

Über Eckfluren und andere Probleme der Talbildung.

Von Dr. J. Moscheles.

(Mit 2 Textfiguren).

Unsere Landformen entstanden vor allem durch die modellierende Wirkung des fließenden Wassers, deren Spuren wir selbst im Bereich des glazialen, ariden und marinen Formenschatzes nachweisen können. Die Frage nach der Entstehung und Ausgestaltung der Täler und aller durch fließendes Wasser gebildeten Einzelformen steht daher im Brennpunkt morphologischer Forschung, ohne daß es bis heute gelungen wäre, allen hierbei in Betracht kommenden Problemen restlos gerecht zu werden. Auch im folgenden sollen nur einige Hinweise auf Erklärungsmöglichkeiten für einzelne Phänomene gegeben werden. Gleiche Formen können aller Wahrscheinlichkeit nach auf unterschiedliche Weise zustande kommen. Es gilt also nicht, für jede Art von Formen ein allgemeines Gesetz ihrer Entstehung aufzustellen, sondern an der Hand spezieller Beispiele die für den betreffenden Einzelfall mögliche Erklärung zu suchen.

Wenn wir uns dennoch bei unserer Darstellung der von DAVIS angewandten deduktiven Methode bedienen, so sei ausdrücklich betont, daß diese Deduktionen sich auf ein umfangreiches Beobachtungsmaterial stützen, welches im Laufe mehrerer Jahre auf morphologischen Exkursionen namentlich im Bereich des Böhmisches Massivs gesammelt wurde.

Den Anlaß zur Niederschrift dieser Zeilen gab die von SÖLCH im PENCK-Festband veröffentlichte Abhandlung „Eine Frage der Talbildung“, in der vor allem das Problem der Eckbildung behandelt wird. Die Beobachtungstatsachen, die SÖLCH in seiner Arbeit anführt, stimmen im wesentlichen mit den Verhältnissen überein, die ich bereits im Sommer 1916 am Westrand des Eger-Franzensbader Beckens feststellen konnte. Ich kam dort jedoch zu einer von der SÖLCHs etwas abweichenden Erklärung des Phänomens der Eckflurenbildung. Die Veröffentlichung meiner Ergebnisse mußte aber äußerer Umstände halber bis heute unterbleiben.

Da SÖLCH es vermeidet, eine Definition des von ihm in die Morphologie eingeführten Terminus „Eckflur“ zu geben, sei zunächst eine solche Definition auf Grund seiner Schilderung versucht. Unter Eckfluren versteht SÖLCH jene Stücke von flacheren bis fast

horizontalen Böschungen, die sich im Längsschnitt der Höhenzüge unserer Gebirge zwischen steiler geneigte Stücke derart einschalten, daß förmliche Treppen entstehen. In ihrem Auftreten sind diese Eckfluren von Gesteinscharakter und Tektonik unabhängig. Darin zeigen sie eine bemerkenswerte Analogie zu den Talterrassen, in welchen sie sich nicht selten talaufwärts fortsetzen. Da überdies die Eckfluren benachbarter Höhenzüge ungefähr gleiche absolute Höhen aufweisen, scheinen sie ebenso wie die Terrassen der Zerschneidung einer ursprünglich einheitlichen Fläche ihre Entstehung zu verdanken. Bei seinem Versuch, eine genetische Erklärung der Eckfluren zu geben, gelangt SÖLCH nach sorgfältiger Erwägung verschiedener Möglichkeiten wie Firstverbreiterung, Staffelbrüche und Meeresbrandung bei negativer Bewegung der Strandlinie, zu dem Resultat, daß nur der Wechsel von Seiten- und Tiefenerosion der Flüsse für die Eckbildung verantwortlich gemacht werden kann.

SÖLCH ist damit der erste, der das Problem der Eckfluren aufgerollt und dabei ihren nicht selten orographischen und sicher auch genetischen Zusammenhang mit den Talterrassen betont hat. Wir befinden uns in voller Übereinstimmung mit ihm, wenn wir Eckfluren ganz allgemein gesprochen als Teile alter Talböden definieren, die infolge der nachträglichen Zerschneidung zu Wasserscheiden geworden sind. Danach muß es sich aber bei ihrer Entstehung um einen dem Vorgang der Talverschluckung entgegengesetzten Vorgang handeln. Wir wollen diesen Vorgang, der zur Entstehung der Ecke führt, als Talzersplitterung bezeichnen.

SÖLCH nimmt an, daß durch die Verbreiterung der Talböden benachbarter Täler die zwischen ihnen gelegenen Wasserscheiden mit der Zeit zu Fall gebracht werden. Dadurch sollen nach seiner Ansicht ausgedehnte Verebnungen entstehen, die mit talaufwärts sich verschmälernden Zungen in das benachbarte Hügelland hineinreichen. Die Höhenzüge zwischen Nachbartälern, also die Nebenwasserscheiden, setzen mit Randhängen gegen das eingebnete Land ab und diese Randhänge sollen sich nach SÖLCH in demselben Maße wie die beiderseitige Talverbreiterung und die Talvereinigung immer weiter gegen das reliefierte Land zurückverschieben. Durch neuerliche Hebung und Tiefenerosion soll dann die so entstandene Verebnungsfläche zu Eckfluren zerschnitten werden, während aus den talaufwärts anschließenden Talböden Terrassen hervorgehen. Bei mehrmaliger Wiederholung dieses Vorganges kommt es nach SÖLCH zur Bildung von Ecktreppen im Längsschnitt der Wasserscheiden und der entsprechenden Terrassentreppen im Querschnitt. Dem geringeren Ausmaß der Talverbreiterung in den tieferen Niveaus entspricht nach SÖLCH die geringere Zurückverlegung der Randhänge.

Daß dieser von SÖLCH angenommene Vorgang einer Rückverlegung der Nebenwasserscheiden durch Seitenerosion möglich ist, soll durch-

aus nicht bestritten werden. In den meisten Fällen dürfte damit aber nicht nur eine Rückverlegung der Talvereinigung, sondern auch der Flußvereinigung verbunden sein. Sinnfällige Beispiele hierfür lassen sich nur aus Flachlandschaften geben, in deren lockerem Boden sich derartige Vorgänge schnell und gleichsam vor unseren Augen vollziehen. Dem darauf achtenden Beobachter werden sich jedoch verwandte Formen auch im Gebirgsland und im festen Gestein darbieten.

Ein gutes Beispiel für eine Rückverlegung der Wasserscheide durch Seitenerosion, verbunden mit einer Rückverlegung der Flußvereinigung im ebenen Land bietet die Donau unterhalb von Preßburg. Dort, wo die Donau aus ihrem Durchbruch durch die Kleinen Karpathen heraus- und in das oberungarische Becken eintritt, vermindert sich plötzlich ihr Gefälle. Daher läßt sie die mitgeführte Schuttlast fallen und baut einen großen Schuttkegel in das Becken vor. Auf ihm verwildert die Donau und teilt sich in mehrere Arme: die nördliche kleine, die große und die südliche kleine Donau. Die nördliche kleine Donau vereinigt sich mit Waag und Neutra und erreicht bei Komorn den Hauptarm des Stromes. Die Vereinigung der südlichen kleinen Donau mit dem Hauptarm erfolgt schon etwas weiter oberhalb. Unter dem Einfluß der Erdrotation drängt die Donau und besonders ihr wasserreichster mittlerer Arm nach rechts, also nach Süden. Die große Donau fließt heute zum Teil im einstigen Bett der südlichen kleinen Donau, so daß hier also die Flußvereinigung talaufwärts gerückt ist. Denkt man sich einen derartigen Vorgang in stärker reliefiertem Land, so wird auf diese Weise zwar die Nebenwasserscheide zurückverlegt, aber das eingeebnete Stück wird bei neuerlicher Tiefenerosion nicht zu einer Eckflur zwischen zwei Tälern, sondern zur Terrasse eines einheitlichen Tales. Durch Rückverlegung der Randhänge infolge von Seitenerosion werden Eckfluren also nur dann entstehen können, wenn die seitliche Verschiebung der Wasserläufe gegen jene Seite hin erfolgt, auf welcher sich der Fluß mit lebhafterer Seitenerosion befindet.

Die Seitenerosion muß nicht durch eine einseitige Verschiebung des Stromstriches bedingt sein. Auch die Mäander tragen zur Talverbreiterung bei. Um durch sie die Entstehung von Eckfluren im Sinne SÖLCHS zu erklären, müßten wir annehmen, daß solche Mäander auch die Randhänge der Wasserscheiden angreifen. Dies wird aber nur in den seltensten Fällen vorkommen. Nach Abschluß einer Phase der Tiefenerosion liegt der Randhang, durch dessen Rückverlegung nach SÖLCH die Eckflur des nächsten Stadiums geschaffen werden soll, im Mündungswinkel der Wasserläufe. Nun zeigen aber alle Flüsse die Tendenz, im Bereich ihrer Vereinigung nach außen konvexe, gegen den Mündungswinkel konkave Krümmungen zu bilden. Wo zwei Wasserläufe zusammentreffen, pflegen sie eben das mitgeführte Gerölle und Geschiebe zwischen sich im toten Winkel der

Erosion zu einer Bank anzuhäufen. So erhalten die Flüsse hier eine schwach bogenförmige, nach außen konvexe Krümmung, die einem gezwungenen Mäander entspricht und gleich einem solchen nach auswärts und abwärts wandert. Daher wird der Randhang, weil auf der Innenseite der Krümmung gelegen, im allgemeinen nicht von der Seitenerosion angegriffen werden. Eine Rückverlegung der Talvereinigung findet nicht statt, wohl aber kann es zu einer Talabwärtsverschleppung der Mündung kommen.

In der Natur können wir stets an Flußvereinigungen diese Tendenz zur Talabwärtsverschleppung der Mündung erkennen, am deutlichsten wieder in Akkumulationsgebieten in ebenem Land. Das System des Rheins und seiner Nebenflüsse in der oberrheinischen Tiefebene bietet hierfür ein Musterbeispiel. Ansätze zu einer derartigen Verschleppung der Mündung finden sich aber selbst in engen Gebirgstälern. Kleine Talauen im toten Winkel zwischen Bachvereinigungen finden sich z. B. in dem von eiszeitlichen Gletschern verschont gebliebenen Talgebiet der Kleinen Aupa im böhmischen Anteil des Riesengebirges, so bei der Mohornmühle an der Vereinigung von Fichtig- und Kaderbach, sowie einige Schritte weiter talaufwärts zwischen Fichtig- und Löwenbach. Wie im Akkumulationsgebiet der oberrheinischen Tiefebene besteht also auch im Erosionsgebiet des Riesengebirges die Tendenz zur Talabwärtsverlegung der Mündungen.

Danach hat folgende Theorie zur Erklärung der Entstehung von Eckfluren viel Wahrscheinlichkeit für sich: Die ebene Eckflur bildet sich im Winkel zwischen den Flüssen durch Talabwärtsverschleppung der Mündung während einer Zeit schwacher oder ganz aussetzender Tiefenerosion. Der Vorgang entspricht dabei durchaus der einseitigen Talauenbildung bei mäandrierenden Flüssen, denn der „Mündungsmäander“ sucht wie jeder andere nach auswärts und abwärts zu wandern. Der Scheitel des Mündungsmäanders liegt an der Einmündungsstelle; die talaufwärts anschließenden Stücke der beiden sich vereinigenden Wasserläufe stellen die Schenkel des Mündungsmäanders dar.

Durch die andauernde Akkumulation im Mündungswinkel ist das Abwärtswandern des Mündungsmäanders im Vergleich mit gewöhnlichen Mäandern beschleunigt. Im allgemeinen kommt daher bei ihm das Auswärtswandern weniger zur Geltung. Dementsprechend bleibt der Krümmungsradius meist groß und kann sogar im Laufe der Zeit noch wachsen. Daher sind die Flüsse unterhalb der Urmündung zueinander nahezu parallel und vereinigen sich unter sehr spitzem Winkel. Dies gilt vor allem dann, wenn sich dem Abwärtswandern keine großen Hindernisse in den Weg stellen, also in Flachländern und bei wenig widerstandsfähigem Gestein. Gute Beispiele hierfür bieten der Rhein und seine Nebenflüsse in der oberrheinischen Tiefebene. Aber auch das heutige Entwässerungsnetz des südlichen

Riesengebirgsvorlandes und des Eger-Franzensbader Tertiärbeckens ist möglicherweise auf diese Art entstanden. Das Auftreten untereinander nahezu paralleler „konsequenter“ Flüsse, zwischen denen die Wasserscheiden talabwärts an Höhe abnehmen, gilt vielfach als Beweis dafür, daß eine Struktur- oder Abtragungsfläche im Sinne der Flußrichtung schräg gestellt oder abgelenkt wurde. Die gleichen orographischen Verhältnisse ergeben sich aber auch durch Talabwärtsverschleppung der Mündungen und Ecktreppenbildung. Die parallele Anordnung der Täler, deren Verlauf scheinbar konsequent und durch die tektonische Schrägstellung der Oberfläche bedingt erscheint, kann auch erst nachträglich durch Verschleppung der Mündungen aus einer älteren strahlenförmigen Anordnung des Entwässerungsnetzes hervorgegangen sein. Auch die Entstehung mehrfacher, an den Gebirgsrändern auftretender Vererungsflächen läßt sich auf diese Weise erklären. Sie sind das Werk eines ganzen Systems zusammenhängender Wasserläufe, deren Mündungen talabwärts wanderten. Besser als von Erosion könnte man bei diesem Vorgang von fluviatiler Abrasion sprechen; jeder Wasserlauf oder genauer jede talabwärtsrückende Mündung stellt eine abradierende Welle dar.

Ein Modell solcher fluviatiler Abrasionsflächen bietet das Eger-Franzensbader Tertiärbecken und sein aus kristallinen Gesteinen aufgebauter, daher geologisch zum Fichtelgebirge gehörender Westrand. Morphologisch läßt sich hier eine Grenze nur schwer ziehen. Der Versuch kann von zwei verschiedenen Gesichtspunkten aus unternommen werden, indem man entweder den Charakter der heutigen Täler oder die allgemeine Oberflächengestaltung in Betracht zieht. Im Tertiär finden sich morphologisch alte, vielfach von Hochmooren erfüllte Täler bis zu einer Seehöhe von 450—460 m. Sie finden sich im ganzen Gebiet östlich von Franzensbad, von der Soos im Norden bis unterhalb Eger im Süden, nach Osten bis zum Egerdurchbruch durch die Phyllitbrücke von Mariakulum und im Wondrebgebiet aufwärts bis gegen Alt-Kinsberg. Westwärts reichen die Moore über Kammerdorf bis an die Eger.

In die Randpartien dieses Moorgebietes ragen von allen Seiten Ausläufer eines höheren Landes mit Höhen von rund 470—500 m hinein. Folgt man z. B. dem Seebach aufwärts gegen Seeberg, so sieht man bei Kropitz den etwa 470 m hohen Tertiärrücken, von Oberhoma gegen den Bach herübergreifen und ein ähnlicher Rücken senkt sich vom Granit bei Trogau gegen den Bach herab. So beginnt schon bei Tannenberg im Tertiär ein Ansteigen der Gehänge des Tales, das aber erst beim Durchbruch durch die Seeberger Gneisscholle einen 50 m tiefen, engen Cañon bildet. Hier liegt also für den Bach die morphologische Grenze des Beckens.

Abseits der Täler scheint eine morphologische Grenze zu fehlen; ganz unmerklich gelangt man aus dem Tertiär in den Granit. Sehr

gut läßt sich dies bei den Hoierhäusern zwischen Sirmitz und Alten-
teich beobachten. Die im Osten aus Tertiär, im Westen aus alt-
kristallinen Gesteinen aufgebaute Hochfläche steigt hier gegen Westen
langsam bis auf etwa 540 m an. Über sie erhebt sich der Zug
des Kapellenberges, dessen steiler, vielleicht einem jungen Bruch
entsprechender Anstieg als morphologische Grenze des Eger-Franzen-
bader Beckens im weitesten Sinne aufgefaßt werden kann. Die 540 m-
Linie ist auch insofern für das Landschaftsbild charakteristisch, als
sie die Kulturregion von der darüber aufragenden Waldregion trennt,
wenn auch Korn, Hafer und Kartoffeln in allen Höhenlagen gebaut
werden und der Wald steile, wenn auch tiefer gelegene Talgehänge
bedeckt.

Als Landschaftsgrenze ist die 540 m-Linie durchaus geeignet zur
Abgrenzung der Eger-Franzenbader Beckenregion gegen das Fichtel-
gebirge. Vom rein morphologischen Standpunkt aus sind jedoch die
Oberflächenformen der Beckenregion im Tertiär und kristallinen Ge-
stein zwar ähnlich, aber nicht identisch. Die eingehende Betrachtung
der morphologischen Verhältnisse am geologischen Westrand des Eger-
Franzenbader Beckens läßt die an die Gesteinsverschiedenheit an-
knüpfende Verschiedenheit der Oberflächenformen wohl erkennen.

Wir haben hier eine gegen Osten ganz schwach geneigte Fläche
in rund 540 m Seehöhe vor uns. Ohne Änderung im Landschaftsbild
greift sie zwischen den Tälern von den kristallinen Gesteinen auf die
tertiären Beckenschichten über. Der Bruch, der die beiden Gesteins-
formationen trennt, kommt im Landschaftsbild nicht zum Ausdruck.
Auch die Gesteinsgrenze selbst tritt abseits der Wasserläufe in keiner
Weise im Landschaftsbild hervor. Man glaubt daher, eine Verebnungs-
fläche vor sich zu haben, deren schwaches Gefälle gegen Osten ent-
weder einer ganz schwachen Schrägstellung oder auch ihrer ursprüng-
lichen Abdachungsrichtung und -stärke entsprechen kann.

Die Einzeluntersuchung zeigt nun aber, daß sich diese „Ebene“
aus einer ganzen Reihe einzelner, weit schwächer geneigter bis ganz
horizontaler Flächenstücke zusammensetzt, die gegen Osten immer
geringere Höhen besitzen und durch flache Gehänge, die aber doch
steiler gebösch sind als die Landoberfläche als Ganzes betrachtet,
miteinander verbunden sind. Man fühlt sich fast versucht, hier an
Strandterrassen eines tertiären Sees zu denken, die bei allmählich
sinkendem Seespiegel in sein Westufer eingeschnitten wurden. Aber
abgesehen davon, daß die Erhaltung dieser Kleinformen seit Trocken-
legung des Sees im Miozän wenig wahrscheinlich ist, da sie nament-
lich im Bereich der wenig widerstandsfähigen Sedimente der Tertiär-
zeit durch exogene und endogene Kräfte (denn auch die jüngsten
Seeablagerungen, die Cyprisschiefer und die Tone von Wildstein
werden noch von zahlreichen, wenn auch meist kleinen Verwerfungen
durchsetzt), längst hätten verwischt werden oder wenigstens sehr an

Deutlichkeit einbüßen müssen, spricht auch der Umstand gegen ihre Deutung als Seeterrassen, daß sie sich mit östlicher Neigung über den ganzen Bereich des einstigen Sees bis nahezu an den Ostrand desselben verfolgen lassen. Dagegen fehlen dem Ostufer entsprechende Terrassen mit Neigung gegen Westen vollkommen. Es kann sich also nicht um Formen handeln, die ein einstiges Seebecken umrahmen, sondern es sind Formen, die deutlich in ihrer Verbreitung dem Entwässerungsnetz angepaßt sind, also auch wohl in genetischer Beziehung zu den Wasserläufen stehen.

Der Treppenbau beherrscht also die zwischen den Tälern gelegenen Riedel im Längsprofil, gleichgültig, ob diese Riedel aus kristallinem Gestein oder aus tertiären Sedimenten bestehen. Nur sind im weicheren Material infolge seines geringeren Widerstandes gegen die Talabwärtsverschleppung der Mündungen die ebenen Flächenstücke, die Eckfluren, viel länger als im harten kristallinen Gestein. Das Profil ist dasselbe; im kristallinen Gestein ist es aber gleichsam überhöht. Dabei braucht die Grenze zwischen kristallinem Gestein und Tertiär durchaus keinem Randhang zu entsprechen. Häufig geht eine Eckflur über die Gesteinsgrenze hinweg, so daß diese selbst morphologisch nicht zum Ausdruck kommt.

Es handelt sich also im Eger-Franzensbader Becken und seinem westlichen Randgebiet um eine aus Eckfluren von geringem vertikalem Abstand zusammengesetzte Oberfläche. Jeder Eckflur entspricht talaufwärts eine Talverbreiterung, deren Talboden noch heute in Funktion ist. Jedem Randhang entspricht talaufwärts ein Gefällsknick. Besonders deutlich haben sich diese Formen im widerstandsfähigen kristallinen Gestein erhalten, wo wiederholt Eckfluren und Randhänge, steilere, wenn auch wenig tief eingeschnittene Laufstrecken mit verumpften, flachmuldenförmigen Talerweiterungen abwechseln. Bemerkenswerterweise fehlen Terrassen hier vollkommen.

Ein besonders gutes Beispiel hierfür ist die Gegend von Voitersreuth (Fig. 1) an der böhmisch-sächsischen Grenze. Wir haben hier ein wohl abgegrenztes Talsystem vor uns, begrenzt einerseits durch den nach Südosten gekehrten Abfall des Kapellenbergrückens zwischen Schönberg und Ottengrün, andererseits durch den von oberhalb Ottengrün fast rein östlich streichenden Rücken, der sich jenseits einer talförmigen, von der Bahnlinie Voitersreuth—Haslau benutzten Einsattelung (mit ca. 530 m Seehöhe) in der Höhenzone Kote 546 fortsetzt. Diese beiden Höhenzonen sind die Wasserscheiden, die zur Zeit des 530 m-Talbodens ein einheitliches, bei Voitersreuth gegen Osten geöffnetes hydrographisches System umschlossen. Es bestand anscheinend aus zwei Hauptästen, dem Scheibenbach im Norden und dem heute unbedeutenden, in seinem oberen Abschnitt von Schutt verkrochenen Gerinne, das heute unterhalb von Voitersreuth in den

diesen Ort durchfließenden Bach mündet und trotz geringerer Wasserführung dessen weitere Laufrichtung bestimmt.

Zwischen diesen beiden Hauptästen und zu beiden Seiten des Voitersreuther Baches liegen etwas oberhalb von Voitersreuth ebene Flächen in ca. 530 m Seehöhe. Am linken Ufer tritt eine solche Fläche auch noch östlich des Zollamtes auf. Offenbar ist hier eine einheitliche Fläche, die Eckflur zwischen den beiden Hauptästen, durch neu entstandene oder sich in der Richtung talabwärts (durch Mündungsverschleppung) verlängernde Wasserläufe zerschnitten worden. Der wichtigste, in der Eckflur ausgebildete Einschnitt ist der des Baches von Voitersreuth, der seine Quelladern in der Talweitung oberhalb der Ackermühle in 530 m Seehöhe sammelt. Als sich die beiden Hauptäste unseres hydrographischen Systems am Fuße des über das 530 m-Niveau aufragenden Randhanges vereinigten, also zur Zeit, als die Bildung der 530 m Eckflur eben einsetzte, hat der Bach wohl noch zum oberen Einzugsgebiet des südlichen Hauptastes gehört und die Verschleppung seiner Mündung hinkte hinter der der beiden Hauptäste nach.

Talabwärts folgen auf einen Gefällsknick sowohl am Voitersreuther als auch am Scheibenbach kleine Talweitungen in 505 m Seehöhe. Diesen entsprechen weiter im Osten in gleicher Seehöhe ebene Flächenstücke, in denen uns die Reste einer zweiten tieferen Eckflur der beiden Hauptäste vorliegen. Auf einer der hierher gehörigen Flächen liegt das Bahnhofsgebäude Voitersreuth.

Das nächst tiefere Niveau liegt bei 480 m. Ein individualisiertes Flußsystem von Voitersreuth ist hier nicht zu erkennen, denn es fehlen von nun an trennende Wasserscheiden in höherem Niveau zwischen den nach Osten gerichteten Wasserläufen. Zwischen den beiden Hauptästen des Voitersreuther Systems bildet dieses Niveau eine lange, schmale Zunge, auf der die Kapelle bei Wildstein steht. Gleich hohe Flächen treten aber auch südlich von Altenteich und im Norden des Soosbaches auf (um Klinghart). Dieses Niveau entstand wohl durch das Ostwärtsrücken eines Stammflusses, der etwa dem heutigen Fleißebach entsprechend in nordsüdlicher Richtung floß und durch seine von Westen kommenden Nebenflüsse nach Osten gedrängt wurde. Diesem Niveau entspricht die Talweitung unterhalb des Bahnhofs Voitersreuth.

Das 480 m-Niveau stellt im Eger-Franzensbader Becken im allgemeinen dasjenige Eckflurenniveau dar, welches über die Grenze von kristallinem Gestein und Tertiär hinwegzieht. Die Eckfluren haben hier im wenig widerstandsfähigen Gestein eine weit größere Längenerstreckung als die im kristallinen Gestein gelegenen der höheren Niveaus. Ferner sind ihre Randhänge ungleich sanfter geböschet, teils weil die Mündungsverschleppung auch während der Tiefenerosion andauerte, teils wegen nachträglicher Abspülung und

Verrutschung des lockeren Gesteinsmaterials. Am Fuß dieser Randhänge vereinigen sich die heutigen Wasserläufe bezw. ihre Talsohlen unter spitzem Winkel; der Randhang ragt keilförmig in den Bereich der heutigen Talniveaus hinein. Im kristallinen Gestein hingegen sind die Randhänge bogen-, ja direkt halbkreisförmig, denn im harten Gestein besitzen die Mündungsmäander sehr kleine Krümmungsradien.

Der Widerstand des festen Gesteins ist hier so groß, daß Mündungverschleppungen nur äußerst langsam erfolgen, so daß die Fliehkraft in dem Stück zwischen alter und neuer Mündung mehr Zeit hat zu wirken. Daher erfolgt hier die Vereinigung der Wasserläufe meist unter einem stumpfen Winkel, nicht selten in einem den Randhang umklammernden Bogen.

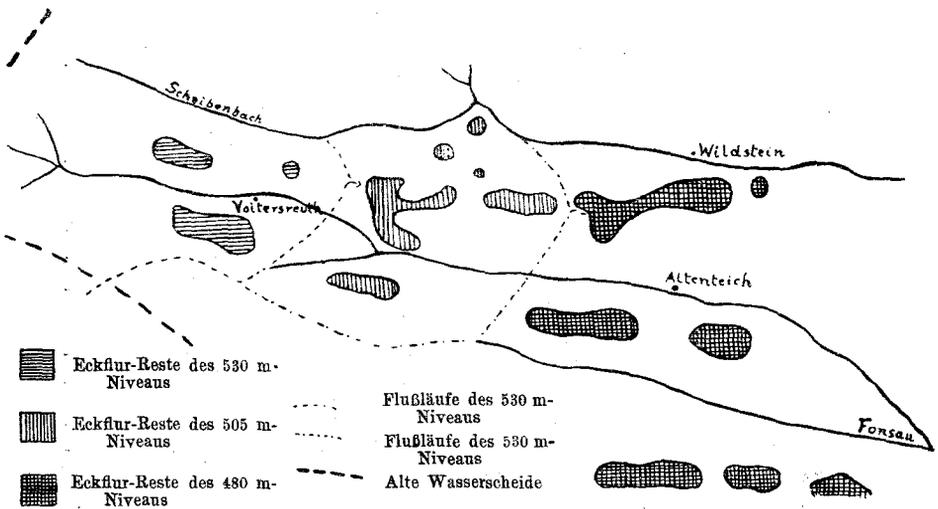


Fig. 1. 1 : 50 000.

Interessant ist, daß aus solchen Mündungsmäandern infolge von Anzapfungen auch echte Mäander hervorgehen können. Sehr schön zeigen dies die Verhältnisse am Zusammenfluß von Großer und Kleiner Aupa oberhalb von Marschendorf auf der böhmischen Seite des Riesengebirges (Fig. 2). Die Kleine Aupa umfließt hier in einem nach Süden konvexen eingesenkten Mäander den Rothenberg (972 m), der eine deutliche Eckflur trägt. Der Mäanderbogen endet gerade dort, wo ein kleiner Wasserriß vom Rothenberg herabkommt und wo man daher bei einem gezwungenen Mäander gerade den Scheitel der Krümmung und zwar am gegenüberliegenden Ufer zu erwarten hätte. Aber erst jenseits der Einmündungsstelle biegt die Kleine Aupa wieder nach Süden um und vereinigt sich bald darauf mit der Großen Aupa. An der Einmündungsstelle ist ein Mündungsmäander in Bildung begriffen.

Dem Scheitel des Mäanders am Fuße des Rothenbergs entspricht in der Richtung gegen Süden eine deutliche Einsattelung zwischen Altenbergkoppe (903 m) und Spitzberg (877 m) in etwa 840 m Seehöhe. Es handelt sich dabei unzweifelhaft um einen Taltorso des Aupaflusses. Der Lauf der Großen Aupa von Nordwest nach Südost war geradlinig auf diese Einsattelung gerichtet. Später erfolgte eine Anzapfung der Großen Aupa von Süden her aus der Gegend von Dunkelthal. Sie erfolgte an einer meridionalen Verwerfung, längs welcher die ursprünglich oberhalb von Dunkelthal gelegene Quelle eines kleinen Baches verhältnismäßig rasch zurückwanderte. Dadurch wurde die Große Aupa nach Süden abgelenkt und zog die Kleine Aupa gleichsam mit sich. Die Ablenkung der Großen Aupa schuf also kein Trockental, sondern das von der Großen Aupa verlassene Bett wurde von der Kleinen Aupa zur Verlängerung ihres Laufes

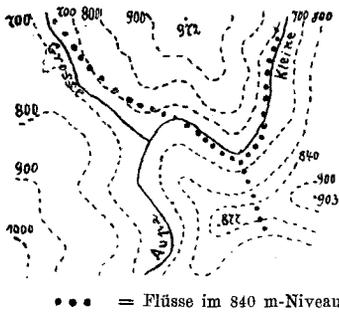


Fig. 2. 1 : 50 000.

aufgesucht. So wurde der Mündungsmäander aus der Zeit vor der Anzapfung zu einem gewöhnlichen Mäander der Kleinen Aupa und infolge späterer Tiefenerosion zum heutigen eingesenkten Mäander. Heute ist unterhalb der Kreuzschenke ein neuer Mündungsmäander in Bildung.

Wir lernen hier also eine Entstehungsmöglichkeit für Mäander kennen, deren Ausgangsform nicht in den freien Mäandern eines breit-

sohligen Tales zu suchen ist. Sie entstehen aus Mündungsmäandern bei Anzapfung des einen Zuflusses oberhalb der Mündung, wenn dadurch auch der andere Zufluß mit abgelenkt wird. Im Aupagebiet fehlt eine deutliche Eckflur, die dem Niveau des 840 m-Talbodens entsprechen würde. Aber die Südgehänge des Rothenbergs werden in entsprechender Höhe von einer flacheren Leistenflur unterbrochen, auf welcher die durch den Wald führende Schneuse verläuft. Bezeichnender Weise erreicht diese Leiste dort ihre größte Breite, wo wir die damalige Mündung annehmen müssen, also über dem Scheitelpunkt des Mäanderbogens.

Die Mündungsverschleppung besitzt demnach in verschiedenen Gebieten verschiedene Bedeutung. Im Gebirgsland aus hartem Gestein und mit tief eingesenkten Tälern entstehen lokale Eckfluren. In jedem Flußsystem können ungefähr gleich hohe Eckfluren in verschiedener Entfernung vom Gebirgsrand auftreten. Unterhalb der Eckflur können sich die Talwände zu größeren Höhen erheben, als die Eckflur aufzuweisen hat.

In wenig kupertem Gelände und im wenig widerstandsfähigen Gestein vollzieht sich die Mündungsverschleppung rascher. In ein

und demselben Zyklus können mehrere Flußmündungen über eine Eckfur hinwegwandern. Je reicher die Verzweigung des Flußnetzes ist und je intensiver die Mündungverschleppung wirkt, umso größere Stücke des Gebietes werden in die Eckflurverebnung einbezogen. So können die randlichen oder Vorlandsverebnungen entstehen.

Damit ist auch erklärt, daß jeder Gebirgsrand von treppenförmig nach außen absetzenden Randverebnungen begleitet ist. Im ersten Stadium liegen die Flußmündungen noch am weitesten talaufwärts. An der am weitesten talaufwärts gelegenen, noch relativ leicht verschiebbaren Mündung setzt die Bildung der höchsten Vorlandsverebnung ein. Die dem nächst jüngeren Stadium angehörende tiefere Vorlandsverebnung kann bestenfalls an der bereits talabwärts verschleppten Mündung des gleichen Flußpaares anknüpfen. Daher bleibt die höhere Vorlandsverebnung in der Nachbarschaft des eigentlichen Gebirgslandes recht flächenhaft erhalten.

Dazu kommt noch ein weiterer, die Erhaltung der höheren Verebnungsfläche in der Nachbarschaft des Gebirgslandes begünstigender Faktor. Nach W. PENCK sind alle Abtragungsformen des Landes das Ergebnis des mannigfachen Intensitätsverhältnisses von Hebung und gleichzeitiger Abtragung. Durch die Talabwärtsverschleppung bleibt nun zwar die Gesamtabflußmenge des Gebietes gleich, aber die Wassermenge der einzelnen Flußläufe vermindert sich in dem Stück zwischen alter und neuer Mündung insofern, als sich hier die Wassermenge eines ursprünglich einheitlichen Flußlaufs auf zwei Wasseradern verteilt. Bei einer Hebung von im ganzen Gebiet einheitlicher Intensität ist die Abtragung bezw. Flußarbeit oberhalb einer Mündung schwächer als unterhalb. Die Grenze zwischen eigentlichem Gebirgsland mit Tiefererosion und Randverebnung mit vorherrschend flächenhafter Tieferlegung wird daher in einem ersten Stadium z. B. mit einer Mündungszone AB zusammenfallen. In einem zweiten Stadium mit gleicher Hebungintensität liegt diese Mündungszone A'B' durch Mündungverschleppung aber weiter talabwärts. Unterhalb von ihr kann daher die zweite tiefere Randverebnung gebildet werden, während oberhalb die erste obere Vorlandsverebnung infolge vorherrschender Tiefererosion der wenig kräftigen Wasserläufe von Tälern zerfurcht wird und in den Riedelflächen erhalten bleibt. Mündungverschleppung kommt hier zwar auch noch vor, aber in beschränkterem Maße, da die Flüsse hier infolge der höheren Talwände eine größere Abtragungsarbeit zu leisten haben. Wie im Gebirge entstehen hier also nur kleine lokale Eckfluren.

Das theoretische Endziel dieser Entwicklung wäre, daß alle Wasseradern zu Hauptflüssen werden, die selbständig das Meer erreichen. Ansätze zu einer derartigen Entwicklung finden sich in Akkumulationsgebieten (Etsch und Po), also im Bereich langandauernder Senkungsvorgänge. Theoretisch müßte sich das gleiche Phänomen auch in Hebungsg-

und Erosionsgebieten gleichsam als Greisenstadium der Entwicklung einstellen, doch ist dieses heute in der Natur noch nirgends erreicht.

Ein besonderes Problem stellt das Verhältnis von Eckfluren und Terrassen dar. Zeiten aussetzender Tiefenerosion sind zweifellos sowohl der Talverbreiterung als auch der Mündungsverschleppung am günstigsten. Die Entstehung von Eckflüssen und Talterrassen ist daher zweifellos synchron und auf die gleiche Ursache — Abnahme oder Aussetzen der Tiefenerosion — zurückzuführen. Unter sonst gleichen Verhältnissen hängt die Talbildung von der zur Verfügung stehenden Wassermenge ab, denn die Arbeitsleistung der einzelnen Flüsse ist dann einzig von ihrer Wassermenge bestimmt.

Nun bedeutet jede Talabwärtsverlegung einer Flußmündung zugleich eine Abnahme der Wassermenge zwischen alter und neuer Mündung. Zu der Zeit, als eine der heutigen Eckfluren gebildet wurde, vereinigten sich die beiden Wasserläufe zunächst am Fuße des Randhangs der nächst höheren Eckflur. Daher wirkte von hier an die gesamte Wassermenge an der Verbreiterung eines einzigen Talbodens. Mit der Talabwärtsverlegung der Mündung erfolgte die Vereinigung der Wassermassen zwar erst weiter unterhalb, aber praktisch hatten doch vom Randhang an beide Wasserläufe ihre Talböden im gleichen Niveau und waren durch keine orographische Wasserscheide getrennt. Daher arbeitete noch immer die ganze Wassermasse, gleichsam in zwei Armen an der Verbreiterung eines Tales. Bei einer neuerlichen Phase der Tiefenerosion entstehen aber zwei, durch eine deutliche Wasserscheide — die Eckflur — getrennte Täler. In jedem dieser Täler kann jetzt nur ein Teil der früher einheitlichen Wassermassen arbeiten. Da aber die Wassermenge einen der Faktoren bildet, zu denen die Breite des Talbodens proportional ist, so läßt sich aus dieser Flußzersplitterung bereits auf eine geringere Breite der neugebildeten Talböden in dem betreffenden Abschnitt schließen. Es bleibt daher die Eckflur als Rest des alten Talbodens erhalten, so daß es nicht zu einer Talverschluckung kommt.

Nun bleibt dabei aber oberhalb der ursprünglichen Mündungsstelle die Wasserführung der einzelnen Flüsse konstant. Daher kommt hier eine durch Abnahme der Wasserführung bedingte Verschmälerung der Talböden nicht in Betracht. Hinsichtlich der durch die Wassermenge bedingten Erosionsintensität müßten hier die tiefer gelegenen Talböden dieselbe Breite besitzen wie die höher gelegenen, so daß sich diese nicht in Form von Terrassen erhalten könnten.

Dazu kommt auch bei der Annahme von rhythmisch gleichlaufenden, periodischen, tektonischen Veränderungen, daß die einem Erosionszyklus zur Verfügung stehende Zeit mit der Mündungsverschleppung, also von Zyklus zu Zyklus wächst. Jede Hebung, die nicht direkt und unmittelbar von der Erosion kompensiert werden kann, erzeugt einen Gefällsknick, der um so langsamer zurückwandert, je

geringer unter sonst gleichen Bedingungen die Wassermenge ist. Da nun in dem Stück, um das die Mündung während des Zyklusses II nach abwärts gewandert ist, die Wassermenge infolge der Flußzersplitterung abgenommen hat, wandert hier der den Zyklus III einleitende Gefällsknick langsamer zurück als seinerzeit der den Zyklus II einleitende. Oberhalb der anfänglichen Mündungsstelle in Zyklus II steht daher dem zweiten Zyklus eine längere Zeit zur Verfügung als dem ersten, und zwar um soviel länger, als der Gefällsknick infolge der Flußzersplitterung langsamer zurückwandert. Da also im Bereiche der Mündungsversehrung die Wasserführung der einzelnen Flüsse abnimmt, jedoch oberhalb der ursprünglichen Einmündungsstelle konstant bleibt, mit anderen Worten also Talstücke mit gleichgebliebener und verminderter Wasserführung alternieren, ein langsames Zurückwandern der Gefällsknicke also mit konstant gebliebener Erosionskraft weiter talaufwärts verbunden ist, so wäre anzunehmen, daß oberhalb der ursprünglichen Mündungsstellen die Talböden breiter werden, in je tieferem Niveau sie zur Ausbildung gelangen.

Diese Tatsache läßt sich im Quellgebiet vieler Wasserläufe tatsächlich nachweisen. Im Quellgebiet kleiner Bäche sind vielfach Talweitungen in Bildung begriffen, die den höchsten, nur unter besonders günstigen Bedingungen in spärlichen Terrassenresten erhaltenen Talböden des Hauptflusses entsprechen. Einheitliche Talbodenniveaus gehören eben zu einem Erosionszyklus, insofern sie durch ein und denselben tektonischen Vorgang bedingt sind; sie sind aber zeitlich nicht gleichen Alters. Ein heute in irgendeinem Talabschnitt wirksamer Erosionszyklus kann für eine weiter talabwärts gelegene Strecke desselben hydrographischen Systems bereits zwei oder mehr Zyklen zurückliegen.

Ein gutes Beispiel für diese Verhältnisse bietet das böhmische Mittelgebirge, wo sich die Gefällsknicke und Talweitungen der kleinen Seitenbäche in Beziehung zur Talgeschichte der Elbe bringen lassen¹⁾. Wie ich a. a. O. für den Pitschkowitzer Bach gezeigt, setzen sich die Seitentäler aus alternierenden Mulden und Gefällsknicken zusammen. Die Talsohle einer jeden Mulde setzt sich als Terrasse über dem talabwärts folgenden Gefällsknick fort, endet aber im Bereich der nächst tieferen Mulde. Eine Ineinanderschachtelung von Terrassen fehlt also; bei Ausbildung des neuen Talbodens wird der nächst ältere allmählich vollkommen aufgezehrt. Die einzelnen Mulden im Bereich der Seitentäler entsprechen je einem der in Terrassen erhaltenen alten Talböden des Elbtals. Die übereinander liegenden Niveaus des Elbtals liegen in den Seitentälern also gleichsam nebeneinander.

Für das Elbtal läßt sich hier im Mittelgebirge eine der möglichen Ursachen für die Erhaltung hochgelegener Talböden nachweisen. Es handelt sich hier um bedeutende Änderungen der Wasserführung

¹⁾ J. MOSCHELES, Das Böhmische Mittelgebirge. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1920, S. 140 ff.

einzelner Laufstücke infolge von Flußverlegungen durch Anzapfung. Die Ablenkung des ursprünglich zusammenhängenden Eger-Bielafusses, der anfangs die Elbe bei Dubitz erreichte, gegen Aussig verursachte die Erhaltung der beiden höchsten Terrassenniveaus zwischen Dubitz und Aussig, also in dem Stück, in welchem infolge der Anzapfung die Wasserführung vermindert worden war. Umgekehrt erklärt sich das Fehlen des drittältesten Talbodens in fast dem ganzen mittelgebirgischen Elbtal oberhalb von Aussig aus der Ablenkung der Eger nach Süden und der damit vermehrten Wasserführung dieses Flußabschnittes.

Um aber auch dann die Erhaltung von Terrassen erklären zu können, wenn eine wie auch immer geartete Verminderung der Wasserführung nicht stattgefunden hat, müssen wir nach anderen Bedingungen für eine mit der Zeit abnehmende Intensität der Seitenerosion Umschau halten. Nur als Notbehelf kann die Annahme gelten, daß die Verlegung der Erosionsbasis, welche eine neuerliche Tiefenerosion einleitet, mit Annäherung an die Gegenwart immer häufiger, bezw. in immer kürzeren Zeitabständen erfolgt. Nun kann bekanntlich die Breite eines Talbodens die des Mäander- und Windungsgürtels seines Wasserlaufs um ein Vielfaches überschreiten. Die Talsohle wird eben nicht nur durch den Strom in seiner augenblicklichen Lage geschaffen, sondern auch die Stromverschiebungen spielen dabei eine große Rolle. Solche Stromverschiebungen können einseitige, durch Erdrotation, Wind, tektonische Verbiegung usw. bewirkte sein. Daneben kommt aber auch zweifellos ein bisher noch recht wenig beachtetes Pendeln des Stromes in Betracht. Jeder Wasserlauf stellt ja mehr oder weniger ein Horizontalpendel dar, dessen Aufhängepunkt in der Stelle zu erblicken ist, wo die Talgehänge auseinandertreten. Je größer der Abstand vom Aufhängepunkt, desto größer ist bei gleichbleibendem Ausschlagswinkel der vom Pendel beschriebene Bogen, desto breiter die durch das Pendeln des Flusses geschaffene Talsohle. Nun wachsen mit der Talzersplitterung die Wasserscheiden talabwärts und damit verschiebt sich zugleich der Aufhängepunkt des Pendels talabwärts. Damit werden an den einzelnen Punkten talabwärts kleinere Bögen beschrieben als früher und so erklärt sich die abnehmende Breite der Talböden. Durch dieses Pendeln wird aber andererseits auch der Aufhängepunkt talaufwärts zurückverlegt. Ist diese Zurückverlegung geringer als die vorangegangene, durch die Mündungverschleppung bedingte Talabwärtsverlegung des Aufhängepunktes, so spitzt sich der tiefere Talboden früher aus und ist somit schmaler als der nächst ältere, höher gelegene, der sich so in Form von Terrassen erhalten kann. Ohne hier näher auf die Ursache dieses Pendelns einzugehen, sei noch betont, daß die allgemeine Verbreitung „negativer Trockendeltas“, also das von der Stromrichtung oft unabhängige, trichterförmige Auseinandertreten der Talgehänge, einen Beweis für die Realität des Pendelphänomens bildet.