

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 13 (1914-1915)
Heft: 3

Artikel: Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland
Autor: Adrian, Hans
Kapitel: C: Tektonik
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157443>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 05.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

C. TEKTONIK

In der Einleitung Seite 244 wurden folgende Decken unterschieden, die in unserm Gebiet vorkommen :

- | | | |
|--------------------|---|---------------------|
| 1. Doldenhorndecke | } | Helvetische Decken. |
| 2. Diableretsdecke | | |
| 3. Wildhorndecke | | |
| 4. Habkerndecke | | Präalpine Decke. |

Allgemeine Lage der Decken. — Ein Uebersichtsprofil, das die allgemeine Lagerung dieser Decken zeigt, befindet sich in BECKS « Niesen-Habkerndecke » (109) Profil 6.

Zu unterst legt sich als parautochthone Decke die Doldenhorndecke über das Gasternmassiv. Ueber der Doldenhorndecke liegt die Diableretsdecke. Diese beiden Decken fallen ziemlich steil nach Norden ab. Die Wildhorndecke, die darüber folgt, ist in ihrem südlichen Teil, der Dreispitzfalte, bereits flacher geworden ; der nördliche Teil, die Randkette, fällt sogar nach Süden. Die Habkerndecke endlich umgibt diese helvetischen Decken : sie kommt auf ihrem Rücken, vor ihrer Stirn und als ihr Substratum vor.

Wir wollen die Tektonik der Decken in der Reihenfolge von der untersten zur obersten beschreiben.

1. Die Doldenhorndecke (Morcles-Decke).

Auf Profil 8 und 9 reicht noch ein Teil der Doldenhorndecke in unser Gebiet. Es sind die Steilabstürze zwischen Heuberg und Oeschinensee. Das Tertiär dieser Decke, ein mächtiger Flyschkomplex mit einem Band eines stark veraderten Kalks (Lithothamnienkalk?) bildet am Heuberg die Unterlage der Diableretsdecke. Die Kreideschichten bilden eine liegende Antiklinale, in deren Kern ein Streifen Berriasmergel enthalten ist. In diesen Berriasmergeln, die als weiche Schicht eine Unterbrechung in der Felswand verursachen, verläuft der Weg vom Hotel Oeschinensee nach Unter-Oeschinen. Die gleiche Antiklinale kann unter der Birre nicht weit nach Norden reichen, denn sie erscheint am Westabhang der Birre nicht mehr : ihre Stirnumbiegung bleibt vorher im Süden zurück und ist unter den grossen Bergsturzmassen von Oeschinenholz versteckt.

Dieser Teil der Doldenhorndecke ist nur eine der vielen liegenden und nach Norden überkippten Antiklinalen, die

die Doldenhorndecke am Doldenhorn und an den Fisistöcken beschreibt (vgl. Profile zu 80 und 118). Sie reicht am weitesten nach Norden und wurde durch das Oeschinental aus ihrem Zusammenhang mit den südlichen Partien abgeschnitten.

2. Die Diableretsdecke (Gellihorn-Zwischendecke)

Tektonische Stellung. — Nach Profilen von LUGEON (42 S. 731) und SCHARDT (71 S. 19) ist die Diableretsdecke als tiefere Abspaltung der Wildhorndecke zu betrachten und hat keine selbständige Wurzel. In unserem Gebiet ist nur der nördliche, absteigende Teil vorhanden, der von der Wildhorndecke vollständig durch Tertiär getrennt ist; die Vereinigung ist weiter südlich zu suchen.

Aus der Betrachtung der Stratigraphie würde sich eher eine Zugehörigkeit der Diableretsdecke zur Doldenhorndecke ergeben, denn der facielle Unterschied zwischen Diableretsdecke und Wildhorndecke ist grösser als zwischen Diablerets- und Doldenhorndecke.

Zusammensetzung. — Der Malm beteiligt sich an der Diableretsdecke nur als ausgequetschter Deckenkern. Nach Süden ist er häufig von schiefen Rutschflächen begrenzt, so dass es den Anschein hat, als wäre er von seiner südlichen Fortsetzung losgerissen. Eine dieser Rutschflächen streicht N 70 E und fällt 60-70° S. Sie schneidet auf Profil 10 den mächtigeren Teil des Malm nach Süden ab, als stark reduziertes und zertrümmertes Band lässt er sich etwas weiter unten noch eine Strecke weit verfolgen. Derselbe Malmkern ist von LUGEON am Gellihorn (bei I von «In den Kehren») beobachtet worden; seine Fortsetzung nach Osten bildet das Hohtürli-band, das von TRÖSCH als Tertiär, von BUXTORF als Valangien angesehen wurde. Es lässt sich über das Gamchi hinüber auch auf die Ostseite des Kientals verfolgen. Von Kandersteg aus ist der auf Profil 10 angegebene Malmkern deutlich sichtbar.

Die Kreide bildet den Hauptanteil der Diableretsdecke. Vom Gellihorn aus sieht man, wie der Oehrlikalk, das «Skelett» dieser Decke, zwei spitze liegende Antiklinalen beschreibt, wovon die untere derjenigen am Katzenkräbel (Fig. 4) entspricht, und dann in einer runden Umbiegung (Fig. 1) abwärts biegt. Mit einigen welligen Ausbuchtungen sinkt er hierauf steil nach Norden und verschwindet im Schutt. Unter dem Oehrlikalk ist der Komplex der Oehrli-mergel in wilde Falten gelegt. Die beiden spitzen Falten sind

in den Oehrlimergeln als liegende Zickzackfalten deutlich sichtbar, die untern Faltungen aber sind vom Oehrlikalk unabhängig, nach dem bekannten Prinzip, dass in verschiedenem Material verschiedene Faltenformen entstehen.

Das Tertiär kommt in den zwei Synklinalen der Nordseite vor und als mächtiger Komplex von Taveyannazsandstein im südlichen Teil des wagrechten obern Schenkels der Decke.

Die Diableretsdecke als passive Decke. — Auffallend an der Diableretsdecke ist, dass sie im Norden grössere Mächtigkeit hat als im Süden. (Profil 7 und 8.) Weiter im Osten, ausserhalb des Gebiets scheint diese Erscheinung noch auffällender zu sein, denn von den Oeschinenalpen gegen das Hohtürli nimmt die Reduktion rasch zu, weiter nördlich am Kistihubel und beim Düdengrat dagegen scheint die Diableretsdecke wieder sehr gut ausgebildet zu sein. Die nördlichen Teile der Decke hängen also gleichsam an einem dünnen Stiel. Dies lässt sich nicht anders erklären, als dass die Diableretsdecke nach ihrer Bildung passiv von der höhern Wildhorndecke noch weiter nach Norden gerissen worden ist. Diese Erscheinung muss bei der Rekonstruktion der abgetragenen Teile der Decken berücksichtigt werden, und es wird dann die Mächtigkeit der ergänzten Decken über den Massiven nicht so enorm werden, wie es nach der Mächtigkeit der nördlichen Stirnteile scheint.

Verwerfungen sind in der Diableretsdecke äusserst selten. Der Hauptcharakterzug sind intensive, aber regelmässige liegende Falten.

3. Die Wildhorndecke.



Die Teile der Wildhorndecke sind :

- a) Dreispitzfalte mit südlicher Facies und
- b) Randkette mit nördlicher Facies.

Die Dreispitzfalte kann wieder eingeteilt werden in den nördlichen Kreide- und Tertiärteil und in den südlichen Jurateil.

a) Dreispitzfalte.

Nördlicher Teil, Kreide und Tertiär.

Die tektonische Hauptlinie in der Dreispitzfalte ist die bekannte, schon von MÆSCH (25, Atlas, Tafel XXVII) abgebildete -falte des Dreispitz: im Süden die Synklinale (Morgenberghorn-Hutmaadmulde, Aermigenmulde, Gollitschenmulde), im Norden die Antiklinale (Höchstfluh, Bachfluh, Kirchhorn). Der dazwischen liegende, wagrechte Teil des 

ist nördlich des Aermighorns stark verlängert. Die Antiklinale ist an der Bachfluh deutlich sichtbar (Profile 1, 2 und 3). In Profil 4 ist nur noch ihr oberster Teil sichtbar, der untere Teil ist durch eine schräg verlaufende Rutschfläche abgeschnitten, und muss sich infolge eines Vorschiebens des ganzen Komplexes von Synklinale I bis V weiter nördlich in der Luft befinden (über Synklinale V). Das gleiche Vorschieben der untern Partie bewirkte ein Zerreißen des wagrechten Teils des \sim in den « Grinden. » Auf der Westseite erkennen wir in der Kirchhornantiklinale die Bachfluhumbiegung wieder. Auch hier ist die Zerreißung noch sichtbar, in Form einer etwas schräg stehenden Verwerfungsfläche östlich des « Stand » (Figur 11, 4).

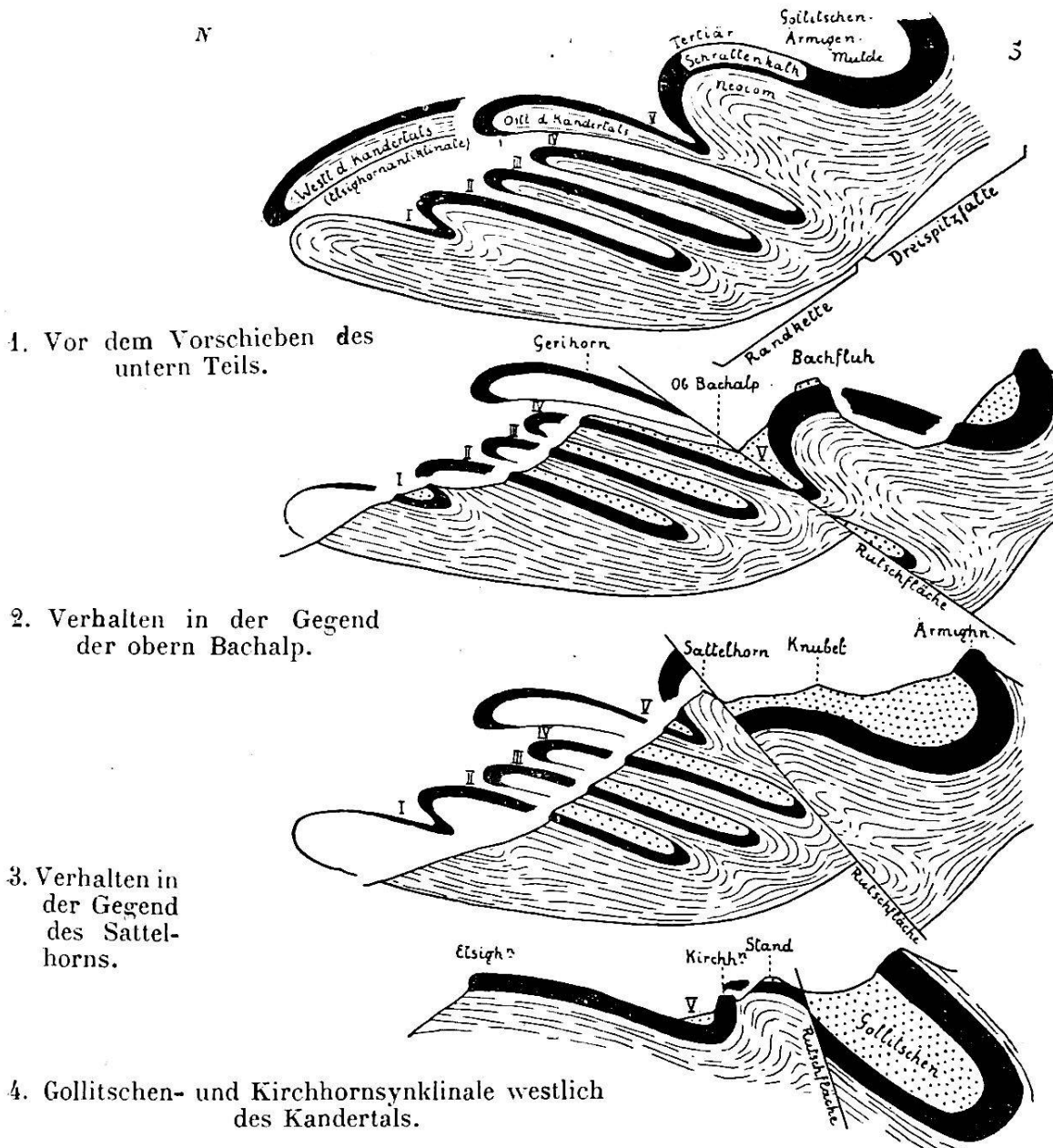




FIG. 11. Faltenschema der Dreispitzfalte und Randkette.

Nördlich ist an das  eine neue Synklinale (V) und eine weitere Antiklinale (Elsighornantiklinale) angegliedert. Beide sind im Farnital noch nicht sichtbar, sie müssen sich über der Synklinale IV in der Luft befinden (Fig. 11, 2). Die ursprünglich unmittelbar an die Bachfluhantiklinale anschließende Synklinale V ist infolge des schon erwähnten Vorschubbens des untern Teils nach oben und Norden gerückt; die Bachfluhantiklinale ruht statt auf ihr auf Synklinale IV auf, und zwar mit einer **Rutschfläche**, die bei der untern Bachalp den Hohgantsandstein der Bachfluh von den Drusbergschiefern der Synklinale IV trennt und N 20° E streicht und 30° S fällt. Dieser anomale Kontakt lässt sich das ganze Farnital hinauf verfolgen, wenn die Rutschfläche auch meist verdeckt ist. Der Hohgantsandstein der Bachfluh liegt successive auf immer höhern Schichten der Synklinale IV. Bei der obern Bachalp (Fig. 11, 2) liegt er auf Tertiär, so dass man hier an ein ungestörtes Hinübersetzen des Bachfluhtertiärs in das Tertiär der Randkette glauben könnte. Am Giesenengrat erscheint nun auch Synklinale V. Hier ist am Weg beim Eintritt in den Gumpel die Rutschfläche noch einmal aufgeschlossen, sie streicht jetzt zirka N-S und fällt 45° E und trennt den Hohgantsandstein der Bachfluh vom Neocom des hangenden Schenkels von Synklinale V. Endlich ist die Rutschfläche jenseits des Grates bei *g* von « Giesenengrat » durch den Bau einer Hütte noch einmal aufgeschlossen worden; sie trennt hier Kieselkalk der Synklinale V von Wildfysch, der sich inzwischen auf dem sehr reduzierten wagerechten Schenkel des  eingestellt hat, und fällt mit 60° nach E. Auf der Westseite des Kandertals ist die Rutschfläche in Form einer fast senkrecht stehenden Verwerfung südwestlich des « Stand » wiederzuerkennen (vgl. Fig. 11, 4). Die Rutschfläche stellt sich also von E nach W immer steiler. Die Bachfluhantiklinale selbst wird von dieser Rutschfläche schief durchsetzt, in der Weise, dass im Osten die ganze Bachfluhumbiegung zur südlichen Scholle gehört, während im Westen beim Knubel die anomale Fläche höher hinauf gerückt ist, so dass jetzt die Umbiegung in der nördlichen Scholle enthalten ist und die Schichten der südlichen Scholle scheinbar ohne Umbiegung enden (Fig. 11, 2 und 3). Auf der Westseite hat sich die Rutschfläche noch mehr der Gollitschenmulde genähert. Der Betrag der Verschiebung hat von E nach W abgenommen, wie ebenfalls die schematische Fig. 11 zeigt.

Die hier geschilderte Rutschfläche im Farnital scheint ihrer Lage nach die Fortsetzung der Sundlauenener-Hohgant-Ver-

werfung zu sein, sie müsste ebenfalls mit den Verwerfungen übereinstimmen, die die Standfluh nach Süden gegen die Renggalklippe abschneiden.

Elsighornantiklinale. — Zwischen Synklinale V und der obersten Synklinale der Randkette (IV) befindet sich eine Antiklinale, die nach ihrer eigentümlichen Form am Elsighorn schon von HELGERS « Elsighornantiklinale » genannt worden ist. Wir müssen sie ebenfalls noch zur Dreispitzfalte zählen, da sie direkt mit den südlichen Teilen des Kirchhorns und der Gollitschensynklinale verbunden ist. Auf der Ostseite des Kandertals ist ihre Stirnombiegung im Schrattenskalk nicht sichtbar, sie liegt ausserhalb des Berges in der Luft. Nur die Umbiegung im Kieselkalk ist zu beobachten und diese erlaubt den Schluss, dass die Umbiegung im Schrattenskalk nicht sehr viel weiter nördlich liegen kann. Am Elsighorn aber ist diese Antiklinale weit nach Norden ausgezogen, sie ist an ihrer Stirn übergekippt und hängt förmlich über die untern Synklinale hinunter (Fig. 11, 1 und Profil 8).

Wir ziehen also folgende tektonischen Parallelen:

Harder	Morgenberghorn	Dreispitz	Aermighorn	Hohwang
	Hutmaadmulde	—	Aermigenmulde	Gollitschenmulde
Waldegg	Buchholzkopf	Höchst	Bachfluh	Kirchhorn
—	—	—	Synklinale V am Giesenengrat	Kirchhornsynklinale
—	—	—	—	Elsighornantiklinale

Streichen der Falten: Das Streichen der Aermigen- und Gollitschenmulde beträgt N 50 E (der südlichste Punkt des Schrattenskalks am Aermighorn und in der Gollitschensynklinale verbunden). Synklinale V verläuft ihr über das Kandertal hinüber ziemlich genau parallel (vgl. Kartenskizze Fig. 12).

Die Aermigensynklinale sinkt nach Westen ziemlich rasch. Am Aermighorn ist die Schrattenskalkumbiegung auf 2000 m, bei Gollitschen nur noch auf 1300 m; die Differenz beträgt also 700 m auf eine Distanz von 4 km = 17,5 %. Synklinale V sinkt ebenfalls nach S-W und zwar um 300 m auf eine Distanz von 3800 m = 7 %.

Verwerfungen spielen im nördlichen Teil der Dreispitzfalte eine wichtige Rolle. Die wichtigste ist die Bachfluhver-

werfung (Profil 2 bis 4), eine Längsverwerfung, die die Bachfluh nach Süden abschneidet und eine tiefer gelegene Scholle (bei Gumpelsmad) gegen die Bachfluh abgrenzt. Diese tiefere Scholle ist aber nur schmal: im Süden ist sie durch eine zweite Verwerfung wieder gegen einen höhern Teil abgegrenzt, so dass sie sich wie eine Grabenversenkung verhält (Profil 4). Die Bachfluhverwerfung vereinigt sich westlich von P. 2144 mit der Rutschfläche des Farnitals. Die Verwerfung südlich der Grabenversenkung steht beim Knubel schräg, sie fällt mit 40° nach N-W.


Die grosse Bachfluhverwerfung muss älter sein als die meisten übrigen Verwerfungen, denn in den Schollen der südlichen Partie der Bachfluh, die durch kleinere Querverwerfungen gegeneinander verschoben sind, macht die Bachfluhverwerfung diese Verschiebungen auch mit, wie sich aus der Karte ablesen lässt. Dagegen ist die Bachfluhverwerfung jünger als die Rutschfläche des Farnitals, denn an dem Punkt, wo die beiden zusammentreffen, setzt die Bachfluhverwerfung gerade fort (sie schneidet Valangienmergel von Kieselkalk ab), während sich die Rutschfläche des Farnitals nicht geradlinig weiter verfolgen lässt. Auch die Verwerfung beim « Stand » (die Fortsetzung der Farnital-Rutschfläche) wird im Süden von einer jüngeren Verwerfung abgeschnitten.

Querverwerfungen legen gegen das Kiental hin einzelne Schollen tiefer; so ist der Hügel 2018 gegen das Kiental hin um 150 m abgesunken, er befindet sich in gleicher Höhe wie die vorhin besprochene Grabenversenkung (Profil 3).

Ein schräg nach S-E liegender Bruch setzt, vom Dreispitz aus deutlich sichtbar, mit Längsstreichen durch den untern Teil des Aermighorns (Profil 4). Suchen wir diese Störung auch auf der Westseite des Aermighorns auf, so finden wir die schräge Kluftfläche wieder (beim Buchstaben *n* von « In den Grinden »). Da aber hier die nördliche Scholle ihrerseits von Verwerfungen zerhackt ist, so zeigt die Ansicht (Tafel 7) kein deutliches Bild der Störung (vgl. auch Profil 6).

In der Gollitschenmulde treten an der Umbiegung mehrere Verwerfungen auf (s. Karte).

Zerrungen. — Was die tektonischen Verhältnisse in der Gegend des Knubel besonders schwierig zu entziffern macht, das sind die Zerreibungen und Reduktionen von Schichten, die wohl auf Zerrungen in der Querrichtung zurückzuführen sind. Aus Profil 5 ist ersichtlich, wie die Schichten, die noch in normaler Mächtigkeit an der Synklinalumbiegung von

Aermigen teilnehmen, im wagrechten normalen Schenkel des  gegen Norden zu rasch an Mächtigkeit abnehmen. Es reduziert sich zuerst der Malm, dann das Valangien und das Hauterivien; der Schrattenkalk zerreist in mehrere Stücke («in den Grinden») und wenn wir auf der Wasserscheide zwischen P. 2379 und dem Knubel angelangt sind, so sind nur noch spärliche Reste von Schrattenkalk und Hohgant-sandstein übrig geblieben; unter dem Schrattenkalk befindet sich unmittelbar das Valangien des Mittelschenkels und über dem Hohgant-sandstein der Wildflynch der Knubelklippe. Dass der Malm sich reduziert, darf uns nicht verwundern, denn er beteiligt sich ja nicht mehr an der Randkette. Die Kreideschichten hingegen nehmen nachher in der Randkette wieder an Mächtigkeit zu, sie sind also hier nur lokal zer-rissen.

Reihenfolge der Störungen. — Die Gegend des Knubel hat also der Reihe nach folgende Störungen erfahren (nach der Ueberfaltung der Decken):

1. Verschieben des unteren Teils (Synklinalen I bis V) längs einer schräg NNE verlaufenden Rutschfläche im Farnital.

2. Wahrscheinlich Hand in Hand damit Zerrei-sung der Schichten südlich dieser Rutschfläche infolge Zerrung bei dem Schub (nur im Westen des Knubel).

3. Absinken einer schmalen Scholle südlich der Rutschfläche und

4. Querverwerfungen, besonders staffelförmiges Absinken gegen das Kiental hin.

Südlicher Teil, Jura.

Der südliche, aus Valangien, Malm und Dogger zusammengesetzte Teil der Dreispitzfalte ist in seiner Tektonik ebenso kompliziert. Der Malm der Schersax und des Schwarzgrätli (Profil 4 bis 6) macht die Biegung des Schrattenkalks am Aermighorn mit, keilt aber dann aus. Dieser Malm muss seine südliche Fortsetzung im Dündenhorn-gipfel haben (Profil 6). Der ganze, grosse Malmkomplex aber, der die steilen Abstürze im Finstertal bildet, ist nichts anderes als der Mittelschenkel der Wildhorndecke, der hier unvermittelt eine grosse Mächtigkeit erreicht. TRÖSCH schildert die Tektonik dieser Gegend (73 Seite 144) in äusserst klarer Weise. Die Ungleichheit zwischen der Süd- und der Nordseite des Schwarzgrätli (P. 2469 von Profil 6, im Norden Dogger auf Valangien, im Süden Malm) erklärt sich aus dem plötzlichen Auftreten des Malm im Mittelschenkel (links über

dem Sattel zwischen Dündenhorn und P. 2524 von Profil 6 in der Luft eingezeichnet). Nach Westen reduziert sich dieser gefaltete Malm des Mittelschenkels schnell, auf Profil 8 ist noch ein kleiner Zipfel übrig, auf Profil 9 unter der Birre gar nichts mehr. Die Folge dieses raschen Abnehmens ist, dass der normale hangende Schenkel nach Westen sinken muss, und so sehen wir denn den Malm dieses hangenden Schenkels, der am Gipfel des Dündenhorns auftritt, auch die Gipfelpartien des Zahlerhorns und der Birre bilden, er sinkt also vom Dündenhorn (2865 m) über das Zahlershorn (2745 m), bis zur Birre (2505 m) um 350 m.

Wenn wir den hangenden Malmschenkel in der westlichen Fortsetzung jenseits des Kandertals aufsuchen, so finden wir ihn nach LUGEONS Karte am « Hubel » östlich des Lohner wieder, von wo er sich in einem wagrechten Band an der Westseite des Ueschenentales entlang zieht. Oestlich des Tschingellochtighorns tritt unter ihm wieder ein Malmband, das zum Mittelschenkel gehören muss, zu Tage; es bildet weiter südlich das Felsenhorn und den « Roten Tolz. »

In der östlichen Fortsetzung finden wir den Malm des hangenden Schenkels bei Hohkien und der Kilchfluh wieder (nach GERBER), der Mittelschenkel fehlt aber zwischen Kiental und Lauterbrunnental vollständig.

Das **Streichen der Faltenaxen** des hangenden Malmschenkels lässt sich nicht genau bestimmen, da eine auf grössere Distanz im Streichen verfolgbare Umbiegung fehlt. Im Allgemeinen aber geht aus den Karten von GERBER, HELGERS, TRÖSCH und LUGEON hervor, dass die Malmfalten ungefähr parallel den Kreidefalten streichen. Vom Dündenhorn an sinkt die Axe nach Osten langsam und nach Westen rasch bis zum « Hubel, » um dann gegen den Wildstrubel langsam wieder anzusteigen. Der Kulminationspunkt am Dündenhorn ist bedingt durch das Auftreten des mächtigen Mittelschenkels, das abermalige Ansteigen gegen den Wildstrubel zu geht ebenfalls Hand in Hand mit dem Wiederauftreten des Mittelschenkels.

b) **Randkette.**

Schollencharakter der Randkette. — Seit GERBERS Arbeit über die Standfluh (95) wird die ganze Randkette oft als « Schollenengebirge » betrachtet. HELGERS hat diese Bezeichnung schon vorher für die Randkette westlich des Kandertals eingeführt. 1913 (115) begründet er sie näher durch die Aufzählung von vier Schollen zwischen « Horn » und Truten. HELGERS parallelisiert diese vier Schollen mit der Standfluh; am Gerihorn

sieht er ihr Aequivalent in den « mittleren und untern Partien am Gerihorn », auf der Kientaler Seite in der « hohen Brandweid und untern Bachalp. » Tatsächlich zeigen die genannten Gegenden mit Ausnahme der Westseite des Kandertals ausgesprochenen Schollencharakter. Zwei Verwerfungen sind besonders auffallend: sie verlaufen ungefähr West-Ost nördlich des Gerihorns und schliessen zwischen sich eine höher gelegene, schmale Scholle ein. Diese Scholle ist hauptsächlich daran zu erkennen, dass der Taveyannazsandstein und der Wildflysch der basalen Trümmermasse unvermittelt hoch hinaufreichen: sie erreichen sogar gerade noch den Grat an der tiefsten Stelle zwischen Gerihorn und « Horn » (zirka 1850 m) (auf Profil 2 die Scholle rechts von Gerenalp.) Andere Verwerfungen sind sicher noch vorhanden, aber schwieriger zu konstatieren, auch hier vergleichen wir am besten die Höhen, bis zu welchen die basale Trümmermasse reicht und gelangen so wenigstens noch zu einer sichern Verwerfung bei Furgialp (Profil 1), die eine nördliche, abgesunkene Scholle begrenzt.

Diese Verwerfungen durchsetzen also sowohl die Schichten der Randkette, als auch die Unterlage (basale Trümmermasse).

Das Schollengebiet nördlich des Gerihorns mag mit der Standfluh übereinstimmen, denn auch dort haben wir eine schmale gehobene Scholle (die Wetterlatte) und nördlich davon weitere Verwerfungen von geringerer Sprunghöhe. Doch wäre es sicherlich verfehlt, die einzelnen Verwerfungen hier und dort in Parallele setzen zu wollen.

Auch südlich des Gerihorns treffen wir Verwerfungen an, sie sind sogar leichter sichtbar als die nördlichen, weil die Aufschlüsse besser sind, aber die Sprunghöhe ist viel geringer als bei den nördlichen. Auf der Westseite sind auch südlich von « Horn » in den Synklinalen II bis IV eine Menge Klüfte und Verwerfungen vorhanden, die in scheinbar regellosem Wirrwarr die Schichten durchsetzen. Besonders rechts von der Stelle *g* Tafel 6 ist eine ganze Zone von kleinen Brüchen und Anomalien (vielleicht auch Faltungen im Streichen?) vorhanden.

Reihenfolge der Störungen. — Die Brüche in den untern Synklinalen am Elsighorn setzen nirgends durch die darüber befindliche Elsighornantiklinale hindurch. Dies erlaubt den Schluss, dass die untern Synklinalen am Elsighorn schon gefaltet und von Brüchen durchsetzt waren, als die Elsighornantiklinale sich darüber hinwegschob.

Die Brüche in den untern Synklinalen am Elsighorn und am Gerihorn sind ihrerseits jünger als die Faltung und Ueberschiebung dieser Schichten auf die basale Trümmermasse.

Faltencharakter der Randkette. — Dass die Randkette in unserm Gebiet kein reines Schollengebirge ist, muss schon einem oberflächlichen Beobachter auffallen. Auf der östlichen Kandertalseite ist am besten sichtbar die nach Norden offene Synklinale des Tschingel (Synklinale IV). Ihr liegender Schenkel ist sehr leicht von der gegenüberliegenden Talseite aus zu verfolgen, er streicht nach Norden allmählich in die Höhe und gipfelt im Gerihorn, wo zugleich seine Endigung ist. Diese Synklinale ist aber nicht die einzige: beim Gerihorn erscheinen unter ihrem Schrattenskalk noch zwei weitere Schrattenskalkbänder. Bei näherem Zusehen finden wir über jedem dieser Bänder Tertiär und über dem Tertiär Spuren des hangenden Schenkels in Form von ausgequetschten Schrattenskalkresten. Diese beiden Synklinalen bezeichnen wir mit III und II, bei III ist die Umbiegung im Schrattenskalk deutlich zu sehen. Beide Synklinalen tauchen in den Weiden der Schlafegg unter, kommen aber weiter südlich im Einschnitt des Bunderbachs wieder zum Vorschein. Dort ist in der Synklinale II auch das Tertiär wieder erhalten (Profil 5). Der Schrattenskalk dieser II. Synklinale steigt im Rütliwald deutlich nach Norden an; um so auffallender ist es, dass er im Graben durch ü von « Rütliwald » plötzlich wieder tiefer (unter 1200 m) auftritt. Ich erkläre dies durch die Annahme einer ersten kleinen Synklinale, die denn auch auf der Elsighornseite leicht zu konstatieren ist. Das Auftreten der mächtigen Kontaktschichten hier und dort unterstützt diese Parallelisierung (vgl. Seite 285).

Es bleibt noch die V. Synklinale zu besprechen, die den Giesenengrat und das Sattelhorn zusammensetzt. Nach Analogie mit der andern Talseite muss sie zur Dreispitzfalte gehören; sie würde sich unmittelbar an die Bachfluhumbiegung anschliessen, wenn sie nicht infolge des schon erwähnten Vorstosses der Randkette weiter nördlich gelangt wäre (Fig. 11, 3).

Die Gesteine dieser Synklinale sind von BECK (103) zur Augstmatthorndecke gerechnet worden. BECK gibt folgendes Profil, das für den obersten Teil meinem Profil 5 und für den untern Teil Profil 6 entspricht (vgl. auch Tafel 7, links vom Sattelhorn).

Vom Knubel über das Sattelhorn gegen Westen, von oben nach unten:

1. Klippengesteine der Habkerndecke auf dem Knubel.
2. Flyschschiefer
3. Wangschichten } Augstmatthorndecke.
4. Schrattenkalk }
5. Eozäner Quarzsandstein } Niederhorndecke.
6. Schrattenkalk, usw. }

Was mich veranlasst, die Augstmatthorndecke fallen zu lassen, ist folgendes :

Der Schrattenkalk 4 ist der Mittelschenkel der Synklinale IV, der sich von der Umbiegung im Tschingel bis oberhalb der obern Bachalp verfolgen lässt.

Das Hangende davon (Schicht 3) kann nicht Wang sein, denn erstens spricht der Fund von mehreren Exemplaren eines schlanken, vorn keulenartig verdickten Belemniten (*B. subfusiformis* ?) dagegen,

zweitens ist als Hangendes des Schrattenkalks im verkehrten Mittelschenkel Neocom und nicht Wang zu erwarten,

drittens findet man, wenn man das Profil etwas weiter nördlich legt, als dies BECK getan hat (mein Profil 5) mitten in der « brochnen Fluh » an schwer zugänglicher Stelle ein deutliches, nach N-W offenes C aus Schrattenkalk erscheinen. Dieser Schrattenkalk lässt sich als stark reduziertes Band nordwärts bis auf den Grat verfolgen, den er etwas nördlich von P. 2379 erreicht. Dort konstatieren wir in seinem Hangenden, also im Kern der Synklinale V, tertiäre Sandsteine und Orbitoidenkalke.

Viertens ergibt sich, bei detaillierter Gliederung des Neocoms (oder Wangs) folgendes Profil von der Wanne zwischen Sattelhorn und P. 2379 abwärts nach Westen (also an der gleichen Stelle, wo BECK sein Profil aufnahm) :

Von oben nach unten :

- | | | | | |
|------------------------|---|--|---|-------------------------------------|
| Verkehrter
Schenkel | } | 1. Bankiger, rauhrissiger Kieselkalk, bildet die Gipfelpartie von P. 2379 = Hauterivien | } | Schicht 3 von BECK'S Profil (Wang). |
| | | 2. 1 m schrattenkalkähnliches Band, zieht sich nordwärts und auf die Ostseite = Grenze von Hauterivien und Drusbergschiefern | | |
| Synklineal-
kern V | } | 3. Dünne, schwarze Schiefer und sandige, hellere Schiefer, mächtig = Drusbergschichten | | |
| | | 4. Kieselige Schiefer und bankiger Kieselkalk mit Belemniten, mächtig = Hauterivien | | |
| Aufrechter
Schenkel | } | | | |

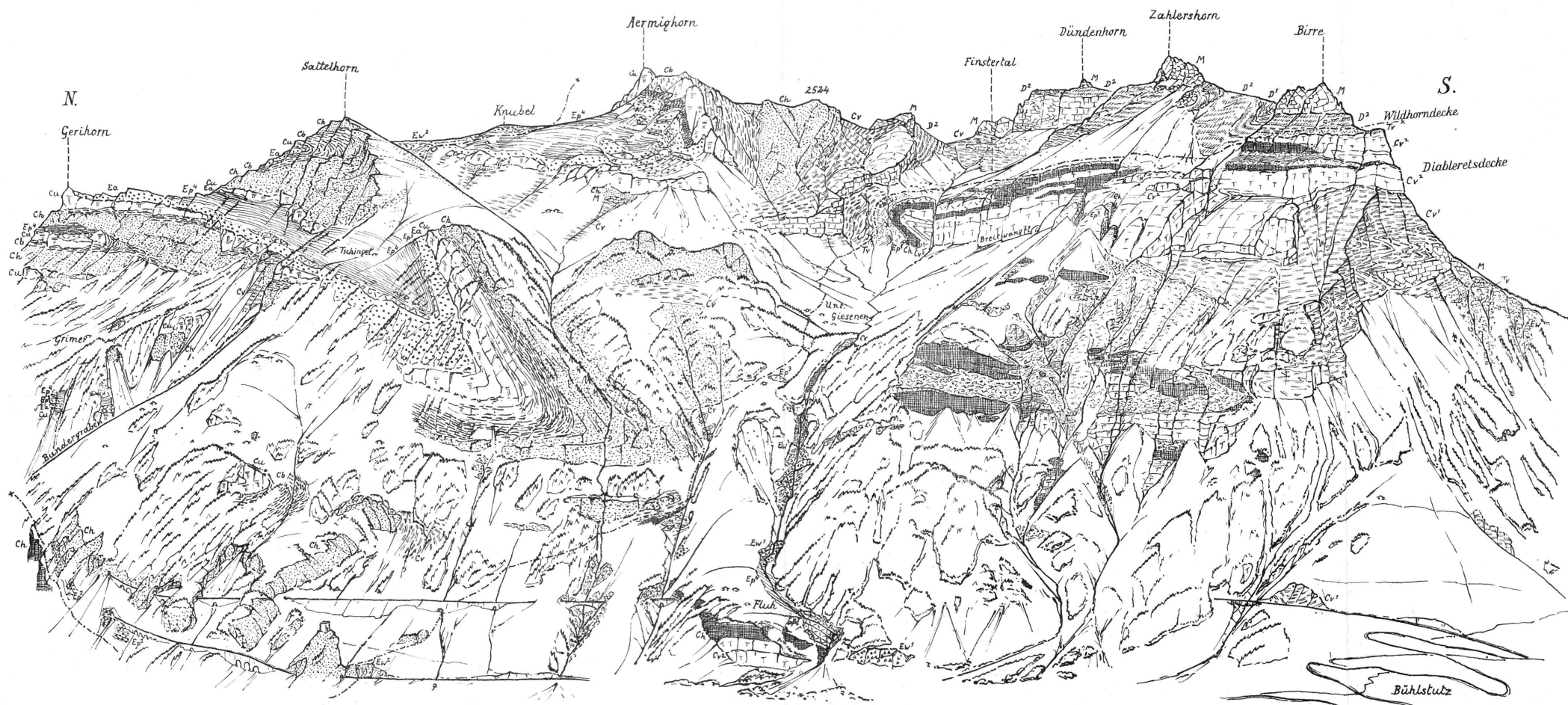
Antiklinal- kern	}	5. Harter, dickbankiger Kieselkalk mit hellgrauem Bruch und Silexknauern, mächtig = Valangienkalk	} Schicht 3 von BECK'S Profil (Wang).
		6. Bankiger, dunkler Kieselkalk ohne Silexknauer = Hauterivien	
		7. 5—6 m schrattenähnlicher Kalk = Grenze von Hauterivien und Drusbergschiefern	
Verkehrter Schenkel	}	8. 2 m schwarze, dünne Schiefer = Drusbergschiefern	
		9. Zweimaliger Wechsel von 1 m Schrattenkalk und 20 cm dünnen, schwarzen Drusbergschiefern	
		10. 4 m Schrattenkalk. Schicht 4 von BECK.	
		11. 2 m Quarzsandstein, Eozän. Schicht 5 von BECK.	
Synklinal- kern IV	}	12. 12 m Flysch.	

Da diese Neocomserie bis ins Detail mit den Neocomprofilen anderer Lokalitäten (vgl. Tafel 2) übereinstimmt, glaube ich mich berechtigt, auch ohne beweisende Fossilien diese Gesteine als Neocom anzusprechen. Ueber dem obersten Kieselkalk der Gipfelpartie von P. 2379 sind endlich noch Spuren eines aufrechten Schenkels vorhanden in Form von Schrattenkalk und Hohgantsandstein (Profil 5). Die vermuteten Wangschiefer sind also das Neocom von Synklinale V und liegen auf verkehrtem Schrattenkalk.

Auf der westlichen Kandertalseite ist die Tektonik bedeutend schwieriger zu entziffern (vgl. Tafel 6). Wir erkennen aber die gleichen drei Synklinalen, die wir am Gerihorn angetroffen haben, nämlich Synklinale II, III und IV unterhalb der Alp Lauenen als drei Schrattenkalkbänder wieder, die sich nach Norden schräg aufwärts ziehen. Bald stellt sich in den Synklinalen II und III auch das Tertiär ein, in der IV. Synklinale dagegen fehlt es vollständig, da deren nördliche Teile durch die Elsinhornantiklinale schräg abgeschnitten sind. Die erste Synklinale bei Balmen ist nur klein, aber deutlich, im Lithothamnienkalk sogar aus der Ferne sichtbar. Unter der ersten Synklinale führt das Tertiär noch eine Antiklinalbiegung aus, die unter der Alp Truten deutlich zu sehen ist. Dieser ganze Faltenkomplex ist ausserordentlich stark gestört und zertrümmert. Es kommen abgequetschte Gewölbekerne vor (z. B. bei *f* und *e* von Tafel 6), die Mittelschenkel fehlen meist, doch ist bei *c* und *d* ein grosses Stück eines solchen erhalten. Auf die Zone rechts von *g*, wo sich die

Taf. 7. Ansicht der Ostseite des Kandertals von Gollitschen aus.

Legende s. Profilafel.



H. Adrian gez. 1914

ARTIST. ANSTALT KÜMMERLY & FREY, BERN.

Störungen auf unglaubliche Art häufen, habe ich schon aufmerksam gemacht.

Das **Streichen der Faltenaxen** ergibt sich aus dem Uebersichtskärtchen Fig. 12.

SYNKLINALE I streicht quer über das Kandertal mit N 50° E und steigt von N-E nach S-W um 100 m auf eine Distanz von 2500 m.

SYNKLINALE II streicht auf der Ostseite mit N 18 E, beim Bunderbach aber ändert das Streichen plötzlich, denn auf der Südseite des Bunderbachs kommt der Schrattenkalk, der auf der Nordseite noch vorhanden war, nicht mehr zum Vorschein. Auf der Westseite des Kandertals hingegen ist der Schrattenkalk wieder ziemlich weit nach Süden gerückt. Die Umbiegung sinkt nach S-W auf eine Distanz von 4400 m um 600 m = 13,7 ‰.

SYNKLINALE III streicht am Gerihorn N 8 E, biegt dann allmählich gegen S-W um (N 21 E zwischen Bunderbach und Rosslauen) und setzt mit zirka N 50 E über das Kandertal. Die Biegung sinkt nach S-W auf eine Distanz von 4400 m um 600 m = 13,7 ‰.

SYNKLINALE IV streicht im Norden N 27 E, über das Kandertal hinüber ist das Streichen wiederum mehr gegen S-W umgebogen und beträgt jetzt N 63 E. Die Axe sinkt nach S-W auf eine Distanz von 1200 m um 50 m = 4,2 ‰.

Mit Ausnahme von Synklinale I sinken also sämtliche Axen gegen S-W ziemlich rasch.

Reihenfolge der Faltung. — Auf der Ostseite sahen wir nach der Faltung ein Vortreiben der unteren Falten vor sich gehen.

Auf der Westseite dagegen ist ein Vorschieben des obern Teils (speziell das weite Ausholen und Ueberkippen der Elsinhornantiklinale) als nachträgliche Bewegung anzunehmen, denn die untern Synklinalen tragen deutlich den Charakter von Falten, die nachträglich passiv gestreckt und ausgezogen wurden, und dies kann nur durch die darüber hingleitende Elsinhornantiklinale geschehen sein. Der Kontrast zwischen der sauberen und ungestörten Elsinhornantiklinale und den verworfenen und gequälten untern Synklinalen muss jedermann auffallen.

Das Vortreiben der untern Teile rechts des Kandertals und das Vorwölben der Elsinhornantiklinale links können dieselbe Bewegung sein, die sich von Osten nach Westen auf

¹ Oestlich des Kandertals ist die Synklinale I durch Brüche tiefer gelegt (Profil 4). Das Steigen der Axe nach S-W ist also sekundär.

höhere Zonen übertrug. (Man vergleiche das Ansteigen der Rutschfläche im Farnital von Osten nach Westen.)

Parallelen. — HELGERS (115) sieht in der Kirchhorn-Elsighornserie (Synklinale V der Westseite und Elsighornantiklinale) die Fortsetzung des Sigriswylergrates. Die dazwischen liegenden Gruppen der Standfluh und des Gerihorns aber sollen unter jene beiden grösseren Gebirgsgruppen gehören: ihre westliche Fortsetzung ist unter der Elsighornantiklinale in Form von Schollen zwischen « Horn » und Truten¹ vorhanden, die östliche Fortsetzung soll unter dem Sigriswylergrat verborgen liegen. Was HELGERS zu dieser Folgerung bewog, ist die mächtige und ungestörte Ausbildung der Elsighornantiklinale einerseits und des Sigriswylergrates andererseits, während daneben die Schollen zwischen « Horn » und Truten, die Gerihorngruppe und die Standfluh kleine und stark verworfene Komplexe darstellen.

Wenn wir aber die Verhältnisse vom Elsighorn an successive nach Osten verfolgen, so sehen wir folgendes:

1. Die Synklinale V hat auf der Ostseite des Kandertals bereits an Bedeutung eingebüsst (besonders der Schrätkalk ist stark reduziert, vgl. Tafel 7).

2. Dafür haben die untern Synklinalen (HELGERS Schollen von Truten) an Mächtigkeit bedeutend zugenommen und sind in die Höhe gestiegen. An der Standfluh ist die Mächtigkeit noch grösser geworden (vgl. die Mächtigkeiten in GERBERS « Standfluh » (95) und diejenigen zwischen Tschingel und Schlafegg, Tafel 2).

Aus dem Abnehmen der Synklinale V und dem Zunehmen der Synklinalen I bis IV gegen Osten können wir also folgern, dass es sehr wohl diese letztern sein können, die den Sigriswylergrat-Niederhornkomplex bilden. Die Synklinale V samt der daran anschliessenden mächtigen « obern Elsighornantiklinale » kommt am Giesenengrat als neues Gebilde hinzu, weiter östlich hat sie keine Fortsetzung, hier ist sie überall abgetragen, wenn sie je vorhanden war.

c) Beziehungen der Randkette zur Dreispitzfalte.

Wir haben bis jetzt im tektonischen Teil stets die Synklinalen I bis IV zur Randkette, die Synklinale V und die Aermighornfalte zur Dreispitzfalte gerechnet. Die Berechtigung dieser Einteilung ergibt sich aus einem Blick auf die Elsighornseite (Tafel 6): Zwischen Synklinale IV und der Elsig-

¹ « Kreide-Eozänschollen am Elsighorn (untere Elsighornantiklinale) ».

hornantiklinale ist dort eine scharfe Grenze, der hangende Schenkel von Synklinale IV ist völlig abgeschnitten, und zwischen Elsighornantiklinale und Synklinale IV hat sich sogar ein Fetzen von Couches rouges der Habkerndecke eingeklemmt (bei Port).

Anders auf der Ostseite: hier scheint es natürlicher, die V. Synklinale zur Randkette zu zählen und die Rutschfläche des Farnitals, die sich unterdessen besser ausgeprägt hat, als Grenze zu nehmen.

Endlich ist noch eine Abgrenzung nach der Stratigraphie denkbar (vgl. Seite 274). Nach dieser müssen die Synklinalen I bis V auf jeder Talseite zur Randkette gezählt werden, die Gollitschensynklinale bildet den faciiellen Uebergang, und nur die Aermigensynklinale zeigt reine südliche Facies (vergl. die Tabellen, Seiten 309 u. 310).

Parallelen. — Für die Standfluh, von der wir für unsern Vergleich ausgehen wollen, gilt die Beziehung:

Die Randkette ist als tektonisch selbständige Scholle der Dreispitzfalte vorgelagert, ihre Verbindung mit der Dreispitzfalte ist vollständig unterbrochen. Gesteine der Habkerndecke liegen dazwischen. Sie ist ein reines Schollengebirge, ohne liegende Falten.

Im untern Farnital ist die Randkette der Dreispitzfalte schon näher gerückt, indem keine Klippengesteine die beiden mehr trennen. Eine Rutschfläche, längs der die Randkette nach Norden verschoben ist, bildet die Trennungsfläche. Die Randkette hat sich in Falten gelegt, bewahrt aber in ihrem nördlichen Teil immer noch den Schollencharakter.

Beim Knubel ist eine neue Synklinale (V) erschienen, die auf den Synklinalen der Randkette aufrucht und scheinbar zu ihnen gehört (von der Dreispitzfalte ist sie durch die Rutschfläche, durch Zerreibungen und durch eine Grabenversenkung getrennt), in Wirklichkeit aber an die Bachfluhumbiegung anschliesst. Die Verschiebung längs der Rutschfläche ist geringer geworden.

Am Elsighorn ist diese Verschiebung noch schwächer, man sieht daher, dass die Synklinale V sich unmittelbar an die Bachfluhumbiegung (hier Kirchhornantiklinale) anschliesst, und dass die Trennung der Randkette von der Dreispitzfalte erst unter ihr durch ein Vorkommen von Klippengesteinen (bei Port) markiert wird. Die Falten der Randkette sind untergesunken und degeneriert, sie kommen, nach LUGEONS Karte (91) südlich von Lauenen noch einmal als Fenster zum Vorschein.

4. Die basale Trümmermasse.

(Intrahelvetische Habkerndecke u. Trümmer der Diableretsdecke.)

Die basale Trümmermasse (HELGER'S « Trümmerwerkhorizont ») ist überall das Substratum der Diablerets- und der Wildhorndecke. Nur an wenigen Stellen reicht die Wildhorndecke bis an den Talgrund herab (auf der rechten Talseite bei der Felsenburg, auf der linken zwischen Inner-Kandergrund und Mitholz) sonst ist überall die wurzellose Auflagerung der Wildhorndecke auf die basale Trümmermasse direkt zu beobachten.

Wir fassen die basale Trümmermasse mit GERBER und BECK als « intrahelvetische Habkerndecke » auf, in der losgerissene Trümmer der Diableretsdecke eingebettet sind. Während aber GERBER im Kiental nur Taveyannazsandstein und Dachschiefer als solche Diableretstrümmer beobachtet, finden wir im Kandertal fast alle Sedimente der Diableretsdecke in der basalen Trümmermasse vertreten. Trümmer der Wildhorndecke dagegen, wie sie GERBER zwischen Scharnachtal und Kiental auffand, konnte ich in meinem Gebiet nirgends konstatieren.

Tektonisches Schuttgebiet beim Bärenpfad. — Ein naheliegender Gedanke ist es nun, diese Diableretstrümmer nach Süden zu verfolgen und ihr Verhalten zur Diableretsdecke selbst zu studieren. Dabei stossen wir auf ein prächtig aufgeschlossenes tektonisches Schuttgebiet unmittelbar vor der Stirn der Diableretsdecke in der Gegend südlich und westlich von Unter-Giesenen. Verfolgen wir von Unter-Giesenen aus den blau markierten Weg, der nach Kandersteg führt, schwenken aber, sobald wir um die Kante herum sind und nach Kandersteg hinunter sehen, rechts ab, so gelangen wir auf einem steil abwärts führenden Weglein, dem « Bärenpfad », mitten durch dieses Gebiet. Deutlich sehen wir hier Blöcke, Linsen und Fetzen von Taveyannazsandstein, Kieselkalk (Tschingelkalk), Lithothamnienkalk, Oehrlikalk und Flysch in Wildflysch eingebettet (Profil 9, Tafel 8). Oft sind Schichtserien noch unter sich in normalem Verband, von der Diableretsdecke aber durch Wildflysch getrennt. An der normalen Diableretsdecke selbst aber, in die wir auf unserm Pfad gleich nachher gelangen, fehlen an dieser Stelle häufig alle höhern Sedimente und wir sehen Wildflysch der Habkerndecke unmittelbar auf dem Oehrlikalk aufruhend. Wo aber der Oehrlikalk auf grössere Strecken entblösst ist, bildet er mit seinen Schichtflächen glatt abgehobelte, steil N-fallende Platten, so

dass wir deutlich sehen, wie die Habkerndecke die obern Sedimente vom Oehrlikalk der Gellihorndecke abgeschürft und mitgerissen hat. Am blau markierten Weg ist dagegen die Auflagerung von Flysch auf Kieselkalk zu beobachten, so dass hier also nur das Tertiär der Gellihorndecke fehlt.

Die « Fluh » bei Mitholz ist ein zusammenhängender Schichtkomplex der Diableretsdecke vom Oehrlikalk bis zum Flysch; sie ist aber nach Süden deutlich von Wildflysch abgeschnitten und vollständig aus dem Zusammenhang der Diableretsdecke losgetrennt.

Weiter oben im Stegenbach finden wir Oehrlikalk, Kieselkalk und Lithothamnienkalk (Profil 8). Zwischen Felsenburg und Bunderbach bilden Kieselkalk, Oehrlikalk und fragliche Oehrlimergel eine Folge von klotzigen Felsen, die aber nicht mehr so deutlich mit Wildflysch der Habkerndecke vergesellschaftet sind. Weiter nach N ist es hauptsächlich der Taveyannazsandstein, der als Trümmersmasse vorkommt, doch findet sich bei Balmen noch einmal Kieselkalk und Lithothamnienkalk in verkehrter Lagerung und im Graben durch *ü* von « Rütliwald » Oehrlikalk. Die Uebersichtskarte Fig. 12 erläutert das Vorkommen der Diableretstrümmer näher.

Allgemeines. — Allgemein lässt sich noch folgendes sagen :

1. Im Süden sind die Trümmer deutlich in Wildflysch der Habkerndecke eingebettet und innig mit ihr verquetscht und gemischt; im Norden sind Habkerndecke und Diableretstrümmersmassen besser auseinandergeschieden: die mächtigen und zusammenhängenden Trümmersmassen bilden das unmittelbare Liegende der Wildhorndecke, die Habkerndecke folgt erst unter diesen (z. B. in der Kienschlucht). Nur bei Rüderigs und unter Balmen sind ausnahmsweise Habkernvorkommnisse über Taveyannazsandstein.

2. Im Süden sind ältere Diableretssedimente häufiger, im Norden ist fast nur noch Taveyannazsandstein vorhanden.

3. Viele Sedimente, besonders der Taveyannazsandstein, sind in der Trümmersmasse bedeutend mächtiger als im normalen Verband der Diableretsdecke.

4. Es kommen nicht nur vor, sondern auch unter der Diableretsdecke Taveyannazschollen vor (westlich von Hubeln und bei Ober-Oeschinen), während die andern Sedimente der Diableretsdecke als Trümmer nur vor ihrer Stirn auftreten.

Entstehung der Trümmersmasse. — Zur Erklärung dieser Tatsachen nehmen wir mit GERBER an, dass die vorrückende Wildhorndecke Teile der Diableretsdecke losgeschürft und

mitgerissen hat. Die Bewegung muss folgendermassen vor sich gegangen sein :

1. Vorrücken der Diablerets- und Wildhorndecke in die umhüllende Habkerndecke hinein, die Diableretsdecke stösst zunächst weiter vor als die Wildhorndecke.

2. Die Wildhorndecke wird weiter vorgetrieben, wobei sie die Diableretsdecke passiv streckt und die hervorragenden Teile abschürft und mitschleppt.

3. Eine letzte Bewegung (Vorrücken der Doldenhorndecke ?) stellt die Rutschfläche zwischen Diablerets- und Wildhorn- resp. Habkerndecke steil ; die Narbe der Diableretsdecke, von der die Sedimente abgeschürft wurden, kommt vom Kulminationspunkt der Diableretsdecke, wo sie ursprünglich gelegen haben muss, vor die Stirn der Decke und nach unten zu liegen (Stelle am Bärenpfad, wo Wildfisch auf Oehrlikalk aufrucht, vgl. Seite 332). Vielleicht entstehen auch erst jetzt die zwei spitzen liegenden Falten der Diableretsdecke, denn beim Katzenkräbel sieht man, dass das malmähnliche Band in den Valangienmergeln der Wildhorndecke die Umbiegung der Diableretsdecke schwach mitmacht und auf Profil 1 von TRÖSCHS Arbeit ist beim Kistihubel und bei der Wermuthfluh im Kiental die Diableretsdecke sogar intensiv mit der Wildhorndecke verfaltet. Die Tatsache, dass unter der Diableretsdecke auch Taveyannaztrümmer vorkommen, erklärt sich ebenfalls durch Annahme dieser dritten Phase.

Im stratigraphischen Teil (Seite 271) wurde die Transgression der Taveyannazgruppe bis auf den Malm des « Hohtürliandes » besprochen. Da statt einer Transgression auch ein tektonisches Abschürfen nicht ganz ausgeschlossen ist, sei die Erscheinung hier noch einmal erwähnt. In diesem Fall müsste der Taveyannaz bei dem Vorrücken der Wildhorndecke (Phase 2) mit dieser gewandert sein und auf der ruhenden Diableretsdecke die obern Sedimente abgeschürft haben.

5. Die Lage der Klippengesteine (« Habkerndecke »).

Intrahelvetische Habkerndecke.

Dazu gehören die Vorkommnisse im Kienbach, bei Rüderigs, im untern Farnital, bei der Tellenburg und an der Engstligen, bei Aeusser Kandergrund (linke Talseite), im untern Stegenbachtal und am Westhang der Birre.

Suprahelvetische Habkerndecke.

Auffallend ist das Auftreten von Couches rouges bei Port nördlich des Elsinhorns (Profil 7 u. 8). HELGERS beobachtete

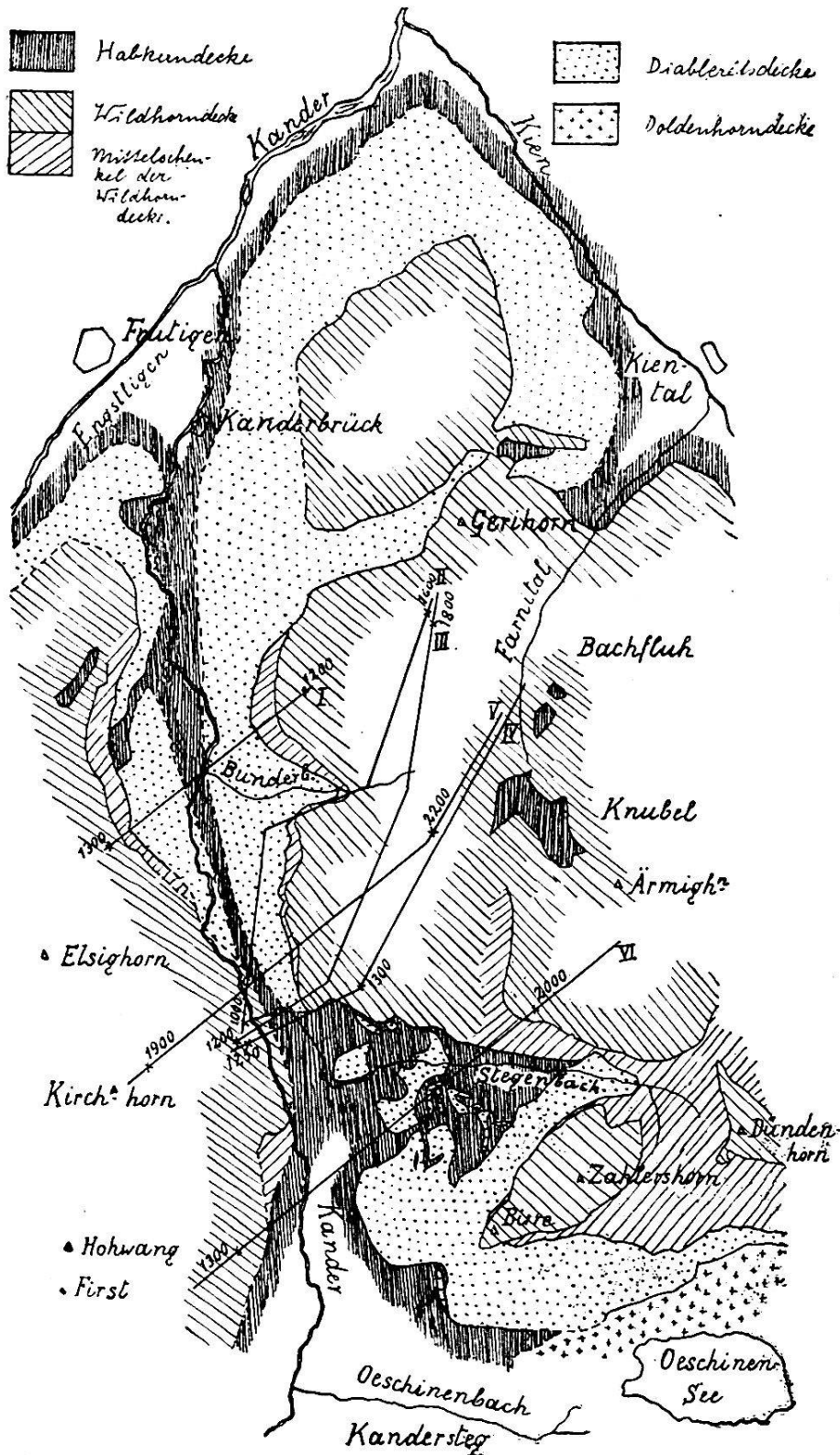


FIG. 12. Tektonisches Übersichtskärtchen.

I, II, III, IV, V, VI = Faltenachsen (Verbindung der Synklinalumbiegungen an der Schrattekalk-Drusbergschiefer-Grenze) für die Synklinalen I-V der Randkette und die Aermigen-Gollitschen-Synklinale. Die Zahlen bedeuten die Höhe dieser Umbiegung ü. M.

ebendort lose Niesenbreccie. Diese Klippengesteine sind auf eigentümliche Art zwischen Randkette und Dreispitzfalte eingeklemmt und wir haben u. a. auf Grund ihres Vorkommens hier die Trennung zwischen Randkette und Dreispitzfalte vollzogen. Wir können dieses Vorkommnis mit den Klippengesteinen auf dem Rücken der Standfluh in Parallele setzen, denn in den untern Elsinhornsynklinalen haben wir ja das Äquivalent der Standfluh vor uns.

Bekannt ist die suprahelvetische Klippe des Knubel und der Bachfluh. Die Klippengesteine liegen dort zum grössten Teil in der schon erwähnten Grabenversenkung (vgl. Seite 322), und zwar auf dem helvetischen Flysch der Dreispitzfalte. In den westlichen Teilen des Knubel sind aber die Sedimente der Dreispitzfalte sehr stark reduziert; wenn das Tertiär fehlt, so kann der Wildflysch auf den Schrattenkalk zu liegen kommen. Der Klippe auf dem Knubel entspricht westlich des Kandertals ein Wildflyschkeil zwischen Stand und Hohwang, der in die Gollitschenmulde hineingefaltet ist und mit der Klippe der Metschalpen zusammenhängt.

Die meisten dieser Klippenvorkommnisse wurden schon von andern Autoren erwähnt und von BECK (109) zusammengestellt, neu ist nur die Couches-rouges-Klippe bei Port und einige intrahelvetische Klippen, wie die Couches rouges bei Aeusser-Kandergrund und Frutigen und der Lias gegenüber Kiental und an der Engstligen.

6. Zusammenfassung.

Ich gebe die tektonische Tabelle aus GERBERS Standfluharbeit hier wieder, ergänzt durch die Fortsetzung westlich des Kandertals, und unter Benutzung von HELGERS ähnlicher Tabelle. (S. 337.)

Das Kandertal als Uebergangsgebiet.

Es wurde schon in der einleitenden Orientierung bemerkt, dass unser Gebiet ein tektonisches Uebergangsgebiet darstellt. Randkette und Habkernmulde klingen gegen Westen aus, während die zone des cols in ihrer typischen Erscheinungsform (wie bei Adelboden) sich nicht weiter nach Osten erstreckt. Freilich ist das eigentliche Uebergangsgebiet schon beim Thunersee: ein Blick auf eine tektonische Karte der Schweiz genügt, um den grossen Wechsel, der sich auf jener Linie vollzieht, zu erfassen. Aber es ist doch gelungen, die Verhältnisse nördlich des Thunersees auch südlich desselben wenigstens bis zum Kiental wiederzuerkennen, und erst am Kandertal stockte häufig die Vergleichsreihe (vergl.

109 Seite 128 oben). Und tatsächlich ist es erstaunlich, wie wenig die beiden Kandertalseiten bei oberflächlichem Betrachten übereinstimmen. Trotzdem dieses Quertal lange nicht so breit ist, wie andere Alpenquertäler von gleicher Bedeutung, scheinen die beiden Seiten total verschieden. Die Verschiedenheit beruht zu einem Teil auf dem mehrmals erwähnten rapiden Anwachsen der am Giesenengrat neu erschienenen V. Synklinale, dem nördlichsten Teil der Dreispitzfalte. Einen Wechsel im entgegengesetzten Sinn erfährt die eigentliche Randkette: Vom Schollengebirg wird sie zu einem Faltengebirg mit intensiver Schuppenbildung, dieses degeneriert und sinkt rasch in die Tiefe, indem es unter die sich vorwölbende nördlichste Antiklinale der Dreispitzfalte zu liegen kommt.

Die im östlichen Gebiet zwischen Randkette und Dreispitzfalte eingeschobene Klippenmulde (Leimern, Stirne usw., « Habkernmulde ») fehlt schon beim Aermighorn; auf der Westseite des Kandertals aber können wir in der zwischen Dreispitzfalte und Randkette eingeklemmten Klippe von Port ihr Aequivalent erblicken.

Leichter ist die zone des cols von Adelboden nach Osten zu verfolgen. Auf den Metschalpen ist sie von BERNET beschrieben worden, sie liegt dort auf dem Rücken der Wildhorndecke. Dieselbe Lage haben die Klippen des Knubel und der Bachfluh, und diejenigen der Morgenberghorn-Hutmaadmulde. Da die helvetischen Falten weiter östlich sinken, so sinkt diese Klippenzone mit und vereinigt sich mit den Klippengesteinen der Mulde zwischen Randkette und Dreispitzfalte.

Ein Hauptcharakterzug dieses Uebergangsgebietes ist das **Zusammenscharen** der helvetischen Falten nach Süden. Dieses äussert sich besonders in dem successiven Anschmiegen der Randkette an die Dreispitzfalte. Starkes Nord-Südstreichen der Faltenaxen und ebensolches Schichtstreichen sind dafür typisch (vgl. Uebersichtskarte Fig. 12). Auf der rechten Talseite ist das Nord-Südstreichen der Randkette stärker ausgeprägt als auf der linken, wo die Falten nach jener Abbiegung wieder ihre normale Richtung einzunehmen beginnen.

Worin haben wir die Ursache dieses Abbiegens nach S zu suchen? BECK und andere wiesen darauf hin, dass die Wildhorndecke sich von dem Punkte an zusammenscharen beginnt, wo die Préalpes im Norden einsetzen. Was ist hiebei Ursache und was Folge?

Es scheint mir am naheliegendsten anzunehmen, dass die

Anwesenheit der Präalpen die Ursache ist für das Zusammenstauen der helvetischen Decken. Danach müssen vor der helvetischen Faltung die präalpinen Decken schon überschoben gewesen sein (LUGEON 83). Nach der Ueberschiebung der präalpinen Decken kommt die Erosionsphase: Bildung der Molasse und Nagelfluh durch die teilweise Abtragung der präalpinen Decken. Dabei werden die östlich des Thunersees gelegenen Teile der präalpinen Decken fast ganz abgetragen, die westlich gelegenen aber vielleicht infolge ihrer tieferen Lage (zwischen den Massiven) verschont. Wenn nun die helvetischen Decken sich vorschieben, stauen sich die westlich des Thunersees gelegenen Teile an den vorgelagerten Präalpen, die östlichen Teile aber können sich ungehindert ausbreiten und rücken weiter nach Norden.

Unter diesem Gesichtspunkt ist das Zusammenscharen der helvetischen Falten gegen Westen ein gutes Argument für die Theorie der prämolassischen Ueberschiebung der präalpinen Decken.

D. BODENGESTALTUNG

1. Diluvium.

Kandergletscher. — Der Gletscher, der das Kandertal erfüllte, setzte sich aus mehreren Strömen zusammen. Zwei davon lassen sich aus dem Moränenmaterial leicht auseinanderhalten:

Der **Kanderarm** aus dem Gasterntal mit Gasterngranit als Leitgestein und

Der **Oeschinenarm** aus dem Oeschinental mit den leicht kenntlichen Bänderkalken der Fisistöcke und des Doldenhorns.

Der maximale Stand des Kandergletschers ist uns durch die Verbreitung dieser Bänderkalke gegeben. Die höchsten Bänderkalkblöcke befinden sich, von Süden nach Norden fortschreitend; in folgenden Höhen:

Rechte Kandertalseite:

Südlich von Schneitboden sind die höchsten Erratiker überall von lokalen Bergstürzen oder Schutt verdeckt.

Schneitboden: 1470 m.

Zwischen Schneitboden und der hohen Brandweid (nördlich des Gerihorns) ist das oberste Kandererratikum meist von Lokalmoränen verdeckt.

Hohe Brandweid: 1450 m.

Linke Kandertalseite: