BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

SITZUNGSBERICHTE

JAHRGANG

1984

MÜNCHEN 1985

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
In Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Zusammenfassung über Untersuchungen zur Reliefentwicklung in der Oberpfalz*

mit einer Profilabbildung

Von **Herbert Louis**

Sitzung vom 24. Februar 1984

Über dieses Thema ist bereits viel gearbeitet worden, vor allem von W. Klüpfel (1923 u. später), von J. Büdel (1957) und von A. Wurm (1961 u. früher). Eine nochmalige Untersuchung war aber durch neuere geologische Altersbefunde nahegelegt.

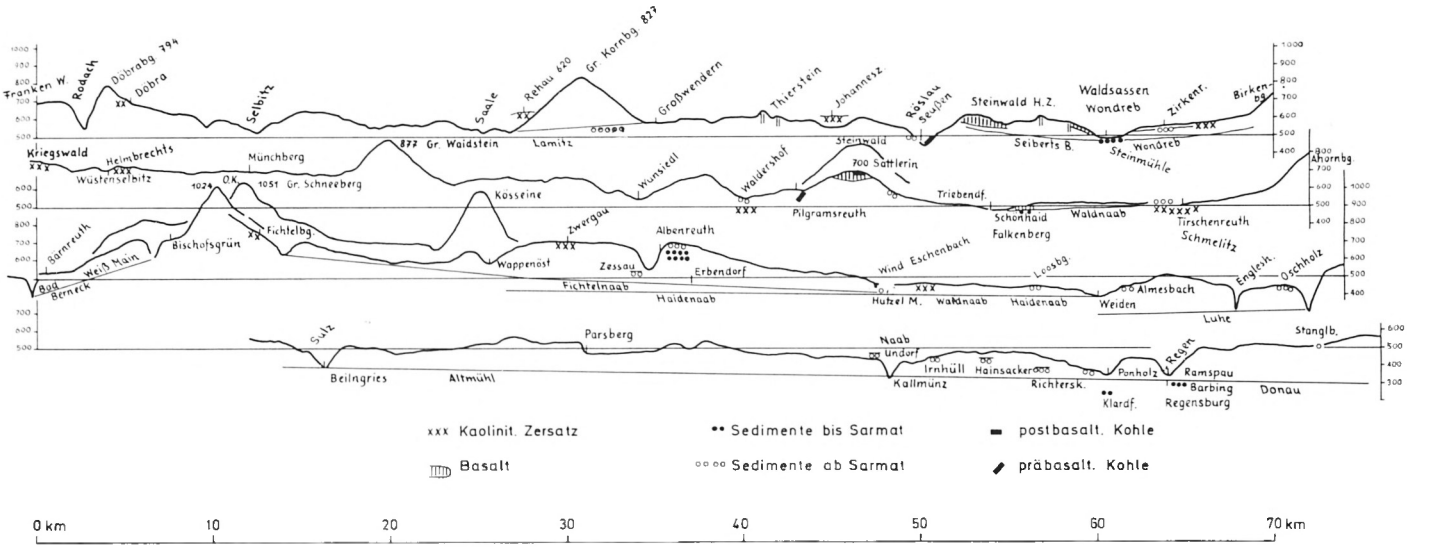
So haben die K-Ar-Altersbestimmungen an zahlreichen Basalten der Oberpfalz von W. Todt und H. J. Lippoldt (1975) ergeben, daß diese Basalte fast alle nicht obermiozänes, wie vorher angenommen, sondern untermiozänes Alter besitzen. Paläobotanische Untersuchungen an den Braunkohlen der Oberpfalz von W. Jung, E. Knobloch und E. Kowaček (1971 u. später) haben ergeben, daß es sowohl ältestmiozäne wie auch jungmiozäne, postbasaltische Braunkohlen in der Oberpfalz gibt, und nicht nur obermiozäne, wie meist angenommen wurde. Endlich hat die Untersuchung der sogenannten Albenreuther Schotter bei Erbendorf durch K. Kalogiannidis (1981), welche mit Hilfe einer von der Bayerischen Akademie d. Wiss. freundlich unterstützten Baggergrabung unter besonderer Mitwirkung durch K. Brunnacker abgesichert werden konnte, ergeben, daß diese Albenreuther Schotter, die schon W. Gümbel beschäftigt haben, nicht, wie die Geologischen Karten bisher angeben, kretazischen Alters sind, sondern ins jüngere Jungtertiär gehören.

Durch diese Berichtigungen älterer Annahmen begünstigt, konnte erhofft werden, daß eigene Felduntersuchungen zu besser begründeten Vorstellungen über die Reliefentwicklung führen würden, vor allem auch weil Prof. Dr. Wolfgang Zech vom Lehrstuhl für Bodenkunde der Univ. Bayreuth an den Arbeiten freundlich teilnahm und

---

* Um den Zusammenhang mit der bisherigen Literatur zu wahren, wurde hier die bislang gebräuchliche Gliederung des Jungtertiärs beibehalten.

Oberpfalz Profile



die nötigen bodenkundlichen Untersuchungen selbst und durch sein Institut besorgt hat. Die Feldarbeiten wurden 1976 bis 1982 durchgeführt. Die hauptsächlichen Ergebnisse werden mit Hilfe einiger von SE nach NW durch die Oberpfalz gelegter der Deutlichkeit wegen zehnfach überhöhter, generalisierter Profile erläutert:

1. Allgemeinstes Kennzeichen des gesamten Gebietes ist ein allerdings stark zertaltes Flachhöhenrelief. Dieses hat trotz der großen Bruchstörung der sogenannten Fränkischen Linie, welche die alten Faltungsstrukturen des Fichtelgebirges und Frankenwaldes von den Sedimenttafeln der Fränkischen und Schwäbischen Alb trennt, sowohl über diese wie jene einst hinweggegriffen. Es handelt sich um ein zertaltes, sogenanntes Rumpfflächenrelief mit regional zwischen etwa 500 und 700 m Höhe sanft auf und ab schwingenden Höhen. Nur im heutigen Fichtelgebirge ragen Erhebungen wie Schneeberg, Ochsenkopf und Kösseine inselbergartig örtlich um mehrere Hundert m hoch darüber auf.

Dieses höhere Bergland bildet zugleich fast ohne Rücksicht auf die Geologie den Wasserscheidenknoten zwischen den Flußsystemen der Sächsischen Saale im Norden, der Eger im Osten, der Naab im Süden und dem Main im Westen. Dieser Sachverhalt macht es sicher, daß diese Flußsysteme einst auf entsprechend gerichteten flachen Abdachungen jenes Rumpfflächenreliefs ihre erste Anlage erhalten haben.

Das Rumpfflächenrelief schneidet auch über die in die alten Gesteine eingemuldeten, marinen Kreideschichten der Bodenwöhrer Bucht hinweg und muß daher noch nach deren Störung weitergebildet worden sein, also etwa im Alttertiär. Das Gleiche besagen auch eine ganze Reihe von Resten eines einstigen Verwitterungsmantels einer Kaolinisierungsverwitterung, die dem Flachrelief aufliegen. Eine solche wird nur durch ein sehr feuchtwarmes Klima erzeugt, wie es im Alttertiär nachweislich geherrscht hat. Es ist zugleich Voraussetzung für Rumpfflächenbildung. Das zeigen die Gebiete der Erde, in denen heute intakte Rumpfflächen vorhanden sind.

2. Die Rumpfflächenbildung ist aber auf der Südabdachung bereits vor dem Obermiozän durch eine Epoche tiefer Zertalung unterbrochen gewesen. Das beweist insbesondere das Naabsystem. In ihm sind bis oberhalb von Nabburg, also bis mehr als 50 km nördlich von Regensburg, unter der heutigen Talsohle Obermiozänsedimente ein-

gebettet. Das hat schon W. Klüpfel erkannt und Heinz Tillman genauer herausgearbeitet.

Das Gleiche beweisen auch die Verhältnisse der erwähnten Albenreuther Schotter. Sie sitzen, wie sich ergeben hat, als etwa 20 m mächtige, fast unsortierte, bunte Schlammstromkegel-Ablagerung in gut 700 m Höhe über einer mehr als 200 m mächtigen feinkörnigen Liegendserie wahrscheinlich oligozänen Alters (H. Engelhardt 1904). Darunter folgt Kaolinsandstein.

Dies zeigt, daß schon vor dem jüngeren Alttertiär in der Haidenaabzone, welche mit relativ gering resistenten und außerdem durch Längsbrüche vor der Fränkischen Linie zerrütteten Gesteinen längs der Haidenaab verläuft, eine tiefe Furche vorhanden gewesen ist. Denn in dieser Furche liegen die oligozänen Feinsedimente der Liegendserie von Kalogiannidis.

Außerdem ist ja bekannt, daß vor dem mittelmiozänen Ries-Ereignis auch tiefe Täler in der Fränkischen Alb vorhanden waren, die sogenannten Vorriesischen Täler, die durch Riesschutt verschüttet worden sind. Die genannten, später verschütteten alten Täler nötigen zu dem Schluß, daß die alttertiäre Rumpfflächenbildung in der mittleren und südlichen Oberpfalz durch erhebliche Vertikalbewegungen unterbrochen worden ist, welche mindestens in der Haidenaabzone schon im jüngeren Eozän begonnen haben dürften.

3. Im nördlichen Arbeitsgebiet scheint die Rumpfflächenbildung mindestens bis ins Mittelmiozän angedauert zu haben. Denn schon A. Wurm hat darauf hingewiesen, daß um Thierstein Basaltvorkommen, deren Alter später als altmiozän bestimmt worden ist, im Niveau der Rumpffläche eingeebnet worden sind.

Andererseits sind überall im Untersuchungsgebiet flache Alttalungen um 50 m tief in das Rumpfflächensystem eingearbeitet worden. Innerhalb dieser Talungen gibt es, wie besonders im Gebiet nördlich von Marktredwitz gezeigt werden kann, keine Anzeichen weitergehender Kaolonitverwitterung mehr. D. h. zur Bildungszeit der Alttalungen war, weil Kaolonitverwitterung als eine Hauptvoraussetzung für Rumpfflächenbildung erkannt worden ist, deren eigentliche Bildungszeit bereits vorüber.

In manchen dieser Alttalungen finden sich außerdem Ablagerungen, die sehr wahrscheinlich pliozänes Alter haben. In einer solchen, bei Zirkenreuth im oberen Wondrebgebiet, kann dieses Alter mit

hoher Wahrscheinlichkeit sogar als bereits sarmatopontisch angenommen werden. Dies bedeutet, daß die Eintiefung der Alttalungen und damit das Ende der eigentlichen Rumpfflächenbildungszeit in unserem Arbeitsgebiet wohl bereits im jüngeren Miozän angenommen werden muß, und daß dieses Ende mit einer Klimaänderung in Zusammenhang steht. Dies schließt nicht aus, daß an begrenzten Stellen zwischen den sich bildenden Alttalungen Prozesse der Oberflächenverebnung örtlich noch weiter gewirkt haben, traditional im Sinne von Büdel. Im Gebiet von Woltersgrün NNE von Wunsiedel im obersten Egergebiet bei etwa 620 m Höhe dürfte ein solches Beispiel vorliegen.

4. Es hat aber auch noch im Jungtertiär, etwa im Sarmat, weitere bedeutende Krustenbewegungen in der Oberpfalz gegeben. Sie haben erstens den Steinwald-Höhenzug geschaffen. Das beweisen Deckenbasalte in 600 bis über 700 m Höhe auf diesem Gebirge und jungmiozäne Braunkohlen auf der „Sattlerin" in 700 m Höhe, die diesen Basalten auflagern. Sowohl die ursprünglich dünnflüssigen Deckenbasalte wie auch die Braunkohlen sind ursprünglich naturgemäß in einem örtlichen Tiefgebiet abgelagert worden, nämlich einem Südausläufer des Eger-Senkungsfeldes. Der Steinwald-Höhenzug ist dann nachträglich 150 bis 200 m hoch über seine Umgebung emporgewachsen. An seinem Abhang sitzt noch 80 m über dem Tiefgebiet von Wiesau ein fluviales Tertiärsediment.

In entsprechender Weise muß auch der Waldsteinkamm erst etwa im Sarmat emporgehoben worden sein. Denn er wird vom Lamitzbach durchbrochen, welchen selbst eine mit Miozänsedimenten bedeckte Terrasse begleitet. Der Fluß ist also älter als das Gebirge. Der Durchbruch ist antezedent.

Des weiteren sind auch die Hauptkämme des Oberpfälzer Waldes und ebenso die des Bayerischen Waldes sicherlich erst nach der eigentlichen Rumpfflächenbildungszeit, also erst im jüngeren Jungtertiär durch regionale Hebungsbewegungen emporgehoben worden. Denn einerseits tragen die Höhen dieser Hauptkämme stellenweise ohne Zweifel noch Reste des alten Rumpfflächenreliefs, andererseits gibt es im östlichen Einzugsgebiet der Naab und im oberen Regengebiet, aber auch weiter südöstlich im Bayerischen Wald eine ganze Reihe von Bächen die auf der Böhmischen Seite des Gebirges entspringen, die also das Gebirge in offenbar antezedenten Talanlagen

durchmessen. Dies zeigt, daß die alte Südabdachung in der Rumpfflächenbildungszeit ebenso wie noch die heutige Wasserscheide auf der Böhmischen Seite des heutigen Gebirges begonnen hat.

Da demgemäß gerade auch die Hauptkämme des Oberpfälzer Waldes erst im Jungtertiär nach der Rumpfflächenbildungszeit emporgestiegen sein können, so wird verständlich, daß die Quellstränge von Wondreb und Waldnaab heute anfänglich nach Westen, d. h. gegen den einstigen Südausläufer des Eger-Senkungsgebietes gerichtet sind. Weiter abwärts sind dann, über Jungtertiärablagerungen fließend, die Wondreb nach Norden zur Eger, die Waldnaab nach Süden vor dem sich hebenden Steinwald Höhenzug abgebogen.

6. Die Gegebenheiten der Albenreuther Schotter, die wie gezeigt wurde, schon für das Verständnis der alttertiären Reliefentwicklung in der Oberpfalz von Bedeutung sind, ergeben auch für die jüngere Entwicklung wichtige Hinweise.

Da die Albenreuther Schotter einzelne Basaltgerölle enthalten, müssen sie jünger als Altmiozän sein. Da die Matrix nur geringe Kaolinitanteile der Tonfraktion und außerdem schwach verwitterte Gneis- und Granitgerölle enthält, kommt am ehesten ein etwa sarmatopontisches, also ältestpliozänes Alter in Betracht. Da außerdem der Gehalt an Schwermineralen und an Kieselschiefergeröllen ganz der gleiche ist wie der der pontischen Monheimer Sande auf der Fränkischen Alb östlich vom Ries, so spricht alles für eine Zusammengehörigkeit beider. Es lassen sich sogar auch mehrere Paßfurchen in der Frankenalb nachweisen, über die hinweg wahrscheinlich die sarmatopontischen Entwässerungsbahnen vom Frankenwald und Fichtelgebirge zum Gebiet der Monheimer Sande einst verlaufen sind.

Dieses sarmatopontische Entwässerungssystem hat einst eine riesige Aufschüttungsebene im Alpenvorland zwischen den Alpen und der Alb gebildet. Es ist zugleich die Aufschüttungsebene der Feldspatsande der oberen Süßwassermolasse.

Auf dieser Aufschüttungsebene hat dann, wahrscheinlich durch eine langsame Schrägstellung die Umlenkung der ursprünglichen Westentwässerung des Alpenvorlandes zur Ostentwässerung und damit zur Entstehung des oberen Teils des heutigen Donausystems stattgefunden.

7. An die Phase der großen sarmatopontischen Aufschüttung haben sich dann in mehrmaligem Wechsel Taleintiefung und Wieder-

verschüttung der eingetieften Täler angeschlossen. Hierbei müssen regional verschiedene Vertikalbewegungen der Kruste als Ursache mitgewirkt haben. Denn der früher erwähnte, mit obermiozänen Sedimenten erfüllte Talgrund der vorobermiozänen Naab ist wellenartig verbogen worden. Dieser Talgrund, der ursprünglich gleichsinniges Gefälle gehabt haben muß, liegt bei Schwarzenfeld nördlich von Schwandorf in etwa 350 m NN, bei Klardorf südlich von Schwandorf bei nur 250 m NN, bei Ponholz und Regenstauf südlich von Maxhütte wieder bei 310 m NN, bei Barbing südöstlich von Regensburg bei etwa 280 m NN.

8. Die geomorphologisch wichtigste der nachsarmatopontischen Aufschüttungsperioden muß wesentlich jünger sein als der Albenreuther Schotter, denn ihre Ablagerungen liegen bei Zessau nördlich von Pressath rund 200 m tiefer als jene. Es handelt sich bei ihnen, anders als beim Albenreuther Schotter, merkwürdigerweise um einen fast reinen Quarz-Quarzit-Lydit Restschotter. Kalogiannidis hat dessen Vorkommen sorgfältig südwärts längs der Haidenaab und bis zur unteren Naab hoch über den heutigen Talgründen verfolgt. Dieser Restschotter unterscheidet sich andererseits deutlich von den tiefer liegenden Buntschottern des Pleistozäns. Er wird daher von Kalogiannidis und Brunnacker (1981 bzw. 1983, S. 84) trotz fehlender Fossilien sicher mit Recht ins mittlere bis jüngere Pliozän gestellt. Aber die außerordentliche Verarmung dieses relativ jungen Schotters ist auffällig und wird von diesen Autoren schwerlich ausreichend erklärt.

Es muß hier vor allem darauf hingewiesen werden, daß das Einzugsgebiet der Haidenaab im Pliozän vom Fichtelgebirge und damit von der Zufuhr an Geröllen aus Gneisen, Graniten und paläozoischen Sedimentgesteinen so gut wie vollständig abgeschnitten worden ist. Denn das Tal der Fichtelnaab, welches heute parallel zur Fränkischen Linie dicht am Rande der alten Strukturen eingetieft ist, war im Sarmatopont, wie die Albenreuther Schotter zeigen, noch nicht vorhanden. Es hat sich erst während des Pliozäns eingetieft.

Der Mittel- bis jungpliozäne Quarz-Quarzit-Lydit Restschotter ist also dadurch zustande gekommen, daß im Haidenaab-Gebiet einerseits nur ältere Buntschotter unter Zerstörung aller leicht zerreibbaren Gerölle aufgearbeitet wurden, und daß andererseits neues Material aus der Haidenaab-Zone selbst hinzukam. Hier herrschen aber

Gesteine, die außer Quarzen und Quarziten nur leicht zerstörbare oder lösliche Bestandteile enthalten, wie Kalke, Mergel, Tone oder mürbe Kaolinsandsteine. Durch Ausmerzung auch dieser konnte der Restschotter entstehen.

9. Die sicher erkennbaren Quarz-Lydit Restschotter gehen aber nun auf der Fränkischen Alb neben dem unteren, in die Frankenalb tief eingeschnittenen Naabtal bis auf 570 m Höhe empor, also weit höher als im Bereich von Grafenwöhr und des Weidener Beckens, wo nur 450 m Höhe erreicht werden. Das beweist wiederum eine bedeutende Emporhebung und zwar für die südliche Frankenalb, welche bis ins späte Pliozän und ins Pleistozän angedauert haben muß.

Nach einer neuerlichen Taleintiefung hat, wie Brunnacker nachwies, im Hügelland nördlich von Regensburg eine nochmalige altquartäre Aufschüttung stattgefunden, die am Sallerberg bis über 400 m hinaufging. Darauf folgt die jüngste Taleintiefung in mehreren, durch Terrassensedimente gekennzeichneten Etappen.

10. Besonders auf den pliozänen Aufschüttungsoberflächen sind Flußverlegungen und beim späteren Wiedereinschneiden der Flüsse epigenetische Engtalstrecken entstanden. Die wichtigsten sind: Die Verlegung der Naab aus dem im Obermiozän weiter östlich gelegenen Verlauf gegen Wutzelhofen in das Alb-Engtal von Burglengenfeld über Kallmüntz zur Mündung bei Regensburg, die Verlegung der Luhe in die alten Gesteine am Nordsaum des Naabgebirges, weiter die Verlegung des Regen in die alten Gesteine am Nordsaum des Regensburger Waldes und die des Regen südlich von Zeitlarn.

11. Auffällig ist hier außerdem das scharfe Knie des Regen bei Marienthal. Es ist allem Anschein nach durch Überlaufen des vorher westwärts zum Becken von Schwandorf gerichteten Regen in ein schon seit dem Miozän von Regenstauf nordwärts sich eintiefendes Tälchen des Regensburger Waldes entstanden.

Literatur

1. Büdel, J. (1957: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzburger Geogr. Arb. 4/5, S. 5–46, Würzburg.
2. Engelhardt, H. (1904): Tertiärpflanzen von Pressath in der Oberpfalz. Ber. Natur. Ver. Regensburg 10, S. 1–15, Regensburg.

3. Jung, W., Knobloch, E., Kowacek, E. (1971) Makrofloristische Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz. Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol. Heft 11, S. 223 bis 249, München.
4. Kalogiannidis, K. (1981): Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab, NO Bayern. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, Nr. 40, S. 1–203.
5. Kalogiannidis, K. u. Brunnacker, K. (1983): Der Albenreuther Schotter und seine Bedeutung für die Landschaftsgeschichte von Nordostbayern. Z. Geomorph. N. F. 27, S. 65–91, Stuttgart.
6. Klüpfel, W. (1923): Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. Abh. Gießener Hochschulges. 3, Gießen 71 S.
7. Tillmann, H. (1964): Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. S. 195–213 in: Erl. Z. Geol. Karte v. Bayern 1:500000, 2. Aufl. München.
8. Todt, W. u. Lippoldt, H. J. (1975): K-Ar Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken. J. Geophys. 41, S. 43–61. Berlin/Heidelberg.
9. Wurm, A. (1961): Geologie von Bayern. 555 S. Berlin.

Die ausführliche Arbeit erscheint als Bd. 3 der Schriftenreihe Relief, Boden, Paläoklima. Borntraeger, Berlin/Stuttgart.