

# **Digitales Brandenburg**

**hosted by Universitätsbibliothek Potsdam**

## **Klein- und Großformen der Süd-West-Lausitz und des angrenzenden Quadersandsteingebietes**

**Oehme, Ruthardt**

**Heidelberg, 1926**

I. Hauptteil. Die Kleinformen.

**urn:nbn:de:kobv:517-vlib-6870**

Die Grenze zusammenhängender Schotterflächen überschreitet im Granit nicht 380 m Höhe.<sup>13)</sup> Im Unger—Hohwaldgebiet finden sich vereinzelt Schotterreste bis 440 m Höhe.<sup>14)</sup> In der Ulbersdorfer Landschaft sind, von einigen unbedeutenden Flußschotterresten abgesehen, seltsamerweise keine diluvialen Ablagerungen mehr bekannt. Im Sandsteingebiet sind die Eismassen der ersten Vereisung im Elbtal wohl bis Schandau vorgeedrungen, denn Schotterreste und vor allem Feuersteinsplinter finden sich auf den Ebenheitsflächen bis Reinhardtsdorf.<sup>15)</sup>

Granit und Sandstein sind, von besonders steilen Hängen und Zonen starker Zerschneidung abgesehen, mit einer geringmächtigen Lehmdede<sup>16)</sup> überzogen, die entstanden ist aus der Verwitterung des nach der Vereisung dieses Gebietes abgelagerten Lösses und den Verwitterungsprodukten des anstehenden Gesteines. Sie ist im allgemeinen weniger durchlässig, ändert aber ihre Beschaffenheit mit dem Untergrund und kann im Bereiche der diluvialen Ablagerungen recht sandig und durchlässig werden. Echter Löss findet sich in der SW-Lausitz nicht mehr, nur noch im Nord-Lausitzer Hügelland.

## I. Hauptteil. Die Kleinformen.

Will man die Formenwelt einer Landschaft erklären, so muß man eine Deutung ihrer Entstehung zuerst mit den Kräften versuchen, die man gegenwärtig an der Umgestaltung und Bildung der Formen arbeitend beobachten kann. Im gesamten mitteleuropäischen Gebiet gestalten in der geologischen Gegenwart nicht die großen tektonischen (endogenen) Vorgänge die Landschaft. Es sind die kleinen und kleinsten exogenen Vorgänge, die wir als die Erscheinungen der Verwitterung, Abtragung und Erosion bezeichnen, die die Landschaft umformen. Wir verspüren ihre Wirkung zwar kaum in dem kleinen Zeitraum eines menschlichen Lebens, jedoch in geologisch sehr kleinen Zeiten vermögen wir sie schon klar zu erkennen. Die endogenen Vorgänge spielen sich in entsprechenden kleinen und kleinsten Formen der Erdoberfläche ab. So muß eine jede morphologische Untersuchung, die eine Landschaft zwar letzten Endes in ihren Großformen auffassen will, von der Untersuchung der kleinen Formen, ihren Ursachen und Wirkungen ausgehen, d. h. die Landschaft gewissermaßen aus ihren lebenden Zellen aufbauen. Ob dieser Weg immer zum Ziele führt, ist fraglich. Die Großformen sind ja nicht das Werk der kurzen gegenwärtigen geologischen Periode — sie können in geologische Zeiträume mit ganz anderen klimatischen Bedingungen zurückgreifen, wo Zellen anderer Art an ihnen bauten oder wo endogene Kräfte vorherrschten. Mit solchem Tatbestand darf aber erst gerechnet werden, wenn die Arbeit der rezenten Kleinformen als unzureichend für die Genese der Großformen erkannt worden ist.

<sup>13)</sup> Ebenda, S. 31.

<sup>14)</sup> Ebenda.

<sup>15)</sup> Geol. Karte 1 : 250 000. (H. Credner, 1908.)

<sup>16)</sup> Auf den Oberflächen der Steine und dem Winterbergplateau fehlt die Lehmdede.

Die Auffassung der Kleinformen als wichtige Glieder einer Landschaft ist wohl ebenso alt, wie die Morphologie als Wissenschaft.<sup>17)</sup> Sächsische Schweiz und SW-Lausitz sind Gebiete, in denen der Wissenszweig der Morphologie mit aufblühte (Gutbier, Cotta, Hettner). Beide Gebiete, vor allem das Elbsandsteingebirge, sind seither Zentren der morphologischen Forschung gewesen, die auch jetzt noch reiches Material liefern und viele ungelöste Probleme aufweisen. So spiegelt sich eigentlich die ganze Geschichte der morphologischen Wissenschaft und so auch der Kleinformenforschung in dem kleinen Rahmen der Erforschung des Elbsandsteingebietes wieder.

In einem ersten Abschnitt der Entwicklung brachte man den Kleinformen lebhaftes Interesse entgegen. Schon Gutbier<sup>18)</sup> hatte sich allerlei Gedanken über die kleinen Hohlformen im Sandstein gemacht. Hettner<sup>19)</sup> vor allem hat dann aus dem Studium der kleinen Höhlchen und Skulpturen seine Sickerwassertheorie gewonnen. Auch Beck<sup>20)</sup> geht auf die Kleinformen ein. Geinitz<sup>21)</sup> und Klemm<sup>22)</sup> haben im gleichen Zeitabschnitt auf die flachen, muldenartigen Hohlformen hingewiesen, die die Lausitzer Granitlandschaft gliedern, jedoch nicht näher untersucht. In einem weiteren Abschnitt der Erforschung des Elbsandsteingebietes und der Lausitz tritt die Betrachtung der Kleinformen zurück. Die Auffassung der Großformen (Konstruktion von Penepains) beherrscht die Literatur.<sup>23)</sup> Nur ein Intermezzo vor dieser Periode stellen die Versuche Stüblers<sup>24)</sup> und Obsts<sup>25)</sup> dar, die die Formenwelt der Sächsischen Schweiz: Klein- und Großformen, der Wirkung des Windes (Wüstenklima) zuschreiben wollen. In den dadurch zum Teil angeregten Untersuchungen Rathsburgs, Häberles, Beyers<sup>26)</sup> gewann die spezielle Kleinformenforschung wieder an Bedeutung, wenigstens im Sandsteingebiet. Das Lausitzer Bergland und Hügelland blieb dagegen in diesem Entwicklungsabschnitt Stiefkind der speziellen Kleinformenforschung. Gerade den wichtigsten Formen ist seit den Zeiten von E. Geinitz und Klemm<sup>27)</sup> keine Beachtung mehr geschenkt worden.

Die Kleinformen sind in erster Linie abhängig von Klima und Gestein. Das Gestein gibt den Stoff, aus dem die Formen modelliert werden, das

<sup>17)</sup> Hettner, A., Oberflächenform des Festlandes, S. 11, 12 flg.

<sup>18)</sup> Gutbier, A. v., Geognostische Skizzen aus der Sächsischen Schweiz und ihrer Umgebung, Leipzig 1858.

<sup>19)</sup> Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz, Stuttgart 1887.

<sup>20)</sup> Beck, R., Geol. Erläut., Bl. 83, 84, 85, 86. — über die korrodierenden Wirkungen des Windes im Quadersandsteingebiet, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 46, 1894, S. 537.

<sup>21)</sup> Geinitz, E., Die geologische Beschaffenheit von Stolpen in Sachsen, Abhdl. Isis, Dresden 1882, S. 91—126.

<sup>22)</sup> Klemm, Geol. Erläut., Bl. 67, S. 1.

<sup>23)</sup> Staff, H. von, Die Geomorphogenie der Lausitzer Überschiebung, geol.-paläont. Abhdl., n. F., Bd. 13, Jena 1914. — Staff, Rasmus, Zur Morphogenie der Sächsischen Schweiz, Geol. Rundschau II, 1911, S. 373—381.

<sup>24)</sup> Stübler, H., Die Sächsische Schweiz, Meissen 1905.

<sup>25)</sup> Obst, G., Die Oberflächengestaltung der schles.-böhm. Kreideablagerungen, Mitteilungen der Geogr. Gesellsch., Hamburg 1909, S. 88.

<sup>26)</sup> Rathsburg, A., Zur Morphologie des Heuscheuergebirges, 18. Bericht d. naturw. Gesellschaft, Chemnitz 1912, S. 19—188. — Häberle, D., Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung des Sandsteines, Geol. Rundsch. VI, 1915. — Beyer, Wlawn und Gips usw., Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 63, 1911, S. 432—465.

<sup>27)</sup> Ebenda.

Klima die Kräfte, die modellieren, in dem es Niederschlagsverhältnisse, Verwitterungsgrad des Bodens, Art und Ausmaß des Pflanzenkleides bedingt. Mensch und Tier greifen nur in beschränktem Maße umgestaltend in die Kleinformenbildung ein.

SW-Lausitz und Elbsandsteingebirge sind zu kleine Gebiete, um große Differenzen vom mitteleuropäischen Klimatyp aufzuweisen, so tritt für die Untersuchung der Kleinformen in dieser Arbeit die Betrachtung ihrer Abhängigkeit vom Gestein in den Vordergrund. Die Abhängigkeit der Formen vom Klima wird dadurch keineswegs ausgeschaltet, da es ja Bodenbildung, Grad und Art der Verwitterung des Gesteines bewirkt.

Der deutlichen Dreigliederung der geologischen Verhältnisse im behandelten Gebiet entspricht eine dreifache Gliederung der Kleinformen.

### 1. Die hauptsächlichlichen Kleinformen der Granitlandschaft.

Verwitterung und Bodenbildung: Im Granitgebiet tritt nur an wenigen Stellen (siehe oben) der Fels zutage, eine  $\frac{1}{2}$  dm bis 3—4 m mächtige Bodenschicht, Verwitterungslehmedecke, von der Verschleierung mit diluvialen Gesteinsmaterial abgesehen, verhüllt das feste Gestein. Die Lehmedecke ist das Werk der seit der Vereisung dieses Gebietes wirkenden Kräfte der Verwitterung, Abtragung und Umlagerung von Gestein und Boden. Die klimatischen Bedingungen haben in dieser Zeitspanne mehrfach gewechselt: Hauptvereisung, Interglazialzeit, zweite Vereisung (!) und die Postglazialzeit mit ihren Klimaschwankungen.

Gegenwärtig ist die Verwitterung des Granites vorwiegend Zersekung, d. h. chemische Umwandlung des Gesteines durch die kohlenstoffhaltigen Tageswässer. Die verschiedenen Gemengteile des Gesteins leisten der Zersekung verschiedenen Widerstand. Feldspat und Glimmer werden am ersten zerstört, diese vor allem kaolinisiert, jene chloritisiert. Der Quarz ist am widerständigsten. Die physikalische Verwitterung (Frost und Vegetation) tritt im Granit gegenüber der chemischen wesentlich zurück. In den Zeiten der Hauptvereisung war sie wahrscheinlich vorherrschend, und zwar als Frostsprengung, bedingt durch raschen Wechsel von Auftauen und Gefrieren. Die Zersekung des Granites liefert als vorläufiges Endprodukt einen Grus, in dem Quarzsplitterchen überwiegen. Die Hauptbestandteile von Feldspat und Glimmer sind zum großen Teil gelöst oder als feinste Bestandteile vom eingedüngerten Wasser weggeführt worden. Die Zersekung ist tief in den Granit eingedrungen. Im SW der Lausitz ist der Granit unter der Bodendecke noch durchschnittlich 2—3 m tief vergrust. Örtlich greift die Vergrusung noch tiefer: Grüne Wiese bei Hofhainersdorf, 10 m.<sup>28)</sup> Die Zersekung geht von den Klüften des Gesteins aus, auf denen die Tageswässer einsickern und läßt, je nach Klüftung und Grad der Zersekung, gesunde Gesteinskerne in größter Klüftferne (Blockmeerbildung).<sup>29)</sup> Im Bereich des mittelförnigen Biotitgranites (Granitit) haben die Gesteinskerne rundliche, quaderähnliche Formen und sind oft übermannsgroß. Im einschlußreichen feinkörnigen Granit sind es unregelmäßige Platten oder Fladen, die selten 1—2 m<sup>2</sup> Oberfläche besitzen, zumeist aber beträchtlich kleiner sind. Trotz stärkster Vergrusung bleibt das Gefüge, das Klüftsystem des Granites, noch zu erkennen.

<sup>28)</sup> Beck, R., Geol. Erläut., Bl. 85, S. 11.

<sup>29)</sup> Ebenda.

Die starke und tiefe Vergrusung macht es unwahrscheinlich, daß wir sie nur als das Ergebnis der Arbeit gegenwärtiger Kräfte der Zersetzung anzusehen haben. Die tiefe Vergrusung ist hauptsächlich das Werk der vergangenen Zeit. Sie ist auch jetzt noch nicht erloschen. Nur findet der Vorgang in anderer Art und Weise statt als früher. Das Ergebnis vor allem der jetzt wirkenden Kräfte ist die Verlehmung der obersten Gesteins- resp. Bodenschicht. Auch sie ist ein geschichtlicher Vorgang, lassen sich doch in vielen Verwitterungslehmen Reste verlehnten Lösses sicher nachweisen. Verlehmung ist schon Kombination von Zersetzung und Abtragung, wobei der Mensch mit seiner Bodenbewirtschaftung auch Anteil hat. (Profil 1.)

Die Mächtigkeit der Verwitterungslehmedecke ist örtlich verschieden. In Hohlformen, an Berghängen in Talbodennähe, ist sie am bedeutendsten, während sie auf den schmalen Bergrücken (Schönbacher Höhen) sehr dünn ist, oft auch ganz fehlt. Auf den plateauähnlichen Granitflächen dagegen bei Heesele-Ohrenberg ist sie wieder beträchtlich, wobei zu beachten ist, daß sie dort wahrscheinlich zum großen Teil aus Löss hervorgegangen ist.

Der Verwitterungslehm kleidet all die Kleinformen aus, die die Zellen der Abtragung darstellen; so spielen sich in ihm und mit ihm die hauptsächlichsten Abtragungsvorgänge ab.

### Die Granitdelle.

So ungegliedert die Granitrüden der Stolpener Landschaft scheinen mögen, wenn man sie von hoher Warte, Böhmensberg, nordostwärts über- schaut, so erweist sich doch jede Granitwelle als von einer reichen Zahl von kleinen, sanften Hohlformen gegliedert. „Besonders charakteristisch für das Lausitzer Granitplateau ist die Häufigkeit von flachen, weiten, muldenförmigen Depressionen, in welche von den Abhängen der Hügel aus zahlreiche, oft birnförmig endigende Rinnen einmünden.“<sup>20)</sup> Auf den Blättern der geologischen Spezialaufnahme sind die größten dieser Hohlformen als Alluvionen besonders gekennzeichnet. Eine Erklärung der Formen haben die kartierenden Geologen nicht versucht, lag es ja ihrer aufs petrographische gerichteten Arbeitsweise fern. Auch die morphologische Forschung schenkte lange Zeit diesem Formenelement kein Interesse. Erst Schmitthener<sup>21)</sup> erkannte die Bedeutung. Er hat sie besonders eingehend im sedimentären Gestein untersucht und beschrieben<sup>22)</sup>, und dann aus ihrer Genese und Verbreitung weitgehende Folgerungen für die Entwicklung der Großformen einer Landschaft geschlossen. Fast gleichzeitig hat W. Penck<sup>23)</sup> im kristallinen Gebiet ähnliche Formen eingehend studiert, gelangte aber nicht zu so weit gehenden Folgerungen. Vergleichen wir nun die Beschreibung der Formen, wie sie Schmitthener und Penck geben, mit der Klemms. „Stets sind die flachen und steilen Hänge von kleinen Senken gegliedert. Sie ziehen mit flachem und rundlichem Querschnitt die sanften und jähren Böschungen empor und enden oben in flachen, halbkreisförmigen Nischen oder laufen glatt in der all-

<sup>20)</sup> Klemm, Geol. Erläut., Bl. 67, S. 1.

<sup>21)</sup> Schmitthener, H., Die Oberflächengestaltung des nördl. Schwarzwaldes, Heidelberg, Diss., 1913, S. 49.

<sup>22)</sup> Derselbe, Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel, 1923.

<sup>23)</sup> Penck, W., Die morphologische Analyse, Stuttgart, 1924.

gemeinen Böschung auf.“<sup>34)</sup> „Es sind flache, langgestreckte, oft auch verzweigte Hohlformen von gleichsinnigem Gefäll, deren Wände in sanfter Rundung ineinander übergehen, ohne gegen eine Sohle abgesetzt zu sein. Diese Rundung und das Fehlen eines dauernd fließenden Baches unterscheiden die Dellen von flachen Tälern.“<sup>35)</sup> „Breite, seichte Talungen, von muldenförmigem Querschnitt mit Böden, die mählich in die sanften Seitenhänge übergehen und geringes Gefälle besitzen.“<sup>36)</sup>

Schmitthenner nahm die volkstümliche Bezeichnung „Delle“ für diese Formen auf: ein Wort, wie es auch in der Lausitz vom Volke für dergleichen Bildungen gebraucht wird.

Schmitthenner hat diese flachen Hohlformen als einen besonderen Formenkomples mit eigener Genese aufgefaßt und stellt die Täler dazu in Gegensatz als einen anderen Formenkomples. Alle anderen Forscher, selbst W. Penck, setzen Dellen und ähnliche Formen den Tälern gleich. Daher ergibt sich auch, daß man die Dellen bisher völlig außer acht ließ. Man faßt sie lediglich als Talbeginne, Ursprungsmulden,<sup>37)</sup> greisenhafte Täler,<sup>38)</sup> verkümmerte Täler mit erosiver Vorgeschichte,<sup>39)</sup> tote Formen<sup>40)</sup> auf. Man rechnet meist mit einer erosiven Bildung, die man in eine frühere, regenreichere Periode zurückverlegt (glazial, präglazial, tertiär). Verfasser stellt sich vollkommen auf seiten Schmitthenners aus der durch Geländestudien erfolgten Überzeugung, daß Dellen und ähnliche Formen in ihrem ganzen Wesen eine Formengruppe für sich darstellen, wenn auch gewisse Übergänge zu den Tälern vorhanden sind.

Die Dellen des Lausitzer Granitgebietes, des Berg- und Hügellandes unterscheiden sich nur um ein Geringes von den Formen der Stufenlandschaft, wie sie Schmitthenner beschrieben hat. Sie erreichen aber nie die gleichen Ausmaße wie die Dellformen in sedimentären Gesteinen. Das Querprofil einer Granitdelle kennzeichnet eine leichte Einmuldung mit mehr oder weniger ausgeprägter Tiefenlinie. Das Längsprofil stellt eine sanft geschwungene Linie dar (Profil 2).

Die Länge der einzelnen Dellen ist sehr verschieden: von einigen 10 m bis zu mehreren km Länge, doch überschreiten sie im Granitgebiet in ihrer Längserstreckung durchschnittlich kaum 1 km. Der Größenordnung entsprechend kann man Haupt- und Nebendellen unterscheiden, wobei die großen Hauptdellen Talähnlichkeit zeigen können. Die Höhenlage der Dellen ist verschieden — sie lassen sich nicht zu verschiedenen Dellensystemen, die be-

<sup>34)</sup> Schmitthenner, H., Stufenlandschaft Maas und Mosel, S. 37.

<sup>35)</sup> Derselbe, Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung, Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 1, 1925, S. 5.

<sup>36)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 92.

<sup>37)</sup> Siehe die Auseinandersetzung in Schmitthenner: Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung, S. 5—12. — Philippson, A., Grundzüge der allgemeinen Geographie, II, 2, S. 153.

<sup>38)</sup> Lehmann, D., Die Talbildung durch Schuttgerinne. — Penck, Festschrift, Stuttgart 1918.

<sup>39)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 93/94.

<sup>40)</sup> Salomon, W., Tote Landschaften, Sitzungsbericht der Akad. Wissensch., Heidelberg 1918. — Passarge, S., Die Grundlagen der Landschaftskunde, 3. Bd., S. 195, Hamburg 1920.

stimmten Flußterrassen entsprechen, in Verbindung bringen, so daß man sie als alte Täler auffassen könnte.“)

Die Dellen sind bedingt einerseits durch rinnendes, spülendes Wasser, das bei Regengüssen in einer Anzahl vieler kleiner Urdellen die Hohlform durch-eilt, kleinste Erdteilchen mit sich abwärts tragend. Andererseits arbeitet an ihrer Ausbildung und Erhaltung vor allen Dingen die Korrasion: die abtragende Wirkung der durchfeuchteten Bodenmassen, die sich langsam in den Hohlformen in der Gefällsrichtung abwärts bewegen. Diesen Kräften spricht Penck<sup>42)</sup> bei der Bildung der Dellenformen die Hauptarbeitsleistung zu. Er ist sogar der Ansicht, daß sie besonders große erodierende Auswirkung auf den Gesteinsuntergrund besitzen, fast der Arbeit eines Gletschers ähnlich. „Die Beanspruchung des Untergrundes ist kein Schürfen oder Schleifen wie unter rasch bewegten Massen, sondern ein Abdrücken und Abstemmen von Gesteinsstücken.“ Weiter führt er aus: „Für Täler solcher Entstehung möchte ich die Bezeichnung Korrasionstäler vorschlagen.“<sup>43)</sup> Schmitthenner mißt wohl den flächenhaft wirkenden Abspülvorgängen die Hauptwirkung bei der Bildung der Formen bei, ohne jedoch die Massenbewegungen zu unterschätzen. Wahrscheinlich ist der Gegensatz zwischen Schmitthenner und Penck nur scheinbar, da die beiden Forscher ihre Ergebnisse in verschiedenen Gesteinsgebieten gewonnen haben. Die Arbeitsteilung bei den formenbildenden und abtragenden Vorgängen in den Dellenformen ist ja auch je nach jahreszeitlichen, Witterungs- und Vegetationsverhältnissen verschieden.

So ist im Winter in den Übergangszeiten vor und nach langen Bodenfrostzeiten die Abtragung am intensivsten, und zwar als Solifluktion. Beträchtliche Erdmassentransporte finden dann in Form von schlammigen Strömen auf gefrorenem Untergrund in den Dellen statt.

Nach der plötzlichen Schneeschmelze im März 1924 konnte ich beobachten, daß in einer ca. 10—15 m langen schwachen Delle einige qbm Erdreich als Schlammstrom dellabwärts verfrachtet und schließlich am Feldrain gestaut worden war.

Im Herbst und Frühling besitzen größere Dellen einen Wasserlauf, der aber nicht fähig ist, den Charakter der Form zum Tal umzubilden.

Den Perioden starker Abtragungstätigkeit stehen die regenarmen Zeiten gegenüber, in denen nur geringe Bodenbewegungen stattfinden, die Formen inaktiv sind. Auch der durch den Ackerbau bedingte Vegetationswechsel ist ein integrierender Faktor in der jahreszeitlichen Verteilung der Abtragungskräfte: auf der Brache ungehindertes Abspielen der Abtragung; auf den Feldern der Art und Dichte des Pflanzenwuchses entsprechend gehemmt, doch nie aufgehoben.

In ihrer Ausbildung erfahren die Dellen durch die Vegetation allein keine Abänderung. Vom Feld (vegetationslosem Land) gleiten sie auf Wiese über und finden sich auch im Wald. Nur daß in Wald und Wiese Abtragung und Abspülung unter der Vegetationsdecke etwas gehemmt stattfinden.

Der Übergang der Dellenformen zu Tälern, zu Tal mit Talboden und regelmäßiger Wasserführung und vorherrschend linearer Erosion ist zumeist

<sup>41)</sup> Schmitthenner, S., Die Entstehung der Stufenlandschaft, Geogr. Zeitschrift, 1920, S. 216.

<sup>42)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 93.

<sup>43)</sup> Ebenda, S. 92.

unvermittelt: ein Knick im Längsprofil, eine kleine Stufe, oft nur 25 cm hoch, und am Fuß derselben eine Naßgalle. Im Querprofil plötzlicher Übergang aus der Muldenform zur Talform mit abgesetzten Hängen. Jedoch kommen auch allmähliche Übergänge vor.

In der geschilderten Regelmäßigkeit finden sich die Dellen in der Stolpener Landschaft.

#### Delle — Talung — Waldriß.

Im Ulbersdorf—Saupsdorfer Gebiet sind die Dellformen meist kurz. Kleine Dellen gehen ziemlich unvermittelt in grabenartige Formen über, denen man aber echten Talcharakter absprechen muß, obgleich zwei Hänge deutlich gegen einen Grabenboden abgesetzt sind. Gemeinsam haben diese Furchen, Tilken<sup>4)</sup> mit den größeren Dellen, daß sie zu Regenzeiten eine Wasserader führen. Vielleicht sind sie mit den Korrasionstälern Walter Pends zu vergleichen. Jedoch handelt es sich bei Pends wohl um selbständige Formen, während die beobachteten Furchen oder Talungen Zwischenformen darstellen, die nach den Haupttälern zu ihren Grabenboden verlieren, und in tief eingerissenen Schluchten in die Haupttäler einmünden. Ich möchte die Zwischenform als „Talung“, die Endform, der vollkommen der Talboden mangelt, als „Waldriß“ bezeichnen. Diese Formenfolge ist an die Engtäler der Polenz, Kirnißsch, Sebnitz und ihre großen Nebenbäche geknüpft. Flußabwärts bildet natürlich die Überschiebungslinie die Verbreitungsgrenze, denn im Sandstein treten ganz anders geartete Hohlformen auf. Flußaufwärts verlieren sie an der Polenz am Runnersdorfer Tälchen, an der Schwarzbach bei Krumhermsdorf, an der Sebnitz bei Amtshainersdorf ihren typischen Charakter. In der Stolpener Landschaft finden wir die gleichen Formen an die Engtalpartien der Wesenitz: Buschmühle, Stolpen-Altstadt, Niederhelmsdorf geknüpft.

Den wohl ausgebildeten Dellen der Stolpener Landschaft ist eine Folge von drei Formen in der Ulbersdorf—Saupsdorfer Landschaft, in der Gefällsrichtung: Delle, Talung, Waldriß, gleichzusetzen. Diesem dreifachen Formenwechsel entspricht auch ein dreifacher Wechsel in der Vegetation. Die Delle liegt im Feld, die Talung wird von einer Grasdecke überzogen, die Rißform liegt im Wald. An die Engtäler gebundene kürzere Nebenformen zeigen nur den zweifachen Wechsel: Delle—Waldriß. Die kürzesten Hohlformen sind die steilgestellten Hangdellen der Talhänge.

Während die Delle entsprechend der Länge der Hohlform im Feld, im Wiesengelände und im Wald in gleicher Form ausgebildet ist, so ist die Talung auf die Wiese, die Rißform auf den Wald beschränkt.

Die kleinen Dellformen der Ulbersdorf—Saupsdorfer Landschaft haben Gestalt und Funktion, wie sie für die Formen der Stolpener Landschaft beschrieben wurde.

#### Die Talungen.

Die Talungen erwecken den Eindruck von Gräben (beschreibend): zwei steile Hänge sind deutlich gegen einen Grabenboden abgesetzt. (Profil 3.) Über die Größenverhältnisse lassen sich keine festen Angaben machen. Kleine Talungen mit 3 m breitem Boden und 1½ m hohen Hängen, andere mit 4—5 m breiten Böden und 3—4 m hohen Hängen wurden beobachtet.

<sup>4)</sup> Stratil Sauer, Gust., Der Erdschlupf im Lewiner Ländchen, Breslau, Diss., 1922.



Maximal 10 m breiter Boden und 8 m hohe Hänge.<sup>45)</sup> Ihre Länge beträgt von wenigen Metern bis ungefähr 1 km Länge (Fischbach). Die größten entsprechen wohl eher den Korrasionstälern Walter Bend's. Dem Haupttal zu nimmt natürlich die Hanghöhe bez. Eintiefung und, wenn auch in geringem Maße, die Breite der Talungsböden zu. Letztere verschwinden aber mit dem Eintritt der Hohlform in den Wald. Hang und Boden der Talung sind unruhig. In die Hänge sind Höhlungen, kleine Nischen, eingelegt. Die Nischen, durchschnittlich 1—2 m Radius, haben in ihrem Boden meist eine Naßgalle. Es ist mir nicht gelungen, eine Regel in der Verteilung der Nischen festzustellen. Doch schienen die Südhänge ungefähr OW gerichteter Talungen reicher an diesen Kleinhohlformen zu sein als die Nordhänge.

Dem Grabenboden verleihen oft leichte Aufwulstungen etwas Unruhiges. Höcker und Aufwulstungen fehlen auch den Hängen nicht ganz.

Den Übergang von Delle zu Talung bildet oft ein kleiner Absatz, eine Nische, an deren Fuß eine Naßgalle liegt. Ebenso oft aber geht die Delle allmählich unter Herausbildung des Bodens und der steilen Hänge in die Talung über. Nebentalungen und Dellen gleiten in die Haupttalung ein, ihren Hang sanft einmuldend, ohne daß sich ein Schuttkegel in der Haupttalung feststellen ließ. Ähnlich ist auch die Erscheinung beim Ineinandermünden von Dellen. Die Böden der beiden Hohlformen verschmelzen vollkommen ausgeglichen miteinander. Nur wenig Fälle wurden beobachtet, wo ganz leichte Dellformen unvermittelt über dem Hang der Talung ausstrichen.

Die Wasserführung der Talung entspricht der der Dellen. Jedoch ist wie auch in vielen Dellen der ursprüngliche Zustand durch Bodenbearbeitung zerstört bez. gestört worden: Zur Zeit der Hauptwasserführung im Frühjahr sind die Talungen von einem Netz von künstlichen Rillen durchzogen, die zur Entwässerung und Überwässerung von den Bauern angelegt worden sind. Talungen, bei denen diese Rinnen fehlten, waren versumpft, so südöstlich von Ulbersdorf, wo der Boden im Herbst und Frühjahr wie ein Schwamm voll Wasser gesogen war.<sup>46)</sup>

Das Erdreich, das den Boden einer Talung ausfüllt, ist sehr feinkörnig, aber mit einzelnen eckigen Gesteinsstücken von geringer Größe, die auf geringen Transport hinweisen, gespickt (5×4×3 cm als Schema). Eine Anzahl Messungen, mit  $\frac{3}{4}$  m langem Stab in Grabenböden vorgenommen, erreichten nie anstehendes Gestein, sondern blieben im Erdreich. Das Bodenprofil einer Talung war im Gebiet leider nicht aufgeschlossen.

Durch den Straßenbau Runnersdorf—Bockmühle 1924/25 wurden SW vom Dorfausgang Runnersdorf drei Hohlformen angeschnitten, die, wenn es auch mehr grasübernarbte, dellenähnliche Hohlformen waren, doch im Bodenprofil ein den Talungen ähnliches Bild aufweisen mögen. Sie zeigten ein Profil, das die durch die rohen Messungen erhaltenen Resultate bestätigte. (Profil 4.)

Dellen und Talungen sind von feinstem Erdreich erfüllt, das am Boden seine größte Mächtigkeit erreicht. Walter Bend sagt, daß „die Sohle des Bodenbelages nie glatt, sondern auch in ganz homogenem Gesteinsmaterial stets taschen- und kolkreich, wie die Sohle eines Flußbettes, sei“.<sup>47)</sup>

<sup>45)</sup> Die Zahlenwerte sind abgeschrieben oder geschätzt.

<sup>46)</sup> Vergl. W. Bend, Morphologische Analyse, S. 193.

<sup>47)</sup> Bend, W., Morphologische Analyse, S. 91.

Die Art der Abtragungsvorgänge in den Talungen ist die gleiche wie in den Dellen, nur daß das Kräfteverhältnis der einzelnen Vorgänge unter einander verschieden ist. In den Dellen dominiert die oberflächliche Abspülung über die langsamen Bewegungen der gesamten Bodenmassen. In den Talungen ist die oberflächliche Abspülung die sekundäre und der bewegte Massenstrom die vorherrschende Abtragungskraft.<sup>48)</sup>

Daß Bewegungen im Boden stattfinden, ist eine schon lang bekannte Tatsache. Zuerst hat sich wohl Göhinger<sup>49)</sup> mit den flächenhaft auf die gesamte Hangfläche verbreiteten Wander- und Kriechbewegungen des Bodens befaßt. Im Falle der Dellen und Talungen handelt es sich aber um in bestimmten Bahnen stattfindende Massenbewegungen, die von viel größerer Bewegungs- und Erosionsintensität als die Göhingerschen Kriechbewegungen sind. Der Nachweis dieser Massenbewegungen kann zum Teil nur aus anderen Erscheinungen erschlossen werden. Aus der Unruhe von Talungshang und Talungsboden, Buckel und Aufwulstungen hat man auf Andeutungen von Bewegungsvorgängen unter der Grasdecke zu schließen.<sup>50)</sup>

Selbst im Granitgebiet können sich solche Bewegungen ganz plötzlich, fast katastrophal, ereignen, wie das westlich und nördlich von Ulbersdorf an Talungshängen entstandene kleine Erdschlipfe beweisen. Sie wurden 1924 nach der starken Durchtränkung des Bodens durch die Schneeschmelze ausgelöst. Das abgerutschte Erdreich hatte lehmige Beschaffenheit; wahrscheinlich war die Entstehung der Erdschlipfe durch Risse in der Grasdecke begünstigt worden, die das Vieh beim Weidegang im vorhergehenden Herbst getreten hatte. Es ließen sich auch noch einige alte Erdschlipfe feststellen. In der Granitlandschaft bilden die Erdschlipfe wohl Ausnahmefälle des Abtragungsvorganges, im Gegensatz zum Wiener Wald,<sup>51)</sup> Lewiner Ländchen,<sup>52)</sup> wo sie die Regel, also eine wichtige abtragende Bodenbewegung bedeuten.

Einen gewissen Anhalt über die Art der Massenbewegung gaben im Frühjahr 1925 nach mittelmäßiger Durchtränkung des Bodens durch Niederschläge die schon erwähnten dellenähnlichen Hohlformen, die infolge Straßeneubaues bei Kunnersdorf angeschnitten waren. Das gesamte feine Erdreich unter der Grasnarbe war vollkommen durchfeuchtet. Auf 5 m Breite rannen bei der größten unzählige kleine Wasseräderchen aus dem Boden hervor. Das Erdreich bei allen drei Hohlformen war etwas vorgequollen und hatte bei der größten den neu angelegten Straßengraben von  $\frac{1}{2}$  m Breite fast zugeedrückt.

Wenn auch die angeführten Beweise für die Massenbewegungen spärlich sind, so muß ihnen doch die Hauptrolle für die Ausgestaltung der Talung zukommen, denn nirgends finden sich Andeutungen der erosiven Wirkung des fließenden Wassers, wie Prall- und Gleithang. Die Nischen und Hohlen, die die Hänge aufweisen, sind Ausspülungsformen, liegt ja in dem Grunde einer jeden Nische eine Naßgalle.

<sup>48)</sup> Ebenda, S. 92.

<sup>49)</sup> Göhinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen, Geogr. Abhdl., Bd. 9, Heft 1, Leipzig 1907, Kap. III.

<sup>50)</sup> Jedoch bringen auch das Rinnenziehen und die Überwässerungsarbeiten der Bauern Unruhe in sonst ruhige Grabenformen.

<sup>51)</sup> Göhinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen.

<sup>52)</sup> Stratil Sauer, G., Der Erdschlipf im Lewiner Ländchen.

### Der Waldriß.

Auch die Verknüpfung mit der folgenden Form (Profil 5), dem Waldriß, widerspricht der erosiven Bildung durch fließendes Wasser, denn haupttalwärts gehen die Talungen in den V-förmigen Waldriß<sup>53)</sup> über, der sich vor allem durch das Fehlen des Talbodens auszeichnet, meist sogar in anstehenden Fels eingekerbt ist. Außerlich kennzeichnet sich der Übergang von Talung zu Waldriß dadurch, daß sich, abgesehen vom Vegetationswechsel, der Boden der Talung einseitig neigt und verschwindet: eine mehr oder weniger breite Übergangszone, die meist schon durch Wald verschleiert ist. Es könnte nun die Verknüpfung: Talung — Wiese, Rißform und Wald zu dem Schluß führen, die Ausbildung dieser Formen sei durch die Vegetation bedingt. (Stratil-Sauer!) Dem ist wohl nicht so. Die Abhängigkeit der Formen von der Vegetationsdecke ist nur eine mittelbare. Zwar ist die Abspülung unter dem Wald stark gehemmt, viel langsamer als unter der Grasnarbe, was aber nicht allein die besondere Herausbildung dieser Formen bedingen kann.<sup>54)</sup> Der Formenwechsel, Talung und Waldriß, ist in erster Linie von dem Einsetzen einer linearen Erosion abhängig, die fähig ist, sich ein eigenes Bett frei zu halten und die Bodenmassen der Talung aufzuzehren.

Die Massenbewegung in der Talung findet nicht nur in der Längsrichtung, sondern auch senkrecht dazu von den Hängen aus statt. So müssen die Überwässerungsrinnen von den Bauern in Abständen von einigen Jahren neu gezogen werden, weil die Rinnen von selbst „zuwachsen“, d. h. zugedrückt werden. Nur ein genügend kräftiger Wasserlauf vermag gegenüber den seitlich eindringenden Bodenmassen sein Bett frei zu halten, in dem er die Massen in dem Maße, wie sie auf ihn eindringen, aufzehrt. Im Wald, wo nun die Massenbewegungen, vor allen die seitlich von den Hängen ausgehenden, sehr gering sind, vermag ein Wasserlauf viel eher sein Bett dauernd frei zu halten, auch wenn er nur periodisch während und nach Regenzeiten fließt. So begünstigt der Waldwuchs<sup>55)</sup> die lineare Erosion, bedingt geradezu ihre vorzeitige Ausbildung, andererseits meidet wohl auch der Kulturwald der modernen Forstwirtschaft (Fichte, Kiefer usw.) der Durchfeuchtung und starken Bewegung halber die Talungen. Sie werden, da ihre steilen Hänge und versumpften Böden sie zur Anlage von Feldern unnußbar machen, von Wiesenland eingenommen. Diese Vegetationsverteilung ist natürlich nicht die ursprüngliche. Sie hat sich wohl in der jahrhundertelangen Bearbeitung des Bodens als günstigste Bepflanzung herausgebildet.

### Delle — Waldriß.

Ein weiterer Beweis für die dem Wald eigentümliche Abtragung ist bei kurzen Hohlformen die Verknüpfung von Delle und Waldriß. Der Übergang zwischen den beiden Formen ist nicht an einen Wechsel der Vegetationsverhältnisse geknüpft. Das Talungsstadium fehlt meist vollkommen. Wie

<sup>53)</sup> Stratil Sauer, Der Erdschlipf im Lewiner Ländchen: Eine Tille (steilwandiger Wiejengraben) ist im Wald ein scharfer Tobel mit prägnanter Form.

<sup>54)</sup> Schmid, J., Hydrologische und kleinemorphologische Studien am Schwarzwaldrand, Diss., Freiburg 1924, S. 133, 134, 135. — Passarge, S., Grundlagen der Landschaftskunde, Bd. 3, S. 194.

<sup>55)</sup> Stratil Sauer, Der Erdschlipf im Lewiner Ländchen, S. 32: „Der Wald verfestigt mit seinem Wurzelwerk den Boden“ . . . „der Wald stempelt seinen Untergrund zu einer Art hartem Gestein.“

der natürliche Übergang zwischen Delle und Waldriß ist, läßt sich nicht recht angeben, da durch die Anlage von Waldwegen der Formenwechsel verschleiert bzw. begünstigt wird. In der Regel befindet sich oberhalb eines Weges die Dellenform, unterhalb die Rißform. Die Wege sind im Dellentiefsten drainiert. Wahrscheinlich bewirken die Wege ein Stauen und Sammeln der Sickerwässer und der bewegten Bodenmassen. Die flächenhaft wirkende Abtragung wird vernichtet.<sup>50)</sup> Durch die Drainage wird die Erosionskraft gesammelt und auf eine Linie beschränkt, so daß sie sich bei den geringen, seitlich einwirkenden Massenbewegungen, trotz periodischer Wasserführung, weiterhin als vorherrschend lineare Erosion erhalten kann. Das führt zur Ausbildung der Rißform.

#### Die Entstehung der Formendreiheit.

Das Längsprofil der Formendreiheit: Dellen — Talung — Waldriß, ist erst konkav, um dann im Waldriß fast konvex zu werden. Zwischen Talung und Waldriß schaltet sich ein Gefällsknick ein (Profil 6, 7). Das Längsprofil von Delle und Talung ist im wesentlichen ausgeglichen, von den kleinen Übergangsstufen abgesehen. Dagegen ist das Waldrißprofil unausgeglichen. Mit steilem Gefäll mündet ein Waldriß in das Haupttal ein, einen steilen Schuttkegel in dasselbe vorschiebend. Einzelne Waldrisse mit geringer Wasserführung erreichen nicht mehr das Niveau des Haupttales und münden eigentlich hängend, weil mit ganz steilem Endgefälle mehrere Meter über demselben (rechtes Nebentälchen der Schwarzbach bei Gohsdorf). Auffällig ist, daß die Umknickstellen im Längsprofil der Formendreiheit längs eines Flußlaufes bestimmte Höhenlagen einnehmen: flußabwärts entfernen sich die Knick immer mehr vom Niveau des Hauptflusses. So liegt der Gefällsknick der Nebentälchen der Sebnitz bei Amtshainersdorf nur wenige Meter über dem Talboden der Sebnitz, bei Altendorf dagegen, an der Grenze gegen den Sandstein, ungefähr 100 m hoch. In den Sandstein hinein ließ sich die Gesetzmäßigkeit nicht mehr verfolgen, weil die Sandsteinneben-tälchen, die Gründe, mehr gesteinsbedingt sind.

Der Ausbildung von Waldriß und von Talung und dem Gefällsknick, ihnen liegt letzten Endes eine gleiche Ursache zugrunde: eine erneute Eintiefung der Elbe. Was diese bedingte, das sind regional tektonische Fragen, die noch der Lösung harren. Die Tiefenerosion der Elbe, postglazial, teilte sich auch ihren großen Nebenflüssen mit. Von diesen aus übertrug sie sich selbst auf die kleinsten Nebentälchen. Diese bekamen in Flußnähe eine gewisse Verstärkung ihrer Arbeitsintensität. Sowohl Nebenflüsse der Elbe wie auch die Kleinhohlformen vermochten der Tiefenerosion der Elbe nur in beschränktem Maße Schritt zu halten. Unter- und Mittelläufe der SW-Lausitzer Flüsse sind in die Neueintiefung einbezogen, die Oberläufe liegen noch außerhalb der erneuten Tiefenerosion. Die Nebenhohlformen wurden nur im Unterlauf in den Bereich der Eintiefung hineinbezogen. Das bewirkte Formenumbildung. Die Dellform blieb nur noch im obersten Teil der Hohlform erhalten.

<sup>50)</sup> Schmid, J., Hydrologische und Kleinmorphologische Studien am Schwarzwaldrand, ist der Ansicht, daß der Waldboden recht durchlässig für spülendes Wasser sei, Ebenda, S. 18.

Die Tiefenerosion der Elbe scheint sich aber nicht kontinuierlich vollzogen zu haben — es müssen ein oder vielleicht auch mehrere Perioden des Stillstands oder auch des Wechsels der Erosionsintensität stattgefunden haben. Ich möchte mich für die SW-Laufstz für das letztere entscheiden. Das wichtigste Ereignis in der Geschichte der jungen Elbeintiefung ist eine Stillstandsperiode,<sup>57)</sup> die aber im Granitgebiet, das in der Erosion der Elbe nachhinkt, nur als Wechsel der Erosionsintensität ausgebildet ist. Darauf weisen m. A. nach zwei Erscheinungen hin. Zum ersten eine verschiedene Ausbildung der Täler im Mittellauf (siehe S. 40), zum zweiten die eigenartige lineare Anordnung der Gefällsknicke, Talung — Waldriß, die hauptflußabwärts mit dem Flußlängsprofil divergieren.<sup>58)</sup> Wir haben eine erste Periode der Erosion, die sich heute dem ganzen Mittellauf der SW-Laufstzer Gewässer mitgeteilt hat: Umgestaltung der Dellen zu Talungen. In einer zweiten Periode stärkerer Erosionstätigkeit wurde die Herrschaft der erneuten Eintiefung bis zu dem Punkt der SW-Laufstzer Gewässer ausgedehnt, wo sich die Gefällsknicke, Talung — Waldriß, vom Fluß entfernen, wo sich die Formendreiheit auszubilden beginnt. Die zweite Erosionsperiode hat sie ja gerade erst bewirkt. Der Waldriß ist ihr besonderes Werk als jüngste Form.

Das Alter der Talungen ist ebenso wie das des Waldriffes sicher festzulegen: nach der Vereisung dieses Gebietes. Es sind ja alles Größen, die von der postglazialen Eintiefung der Elbe abhängig sind. Wenn auch die Talung das Bild eines ertrunkenen kleinen Tales zu geben scheint, so ist die Formenausbildung doch kaum erosiv vorangelegt<sup>59)</sup> und das Tälchen dann nachträglich im Schutt ertrunken — wir müßten denn mit einem beträchtlichen Stillstand der Erosion rechnen, der sich aber auch im Waldriß irgendwie im Gehänge ausprägen müßte. Vergeblich sucht man im Waldriß nach Resten alter Talböden. Auch in den Haupttälern findet man keine Terrassenreste, die deutlich mit einander in Beziehung stehen, die der Stillstandsperiode entsprechen müßten. Dieser Beweis ist zwar nicht ganz stichhaltig, da erstens einmal die Abtragung die Leistenreste an den Gehängen beseitigt haben könnte, andererseits überhaupt die ganze Terrassenforschung in vom Hochwald stark verschleierte Gebieten sehr schwierig ist.

Der Auffassung eines längeren Stillstandes der Tiefenerosion der Flächen des Granitgebietes widerspricht der Übergang von Talung zu Waldriß. Der Übergang ist, wie zu zeigen versucht, allmählich. Der Wasserlauf ist nicht in eine ertrunkene Talpartie hineingerissen.

Eine endgültige Lösung kann wohl erst durch eine Summe von Beobachtungen an Talungsausschlüssen gegeben werden.

Ein anderes Klima für die Ausbildung der Talungen verantwortlich zu machen und so ihr Alter zu beweisen, ist unnötig, da wir sie noch heute in Bildung beobachten.

<sup>57)</sup> Hettner, A., 1887, S. 342—348. — Derselbe, Die Felsbildungen der Sächsischen Schweiz, Geogr. Zeitschrift, 1903, S. 617.

<sup>58)</sup> Wilhelm, W., Beiträge zur Morphologie des Nordabhanges des östlichen Erzgebirges, Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Dresden, 3. Bd., 3. bis 4. Heft, 1924, beobachtet ähnliche Verhältnisse für die kleinen Gewässer des östl. Erzgebirges. — S. 85: „Nicht selten fällt eine häufige Wiederkehr der relativen Höhenlage dieser Gefällsstufen auf, welche einen Zusammenhang mit den Terrassen- oder Tiefenerosionsperioden der Hauptflüsse wahrscheinlich machen.“

<sup>59)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 92.

Über das Alter der Dellen, die mit den Talungen und Rissen verknüpft sind, kann man streiten. Sie können ebensowohl einer vorglazialen Landschaft angehören als auch das jüngste Erzeugnis der abtragenden Kräfte sein. Bei keiner Dellenform läßt sich eine erosive Vorgeschichte sicher feststellen. Man kann sie nicht als „greisenhafte Täler“ auffassen.

Talung und Riß scheinen in unmerklich flache Hohlformen — vielleicht Dellen — eingeschnitten zu sein. Auch diesen Hohlformen kann man nicht ohne weiteres ein größeres Alter zusprechen als der Talung, die scheinbar aus ihr hervorgegangen ist. Durch die Entstehung der Talung bez. des Waldrisses ist ja auch der Abtragung der Gehänge über den Formen eine gewisse Beschleunigung erteilt worden. So kann m. E. zugleich mit der Entstehung der Talung sich eine leichte Dellenform über derselben bilden. (Profil 8.) Jedoch ist eine Anschauung, die Talung und Waldriß als in einer glazial resp. vorglazial entstandenen Delle vorgezeichnet auffaßt, auch berechtigt. Es wird dies bei den längeren Hohlformen (linke Nebentälchen der Polenz) sicher der Fall sein, denn auch die leichtgewellte vorglaziale Landschaft wird als vorherrschende Kleinform im Granit die Delle gezeigt haben.

## 2. Die wichtigsten Kleinformen der glazialen Sedimente.

Vergleichen wir nach dieser Untersuchung der wichtigsten Kleinformen des Granitgebietes dieselben mit den der Nachbargebiete. So ist, um uns zuerst den diluvialen Sedimenten zuzuwenden, der Übergang zwischen Granit und ihnen gar nicht markant: auch in den von ihnen bedeckten Landschaften sind flache Hohlformen, in ihrer Ausbildung und Form wohl etwas verschieden von den Granitdellen, die wesentlichen Kleinformen. Sie bewirken das ganz leichte Auf- und Abwellen der glazialen Schotterflächen.

Die Gesteinsbeschaffenheit ist in dem kleinen von diluvialen Gestein bedeckten Gebiete nicht einheitlich, wie die geol. Spez. Bl. (Billniz, Stolpen, Neustadt-Hohwald, Pulsnitz, Bischofswerda) zeigen. In der „oberflächlichen“ Verbreitung der glazialen Sedimente, denn auf die kommt es vor allem bei der Betrachtung der Kleinformen an, läßt sich eine dreifache Gliederung den geol. spez. Karten gemäß auffassen.<sup>99)</sup> Von SO nach NW wandernd (Bl. Stolpen), durchquert man zuerst ein Gebiet, in dem Granit und Glazial (altdiluviale Schotter, Kiese und Sande: d 11) von einer geringmächtigen Decke Verwitterungslehmes (Lehm der Hochflächen und Gehänge zum Teil löfartig: dl) überzogen sind. Helmsdorf — Stolpen — Lauterbach mögen diese Zone charakterisieren. Im NW von Stolpen herrscht auf weite Erstreckung lehmiger Decksand: ds von geringer Mächtigkeit vor. Er wird ebenfalls von altdiluvialen Schottern, Riesen und Sanden unterlagert. An manchen Stellen treten sie zutage und weisen bei besonderen Lagerungsverhältnissen einen abweichenden Formenschatz auf.

Das wichtigste Moment für die Bildung der Formen ist, daß diese verschiedenen glazialen Gesteine einen verschiedenen Grad der Durchlässigkeit besitzen.

<sup>99)</sup> Klemm, G., Geol. Erläut., Bl. 68. S. 26, Gliederung der diluvialen Sedimente. Eine Neuaufnahme wird wahrscheinlich wesentliche Änderungen in der Auffassung und Gliederung der Sedimente bringen.

Hochflächenlehm	schwer durchlässig,
lehmiger Decksand	↓
altdiluviale Schotter, Kiese und Sande	leicht durchlässig.

Schwer- und leichtdurchlässig sind natürlich relative Begriffe. Außerdem sind die verschiedenen glazialen Gesteine in ihrer Durchlässigkeit nicht gleichwertig. Zwischen dem Decksand und dem Lehm besteht ein viel größerer Unterschied in dieser Hinsicht als zwischen Decksand und den Schottern und Kiesen.

Die Beschaffenheit des Hochflächenlehms entspricht ungefähr der des Verwitterungslehmes des Granits,<sup>61)</sup> der im Ulbersdorf-Saupsdorfer Gebiet meist ein Produkt aus verwittertem Granitgestein und verlehmtem Löß ist. Und tatsächlich zeigen sich auch bei starker Bedeckung mit Hochflächenlehm die gleichen flachen Dellen wie im Granit. Die Vorgänge der Abtragung, die sich in ihnen abspielen, sind dieselben wie in der Granitlandschaft.

Es ist auffällig, daß sich die Dellen erhalten, wenn der Lehmede die stark durchlässigen Sande unterlagern. — Für die Bildung der Formen hat das keine weitere Bedeutung, wenn nicht die Mächtigkeit des Lehmes zu gering ist. Es liegt im Wesen der Abtragungsvorgänge in den Dellen, bei unveränderlichen tektonischen und klimatischen Verhältnissen sich durch Abspülung und Massenbewegung den undurchlässigen Boden zu erhalten, so lange noch in ihrem Bereich ein so beschaffenes Bodennährgebiet vorhanden ist.

Ein auffälliger Formengegensatz macht sich erst bemerkbar beim Übertritt in die Gebiete lehmigen Decksand (wenn auch ihnen größtenteils altdiluviale Schotter unterlagern). Es gibt scheinbar keine Kleinhohlformen mehr. Die die ebenen Flächen etwas gliedernden Formen sind unmerklich sanft gemuldet und sehr weiträumig (Fischbachmulde: über 3 km lang, 1½ km breit und auf 1½ km Breite kaum 15 m Höhenunterschied). Das Netz der Formen ist viel weitmaschiger als im Granit.

Diese flachen Mulden werden je nach der Beschaffenheit der obersten Bodenschicht, mehr sandig: von Kiefernwald, mehr lehmig: von Feld und Wiese eingenommen.

Die Vorgänge der gewöhnlichen Dellenbildung lassen sich auch an ihnen beobachten, jedoch in beträchtlich geringerem Maße. Das außergewöhnlich flache Längsprofil zeigt, daß die Bodenbewegungen in der Richtung der größten Neigung gering sind. Die lockere sandige Beschaffenheit des Gesteins, seine große Durchlässigkeit läßt nur einen geringen Teil des Niederschlags abfließen. Die Hauptmenge des Niederschlags sickert in den Boden ein und wird ganz oder zum Teil als Bodenfeuchtigkeit im Gestein festgehalten oder sickert weiter, bis es auf eine weniger durchlässige Gesteinschicht stößt. Die Untergrundverhältnisse im glazialbedeckten Gebiet sind oft recht kompliziert. Tonschichten schalten sich zwischen Sanden ein, Geschieblehme unterlagern die sandigen Schichten auf weite Strecken, ehe das eigentliche Grundgestein erreicht ist.

<sup>61)</sup> Ebenda, S. 32—33.

Im Stolpener Gebiet sind die Verhältnisse einfacher geworden, indem jetzt die Mächtigkeit des Glazials im Vergleich zur Nordlausitz gering ist. Toneinlagerungen finden sich nur an wenigen Stellen.<sup>62)</sup>

Zwar sind gerade die Deckandschichten auf weite Erstreckung hin von Geschiebelehm unterlagert. Die Geschiebelehme jedoch haben durch starke Auslaugung und Ausspülung ihren eigentlichen Gesteinscharakter verloren und sind stark sandig geworden, so daß man auch sie als durchlässig auffassen kann.<sup>63)</sup> Als Hauptwasserstau für den einsickernden Niederschlag ist der feste Gesteinsuntergrund des Granits anzusehen. Die Oberfläche der Granitlandschaft bei Stolpen entspricht einer durch die Ereignisse der Glazialzeit wenig beeinflussten vorglazialen Landschaft von deutlichen Hohlformen und Aufwellungen (Hügelland). In die verschütteten Granithohlformen legt sich das Grundwasser, und in den Hohlformen fließen, gemäß ihrem Gefälle, falls natürlich nicht die Gefällsverhältnisse durch spätere, nacheiszeitliche Störungen verändert worden sind,<sup>64)</sup> die Grundwasserströme.

Wenn nun bei der Durchlässigkeit des Gesteins der größte Teil des Wassers durch Einsickern verloren geht, wenn die Abspülung, die Massenbewegungen wenig Bedeutung haben, weil die Gefällsverhältnisse gar zu gering sind, wie konnten sich trotzdem die sanften Hohlformen ausbilden? Sind sie vielleicht als ein Produkt gleichaltrig mit der Schotterdecke, d. h. durch geringe Aufschüttungsunterschiede derselben vorgezeichnet anzusehen? Oder ist die Kräfteverteilung bei der Abtragung eine andere wie im Granit, im undurchlässigen Gestein? Schmitthener weist auf die Bedeutung der Abtragung im Boden hin.<sup>65)</sup> Er unterscheidet Abtragung im festen Gestein, im Boden, an der Erdoberfläche, wobei er der letzteren die Hauptrolle zuschreibt, dem Aufbau und Gesteinsverhältnissen seines Untersuchungsgebietes gemäß. Doch erkennt auch er das Grundwasser<sup>66)</sup> als eine Abtragungskraft an, die vor allem durch Auslaugung und Ausschlammung des feinsten Bodenmaterials arbeitet. Dieser Kraft glaube ich nach allen Beobachtungen in den Gebieten des durchlässigen, lockeren glazialen Gesteinsmaterials die Hauptrolle bei der Anlage der Hohlformen zuschreiben zu müssen.

Durch Auslaugung und Ausschlammung des feinsten Erdreiches bilden sich über den Hohlformen der Granitoberfläche in den ebenen diluvialen Schotterflächen ganz unmerkliche, sanft eingemuldete Formen. Erst, wenn die so erzeugten Hohlformen eine gewisse Größe erreicht haben, kann in ihnen die oberflächliche Abtragung, flächenhafte Abspülung und Massenbewegung einsetzen. Die Bildung eines oberflächlichen Verwitterungsbodens, durch Bodenkultur begünstigt, läßt eine etwas undurchlässige Decke über dem durchlässigen glazialen Material entstehen. Dadurch wird der Übergang zu oberflächlichen Abtragungen beschleunigt.

Diese Auffassung über die Bildung der weiten, leichten Hohlformen der Schotterflächen gewann ich nicht in der Stolpener Landschaft, sondern bei kleineren Exkursionen durch die tischgleichen Flächen der Schotterterrassen,

<sup>62)</sup> Klemm, Geol. Erläut., Bl. 67, 68, 69.

<sup>63)</sup> Derselbe, Geol. Erläut., Bl. 67 S. 44; Bl. 68, S. 26 und 28.

<sup>64)</sup> Anhaltspunkte für eine junge Tektonik fanden sich in dem engbegrenzten Gebiete nicht.

<sup>65)</sup> Schmitthener, H., Die Stufenlandschaft usw., S. 29/30.

<sup>66)</sup> Schmitthener, H., ebenda, S. 10.



südlich von Großenhain, wo die Gesteinsverhältnisse ähnlich sind.<sup>67)</sup> In diesem Gebiet ließ sich auch eine ganze Folge von verschieden tief eingemuldeten Hohlformen feststellen: von leichtester Andeutung bis zur deutlichen Herausbildung der alten Granitformen.

Bei besonderer Lagerung des diluvialen Gesteins kommt noch eine dritte, den Dellen äquivalente Form zur Ausbildung: die Riesenschluchten bei Rossendorf und Groß-Drebniß. Die Besonderheit der geologischen Verhältnisse liegt darin, daß einem weniger durchlässigen Lehmboden stark durchlässige Sande und Kiese aufliegen, wie bei Rossendorf und vermutlich auch bei Groß-Drebniß. Für die Rossendorfer Bildungen gibt es eine reiche Literatur.<sup>68)</sup>

Ehold, der die gesamte ältere Literatur zitiert, faßt die Sande und Schotter als Endmoränenbildungen auf. Die jüngeren Forscher schließen sich ihm an.<sup>69)</sup> Über die Verhältnisse bei Groß-Drebniß (nordöstlich Stolpen) bestehen keine näheren Beschreibungen, jedoch scheinen sie ähnlich zu liegen, wie bei Rossendorf.

Die Entstehung dieser Schluchten beruht auf ähnlichen Vorgängen, wie sie im gefestigten sedimentären Gestein bei einem Wechsel von durchlässigem und undurchlässigem Gesteinsmaterial eintreten. Die durchlässige Schicht ist vom Wasser bald durchsunken, auf der undurchlässigen staut es sich und muß abfließen.

Durch rückschreitende Erosion, festgelegt auf der undurchlässigen Gesteinschicht, fraß sich das, wenn auch periodische, Wasserlein in die tieferen Schichten hinein, Hänge bildend, die dem Böschungswinkel der lockeren bewegungsfähigen Sandmasse ungefähr entsprechen (vor allem bei Groß-Drebniß).

Bei Rossendorf ist auf diese Weise ein Moränenzug in einzelne Schotterhügel aufgelöst worden. Bei Groß-Drebniß handelt es sich um eine Fläche altdiluvialer Schotter, Kiese und Sande, in die radial vom Haupttälichen eine Anzahl von Endschluchten durch rückschreitende Erosion eingerissen sind, so daß es förmlich zu Herausbildung einer kleinen Stufe gekommen ist, aber zu keiner Auflösung in einzelne Hügel.

Die Vorgänge der Abtragung sind also im glazialen Gestein dieselben, wie in anderen Landschaften: Abspülung, Auslaugung, Massenbewegung, nur daß die Arbeitsteilung unter ihnen der Beschaffenheit des Gesteines, dem Grad der Ausbildung der Form entsprechend, verschieden ist. — Der Wind als Abtragungskraft braucht nicht berücksichtigt zu werden, da seine Tätigkeit nur episodisch ist.<sup>70)</sup> Er lagert lediglich im beschränkten Maße um und gleicht aus, leistet also eine Arbeit, die in keinem Verhältnis steht zu der Arbeit der an den Boden gebundenen abtragenden und erodierenden Kräfte. Nur in künstlichen Aufschlüssen arbeitet er an günstigen Stellen, wo Schichten stärkerer mit solchen geringerer Verfestigung wechseln, deutliche Leistchen, oft auch ganz bizarre Kleinformen aus.

<sup>67)</sup> Schöne, E., Die Elbtallandschaft unterhalb Pirna, 2. Aufl., Meißen 1923, S. 11 bis 13. (Altdiluviale Hochfläche.)

<sup>68)</sup> Ehold, Geol. Erläut., Bl. 67, 2. Aufl., 62—64.

<sup>69)</sup> Ruzner, J., im Dresdener Wanderbuch II, S. 78 flg. Sächsische Wanderbücher, Dresden 1924.

<sup>70)</sup> Sauer-Siegert, Die Ablagerung rezenten Lösses durch den Wind. Zeitschrift der Geol. Gesellsch., 1888, Bd. 40, S. 575 flg.

Die Gegensätze in den glazialen Sedimenten sind für die Formenbildung nicht von so großer Wichtigkeit wie der Gesteinsgegensatz: Granit und Diluv. Der Granit ist fest gefügt, das Diluv dagegen leicht transportabel, völlig ungefestigt und lose. In gleichem Maße verhält sich auch die Widerständigkeit der Gesteine der Abtragung gegenüber. Am Granit ist viel schwerere Arbeit zu leisten als im diluvialen Material.

Die Betrachtung der flachen Hohlformen im sandigen, durchlässigen Gestein, ihre Genese, bewies ihre große Abhängigkeit vom graniteneen Untergrund. Die Folge von beobachteten Formen zeigt, daß es schließlich doch zu einer Herausarbeitung alter Granithohlformen kommt. Die Verteilung der Abtragungskräfte in den einzelnen Zeiten der Herausarbeitung ist eine verschiedene: aus der Schotterfläche modelliert der Grundwasserstrom die erste Hohlform; dann setzen bei erreichtem minimalem Gefällswinkel des Längsprofils allmählich mehr und mehr überwiegend Abspülung, Bodenbewegung und schließlich vielleicht auch lineare Erosion ein. Vorausgesetzt ist ein Neuaufleben der Erosionstätigkeit der Hauptgewässer, wie es im Lausitzer resp. mitteldeutschen Gebiet wirklich der Fall ist.

Die Beträge der unterirdischen Abtragung im Granit durch Grundwässer können gegenüber den Beträgen der oberflächlichen Abtragung im diluvialen Material vernachlässigt werden. Bei nicht zu starker linearer Erosion, beim Überwiegen der flächenhaften Abtragung stoßen zuerst die Ruppen und Rücken der alten Granitlandschaft durch das Diluv hindurch (Geol. Bl. Pillnitz, Pulsnitz usw.). Auch bei den entblößten, den starken oberflächlichen Einwirkungen der Verwitterung und Abtragung wieder ausgesetzten Granitpartien ist die Geschwindigkeit der Abtragung gegenüber der im lockeren Diluv so gering, daß sie vernachlässigt werden kann, und man ohne weiteres den Schluß ziehen darf, daß durch die Abtragung diluvialer Sedimente die alte prädiluviale Landschaft fast unverändert wieder herauspräpariert wird.

Aus dieser Art der Behandlung der Formenelemente in den von glazialen Sedimenten verhüllten Landschaften geht schon hervor, daß sie in ihrem Alter jung, und zwar zurzeit noch als aktiv aufzufassen sind. Auch hier wird noch ein Problem sein, ob nicht vielleicht doch eine Periode geänderter klimatischer Bedingungen, die in der Interglazialzeit und in den Zeiten nach der Vereisung dieses Gebietes herrschten, die Mehrzahl dieser Hohlformen in ihrer Anlage bewirkte. Für eine solche Auffassung vermochte ich jedoch ebensowenig wie bei den Kleinformen der Granitlandschaft irgend welche Beweise zu erbringen.

### 3. Die hauptsächlichlichen Kleinformen des Elbsandsteingebietes, die denen der Granitlandschaft entsprechen.

Das Quadersandsteingebiet wird im Rahmen dieser Arbeit nur zum Vergleich herangezogen. Es soll damit einerseits der große Formengegensatz zwischen den beiden Landschaften besonders gekennzeichnet werden, andererseits soll den formen-genetischen Beziehungen nachgegangen werden — Einbettungen —, wie sie seit Staff und Rasmus<sup>71)</sup> in dem größeren Teil der Literatur als sicher bestehend aufgenommen sind.

<sup>71)</sup> Staff-Rasmus, Zur Morphogenie der Sächsl. Schweiz. Geologische Rundschau, II, 1911, S. 373. — Staff, S. v., Die Geomorphogenie u. Tektonik usw. Geol. u. paläont. Abhandlung, 1914.

Die Behandlung des Sandsteingebietes wird also einseitig sein — eine ganze Formenreihe: die Kleinstformen, die im Sandstein weite Verbreitung und große Bedeutung für die gesamte Abtragung besitzen, haben im Granit dank dessen ganz anderer Gesteinsbeschaffenheit keine Parallele.

Die Kleinstformen des Sandsteins: die Höhlchen, Leisten, die netz- und gitterartigen Skulpturen sind verhältnismäßig gut bekannt. Die mechanische<sup>72)</sup> und auch die chemische<sup>73)</sup> Tätigkeit des Siderwassers bewirken letzten Endes diese Filigranarbeit der Verwitterung. Die Tätigkeit des Pflanzenabstehens spielt wohl auch eine gewisse Rolle, dagegen ist die Tätigkeit des Windes ganz gering.<sup>74)</sup> Man könnte aus dem Granit zum Vergleich die seltsamen kleinen Hohlformen und beckenartige Vertiefungen, oft verschlungen und unregelmäßig geformt, wie sie der einschlußreiche Zweiglimmergranit zeigt, als Filigranarbeit der Verwitterung und Abtragung heranziehen. An den Lesesteinen des Westabhanges des Baltenberges kann man sie massenhaft beobachten. An den Gipfelklippen und Felsbildungen des Mittellaufriger Berglandes trifft man diese Höhlen im anstehenden Gestein an. Diese Formen bargen Einschlüsse fremden Gesteins, das infolge seiner anderen Zusammensetzung, seines anderen Gefüges viel leichter der Verwitterung, vor allem der physikalischen (Frostsprengung und Vegetation) anheimfallen konnte. Zuweilen nehmen solche Auswitterungshohlformen im anstehenden Gestein größere Ausmaße als nur wenige qcm an: Beckenform. Dann sind sie meist von einem Kranz seltsamer Sagen umwoben.

Im SW-Laufriger Bergland haben diese Auswitterungsformen geringe Größe und finden sich nur an Lesesteinen.

Die geographisch wichtigste Abtragungsform im Granit ist die Delle. Ihre Ausbildung erkannten wir bedingt durch die relative Undurchlässigkeit des Verwitterungsbodens des Granites. Analoge Verhältnisse, Beziehung zwischen Abtragungsform, Gestein und Boden, bestehen, wie gezeigt, auch im Diluv. So dürften auch die entsprechenden Kleinformen des Kreidesandsteins in engster Abhängigkeit vom Gestein stehen. Eine Haupttatsache des Gesteinsaufbaus im Kreidegebiet ist das Vorhandensein von Schichten verschiedener Beschaffenheit, die in vertikaler Richtung deutlich gegen einander abgesetzt sind und in einer bestimmten Zone in horizontaler Richtung ihren lokalen Charakter auf kurze Entfernung wesentlich ändern, eine Tatsache, die sich in der Gestaltung der Großformen der Sächsischen Schweiz klar zeigt. Die größte Bedeutung hat der Wechsel von Sandstein und Pläner — aber auch in ihm gibt es wieder Abstufungen, die nur außerordentlich schwer zu erkennen sind.

Wie in den anderen Landschaften, ist auch hier die Herausbildung der Kleinformen vor allem abhängig von der Durchlässigkeit des Gesteins.

<u>Sandstein, quarzitisch</u>	durchlässig,
<u>Pläner, sandig</u>	↓
<u>Sandstein, tonig, kalkig</u>	↓
<u>Pläner, tonig</u>	schwer durchlässig.

Das ist eine Staffelung ähnlich der des von glazialen Sedimenten bedeckten

<sup>72)</sup> Hettner, N., Gebirgsbau und Oberflächengestaltung usw.

<sup>73)</sup> Beyer, O., Alaun und Gips usw.

<sup>74)</sup> Beck, R., Über die korradierende Wirkung des Windes im Quadersandsteingebiet. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft, Bd. 46, 1894, S. 537.

Gebietes, nur daß im Quader sandstein die Gemengteile fest verkittet worden sind. Daher findet sich keine der diluvialen analoge Formenentwicklung.

Die diluvialen Böden der einzelnen Gesteinsschichten stehen in größter Abhängigkeit von dem liegenden Gestein. Im Sandstein ist als Verwitterungsmaterial nur loser Sand mit geringem Humusgehalt vorhanden. Es ist ein Boden von sehr großer Durchlässigkeit. Auf vielen Felsplatten ist er durch den Regen völlig weggespült und durch den Wind weggefegt worden.

Im Pläner ist der Boden dem Gestein entsprechend tonig und undurchlässig. Hier wirken vor allem Abspülung und Bewegungen der wasserdurchtränkten Massen.<sup>70)</sup> Hier kann es zur Ausbildung der echten Dellen kommen.

Eine wesentliche Umgestaltung erfährt der Kleinformenschatz in seiner Verbreitung in der Sächsischen Schweiz durch die Verhüllung weiterer Gebiete mit diluvialen Material, wobei glaziale Schotter nur eine geringe Rolle spielen. Am wichtigsten ist die Bedeckung weiterer Flächen von Sandstein und Pläner mit Lehm. Bei genügender Mächtigkeit ergeben sich dann Verhältnisse wie im lehmverhüllten Granitgebiet: die relative Undurchlässigkeit des Lehmbodens bedingt die Herausbildung eines engmaschigen Dellenetzes.

In Gebieten, wo eine geringmächtige Lehmschicht, eine dünne sandige Bodenschicht den Sandstein bedeckt, oder wo die nackten Felsplatten zutage treten, sucht man Dellen vergebens. Anstelle des engmaschigen Dellenetzes ist scheinbar ein weitmaschiges Netz anders gearteter Hohlformen getreten. In die Ebenheiten hinein sind tiefe schmale Schluchten mit lotrechten Sandsteinwänden gerissen. Es gibt für diese Formen eine Anzahl zum Teil auch nur örtlicher Benennungen: Gründe, Gründel, Schlucht, Schlüchte als Einzahl<sup>71)</sup> und Tille, selbst Telle.<sup>72)</sup>

Wie mit dem Begriff Delle noch nichts über die Größe der Hohlform ausgesagt ist, so auch nicht bei den Gründen. Mit Gründel, Schlüchte und Tille bezeichnet man wohl im allgemeinen die kleineren Hohlformen. Kleine Nebengründe besitzen nur wenige 10 m Länge (Schelwände, Brandstufe). Die Gründe (wie Rietsch- und Broschegrund, s. Basteikarte 1 : 10 000) sind mehrere Kilometer lang.

Die Form der Gründe, die senkrechten Sandsteinwände, der kañonartige Typ der Schluchten, ihre Vegetation, sind oft beschrieben worden, und ihr meist ernster stimmungsvoller Charakter hat zu allerlei Sagen Anlaß gegeben.

Im Querprofil zeigen die Schlüchte lotrechte Wände mit etwas Fußhang und ebenem Talboden. (Profil 9.) Ihr Längsprofil richtet sich ganz nach der Länge der Schlucht. Kurze Nebengründe zeigen ein treppenartiges Längsprofil. (Profil 10.) Längere Gründe weisen mehrfachen Wechsel von Profilstücken mit treppenförmigem Charakter: die Schlucht — eng, am Boden tritt der nackte Fels zutage, und von langen fast ebenen Strecken auf. Die ebenen Sohlenstrecken der Gründe sind meist sand- und schuttverhüllt. Eine Wasserader beherbergen selbst die längsten Formen selten. Fichten und Farnen in den Gründen im Gegensatz zu den Kiefern der Hochfläche weisen jedoch auf eine gewisse Bodenfeuchtigkeit hin. Auf ehemalige Tätigkeit von

<sup>70)</sup> Hettner, A., 1887, betont, daß die plänerbedeckten Gebiete den Typ der leichten gewellten Landschaften des deutschen Mittelgebirges besitzen, S. 252 und 327.

<sup>71)</sup> Rufner, J., Sächsische Schweiz, 1925, S. 41.

<sup>72)</sup> Tille und Telle, siehe Karte des Schrammsteingebietes 1 : 10 000.

fließendem, erosiv arbeitendem Wasser deuten Kolke, Strudellöcher.<sup>79)</sup> Doch nach Anzeichen der in den Dellen des Granitgebietes umgestaltend wirkenden Vorgänge sucht man vergebens. Zwar in kurzen, sehr steilen Nebenschluchten sind die losgewitterten Sandmassen gewisser Bewegung fähig, jedoch die Kräfte, die wir nach Schmitthenner und Penck für die Bildung der Dellen als wichtig erkannten, spielen bei der Bildung dieser Sandsteinformen eine ganz untergeordnete Rolle oder kommen überhaupt nicht in Betracht. Schon Gutbier<sup>79)</sup>, Hettner und alle folgenden erkannten, daß die Gründe in erster Linie Formen des fließenden Wassers sind. Die Wasserführung der Gründe ist periodisch. Nach der Schneeschmelze, nach heftigen Gewittergüssen zeigen diese Schluchten nicht das tote Bild: Gutbier S. 84: „... dann stürzen tosende Wassermassen herab, die ganze Weite des Talbodens einnehmend und Trümmer jeder Art mit sich fortreißend.“ Auch in den Perioden gewöhnlichen Verwitterungsverlaufes sind die Formen keinesfalls tot. Andere Kräfte arbeiten an ihrer Umgestaltung: die physikalische und chemische Verwitterung. Sie spielt sich an den Felswänden der Schluchte in kleinsten Formen ab. Sie sprengt Sandkorn für Sandkorn los und liefert so das Transport- und Arbeitsmaterial für die Erosionsperiode. Durch das Unterminieren der Felswände infolge dieser Kleinarbeit in den Schichtfugen werden ganze Felspartien zum Abbrechen gebracht. Es arbeitet also, wenn die Tiefenerosion still liegt, die Abtragung an der Erweiterung der Schluchte. Eine Arbeit, die im allgemeinen trotz ihrer Stetigkeit nicht die periodische starke Tiefenerosion übertrifft. Wenn aber die Abtragung die Erosion überwiegt, dann kommt es zur Herausbildung des Felskessels. (Nach Hettners Beschreibung<sup>80)</sup> wohl auch als eine den Dellen äquivalente Bildung anzusehen.)

Der treppenförmige Aufbau des Längsprofils der kleinen Gründe ist gesteinsbedingt: sie passen sich auf das empfindlichste den geringen Unterschieden der Sandsteinschichten an.

Für den stufenförmigen Aufbau der größeren Gründe werden nach Hettner<sup>81)</sup>, Rufner<sup>82)</sup>, Lamprecht<sup>83)</sup> zwei Ursachen angegeben. Hettner stellte schon 1887 fest, daß eine gewisse Parallelität in der Höhenlage der Stücker geringeren Gefälls und deren Übergang in außerordentlich steiles Endgefäll nach dem Hauptfluß in vielen Gründen vorhanden ist, und er erklärte sie mit einer Stillstandsperiode der Tiefenerosion der Elbe ungefähr 45 m über den heutigen Talboden. (Eine Abhängigkeit dieser Ausbildung des Längsprofils der Gründe vom Gestein lehnt Hettner ab<sup>84)</sup>.) Dieser Stillstandsperiode sei ein erneutes Einschneiden erfolgt, dem aber die Gründe mit ihrer periodischen Erosion nicht Schritt halten konnten, so daß sie mit ihren Hauptstrecken noch auf die alte Eblage eingestellt sind und jetzt mit steilem End-

<sup>79)</sup> Rufner, J., Sächs. Schweiz, 1925, S. 42, 54 usw.

<sup>79)</sup> Hettner, A., Sächsische Schweiz, 1887, S. 305, zitiert Gutbier: Geognostische Skizzen usw., S. 84.

<sup>80)</sup> Hettner, A., Sächsische Schweiz, 1887, S. 330—331. — Oberflächengestaltung der Sächs. Schweiz, Geogr. Zeitschrift, 1903, S. 618/19.

<sup>81)</sup> Derselbe, Sächs. Schweiz, 1887, S. 344, 345 flg.

<sup>82)</sup> Rufner, Sächs. Schweiz, 1925, Wanderung 5, S. 50—61.

<sup>83)</sup> Lamprecht, ebendasselbst, Wanderung 11, S. 117—126.

<sup>84)</sup> Hettner, A., Sächs. Schweiz, 1887, S. 323.

gefäll zum Teil sogar hängend über dem Hauptfluß münden. Rußner<sup>85)</sup> hat diese Parallelität ebenfalls in der Anlage der Basteigründe festgestellt.

Als zweite Ursache für die stufenförmige Anlage der Gründe hat Lamprecht<sup>86)</sup> im Schrammsteingebiet die Abhängigkeit von einem Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit erkannt, „daß die ebenen Längsprofilstrecken abhängig sind von einer zwischengeschalteten Lage weniger durchlässigen Gesteinsmaterials“. Er zeigt, daß die Hauptgründe in ihrer horizontalen Verbreitung in dem Felsenland der Schrammsteine—Winterberge an gewisse Höhen gebunden sind, die sich an den Felswänden als Simse markieren. Nach Lamprecht scheinen teilweise auch die von Hettner auf die Stillstandsperiode der Elberosion zurückgeführte Ausgestaltung der Gründe von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig zu sein. „... eine Gesteinszone, die durch rötliche Färbung und morsche kleinbankige Struktur auffällt. Man kann diese Gesteinszone durch die ganzen Postelwitzer Steinbrüche prächtig verfolgen. Sie veranlaßte durch ihre Wasserundurchlässigkeit... und gerade in ihrer Höhe brechen alle jene Hängetäler ab, deren Ausgang zumeist durch die Steinbrüche abgeschnitten ist. Würden wir diese Schicht gegen das Innere des Zahnsgrundes verfolgen, so würden wir uns immer mehr dessen Talsohle nähern, bis sie am Schießgrund erreicht ist, deshalb biegt dieser Grund ohne Steilhang vom Zahnsgrund ab.“<sup>87)</sup>

An anderer Stelle: „... Die Lorenzschluchte, diese ist ein prächtiges Beispiel für ein Stufental. Mehrere ebene Talböden folgen hier aufeinander, deren jede der Decke eines Stockwerkes entspricht und sich in den begleitenden Felsrissen als Terrasse und schließlich als vorspringender Felsporn fortsetzt.“<sup>88)</sup>

Nur die größten Gründe erreichen die Elbe ungefähr im Flußniveau. Die meisten kleinen und kleinsten Gründe hängen, wie oben erwähnt, über den Haupttälern. Hauptschluchte und Felskessel sind also jetzt unabhängig von der Hauptgewässerader geworden. Als solche Hängetäler sind auch die Basteigründe (Lümpelgrund, Griesgrund usw.) aufzufassen. A. Penck's Erklärung für dieselbe möchte ich mich nicht ohne weiteres anschließen. Penck sagt: „Die Entstehung der Hängetäler ist ohne weiteres klar, die nach rechts drängende Elbe hat ihr rechtes Talgehänge unterschritten und damit den Unterlauf der hier einmündenden Tälchen quer abgeschnitten, so daß diese nun über dem Elbtal hängen, sowie die Balleuses an der Küste der Normandie über dem Meer.“<sup>89)</sup> Einen gewissen Betrag der Elbunterschneidung der Basteiwände in Rechnung gesetzt, so haben m. E. nach die Gründe niemals das Elbniveau erreicht. Der Gegensatz zwischen der Wasserführung der Elbe ist zu groß, als daß sie auf den alten Elberosionsstillstand eingestellt blieb. Wir haben doch sogar im Granit hängende Tälchen, wo im Vergleich zum Sandstein nur geringe Mengen des Wassers durch Einsickern der linearen und flächenhaft wirkenden Abtragung verlorengehen und der Unterschied in der Erosionsenergie zwischen Hauptfluß und Nebengewässer geringer ist als zwischen Elbe und ihren kurzen Seitengründen.

<sup>85)</sup> Rußner, J., Sächs. Schweiz, 1925, Wanderung 5, Basteigründe.

<sup>86)</sup> Lamprecht, ebendasselbst, Wanderung 11, S. 117—126.

<sup>87)</sup> Lamprecht, ebendasselbst, S. 119.

<sup>88)</sup> Rußner, J., Die Sächs. Schweiz, 1925. — Lamprecht, Wanderung 11, S. 125.

<sup>89)</sup> Penck, A., Die Flußsysteme im Basteigebiet. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1925, Heft 1/2, S. 60—62.

Die Abhängigkeit der Gründe in ihrer Anlage, ihrem Verlauf von der Hauptfluchtichtung des Sandsteins erkannte schon Hettner.<sup>90)</sup> Das auf der Sandsteinplatte abfließende Wasser bevorzugte, wenn es nicht zu kräftig war, die Richtungen geringer Widerständigkeit im Gestein, die im Sandstein durch die Löße gegeben sind. (Die nach dem Krieg von der Landesaufnahme Sachsen unter der Leitung von Dr. phil. Treitschke herausgegebenen Karten des Elbsandsteingebietes 1:10 000: Schrammsteingebiet und Basteigebiet zeigen auf vorzüglichste Weise kartographisch festgehalten die Abhängigkeit selbst der kleinsten Seitenschlüchte von den Strukturlinien des Sandsteingebietes. A. Penck hat beiden Karten begleitende Arbeiten gewidmet.<sup>91)</sup> Gründe, Schlüchte usw., soweit sie in die Ebenheiten eingeschritten sind, die diluvialer Lehm bedeckt, entstanden nach der Vereisung dieses Gebietes. Welches Alter Schlüchte und Gründe in den höheren Niveaus des Schrammsteingebietes und an den die Ebenheiten überragenden Steinen besitzen, läßt sich wohl kaum feststellen. Es können ebensogut postglaziale bis jüngste Bildungen, wie Rudimente alter auf einer höheren Ebenheitsfläche, vielleicht schon im Tertiär angelegter Gründe sein. Rußner<sup>92)</sup> weist auf die diluviale Anlage von Gründen hin.

Ihrer Entstehung nach gliedern sich diese Sandsteinhohlformen in zwei Gruppen.<sup>93)</sup> Die einen sind auf der Oberfläche fremden Gesteines angelegt: auf den glazialen Lehmen und Schottern der Ebenheiten. Andere sind an rückwärts schreitende Erosion geknüpft, — diese sind im Elbsandsteingebiet meist nur kurz ausgebildet. Außerlich unterscheiden lassen sich die genetischen Typen kaum, denn die Mehrzahl der auf fremdem Gestein als Delle angelegten Formen haben sich beim Einschneiden dem Kluftsystem angepaßt,<sup>94)</sup> während die Gründe des zweiten Typs von vornherein sich in der Schwächerichtung des Gesteins rückwärts einarbeiteten.

Die Mehrzahl der Gründe ist also auf fremder Gesteinschicht als Delle vorangelegt worden. Die Umgestaltung des Dellenekes zu den Schlüchten und Gründen, bedingt durch Durchsinken der undurchlässigen Gesteinschicht, läßt sich auf den Ebenheiten beobachten. Die Vorgänge der Umgestaltung sind die gleichen, wie sie Schmitthener am Beispiel der Stufenlandschaft untersucht und beschrieben hat.<sup>95)</sup> Die Dellen des undurchlässigen Gesteins in engmaschigem Netz strahlen, wenn nicht schon die Massenbewegung am Dellenboden aufs feste durchlässige Gestein aufgetroffen ist — denn damit beginnt schon die Anpassung an die Gesteinsverhältnisse des Untergrundes —, ohne eine besondere tektonische Richtung des harten, durchlässigen Gesteins des Liegenden zu bevorzugen, radial in die Hauptlinie der Abtragung hinein. Beim Übergang aufs andere Gestein verkümmert die Mehrzahl der Dellen. Nur die bleiben bestehen, die zufällig in ihrer Richtung den tektonischen Rich-

<sup>90)</sup> Hettner, A., Sächs. Schweiz, 1887, S. 308/309.

<sup>91)</sup> Penck, A., Die neue Schrammsteinkarte, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1922, Heft 5/6, S. 235—251. — Ebenderjelbe, Die Kluftsysteme im Basteigebiet, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1925, S. 60—62.

<sup>92)</sup> Rußner, J., Sächs. Schweiz, Wanderung 5, S. 50—61.

<sup>93)</sup> Penck, A., Die Kluftsysteme im Basteigebiet, S. 61.

<sup>94)</sup> Rußner, J., Die Sächs. Schweiz, Wanderung 5. Die größten der Basteigründe haben ihre Richtung beim Einschneiden beibehalten.

<sup>95)</sup> Schmitthener, H., Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft usw., Stuttgart 1923, Abschnitt über die Entstehung der Täler, S. 51, Die Anpassung....

tungen des Untergrundes angepaßt sind oder sich leicht angleichen konnten, da sie nur in einem sehr spitzen Winkel zu diesen Richtungen angelegt waren. Dadurch gestaltet sich das Schluchtenetz viel weitmaschiger. Engmaschig wird es nur dort wieder, wo von den größeren Gewässern rückwärtserodierend die kleinen Seitengründe eingreifen.

Der Übergang von Delle zur Grundform ist zwar plötzlich, jedoch zeigt der beginnende Sandsteingrund noch nicht die ihm charakteristische Form. Mehr Wiesengraben — talungsähnlich — sind die Beginne. Die Wiese gleitet von der Delle in den Grund hinein, denn die bewegten Bodenmassen der Delle werden mit dem Übergang ins andere Gestein nicht sofort aufgezehrt. Sie „überfließen“ die Sandsteinform, kleiden die Wände des Grundbeginnes aus, so daß sich Wiesenanlagen darin noch lohnten. Erst allmählich werden die durch Gefriech und Abspülung in die Gründe hineingewanderten Bodenmassen verbraucht — der Fels wird entblößt —, die echte Sandsteinschlucht setzt ein.

Die Gründe sind natürlich siedlungsfeindlich, nur die größten beherbergen an romantischen (künstlich erweiterten) Stellen ein Wirtshaus. Ihre auf weite Strecken fast ebene Sohle macht sie zu Weganlagen besonders geeignet, und dazu hat sie die Forstverwaltung reichlich verwandt. Nur wenige sind so abgeschlossen und ungangbar, daß sie nicht ausgenutzt werden können.

#### 4. Die Block- und Steinbestreuung.

Neben dem für die Abtragung und Umgestaltung eines Gebietes wichtigen Formenschatz gibt es noch eine Gruppe Formen von sekundärer Bedeutung. Es sind dies Formen, die als besonders widerständige Relikte einer Zeit mit anderen klimatischen Bedingungen sich erhielten, oder Formen, die eine bestimmte Eigenschaft des Gesteins, die einer bestimmten Konstellation der umgestaltenden Kräfte ihre Entstehung verdanken. Sie sind oft bizarr gestaltet, daher zogen sie schon frühzeitig das Interesse selbst der Laien auf sich.

Um die Quarzriffe, Felsmeere und Gipfelklippen der deutschen Mittelgebirge hat ja die Phantasie des Volkes Kränze von Sagen und Dichtungen geschlungen.

Auch das Lausitzer Bergland hat seine bizarren Formen, wie die Granitfelsen des Hochsteins, Czornebohs, die wunderschön die wollsackförmigen Verwitterungsformen der Granitbänke und schließlich ihre Auflösung in Platten zeigen.<sup>99)</sup>

Die SW-Lausitz selbst zeigt nur an einer Stelle im hohen Birkigt (Höhe 437 SO Stolpen) eine Felsklippe. Es ist die Kernpartie des größten der sogenannten Stolpener Stockgranite und als solche unbeeinflusst von Kontaktwirkungen (kalter Kontakt) geblieben, so daß sie der Abtragung größeren Widerstand entgegensetzen konnte als die gestörten Gesteinspartien. In den angrenzenden Teilen des Berglandes, Hohwald—Baltenberggebiet usw., sucht man vergebens nach anstehenden Felsbildungen im Granit. Statt dessen kennzeichnen Blockbestreuung — Felsmeerbildungen — die höchste Aufwellung und steilsten Hangpartien desselben.

<sup>99)</sup> Beyer, Förster, März, Die Oberlausitz, Landschaftsbilder aus dem Königreich Sachsen, Meißen 1905, S. 70.



Bloßbestreuung, Bloßmeerbildungen sind charakteristische Erscheinungen, die im gesamten deutschen Mittelgebirgsgürtel sich in jedem einzelnen Gebirgsglied wiederholen (Odenwald, Fichtelgebirge, Harz nur als Beispiele). So ist ihre große Verbreitung im Lausitzer Bergland sowohl im Gebiete des Granits wie an den Hängen basaltischer und phonolithischer Ergüsse nicht verwunderlich und schon oft beschrieben worden. Neuerdings hat Walther Penck ihnen eine kritische Betrachtung gewidmet.<sup>97)</sup> Seine Einteilung ist auch diesen Angaben über Bloßmeerbildungen usw. zugrunde gelegt.

Wir finden typische Bloßmeerbildungen am Rücken—Tannenbergr, an den Berggruppen Ruhebänke—Unger, Tanzplan, Hohwald—Baltenberg. Der Bloßstrom, der am SO-Abhang der Ruhebänke nach der Landesgrenze zieht, ist besonders eindrucksvoll. Er ähnelt wenigstens etwas dem wunderbaren Bloßmeer am Felsberg bei Reichenbach im nördlichen Odenwald.

Der Felsmeerbildung des Baltenberges hat Sieber<sup>98)</sup> eine kurze Notiz geschenkt. Er faßt sie als zerstörte Gipfelklippen auf und schreibt der Glazialzeit einen besonders fördernden Einfluß der Bloßmeerbildung zu.

Die Bloßanhäufungen der SW-Lausitz resp. der Gesamtausitz sind durch die beiden Varietäten des Hauptgranites in zwei Arten geschieden. Im mittelförnigen Granit (Biotitgranit) treffen wir oft über mannsgroße Blöcke an, gesundes Gesteinsmaterial, das zerkleinert oft noch zu Bauzwecken Verwendung findet. Die Bloßdichte ist hier durchschnittlich eine mittelmäßige. Dagegen neigt der feinkörnige einschlußreiche, vielklüftige Granit mehr zur Bildung von platten-, fladenförmigen Gesteinsstücken geringer Größe und bildet bei starker Bloßdichte förmliche Steinmeere, wie am Westabhange des Baltenberges. Die einzelnen Gesteinsstücke zeigen die schon beschriebenen bizarren Auswitterungsformen ehemaliger Einschlüsse.

Dort, wo es sich um Verwitterung von Gipfelklippen handelt, wie vielleicht am Baltenberg, zeigen die Bloß- und Steinanhäufungen eine deutliche Abhängigkeit von der Neigung der Gehänge: an steilen Hangpartien starke Bloßbestreuung, auf breiten Rückenflächen und am verflachenden Fuß der steilen Berghänge deren fast vollständiges Fehlen. Das entspricht völlig den Penckschen Untersuchungsergebnissen. „... und ganz ebenso sind die Bloßmeere der deutschen Mittelgebirge an bestimmte Gesteinsarten geknüpft, welche die Anlage zu mehr oder weniger grobbloßigem Zerfall besitzen, und sie treten an Böschungen von bestimmter Neigung auf.“<sup>99)</sup>

Es besteht eine weitere Regel in der Verbreitung dieser Formen. Sie finden sich, wenn besonders gut ausgebildet, in leichten Einmündungen des Hanges, in Dellen — also in Hohlformen, in denen sich auspülendes und abspülendes Wasser sammelt.

In der SW-Lausitz zeichnet sich der Bloßstrom am SO-Abhang der Ruhebänke besonders auffällig durch UnterSpülung, durch fließendes und rinnendes Wasser aus.

Sehr umstritten ist die Frage nach dem Alter dieser Bloß- und Steinmeerbildungen. Zwei Anschauungen stehen sich gegenüber. Diese Bildungen sind fossile Formen, besagt die eine. Sie wurden gebildet in der Diluvialzeit, wo eine intensive mechanische Verwitterung (Frost) den Boden

<sup>97)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 54—59.

<sup>98)</sup> Lausitzer Wanderbuch, II, Dresden 1923, Sieber in Wanderung 1, S. 10/11.

<sup>99)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 55.

tief beeinflusste, wo auf gefrorenem Untergrund die oberflächlich aufgetauten Bodenmassen hangabwärts flossen, wo keine Vegetation den Boden schützte und festigte.

Die andere Auffassung verlegt die Bildungszeit dieser Formen in die Gegenwart. Das Klima unserer Tage und die dadurch bedingten Verwitterungsvorgänge trotz Vegetation sind wohl fähig, die Block- und Steinströme zu bilden und zu erhalten.

Die zweite Anschauung dünkt mir wahrscheinlicher. Bei der Behandlung der Kleinformenwelt des Granitgebietes war einleitend auf den Prozeß der Vergrusung, die Erhaltung gesunder Gesteinskerne je nach Kluftform hingewiesen worden. Der tief vergrusste Boden mit den eingelagerten gesunden Gesteinskernen stellt für die Granitblockströme ein Nährgebiet dar, das noch lange nicht erschöpft ist. Die Anlage der Blockansammlungen in leichten Hohlformen, an denen sich starke Unterspülung und Auspülung nachweisen läßt, die starke Abhängigkeit vom Hangwinkel zeigt, daß die Abtragungsvorgänge der gegenwärtigen klimatischen Bedingungen die Blöcke ausarbeiten und an der Oberfläche anreichern können.

Die Vegetation spielt vielleicht auch eine gewisse Rolle dabei. Wir treffen typische Blockmeerbildungen heute nur noch in Waldgebieten an. Es war mir auffällig an frischen Schlägen im Wald, wo man die Baumstümpfe ausgerodet hatte, daß diese Areale wahren Steinfeldern glichen. Unter der Wurzeldecke des Waldes scheint eine sehr starke Auspülung stattzufinden, so daß dort eine Anreicherung von Gesteinsblöcken, in Größe und Anzahl je nach Granitvarietät, bewirkt wird. Auf große Durchlässigkeit des Waldbodens hat neuerdings Schmid<sup>100)</sup> in seinen Untersuchungen hingewiesen.

Die periglaziale Verwitterung, der neuerdings die Bildung der Blockmeere allein zugeschrieben wird, hat m. E. nach nur bedingt Anteil. Die Wirkungen der diluvialen Epoche sind eine tiefgehende Zersprengung des Gesteins entlang der Kluftlinien. Sie hat durch Frostsprengung den Sickerwässern, der chemischen Verwitterung: der Vergrusung die Wege gebahnt, von denen diese das Gestein angreifen. Die Zeiten der Vereisung haben das Gestein vorbereitet — die Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge unserer Zeit bilden die Formen. Die Möglichkeit der Bildung von Blockströmen in glazialer Zeit soll damit nicht abgelehnt werden; in anderen Landschaften mögen riesige Blockströme als Zeugen vergangener Zeiten eine fossile Form darstellen, die unter den jetzigen klimatischen Bedingungen zerfällt. Für die Südwestlausitzer Blockstrombildungen scheint mir dies sehr unwahrscheinlich.

Nur eine Abart der Blockmeere ist die Steinbestreuung, die auch im Gebiete der diluvialen Sedimente auftritt. Durch Ab- und Auspülung, auch Auslaugung, des feinen Erdreiches wachsen größere Steine förmlich aus dem Boden hervor. Die Beackerung des Bodens begünstigt diesen Vorgang. Für die Bestellung der Felder ist die Steinbestreuung recht hinderlich und muß beseitigt werden.

<sup>100)</sup> Schmid, J., Hydrologische und Kleinmorphologische Studien, S. 119. Vielleicht betont Schmid die Abpülung etwas zu stark. Die Auspülung im Wald scheint mir doch eine ebensogroße Rolle zu spielen.

Die Stärke der Bestreuung ist ebenfalls von der Beschaffenheit des Anstehenden und von der Hangneigung abhängig. In den breiten Talböden der Wannentäler des Berglandes, auf den breiten Granitrücken, ist eine Steinbestreuung kaum zu spüren, an den als Felder bewirtschafteten steilen Hängen so bedeutend, daß die Bauern jedes Frühjahr vor der Feldbestellung die Steine herauslesen müssen.

Die Steinbestreuung im diluv bedeckten Gebiet ist generell natürlich ganz anderer Art als im Granit.

Im Sandstein ist diese Art der Stein- und Blockbestreuung von recht geringer Bedeutung. Man trifft sie eigentlich nur längs der großen Störungszonen an, z. B. in einem schmalen Streifen parallel der Lausitzer Überschiebung. Die Lehmbedeckung der Ebenheiten würde ja schon solche Bildungen verschleiern oder ihre Entstehung hindern, wenn nicht schon der ganze Bau des Felsengebirges, die ganz andere Art der Abtragung als im Granitgebiet eine Ausbildung von Felsmeeren, derart, wie sie geschildert, widerstrebte. Die chemische und mechanische Verwitterung im Sandstein, in Schichtflächen (Schichtfugen) und Klüftung begünstigt die Erhaltung von Felsplatten. Neben und im Gefolge der kurz skizzierten chemischen und mechanischen Abwitterungstätigkeit spielt die quaderförmige Abwitterung im Sandstein bei der Abtragung der gesamten Landschaft die wesentlichste Rolle. Sie ist bedingt durch die verschiedene Beschaffenheit des Sandsteins in vertikaler Richtung und seiner Klüftung. In akuter Form tritt dieser Abtragungsvorgang als Felsniederbruch auf, wie er vor allen Dingen in Zeiten starker physikalischer Verwitterung, in unserem Klima also zu den Zeiten der jähen Wechsel zwischen starken Frösten und plötzlichem Auftauen eintritt, eine Periode, die auch für die Ausbildungen der anderen Kleinformen Hauptarbeitszeit bedeutet.<sup>101)</sup>

Die Blockanhäufungen im Sandstein, wie sie an den Fußhängen der Felsen, in den Schlüchten und Gründen sich finden (von Steinbruchshalden, die tatsächlich auch zu einem wichtigen und bestimmenden Formenelement des Kreidegebietes (Elbtal!) geworden sind, natürlich abgesehen), sind also wesentlich anderer Entstehung als die Blockbildungen der Granitlandschaft. Penck<sup>102)</sup> nennt ähnliche Bildungen „Halden“: Anreicherungen von niedergebrochenen Trümmern, die an ein felsiges Nährgebiet anschließen.

Im Granit ist diese Haldenbildung von untergeordneter Bedeutung. Wir finden sie in den tief eingerissenen Haupttälern, Polenz, Schwarzbach usw. In den Engtalpartien des Polenztales an der Scheibemühle, an der Schwarzbach östlich Gohsdorf, im Sebnitztal an der Sputmühle sind die außerordentlich steilen Hänge des Bodens und einer zusammenhängenden Vegetationsdecke bar, nackter Fels tritt zutage. An steil gestellten Hangbellen und am Fuße von Felsvorsprüngen ziehen Steinströme zu Tale. Bei der Mehrzahl von ihnen läßt sich Abhängigkeit von einer rückwärts wandernden Felsnase feststellen. Andere sind echte Steinströme in obigem Sinne. Bei nur wenigen dürfte es sich um verlassene Steinbruchanlagen handeln, die

<sup>101)</sup> Hettner A., Die Felsbildungen der Sächs. Schweiz, Geographische Zeitschrift, 1903, S. 192, — Kuhnert, J., Die Sächs. Schweiz, S. 69. — Häberle, D., Die Kleinformen der Verwitterung des Hauptbuntsandsteines des Pfälzischen Waldes.

<sup>102)</sup> Penck, W., Morphologische Analyse, S. 56.

zu Wegebau und Bahnanlagen für kurze Zeit ausgenützt wurden (Mündungsgebiet des Schwarzbachtales, westlich Sputmühle).

Im Wesenitz-Engtal zwischen Porschendorf und Lohmen finden sich im Sandstein, im fast ungestörten Gebiet, Blockanhäufungen ähnlicher Entstehung (Bahnbau).

## II. Hauptteil.

### Die Täler der Süd-West-Lausitz.

#### 1. Zwischenformen zwischen Delle und Tal.

Die Kleinhohlformen: Dellen und Talungen, Schluchten und Gründe, stehen nicht in ganz unvermitteltem Gegensatz zu den Tälern. Es gibt Zwischenformen zwischen beiden Formengruppen: Hohlformen, die einerseits Taleigenschaften, d. h. deutlich von den Hängen abgesetzten Talboden, eine ständig fließende, oft kräftige Wasserader besitzen, Prall- und Gleithänge aufweisen — andererseits aber auch in gleichem Maße Talungseigenschaften besitzen: Andeutungen von Massenbewegungen, Fehlen von Prall- und Gleithängen, wo sie eigentlich sein müßten usw. Von den Talungen, Rissen und Dellen unterscheiden sie sich vor allem schon durch ihre bedeutende Länge. Von der Ursprungsdelle bis zur Mündung in den Hauptfluß sind keine markanten Formengegensätze vorhanden, wenn nicht Gesteinswechsel: Granit-Sandstein, eintritt. Der Übergang von Delle zu Tal ist kaum spürbar: kleine Stufe mit Naßgalle. Andeutungen von Talungspartien sind auch vorhanden, doch nie deutlich ausgeprägt, wohl weil das gesamte Gefälle der Hohlform zu ausgeglichen ist, so daß die an den Talungsboden gebundenen Massen keinen bedeutenden Kräfteüberschuß gegenüber den Massen besitzen, die in den Dellen eingleiten, überhaupt die sich an den Hängen langsam abwärts bewegen.

Das Längsprofil ist ausgeglichen. Bei Tälern, die in ein Engtal einmünden, läßt sich kaum ein schwacher Gefällsknick im Profil feststellen. (Profile 11, 12.)

Auffällig bei den Formen ist die breite sumpfige Wiesenau. In keinem vergleichbaren Verhältnis steht das Wasserlein zu seiner Hohlform, und es fällt schwer, dem kleinen Bächlein die Fähigkeit zuzumessen, eine solche Form geschaffen zu haben. Man möchte sie fast mit Salomon<sup>100)</sup> als tote Form auffassen, ihre Entstehungszeit in ein regenreicheres Klima zurückverlegen.

Doch wann soll das geherrscht haben? Da diese Formen, von den aus diluvialer Verschüttung aufgedeckten alten Hohlformen abgesehen, Bildungen sind, die nach der Vereisung dieses Gebietes entstanden — knüpfen sie doch an die sicher nach der Vereisung angelegten Engtalpartien der Wesenitz-Polenz usw. an. Die Zeitspanne nach der Vereisung bis zur Gegenwart umfaßt zwar verschiedene klimatische Schwankungen. Man braucht aber nicht andere klimatische Bedingungen zur Erklärung dieser Formen heranzuziehen. Die Kräfte, die wir heute in ihnen sich abspielen sehen, genügen vollkommen,

<sup>100)</sup> Salomon, W., Tote Landschaften usw. Sitzungsbericht der math.-nat. Klasse der Akademie der Wissenschaften, 1918.