# Normalkurve und Erosionsterminante.

Von

OSKAR HESS (Zürich).

(Mit 5 Figuren.)

(Als Manuskript eingegangen am 2. November 1931.)

PHILIPPSON gibt eine Definition der Normalkurve und Erosionsterminante[1]), die einen komplizierten Entwicklungsvorgang in wenig Worte zusammenfasst. Die nähere Betrachtung zeigt, dass diese Kurven auf verschiedenen Wegen entstehen können.

Im folgenden soll ihre Bildung an bestimmten Flussprofilen untersucht werden.

„Ein Fluss, der von der Quelle zur Mündung an Wasser zunimmt, ist bestrebt, sein Gefälle in eine Kurve zu bringen, welche sich von der Quelle zur Mündung beständig verflacht", so formuliert PHILIPPSON die Tätigkeit jedes sich selbst überlassenen, ungestört rinnenden Wasserlaufes. Demnach würde die Normalkurve nur von der Menge des arbeitenden Wassers abhängig sein, nicht aber vom ursprünglichen Gefälle und der Widerstandsfähigkeit der Felsunterlage. Flüsse mit grossen Gefällsknicken stehen noch im Jugendstadium. Sie werden einst, wenn alle widerständigen Gesteinsbänke durchschnitten sind, in gleichmässig verflachtem Bett dahinrinnen.

Es sind demzufolge Flüsse zur Untersuchung heranzuziehen, welche die Normalkurve nahezu erreicht haben, wie auch solche, die mit unausgeglichenem Gefälle einen noch unfertigen Eindruck machen.

## A. Ausgeglichene Flusskurven.

Flüsse können ein Normalgefälle erhalten, wenn während genügend langer Zeit keine tektonischen Einflüsse störend wirken. In wasserundurchlässigem, leicht verwitterbarem Gestein bildet sich die Normalkurve verhältnismässig rasch. Die gleiche Wirkung haben viel Wasser und starkes ursprüngliches Gefälle. Umgekehrt wird ihre Herausbildung verlangsamt, wenn nur wenig Wasser zur Verfügung

[1]) A. PHILIPPSON. Beitrag zur Erosionstheorie. Pet. Mitteilungen 1886, p. 78.

steht und vor allem nur zeitweise fliessende Gerinnsel an der Ausgleichsarbeit schaffen.

## I. Normalgefälle als Folge ungestörter Erosionstätigkeit während langer Zeit.

Die letzten grossen Formänderungen erfuhr unsere Landschaft in der Würmeiszeit. Bäche dieser glazial bearbeiteten Gebiete zeigen ganz unausgeglichene Gefälle. Flüsse mit ausgeglichenem Lauf können somit nur jenen Landschaften eigen sein, die während der letzten Glazialzeit die Eisdecke überragten, in denen seit der Risseiszeit nur die Erosionskraft des Wassers formbildend gewirkt hat. Es betrifft im Schweizer Mittelland den Napf, das Tössbergland, eine kleine, reichbewegte Hügellandschaft in der Umgebung von Schwarzenburg und die Nordenden der luzernisch-aargauischen Mittellandrücken. Es sind alles Molasselandschaften. Sie bestehen demnach aus vorwiegend undurchlässigem und nicht besonders widerstandsfähigem Material. Die Niederschläge halten sich im mittleren Mass (Napf 130—170 cm, Tössgebiet 120—170 cm).[2])

### Napf. Top. Atl. Bl. 369, 371.

Diese Berglandschaft besteht aus oberer Süsswassermolasse. Steilwandige Nagelfluhbänke wechseln mit mürberen, gesimsebildenden Sandstein- und Mergelschichten. Obschon diese Wechsellagerung die Ausgleichung erschwert, zeigen die Flüsse ausgeglichene Gefällskurven (Fig. 1a: Goldbach-, Zinggen-, Schafweid- und Zopfengraben). Der Napf ist das viel zitierte Beispiel einer ausgereiften Erosionslandschaft. Die Vollkommenheit der Talreife erscheint um so erstaunlicher, als sich ja die Napfbäche, besonders in ihren Einzugsrinnen, während den Trockenzeiten in den Geröllmassen ihres Bettes fast ganz verlieren. Bisweilen trocknen sie auch völlig aus; der Mangel einer feuchtigkeitsspeichernden Moränendecke macht sich deutlich fühlbar. Es ist aber mit Sicherheit anzunehmen, dass nach Gewittern oder während einer längeren Regenperiode die starke Wasserführung und der grosse Geschiebetransport kräftig am Ausgleich der gestuften Bachstrecken arbeiten.

### Tössgebiet. Top. Atl. Bl. 71, 214, 216.

Die zahlreichen Wasseradern, welche in die Hänge der nordöstlichen Ausläufer der Hörnlikette ihre Furchen gegraben, bilden in ihrer Gesamtheit das Einzugsgebiet der Murg. Ihre Längsprofile sind

---

[2]) H. Brockmann, Regenkarte der Schweiz. Zürich 1923.

in Fig. 1b dargestellt. Ein flüchtiger Überblick bestätigt den erwarteten Ausgleich der Kurven, dagegen fügen sich die vier kurzen Nebenbäche diesem Ausgleich nicht. Es ist dies eine allgemeine Erscheinung da, wo kurze Nebenbäche nur zeitweilig Wasser führen und vermöge der viel geringeren Wassermenge in der Eintiefung mit dem Hauptbach nicht Schritt halten können. Ein starkes, unausgeglichenes Gefälle charakterisiert ihren Lauf. Es bestätigt sich ferner, dass überall da, wo eine Nagelfluhbank ansteht, die grössere Härte zur Stufenbildung führt. Die wohlgebildete Normalkurve des Scherlibaches verdankt ihre Entstehung der homogenen Gesteinsunterlage.

Relatives Gefälle des Scherlibaches:

| Flusslänge in km | 0—0,5 | 0,5—1 | —1,5 | —2 | —2,5 | —3 | —3,5 | —4 | —4,5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gefälle in ‰ | 120 | 70 | 45 | 35 | 30 | 20 | 12 | 10 | 10 |

Diese Gefällsverhältnisse sind in Fig. 5 graphisch dargestellt. Auf der Flußsohle als Abszisse wurde von 500 zu 500 m das relative Gefälle dieses Intervalls als Ordinate aufgetragen. Ein stetiges, gleichmässiges Abnehmen des Gefälles hat eine ständig fallende Kurve zur Folge. Eine Abweichung, Zunahme des Gefälles auf einer unteren Talstrecke, bedingt hier einen Ausschlag nach oben.

**Gegend von Schwarzenburg.** Top. Atl. Bl. 318, 319, 332, 335, 348, 351.

Die Landschaft wird nordwärts durch Sense mit Schwarzwasser entwässert. Rund 100 m tief haben sich im mittleren Teil die beiden Hauptgewässer cañonartig in die Molassetafel (Meeresmolasse, untere Süsswassermolasse) eingeschnitten. Die kleineren Bäche überrinnen die Tafel heute noch. Trotzdem viele der Bäche seit der letzten Interglazialzeit die Möglichkeit einer Eintiefung hatten, zeigen sie, im Gegensatz zu den Napf- und Tössberggewässern, vollständig unausgeglichene Formen. Die Ursachen dieser Erscheinung sind zu untersuchen.

Festgestellt sei zunächst, dass die Seitenbäche über Stufen hinweg das Haupttal gewinnen. Nur die wasserreichsten unter ihnen vermochten die scharfen Gefällsknicke etwas zu mildern, ins Nebental zurückzudrängen (zum Beispiel Bach durch Ober- und Niederscherli, ferner Dorfbach). Besonders bemerkenswert ist aber, dass alle Nebenbäche in ihren oberen Partien Normalkurven zeigen. Bei den kürzeren Bächen ist im Oberlauf über der Stufe gewöhnlich nur ein Normalkurvenstück zu sehen. Die längeren aber weisen zwei übereinanderliegende Kurventeile auf. Diese Normalkurven der Nebenbäche leiten

über in zwei ehemalige Talböden. Der ältere derselben muss in einer Höhe von 90 m bei Neuenegg bis 140 m bei Guggersbach, der jüngere, untere Boden, 50—70 m über dem heutigen Talniveau verlaufen sein. Das Gefälle jener alten Talsohlen war wenig grösser als das heutige. Beide gehen in den Ursprungstälern der Sense über in die jetzigen Böden. Der Übergang findet statt beim älteren (oberen) Boden 500 m unterhalb Zendersvorsass (Hengstsense), beim jüngeren (unteren) Boden 2 km unterhalb des Zusammenflusses kalte Sense—Muscherensense. Das Längsprofil des Schwarzwassers mit Nebenbächen zeigt dasselbe Bild. Trübbach und Rutschbach z. B. weisen hin auf Talböden, welche denen im Tal der Sense völlig entsprechen. Querprofile stützen diese Annahme.

Über den früheren Verlauf des oberen Talbodens kann aus den Längsprofilen nichts gesagt werden. Vielleicht sind die Terrassen von Mittelhäusern—Niederscherli seine Reste. Er hätte sich in nordöstlicher Richtung über Köniz fortgesetzt. Die Konstruktion des Profils ergibt, dass die Sohle im Unterlauf des heutigen Sulgenbaches ca. 40 m unter jenem Talniveau liegt, ein ausgeglichenes Gefälle für damals vorausgesetzt.

Heute fliesst die Sense in nord-nordöstlicher Richtung bis gegen Thörishaus, biegt rechtwinklig nach Osten um und wendet sich hinüber ins Tal der Saane. Auffallend ist auch die Richtung des Tafersbaches. Er erscheint eher als Zufluss eines gegen Wengen-Bern ziehenden Flusses als der hier nach Westen gerichteten Sense. Nördlich von Thörishaus öffnet sich die breite, nur von einem Bächlein (Stadtbach) durchflossene Talschaft von Wangen-Bümpliz. E. BÄRTSCHI [3]) erachtet zwar den Eingang in dieses Tal bei Thörishaus zu schmal (100 m), als dass einst ein bedeutender Fluss wie die Sense längere Zeit da durchgezogen wäre. Der konstruierte untere Talboden lässt sich aber zwanglos überleiten in jenes Tal. Um diese ausgeglichene Sohle zu schaffen, muss die Sense während längerer Zeit durchs Tal von Wangen geflossen sein. In der Gegend von Bern vereinigte sie sich mit der Aare, welche damals wohl auch bei Zollikofen ihr Wasser nordwärts führte.

Eingehende Untersuchungen [4]) haben gezeigt, dass in der Eiszeit

---

[3]) E. BÄRTSCHI, Das westschweizerische Mittelland. Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges., Bd. XLVII, 1913.

[4]) E. BÄRTSCHI, Das westschweizerische Mittelland, p. 246—258.

ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz, Bd. I, p. 387. Leipzig 1919.

F. NUSSBAUM, Über morpholog. und anthropogeograph. Erscheinungen der Landschaft von Schwarzenburg und Guggisberg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1915.

F. NUSSBAUM, Zur Morphologie der Landschaft Schwarzenburg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1925.

durch den vorrückenden Rhonegletscher verschiedene Flussablenkungen erfolgt sein müssen. Die ursprünglich von Plaffeien weg über Tafers gegen Düdingen fliessende Sense wurde gegen Norden abgedrängt. Vor der grossen Eiszeit muss sie längere Zeit einen dem heutigen entsprechenden Lauf inne gehabt haben. Seitliche Terrassen, die im Talabschnitt Neuenegg-Laupen ungefähr in der Höhe des unteren Talbodens liegen, führen zu dieser Annahme. Der zur Risseiszeit vorstossende Gletscher schob die Sense vollständig gegen NE. In der Rückzugsperiode des Rhonegletschers, als der Abzug unten wieder frei war, floss sie als Randbach den Seitenmoränen entlang über Thörishaus hinaus gegen Bern. Sie tiefte sich dabei in diesem letzten Abschnitt auf das im Mittellauf früher schon geschaffene Niveau ein (550—600 m = unterer Talboden). Nach dem Schwinden des Gletschers musste die Übertiefung der Jurarandgebiete eine Neubelebung der Erosion bedingt haben. Die Sense wurde wohl durch einen kräftig rückwärts erodierenden Nebenfluss der Saane angezapft und aus dem diluvialen Randtal heraus gegen Laupen hinüber gezogen. Das hatte eine Tieferlegung der Erosionsbasis bei der Sense zur Folge. Seit jener Zeit ist sie mit ihren Nebenbächen bemüht, das Gefälle auszugleichen.

Die neuentfachten Erosionskräfte sind aber infolge der verhältnismässig geringen Senkung der Basis um 50 m und bei den nicht besonders starken Niederschlägen (110—120 cm) klein. Zu beachten ist ferner, dass zur Würmeiszeit verschiedene untere Talabschnitte vom Eis erfüllt wurden. Die fluviatile Erosion kam dadurch zum Stillstand. Arme des Rhone- und Aaregletschers vereinigten sich in der Gegend von Mittelhäusern—Oberbalm und stauten bei Schwarzenburg das Schmelzwasser zu einem See. Dadurch hob sich die Erosionsbasis für die Bäche des oberen Gebietes (Guggisberg). Auch diese wurden darum in ihrer Ausgleichsarbeit erheblich gestört.[5])

Wenn alle diese Umstände berücksichtigt werden, ist zu verstehen, dass in den Gebieten von Schwarzenburg—Guggisberg (die doch ausserhalb der Würmvergletscherung lagen), die Bäche noch ganz unausgeglichen sein müssen.

## II. Grosses Gefälle — starke Erosion.

Wie grosses Gefälle und daraus resultierende starke Erosionskraft die Ausbildung der Normalkurve beeinflussen, sei an zwei Bächen am oberen Genfersee gezeigt: Bach von Montreux und Veraye-Bach (Top. Atl. Bl. 457, 465).

---

[5]) E. Bärtschi, Das westschweizerische Mittelland, p. 264.

Relatives Gefälle in ‰ von 500 zu 500 m.

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Montreux-Bach | 500 | 230 | 130 | 80 | 150 | 180 | 170 | 150 | 150 | 140 | 130 | 120 | 110 | 110 | 100 |
| | | | | | | ↗ | | | | | | | | | [100 100 80 ‰ |
| Nebenbach | | | 620 | 280 | 250 | | | | | | | | | | |
| Veraye-Bach | 540 | 380 | 290 | 270 | 250 | 280 | 200 | 190 | 150 ‰ | | | | | | |
| | | | | | | ↓ Moränenstörung | | | | | | | | | |

Die Zahlen zeigen das starke Gefälle (beim Bach von Montreux 174 ‰ im Mittel, 283 ‰ beim Veraye-Bach), dann auch die schöne Ausgeglichenheit der Flußsohle beim Veraye-Bach und dem Nebengewässer des Baches von Montreux (siehe auch Fig. 5). Beim Hauptbach aber sind die normalen Gefällsverhältnisse gestört. Der Oberlauf des Baches von Montreux zieht parallel zur Gratlinie Cape au Moine — Dent de Jaman. Er bildet die Sammelrinne der äussersten, nördlichsten, konsequent fliessenden Seitenbäche. Sein Gefälle beträgt stellenweise nur 80 ‰. Etwa 500 m unterhalb der Einmündung des Nebenbaches von Béviaux biegt der Bach von Montreux fast rechtwinklig um in die Fallinie. Sogleich steigt auch das Gefälle an auf 170—180 ‰. Da sich der kleinere Nebenbach nicht so tief an den Hang hinunter verlegt hat, ist er der eigentliche, an den Unterlauf angepasste Oberlauf. Interessant ist auch die kleine Stufe (in den Gefällszahlen nicht ausgeprägt), über die hinweg sich der Hauptbach mit dem „Nebenbach" vereinigt. Vermutlich war es dem Hauptbach nicht möglich, sich im resistenten Lias so einzutiefen, wie es der Nebenbach in dem von ihm überflossenen Dogger tun konnte. Auch aus diesem Grunde wäre es richtiger, vom Nebenbach als Hauptader zu reden.

Zusammenfassung: Es ergibt sich aus diesen Beispielen, dass die Bildung stufenloser, ausgeglichener Normalkurven hier schon verwirklicht ist. Wir finden sie aber nur in völlig homogener Gesteinsunterlage. Überall im wechsellagernden Gestein sind kleine Gefällsstufen geblieben. Sie sind noch wesentlich zahlreicher als die Karte erkennen lässt, die der Äquidistanz wegen die kleinsten Stufen nicht zu erfassen vermag.

## B. Flüsse mit unausgeglichenem Gefälle.

Zwei Gruppen sind nach ihren Formelementen hier unterschieden: Bäche in Moränenlandschaften und Flüsse mit ausgeprägten Felsstufen.

## I. Bäche in Moränenlandschaften.

In einer Breite von ca. 9 km liegt zwischen Reuss- und Seetal der plumpe Molasserücken des Lindenbergs. Schwach getreppt steigt er von E her an; etwas steiler fällt er gegen W ab. Es ist eine vom Reussgletscher zur Würmeiszeit reich verschmierte Landschaft. Als besondere Merkmale zeigt sie zahlreiche, dem Talrand entlang streichende, bewaldete Wälle und dem Berg angeklebte Gehängeterrassen (Fig. 2, Querschnitt). Durch die Seitenmoränen sind die Terrassen bedingt. Gletscherbäche lagerten in der Rinne zwischen Berghang und seitlicher Moräne fluvioglaziale Schotter und Tone ab. Heute noch nehmen einzelne Bäche diesen Weg durch eingetiefte Flankentäler. Wo auf den Schottern vom Berg her alluviale Tone verschwemmt wurden und die Entwässerung nur mangelhaft ist, neigt der Boden zur Versumpfung (Top. Atl. Bl. 187).

Die Bäche lassen in ihrem Lauf zwei verschiedene Partien erkennen. Der Oberlauf liegt meistens konsequent. Während der Würmeiszeit überragten diese obersten Teile die Eisflut. Seit der letzten Interglazialzeit hatten die Bäche hier die Möglichkeit, sich ein ausgeglichenes Gefälle zu schaffen. Bei keinem der untersuchten Gerinne konnte aber im Oberlauf eine völlig ausgeglichene Gefällskurve nachgewiesen werden. Immerhin sind an verschiedenen Stellen Ansätze dazu vorhanden (Fig. 2, Büntenbach bei Wiggwil, Oberlauf des Katzbaches). Mächtige Moränen der Risseiszeit, die den ganzen Lindenberg überkleideten, setzten den Quellbächen solchen Widerstand entgegen, dass ihre Erosion am Felsgrund jetzt erst beginnen kann. Vielerorts nagt der Bach heute noch im Rißschutt.

Von jenem Niveau an, wo einst die Hänge unter der Eisdecke steckten, sind die Bäche abgelenkt. Die abgelenkten Teile betragen rund 50 % der gesamten Längen. Wo Bäche, zwischen besonders mächtigen Moränen geleitet, sich als zu schwach erwiesen, diese Wälle zu durchbrechen, sind bis 90 % aller Längen abgebogen (Top. Atl. Bl. 187, Gegend zwischen Auw und Reussegg, nördlich von Meienberg). Das sind im Längsprofil Stellen geringen Gefälles. Sie wechseln mit Stufen, wo der Bach die Moränen zu einer tieferen Terrasse hinab durchbricht. Die Niederschläge betragen 100—120 cm. Ein Teil des Wassers bleibt aber im Moränenschutt und in den Sümpfen aufgespeichert. Dadurch wird die Erosionskraft der Bäche vermindert. So ist es verständlich, dass die Gerinne in diesen Moränenzügen eine unfertige Kurve zeigen, dass sie jedem Wall ausweichen oder seine Wölbung in konvexer Kurve überrinnen (Fig. 2).

Zusammenfassend ist zu sagen: In glazial aufgeschütteten Landschaften kann das Gefälle sehr vielgestaltig sein. Nebenbäche münden gleichsohlig. Die Kurven sind im Gegensatz zu denen reifer Bäche stellenweise noch konvex.

## II. Flüsse mit Felsstufen.

Stufenbildungen sind auf zwei Arten möglich. Die Täler können das Stadium der Reife noch nicht erreicht haben, oder aber sie waren einst reif und sind sekundär wieder gestört worden.

### 1. Die Täler haben das Stadium der Reife noch nicht erreicht.

Es sei zuerst auf die bekannten Hindernisse hingewiesen, welche die Heranbildung der Normalkurve der Flüsse verzögern können:

a. Geringe Erosionskraft als Folge mangelnder Niederschläge im Einzugsgebiet oder eines zu schwachen Gefälles begünstigt Unausgeglichenheit.

b. Hemmend wirkt auch eine starke Überlagerung des Grundgesteins durch Moränenschutt. Als Beispiel dienen einige Bäche der als reif bezeichneten Tössgegend (Top. Atl. Bl. 231).

In Fig. 3 sind Bäche dargestellt, die von der Kreuzegg her gegen Wattwil ins Toggenburg fliessen. Ihre Längsprofile lösen sich in eine ununterbrochene Folge kurzer Normalkurven auf, eingespannt zwischen resistentere Nagelfluhbänke. Im Gegensatz aber zur Westseite sind die Bäche hier als Ganzes betrachtet noch unausgeglichen. Offenbar haben die Nagelfluhschichten der östlichen Kreuzegg dieselbe Härte und Mächtigkeit wie die am Westhang. Auch der Wechsel zwischen oberer und unterer Süsswassermolasse ist belanglos. Die Gründe der Ausgleichsverzögerung sind somit in äusseren Einflüssen zu suchen. Eine Verringerung der Wasserführung der Bäche infolge ihrer Lage auf der Leeseite der Kreuzegg kann nur unbedeutend sein. Die Regenkarte lässt keine solchen Unterschiede feststellen.

Zu beachten ist aber, dass diese Osthänge durch den Thurgletscher mit Moränen bedeckt worden sind. Das Einsägen der Bäche in die Molasse wurde dadurch stark verzögert. Heute noch ist im Oberlauf des Hacktobelbaches eine Störung dieser Art zu bemerken. Eine nicht vollständig weggeräumte glaziale Ablagerung verbiegt die Gefällslinie konvex.

c. In gut durchlässigem Boden bilden sich oberirdisch fliessende Bäche überhaupt nicht, da das Wasser sofort in Gesteinsklüften versickert. Die Entstehung einer Normalkurve ist darum hier nicht möglich. (Über die Möglichkeit einer Erosionsterminante wird später die Rede sein.)

Im Einzugsgebiet der Muota (Jurazone der Axendecke) fliessen Bäche nur im mergeligen Zementstein, in Dogger- und Liasschichten oder aber durch die Moränen der Ruosalp. Der stark durchlässige Malm wird nur dann überflossen, wenn er vereinzelt in schmaler Zone zwischen undurchlässigen Gesteinen eingeschaltet ist.

d. Ungleiche Widerstandsfähigkeit der Gesteine verzögert die Bildung einer ausgeglichenen Gefällskurve am stärksten. Dass Wechsellagerung des Gesteins Ursache einer Stufenbildung ist, sieht man schon bei den Bächen der subalpinen Molasseberge (Napf, Tössberge) angedeutet. Harte Nagelfluhbänke als Stufenbildner hemmen dort die Tiefenerosion des Wassers (Resistenzstufen).

Zur Illustrierung diene noch ein Beispiel: Wäggital (Top. Atl. Bl. 246b, 248, 262). Die Stufen sind zwar nicht ausschliesslich durch Resistenz einzelner Gesteinsarten dem fliessenden Wasser gegenüber gebildet worden. Gletscher haben die durch präglaziale Flüsse vorgebildeten Stufen verstärkt. Erst durch das Zusammenwirken von Gletscher- und Flusserosion entstanden schliesslich die mächtigen Talstufen, die wirtschaftlich für die Kraftgewinnung so bedeutungsvoll geworden sind.

Um die im Beispiel der Wäggitaleraa vorhandenen Stufen als Resistenzstufen erkennen zu können, sind die Gesteine auf ihre Härte zu untersuchen:

| | | |
|---|---|---|
| Kreide: | Néocomien | weich, tonig, leicht verwitterbar |
| | Schrattenkalk | sehr hart, kompakt |
| | Gault | weich, tonig, leicht verwitternd |
| | Seewer Schichten | hart |
| Eozän: | Flysch | weiches, toniges Sediment |
| Miozän: | Unt. Süsswassermolasse | enthält hauptsächlich Nagelfluhbildungen, widerstandsfähig. |

Stufen müssen sich also im Schrattenkalk, in den Seewerschichten und den Nagelfluhbänken ausgebildet haben.

Über vier Stufen stürzt das Wasser der Aa:

| | | |
|---|---|---|
| Oberste Stufe 4 | vom Aabernboden bis 500 m vor Einmündung in den Stausee: | Sie besteht aus mehreren Seewerkalk-Riegeln. |
| Stufe 3 | $1^1/_2$ km oberhalb Vord. Wäggital (Kirche): | Von den widerständigen Schrattenkalk-Schichten aus schwingt sich der Fluss in schöner Normalkurve im weichen Flysch abwärts bis zur lokalen Erosionsbasis bei Stufe 2. |

| | | |
|---|---|---|
| Stufe 2 | 1,7 km unterhalb Vord. Wäggital: | Gebildet durch Nagelfluhbänke der Molasse. |
| Stufe 1 | 2,9 km oberhalb Siebnen: | Wie 2. |

Die Stufen des Wäggitals lassen sich als Resistenzstufen erklären. Das zeigt sich auch beim Vergleich der beiden Seitenbäche von links, Stoffelbach und Bärlauibach. Stoffelbach und Oberlauf des Bärlauibaches (bis zur Bärlauialp) zeigen eine eigenartige Parallelität ihrer Kurven (Relatives Gefälle des Stoffelbaches = 160 ‰, des Bärlauibaches von der Quelle bis zur Bärlauialp 141 ‰). Beide, an Wasserführung wohl ungefähr gleichen Bäche, fliessen in weichem Flysch. Beide vermochten sich darum ungefähr gleich stark einzugraben. Während aber der Stoffelbach gleichsohlig ins Haupttal einmündet, stürzt sich der Bärlauibach von der Bärlauialp weg plötzlich in starkem Gefälle (432 ‰) in den Stausee hinab. Diese Stufenmündung des Bärlauibaches ist durch die Struktur bedingt (harte Schrattenkalkschichten) und in fluviatiler Arbeit geschaffen worden.

**2. Die Täler können einst ausgereift, sekundär dann wieder gestört worden sein, entweder durch Neubelebung der Erosion oder durch glaziale Umgestaltung.**

Stufenbildung infolge verjüngter Erosion.

Als Ursachen dieser Neubelebung kommen entweder Tieferlegung der Erosionsbasis oder Hebung im Oberlauf in Betracht.

Für den ersten Fall bietet der Napf ein schönes Beispiel:

Verglichen mit den gereiften Talformen des südlichen und westlichen Sektors sehen die Fontannentäler im Nordosten mit ihren Steilwänden und wilden Erosionskesseln jugendlich und unfertig aus. Eine Verstärkung des Gefälles der Kl. Emme hatte eine kräftige Neueintiefung der Fontannentäler im Gefolge.

Bei Wolhusen, wo die Kl. Emme heute rechtwinklig nach E abbiegt, floss sie einst nach N. Zwei Täler liegen dort zwischen moränenüberdeckten Hügeln. Das schmälere geht in direkter Fortsetzung des Entlebuchs von Menznau gegen Willisau. Östlich davon liegt das breitere, flachmuldige Tal von Grosswangen. Die Tälchen der Schwarzenbäche und des Bilbaches weisen dort hinüber.

Wichtige Anhaltspunkte für die Erforschung der Talgeschichte der Kl. Emme sieht J. Steiner [6]) in den Erosionsterrassen an den Hängen.

[6]) J. Steiner, Morphologische Untersuchungen im Entlebuch. Bern 1926.

Die Terrassen des Haupttals müssen sich auch in die Nebentäler hinein fortsetzen. Sie sind hier stellenweise zu erkennen, wenn auch einzelne Partien bei unten erweitertem Talgrund infolge Abrutschung verschwunden sind.

Weit besser als diese seitlichen Terrassen sprechen aber die Längsprofile für die Aufeinanderfolge von Erosionzyklen (Fig. 4). In den Längsprofilen der Fontannen sind deutlich vier aufeinanderfolgende Normalkurvenstücke festzustellen. Das lässt auf eine dreimalige Neuaufnahme der Erosionstätigkeit schliessen.

Der Oberlauf bis zur ersten Schwelle ist die oberste Partie eines alten Talwegs. Dieser oberste Talboden, in präglazialer Zeit ausgeglichen, lässt sich gut ins heutige Flußsystem hinein konstruieren. Er streicht in seiner Verlängerung gerade über die 720—730 m hohen Hügel (Krähenbühl, Schübelberg usw.) der weiten Talschaft nordwärts von Wolhusen. In diesen Molassehügeln erkennen wir (wie auch STEINER erwähnt) die stehengebliebenen Reste des präglazialen Talbodens, in den sich später zur Diluvialzeit die Kl. Emme die beiden tieferen Täler grub.

Es folgte eine Anzapfung der Kl. Emme durch einen Nebenbach der Reuss, ein Hinüberziehen nach E ins tiefere Zungenbecken. Zur Mindeleiszeit aber drängte der vorstossende Reussgletscher die Kl. Emme wieder nach Norden. STEINER bezeichnet den Talboden, der damals entstand, als Mindeltalboden. Denken wir ihn rekonstruiert: Bei Rüdiswil trifft er mit dem Tal von Grosswangen zusammen. (Das Tal von Willisau existierte damals noch nicht.) STEINER findet, aus seitlichen Terrassen hergeleitet, seinen zweiten Talboden bei Wolhusen in 610 m Höhe. Aber nicht nur die Längsprofile der Fontannen, auch die Querprofile (Fig. 4: Q1, II-IV) und Nebenbäche weisen auf ein ca. 660 m hohes Mindel-Talniveau. Die erste Tieferlegung der Talsohle beträgt also bei Wolhusen ungefähr 75 m. Die wasserreicheren Seitenbäche der Fontannen vermochten sich später dem tiefergelegten Hauptfluss einigermassen anzupassen, nicht aber die kleineren. In ihren obersten Strecken haben sie alle noch auf den präglazialen Boden abgestimmte Kurven. Dann stürzen sie über steile Stufen ins neue Haupttal hinunter. Zur Risseiszeis waren die Fontannentäler durch Ausläufer des Rhonegletschers gefüllt, der damals den Napf vollständig umspannte. Seit der nachfolgenden Interglazialzeit aber war den Fontannen die Möglichkeit einer ungehinderten Erosionstätigkeit gegeben.

Eine neue Gebirgshebung oder Senkung der Erosionsbasis hatte eine zweite Eintiefung der Emmen- und Fontannentäler (um ca. 40 m

bei Wolhusen) zur Folge. Bis hinter Paradiesli bei der Kleinen und zur Gegend von Fuchsschwand bei der Grossen Fontannen konnte bis heute der Mindeltalboden abgetragen werden. Der dritte Talboden, bei Wolhusen in 620 m gelegen (ungefähr dem 2. Talboden Steiner's entsprechend), lässt sich zwanglos überführen ins westliche Trockental von Menznau—Willisau. Diesen Weg nahm die Kl. Emme zur Würmeiszeit noch, dem äussersten Randmoränen-Wall des Reussgletschers entlang, der das östliche Paralleltal damals erfüllte. Postglazial erfolgte dann die Abzapfung der Kl. Emme gegen Osten, was eine Tieferlegung der Erosionsbasis, bei Wolhusen um 50 m, bedingte. Die Neubelebung der Eintiefung bewirkte eine letzte deutliche Stufenbildung. Die Bäche konnten diese untersten Stufen erst etwa 5 km weit in die Fontannentäler zurückverlegen.

Im untersten Teil der Längsprofile ist noch eine vierte postglazial entstandene leichte Knickung der Gefällskurve bemerkbar.

Schon die konstruierten Längsprofile mit ihren verschiedenen Stufen zeigen, dass man es hier mit einem wieder vollständig verjüngten Flusspaar zu tun hat. Eine Wanderung im Tal der Grossen Fontannen vor allem bestätigt das sofort. Die Talstrecke zwischen Brand und Pilgeregg besonders ist so wild, wie es niemals in einer voralpinen Landschaft vermutet würde. Links stehen senkrechte Wände. Es sind die Schichtköpfe des in der dislozierten Molasse entstandenen Isoklinaltales. Mächtige Nagelfluhblöcke, bis 5 m im Durchmesser, liegen im Bachbett, abgestürzt infolge Unterwühlung der Steilwände. Ganz oben haben sich in die Felswände die Seitentäler eingekerbt. Ihr Wasser stürzt in hohen Fällen ins Bett des Haupttales. Erdrutschungen von rechts sind weitere Zeichen einer unfertigen Talschaft. Die angefeuchteten Erdmassen vermochten auf den gegen das Bachbett zu geneigten Gesteinsschichten abzugleiten, begünstigt durch die Unterschneidung des Hanges.

Von den verschiedenen Stufen der Flußsohle hingegen ist beim Durchschreiten des Bachbettes nicht viel zu bemerken, besonders nicht im stark verbauten Tal der Kl. Fontannen. Nur spärlichere Schuttanhäufung, Hervortreten des anstehenden Fels, teilweise mit eingeschliffenen Strudellöchern, deuten auf stärkeres Gefälle hin. Immerhin sieht man an einer Stelle, bei der Gr. Fontannen, unterhalb der Brücke von Pilgereggabteil, sehr schön, wie das erodierende Wasser eine Stufe im harten Fels talaufwärts zurücktreibt. Es ist der Ort, wo sich der Bach rückschreitend in den zweiten, den Mindeltalboden, einschneidet. An der genannten Stelle befinden sich die Reste des Mindeltalbodens 5—10 m über dem Bachbett. In die asymmetrische

Mulde (dislozierte Molasse) hinein hat sich der Bach eingetieft. Hunderte von Metern weit liegt gar kein Geröll im ganz glatt gefeilten Bachbett. Ursprünglich war wohl ein V-förmiger Einschnitt. Es folgte eine Verbreiterung am Grunde der Kerbe. Die Felswände stehen heute 1—2 m hoch senkrecht beidseitig des platten, 1—2 m breiten Felsbettes. Sie bilden so einen scharf eingeschnittenen Kännel. Weiter talwärts arbeitet das Wasser noch mehr nach der Seite und schafft einen trapezförmigen Querschnitt (mit der längeren Parallelen als Basis). Durch späteres Nachstürzen der oberen Felspartien verbreitert sich das Tal.

Gleiche Veränderungen treten an den Längsprofilen von Flüssen nach einer Hebung des Einzugsgebietes auf. In einst ausgeglichenen Talböden entstehen infolge Neubelebung der Erosion talaufwärts wandernde Stufen. Ihre Zahl hängt ab von der Anzahl der Hebungen des Untergrundes.

## Zusammenfassung.

Drei Arten von Flusskurven lassen sich in den analysierten Landschaften feststellen:

1. Ist einem Fluss erst verhältnismässig kurze Zeit die Möglichkeit einer Eintiefung gegeben (postglazial), so rinnt er häufig in mehrfach konvex gewölbtem Bett (Moränen). Jede blossgelegte resistentere Gesteinsschicht ist als Stufe ausgeprägt.
2. Ältere Flüsse zeigen in homogenem Gestein konkave Gefällskurven (Normalkurven).
3. Landschaftlich am auffallendsten und wirtschaftlich am bedeutungsvollsten sind die verschiedenen Stufen in Haupt- und Nebentälern:
   a. Besonders mächtige, widerstandsfähigere Gesteinsbänke veranlassen die Bildung von Resistenzstufen. Diese werden so zu lokalen Erosionsbasen. Die ganze Gefällskurve wird girlandenartig gegliedert.

Daneben gibt es Stufen, die nicht durch den Gesteinscharakter bestimmt sind:

   b. Wasserarme, nur zeitweilig fliessende Nebenbäche haben Stufenmündungen.
   c. Bäche der Seitentäler stürzen in steiler Ausgleichsschlucht ins glazial übertiefte Haupttal.
   d. Jede Neubelebung der Erosion hat Stufenbildung zur Folge.

* * *

Welche Veränderungen werden an den Längsprofilen unserer Flüsse bis zur Erreichung der Erosionsterminante eintreten?

1. Überall da, wo Moränen heute noch die Gefällskurve stören, gräbt sich der Bach von unten her in die Schuttwälle ein. Die so entstandene Normalkurve prägt sich auch ins anstehende Gestein ein. Jede Gehängeterrasse wirkt vorerst als lokale Erosionsbasis.
2. Es ist nur eine Frage der Zeit, ob sich ein so gegliedertes, aus übereinander geschachtelten Normalkurven bestehendes Längsprofil in eine einzige Normalkurve mit dem Meeresspiegel als Basis und schliesslich in die Erosionsterminante umwandeln wird.
3. Die Stufen verändern sich in verschiedener Weise, je nachdem sie in homogenem Gestein oder als Resistenzstufen angelegt sind. Im homogenen Gestein wandern sie rückwärts und verschwinden allmählich im Ursprungsgebiet, bevor der Fluss in der Erosionsterminante liegt.

   Die Resistenzstufen bleiben vorerst lokalisiert auf die Stellen der resistenten Gesteine. Bestünde die Korrosion in einem blossen Abscheuern, Abschleifen, dann müssten sich auch in der Erosionsterminante diese Stufen konservieren. Damit in der letzten Phase der Eintiefung bei diesem widerstandsfähigen Gestein noch eine Loslösung möglich wäre, müssten dem rinnenden Wasser hier grössere Kräfte zur Verfügung stehen als im anschliessenden weicheren Gestein. Das Endgefälle müsste darum an dieser Stelle grösser bleiben: Stufe.

   Aber die Erosion kommt dann in einer resistenten Zone noch nicht zum Stillstand. Die in den Wirbelbewegungen vorhandenen Schleifkräfte und die bei starker Durchfeuchtung mit eventuell anschliessender Eisbildung auftretende Lockerung des Gesteins müssen berücksichtigt werden. Eine Resistenzstufe kann aber erst dann völlig verschwinden, wenn talwärts das Endgefälle erreicht ist. Die unterste Stufe verschiebt sich letztmals parallel talaufwärts. (Sie kann unterdessen längst aus der Zone resistenter Gesteine herausgekommen sein.) Quellwärts noch vorhandene Stufen werden in ihr aufgenommen. Der Unterlauf eines Flusses wird folglich zuerst stufenfrei. Unausgeglichenheiten des Oberlaufes bleiben solange erhalten, bis auch jene unterste Stufe schliesslich im Quellgebiet verklingt. Aus den übereinander liegenden Normalkurvenstücken bildet sich somit, unter Ausschaltung einer ganzen Normalkurve, gleich die Erosionsterminante.

Nicht zu vernachlässigen ist das Ergebnis der chemischen „Erosion“, der keine Gesteinsart völlig widerstehen kann. Auch aus dieser Feststellung heraus muss schliesslich eine stufenlose Endkurve resultieren, so flach, dass es dem Wasser eben noch möglich ist, ohne irgendwelchen Geschiebetransport durchs Flussbett zu rinnen.

Jeder in der Endkurve fliessende Strom hat zwei verschiedene Unterlagen. In den oberen Partien rinnt er stufenlos über Fels. Talauswärts aber wird er vorherrschend über Akkumulationsebenen fliessen. Diese Strecken werden um so ausgedehnter sein, je mächtiger die im Laufe der Talentwicklung abgetragenen Gesteinsmassen sind.

Eine Landschaft, in der jeder Fluss seine Endkurve erreicht hat, wo Erosion und Verfrachtung gänzlich zum Stillstand gekommen sind, wird sich kaum jemals ausbilden. Das wäre nur möglich unter der Voraussetzung, dass keine neuen tektonischen Störungen erfolgen. Eine Anderung im Klimacharakter könnte nur eine Beschleunigung oder Verzögerung des Ausgleichvorganges bedingen.

## Literatur.

E. Bärtschi, Das westschweizerische Mittelland, Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denkschriften der Schweiz. Nat. Ges. Bd. XLVII. 1913.

H. Brockmann, Regenkarte der Schweiz. Zürich 1923.

O. Flückiger, Morphologische Untersuchungen am Napf. Bern 1919.

J. Früh, Geographie der Schweiz, Bd. 1. St. Gallen 1929.

Albert Heim, Geologie der Schweiz. Leipzig 1919.

A. Hettner, Die Arbeit des fliessenden Wassers. Geogr. Zeitschrift, XVI, 1910.

J. Maurer, Klima der Schweiz. Frauenfeld 1909.

— Regenkarte der Schweiz. Aarau 1928.

F. Nussbaum, Über morphologische und anthropogeographische Erscheinungen der Landschaft von Schwarzenburg und Guggisberg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1915, p. XLI.

— Zur Morphologie der Landschaft Schwarzenburg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1925.

Walther Penck, Morpholog. Analyse. Geogr. Abhandlungen. Herausgegeben von A. Penck. 2. Reihe, Heft 2, 1924.

A. Philippson, Beitrag zur Erosionstheorie. Pet. Mitteilungen 1886.

J. Steiner, Morpholog. Untersuchungen im Entlebuch. Diss. Bern 1926.

Geographisches Institut der Universität Zürich, Sommer 1931.

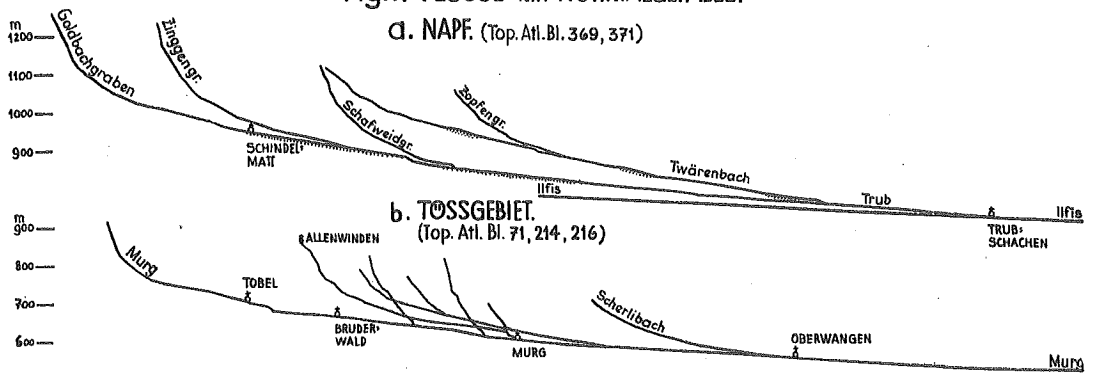


Fig. 1: FLÜSSE MIT NORMALGEFÄLLE.
a. NAPF. (Top. Atl. Bl. 369, 371)
m
1200
1100
1000
900
Goldbachgraben
Zinggengr.
Schafweidgr.
Zontengr.
SCHINDEL-MATT
Twärenbach
Ilfis
Trub
TRUB-SCHACHEN
b. TÖSSGEBIET.
(Top. Atl. Bl. 71, 214, 216)
m
900
800
700
600
Murg
TOBEL
ALLENWINDEN
BRUDER-WALD
MURG
Scherlibach
OBERWANGEN

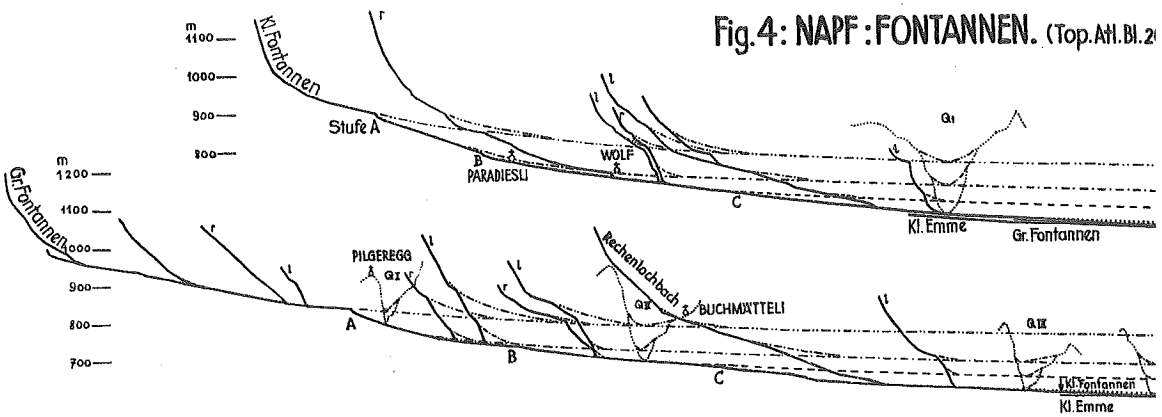


Fig. 4: NAPF: FONTANNEN. (Top. Atl. Bl. 2
m
1100
1000
900
800
Kl. Fontannen
Stufe A
B
PARADIESLI
WOLF
C
Kl. Emme
Gr. Fontannen
m
1200
1100
1000
900
800
700
Gr. Fontannen
PILGEREGG
Rechenlochbach
BUCHMÄTTELI
A
B
C
Kl. Fontannen
Kl. Emme

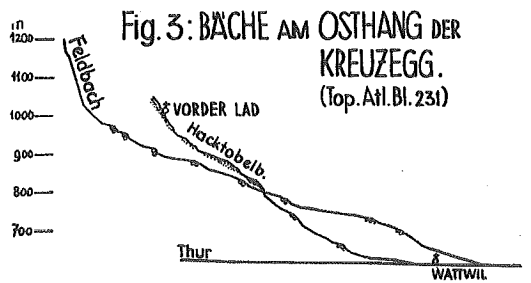


Fig. 3: BÄCHE AM OSTHANG DER KREUZEGG.
(Top. Atl. Bl. 231)
m
1200
1100
1000
900
800
700
Feldbach
VORDER LAD
Hacktobelb.
Thur
WATTWIL

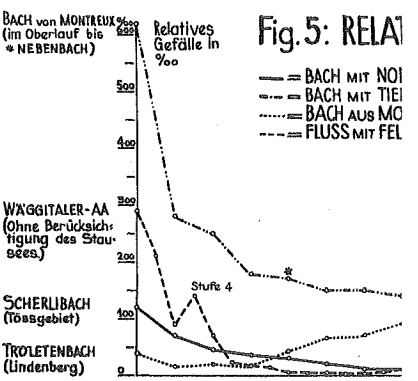
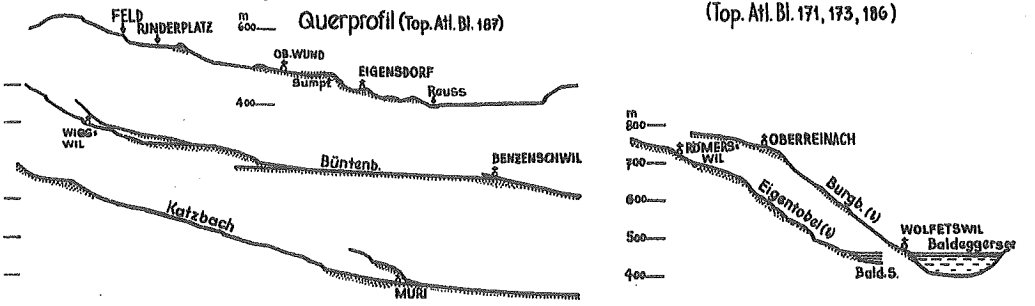


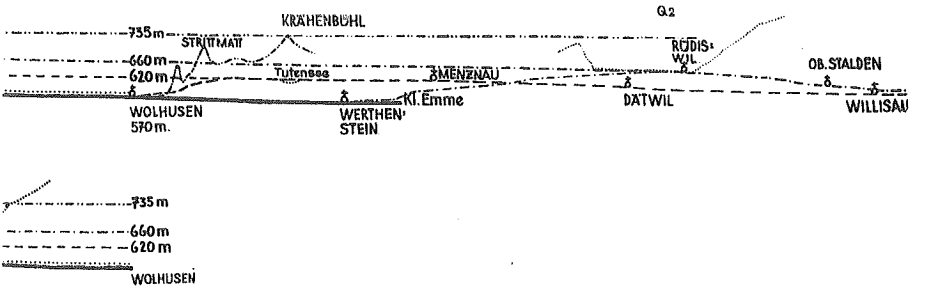
Fig. 5: RELAT
BACH von MONTREUX (im Oberlauf bis * NEBENBACH)
Relatives Gefälle in ‰
600
500
400
300
200
100
0
WÄGGITALER-AA (Ohne Berücksichtigung des Stausees.)
Stufe 4
SCHERLIBACH (Tössgebiet)
TRÖLETENBACH (Lindenberg)
= BACH MIT NOI
= BACH MIT TIEI
= BACH AUS MO
= FLUSS MIT FEL

# Fig. 2: BÄCHE IN MORÄNENLANDSCHAFT (LINDENBERG).

(Top. Atl. Bl. 171, 173, 186)

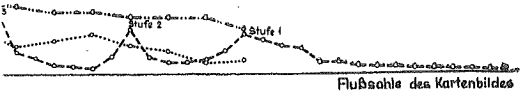



372.)




GEFÄLLE IN ‰ VON 500 ZU 500 m.

ALLE
IONSBASIS
ANDSCHAFT
Länge 2x verkürzt)




Maßstab 1 : 100 000.

Profile 5 × überhöht.