a) durch rückschreitende fluviatile Erosion in der Präglazialzeit, z. B. die Stufen in den Münstertälern und im Schönenbachtal.
- b) durch glaziale Konfluenz oder Unterschneidung, z. B. im Brugggebiete und bei Mulden und im Wiesental. In jedem Falle entstanden Schluchten und Wasserfälle.

VI. Sämtliche Moränen weisen einen gleichmäßig geringen Verwitterungsgrad auf, sie sind alle frisch. Es läßt sich (was übrigens für den gesamten Hochschwarzwald gilt) nur eine einzige Eiszeit feststellen, und zwar die jüngste, da unmittelbar an die äußersten Moränen die Niederterrassenschotter angrenzen.

VII. Die fluvioglaziale Aufschotterung der unteren Talabschnitte ist bedeutend; die völlige Rundung und der weite Transport auch sehr (cbm) großer Schotter weist auf sehr starke Schmelzwässer hin, die es wohl auch nicht zur Ausbildung großer Endmoränen kommen ließen.

VIII. Endmoränen fehlen oder sind niedrig; doch ist die untere Gletschergrenze durch verschiedene Indizien (insbesondere Grundmoräne, geschliffene Felsen usw.) mit einiger Genauigkeit festzustellen.

IX. Die Erosionsleistung der Talgletscher, erkenntlich an Stufen, Rundhöckern, geschliffenen Hängen und ausgekolkten Becken, war nicht sehr bedeutend, von einigen Ausnahmefällen abgesehen. Insbesondere auf die Ausgestaltung des Talquerschnitts war der Einfluß der Vergletscherung gering, typische Trogformen sind sehr selten. Die stärksten Erosionswirkungen kamen zustande beim Zusammenfluß zweier Eisströme oder bei einer Verengung des Talquerschnitts.

X. Die verbreitetste Glazialbildung ist die Grundmoräne; bei Mulden, bei Ungendwieden und im Schönbachtalgebiet ist sie in bisher ungeahnter Mächtigkeit vorhanden.

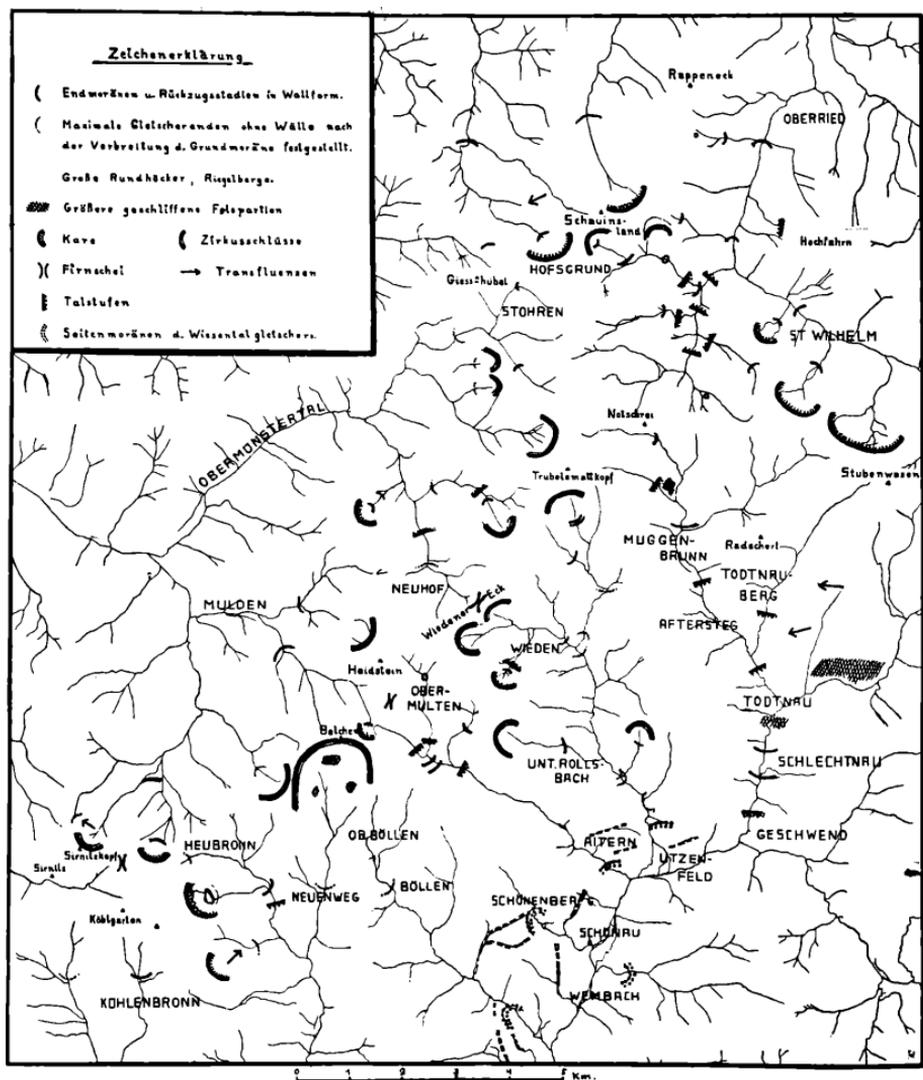
XI. Die Rekonstruktion unserer Landschaft im Maximalstand der Vergletscherung ergibt etwa 50 Firmulden und eine große Zahl kleiner Tal-, Hang- und Nischengletscher, die sich teils vereinigten, teils selbständig blieben. An wenigen Stellen fanden Transfluenzen statt. Der längste selbständige Gletscher war der Bruggagletscher mit 6 km Länge. Die nach Osten gehenden Gletscher im Aitern- und Schönenbachtal waren zwar etwas länger (6,5 km), aber Seitenäste des großen Wiesentalgletschers.

XII. Die Höhenlage der maximalen Gletscherenden schwankte zwischen 500 und 800 m, ohne daß sich dabei klare Beziehungen zur absoluten Höhe des Einzugsgebietes und zur Himmelsrichtung erkennen ließen. Je stärker das Gefälle, um so kürzer der Gletscher. Eine Berechnung der eiszeitlichen Schneegrenze für unser Gebiet ist in Anbetracht des individuell sehr verschiedenen Verhaltens der einzelnen Gletscher zwecklos.

XIII. Es ist unmöglich, die Stillstandslagen der Talgletscher unseres Gebietes in das STEINMANN'sche Phasenschema einzuordnen. Im allgemeinen läßt sich außer dem Maximalstand nur ein Gletscherhalt feststellen; seine Höhenlage beträgt in den meisten Tälern rund 1000 m.

XIV. Die große Mehrzahl der glazialen Talschlüsse hat Zirkusform; sie sind umgewandelte, alte Quellmulden. Es sind außerdem 8 Kare vorhanden; auch in ihnen ist meist das Ausmaß der glazialen Erosion nicht sehr bedeutend gewesen. Die Kare sind, glaziologisch gesprochen, Zufallsformen. Sie sind weder an eine bestimmte Meereshöhe noch eine bestimmte Exposition gebunden. Die Frage ihrer tektonischen Bedingtheit steht hier außer Debatte.

XV. Die postglazialen Veränderungen bestehen nur in der Abschwemmung von Moräne und in der Bildung von Schutthalden. Stärkere fluviale Erosion im festen Fels konnte ich nirgends feststellen.



Glazialkarte des westlichen Hochschwarzwaldes
 von H. SCHREPFER.

Die Verbreitung der Grundmoräne wurde nicht eingezeichnet, um eine Überlastung des Kärtchens zu vermeiden. Aus demselben Grunde fehlen Talnamen und Höhenzahlen sowie die sehr zahlreichen Rundhöcker und eingeschliffenen Felspartien im Wiesentale unterhalb von Todtnau. Versehentlich wurden die Endmoräne am Nonnenmattweiher und die Talstufe bei Oberbölllen, die Stufen im Tal von Hörhalde und das mutmaßliche Gletscherende im Butzberger Loch nicht eingetragen.

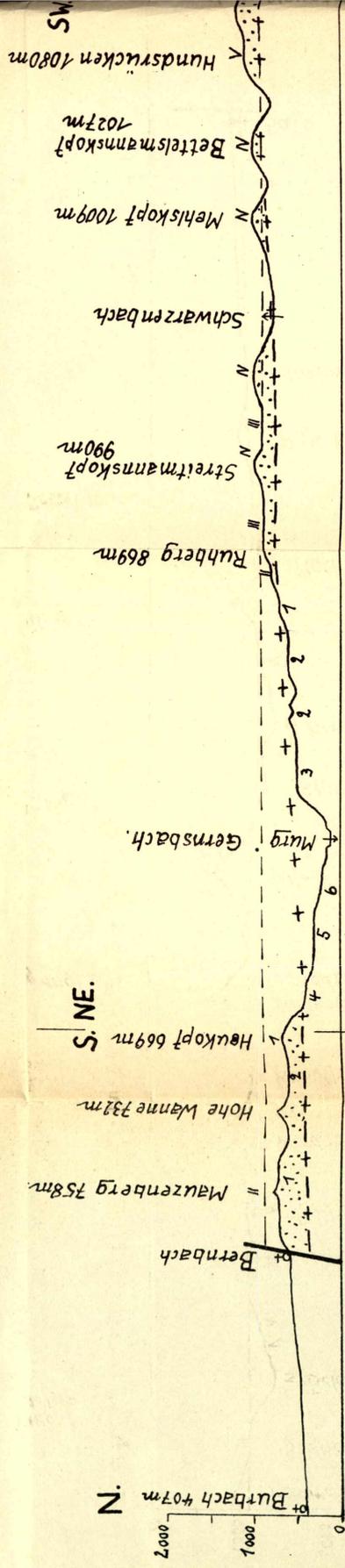
Benutzte Literatur.

- BRANDT, B., Studien zur Talgeschichte der Großen Wiese im Schwarzwald. Abhandl. z. bad. Landeskunde. Karlsruhe 1914.
- BUBNOFF, S. VON, Zur Frage der Piedmonttreppe im südlichen Schwarzwald. Zeitschr. f. Geomorphologie **3**. Berlin 1927.
- BURI, TH., Glazialstudien im Feldberggebiet (Schwarzwald). Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. **80**, Nr. 2. Berlin 1928.
- DEECKE, W., Geologie von Baden **2**. Berlin 1917.
- , Morphologie von Baden. Berlin 1918.
- , Kare und Karsen im Schwarzwald. Monatsblätter des Bad. Schwarzwaldver. **20**. Freiburg 1917.
- , Die Wasserfälle des Schwarzwaldes. Monatsblätter des Bad. Schwarzwaldver. **22**. Freiburg 1919.
- FROMHERZ, C., Geognostische Beobachtungen über die Diluvialgebilde des Schwarzwaldes usw. Freiburg 1842.
- GILLIÉRON, M. V., Les anciens glaciers de la vallée de la Wiese dans la Forêt-Noire. Arch. d. scienc. phys. et nat. de Genève **55**. 1876.
- HAUER, A., Der Nonnenmattweiher, ein verschwundener Schwarzwaldsee. Mein Heimatland. Karlsruhe 1930.
- HOLST, H., Drehwaagenmessungen im Schauinsland bei Freiburg im Breisgau und ihre geologische Auswertung. Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanst. **10**. Freiburg 1928.
- HUBER, A., Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald. Neues Jahrb. f. Mineral. usw. Beil.-Bd. **21**. Stuttgart 1905.
- KIEFER, H., Das Tertiär der Breisgauer Vorberge zwischen Freiburg i. Br. und Badenweiler. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **28**. Freiburg 1928.
- KIRCHNER, G., Die Oberflächengestalt des Hochschwarzwaldes. (Einschließlich der Einwirkungen der Eiszeit.) Ungedruckte Staatsexamensarbeit. Jena 1929.
- KLUTE, F., Die Schneereste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vergletscherung. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **19**. Freiburg 1912.
- KREBS, N., Todtnauberg. Eine kulturgeographische Skizze. Robert Sieger-Festschrift. Wien 1924.
- LEVY, F., Das System des Feldberggletschers im hohen Schwarzwald. Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. in München **7**. München 1912.
- NEUMANN, L., Orometrie des Schwarzwaldes. Geogr. Abhandl. **1**. Wien 1886.

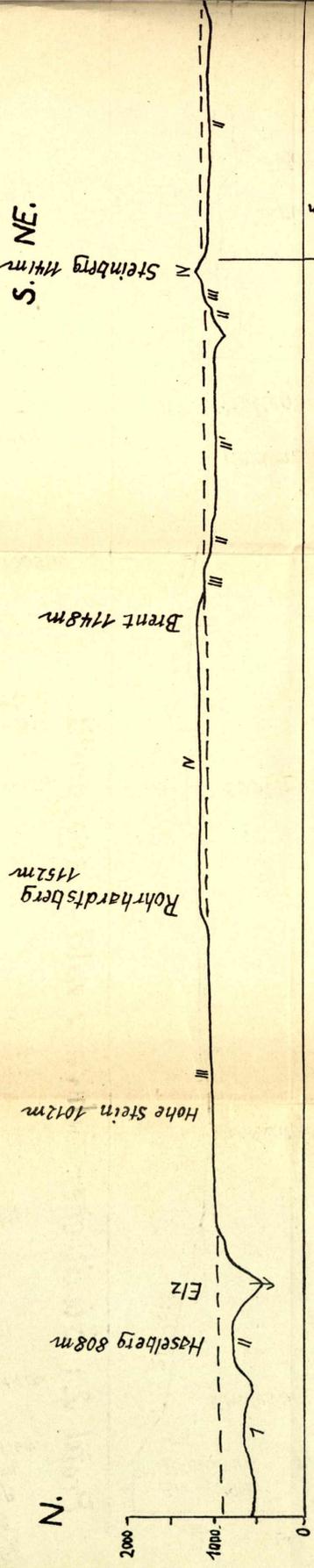
- PENCK, W., Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1925.
- SCHMIDT, K. G., Über die Vererzungserscheinungen im Schauinsland (Schwarzwald). Neues Jahrb. f. Mineral. usw. Beil.-Bd. 55. Stuttgart 1926.
- SCHNEIDERHÖHN, H., Die Erzlagerstätten am Schauinsland im südwestlichen Schwarzwald. Metall und Erz. Halle 1929.
- Schönau i. W. und der Belchen. Hrsg. vom Kur- und Verkehrsverein. Schönau 1910.
- SEDERHOLM, J. J., Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bullet. de la Commiss. Géol. de Finlande 37. Helsingfors 1913.
- SCHREFFER, H., Oberflächengestaltung und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. Geogr. Anzeiger 27. Gotha 1926.
- , Landeskunde von Baden. Leipzig 1928.
- STEINMANN, G. Ergebnisse der neueren Forschungen im Pleistocän des Rheintals. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. 44. Berlin 1892.
- , Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwalde. Freib. Univ.-Festprogramm. Freiburg u. Leipzig 1896.
- , Über die Bedeutung der tiefgelegenen Glacialspuren im mittleren Europa. Ber. 29. Versamml. d. Oberrh. Geol. Ver. Lindenfels 1896.
- u. GRAEFF, F., Erläuterungen zu Bl. Hartheim-Ehrenstetten der Geol. Spezialkarte des Großherzogs. Baden. 1897.
- u. REGELMANN, C., Erläuterungen zu Bl. Müllheim d. Geol. Spezialkarte usw. 1903.
- , Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberland. Mitteil. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst. 2. 1893.
- , Die Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. Berlin 1898.
- STICKEL, R., Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges usw. Beitr. z. Landesk. d. Rheinlande 5. Leipzig 1927.

Karten.

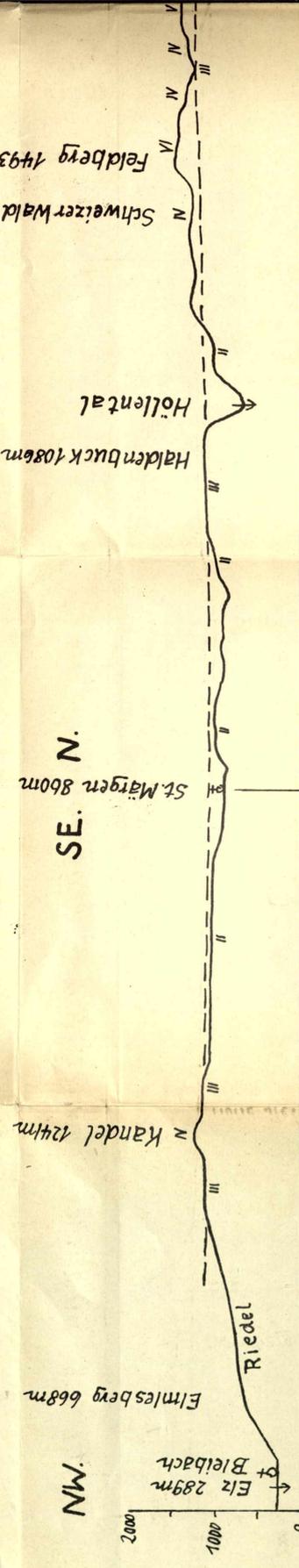
- Grundbuchkarte 1:2000 der Stadt Freiburg. (Enthält ausgezeichnete Blätter für den Schauinsland.)
- Photographische Verkleinerung der Grundbuchkarte auf 1:5000.
- Bad. Meßtischblätter 1:25000 Nr. 117 (Freiburg), 128 (Staufen), 129 (Todtnau), 130 (Altglashütten—Feldberg), 140 (Wies), 141 (Schönau).
- Karte d. Bad. Schwarzwaldvereins 1:50000 Bl. Feldberg, Wiesental, St. Blasien-Waldshut.



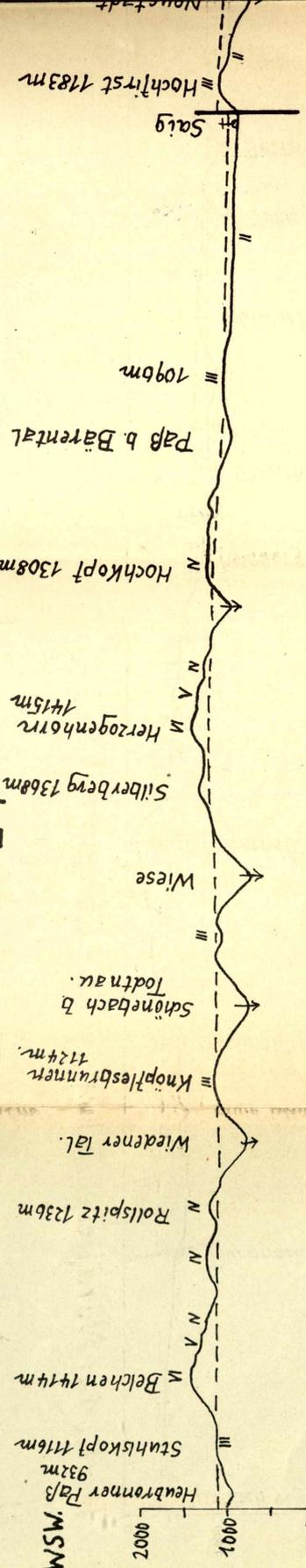
Profil 1a: Nördlicher Schwarzwald - Längsprofil.



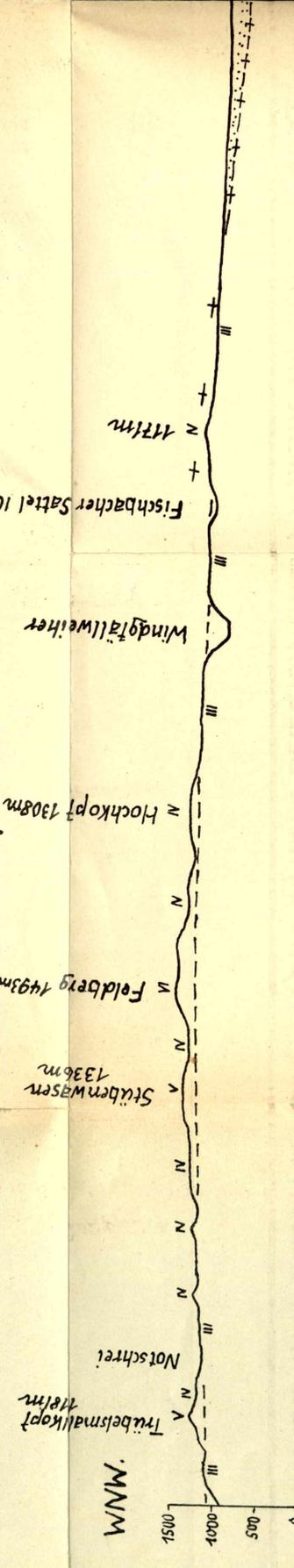
Profil 1b: Südlicher Schwarzwald - Längsprofil.



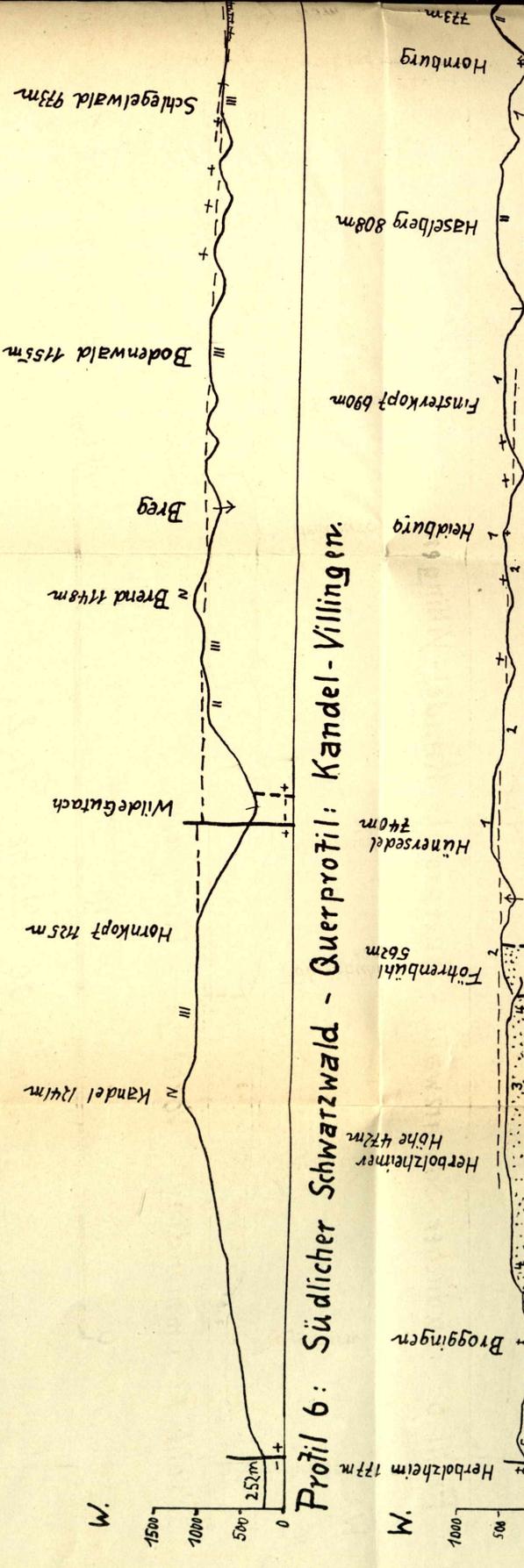
Profil 2: Südlicher Schwarzwald - Längsprofil.



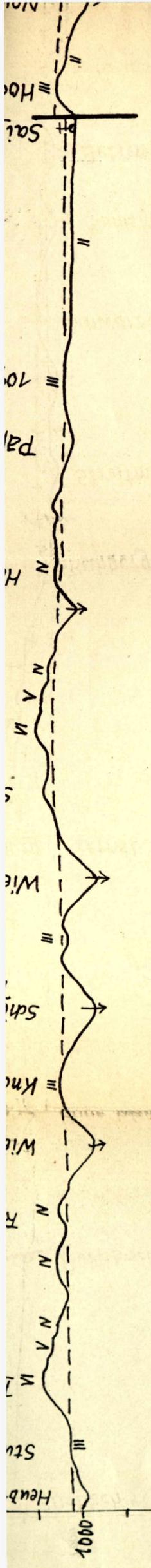
Profil 3: Südlicher Schwarzwald - Querprofil.



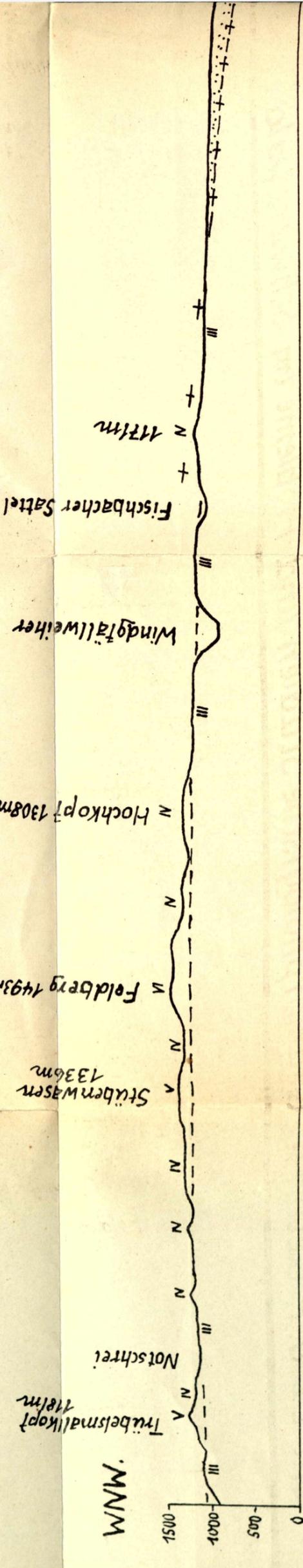
Profil 4a: Südlicher Schwarzwald - Baar.



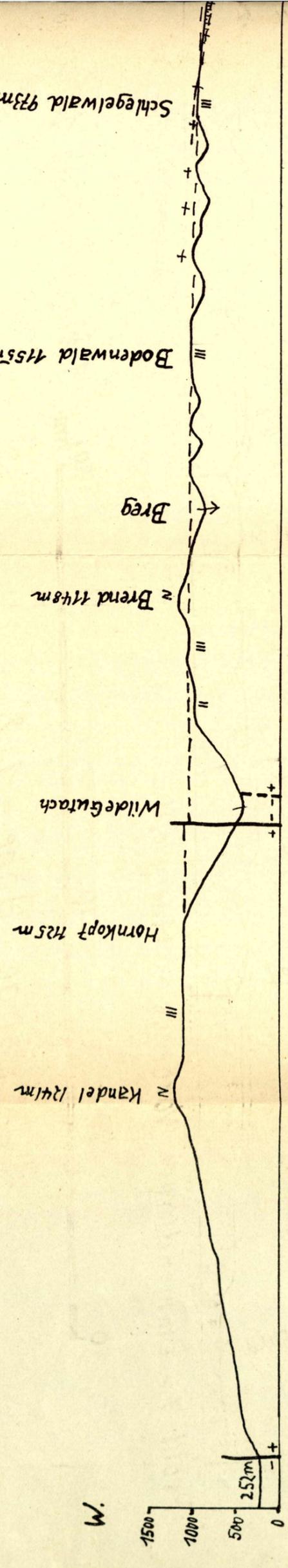
Profil 6: Südlicher Schwarzwald - Querprofil: Kandel - Villingen.



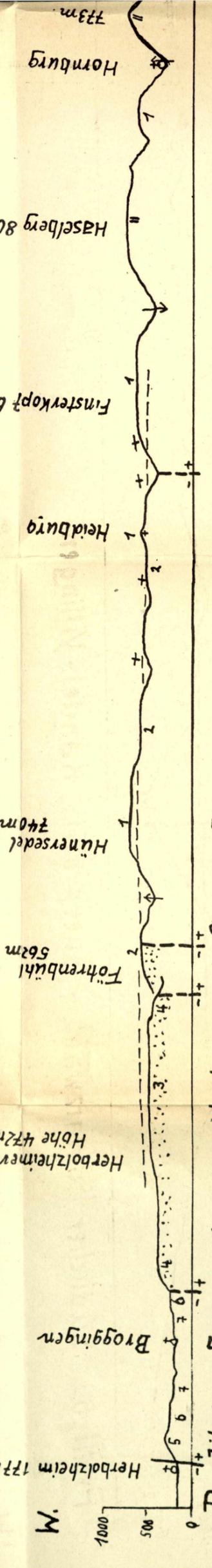
Profil 3: Südlicher Schwarzwald - Querprofil.



Profil 4a: Südlicher Schwarzwald - Baar.



Profil 6: Südlicher Schwarzwald - Querprofil: Kandel-Villingen.

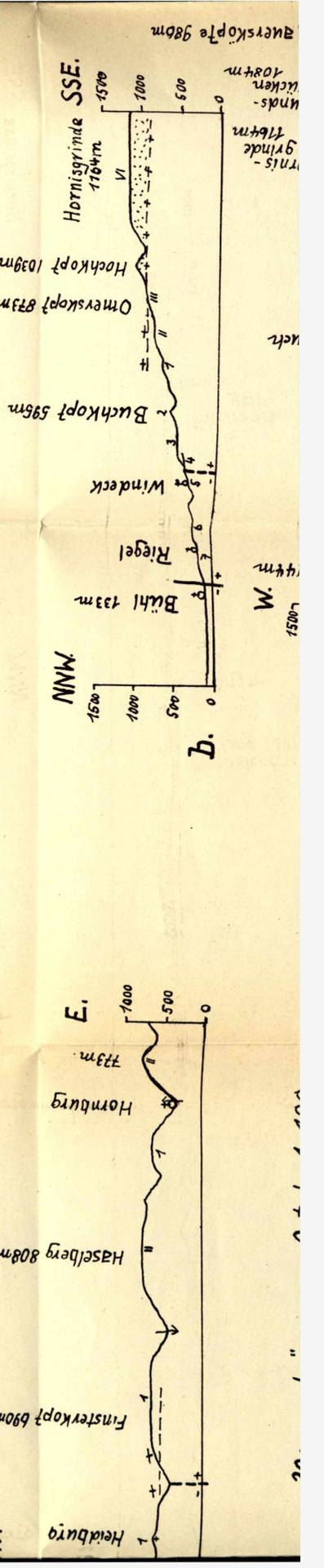
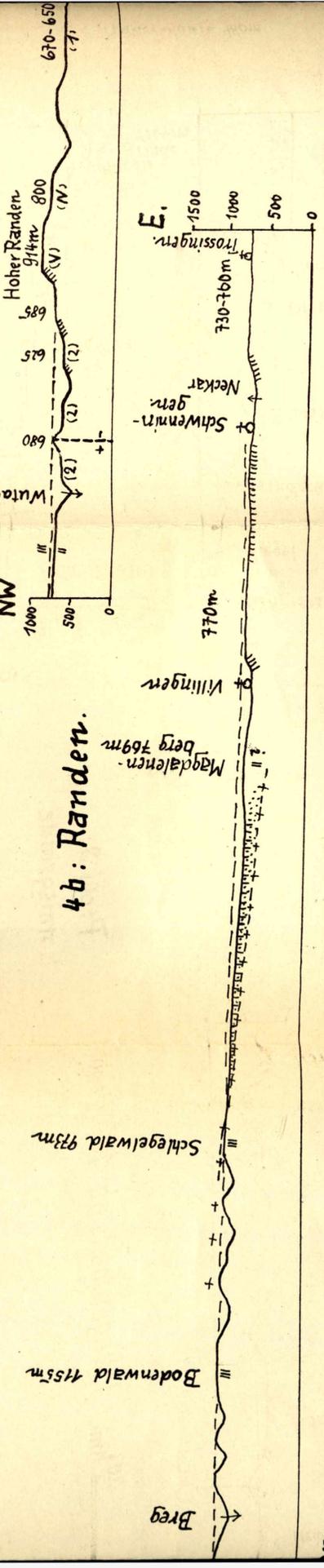
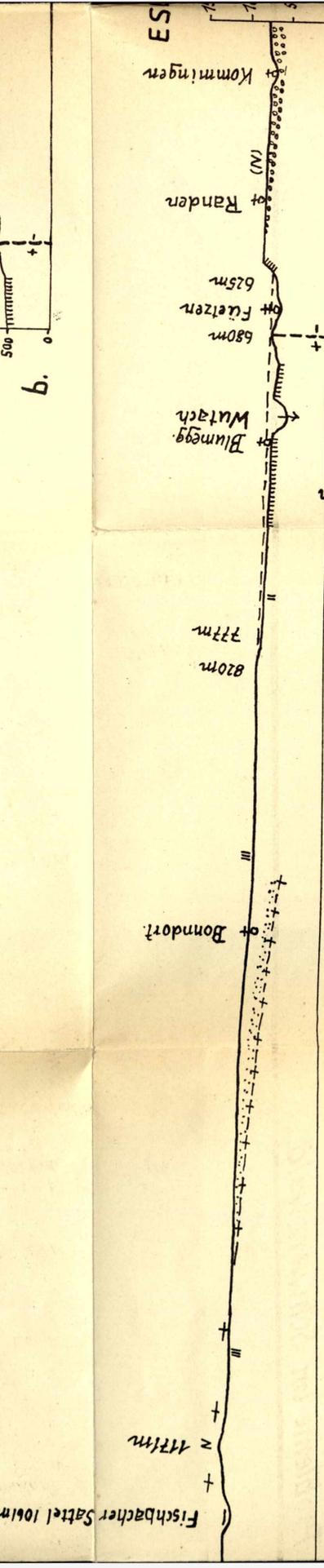
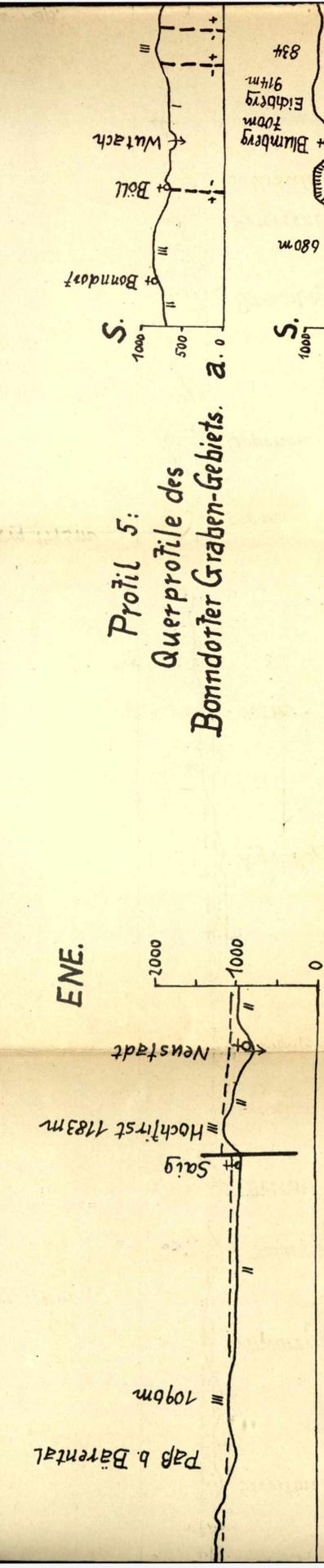
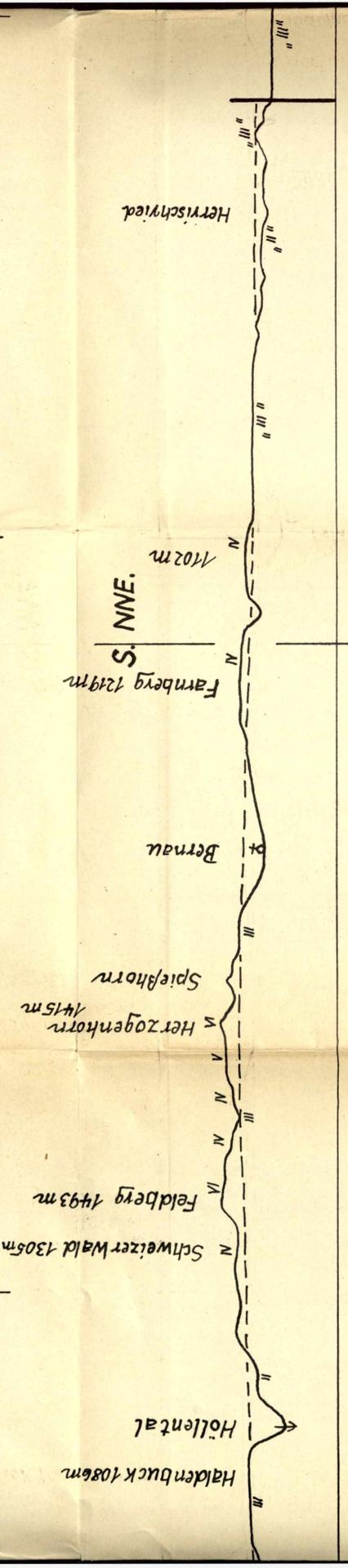
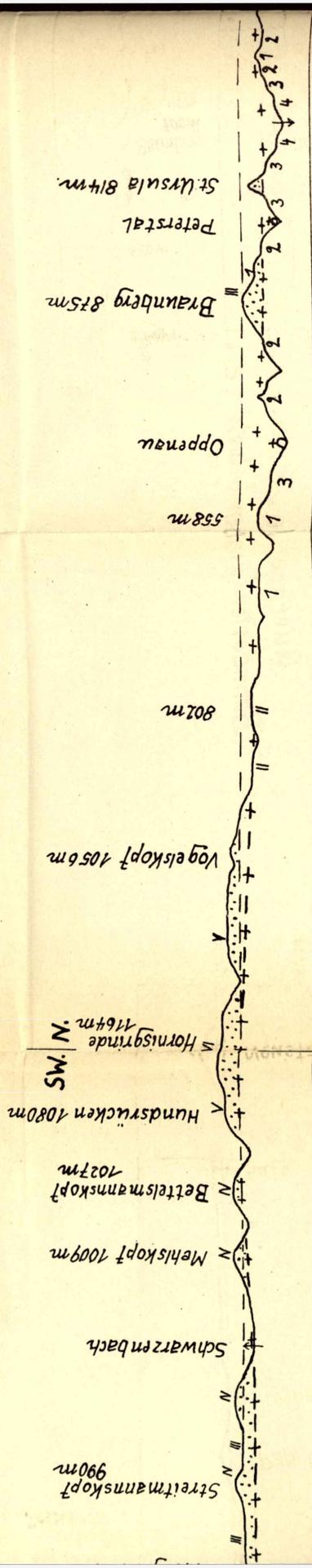


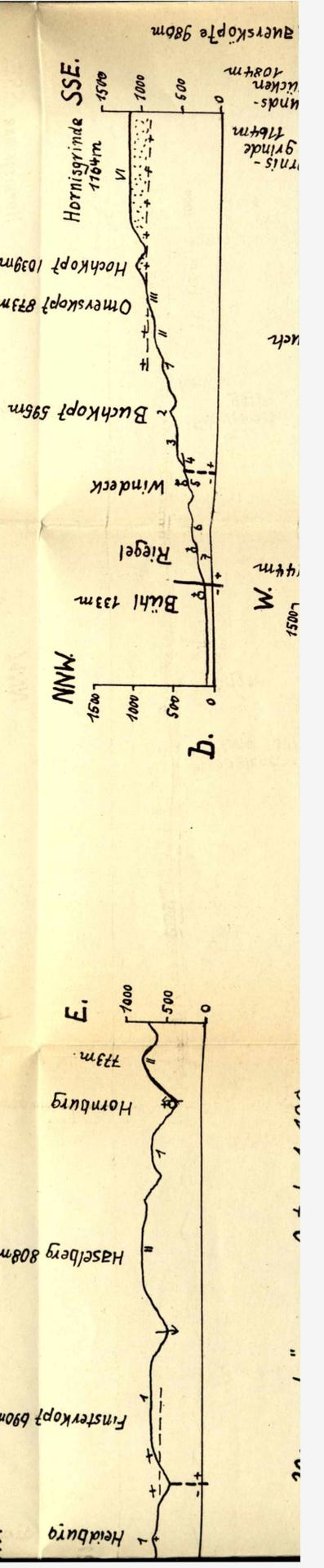
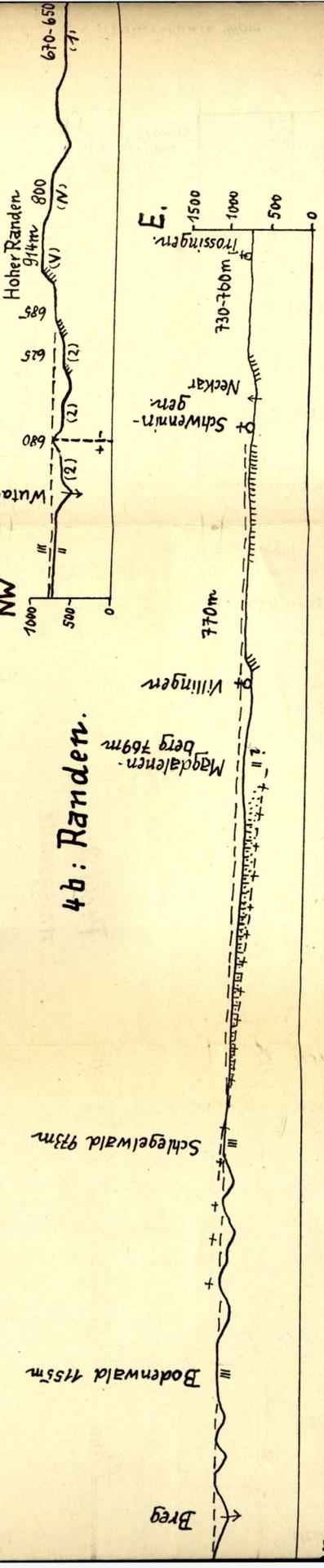
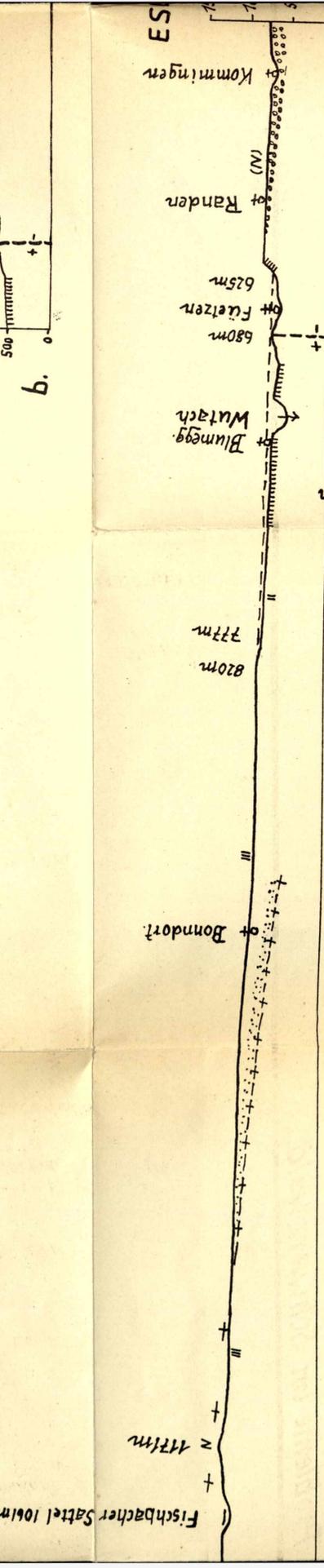
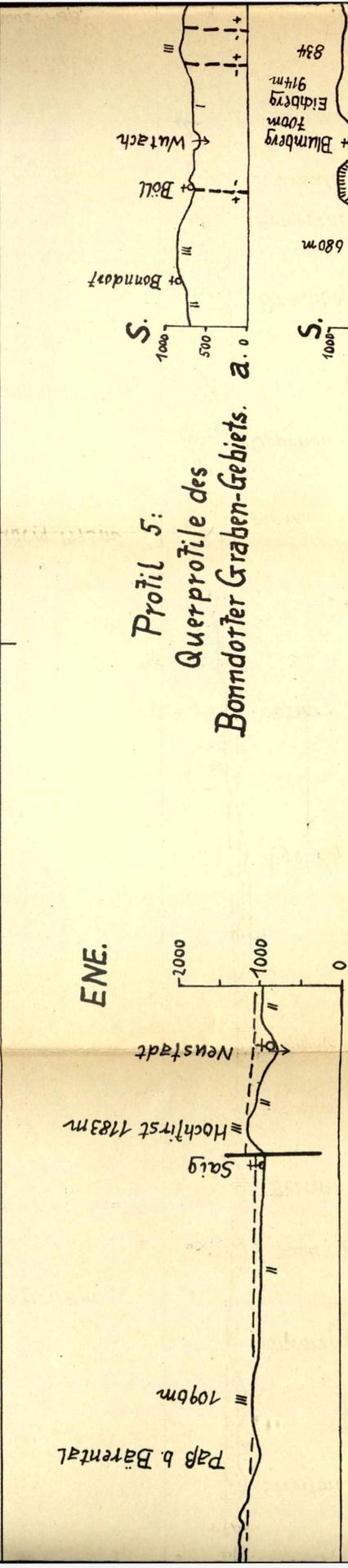
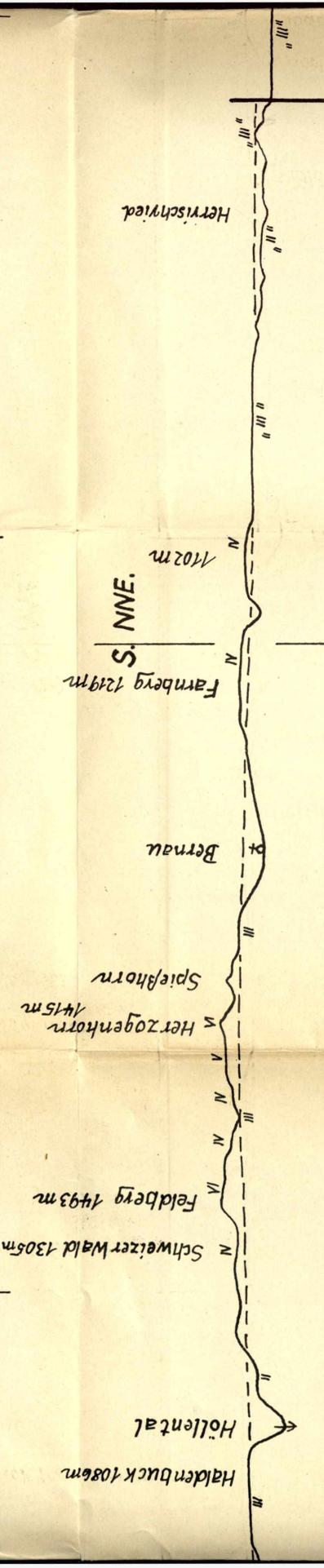
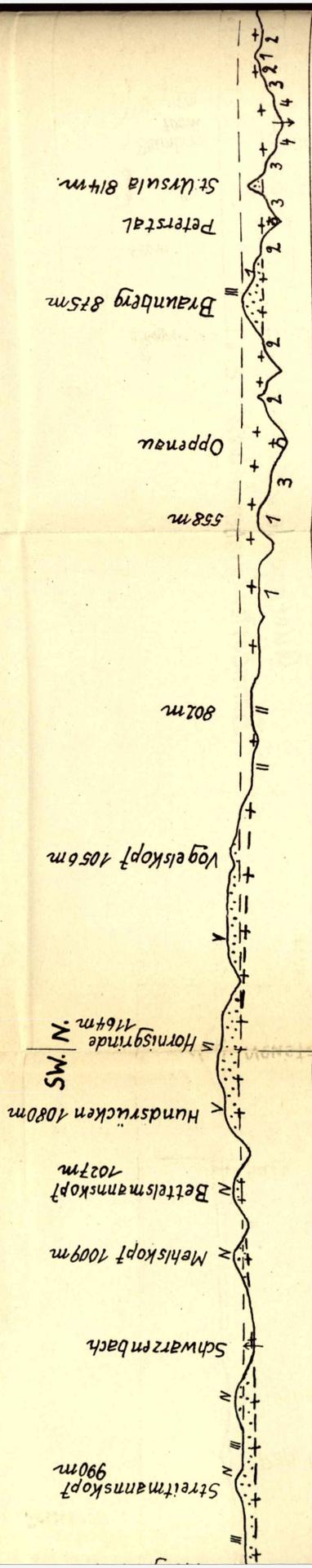
Profil 7: Emmendinger Vorberge - Querprofil.



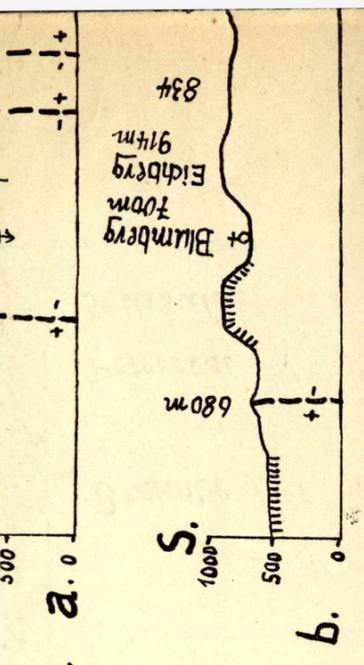
Länge : Höhe = 1 : 2.

Tafel zu J. F. Gellert : Geomorphologische Studien und Probleme im Schwarzwald.

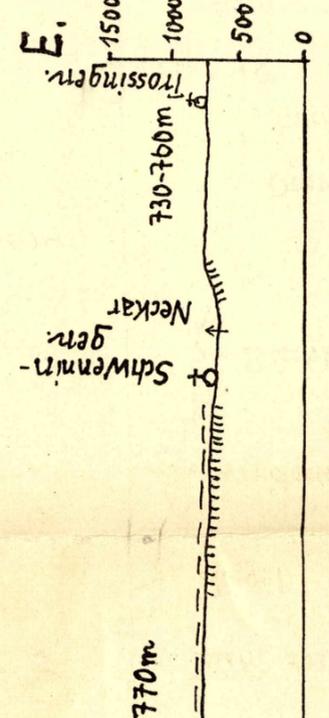
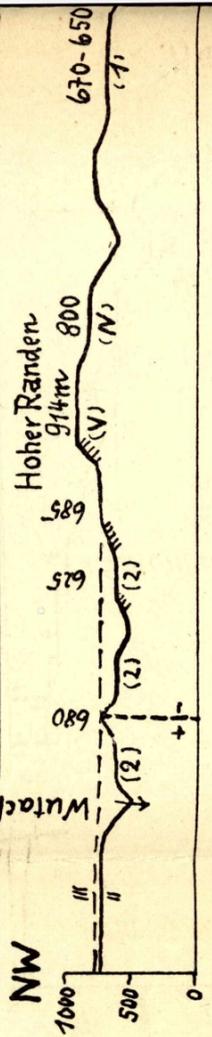
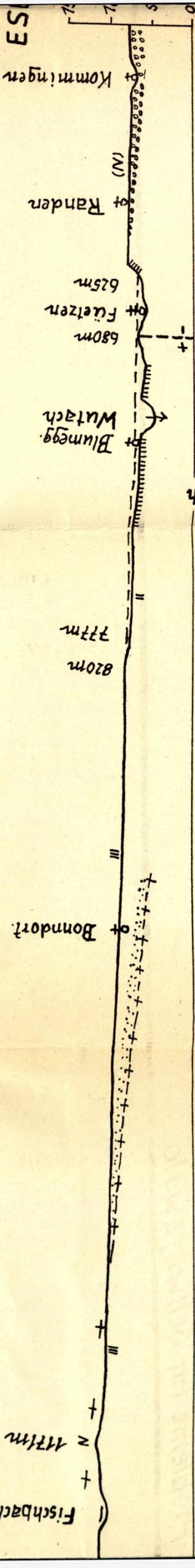
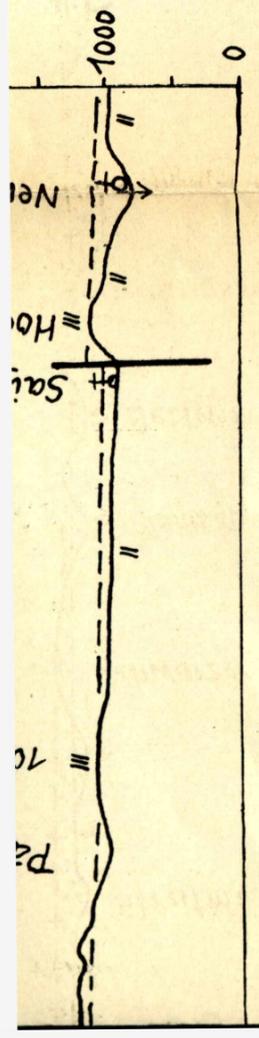




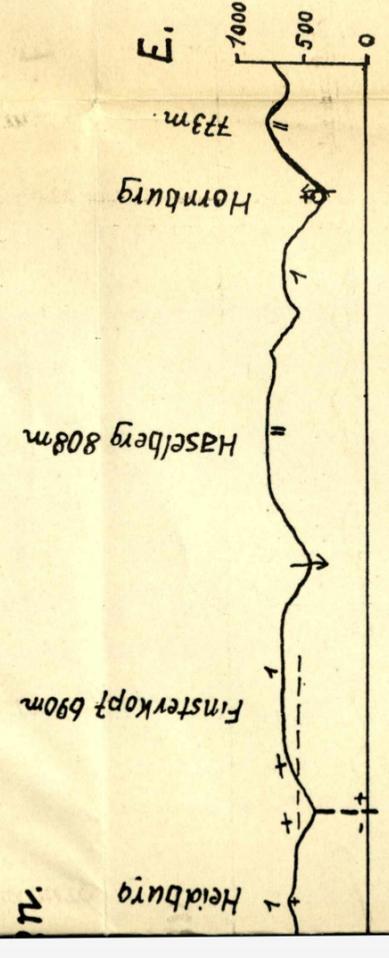
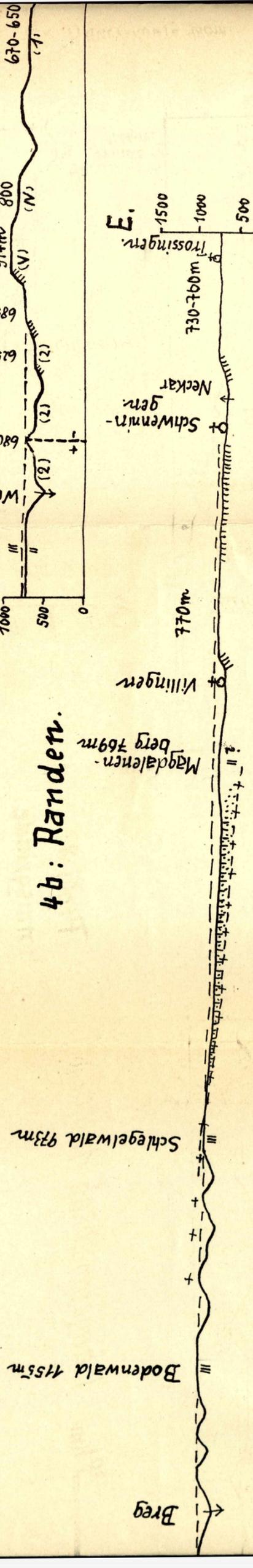
Bonndorfer Graben-Gebiets. a.



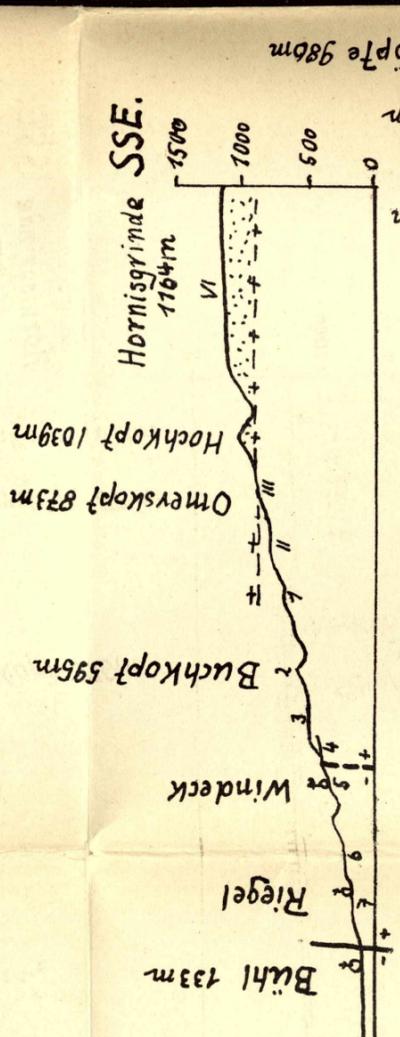
b.



4b: Randen.



b.

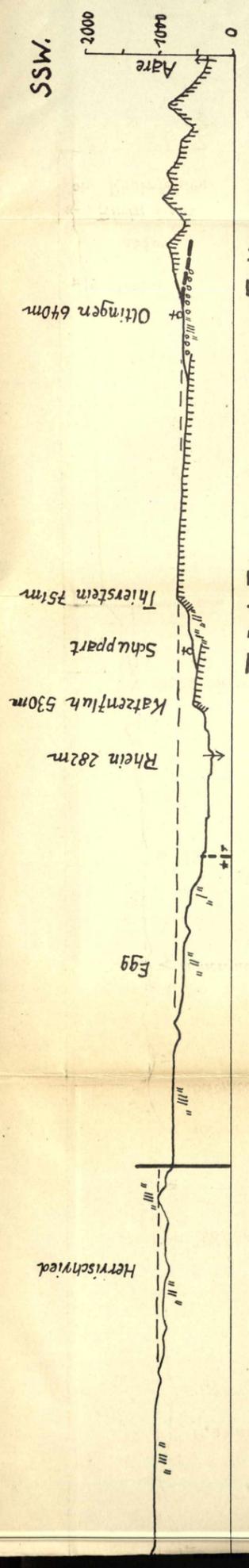
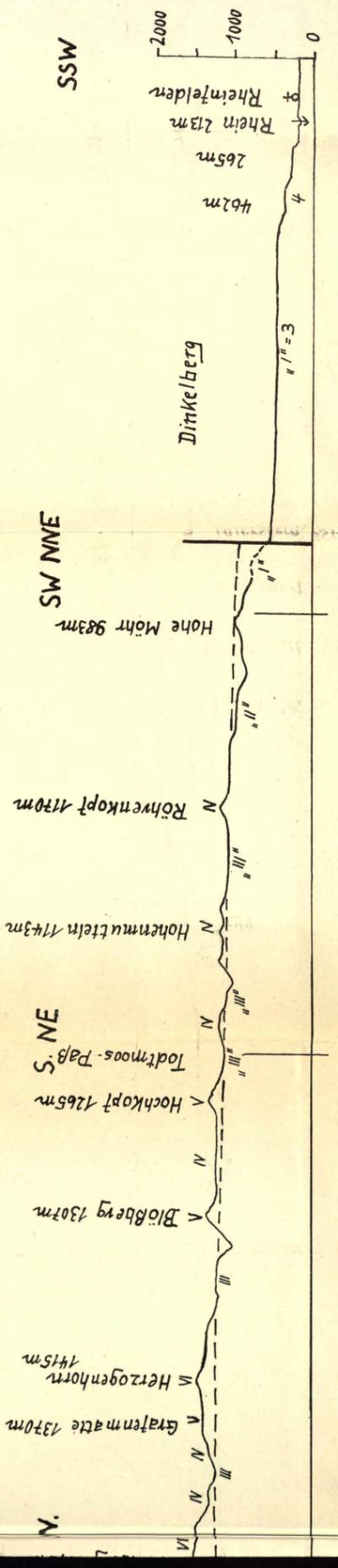
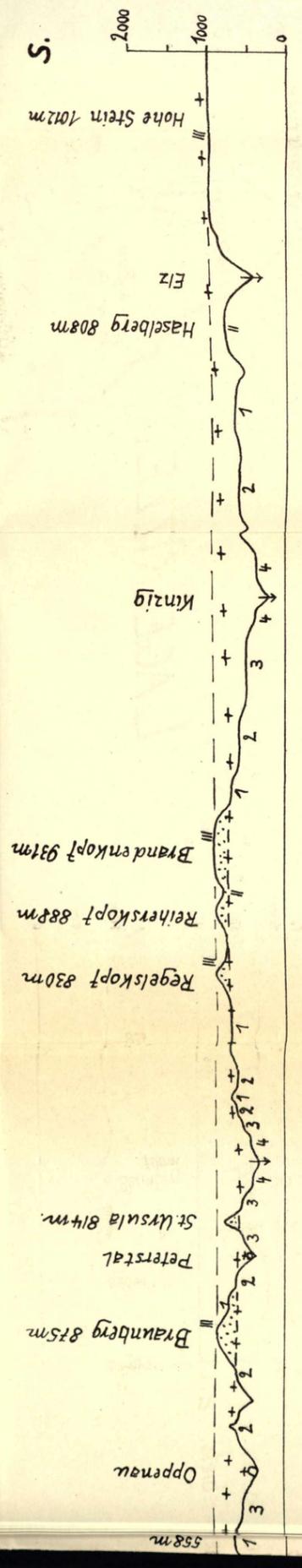


a.

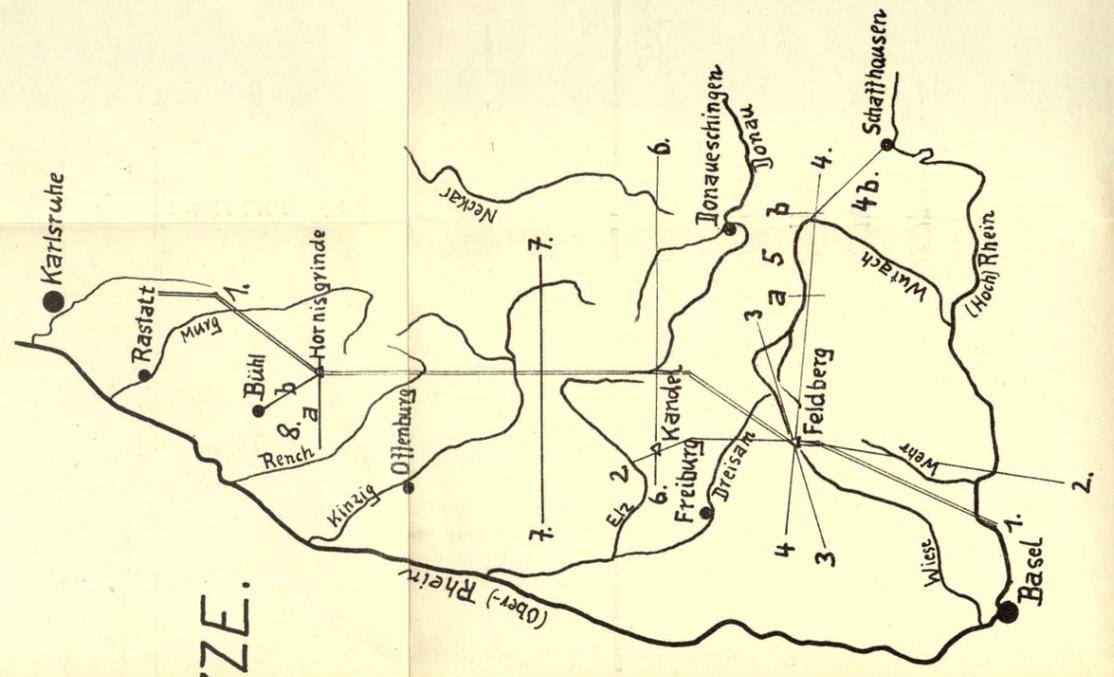
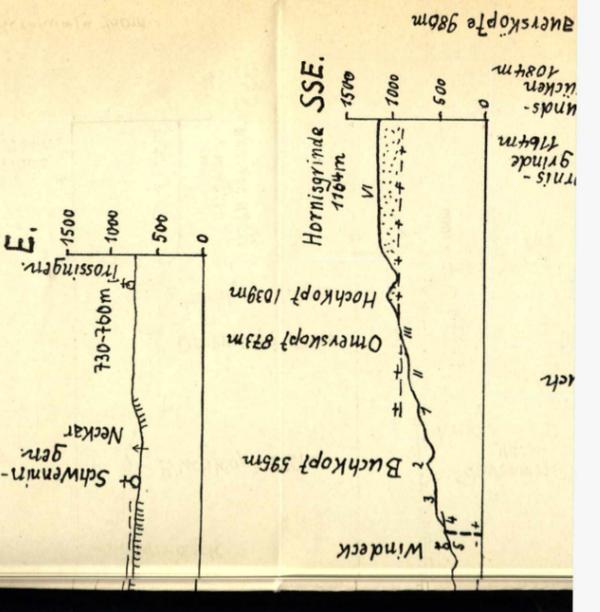
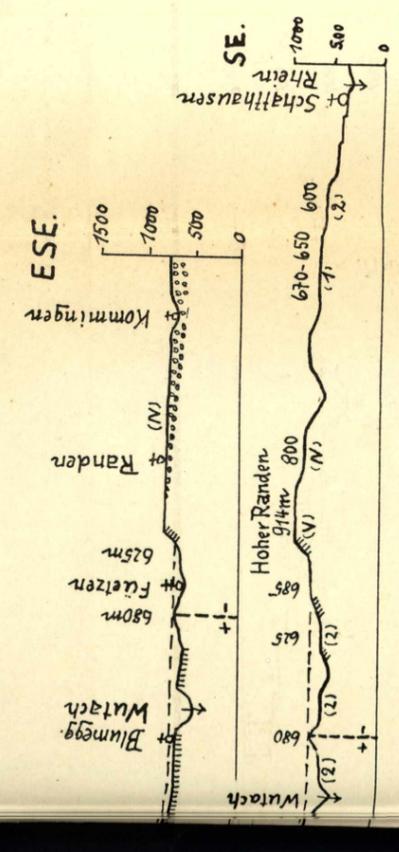
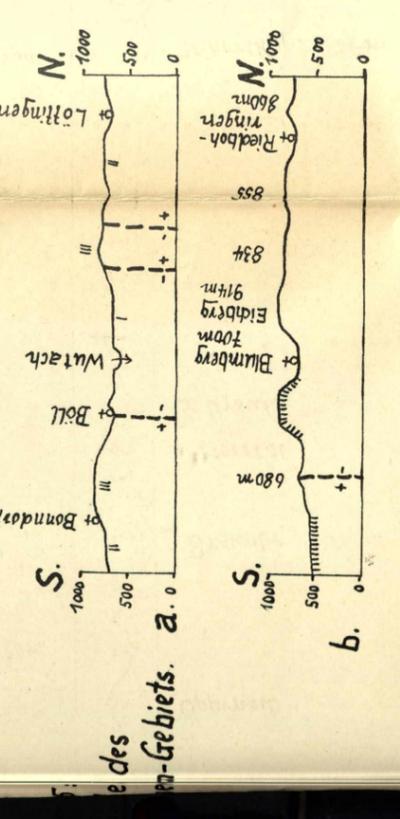
Profil 8: Hornisgrinde.

20 km. Längenmaßstab 1:100000.

Probleme im Schwarzwald.



Tafel-Jura Falten-Jura.



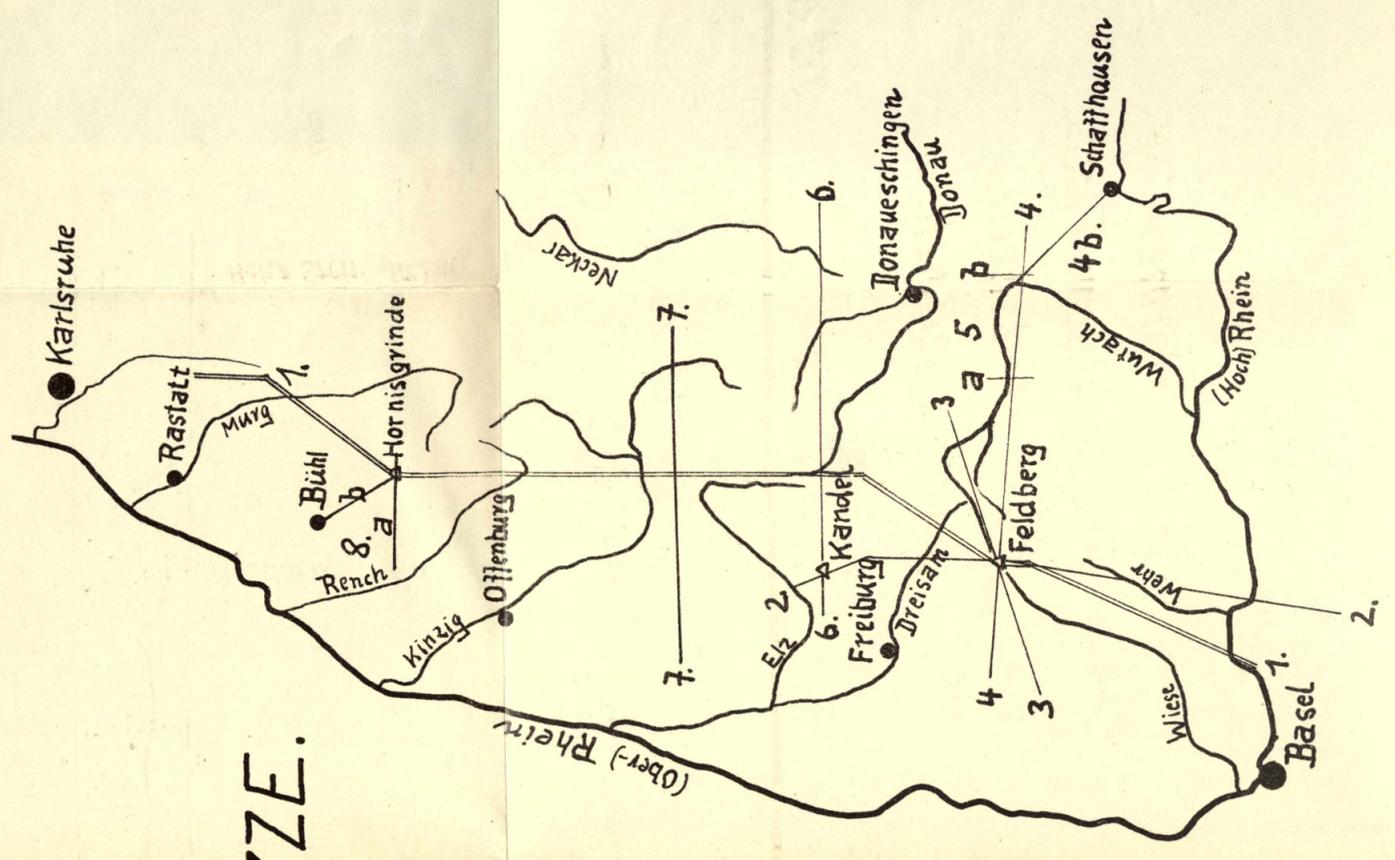
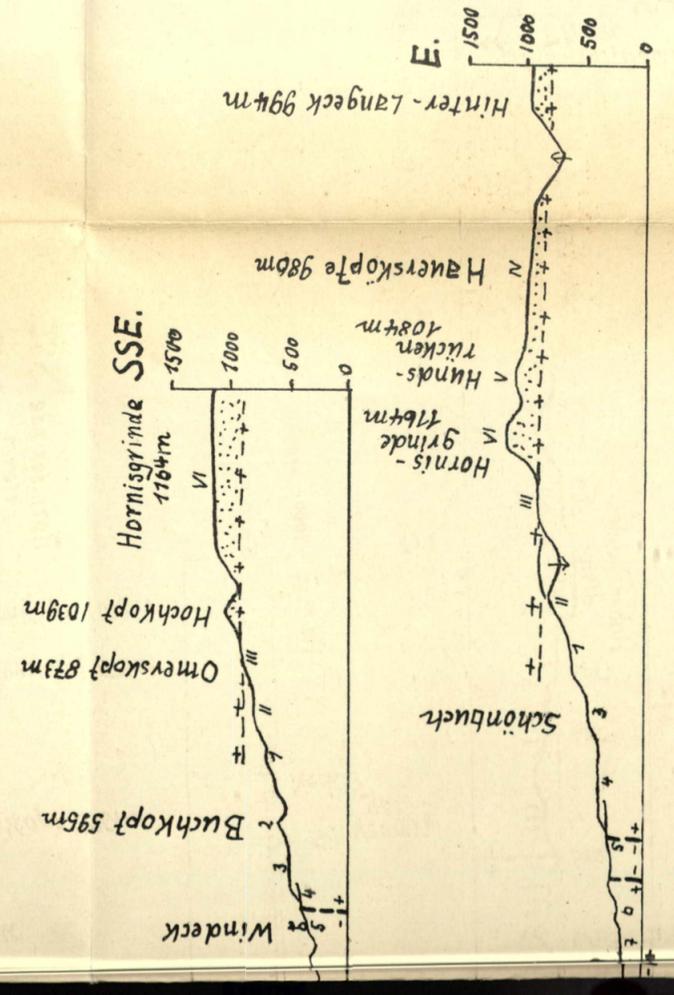
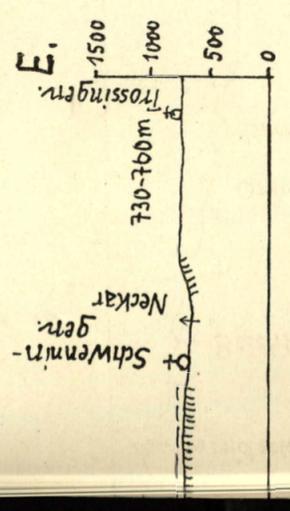
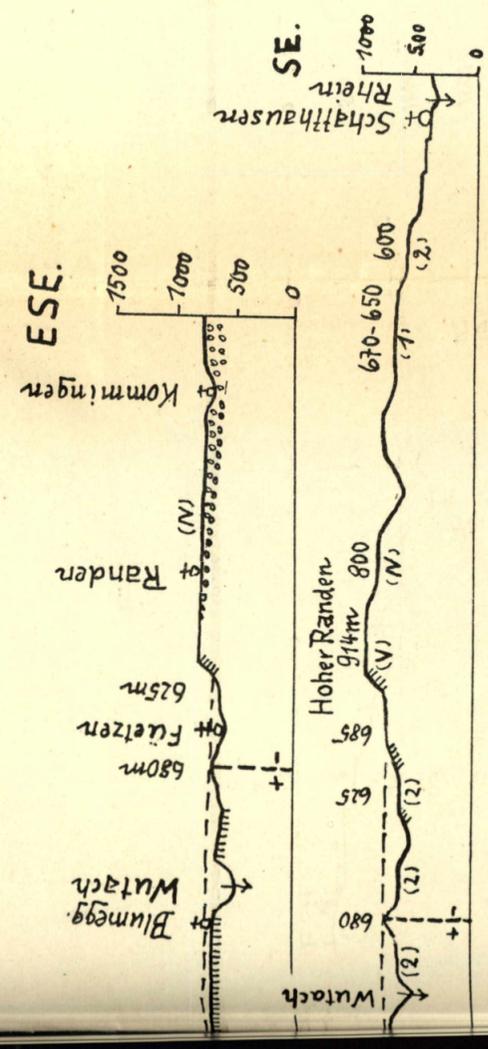
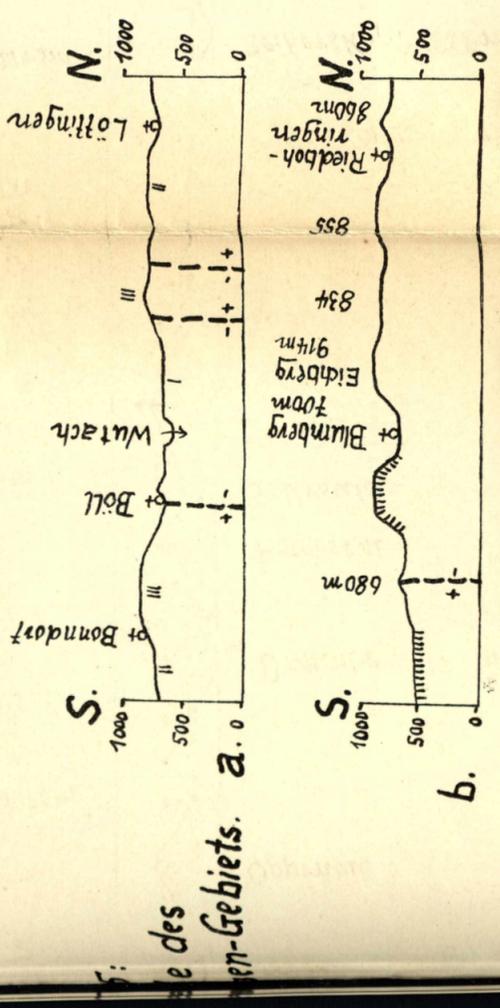
LAGESKIZZE.

Strukturformen.
Praetriadische Fläche.

Tafel-Jura

Falten-Jura

LAGESKIZZE.



- Strukturformen.
- Praetriadische Fläche.
- Buntsandstein.
- Juranagefluh.

J.F.S. 1931, III.

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: 1931

Band/Volume: [31](#)

Autor(en)/Author(s): Schrepfer H.

Artikel/Article: [Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald 161-210](#)