

# ABHANDLUNGEN UND BERICHTE DES NATURKUNDEMUSEUMS GÖRLITZ

Band 45

Leipzig 1970

Nr. 11

## Die tertiäre geomorphologische Entwicklung der Oberlausitz

Von HANS-JOACHIM FRANZ

Mit 2 Abbildungen und 1 Karte

### Allgemeine Bemerkungen

Die Oberflächenformen der mitteleuropäischen Gebirge sind zu einem großen Teil bereits im Tertiär angelegt worden. Sie haben daher mehrere einschneidende Veränderungen der klimamorphologischen Verhältnisse erfahren. Nach solchen Veränderungen konnte die Entwicklung der Oberflächenformen fortgesetzt werden, oder es begann infolge einer anders gearteten Kombination der Verwitterungs- und Abtragungsprozesse ihre Zerstörung. Der Wirkungszeit eines bestimmten Klimas – also einem Abschnitt der geologischen Vergangenheit – können jedoch auch in der Abtragungslandschaft verschiedene Relieftypen entsprechen, da für deren Charakter neben dem klimamorphologisch bestimmten Zusammenspiel der Verwitterungs- und Abtragungsprozesse auch die endogen mitbestimmte Horizontal- und Vertikalgliederung der Erdoberfläche, das Vorhandensein gleichzeitiger tektonischer Bewegungen und die Dauer des Einflusses dieser Faktoren eine Rolle spielen. Es ist daher nicht zulässig, bestimmten Klimaten des Tertiärs nur flache Abtragungsformen und die sie gelegentlich nach oben begrenzenden Stufen zuzuschreiben. Dieser Einschränkung liegt die Überlegung zugrunde, daß spätere Abtragungsvorgänge meist um so wirkungsvoller gewesen sind, je steiler die Oberflächenform geneigt ist. Wenig geneigte Oberflächenformen konnten daher leichter überliefert werden als steile. Grundsätzlich ist jedoch damit zu rechnen, daß bestimmten Abschnitten des Tertiärs mehrere Relieftypen entsprechen können.

Hierfür ist ein Vergleich mit dem gegenwärtigen Formenschatz der wechselfeuchten Tropen interessant, weil deren heutiges Klima in einigen Merkmalen dem Klima nahekommt, das in Mitteleuropa in wichtigen Perioden des Neogens geherrscht hat. Moderne Untersuchungen haben ergeben, daß in den wechselfeuchten Tropen neben stark eingeebneten und daher flachen Formen auch andere Relieftypen eine große Rolle spielen. Neben den bereits lange bekannten Inselbergen verdienen vor allem das tropische Gebirgsrelief und seine Über-

gangsbereiche zu den stark eingeebneten Gebieten Beachtung. H. BRUNNER (1968) unterschied z. B. für das Mysore-Plateau in Südindien folgende Relief-typen:

Fläche,  
tropisches Flachrelief,  
tropisches Rückenrelief und  
tropisches Gebirgsrelief.

Diese Vielfalt im Relief der heutigen wechselfeuchten Tropen macht es notwendig, bei der Untersuchung mitteleuropäischer Gebirge stärker als bisher die Vielfalt der tertiären Ausgangslandschaft zu berücksichtigen.

Nach grundlegenden Veränderungen der tektonischen und klimatischen Verhältnisse wird der ältere Formenschatz nicht automatisch ausgelöscht, sondern allmählich durch einen jüngeren ersetzt. In der Landschaft können daher Reste verschiedener Reliefgenerationen auftreten. Es ist jedoch nur ausnahmsweise möglich, daß eine Form nach einem Wechsel im Zusammenwirken der geomorphologischen Verhältnisse unverändert erhalten bleibt. In fast allen Fällen wird sie dem veränderten Zusammenspiel der geomorphologischen Dynamik entsprechend weiterentwickelt und hierbei verändert.

Dieser Aspekt ist in der Vergangenheit oft vernachlässigt worden. Vielfach wurde damit gerechnet, daß geeignete Altformen über mehrere Jahrmillionen bestehen können und in dieser Zeit nur geringfügig verändert werden. Flachformen – besonders solche mit Neigungen von weniger als  $2^\circ$  – werden dementsprechend vielfach als nur unwesentlich veränderte tertiäre Rumpfflächen angesehen. Hierbei wird mit Recht davon ausgegangen, daß für die Zerstörung tertiär angelegter Altformen besonders die pleistozänen Kaltzeiten in Frage kommen. Lange wurde in diesem Zusammenhang damit gerechnet, daß die Solifluktion auf weniger als  $2^\circ$  geneigten Formen nicht mehr wirksam sei, so daß diese in den Kaltzeiten nicht zerstört worden wären. Inzwischen ist aus rezenten Periglazialgebieten gut bekannt, daß Solifluktionsvorgänge bei Vorhandensein von Feinmaterial auch bei wesentlich geringeren Böschungen stattfinden (bis etwa  $0^\circ 30'$ ). Außerdem muß berücksichtigt werden, daß in den feuchten Abschnitten der pleistozänen Kaltzeiten bedeutende Abspülvorgänge aufgetreten sind. Die in vielen Monaten angewachsene Schneedecke schmolz in der warmen Jahreszeit, und auf den von der Vegetation nicht oder nur spärlich befestigten Oberflächen kam es beim Abfließen des Schmelzwassers fast überall zu Vorgängen der Abspülung. Es kann deshalb nicht damit gerechnet werden, daß weniger als  $2^\circ$  geneigte Flächen die Kaltzeiten nahezu unverändert überdauert haben. Eine weitere unzulässige Vereinfachung besteht darin, die Abtragungsleistungen in der Periode des Überganges vom Pliozän zum Pleistozän und im Altpleistozän in der Praxis nur deshalb zu negieren, weil über die geomorphologische Dynamik dieser Zeit wenig bekannt ist.

Es muß deshalb davon ausgegangen werden, daß alle Oberflächenformen einer ständigen Weiterentwicklung unterliegen. Hierbei werden sie nach Änderung der tektonischen oder klimatischen Verhältnisse vielfach so stark umgestaltet, daß aus ihnen qualitativ andere Formen entstehen. Während bei mäßig starker Veränderung die Ausgangsformen noch rekonstruiert werden können, ist das in Gebieten mit höherer geomorphologischer Aktivität vielfach nicht möglich.

Diese Gesichtspunkte besitzen auch für die Oberlausitz Gültigkeit. Das Lausitzer Bergland und seine Vorländer gehören zu den geomorphologisch kompliziertesten Gebieten Mitteleuropas. Starke tektonische Verbiegungen und der mehrfache Eingriff quartärer Inlandvergletscherungen machen es kompliziert, die geomorphologische Entwicklung dieses Gebietes zu erkennen. Die Oberlausitz bietet durch das Überwiegen einer Gesteinsart und durch die unmittelbare Nachbarschaft tertiärer und quartärer Akkumulationsbecken jedoch auch günstige Voraussetzungen für geomorphologische Untersuchungen. Es ist deshalb versucht worden, eine exakte Analyse der Relieftypen vorzunehmen und auf dieser Grundlage die Morphogenese der Oberlausitz zu rekonstruieren. In diesem Zusammenhang wird nur die tertiäre geomorphologische Entwicklung der Oberlausitz erörtert.

Für die geomorphologische Analyse der Oberlausitz ist von Relieftypen ausgegangen worden. Unter Relieftypen werden Gruppen von Oberflächenformen verstanden, die vergesellschaftet auftreten und sich durch verwandte morphographische und morphometrische Merkmale auszeichnen. Morphogenetisch können sie mehrphasig sein.

Es ist versucht worden, auf Grund der Analyse eines möglichst objektiven und umfassenden Untersuchungsmaterials naturwissenschaftlich beweisbar Schlußfolgerungen abzuleiten und den Einfluß subjektiver Faktoren auf die Ergebnisse so gering wie möglich zu halten. Daher wurden folgende Untersuchungsmethoden angewendet:

**Morphographische Kartierung:** das gesamte Untersuchungsgebiet wurde im Maßstab 1 : 25 000 morphographisch kartiert; es wurden die Formelemente und die Kleinstformen aufgenommen.

**Aufnahme sämtlicher Aufschlüsse:** Die Aufschlüsse im anstehenden Granit sind hinsichtlich ihres Verwitterungsgrades studiert worden. In quartären Lockermaterialien konnten strukturelle Messungen vorgenommen werden (Schrägschichtungsmessung, Einregelungsmessung, gegebenenfalls Messung glazialdynamischer Lagerungsstörungen).

**Geelektrische Sondierungen:** In Aufschüttungsgebieten, für die wenig oder keine Bohrunterlagen vorhanden sind, ist die Mächtigkeit des Lockermaterials durch geoelektrische Sondierungen erkundet worden.

**Auswertung von Bohrunterlagen:** Für 5849 im Untersuchungsgebiet niedergebrachte Bohrungen standen die Schichtenverzeichnisse zur Verfügung und konnten ausgewertet werden. Es wurden vor allem die Angaben über den Verwitterungsgrad und über die Mächtigkeit tertiärer und quartärer Lockerablagerungen verwertet.

**Sedimentpetrographische Laboratoriumsmethoden:** Laboratoriumsuntersuchungen wurden für die Analyse glazigener, glazifluvialer und fluvialer Ablagerungen und für die Ermittlung der Verwitterungsintensität eingesetzt.

## Die oligo/miozäne Landoberfläche der Oberlausitz

Das älteste erkennbare Glied der geomorphologischen Entwicklung der Oberlausitz ist eine oligo miozäne Landoberfläche. Sie ist nicht mehr Bestandteil der heutigen Oberflächenformen, sondern nur stellenweise, unter tertiären und quartären Bildungen begraben, erhalten.

Die Reste dieser Landoberfläche konnten durch verschiedene Kriterien ermittelt werden. Aus der geologischen Karte und aus den Bohrergebnissen konnte für viele Punkte die Höhe des Kontaktes zwischen den vulkanischen Gesteinen und dem Prätertiär ermittelt werden. Die aus der geologischen Karte ablesbaren Werte sind bereits von G. NEUMANN (1934) zuverlässig bestimmt worden; ihm standen auch einige Bohrergebnisse zur Verfügung. Die Anschnitte von Basaltschlotten („Stielbasalte“) konnten selbstverständlich nicht verwendet werden, sondern nur die Unterkante von Basalt- bzw. Phonolithdecken. Durch die Auswertung des Bohrmaterials war es für viele Stellen möglich, die Auflagerungshöhe tertiärer Sedimente zu ermitteln. Diese Sedimente sind in den meisten Teilen der Oberlausitz allerdings jünger als die tertiären Vulkanite. In verschiedenen Teilen der Oberlausitz kommen in situ liegende kaolinische Verwitterungsbildungen vor. Da sie von vulkanischen Gesteinen und von untermiozänen Sedimenten bedeckt sein können, sind sie etwa gleichalt und konnten ebenfalls für die Rekonstruktion der alten Landoberfläche herangezogen werden.

Diese oligo miozäne Landoberfläche ist altersmäßig nicht völlig einheitlich. Sie wird teilweise durch Oberoligozän überlagert, vielfach jedoch durch Unteroligozän. Die hierdurch verursachten Fehler werden dort deutlich, wo in eng benachbarten Gebieten sowohl oberoligozäne als auch unteroligozäne Bildungen vorkommen. Hierfür ist der Schaf-Berg bei Dubrauke nordöstlich von Weißenberg ein eindrucksvolles Beispiel. Der Basalt überlagert den Granit hier in etwa 160 m Höhe. Die untermiozänen Tone der Umgebung liegen jedoch in etwa 130 m über dem Granit.

Die Auflagerungsfläche der oberoligozänen Gesteine wurde von H. v. STAFF (1914), G. NEUMANN (1934) und anderen als Rumpffläche angesehen. Hierfür ist von Gebieten ausgegangen worden, in denen auf geringen Entfernungen nur minimale Unterschiede in der Höhenlage der Oberfläche auftreten und in denen oberoligozäne sedimentäre Bildungen eine sehr feine Fazies besitzen. Von diesen Stellen, zum Beispiel dem Hrazený (Pirskén) in der ČSSR, ausgehend, wurde ohne näheren Beweis für die gesamte Oberlausitz auf das Vorhandensein einer „präbasaltischen Rumpffläche“ geschlossen. Eine genaue Analyse zuverlässig ermittelter Höhenwerte zeigt jedoch, daß eine in der gesamten Oberlausitz ausgebildete „präbasaltische Rumpffläche“ nicht bestanden hat. Das gilt besonders für Teile des Lausitzer Berglandes, aber auch für Bereiche seiner Vorländer.

Einige Beispiele mögen diese Einschätzung veranschaulichen. Die Unterkante der Basaltdecke des Rotsteins bei Löbau liegt zwischen 340 und 425 m Höhe, die Höhendifferenz von 85 m verteilt sich auf eine Horizontalentfernung von 1500 m. Am Osthang des Rotsteins liegt an zwei 250 m voneinander entfernten Stellen die Basaltauflagerungsfläche zwischen 390 und 425 m. Die Phonolithdecke des Kottmars überlagert den Granit in Höhen zwischen 470 und 535 m, die 65 m Höhenunterschied verteilen sich auf eine Horizontalentfernung von

1200 m. Auch die Unterlage der Basaltdecken bei Ostritz in der östlichen Oberlausitz ist keine ebene Fläche. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel aus dem Stein-Berg bei Ostritz beschrieben G. GRAHMANN & H. EBERT: „Hier verlaufen die Säulen – die bekanntlich senkrecht zur abkühlenden Grenzfläche stehen – allgemein saiger. An einigen Stellen taucht aber die Granodioritunterlage des Basalts mit etwa 40° Neigung hervor; hier biegen die Basaltsäulen entsprechend um und stehen wieder rechtwinklig zur Granitoberfläche“ (1939, S. 25).

In den genannten Gebieten konnte sich offenbar die klimamorphologisch vorhandene Tendenz zur Rumpfflächenbildung bis zum Zeitpunkt der vulkanischen Ergüsse nicht durchsetzen. In anderen Teilen der Oberlausitz war das offenbar der Fall, da hier die Höhenlage benachbarter Stellen der oligo/miozänen Landoberfläche nur minimale Schwankungen aufweist. Das gilt vor allem für die von den untermiozänen Ablagerungen verschüttete Landoberfläche im nördlichen Vorland des Lausitzer Berglandes, wo auch auf mehrere Kilometer Entfernung meist nur geringe Höhenunterschiede auftreten.

Die oligo/miozäne Landoberfläche war demnach vielgestaltiger als bisher angenommen worden ist. Teilweise besaß sie den Charakter einer Rumpffläche mit geringen Höhenunterschieden. Andere Gebiete wiesen demgegenüber merkliche Höhenunterschiede auf und waren nach den Angaben von R. GRAHMANN & H. EBERT (1939) sogar zertalt. Von einer in der gesamten Oberlausitz ausgebildeten präoberoligozänen (präbasaltischen) Rumpffläche kann deshalb nicht gesprochen werden.

Diese oligo/miozäne Landoberfläche bildet gegenwärtig nirgends mehr die Geländeoberfläche. Das ist aus der Verbreitung der kaolinischen Granitverwitterung am deutlichsten abzulesen; sie besitzt in keinem Falle eine genetische Beziehung zur heutigen Oberfläche. Im nördlichen Vorland des Lausitzer Berglandes ist die kaolinische Granitverwitterung zwar in einem breiten Streifen zusammenhängend erhalten, wird jedoch von der Oberfläche spitzwinklig geschnitten und ist daher älter als diese. Auch dort, wo unmittelbar vor dem Rande vulkanischer Decken die Verwitterungszone oberflächlich ansteht, wird sie von der Oberfläche diskordant geschnitten. Das hat sich am Kottmar besonders deutlich nachweisen lassen.

Die maximal über 600 m betragenden Unterschiede in der heutigen Höhenlage der oligo/miozänen Landoberfläche gehen jedoch zum größten Teil auf tektonische Verbiegungen zurück. Die muldenartige Lagerung der Braunkohlenflöze in den Becken von Zittau und Berzdorf bietet hierfür eine Bestätigung. Auch die in den Becken vorhandenen Tone und Sande setzen zur Zeit ihrer Ablagerung geringe bis mäßige Höhenunterschiede voraus. Es wurde deshalb versucht, die heutige Höhenlage der oligo/miozänen Landoberfläche kartographisch darzustellen.

Gegenüber der von G. NEUMANN (1934) vorgelegten Karte der „präbasaltischen Rumpffläche“ und der hauptsächlich hieraus abgeleiteten Darstellung der Grundzüge des Gebirgsbaues ergeben sich auf Grund der neuen Karte merkliche Veränderungen. G. NEUMANN glaubte auf Grund seiner Rekonstruktion ein System herzynisch streichender Verbiegungsachsen erkennen zu können, das aus dem äußersten Westen der Oberlausitz bis in das Iser- und Jeschken-Gebirge zu verfolgen sei. Diese Gliederung kann nur für Teile des Lausitzer Berg-

landes und für das Zittauer Gebirge aufrechterhalten werden. An den Grenzen des Lausitzer Berglandes endet auch sein neotektonischer Baustil und wird im Norden und im Osten durch einen anderen abgelöst.

Die südlichste Aufwölbungsachse entspricht dem „Unger-Tanzplanrücken“ nach G. NEUMANN und soll deshalb diese Bezeichnung behalten. Diese Achse greift nicht in das eigentliche Untersuchungsgebiet ein, sondern verläuft weiter im Süden. Im Lausitzer Bergland schließt sich nördlich des Unger-Tanzplanrückens eine flache Einbiegung an. In ihrer Tiefenlinie befinden sich die Orte Steinigtwolmsdorf, Sohland, Neusalza-Spremberg und Ebersbach. Dieser Tiefenzone folgt der Oberlauf der Spree. Die Einbiegungszone wird als „Neustadt-Ebersbacher Mulde“ bezeichnet. Die Neustadt-Ebersbacher Mulde wird im Norden von einer sehr deutlichen Aufwölbung der oberoligozänen Landoberfläche begrenzt. Diese ist unterbrochen aus dem Gebiet westlich des Valten-Berges über den Bieleboh bis zum Kottmar zu verfolgen. Von dieser Hauptachse zweigt im Gebiet des Bieleboh eine den Südrand der Cunewalde-Wilthener Wanne weiter begleitende Nebenachse ab, die bis zum Kötzschauser Berg westlich von Löbau reicht. Geologisch begründete Werte für die Höhe der oberoligozänen Landoberfläche können nur am Kottmar ermittelt werden; sie liegen zwischen 470 m und 535 m. Diese Aufwölbung wird als Valten-Berg-Bieleboh-Kottmarrücken bezeichnet.

Nördlich dieses Rückens befindet sich die Cunewalde-Wilthener Wanne. Sie wird von G. NEUMANN (1934) als sehr junger Einbruch im Scheitel der „Cunewalder Aufwölbung“ angesehen. Obwohl die Deutung der Cunewalde-Wilthener Wanne als Scheiteleinbruch einer Aufwölbung als durchaus berechtigt erscheint, muß entgegen der Ansicht von G. NEUMANN (1934) festgestellt werden, daß die Cunewalde-Wilthener Wanne bereits zur Zeit der oligo/miozänen Landoberfläche bestand. Das wird durch geringmächtige tertiäre Ablagerungen mit Braunkohlenflözen bei Wilthen (H. NAUMANN, 1930) bewiesen. Die Tertiärauflagerungsfläche liegt hier etwa 300 m hoch. Der Boden der Cunewalde-Wilthener Wanne steigt nach Osten unbedeutend an und ist bis in das Gebiet von Großdehsa bei Löbau zu erkennen.

Die nördliche Begrenzung der Cunewalde-Wilthener Wanne wird durch den Czornebohrücken gebildet. In seinem Bereich gibt es keine einzige Stelle, in der die oligo/miozäne Landoberfläche erhalten geblieben ist. Ihr Äquivalent muß daher überall oberhalb der heutigen Granitoberfläche gesucht werden, seine minimale Höhe liegt zwischen 450–550 m. Im Gebiet des Hohen Hahns bei Neukirch erfolgt eine Aufspaltung des Rückens und gleichzeitig sein Abbiegen nach Nordwesten in Richtung auf das Nordwestlausitzer Hügelland. Die Hauptachse verläuft über das Klosterberggebiet bei Demitz-Thumitz und den Butterberg nördlich von Bischofswerda zu den Kamenzer Bergen, die Nebenachse behält zunächst die ost-westliche Hauptrichtung des Czornebohrückens bei.

Östlich des Lausitzer Berglandes ist die Höhe der oligo/miozänen Landoberfläche an zahlreichen Punkten bekannt. Hier spielen besonders die untermiozänen Ablagerungen eine Rolle. Das relativ einfache System herzynisch oder west-ost streichender Aufwölbungen und Einbiegungen ist nicht bis in dieses Gebiet zu verfolgen.

Das überraschende und tektonisch schwer verständliche Hauptergebnis besteht darin, daß das Oderwitzer Becken eine Verbindung zwischen dem Berzdorfer Becken im Norden und dem Zittauer Becken im Süden herstellt. Der Bereich südlich von Bernstadt ist zwar wesentlich schwächer abgesunken als die beiden Hauptbecken, muß jedoch ebenfalls in die Muldenzone einbezogen werden. Insgesamt ergibt sich entlang der Neiße von Süden nach Norden folgende Anordnung der erdgebirgisch streichenden Verbiegungen:

Zittauer Becken  
Großhennersdorf-Marienthaler Rücken  
Berzdorfer Becken  
Görlitzer Rücken.

Durch das Ausklingen des Großhennersdorf-Marienthaler Rückens nach Westen kann das Oderwitzer Becken einen Zusammenhang zwischen den Becken von Zittau und Berzdorf herstellen.

Im Bereich des nördlichen Vorlandes kann die oligo/miozäne Landoberfläche nur an wenigen Stellen rekonstruiert werden. Das zusammenhängende tertiäre Sedimentationsgebiet beginnt erst nördlich der Gefilderegion, und vulkanische Decken sind hier außerordentlich selten.

Die relativ gleichmäßige Abdachung vom Czornebohrücken nach Norden deutet bereits auf eine wenig komplizierte Gestaltung der oligo/miozänen Landoberfläche hin. Die gleichmäßigen Höhen der Tertiärauflagerungsfläche westlich und östlich von Bautzen und im Bereich des Strohberges bei Weißenberg machen wahrscheinlich, daß die oligo/miozäne Landoberfläche in diesem Gebiet den Charakter einer Rumpffläche besessen hat. Diese Angaben unterstützen die Vorstellung einer sich recht gleichmäßig von Süden nach Norden senkenden Tertiärauflagerungsfläche.

In den südlichen Teilen des Vorlandes liegt die Tertiärauflagerungsfläche bzw. ihr Äquivalent 200–300 m hoch. Weiter nördlich, im Untergrund des Oberlausitzer Heide- und Teichgebietes, konnte ein relativ lückenloses Bild aus den zahlreichen Bohrungen abgeleitet werden. Allerdings ist hier die Tertiärauflagerungsfläche jünger als im Lausitzer Bergland, da sie von untermiozänen Ablagerungen bedeckt wird. Die Tertiärauflagerungsfläche neigt sich relativ gleichmäßig nach Norden, bei Kleinsaubernitz (etwa 9 km NNW Weißenberg) besitzt sie ihre tiefste Lage mit weniger als 50 m über NN.

Es ist notwendig, die für die oligo/miozäne Landoberfläche kennzeichnende kaolinische Verwitterungszone einer genaueren Betrachtung zu unterziehen.

Diese kaolinische Verwitterungszone ist im Norden des Untersuchungsgebietes auf ausgedehnten Flächen zusammenhängend erhalten. An der Oberfläche streicht sie in einem 3–5 km breiten Streifen aus; er beginnt im Westen bei Kamenz und verläuft mit Westnordwest-Ostsüdost-Richtung über Piskowitz, Doberschütz, Lomske und Luppä bis in das Gebiet von Großdubrau nördlich von Bautzen. Nördlich dieses Streifens ist die kaolinische Verwitterungsdecke vielfach unter den tertiären Ablagerungen erbohrt worden. In diesen Gebieten wird die in situ liegende Verwitterungsdecke oft von sehr reinen sedimentären Kaolintonen überlagert. Nach Süden keilt die kaolinische Verwitterungszone aus, so daß an der Oberfläche schließlich Granit geringerer Verwitterungsintensität

neben dem kaolinisch zersetzten liegt. Auch dieses Gebiet hat eine entsprechende Verwitterungszone besessen, die jedoch bis auf wenige Reste abgetragen worden ist. Derartige Reste sind aus dem Gebiet von Bautzen bekannt; O. HERRMANN (1906) erwähnt aus der ehemaligen Ziegelei südöstlich des Bahnhofs Bautzen in situ liegenden Kaolinton, der nach unten allmählich in das feste Gestein übergeht. Anderwärts fehlt die kaolinische Verwitterungszone sogar dort, wo der Granit von miozänen Tonen bedeckt wird.

Hieraus ergibt sich, daß die Oberfläche der granitischen Flachformen heute die kaolinische Verwitterungszone diskordant schneidet, so daß zwischen beiden keine genetischen Beziehungen bestehen (siehe oben; dieser Sachverhalt ist bereits durch G. KIND, 1964, erkannt worden).

Die kaolinische Verwitterungszone ist bei Kamenz, bei Caminau und bei Großsaubernitz nördlich von Weißenberg untersucht worden. (C. ADAM, 1965; J. BUCHWALD, 1965; H. URBAN, 1952). Die Analysenergebnisse<sup>1</sup> zeigen ausnahmslos, daß in der Tonfraktion Kaolinit dominiert; bei Kamenz traten nach H. URBAN (1952) untergeordnet Quarz und Boehmit auf. Die Mächtigkeit der kaolinischen Verwitterungszone beträgt bei Kamenz mindestens 14 m (H. URBAN, 1952), südlich von Crosta über 20 m, nördlich von Quatitz über 40 m (O. HERRMANN, 1893), bei Caminau 15 m (J. BUCHWALD, 1965), bei Merka nördlich von Bautzen 25 m (O. HERRMANN, 1895). G. KIND (1964) erwähnt aus dem Gebiet von Großdubrau sogar eine Mächtigkeit von 60 m.

Im Lausitzer Bergland ist die kaolinische Verwitterungszone nur lokal und in Gestalt begrenzter Vorkommen verbreitet. Am Nordrande der Phonolithdecke des Kottmars war bei Bauarbeiten unter dem Phonolith die kaolinische Verwitterungszone in einer Mächtigkeit von mindestens 2,5 m aufgeschlossen. Der Tongehalt (unter 0.002 mm) beträgt hier 44 bzw. 47 ‰, die Sandfraktion besteht nahezu ausschließlich aus Quarz. Diese Werte sind außerordentlich hoch und unterscheiden sich von denen anderer Vorkommen dieses Verwitterungstyps (H.-J. FRANZ, 1969). Da der Granitzersatz bis zu den Bauarbeiten von Phonolithtuff überlagert wurde, kann eine Filtrationsverlagerung von Ton und Schluff aus dem Hangenden nicht ausgeschlossen werden. Schürfe und Sondierungen haben ergeben, daß diese Verwitterungsdecke auch in der westlichen Nachbarschaft der Fundstelle zu beobachten ist.

Auch bei Seifhennersdorf, Neugersdorf und Varnsdorf (CSSR) ist die kaolinische Verwitterungszone vorhanden. Kaolinisierter Granit wird hier mehrfach unter Basaltdecken erwähnt. Ein 20 m mächtiges Vorkommen von kaolinisiertem Granit befindet sich westlich von Varnsdorf (CSSR) zwischen zwei etwa 250 m voneinander entfernten Basaltdeckenresten. Nach R. REINISCH (1920) ist kaolinisierter Granit auch an folgenden Stellen erbohrt worden:

Südwestlich des Spitzberges bei Seifhennersdorf unter der Basaltdecke,

<sup>1</sup> Analysenergebnis für die kaolinische Verwitterungszone von Wiesa bei Kamenz nach H. URBAN (1952):

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
Probe 3	36,79 ‰	44,48 ‰	1,04 ‰	1,80 ‰
Probe 2	35,22 ‰	42,28 ‰	4,24 ‰	1,21 ‰
Probe 1	30,39 ‰	40,19 ‰	8,90 ‰	3,24 ‰



in Seiffhennersdorf unmittelbar nordöstlich der Kirche,  
 südwestlich des Bahnhofs Eibau in etwa 250 m Entfernung vom Rand einer  
 Basaltdecke und  
 in Neugersdorf südöstlich des Zollhauses.

Weit verbreitet sind Reste der kaolinischen Verwitterungsdecke im Untergrund der Braunkohlenbecken von Zittau und Berzdorf. Der Untergrund des Zittauer Beckens ist zwar nur von wenigen Bohrungen erreicht worden, diese bestätigen jedoch das Vorhandensein kaolinisch zersetzten Granites<sup>2</sup>.

Unter dem Berzdorfer Becken ist der kaolinisierte Granodiorit sehr mächtig. Sicher durchteuft wurde er nur in vier Bohrungen<sup>3</sup> mit 5,5 m, 8,2 m, 35,6 m und 76,7 m. In vielen weiteren Bohrungen ist die Verwitterungszone mehr als 20 m mächtig. Die bedeutendsten erbohrten Mächtigkeiten sind:

Nummer der Bohrung	Mächtigkeit der kaolinischen Verwitterungszone
1082	> 21,9 m
1700	> 24,7 m
1702	> 25,7 m
1711	> 35,2 m
1801	76,7 m
1805	> 80,8 m
1874	> 24,1 m
2082	35,6 m
2087	> 20,6 m
2089	> 20,2 m
2093	> 20,4 m
2138	> 25,6 m
2139	> 26,5 m

Diese Werte geben einen Hinweis auf die Verwitterungstiefen, die vor der Ablagerung der untermiozänen Braunkohlen erreicht worden waren. Die ermittelten Tiefen können etwas über den Mächtigkeiten gleichaltriger Verwitterungsprofile aus benachbarten Gebieten liegen. Das hängt damit zusammen, daß nach der Herausbildung einer ersten Einmuldung innerhalb derselben mehr Wasser zur Verfügung gestanden hat als außerhalb, so daß die chemische Verwitterung rascher voranschreiten konnte. Eine weitere Förderung der chemischen Verwitterung durch organische Säuren nach Ablagerung erster Braunkohlenflöze ist weniger wahrscheinlich, weil die Flöze stets von Tonen unterlagert werden.

<sup>2</sup> Bohrungen Hirschfelde 27, 31, 37, 56, 63 nach der Interpretation von D. STEDING & G. SCHUBERT; 153, 154, 157, 159, 185, 186, 187, 188, 250, 252, 253, 256 nach der Interpretation von HUHLE; Zittau 262 nach R. GRAHMANN & H. EBERT (1937). In mehreren Bohrungen im Gebiet von Seiffhennersdorf sind Kaoline über Granit angetroffen worden: Bohrungen Seiffhennersdorf 20, 21. Ob es sich bei den Tonen um in situ verwitterten Granit handelt, läßt sich nicht mehr entscheiden.

<sup>3</sup> Bohrungen Berzdorf 1119, 1155, 2082 und 1801.

## Die Entwicklung der Oberlausitz im Neogen

Außerhalb der quartären Verschüttungsgebiete und der Täler sind in der Oberlausitz vor allem zwei Relieftypen anzutreffen, nämlich Hochflächen und Berg Rücken und -kuppen. Für genetische Untersuchungen besitzen die Hochflächen die größere Bedeutung, weil auf ihnen die jüngere Abtragung meist schwächer war und Oberflächenformen mit tertiärer Anlage daher weniger intensiv zerstört worden sind.

Als Hochfläche werden im Anstehenden angelegte und nur mit geringmächtigen Deckschichten versehene Flachformen bezeichnet, die oberhalb der ältesten Flußterrassen liegen. Die Böschungswinkel betragen in den Kerngebieten weniger als  $2^\circ$ , randlich treten Werte bis zu  $5^\circ$  auf. Vom Relieftyp der Hochflächen wird nur dann gesprochen, wenn derartige Formen über mehr als zwei bis vier Quadratkilometer verbreitet sind. Kleinere Areale mit Flachformen gehören meist anderen Relieftypen an.

Im Formenkomplex der heutigen Landschaft sind die Hochflächen mit höher und tiefer gelegenen Oberflächenformen vergesellschaftet. Sie werden einerseits von Anhöhen verschiedener Dimensionen überragt. Von kleinen Kuppen innerhalb der Hochflächenareale selbst geht eine ununterbrochene Reihe bis zu ausgedehnten Bergkomplexen, die mehr als zehn Quadratkilometer einnehmen und relative Höhen von maximal 200 m besitzen. Sie unterscheiden sich auch durch ihre Böschungswinkel stark von den Hochflächen; ihre Hänge besitzen durchschnittliche Neigungen von  $9^\circ$  bis  $14^\circ$ , stellenweise sogar mehr als  $20^\circ$ .

Unterhalb der Hochfläche befindet sich meist der erosiv bestimmte Relieftyp der Täler. Durch das Talnetz sind die Hochflächen fast überall stark zerlappt und zerstückelt worden. An einigen Stellen brechen die Hochflächen auch an Stufen zu tieferem Gelände ab, die von den Tälern abhängig sind. Ein Beispiel hierfür ist die Stufe, die den südlichen Rand der Cunewalde-Wilthener Wanne bildet.

Die Hochflächen sind innerhalb des Lausitzer Berglandes ungleichmäßig verteilt. Im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes spielen sie eine geringe Rolle. Sie treten nur zwischen der Cunewalde-Wilthener Wanne im Norden und dem oberen Polenttal im Süden auf. Wegen der vom tief eingeschnittenen Polenttal her bestimmten starken Abtragung sind die früher zweifellos weiter verbreiteten Hochflächen zum größten Teil zerstört worden. Noch geringer ist der Anteil von Hochflächen im mittleren Teil des Lausitzer Berglandes. Dem schmalen Czornebohrücken fehlen sie völlig. Auch der Komplex des Hohwaldes ist dem Relieftyp der Berg Rücken und -kuppen zuzuordnen.

Erst östlich des Hohwaldmassivs spielen Hochflächen eine größere Rolle. Das größte zusammenhängende Hochflächengebiet des Lausitzer Berglandes befindet sich im Osten zwischen der Cunewalde-Wilthener Wanne und dem Kottmar. Es erstreckt sich von Nordwesten (Bieleboh) nach Südosten (Kottmar) über 12–13 km und von Nordosten (südwestliche Umgebung von Löbau) nach Südwesten (oberes Spreetal) über durchschnittlich 4–5 km. In den zentralen Teilen der Hochfläche befinden sich die erwähnten ausgedehnten Gebiete mit Böschungen unter  $2^\circ$ . Sie sind vor allem westlich und nordwestlich des Kottmars gut ausgebildet, weil hier die Täler der Spree und des Löbauer Wassers ihre Ursprungsgebiete haben und noch nicht tief eingeschnitten sind. Weiter nordwestlich

kommt es durch die Nebentäler des bereits tief eingeschnittenen Spreetales und die auf das tief liegende Gebiet südwestlich von Löbau eingestellten Täler zu einer wesentlich stärkeren Zerschneidung der Hochfläche. Gebiete mit Böschungen unter  $2^\circ$  sind hier daher seltener.

Innerhalb der Hochflächen treten verbreitet kleine Kuppen mit 15–40 m relativer Höhe auf. Ihre Böschungen kommen denen der Hochflächen nahe und überschreiten nur in seltenen Ausnahmefällen  $10^\circ$ .

Nach der Anordnung der Formelemente und der Beziehung zwischen den weitgehend eingeebneten Bereichen und den Kuppen entspricht das Hochflächengebiet zwischen dem Bieleboh und dem Kottmar gut dem „tropischen Flachrelief“ nach H. BRUNNER (1968). Trotz der Zerschneidung von den Tälern her und trotz des Überfahrens der gesamten Hochfläche durch das elstereiszeitliche Inlandeis entsprechen auch die Böschungswinkel gut den von H. BRUNNER angegebenen Werten. Aus diesen Analogien darf jedoch keineswegs der Schluß abgeleitet werden, daß die Hochflächen dieses Gebietes ein unverändert erhaltenes tropisches Flachrelief darstellen würden.

Da das Lausitzer Bergland während der Elster-Eiszeit vom Inlandeis erreicht wurde, weisen seine Hochflächen einige Besonderheiten auf. Zunächst ist damit zu rechnen, daß durch die einige Dekameter bis maximal fast zweihundert Meter mächtigen Gletscher eventuelle Deckschichten und Teile der Verwitterungsdecke beseitigt wurden. Hierbei ist zumindest der Kleinformenschatz der Hochflächen umgestaltet worden. Diese Wirkungen entziehen sich allerdings der quantitativen Erfassung.

Deutlicher feststellbar sind Akkumulationserscheinungen, die mit dem Abfluß der Schmelzwässer zusammenhängen. Hierdurch kam es stellenweise zur Ablagerung einiger Meter mächtiger glazifluvialer Sande und Kiese auf den Hochflächen. Da auch deren Oberfläche wenig geneigt war, blieb der Hochflächencharakter erhalten. In einigen Fällen sind die glazifluvialen Ablagerungen jedoch auch innerhalb des Hochflächengebietes bis zwanzig Meter mächtig und verhüllen ein Relief, das nicht mehr dem Typ der Hochfläche entspricht (siehe Karte 1). Hierbei handelt es sich um die Füllung von Hohlformen mit wannenförmigem Querschnitt.


In vielen Teilen des Lausitzer Berglandes sind Bergrücken und -kuppen der bestimmende Relieftyp. In der Umrandung der Cunewalde-Wilthener Wanne (Czornebohrücken, Bielebohrücken), im Hohwaldmassiv und im Grenzgebiet südlich der oberen Spree nehmen sie den größten Teil der Oberfläche ein.


Auf die Oberflächenformen der Bergrücken und -kuppen kann in diesem Zusammenhang nicht eingegangen werden. Es muß jedoch auf ihre Beziehung zu den benachbarten Flachformen eingegangen werden. Hierbei hat sich ergeben, daß sie im Alter ihrer Anlage den umgebenden Flachformen entsprechen und keine Reste älterer Reliefgenerationen darstellen. Die im Neogen entstandenen Flachformen haben bei weitem nicht die gesamte Oberlausitz eingenommen. Infolge der lokal bedeutenden Hebungsbeiträge konnte die klimamorphologisch vorhandene Tendenz zur Einrumpfung sich in der zur Verfügung stehenden Zeit nicht überall durchsetzen, so daß Rumpfflächen verbreitet von Bergrücken und -kuppen überragt wurden; das eindrucksvollste Beispiel hierfür ist das





## Zeichenerklärung für die Geomorphologische Karte 1 : 50 000

### Denuciativ angelegte Formen

Flachformen allgemein mit Neigungen unter  $2^\circ$  und geringmächtigen quartären Deckschichten (weniger als 5 m mächtig) 

Flachformen allgemein mit Neigungen von  $2^\circ$ – $5^\circ$  und geringmächtigen quartären Deckschichten (weniger als 5 m mächtig) 

Pedimentoberflächen mit Neigungen unter  $2^\circ$  und geringmächtigen quartären Deckschichten (weniger als 5 m mächtig) 

Pedimentoberflächen mit Neigungen von  $2^\circ$ – $5^\circ$  und geringmächtigen quartären Deckschichten (weniger als 5 m mächtig) 

Bergformen allgemein (Hänge steiler als  $5^\circ$ ) 


### Bergkuppen

Granit 

Basalt 

Phonolith 

Quarzit 

Lockermaterial 

### Blockbestreuung

Einzelblöcke 

Oberflächlicher Blockanteil unter 20 Prozent 

Oberflächlicher Blockanteil 20 bis 80 Prozent 

Oberflächlicher Blockanteil über 80 Prozent 

### Golezterrassen



### Rundhöcker



### Felsformen

Felsburg 

Felskanzel 

Denudationsstufe, steiler als  $5^\circ$  







Denudationsstufe, flacher als  $5^\circ$  

### Denudationsstufen am Ausstrich vulkanischer Gesteine







aus Basalt 

aus Phonolith 

## Fluvial angelegte Formen

Dellen und Muldentäler	
Unterschneidungsstufen im Anstehenden, weniger als 6 m hoch	
Unterschneidungsstufen im Anstehenden, mehr als 6 m hoch	
Unterschneidungsstufen im Lockermaterial, weniger als 6 m hoch	
Unterschneidungsstufen im Lockermaterial, mehr als 6 m hoch	
Flußterrassen	
elstereiszeitlich	e
drenthezeitlich	d
warthezeitlich	w
weichselzeitlich	wc
Hänge verschütteter Täler	

## Akkumulativ angelegte Formen

Flachformen im Bereich glazialer Ablagerungen Begrenzungslinie für Gebiete mit mehr als 20 m mächtigen glazialen Ablagerungen	
Engräumig verbreitete glaziale Ablagerungen mit mehr als 20 m Mächtigkeit	
Flachformen im Bereich der Elbschotterplateaus	
Flache Stufen am Rand der Elbschotterplateaus, weniger als 5° geneigt	
Flache Stufe am Rand der Elbschotterplateaus, mehr als 5° geneigt	
Gebiete mit mächtiger Lößbedeckung	l l
Jeser	

Hohwaldmassiv. Reste der oligo miozänen Landoberfläche haben sich im Gebiet der Bergrücken und -kuppen nicht als Bestandteil der heutigen Landoberfläche erhalten. Die flächenmäßig unbedeutenden Gipfelverflachungen einiger Berge sind keine Reste dieser Oberflächen, weil auf ihnen in keinem Falle Spuren der kaolinischen Granitverwitterung angetroffen wurden.

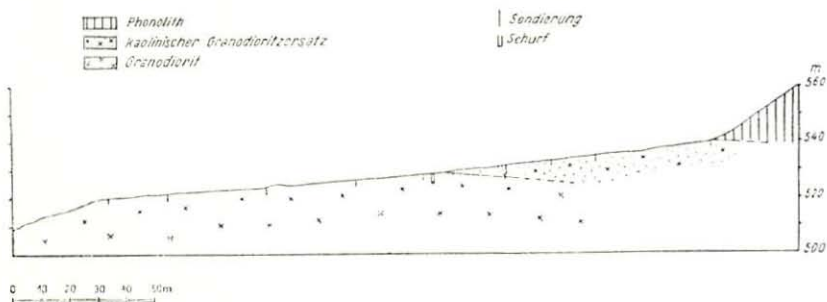
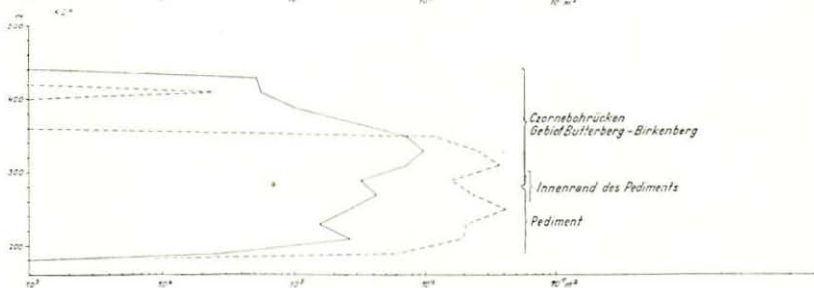
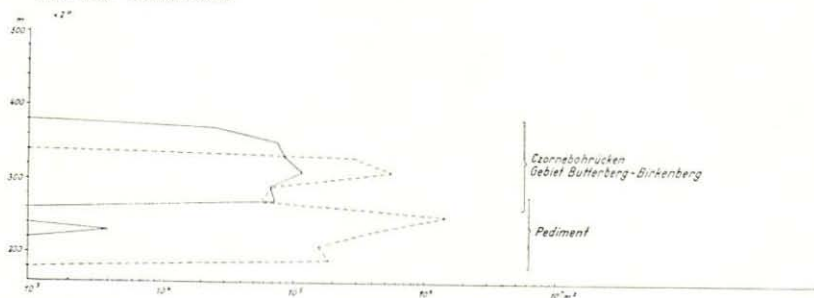


Abb. 1. Phenolithstufe des Kottmar vom Gipfel nach NNW

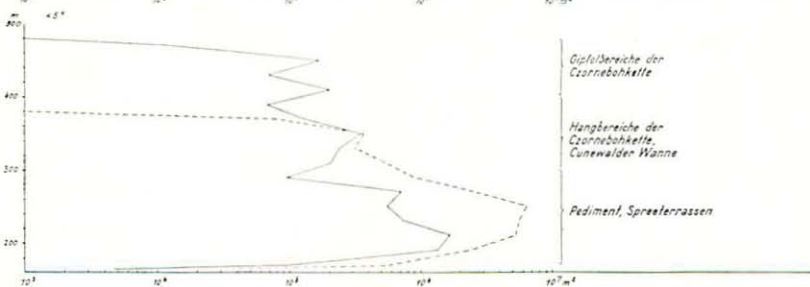
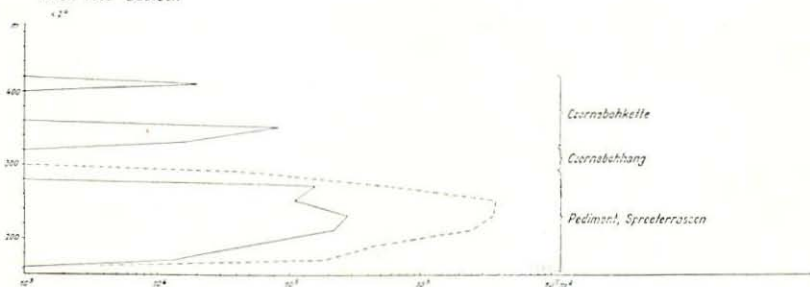
Der Anlage der Hochflächen und der Bergrücken und -kuppen ging eine bedeutende Abtragung voraus, bei der die Abtragung teilweise mehr als einhundert Meter tief unter das Niveau der oligo/miozänen Landoberfläche eingriff; die Hochflächen westlich des Kottmars liegen zum Beispiel etwa 130 m tiefer als der dicht unter dem Kottmargipfel infolge der Phenolithdecke erhaltene Rest der oligo/miozänen Landoberfläche. Solche Beziehungen sind auch in anderen Teilen des Lausitzer Berglandes vorhanden. Es kam also zu einer tiefgreifenden geomorphologischen Umgestaltung der Landschaft. Hierfür waren eine differenzierte tektonische Hebung und die damaligen klimamorphologischen Verhältnisse verantwortlich. Es ist schwierig, das Alter dieser Vorgänge und damit das Alter der Anlage der Oberflächenformen des Berglandes zu bestimmen. Innerhalb des Lausitzer Berglandes konnten bisher nur Ansätze für eine Datierung gewonnen werden, so daß in den Vorländern ermittelte Ergebnisse größere Bedeutung besitzen. Bereits seit langem ist bekannt, daß die tektonischen Verbiegungen neogenes Alter besitzen müssen, weil sie auch die vulkanischen Decken betroffen haben. An der Wende vom Oligozän zum Miozän befindet sich also die obere zeitliche Grenze. Die untere zeitliche Grenze ist die Günz-Eiszeit, weil die Schotter des Bautzener Elblaues auf den untersten Abtragungsflächen abgelagert worden sind. Zwischen diesen Zeitmarken erfolgte die Anlage der durch die Denudation bestimmten Oberflächenformen der Oberlausitz.

Zwischen diesen beiden zeitlichen Grenzen liegt eine bedeutende Zeitspanne. Die Wende vom Oligozän zum Miozän wird gegenwärtig vor 25 oder 26 Millionen Jahren vermutet. (Mitteilung des Nationalkomitees für Geologische Wissenschaften der DDR, 1968), während die Günz-Eiszeit vor etwa 700 000 Jahren begonnen hat (P. WOLDSTEDT, 1966).

Mibl. 4851 - Bischofswarda



Mibl. 4852 - Bautzen





Sedimentpetrographische Untersuchungen in den Akkumulationsräumen des nördlichen Vorlandes erlauben eine genauere Datierung. Hier wird der in situ liegende kaolinische Granitersatz vielfach von sedimentären Kaolintonen abgelagert. Die Untersuchung dieser Vorkommen ergab für die untersten Teile „eine relativ bewegte Sedimentation“ (C. ADAM, 1965, S. 18). In den höheren Teilen der Ablagerungen spiegeln sich demgegenüber ruhigere Sedimentationsverhältnisse wider, teilweise wurden hier fast reine Kaolintone abgelagert. Diese Ablagerungen werden insgesamt als oberoligozän bis untermiozän angesehen (C. ADAM, 1965). Ihre Faziesverhältnisse bezeugen in den unteren Schichten die Hebung des Lausitzer Berglandes und die hierdurch hervorgerufene lebhaft Abtragung. Da vier analoge Sedimentationszyklen auftreten, muß auf vier Phasen starker Hebung des Berglandes geschlossen werden.

Dieser Schluß ist deshalb berechtigt, weil eine derartige Gliederung in allen Tonlagerstätten zwischen Kamenz und Großsaubernitz auftritt, also für das gesamte nördliche Vorland typisch ist. „Bemerkenswert ist, daß sich eine analoge zyklische Gliederung auch in der östlichen Lausitz (z. B. Raum Niesky–Kaltwasser) beobachten läßt“ (C. ADAM, 1965, S. 18). Zur Ablagerungszeit der hangenden Teile der Tertiärtonne haben wesentlich ruhigere Ablagerungsverhältnisse bestanden. Hieraus ergibt sich, daß die durch die tektonischen Bewegungen hervorgerufenen Höhenunterschiede bereits teilweise durch die Abtragung ausgeglichen worden waren.

Durch das Auftreten einiger Braunkohlenflöze in den hangenden Teilen der Tonlagerstätten konnten diese mit dem zweiten und dritten Lausitzer Flözhorizont zeitlich parallelisiert werden. Die oberen Teile der Tonlagerstätten sind demnach im Untermiozän und im unteren Mittelmiozän abgelagert worden.

Zwischen den Oberflächenformen im Bergland und den Sedimenten im nördlichen Vorland ergibt sich daraus für die Zeit nach dem Bestehen der oligo/miozänen Landoberfläche folgende Beziehung: Im Bergland kam es im Zusammenhang mit tektonischen Verbiegungen zu Hebungsvorgängen und zur Zerstörung der oligo/miozänen Landoberfläche. Als Ergebnis bedeutender Abtragungsvorgänge entstanden die Vorgänger der heutigen Hochflächen und der sie überragenden Granitrück- und -kuppen. Im Vorland kam es auf der oligo/miozänen Landoberfläche zu einer bedeutenden Sedimentation. Sie war zunächst sehr unruhig, bis zum unteren Mittelmiozän hatten sich dann wesentlich ruhigere Sedimentationsverhältnisse eingestellt. Die ruhigen Sedimentationsverhältnisse haben einem Abtragungsrelief mit einer relativ geringeren Höhenspanne entsprochen. Als solches kommen nur die Vorgänger der heutigen Hochflächen und die sie überragenden Höhen in Frage. Für die Anlage derselben ergibt sich demnach das untere Mittelmiozän.

Der Charakter der in dieser Zeit angelegten Oberflächenformen entspricht gut unseren Vorstellungen über das Klima dieser Periode. Es ist lange bekannt, daß

Abb. 2 Höhenverteilung der Flachformen unter 2° und unter 5° im Bereich der Meßtischblätter Bischofswerda und Bautzen

Ausgezogene Linie: Granitische Flachformen unter einer weniger als 2 m mächtigen Decke von Lockerablagerungen

Gerissene Linie: Granitische Flachformen unter einer weniger als 5 m mächtigen Decke von Lockerablagerungen

Beachte den logarithmischen Maßstab der Flächendarstellung!

im Miozän das mitteleuropäische Klima wärmer und meist auch niederschlagsreicher als in der Gegenwart war. Nach modernen Untersuchungen (J. P. BAKKER und TH. LEVELT, 1964) kam es allerdings zu mehrmaligen Klimaänderungen mit zyklischem Charakter. Insgesamt wird das miozäne Klima gegenwärtig folgendermaßen eingeschätzt: „Continual climatic transitions, that never show more variations than from a humid subtropical type (Gulf-states, Hong-Kong type) to a Cs- or moderate south European climate, or from an Aw-climate in a marginal position (a South-Florida-Yucatan type or an Hawaii type) to a BS-BW- or a Cs-climate“ (J. P. BAKKER und TH. LEVELT, 1964, S. 59). Zumindest in den feuchten Abschnitten des Miozäns mußte es auf Grund dieses Klimas zur Ausbildung weitgespannter Verebnungen kommen.

Aus den geomorphologischen Verhältnissen ergibt sich, daß nach der Anlage der Hochflächen des Lausitzer Berglandes und der sie überragenden Bergrücken und -kuppen eine neue Entwicklungsetappe des Reliefs begonnen hat.

Diese Unterschiede im Charakter der Flachformen können nur durch veränderte klimamorphologische Verhältnisse erklärt werden. Tektonische Einflüsse scheiden aus, weil die unterschiedlichen Neigungsrichtungen dieser Flachformen innerhalb des Berglandes sehr differenzierte Bewegungen erfordert hätten, von denen im Bereich der früher angelegten Hochflächengebiete jedoch keine Spuren vorliegen. Stärkere Neigungen von Verebnungsflächen treten in der Gegenwart in semiariden Klimaten und ihren Randbereichen auf. Wegen der hier nur mäßig intensiven chemischen Verwitterung entsteht vor allem sandig-grusigscherbiger Verwitterungsschutt, der dem Niederschlagsgang entsprechend nur stoßweise abtransportiert wird. Daher sind in solchen Gebieten höhere Oberflächenneigungen als in den tropisch-semihumiden Gebieten nötig. Ein ähnliches Zusammenspiel der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge muß für die Anlage der stärker geneigten Flachformen unter dem Niveau der Hochflächen verantwortlich gewesen sein.

Nach unseren Kenntnissen über das neogene Klima kommt hierfür das Pliozän in Frage. Für diese Zeit ist in Mitteleuropa ein trockenes Klima festgestellt worden, das im einzelnen durch lange Trockenperioden und kurze, aber intensive Regenfälle gekennzeichnet war (J. P. BAKKER und TH. LEVELT, 1964).

Unter der Voraussetzung ausreichender Höhenunterschiede erlaubte das pliozäne Klima durchaus geomorphologisch wichtige Abtragsleistungen, die allerdings weniger intensiv als im Miozän waren.

Die geomorphologische Ausbildung der stärker geneigten Flachformen unter dem Niveau der Hochflächen und die dargestellten paläoklimatischen Verhältnisse führen zu dem Schluß, daß sie im Pliozän angelegte Pedimente darstellen.

Pedimente konnten während des Pliozäns überall dort in der Oberlausitz gebildet werden, wo deutliche Höhenunterschiede vorlagen. Am deutlichsten ist das am inneren Rand des nördlichen Vorlandes. Innerhalb des Berglandes bestanden solche Voraussetzungen in der Cunewalde-Wilthener Wanne. Die von granitischen Flachformen gebildeten Teile des Bodens der Wanne zeigen deutlich die morphographischen Merkmale der inneren Teile von Pedimenten. Das Gebiet beiderseits der oberen Spree um Sohland weist die gleichen Kennzei-

chen auf. Wahrscheinlich besitzen die weiter oberhalb gelegenen Verebnungen beiderseits der Spree den gleichen Charakter. Es muß damit gerechnet werden, daß auch die Bergrücken und -kuppen einschließlich ihrer Fußregionen in dieser Zeit geomorphologisch stark weiterentwickelt worden sind. Der Anteil unterschiedlicher klimamorphologischer Entwicklungsstadien an der Formung dieser Gebiete kann allerdings nicht mehr festgestellt werden.

Im nördlichen Vorland des Lausitzer Berglandes ist es ungleich schwieriger, die geomorphologischen Einflüsse verschiedener Entwicklungsperioden voneinander zu unterscheiden. Es bildet den Übergangssaum zwischen dem gehobenen Bergland im Süden und den tief liegenden Akkumulationsgebieten im Norden.

Die Anteile der miozänen und der pliozänen Formung können für das Vorland nicht mehr exakt voneinander getrennt werden. Der größere Einfluß ist von der miozänen Formgebung ausgegangen. Das ergibt sich daraus, daß westlich von Bautzen auf einer Fläche von mehr als 10 km<sup>2</sup> granitische Flachformen, die keine Kaolinisierungen zeigen, von miozänen Tonen überlagert werden. In der Zeit der Hochflächenbildung im heutigen Bergland ist es also auch in dessen nördlichen Vorland zur Zerstörung der oligo/miozänen Landoberfläche in den Abtragungsbereichen gekommen. Die Abtragung hat in den inneren Teilen des Vorlandes eines mindestens 50–60 m mächtige Schicht ausgeräumt, da die kaolinische Verwitterungszone mit Ausnahme der genannten Vorkommen bei Bautzen überall völlig beseitigt worden ist. G. KIND (1964) kam zu der gleichen Schlußfolgerung und erwähnte eine Abtragungsleistung von minimal 60 m. Im westlich von Bautzen gelegenen Abschnitt des Vorlandes sind die ausgedehnten Flachformen im Granit demnach bereits im unteren Miozän angelegt worden. In dieser Zeit wurden auch die hier vereinzelt auftretenden Inselberge herauspräpariert, deren Sockel heute von miozänen Tonen bedeckt werden.

Im Pliozän konnte daher nur der innerste Teil des nördlichen Vorlandes stark umgestaltet werden. Hier kam es zur Bildung des einige Kilometer breiten Pedimentstreifens, in dem die heutigen Abtragungsformen erst im Pliozän angelegt worden sind. Für das nördliche Vorland ergibt sich also, daß seine Abtragungsformen im wesentlichen bereits im Miozän angelegt worden sind. Im Pliozän hat die Abtragung in den tief liegenden Gebieten keine anderen Relieftypen schaffen können. In den Schwellenbereichen ging die Abtragung unter Erhaltung der bestehenden Relieftypen weiter. Nur am Rande des Berglandes konnten den speziellen klimamorphologischen Verhältnissen des Pliozäns entsprechende Relieftypen in Gestalt eines Pediments gebildet werden.

Die neogene geomorphologische Entwicklung des östlichen Teiles der Oberlausitz ist ebenfalls durch einige Besonderheiten gekennzeichnet. Für das Verständnis sind zwei Tatsachen von besonderer Bedeutung. Im Vergleich mit den Denudationsformen der westlich benachbarten Gebiete wurde festgestellt, daß die dort mögliche Unterscheidung der Hochflächen des Berglandes und der niedrigeren Pedimentflächen im Vorland nicht mehr möglich ist, weil sich im Gebiet südlich von Reichenbach die Niveaus beider Typen von Flachformen so stark nähern, daß sie weiter im Osten heute nicht mehr voneinander unterschieden werden können. Hierzu haben die quartären Denudations- und Akkumulationsvorgänge zweifellos stark beigetragen, es muß jedoch damit gerechnet werden, daß auch vor der Elster-Eiszeit keine Unterscheidung beider Niveaus möglich war. Die zweite Besonderheit besteht in einer geringeren Hebungintensität des

östlichen Teiles der Oberlausitz. Hier ist die heutige Höhe der Reste der oligo-miozänen Landoberfläche daher geringer als im Bergland. Auch die Hochflächen des Berglandes senken sich langsam in östlicher Richtung. Zwischen den niedrigen Granitschwellen befinden sich mit mächtigen Sedimenten gefüllte Becken (siehe oben).

Es ergibt sich demnach, daß im Bereich der Granitschwellen der östlichen Oberlausitz während des Neogens nur geringe Unterschiede in den Relieftypen zustandekamen. In den Abtragungsräumen führte der Übergang zum pliozänen Klima hier daher im wesentlichen zu einer Weiterbildung der bereits im Miozän entstandenen Relieftypen, denen nur die speziellen Merkmale des pliozänen geomorphologischen Regimes aufgeprägt wurden.

In der Vergangenheit ist versucht worden, die in den verschiedenen Teilen der Oberlausitz und in unterschiedlichen Höhen erhaltenen Flachformen als Reste einer Rumpfflächentreppe zu deuten (G. NEUMANN, 1934). Der Nachweis einer Rumpfflächentreppe setzt das Vorhandensein ausgedehnter Rumpfflächenreste voraus, die durch Denudationsstufen voneinander getrennt werden. Innerhalb des Lausitzer Berglandes und des Nordwestlausitzer Hügellandes treten jedoch außer am Rand der Cunewalde-Wilthener Wanne keine in einheitlichem Gestein angelegte Stufen auf. Gerade unter den geomorphologischen Verhältnissen der Oberlausitz ist jedoch vorstellbar, daß Stufen mit geringerer relativer Höhe durch die Abtragung – besonders zur Zeit der Gletscherbedeckung – bis zur Unkenntlichkeit abgeflacht worden sind. Das Vorhandensein deutlicher Geländestufen mit geringer relativer Höhe innerhalb des nördlichen Vorlandes läßt solche Wirkungen zwar unwahrscheinlich erscheinen, sie lassen sich jedoch nicht völlig ausschließen. Deshalb ist die Höhenverteilung der Flachformen einer sorgfältigen Analyse unterzogen worden.

Ausgewertet wurden alle Flachformen, bei denen das Anstehende von nicht mehr als 5 m mächtigen Lockerablagerungen bedeckt wird. Sie wurden mit Hilfe der geologischen Spezialkarte 1:25 000 in Gebiete mit höchstens 2 m und 2 bis 5 m mächtigen Deckschichten eingeteilt. Die Abgrenzung zu Flachformen mit mehr als 5 m mächtigen Lockerablagerungen erfolgte mit Hilfe der Bohrungen, geoelektrischer Sondierungen und der Aufschlußauswertung. Die Fläche dieser Flachformen wurde nach Höhenstufen durch Planimetrieren ermittelt. Die Untersuchung erfolgte getrennt nach Flachformen mit weniger als 2° Neigung und für solche mit weniger als 5° Neigung. Die Fläche der Flachformen wurde durch Planimetrieren nach Höhenstufen, die jeweils 20 m umfaßten, ermittelt.

Es erschien nicht ratsam, die Ergebnisse der Höhenverteilung für die gesamte Oberlausitz zusammenzufassen. Hiervor warnt bereits die Überlegung, daß genetisch zusammengehörige Flachformen zur Zeit ihrer Anlage ebenfalls keine Höhenkonstanz über mehrere Zehner von Kilometern besitzen. Eine Zusammenfassung über große Entfernungen hinweg vermag daher auch vorhandene treppenartige Anordnungen von Flachformen scheinbar zu unterdrücken. Wegen der Wahrscheinlichkeit junger tektonischer Verbiegungen in der Oberlausitz wäre ein solches Vorgehen ebenfalls unzulässig.

Statt dessen wurden die Ergebnisse meßtischblattweise zusammengefaßt, durch die Zuordnung der Maxima und Minima der Höhenverteilung zu den einzelnen Flachformen ergaben sich auch weitergehende Parallelisierungsmöglichkeiten.

Hierbei heben sich die Hochflächengebiete innerhalb des Berglandes und das Pediment im Vorland deutlich durch hohe Flächenanteile in bestimmten Höhenbereichen heraus.

Die statistische Auswertung der Höhenverteilung bietet nirgends die Möglichkeit, innerhalb der Hochflächengebiete oder innerhalb des Pediments die Bevorzugung bestimmter Höhenbereiche und damit eine genetische Gliederung derselben in unterschiedliche Flächensysteme zu rechtfertigen. Das entspricht gut dem Eindruck, den diese Relieftypen im Gelände vermitteln.

Eventuelle ältere Flachformen können daher außerhalb der Verschüttungsgebiete nur im Bereich der Berg Rücken und -kuppen zu suchen sein. Tatsächlich hat die Untersuchung dieses Relieftyps zur Feststellung zahlreicher Flachformen geführt.

Es handelt sich jedoch um außerordentlich kleine Areale, die sehr unterschiedliche Höhen relativ zu den benachbarten Hochflächen besitzen und auch keine Beziehung zu den tektonischen Verbiegungsachsen erkennen lassen. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel hierfür bietet der Kambereich des Czornebohrens zwischen dem Döhlener Berg und dem Stein-Berg.

Die geomorphologische Kartierung der Flachformen im Bergland und in seinem nördlichen Vorland und die rechnerische Aufbereitung ihrer Ergebnisse bieten daher keine Möglichkeit für die Annahme einer treppenartigen Anordnung der Flachformen. Statt dessen kann nur festgestellt werden, daß im Vorland, um Sohland und am Boden der Cunewalde-Wilthener Wanne Reste eines Pediments und im Bergland Reste eines Hochflächengebietes erkennbar sind. Oberhalb der einheitlichen Hochflächengebiete ist es nicht möglich, höhere Systeme von Flachformen zu identifizieren. Im östlichen und nordöstlichen Vorland des Lausitzer Berglandes ist es aus den bereits erwähnten Gründen nicht einmal möglich, Rumpfflächen und Pedimente zu unterscheiden.

Diese Gliederung des Abtragungsreliefs widerspricht der 1934 durch G. NEUMANN publizierte Rekonstruktion. Ohne an dieser Stelle auf das Problem der Datierung einzugehen, muß Stellung zu der von G. NEUMANN verfaßten „Geomorphologischen Karte der Oberlausitz“ im Maßstab 1:125 000 bezogen werden. Auf der Karte wird eine große Zahl von Rumpfflächenresten dargestellt, die jeweils einen der von G. NEUMANN angenommenen Rumpfflächensysteme zugeordnet werden. Diese Karte ist mit der eigenen morphographischen Kartierung im Maßstab 1:25 000 verglichen worden.

Am Beispiel der geomorphologischen Meßtischblätter Ebersbach und Weißenberg wurde diese Kartierung mit der eigenen morphologischen Geländeaufnahme verglichen. Hierbei ist berücksichtigt worden, daß eine Karte im Maßstab 1:125 000 starke Generalisierungen enthalten muß und unter Umständen auch nicht von Verzerrungen frei ist. Beim Vergleich wurde außerdem bedacht, daß die in der eigenen Kartierung enthaltenen Böschungsgrenzen von 2° und 5° nicht als die „wahren Grenzen“ der Flachformen angesehen werden können. Es muß jedoch erwartet werden, daß im Bereich von Rumpfflächenresten Flachformen vorhanden sind und daß zwischen „altersverschiedenen“ Rumpfflächen steilere Böschungen auftreten.

Im Bereich der Hochflächengebiete fällt dieser Vergleich stellenweise positiv aus. Im Bereich größerer Flachformen ist fast stets auch in der Karte von G. NEUMANN ein Flächenrest anzutreffen. Die notwendigen Einwände ergeben sich aus folgenden Gründen:

1. Unmittelbar benachbarte „Rumpfflächenreste“ unterscheiden sich in ihre Höhenlage oft nur um 20 m.
2. Stellenweise werden ungegliederte Hänge auf Reste altersverschiedener „Rumpfflächen“ aufgeteilt.
3. Granitkuppen und -rücken werden auch bei Böschungen von  $5^{\circ}$ – $10^{\circ}$  nahezu grundsätzlich als Reste eines älteren Reliefs aufgefaßt. Hierbei ist es offenbar gleichgültig, ob die Gipfelbereiche Verflachungen aufweisen oder nicht.
4. An den Hängen größerer Bergkuppen und -rücken sind vielfach „Rumpfflächenreste“ dargestellt worden, die auf Grund der hohen tatsächlichen Böschungen völlig unbegründet sind.
5. Längere gleichmäßige Abdachungen im Bereich des Vorlandes werden mehrfach zerlegt, wo sie überall nur Böschungen von weniger als  $2^{\circ}$  besitzen.

Im Bereich der größeren Bergrücken und -kuppen ergeben sich bei G. NEUMANN gelegentlich extreme Fehlinterpretationen. Als Beispiel hierfür sei lediglich auf die Kammregion des Czornebohrrückens hingewiesen, in der im Bereich des Meßtischblattes Weißenberg Reste von vier verschiedenen Verebnungssystemen angenommen worden sind. Die geomorphologische Karte 1:25 000 zeigt, daß einige diese „Flächenreste“ tatsächlich überhaupt nicht auffindbar sind. Die Zuordnung der im Kammbereich tatsächlich vorhandenen Flachformen zu den einzelnen Rumpfflächenniveaus wird nicht bewiesen.

Die durch G. NEUMANN (1934) vorgenommene Gliederung der Flachformen kann deshalb nicht als richtige Widerspiegelung des geomorphologischen Aufbaus der Oberlausitz angesehen werden. Die Ansicht, daß die Abtragungsformen der Oberlausitz Reste einer mehrgliedrigen Rumpfflächentreppe darstellen, muß damit als widerlegt gelten.

Für das Problem der Datierung der im Neogen angelegten Oberflächenformen spielen auch die in situ liegenden Verwitterungsdecken eine Rolle. Wegen der auf Flachformen geringeren Abtragungsintensität ist auf ihnen eher mit der Erhaltung fossiler Verwitterungsdecken als auf den Bergrücken und -kuppen zu rechnen. Auf den Höhenflächen des Lausitzer Berglandes ist körnig-toniger Granitgrus die am weitesten verbreitete Verwitterungsbildung (H.-J. FRANZ, 1969). Es handelt sich hierbei um Granitgrus, der mit der Hacke oder mit anderen spitzen Gegenständen leicht in seine einzelnen Minerale bzw. Mineralbruchstücke zerlegt werden kann. Im Aufschlußprofil sind stellenweise zwischen den Klüften schalig abplatzende Strukturen ehemaliger Blöcke erkennbar, die ebenfalls völlig vergrust sind. Die Feldspäte sind durch Oxydation dunkelbraun gefärbt und haben ihre natürliche Härte verloren. Sie sind teilweise in Ton umgewandelt worden.

Obwohl dieser Granitgrus in der Verwitterungsintensität weit hinter dem kaolinischen Granitersatz zurücksteht, schließt er durchaus eine bemerkenswerte chemische Veränderung des Ausgangsgesteins ein. Das äußert sich bereits in der Korngrößenzusammensetzung des Gruses. Tongehalte zwischen 6 0/0 und 8 0/0 treten am häufigsten auf, der Schluffgehalt beträgt in den meisten Fällen 5 bis 12 0/0, kann jedoch Werte bis 24 0/0 erreichen. Da die Biotite teilweise chloritisiert sind, treten in diesem Verwitterungstyp gelegentlich graugrüne Verfärbungen auf, auf die auch R. POHLENZ (1968) hinwies. Der körnig-tonige Granitgrus wird oft in mehr als zehn Meter mächtigen Profilen angetroffen. Teilweise ist er unter mehr als 20 m mächtigen elstereiszeitlichen Ablagerungen begraben. In den Vorländern des Lausitzer Berglandes ist dieser Verwitterungstyp viel seltener. Östlich der Spree kommt es sogar auf Flachformen nur ausnahmsweise vor. Westlich der Spree scheint körnig-toniger Granitgrus etwas häufiger zu sein; zuverlässige Angaben sind wegen der in diesem Gebiet weit verbreiteten glazifluvialen Verschüttung des Anstehenden schwer zu erkennen. Im östlichen und nordöstlichen Vorland des Lausitzer Berglandes ist diese Verwitterung ebenfalls selten. Auf den Granitschwellen selbst ist sie auch auf Flachformen nur ausnahmsweise anzutreffen. Die wenigen Vorkommen sind auf die Südflanken der Granitschwellen und auf randliche Bereiche der Verschüttungsgebiete beschränkt.

Die körnig-tonige Granitverwitterung ist zweifellos älter als die Elster-Eiszeit. Das ergibt sich bereits aus der mehrfachen Überlagerung durch bis zu 30 m mächtige elstereiszeitliche Ablagerung. Auch die heutige Verbreitung spricht für diese Einstufung, weil dieser Granitgrus nur in Gebieten mit relativ geringer quartärer Abtragung und am Boden glazialer Verschüttungsgebiete auftritt. Es liegt deshalb nahe, die Häufung von Vorkommen mit körnig-toniger Granitverwitterung auf den Hochflächen des Berglandes auf die hier geringere glazigene Abtragung zurückzuführen. Es liegt nahe, die körnig-tonige Granitverwitterung mit der „sehr sandigen Tiefenverwitterung“ (J. P. BAKKER & TH. W. M. LEVELT, 1964) zu parallelisieren, deren strukturelle und sedimentpetrographische Merkmale völlig entsprechend sind (H.-J. FRANZ, 1969). Für diese Verwitterung wird ein gemäßigt humides subtropisches Klima angenommen, das bezüglich der Niederschläge zwischen Cfa und Csa einzuordnen sei; sie wird daher von BAKKER & LEVELT in das Pliozän gestellt. Wie sich auch in der Oberlausitz bestätigen läßt, wurde dieser Verwitterungstyp bis in das Cromer-Interglazial weitergebildet. Ob er bereits seit dem Miozän gebildet wurde, kann zur Zeit noch nicht entschieden werden.

### Zusammenfassung

Für die geomorphologische Entwicklung der Oberlausitz im Tertiär ist eine oligo/miozäne Landoberfläche als ältestes Relief wichtig. Diese Landoberfläche ist nicht mehr Bestandteil der heutigen Oberflächenformen, sondern tritt nur unter Vulkaniten oder Sedimenten fossilisiert auf. Entgegen älteren Annahmen besaß diese Landoberfläche nur in einigen Teilen der Oberlausitz den Charakter einer Einebnungsfläche. Im Untermiozän begannen tektonische Hebungen, durch die die oligo/miozäne Landoberfläche teilweise stark verstellt worden ist. Nach diesen Hebungen bildeten sich die beherrschenden Relieftypen der Oberlausitz heraus: die in Teilen des Lausitzer Berglandes erhaltenen Flach-

formen sowie die sie überragenden Bergrücken und -kuppen, wie auch ein großer Teil der entsprechenden Relieftypen des Vorlandes. Nach weiteren Hebungen im Pliozän entstanden Pedimente am Fuß des Berglandes und der größeren Bergrücken und Kuppen. Diese Formen sind wegen ihrer ariden Bildungsbedingungen wesentlich stärker geneigt als die älteren Verebnungsflächen. Eine vielgliedrige Rumpftreppe läßt sich entgegen älteren Darstellungen nicht nachweisen.

#### Literatur

- ADAM, C. (1965): Ergebnisbericht über die vom VEB Geologische Erkundung Süd 1962/63 durchgeführten Sucharbeiten und Vorerkundung auf Ton im Raum Groß-Saubernitz – Wiss.-Techn. Informationsdienst der VVB Feste Minerale, **6**, 5, S. 17–19.
- BAKKER, J. P. & Th. W. M. LEVELT (1964): An Inquiry into the Probability of a polyclimatic Development of Peneplains and Pediments (Echplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period – Publ. Fysich-Geografisch Laboratorium Universiteit Amsterdam, **4**, S. 27–75.
- BRUNNER, H. (1968): Geomorphologische Studien im Bereich des Mysore-Plateaus (Südindien) – unveröff. Habilitationsschrift, Pädagogische Hochschule Potsdam, 1968.
- BUDEL, J. (1965): Die Relieftypen der Flächenspülzone Südindiens am Ostabfall Dekans gegen Madras – Colloquium Geographicum, Bonn, **8**, 1965.
- FRANZ, H. J. (1968): Untersuchungen zur Geomorphologie der Oberlausitz – unveröff. Habilitationsschrift, Pädagogische Hochschule Potsdam, 1968.
- (1969): Die geomorphologische Rolle der Granitverwitterung in der Oberlausitz. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **113**, 4 S. 249–254.
- GRAHMANN, R. & H. EBERT (1939): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1:25 000, Nr. 73, Blatt Ostritz – Freiberg, 1939.
- KING, L. C. (1949): The Pediment Landform: some current Problems – Geol. Mag., **86**, S. 245 bis 250.
- (1951): South African Scenery: a Textbook of Geomorphology – Edinburgh und London, 2. Aufl., 1951.
- LOUIS, H. (1964): Über Rumpfflächen und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganyika – Zt. f. Geomorphologie, Sonderheft zum 70. Geburtstag von H. Mortensen, **8**, S. 43–70.
- MEYER, R. (1937): Studien über Inselberge und Rumpfflächen in Nordtransvaal – Münchner Geogr. H., H. 31, 1967.
- NAUMANN, H. (1930): Erdgeschichtliche Merkwürdigkeiten der mittleren Oberlausitz und ihr Schutz – Sonderdruck aus dem Bautzener Tageblatt, 1930.
- NEUMANN, G. (1939): Geomorphologische Studien in der Oberlausitz und den angrenzenden Teilen des Jeschen- und Isergebirges sowie des Elbsandsteingebirges – Mitt. d. Vereins f. Erdk. zu Dresden, 1933/34, Dresden, 1934, S. 1–140.
- STAFF, H. v. (1914): Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung – Geologische u. Paläont. Abh., N. F., **13**, 1914, 2.
- WOLDSTEDT, P. (1966): Der Ablauf des Eiszeitalters – Eiszeitalter u. Gegenwart **17**, S. 153 bis 158.
- o. V.: Mitteilung des Nationalkomitees für Geologische Wissenschaften der DDR: Vergleichende Tabelle der neuesten veröffentlichten geochronologischen Skalen für die Zeiten des Phanerozoikums – Geologie, **17**, 1968, 2, S. 210–215.

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. Hans-Joachim Franz,

1513 W i l h e l m s h o r s t, Eulenkamp 21

III-28-14 105-71-70 2532 700