

VII.

Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpommerscher Tertiärhöhen.

Von Dr. Konrad Richter, Stettin.

(Mit 16 Tafeln.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	132
Einleitung	132
Stratigraphie:	
Übersicht der prätertiären Formationen im Bereich der Höhenzüge:	
Zechstein	133
Kreide	133
Stratigraphie des Tertiärs im Bereich der Höhenzüge:	
Allgemeines	134
Eozän	135
Oligozän	137
Mitteloligozän (Septarienton, Ton mit Phosphoriten und Toneisensteinen, Stettiner Sand) (Oberoligozän)	
Miozän	142
Stratigraphie des Quartärs:	
Diluvium	143
Alluvium	145
(Talausfüllungen, Moorprofil mit Yoldiazeit, Aneyluszeit, Litorinazeit und Myazeit).	
Tektonik:	
Baltische Brüche	148
Bau der Höhenzüge:	
Morphologischer Überblick	150
Innerer Bau der Höhenzüge:	
Brunn-Zahdener Höhenzug	151
Warsower Plateau	157
Buchheide	157
Beweringer Höhenzug	158
(Schelliner Braunkohlenfeld)	
Gemeinsame Züge im inneren Bau der Tertiärhöhen	159
Spezielle Morphologie der Höhenzüge:	
Brunn-Zahdener Höhenzug	161
Warsower Plateau	162
Buchheide	162
Beweringer Höhenzug	164
Ausblick	164
Zusammenfassung	167
Literaturverzeichnis	171
Tafeln und Bilder.	

Vorwort.

Das Gebiet um Stettin gilt seit langem als eine der interessantesten Gegenden des norddeutschen Flachlandes. In reicher Fülle wissenschaftlicher Literatur sind seine erdgeschichtlichen Probleme behandelt, alle geologischen Kartenblätter sind erschienen, und die Hauptblätter Stettin und Podejuch erst 1921 neu bearbeitet. Man könnte annehmen, daß die Auswertung damit in ihren Hauptzügen abgeschlossen wäre; aber große Aufschlüsse beim Bau der Güter-Umgehungsbahn südlich Stettin ließen schon im Jahre 1924 neue wissenschaftliche Deutungsmöglichkeiten erkennen, so daß mich mein hochverehrter Lehrer, Herr Geheimrat Prof. Dr. Jaekel, zum weiteren Ausbau meiner Beobachtungen ermutigte. Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle ihm, der Eisenbahn-Verwaltung und meinem Vater für alle Unterstützung vielmals zu danken.

Einleitung.

Schon die alte Chronik von Micrälius aus dem Jahre 1639 macht auf das Vorkommen der Kreide bei Stettin aufmerksam. Nachdem wird sie oft erwähnt, von Gumprecht 1846 zuerst wissenschaftlich behandelt, während die weit häufigeren Tertiärvorkommen einige Jahre später von Beyrich erkannt und von dem Stettiner Arzt Behm in mehreren Arbeiten (1—3) untersucht wurden. Der wichtigere Teil jüngerer Literatur wird im folgenden zitiert werden; doch sei vorweg besonders auf die Arbeiten von Deecke (11—13), Behrendt (4—5) und Wahnschaffe (62—67) hingewiesen, in denen namentlich die Wirkungen des Eises auf die präkartären Formationen behandelt sind. Als literarische Wegweiser für meine eigenen Beobachtungen waren mir die Arbeiten O. v. Linstows (33—40) und vergleichsweise die von O. Jaekel (24—27) über die Rügener Verhältnisse besonders wertvoll. Im Laufe meiner Untersuchungen kam ich zu der Erkenntnis, daß zwischen den von Linstow als Endmoräne aufgefaßten Gebieten des Warsower Plateaus nordwestlich und der Buchheide südöstlich Stettins nie eine direkte Verbindung bestand, wie v. Linstow annimmt, sondern daß ein Höhenzug zwischen den Dörfern Brunn und Zahden das Bindeglied bildet. In diesen Zusammenhang gehört dann noch Picards „Beweringer Endmoräne“ (49—50) nordöstlich Stargard.

Meine Arbeit behandelt also in erster Linie einen großen, aus mehreren Höhenzügen zusammengesetzten Bogen von Messenthin

bei Pölitz über Brunn, Zahden, Finkenwalde, dann über den Madü-See nach Schellin bis Beweringen und Rossow, nordöstlich Stargard. Sowohl das Warsower Plateau, der Brunn-Zahdener Höhenzug, die Buchheide, wie die Beweringer Endmoräne sind in der Hauptsache aus Tertiär aufgebaut. Desgleichen liegt unter dünner diluvialer Decke in dem Gebiet der Dörfer Kunow, Schellin, Verchland und Schlootenitz ein größerer Tertiärkomplex, der die beiden letztgenannten Höhenzüge verbindet. In diesem Bogen von Höhenzügen erhalten wir durch zahlreiche Aufschlüsse ein buntes, doch keineswegs systemloses Bild von den einzelnen Formationsgliedern und ihrer Lagerung.

Übersicht der prätertiären Formationen im Bereich der Höhenzüge.

Der Zechstein

ist in unserem Gebiet die älteste, freilich nur indirekt nachweisbare Formation, deren Salze als Sole erbohrt werden, oder deren Aufstieg auf Spalten durch Salzstellen mit Salzflora kenntlich ist. Diese Solbohrungen und Salzstellen sind nach Deecke (13—21) auf tektonischen, herzynisch streichenden Linien angeordnet. Sole ist nach v. Linstow an verschiedenen Punkten Stettins erbohrt (s. Übersichtskarte). Näheres findet sich in seiner Arbeit über die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin (35). Versalzenes Wasser wurde nach freundlicher Mitteilung von Herrn Bauing. Wolff ferner in Raumersaue am Westufer des Madü-Sees erbohrt und wird vermutlich mit den weiter südöstlich gelegenen Salzstellen des Paßberges und der Strohsdorfer Hutung (58 S. 58) in Zusammenhang stehen.

Die Kreide

stellt das nächste in unserem Gebiet sichtbar vertretene Glied der Formationsreihe dar. Die Oberfläche des anstehenden Gesteins wird von zahlreichen Bohrungen in verschiedener Tiefe erreicht, so daß v. Linstow (35) eine ganze Anzahl von Verwerfungen konstruiieren konnte, auf die ich später eingehen werde. Außer diesen tiefer liegenden tektonischen, finden sich noch glaziale Kreideschollen in geringer Tiefe. Die bekannteste bei Finkenwalde ist mit ihren von Penck (46) berechneten 25 Millionen cbm zugleich eine der größten überhaupt. Es handelt sich um Mucronatenkreide wie in Rügen. Die ausführlichste Fossilliste enthält das Erläuterungsheft zu Blatt Podejuch (39); sie kann

aus den Arbeiten 15 und 44 noch ergänzt werden. Bei annähernd gleicher Fauna weicht der petrographische Habitus des Stettiner von dem Rügenschen Vorkommen ab. Die Finkenwalder Kreide ist grauweiß, etwas tonsandig und feuersteinfrei. Da in einer Saßnitzer Bohrung die Feuersteinbänder nach der Tiefe zu abnehmen, hält Deecke (13 S. 109—115) die Finkenwalder Kreide für einen tieferen Horizont des Obersenons. Aus den weiteren in der Literatur erwähnten Schollen bei der Untermühle in der Buchheide, dem Vorkommen bei Sparrenfelde im Bereich des Brunn-Zahdener Höhenzuges, und aus den Bohrungen sind keine Fossilien bekannt. Die Kreide ist überall außerordentlich gepreßt worden (s. Phot. Tafel XI). In Finkenwalde finden sich deshalb nur zerbrochene Schalen. Eine weitere kleinere Scholle wurde im Sommer 1924 durch den Bau der Güter-Umgehungsbaahn zwischen Pritzlow und Hohenzahlen aufgeschlossen (Tafel VI Fig. 3). Diese Kreide hat denselben Habitus wie die von Finkenwalde. Es kommen darin grauweiße Knauern mit einem stattlichen Kiesel-säuregehalt vor. Beim Schlammeln finden sich gelegentlich Glaukonitkörner. Die Fossilien sind wieder stark zertrümmert, so daß ich bisher nur folgende nachweisen konnte:

<i>Terebratula carnea</i> Sow. var.	<i>Lima</i> sp.
<i>Rhynchonella plicatilis</i> Sow.	<i>Vermetus conicus</i> Hag.
<i>Belemnitella mucronata</i> Lam.	<i>Serpula heptagona</i> Hag.
<i>Gryphaea vesicularis</i> Lam.	Seigelstacheln, Bryozoen
<i>Exogyra</i> sp.	und Ostracoden.

Foraminiferen sind natürlich sehr häufig. Die Arten und ihre relative Häufigkeit stimmen genau mit Finkenwalde überein. So ist z. B. die sonst seltene *Bolivina draco* Mars. an beiden Lokalitäten durchaus gemein. Da in Pommern auch das Cenoman feuersteinfrei ist, werden alle übrigen, nur erbohrten Kreidevorkommen, aus denen Fossilien nicht bekannt sind, lediglich auf Grund ihrer petrographischen Ähnlichkeit zum Finkenwalder Horizont gerechnet. Umgelagert finden sich Kreidebänder oft in diluvialen Sanden, und die Feuersteine des jüngeren Obersenons bilden einen häufigen Bestandteil besonders des obersten Geschiebemergels.

Stratigraphie des Tertiärs im Bereich der Höhenzüge.

Das Tertiär

bildet mit mehreren Gliedern den Hauptbestandteil der eingangs genannten Höhenzüge, wie schon die geologische Karte trotz oberflächlicher Geschiebemergelbedeckung sehr schön erkennen läßt.

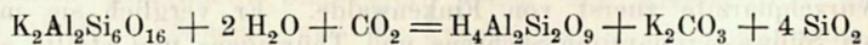
Weit angelegte neue Aufschlüsse und Bohrungen zwischen Pritzlow und Kolbitzow boten mir Gelegenheit, die gesamte bisher bekannte Schichtenfolge durchzuprüfen. Da häufig ältere Schichten über jüngeren, also Septarienton über Stettiner Sand oder Kreide über Diluvium liegen, wurden diese Untersuchungen durch die stark gestörten Lagerungsverhältnisse sehr erschwert. Nach sorgfältigem Vergleich zahlreicher Aufschlüsse, auch außerpommerscher, wie der berühmten Freienwalder Tongruben, hoffe ich, nun ein leidlich klares, von den bisherigen Darstellungen etwas abweichendes Bild der Schichtenfolge gewonnen zu haben.

Das Eozän

scheint die älteste in unserem Gebiet vertretene Ablagerung des Tertiärs zu sein. Es handelt sich um 0,2—0,7 m mächtige Quarzitblöcke, die von Wurzelresten durchzogen sind. Unverwittert haben sie eine graublaue Färbung, die bei längerem Liegen an der Luft verschwindet, so daß die meisten Blöcke schmutzigweiß aussehen. Ihre Oberfläche ist knollig-löcherig, die Unterseite meist ähnlich und nur bisweilen mehr warzig. Nach Schubel (56) entsteht die knollig-löcherige Ausbildung auf toniger, die warzige auf sandiger Unterlage (Tafel VII). In der Braunkohlengrube Bonaventura, südlich Niederzahden, liegt ein Block letzterer Art, der auf der knolligen Oberseite noch den charakteristischen Wüstenlack erhalten hat. Die zahlreichen Knollensteine dieser Niederzahdener Aufschlüsse schwimmen alle mehr oder weniger vereinzelt in diluvialen Schottern. Gelegentlich liegt der eine oder der andere auf tertiärem Ton, miozänen Braunkohlen oder Quarzsanden. Die Blöcke sind schwach kantengerundet, haben also einen geringen diluvialen Transport hinter sich und gerieten nur zufällig in die Nachbarschaft der miozänen Ablagerungen; denn die Schotter, in die sie eingebettet sind, enthalten außerdem zahlreiche mitteloligozäne Septarien, Ton-eisensteine und Stettiner Kugeln. Behrendt beschrieb diese Wurzelquarzite zuerst von Finkenwalde. Er verglich sie mit den Süßwasserquarziten Sachsens und Thüringens und stellte sie daher ins Unteroligozän (4). Wahnschaffe (65) schloß sich dieser Auffassung an, während Deecke (12—13 S. 158—159) sie mit den miozänen Quarziten von Oliva in Verbindung bringt und für einen Horizont der miozänen Quarzkiese und -Sande hält. Knollensteine treten jedoch in mehreren Gliedern des Tertiärs auf, so daß Analogieschlüsse nicht zwingend sind. Die Abbildung Wahnschaffes veranschaulicht sehr schön, daß die Knollensteine hier in der Grube Stern pflasterartig auf der Kreide ruhen. Deecke erklärt diese Lagerung für einen Auswaschungsrückstand.

Da nun aber die Blöcke auf größere Erstreckung hin ihren ursprünglichen Schichtverband recht gut bewahrt haben, hält es v. Linstow (34) für unwahrscheinlich, daß unter einer zusammenhängenden Decke von Knollensteinen mächtige mitteloligozäne Ton- und Sandkomplexe entfernt wurden, ohne den Verband der Quarzite stärker zu stören. Linstow bezeichnet deswegen diese Blöcke als terrestrische Bildungen des Eozäns, und Gagel (17) schließt sich dieser Auffassung an. Den weiteren Gründen des Letzteren kann ich indes nicht folgen. Selbst wenn wir die mit den Knollensteinen gelegentlich verkitteten Toneisensteine ins Eozän rechnen, so kann man daraus keine Schlüsse auf die Altersstellung der Quarzite ziehen, da in derselben Weise sowohl auf der Ober-, wie auf der Unterseite auch diluviale Geschiebe mit ihnen verkittet sind. Bestimmbare Pflanzenreste haben sich bisher in den Quarziten nicht gefunden, so daß paläontologische Anhaltpunkte zur Altersbestimmung fehlen.

Derartige Knollensteine pflegen im allgemeinen mit Braunkohle vergesellschaftet zu sein. Nun ist für die Kohle unseres Gebietes ein miozänes Alter wahrscheinlich. Das schließt die Möglichkeit der Existenz eines eozänen Flözes nicht aus, und man findet daher die Finkenwalder Knollensteine häufig als Braunkohlenquarzite bezeichnet. Sie werden in unserer Gegend oft, in der Mark seltener als Diluvialgeschiebe gefunden. Bei den südlichsten Fundpunkten von Zschernowitz bei Gräfenhainichen und Reinherz nahe Schmiedeberg (Sachsen) ist ihre Zugehörigkeit zum pommerschen oder zum sächsischen Anstehenden nach v. Linstow bereits fraglich. Die sehr wechselnde Mächtigkeit der Finkenwalder Quarzitbank und der losen Blöcke läßt darauf schließen, daß die Knollensteine lokale Bildungen in kleineren Becken waren. Ihre Entstehung können wir uns nach Schubel (56) so vorstellen: Bei der hydrolytischen Zersetzung feldspathhaltiger Gesteine durch Humusstoffe entstehen tonige Produkte (Kaoline), die nach der schematischen Formel



vier Moleküle Kieselsäure bilden. Diese Kieselsäure wurde über die tertiäre, vielleicht recht ebene Landoberfläche verfrachtet und in flachen Depressionen teils mechanisch durch Adhäsion zwischen den feinen Sandkörnchen festgehalten, teils durch die chemische Verwandtschaft zu den Quarzsanden zugezogen. Wurden nun die Sande von tonigem Material unterlagert, so bildeten sich geschlossene Bänke aus, und die Unterseite wurde gleich der Oberseite mehr knollenförmig gestaltet, wie es bei den meisten Finkenwalder Blöcken der Fall ist. Nach Deecke (13 S. 159) sind die

Sandkörner bei der Infiltration mit Kieselsäure zu Kristallen „umgestanden“, und als Kittmaterial findet sich außerdem noch etwas Tonsubstanz.

Oligozän

ist mit Sicherheit durch mitteloligozäne Tone und durch Stettiner Sand vertreten. Glaukonitische Sande in der Grube Stern bei Finkenwalde stellt Deecke (13 S. 132) ins Unteroligozän, weil darin zahlreiche Bernsteinstücke vorkommen sollen. Da nach Küsel (39) und Wahnschaffe aber im Stettiner Sand von Buckow in der Mark Bernsteinsplitter gefunden sind, und da in den neuen Aufschlüssen zwischen Pritzlow und Hohenzahden sich alle Glaukonitsande durch ihren Fossilgehalt als Stettiner Sand erwiesen, ist die Einordnung ins Unteroligozän sehr unsicher. Die Glaukonitsande, die ich in der Grube Stern fand, enthielten Stettiner Kugeln und waren sicher Mitteloligozän.

Noch weniger berechtigt erscheint es mir, wenn Gagel (20) lediglich auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit mit dem Londonton einen Teil des Septarientones ins Eozän stellen will. In der Tat lassen sich bei Stettin und Jatznick in zahlreichen Aufschlüssen zwei verschiedene Tone unterscheiden. Der eine ist im feuchtfrischen Zustand fast schwarz, im trockenen Zustand dunkelviolett und blättrig, verwittert mit starker Misbildung, führt Toneisensteine, walzige Phosphorite und enthält als weit-aus häufigstes Fossil *Fusus multisulcatus* var. *trilineatus* (Sow.). Der andere ist mehr graublau, ähnelt in seinem Habitus dem Rupelton von Freienwalde, führt Septarien, und *Fusus multisulcatus* (Nyst.) tritt, wie in Freienwalde, gegenüber der arten- und individuen-reicheren Fauna sehr zurück. Weiterhin sind die Konchylien in den blaugrauen Tonen oft mit Markasit erfüllt, in den violetten nicht. Beide Tone sind außerordentlich kalkarm. Lokal können außer den sehr verschiedenen Verwitterungsfarben noch andere Besonderheiten auftreten. So haben die Toneisensteine in der Grube Bonaventura bei Niederzahden einen glänzenden, dunkelbraun-schokoladenfarbenen Überzug, und die Färbung der Kalkspatausscheidungen in den Septarien wechselt zwischen Weinrot bis Hellgelb. Die von Deecke (13 S. 143) angegebene Abnahme des Foraminiferenreichtums in der Nachbarschaft der Septarien konnte ich nirgends feststellen und neige daher zu Huckes Septarientheorie (23 S. 124) wonach diese Gebilde Ausfüllungen von Gasblasen sind. Sie wurden jedenfalls nicht erst rezent in verwitternden Partien durch Sickerwasser gebildet. Toneisensteine im dunklen Ton kommen in den Stettiner Aufschlüssen nicht so häufig vor wie in Jatznick und erreichen nur Kopfgröße. Die

Septarien enthalten sehr selten Konchylienbruchstücke, die Toneisensteine nur Pflanzenhäcksel, und in den walzenförmigen Phosphoriten wurden bisher keine Fossilreste entdeckt. Nach der Durchsicht meiner reichen Konchylienfunde mit allein über 100 gut erhaltenen Exemplaren von *Fusus multisulcatus* aus den Tonen, mehreren Hundert aus dem Stettiner Sand und einigen Vergleichsexemplaren aus Freienwalde, kann ich die von Krause und Oppenheim (18) auf Grund weniger Funde so betonte und stratigraphisch ausgewertete Artenverschiedenheit der Exemplare aus den zwei Tonen und dem Stettiner Sand mit Gagel (18) und Beyrich (7 S. 279—80) nur als Variationen deuten. Zwar sind die wenigen Exemplare aus den blaugrauen Tonen verhältnismäßig dünnchalig wie in Freienwalde, zeigen keine Innenriefung und feinere Außenberippung, während sich in den violetten Tonen dickschaligere Exemplare mit verschieden weit reichender Innenriefung und größerer Außenberippung finden. Im Stettiner Sand sind dagegen Exemplare mit und ohne Innenriefung, die sich zum Teil nur in der letzten Windung findet, zum Teil bis in die Jugendwindungen hinaufgeht — Formen mit breiter und schmaler Außenberippung, gebogener und gerader Spindel, dicker und dünner Schale, so daß man eine lückenlose Reihe zwischen extremen Stücken des *Fusus multisulcatus* (Nyst.) und *trilineatus* (Sow.) zusammenstellen könnte. Der von Oppenheim (18) vorgeschlagene Vergleich mit den neu untersuchten Formen des Londontones dürfte daher nur den Wert von Variationsbestimmungen haben. Herr A. Francke war so freundlich, mein reiches Foraminiferenmaterial aus beiden Tonen auf eozäne Formen durchzusehen und kam zu negativem Ergebnis. Desgleichen teilte mir Herr W. Warneck brieflich mit, daß er bei seinen Arbeiten über die zwei Tone Jatznicks zu dem Ergebnis gekommen sei, daß für ein eozänes Alter des violetten Tones kein paläontologischer Beweis erbracht werden könne. Man muß ihn trotz aller petrographischen Ähnlichkeit mit dem Londonton ins Mitteloligozän stellen. Eine weitere Frage ist nun, ob es sich bei diesen beiden Tonen lediglich um fazielle Verschiedenheiten oder um zwei Stufen des Mitteloligozäns handelt. Untersuchungen in dieser Hinsicht werden durch die allgemein außerordentlich gestörten Lagerungsverhältnisse sehr erschwert. Die beiden Tone sind besonders stark durcheinander geknetet, und die meisten Aufschlüsse liegen nur im Bereich der Verwitterungszone, in der alle Fossilien mit dem häufig vorkommenden Markasit zu Gipskristallen umgesetzt sind. Infolge der intensiv gestörten Lagerungsverhältnisse beweist auch der von Gagel (18 S. 823) erwähnte Fund von Braunkohle in einer Quetschbreccie tiefbrauner fetter Tone und Letten der

Finkenwalder Gruben nichts für das Vorhandensein einer paleozänen Braunkohlenformation; denn bei Pritzlow waren zwischen zweifelsfreiem Septarienton kleinere Partien von Stettiner Sand, Braunkohle und miozänen Quarzkiesen in mehrfacher Folge perl-schnurartig verquetscht. Trotzdem kann man meiner Ansicht nach die Frage nach der Alterstellung der violetten Tone durch die Lagerungsverhältnisse entscheiden. Der von Deecke (13 S. 140) erwähnte lagenweise wechselnde Übergang des „Septarientones“ in den Stettiner Sand ist nämlich in den neuen Pritzlower Aufschlüssen an zahlreichen Stellen sehr gleichartig und ziemlich ungestört aufgeschlossen, so daß wir folgendes Profil erhalten:

1. Stettiner Sand.
2. Basalkonglomerat des normalen Stettiner Sandes mit knapp faustgroßen Stettiner Kugeln und vielen Muscheltrümmern.
3. Grobkörnige Glaukonitlagen wechselnd mit Tonlagen.
4. Zwei bis drei Phosphoritlagen. (Die flachen, bis handflächengroßen Steine enthalten noch Bruchstücke von *Pecten pictus* u. a. Fossilien des Stettiner Sandes).
5. Zahlreiche fossilleere, grobkörnige Glaukonitlagen wechselnd mit Tonlagen, die nach dem Liegenden in den violetten Ton übergehen.
6. Violetter Ton mit kopfgroßen, walzenförmigen Phosphoriten und *Fusus multisulcatus* (Nyst.) var. *trilineatus* (Sow.).
7. Quetschzone, in der violetter und graublauer Ton intensiv verknnetet sind.
8. Blaugrauer Ton mit echten Septarien und der von Freienwalde und Hermsdorf bekannten Fauna.

Diese Schichtenfolge lagert bald normal, bald senkrecht gestellt und bald vollkommen invers wie auf Tafel X. In diesem Falle liegt dann unter dem Stettiner Sand wieder ein Quetschband von Septarienton, und darunter folgen miozäne Quarzsande mit Braunkohlen. Es geht aus solchem, auch im Warsower Plateau zu beobachtenden, Profil einwandfrei hervor, daß der violette Ton nicht eozänen Alters sein kann, sondern als mittlere Stufe des Mitteloligozäns anzusehen ist. Diese neue Auffassung dürfte auch auf die von Gagel kürzlich immerhin schon richtiger gedeutete Tiefbohrung von Schlagenthin (30) ein neues Licht werfen. Da nach Gagel (20 S. 196) der Jatznicker dunkle Ton „erhebliche lateritische Verwitterungsprodukte“ enthält, scheint in dem eben aufgeführten Profil ein allmähliches Flacherwerden des Meeres zum Ausdruck zu kommen. Dabei weisen die Phosphorit-

lagen und das Konglomerat mit Stettiner Kugeln an der Grenze von violettem Ton und Stettiner Sand darauf hin, daß hier eine nicht ganz kontinuierliche epirogenetische Bewegung vorlag. An einer Stelle der Pritzlower Aufschlüsse fand ich ferner einen blaugrauen, sandigen und wenig plastischen Ton ohne Toneisensteine und Septarien. Über seine Stellung im Rahmen des Mitteloligozäns konnte ich bisher keine völlige Klarheit gewinnen. Er enthält verhältnismäßig häufig *Fusus elatior* (Beyr.) und Dentalien. Foraminiferen fanden sich beim Ausschlämmen nicht, dagegen zahlreiche 1 bis $1\frac{1}{2}$ mm lange Koprolithen mit einem gewissen Glaukonitgehalt, wie sie im Stettiner Sand massenhaft vorkommen. Da die noch im Gange befindlichen Erdarbeiten weitere Funde erwarten lassen, kann ich die recht auffälligen faunistischen Unterschiede der zwei bzw. drei Tone erst nach Beendigung der Bauten eingehender behandeln. Die bisher ausführlichsten Fossilisten über das Stettiner Mitteloligozän enthalten die Erläuterungen zu den Geologischen Blättern Stettin und Podejuch. Sie sind jedoch sehr ergänzungsbedürftig.

Da die Lagerungsverhältnisse sehr gestört sind, ist es nicht möglich, bestimmte Angaben über die Mächtigkeit des Septarienton zu machen. Sie wird von Linstow für die Gesamtheit der Tone auf 50—60 m geschätzt und dürfte kaum zu hoch taxiert sein, denn der Septarienton bildet die weitaus häufigsten Tertiärvorkommen in unserem Gebiet.

Die bereits erwähnte oberste Stufe des Mitteloligozäns bilden die bekannten Stettiner Sande. Sie sind schon früh beachtet worden und im allgemeinen als gelbe eisenschüssige Quarzsande bekannt. Deecke (13 S. 149) beschreibt sie bereits ganz richtig als eisenschüssige Glaukonitsande. In den tiefen Aufschlüssen zwischen Pritzlow und Hohenzahlen sind sie zum ersten Male gut in unverwittertem Zustande zu sehen. Sie haben dann je nach Glaukonitgehalt eine tief dunkelgrüne bis blaßgraue Farbe. Ihr Kalkgehalt ist größer als der der Tone, doch sind die unverwitterten diluvialen Sande noch wesentlich kalkreicher. Der Tongehalt ist gering; Muskowit ist häufig, gelegentlich findet man Feldspat, Hornblende, Turmalin und Zirkon. Die Quarze enthalten nach Deecke Trichite, Biotitblättchen und Flüssigkeitsporen, so daß, nach all diesen Beimengungen zu urteilen, die Herkunft dieser Sande aus einem nicht zu weit nördlich bis nordöstlich liegenden Gneiss- und Granitgebiet erkennbar ist. Die losen Sande sind durchaus nicht so fossilarm, wie bisher angegeben wurde. In den gelben, also verwitterten Sanden sind die Schalen freilich meist zerstört. Die eindringenden Tageswässer setzten an ihnen Eisenoxydhydrat ab, während der Kalk allmählich gelöst wurde, so daß man an

ihrer Stelle meist nur fingernagelgroße Brauneisensteinkonkretionen findet. In den unverwitterten Sanden sind zahlreiche Muschellagen mit gut erhaltenen Konchylienschalen, Otolithen, Zähnen und anderem. Früher waren gute Fossilien nur aus den Stettiner Kugeln bekannt. Die bereits erwähnten kleinen bis faustgroßen in der konglomeratischen Lage nahe der Basis enthalten meist nur ein Fossil als Mittelpunkt der Konkretionsbildung. Größere Ellipsoide mit einem Durchmesser bis zu $\frac{3}{4}$ m finden sich außer den hier seltenen kleineren Kugeln im höheren Teil des Stettiner Sandes regellos verteilt. Sie enthalten oft eine Muschellage, manchmal auch mehrere. An einigen Stellen treten kleinere, plattige, quarzitische Bänke auf, von nur geringer Länge, und ca. 50 cm Mächtigkeit (Tafel VI Fig. 2). Recht häufig findet man limonitisches Treibholz, das meist von Toredio ganz durchbohrt ist. Die bisher umfangreichsten Fossilisten enthalten die Erläuterungen zu den Blättern Stettin (38) und Podejuch der Geologischen Karte, in denen aber selbst häufige Formen, wie die von Herrn Franke freundlichst bestimmte *Cyclammina placenta* Rss., nicht erwähnt sind.

Hucke (23) schätzt die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Sande in der Mark bis zu 9 m, v. Linstow und Deecke im Stettiner Gebiet auf 10—15 m. In den Pritzlower Aufschlüssen hat der Stettiner Sand überall letztgenannte Mächtigkeit. Obwohl er ein Flacherwerden des Meeres andeutet, geht er in seinen oberen Horizonten unmerklich in terrestrische Bildungen über, ohne daß Litoralformen, wie Patella, Ostrea, Balanus und Lithothamnium auftreten (Deecke 13 S. 151).

Die obersten Partien des Stettiner Sandes gehen allmählich in muskowitreichere Partien über, die Lettenlagen enthalten. Ihr Glaukonitgehalt ist sehr gering, und Fossilien fehlen. Dieser 4—5 m mächtige Komplex wurde von Behrendt und Wahnschaffe ins Oberoligozän gestellt (4 u. 65). Gegen eine Abtrennung wendet sich v. Linstow (33), da sie durch Fossilien nicht bewiesen sei. Bisher ist an organischen Resten nur ein Fischwirbel bekannt, den Gagel beim Abschlämmen fand. Dann liegen in einigen Horizonten sehr tonreiche, bald blättrige, bald feste, bald zellige Toneisensteine, die unverwittert dunkel graublau, verwittert braun aussehen und oft reich an Pflanzenhäcksel sind. Das deutet nach v. Linstow „mit aller Entschiedenheit“ darauf hin, daß es sich um terrestrische Ablagerungen handelt. Es führen aber auch die sicher marinen Toneisensteine des vorher erwähnten violetten Tones Pflanzenhäcksel. Ich selbst fand in diesen Toneisensteinen noch eine mit Markasit erfüllte Schnecke von Größe und Habitus eines normalen *Fusus multisulcatus*. Sie

ist indes unbestimbar erhalten. Die Ausfüllung mit Markasit deutet darauf hin, daß es sich nicht um eine Umlagerung aus dem Stettiner Sand handelt. Der allmähliche Übergang vom Stettiner Sand und der Glimmerreichtum lassen meiner Ansicht nach den Schluß zu, daß ein Teil dieser Bildungen zeitlich den Sternberger Kugeln äquivalent sei, also ins Oberoligozän gestellt werden könnte. Linstow stellt sie dagegen ins Miozän ohne weitere Gründe als ihre wahrscheinlich (?) terrestrische Natur. Streng genommen besteht sogar die Möglichkeit, sie noch zum Mitteloligozän zu rechnen, und Aufschlüsse am linken Persanteufufer bei Woldisch-Tychow sprechen eigentlich dafür. Weiter nach dem Hangenden zu gehen diese Schichten wieder allmählich in die Braunkohle führenden, zweifellos miozänen Ablagerungen über. Die Lettenbänder treten in größeren Abständen auf, führen kohlige Flitter, werden feiner, und der Glaukonitgehalt der Sande hört ganz auf. Völlig zusammenhängend, vom Stettiner Sand bis zu den Braunkohlen, sind diese Übergänge nirgends einwandfrei aufgeschlossen. Bei Kavelwisch liegen sie stark horizontal verschoben und zerquetscht, so daß sie nicht beweisend sind. In den Wilhelmshöher Gruben ist der Toneisenstein führende Horizont gut zu sehen, und die besten Bilder zeigen wieder die Pritzlower Aufschlüsse.

Mit dem Aufhören des Glaukonitgehaltes und der Toneisensteine wird man also mit größerer Wahrscheinlichkeit die Quarzsande als terrestrische Bildungen ansehen können und sie ins

Miozän

stellen. Die Abstände der Lettenbänder werden größer, es stellen sich darin häufiger Braunkohlenstückchen ein, Kiesbänder und Kieskomplexe treten auf und endlich auch Braunkohlenflöze. Der ganze, ziemlich mächtige Komplex ist kalkfrei. Die Kiese sind meist durch Koalin verkittet, auch die Lettenbänder bestehen oft aus recht reinem Kaolin. Die Kiese enthalten bis 15% Kiesel-schiefer, sowie gelegentlich Silurgerölle. Einzelne Partien der Quarzsande und -Grande sind durch $\text{SiO}_2 =$ Infiltration verkittet, und Mittelschullehrer R. Richter fand in der Grube östlich Bahnhof Podejuch darin Blattabdrücke, die im Stettiner Museum aufbewahrt werden, leider aber schlecht erhalten sind. Pflanzenreste sollen nach v. Linstow (39) auch in den begleitenden Letten vorkommen. Sonst ist dieser ganze Komplex fossilfrei und wird nur wegen seiner Braunkohleführung und häufigen Lagerung als Hangendes des Oligozäns ins Miozän gestellt. In der Braunkohlengrube Bonaventura bei Zahden liegen verkieselte Baumstümpfe,

die zum Teil aus unverkieseltem Lignit bestehen, zum andern Teil völlig mit Kieselsäure imprägniert sind. In den größeren Zellschläuchen haben sich schöne Quarzkristalle gebildet. Es treten im Stettiner Gebiet also drei lokale Verkieselungshorizonte auf: eozäne Wurzelquarzite, schwach verkieselte Quarzsande und -Grande des Miozäns in der Nachbarschaft der Braunkohlenflöze und in den letzteren verkieselte Baumstümpfe. Auffällig ist der außerordentlich starke Farbumschlag bei der Verwitterung der miozänen Bildungen. Die weißen Sande haben unverwittert eine blaugraue Färbung, und ein Aufschluß mit mageren, unverwittert schwarzen Letten wurde im Laufe eines Jahres schmutzig gelbweiß.

Die Mächtigkeit des Miozäns läßt sich nicht genau angeben, weil die ganze Schichtenfolge nirgends zusammenhängend aufgeschlossen ist und außerdem bei diesen terrestrischen Ablagerungen riesiger, von Norden her kommender Ströme (Deecke, Soenderup) auf engem Raum mit starkem Fazieswechsel zu rechnen ist. Eine Addition der Mächtigkeiten aller einzelnen aufgeschlossenen Fazies würde also sicher ein falsches Resultat ergeben. Bei Danzig wird das Miozän auf 120 m geschätzt, in der Schorfheide westlich Eberswalde auf 120 m. Erbohrt ist es in Pommern vielfach mit ziemlicher Mächtigkeit, doch sind Bohrungen in unserem Gebiet infolge der gestörten Lagerung für Mächtigkeitsberechnungen meist unbrauchbar. In den Pritzlower Aufschlüssen habe ich in einem besonders großen, zusammenhängenden Miozäntkomplex die wahren Abstände der Lettenbänder addiert und dadurch eine Mächtigkeit von 80 m erhalten. In dieser Partie fehlten aber die Quarzkiese, Formsande und Braunkohlenflöze. Selbst bei Berücksichtigung eines sehr starken Fazieswechsels dürfte also die Gesamtmächtigkeit des Miozäns mit 100—130 m nicht zu gering taxiert sein. Da spezifische Ablagerungen des Pliozäns in unserer Gegend nicht nachgewiesen sind, besteht die Möglichkeit, daß ein Teil dieser Quarzsande, Kiese und Letten ins Pliozän zu stellen ist, das hier auf der Schwelle zwischen dem Binnensee des Posener Flamentons und den marinen Ablagerungen der Niederlande durch terrestrische Sedimente vertreten sein könnte.

Quartär.

Das Diluvium

muß hier im stratigraphischen Teil ganz andeutungsweise abgetan werden, da die vorliegende Arbeit sich hauptsächlich mit dem Tertiär beschäftigt, und mit dem Diluvium nur, soweit es zur Erklärung der Lagerungsstörungen notwendig ist. Ein ge-

rechtes Eingehen auf die Fülle der diluvialen Probleme würde die Arbeit viel zu stark anschwellen lassen.

Es sind von diluvialen Ablagerungen im Bereich der Höhenzüge vertreten: Geschiebemergel, Geschiebesande, Vorschüttungsande, Nachschüttungssande, Tonmergel, Mergelsande, Bändertone, Grande, Kiese, grobe Schotter als kamesmoränenartige Bildungen, Blockbestreuungen, Oser, Sander, Talsande, und in der Buchheide nach v. Linstow auch diluviale Flugsande. Echte Interglazialablagerungen mit Flora und Fauna sind bisher nicht bekannt. Die nach Gagel (17) „interglaziale“ Verwitterungszone in der Finkenwalder Kreidesegrube ist sehr zweifelhafter Natur. Trotzdem ist es berechtigt, Ablagerungen verschiedener Eiszeiten in unserem Gebiet zu unterscheiden. In seinen früheren Arbeiten weist v. Linstow (35 und 36) darauf hin, daß ein Teil der Geschiebemergel-Vorkommen genau so glaziale Schollen sein können, wie wir Tertiär- und Kreideschollen kennen. In einer Arbeit über das Rügener Steilufer (25) erwähnt auch O. Jaekel solche Schollen von Geschiebemergel. Sie sind Sedimente älterer Eiszeiten, die durch den jüngsten Eisvorstoß unseres Gebietes verfrachtet oder mindestens aus ihrer normalen Lage gebracht wurden. Nähere Besprechung der Vorgänge folgt bei Behandlung des inneren Baues der Höhenzüge. Diese älteren, im Pritzlow-Zahdener Profil recht häufigen, Geschiebemergel zeichnen sich durch fast völliges Fehlen tertiärer Geschiebe und meist durch intensive Klüftung aus. Natürlich kommen auch ältere Sande, ja sogar Blockpackungen in den Höhenzügen als glaziale Schollen vor. Die Anzahl älterer, in unserem Gebiet zu Schollen verarbeiteter Glazialablagerungen und ihre Mächtigkeit läßt sich hier nicht feststellen. Der oberste, jüngste Geschiebemergel pflegt bei Stettin nur gelegentlich 2 m zu überschreiten, fehlt stellenweise und ist von sehr wechselnder Beschaffenheit. Dies ist in den Aufschlüssen zwischen Pritzlow und Zahden besonders schön zu beobachten. Wo höhere Mächtigkeiten auftreten, pflegt es sich meist um ältere, steil gestellte Geschiebemergel zu handeln. Überlagert der jüngste Geschiebemergel solch einen steil gestellten älteren, so ist die Grenzlinie oft durch eine Steinsohle markiert. Je nach der Unterlage ist der jüngste Geschiebemergel als Lokalmoräne an einer Stelle kalkreich und parallel-epipedisch spaltend (Tafel XIV), so daß die Tageswässer und Pflanzenwurzeln gut eindringen können, wenige Meter weiter dagegen sandig (Taf. IX über den weißen Miozänensanden) und noch weiter so tonig, kaltgründig, daß drainiert werden muß.

Der Typenreichtum an kristallinen Geschieben ist im Stettiner Gebiet recht groß, der an sedimentären bleibt indes hinter Neu-

Vorpommern zurück. Die ausführlichste Liste enthalten wieder die Erläuterungen zu den Geologischen Blättern Stettin und Podejuch. Weitere Einzelheiten über das Diluvium bringt der tektonisch-morphologische Teil dieser Arbeit.

Alluvium

wurde und wird zum großen Teil noch heute im Bereich der Höhenzüge durch Ablagerung von Kiesen, Granden, Sanden, Schlick, Seeton, Wiesenmergel, Wiesenkalk, Flachmoortorf, Waldtorf, Hochmoortorf, Moorerde, Ortstein und Abschlämmassen gebildet.

Betrachten wir ein Durchschnittsbild von Bohrungen quer durch das Odertal zwischen dem Brunn-Zahdener Höhenzug und der Buchheide, so sehen wir ein Feinerwerden der Sedimente von unten nach oben. Das heißt, nach der Erosion des Tales durch große, schnell fließende Wassermengen wurden Stromgeschwindigkeit und Wassermenge allmählich geringer, so daß über der Talsohle erst grobe, dann feinere Schotter abgelagert wurden, die nach oben in Sand und Schlick übergingen. Nach oben zu mehren sich die humosen Einlagerungen, und die letzten 5—9 m bestehen fast nur aus Torf, der heute selbst im engen Taldurchbruch zwischen den beiden Höhenzügen den größten Raum der Taloberfläche einnimmt. Ost- und Westoder bilden nur kleine Rinnale im Verhältnis zur Breite des Tales, das im Schutt seiner Flüsse ertrank. Als Erklärung hierfür kommen ein früher anscheinend niederschlagsreicheres Klima, Erhöhung der Erosionsbasis durch die Litorinasenkung und drittens eine kompliziertere epirogenetische Deutung in Frage, auf die wegen ihres noch zu hypothetischen Charakters hier nicht eingegangen werden kann. Die Täler, die in das Odertal münden, verhalten sich verschieden. Soweit sie gleichfalls schon glazial angelegt sind, wie das Bukow-Tal, zeigen auch sie das Bild eines im Unterlauf ertrunkenen Tales. Die anderen tragen ganz jugendlichen Charakter, wie der scharf V-förmig eingeschnittene Scholwiner Bach, der vom Warsower Plateau herunter kommt und noch heute einen Schuttkegel ins Odertal baut. Diese Verhältnisse lassen sich neuerdings mit vielen interessanten Einzelheiten an Hand der zahlreichen Bohrungen studieren, die von der Eisenbahnverwaltung vom Unterlauf des Bukow-Baches quer durchs Odertal nach Klütz, Podejuch und Finkenwalde ausgeführt wurden.

In diesem Zusammenhang mag die überraschend schnelle Bildung eines Brauneisensteinhorizontes erwähnt werden. Ein Teil des Naturschutz-Gebietes „Mönne“ im Ostoderdelta wurde in früheren Jahren durch Baggersand aufgehöht. Es hat sich nun im Laufe der verhältnismäßig sehr kurzen Zeit in 20 cm Tiefe

ein Horizont von Brauneisensteinkonkretionen in diesem Sand entwickelt, der aus kleinen Platten und Kugeln mit reicher rezenter Fauna wie *Unio*, *Anodonta* usw. besteht. Wir haben hier ein schönes Beispiel von Konkretionsbildung und Fossilisation, die unter unseren Augen vor sich gehen, und sehen, wie schnell in solchem Flachmoorgebiet die Fällung des Eisens durch humose Wässer erfolgt.

Die beigegebenen Photographien (Tafel V Fig. 3, Tafel XIV) bilden einen neuen Beitrag zum Problem der „Schwarzerde“-Bildung auf dem Brunn-Zahdener Höhenzug und dem Warsower Plateau. Diese Moorerde wird von den ersten Bearbeitern der geologischen Blätter Stettin und Kolbitzow schon als besonders auffällig für diese beiden Höhen erwähnt und mit eigener Signatur auf den Karten eingetragen. Sie tritt mit Vorliebe auf Tonboden auf, kommt aber auch auf Lehm- und Sandboden vor. Aus den beiden Photographien geht schon hervor, daß es sich nicht um ganz rezente Humuszusammenschwemmung in flachen Becken handelt, da diese schwarzen Schichten auf weite Flächen von entkalktem, bis $1\frac{1}{2}$ m mächtigem, umgelagerten Geschiebelehm bedeckt sind. An solchen überdeckten und daher relativ gut erhaltenen Stellen erkennt man deutlich die subfossile Waldtorfnatur dieser Bildung. Die Lehmüberdeckung ist erst seit jährlicher Entfernung der schützenden Vegetationsdecke durch die menschliche Beackerung entstanden (Solgers Kulturzeit 59). Von besonderem Interesse ist in den Pritzlower Aufschlüssen eine ähnliche postglazial ausgefüllte Senke, wie die Tafel V Abbildung 3 zeigt. Wir haben hier im zentralen Teil nachstehende Schichtenfolge:

Schema n. Menzel			
Mya-Zeit	8. Humoser Sand		
	7. Lagen von humosem Sand wechselnd mit Wiesenkalk	Limnia ovalis, Pisidien, Sphaeren u. a. indifferente Formen	Planorbis umbilicatus
Litorina-Zeit	6. Wiesenkalk		Bythinia tentaculata
	5. Gytta		
Ancylus-Zeit	4. Mooshorizont (Scheuchzerietum)		
	3. Seeton		
	2. Schicht mit Landpflanzen		
Spätglazial (Yoldia-Zeit)	1. Schlickiger, aufgearbeiteter Geschiebemergel		
Diluvium	Septarienton als glaziale Scholle		

Planorbis strömi (?) u. Pupa sp.

Planorbis corneus, Bos torvus

Das heißt, nach dem Abschmelzen des Eises und der UmLAGERUNG der Grundmoräne (Horizont 1) war unser Becken zunächst ziemlich wasserarm, wie die Calluna- und Vacciniumstengel aus Schicht 2 anzeigen. Erst nach Bildung des Mooshorizontes mit *Scheuchzeria palustris* beginnt eine Auffüllung der Senke mit Wasser. Man könnte dabei an ähnliche Verhältnisse wie im Kieshöfer Moor bei Greifswald (10), den Unterlauf der Warnow in Mecklenburg (60) und hinterpommersche Lokalitäten denken, die Menzel (51) erwähnt. Bei der großen Verbreitung dieser Erscheinung ist diese Feuchtigkeitserhöhung nicht nur lokal, sondern meist durch den Rückstau des Grundwassers durch die Litorinasenkung und das damals wahrscheinlich feuchtere Klima zu erklären. In den Horizonten 5—8, die das Becken allmählich ausfüllten, läßt sich die Menzelsche (41) Einwanderungsfolge der Binnenmollusken nachweisen, die dafür spricht, daß wir es hier nicht mit einer lokalen Schichtenfolge zu tun haben, die nur durch ihren petrographischen Habitus an das allgemeine Schema erinnert. Außer zahlreichen stratigraphisch nicht verwertbaren Formen läßt sich die im obigen Schema rechts angegebene Reihenfolge nachweisen. Ob diese Einwanderungsfolge klimatisch bedingt ist oder nicht, lasse ich dahingestellt sein. Menzel folgerte aus ihr Klimaänderungen, während Kobelt und Geyer (21) glauben, daß diese Mollusken gegen die in Frage kommenden Temperaturschwankungen gänzlich unempfindlich seien.

Mit Horizont 1 und 2 unseres Profils dürfte die Bildung der Dünen am Nordrand vom Warsower Plateau und der Buchheide gleichaltrig sein. Nach Solger (59, S. 19) mögen Dünen und Wiesenkarlsätze (!?) vielleicht gleiches Alter haben, doch sind die Inlanddünen nach ihm frühalluviale Bildungen im vegetationsarmen Gebiet unter dem Einfluß von Ostwinden jener Anticyklone (kalten Front nach Bjerknes), die über der damals noch nahen Eiskappe lag. Abgesehen von dem noch unentschiedenen Streit über Richtung und Richtungswechsel der dünenbildenden Winde, beweist die teilweise Moorüberdeckung der Netze-Warthe-Dünen eine solche Entstehung vor dem Gewässerrückstau der Litorinasenkung. Exaktere Gliederung des Postglazials und Alluviums im Sinne des Blytt-Sernanderschen Klimaschemas wird hoffentlich eine pollenanalytische Untersuchung der Horizonte 1—8 ergeben, die Herr Professor Werth vor kurzem begonnen hat. Durch den Ackerbau ist ein großer Teil der Landschaft zur Kultursteppe umgewandelt, eine Entwicklung, die durch das Einwandern von Steppenvögeln und pontischer Flora illustriert wird. Unter normalen Verhältnissen würde unser Klima humider sein, wie als

Folge falscher Forstwirtschaft die Neubildung kleiner Hochmoore in der Buchheide (kl. Waglinmoor) beweist.

Die Tektonik

im Untergrund von Stettin und Umgebung ist in einer Arbeit O. v. Linstows (35) behandelt. Ohne auf ältere, rein spekulative Hypothesen einzugehen, gründet er seine Untersuchungen auf die verhältnismäßig zahlreichen Tiefbohrungen in und bei Stettin. Dabei stellt sich heraus, daß die Oberfläche der Kreide auf engem Raum in sehr verschiedener Höhenlage angetroffen wird, deren Differenzen nur durch Tektonik erklärt werden können. Diese Anschauung ist durch das Vorkommen von Sole unterstützt, die anscheinend auf den Verwerfungsklüften aufsteigt. Die Richtung von Verwerfungen erhält v. Linstow durch Verbindung einiger Bohrpunkte in Bredow und Alt-Damm, welche die Kreideoberfläche in gleicher Tiefe treffen. Der resultierende NW-SO-Verlauf stimmt mit der Richtung der namentlich von O. Jaekel (24,25) untersuchten Rügener, den neuerdings von Klähn (29) und Schuh (57) untersuchten Bastdorf-Brunshauptener Brüchen in Mecklenburg wie mit Deeckes (13 S. 21) Salzlinien überein. Eine weitere derartige Salzlinie habe ich in der SO-Ecke meiner Übersichtskarte eingezeichnet. Die genaue Lage ist nicht festzustellen, aber salzhaltiges Wasser in der Raumersauer Tiefbohrung, die Salzstellen der Strohsdorfer Hutung und des Paßberges (58) sind etwa in dieser Richtung angeordnet. Für die zeitliche Einordnung der Verwerfungen macht v. Linstow ein jungdiluviales Alter wahrscheinlich, denn zahlreiche losgerissene Schollen und weiter zerkleinertes prädiluviales Material ruhen ausschließlich im oberen Diluvium. Die Größe der glazial verschleppten Schollen ist sehr bedeutend, wie das Beispiel der Finkenwalder Kreide zeigt, deren Inhalt in anderem Zusammenhang von A. Penck (46) auf 25 Millionen cbm berechnet wurde. Derartige Schollen können nicht lediglich durch Exaration des Eises losgerissen sein. Man muß annehmen, daß das jüngste in unser Gebiet vordringende Eis an den Horsten des stark dislozierten Gebietes Widerstand fand, die obersten Partien der meist recht schmalen Horste abbrach und als Schollen verschleppte, wie das O. Jaekel (25) schon 1910 annahm. Zur Zeit der älteren Eisvorstöße bestand diese Möglichkeit noch nicht, denn ihre Geschiebemergel sind fast frei von Beimengungen des pommerschen Untergrundes. Diese Erklärung ist natürlich insofern nicht erschöpfend, als so plötzlich auftretende Brüche, die im Gelände steile, mehr als 100 m mächtige Stufen bilden, nicht ganz leicht verständlich sind. Die Gletscher scheinen ebenes Gelände und solches mit

schwachem Relief fast störungslos transgrediert zu haben. Das wird einerseits durch Eisboden (P. Keßlers „perenne Tjäle“ (28) und andererseits durch die Plastizität des an seinem Außenrand wohl ziemlich geringmächtigen Eises erklärt. Solche Verhältnisse haben wir auf Rügen, wo Jaekels M₁ und M₂ feuersteinfrei sind, die vorhandene Oberfläche nahezu unbeeinflußt transgrediert haben, so daß sie parallel liegen, während sich in den diskordanten, posttektonischen Mergeln M₃ und M₄ zahlreiche Kreideeinlagerungen finden. Diese Verschiedenheit der jüngeren und älteren Geschiebemergel ist in der Diluvialliteratur auch von vielen anderen Punkten erwähnt. Eine Arbeit von Petersen (47) über die glazialen Schollen zeigt ferner, daß ihre Verbreitung innerhalb der maximalen Grenze der dritten Vereisung bleibt, was von ihm als weiterer Beweis für die tektonische Bedingtheit der Glazialschollen gedeutet wird. Diese war eben erst nach der zweiten Vereisung gegeben, wie wir das am Rügener Steilufer sehen, das in zahlreichen Arbeiten durch O. Jaekel u. a. beschrieben ist. Die Sprunghöhe der Verwerfungen hat v. Linstow bei Stettin in einem Falle auf mindestens 125 m berechnet. Eine ähnlich große Mindestsprunghöhe von 130 m wies O. Jaekel auf Rügen nach, so daß es mir gegenüber anderen Auffassungen durchaus berechtigt erscheint, mit Jaekel von einem „baltischen Bruchsystem“ zu sprechen, zumal gleichaltrige Verwerfungen mittlerweile von verschiedenen Punkten Norddeutschlands bekannt geworden sind. Ferner erwähnt Obrutschew (45 S. 430) gleichaltrige diluviale Brüche aus Nordsibirien, die er dem neomesozoischen Zyklus anschließen möchte. Die Einordnung der deutschen Diluvialbrüche ist kaum einwandfrei erforscht. Bei einer Zusammenstellung der saxonischen Faltungsphasen hat Petersen (47) das „baltische Bruchsystem“ ähnlich wie Obrutschew eingegliedert. Unter Fortlassung seiner sehr zweifelhaften Alt-Interglazialphase müßte man es danach als elftes und jüngstes Glied der saxonischen Faltung ansehen. Die Ursache dieser Tektonik sucht Brinkmann (9) in einer „Wechselwirkung zwischen dem saxonischen Faltungsfeld und dem baltischen Schild, wobei es besonders in der Randzone zu größeren Überschiebungen kam, die ein Zerbrechen der kretazisch-tertiären schiefen Ebene (!?) „am Fuße der alten Masse herbeiführten“. Weitere Streiflichter zu diesen tektonischen Fragen bringen auch die folgenden Kapitel. Auf die älteren epirogenetischen Bewegungen, die sich im sedimentpetrographischen Wechsel der Tertiärablagerungen wider-spiegeln, kann in dem engen Rahmen des Themas nicht eingegangen werden.

Bau der Höhenzüge.

Morphologischer Überblick.

Diese vorstehend angeführten „Baltischen Brüche“ bilden die Basis zur Erklärung einiger mittelpommerscher Höhenzüge, in denen die eingangs entwickelte Stratigraphie verwirrende Lagerungsverhältnisse aufweist.

Das Warsower Plateau nordwestlich und die Buchheide auf der anderen Seite der Oder südöstlich Stettins treten morphologisch am auffallendsten in Erscheinung. Sie sind der Umgebung scharf aufgesetzt, überragen sie bis zu 100 m und haben eine beträchtliche Ausdehnung, die älteren Beobachtern gegen ihre glaziale Entstehung zu sprechen schien. Das Warsower Plateau erreicht 131 m Höhe, die Buchheide sogar 147 m und hat eine Länge von ca. 14 und eine Breite von 4—5 km (s. Tafel IV Fig. 2). Ähnlich scharf hebt sich die von Picard (49 und 50) beschriebene „Beweriger Endmoräne“ aus der Umgebung empor. Die relative Differenz zwischen dem normalen Diluvialplateau und ihrer höchsten Erhebung von 113 m ist wesentlich geringer als bei den vorigen Höhenzügen, desgleichen ihre regionale Ausdehnung. Immerhin hat sie größere Höhe und Breite als normale Rückzugsmoränen. Vom Stettiner Jakobi-Kirchturm, von höheren Punkten bei Braunsfelde oder vom Kosakenberge aus sieht man einen weiteren Höhenzug von Brunn über Stöven, Pritzlow, Zahden an die Oder ziehen.

Die geologische Karte zeigt hier eine Fülle von Tertiärvorkommen; doch abgesehen davon, ist diese Erhebung in der Literatur ganz unbeachtet geblieben. Es liegt das wohl an ihrer geringeren absoluten und relativen Höhe, mit der die Schwierigkeit ihrer Begrenzung verbunden ist. An der konkaven Seite ist die Grenzlinie in der Tafel IV Fig. 2 gezeichneten Weise ziemlich klar durch den Anstieg des Geländes von dem oft erstaunlich ebenen Scheune-Krekower Plateau mit 20—24 m Höhe zu 88 und 68 m markiert. Auf der konvexen Seite ist die Abgrenzung schwieriger, weil das Gelände außerhalb des Höhenzuges zunächst ein ähnliches Relief hat wie dieser selbst. Die Höhendifferenz zum Vorland ist ferner geringer als auf der konkaven Seite. Die auf Tafel IV Fig. 2 eingetragene Begrenzung ist eine Linie von Talformen und geringsten Höhen, von der aus das Gelände nach beiden Seiten hin ansteigt; doch bleiben die Höhen südlich und westlich dieser Linie stets unter 55 m, während der Höhenzug 65, 68, 82 und 88 m Höhe hat. Beide Linien umgrenzen zugleich die oberflächliche Verbreitung des Tertiärs. In diesen 4 Höhenzügen wurden seine Lagerungsverhältnisse näher untersucht, und

das morphologisch nicht hervortretende Gebiet der Dörfer Kunow, Schellin, Verchland und Schlötenitz zum Vergleich herangezogen.

Innerer Bau der Höhenzüge.

Der Brunn-Zahdener Höhenzug

bietet mit seinen neuen prachtvollen, fast 2 km langen und oft 10 m tiefen Bahnaufschlüssen die beste Möglichkeit zu derartigen Untersuchungen. Die beiden Linien zwischen den Punkten A und B auf der Übersichtskarte bezeichnen die Lage der Hauptaufschlüsse, die ihrerseits im Anfangsstadium der Erdarbeiten je durch je eine Mittelrippe in zwei Einschnitte zerlegt waren, so daß 8 parallele Wände es gestatteten, aus dem scheinbaren Chaos der Lagerungsverhältnisse den Bauplan des Höhenzuges zu erkennen. Diese Aufschlüsse queren glücklicherweise den Höhenzug senkrecht zur Längsachse, und obwohl bisher erst $\frac{2}{5}$ durchschnitten sind, zeigen die bis Kolbitzow reichenden Bohrungen der Reichsbahn und ver einzelte Aufschlüsse, daß ein vollständiges Querprofil kein prinzipiell anderes Bild ergeben würde, als es im beigegebenen Blockdiagramm etwas schematisiert zum Ausdruck kommt. Die auf fallendste Erscheinung ist die ungeheuer gestörte Lagerung des Tertiärs und des älteren Diluviums, so daß selbst parallele Profile in nur 20 m Abstand bereits ein verschiedenes Bild zeigen. Die Schichten sind zumeist gefaltet, steil gestellt, die jüngsten der vertretenen Formationsglieder liegen unmittelbar neben den ältesten, ja oft liegen ältere Schichten über wesentlich jüngeren. Abgesehen von postglazialen Sedimenten kommen horizontale Lagerungen überhaupt nicht, schwach geneigte selten vor. Die Einschnitte liegen im großen und ganzen senkrecht zum Streichen, so daß die Profile und Photographien das Einfallen annähernd richtig wiedergeben. Bisher wurde dem Einfallen der glazialen Schollen im allgemeinen wenig Beachtung geschenkt und meist von einer „völligen Gesetzmäßigkeit“ ihres Streichens und Fallens gesprochen. Dagegen weist Petersen (47) darauf hin, daß die Mehrzahl der Schollen in der ursprünglichen Fließrichtung des Eises dem Ursprungsgebiet zu geneigt ist. Noch richtiger sagt schon Deecke (11 S. 193): „Wo wir aufgeschleppte Schollen haben, sind sie in der Richtung des Schubes linsenförmig ausgezogen, ganz groß senkrecht dazu gefaltet“. Die in unserem Gebiet vorkommenden tertiären und altdiluvialen Schichtkomplexe sind wohl fast ausnahmslos als glaziale Schollen aufzufassen. An einzelnen Beispielen ließ sich das einwandfrei nachweisen. Das Blockdiagramm (Taf. VI) stellt die Haupterscheinungen der vier Pritzlower Aufschlüsse schematisiert dar. Wir sehen, daß in allen 5 Profilen die Mehr-

zahl der Schichten nach NNO, ein geringerer Teil schwächer nach SSW einfällt. Im 5. Profil zeigen die Schollen I und J, wie in einer Falte Älteres über Jüngerem liegt, und die beiden Einfallsrichtungen ineinander übergehen. Wand 4 zeigt die Falte stärker zusammengepreßt, so daß aus der in 5 noch einheitlichen Scholle I die beiden Stettiner Sandkomplexe I und I¹ geworden sind. Im nächsten Profil sehen wir, daß Scholle I¹ bereits verschwunden ist, und von I nur noch ein seitlicher Flügel im Septarienton H schwimmt. Die Gestalt einer noch isolierteren und nicht so komplizierten Scholle erläutert G. Das Diagramm zeigt ferner den jüngsten Geschiebemergel, der mit ziemlich gleicher Mächtigkeit über diese gestörten Lagerungsverhältnisse transgrediert, die Schichtenköpfe der Schollen abschneidet und die obersten Partien schleppt, wie das an den nach SSW einfallenden Miozänkomplexen besonders deutlich wird. Weiterhin kommt zum Ausdruck, daß der jüngste Geschiebemergel geringere Mächtigkeit hat als die steilgestellten, meist stark geklüfteten älteren, und daß dem Septarienton eine besondere Rolle zukommt. Er ist stets gefaltet, reich an Harnischen und drängt sich überall zwischen die einzelnen Schollen. Da die Stoßrichtung des Eises zentrifugal ist, kann nur cum grano salis von Gleichheit der Streichrichtung gesprochen werden. Auch dieser Wechsel des Schollenstreichens ist aus dem Diagramm ersichtlich. Alle hierin zusammengestellten Erscheinungen sind mit vielen weiteren Komplikationen bei Pritzlow aufgeschlossen und auch auf den wenigen beigegebenen Photographien zum Teil erkennbar. Besonders interessant ist Tafel X. Das Liegende bilden grobe Kiese mit Braunkohlen und Kaolinlagen, die ins Miozän zu stellen sind. Darüber folgt ein Band stark verquetschten Tones, der sich durch *Fusus multisulcatus* Nyst., *Nucula Chastellii* Nyst. und andere Konchylien als Septarienton ausweist. Das Hangende ist Stettiner Sand. Er ist hier mit dem plastischen Septarienton als Schmiermittel über das jüngere Miozän überschoben. An ähnlichen Stellen sind bei dem Überschiebungsvorgang in den Septarienton nordische Diluvialgeschiebe eingeknetet. In einer der tollsten Verquetschungen wird der Stettiner Sand von einem 20—30 m mächtigen Geschiebemergelband überlagert, darüber folgt die obere, violette, phosphoritführende Stufe des mitteloligozänen Tones, in der auf einer Linie perlschnurartig die verschiedensten Glieder des Tertiärs wie Braunkohle, Quarzkiese, Stettiner Sand und anderes hintereinander gereiht sind. Das Hangende bildet die blaue, septarienführende Stufe des Tones. Diese beiden Tone sind intensiv gefaltet und miteinander verknetet, so daß sie meist nicht getrennt werden können. Noch schwerer zu verstehen ist zwischen zwei Septarientonkomplexen ein mehrmaliger, lagen-

weiser, verquetschter Wechsel von Septarienton, Stettiner Sand, Diluvialsand und -Grand. Bei der vorher erwähnten intensiven Faltung des Septarientones drang dieses plastische Material überall auf Klüften und Schichtflächen in die darüber liegenden Schichten ein, preßte sie auseinander und drängte sich an die Oberfläche, so daß bisweilen Bilder entstehen, die denen von Salzstöcken ähnlich sind. Die Entstehung derartig gestörter Lagerungsverhältnisse muß den Profilen entsprechend recht kompliziert gewesen sein. Wie im tektonischen Teil angedeutet, glitten die Gletschermassen der 3. Vereisung über ein stark dislociertes Gelände, stießen von besonders hervorragenden Horsten oder Bruchkanten die äußersten Partien ab und verfrachteten sie als glaziale Schollen. In unserer Stettiner Gegend liegt abgesehen von den lokalen Knollensteinen über der Kreide als unterstes Glied des Tertiärs der Septarienton. Trat nun durch seitlichen Druck auf einen Horst Großschollenbildung ein, dann wurde der in unserem Falle sehr kolloidale, plastische Septarienton stärker zusammengepreßt als die darüberlagernden, wahrscheinlich gefrorenen Sande. Auf den Klüften, die bei der Pressung entstanden, drängte er sich an zahlreichen Stellen hervor und riß die Decke vollends auseinander. Bei weiterem Zusammenschub bildeten sich dann wirre Profile, wie die eben erläuterten. In unserem Falle geht die Schollenbildung also nicht nur in der von Kraus (31) dargestellten Weise vor sich, sondern auch durch Zersprengung einer größeren Überschiebung in einzelne kleinere Schollen, wie Fig. 3 und 4 auf Tafel III dies schematisch darstellen. In Fig. 4 deuten die Basalkonglomerate der einzelnen Schichtkomplexe die Art des früheren Zusammenhangs an. Auf Fig. 3 sehen wir ferner, wie durch den Horizontalschub des Eises einerseits und durch das Eindringen des Tones in Schichtfugen die einzelnen Schichtpakete auch horizontal gegeneinander verschoben oder auseinander gedrückt werden. Dies sind überaus häufige Vorgänge, denn in den seltensten Fällen zeigen die Aufschlüsse zwei Formationsglieder in ihrer natürlichen Lagerungsfolge. Man beachte, daß in Fig. 4 Tafel III auch das Basalkonglomerat des Stettiner Sandes oben liegt, während das Miozän von den „hangenden“ oligozänen Sanden durch eine verquetschte Lage Septarienton getrennt ist. Wir haben also nicht einmal inverse Lagerung, sondern ein buntes Durcheinander, das an manchen Stellen noch weniger verständlich ist. Kraus (31) glaubt, die Großschollenbildung sei nur möglich, durch blattweises, subglaziales Abschieben von der Höhe eines Horstes ins Lee hinab (Tafel III, Fig. 2). Solche plausibleren Fälle mögen in anderen Gebieten vorkommen, wie auch O. Jaekels Arbeiten über Rügen zeigen; aber die Bewegung der meisten Schollen in

unserem Gebiet ist von unten nach oben. Am besten illustrieren dies die Kreideschollen (Wahnschaffes Skizzen der Finkenwalder Gruben 67 S. 100). Die beigelegte Reproduktion der Pritzlower Kreide zeigt gleichfalls die Bewegung auf mehreren Schmierbändern von Septarienton über älteren Geschiebemergel von NNO unten nach SSW oben. Wir befinden uns hier bereits auf dem Höhenrücken, und die höchste bekannte Oberkante eines Kreidehorstes (Altdamm sofern nicht Scholle) liegt 40—50 m tiefer. Abgesehen von den Lagerungsbildern macht also schon dieser Umstand eine Abwärtsbewegung der Schollen in unserem Gebiet unwahrscheinlich. Wie steht es nun mit den Vorstellungen über die Schollenbildung im allgemeinen? Wir haben bisher im wesentlichen folgende Hypothesen:

1. Losbrechen von Schollen aus dem Untergrund lediglich durch Exaration des Gletschers.
2. Aufpressung vor längere Zeit stillstehendem Gletscher durch den einseitig lastenden Druck des Eises (Wahnschaffe, Frech und neuerdings auch durch Gripp am rezenten Green Bay Gletscher auf Spitzbergen beobachtet).
3. Abstoßung von Schollen an präglazialen wie interglazialen Kliffen und Talwänden. (Woldstedt und Sonntag.)
4. Abschiebung der Schollen von interglazialen Horstköpfen der „Baltischen Brüche“ bzw. Kippung der Horstköpfe (Jaekel u. a.).
5. Abschiebung der Schollen von subglazialen aufgewölbten Horsten der „baltischen Dislokationsphase“ bzw. Kippung der Horstköpfe (Kraus).

Die meisten dieser Theorien sind von ihren Urhebern durch spezielle Beispiele plausibel belegt, doch leider meist verallgemeinert worden.

Hypothese 1 ist zur Erklärung größerer Schollen gänzlich unzulänglich und wird wohl nur von wenigen geteilt.

Hypothese 2 ist für Gebiete mit plastischem Untergrund durchaus wahrscheinlich, doch müßten schon die beiden ersten Eiszeiten die vorhandenen Aufpressungsmöglichkeiten erschöpfend ausgenutzt haben, zumal die Geschiebemergel und die Sande jeder Eiszeit den Untergrund vor den Wirkungen des folgenden Glazials schützen. Die Hauptschollenbildung kommt aber in dem Geschiebemergel der 3. Vereisung zum Ausdruck (siehe Petersens Karte (47), wo die Schollenverbreitung innerhalb der Maximalgrenze der dritten Vereisung bleibt). Zu beachten ist weiter, daß das Inlandeis in zentralen Gebieten wohl eine große Mächtigkeit gehabt hat, die aber infolge seiner Plastizität zum Rande hin stark abnehmen

mußte. Der aufpressende Druck darf also nicht zu hoch eingeschätzt werden.

Hypothese 3 hat nur lokale Bedeutung und reicht zur Erklärung der Schollenfülle gerade in Ablagerungen der 3. Eiszeit nicht aus.

Hypothese 4 ist für die Erklärung des Schollenreichtums in den Ablagerungen der 3. Vereisung zweifellos ausschlaggebend. Einmal stützt sie sich auf die einwandfreien Beobachtungsgrundlagen am Rügener Steilufer, zum anderen erklärt sie am besten die besondere Häufigkeit der Schollenbildung speziell in der 3. Vereisungsphase, und drittens ist sie oft plausibel für Gebiete, wo 1. bis 3. nicht anwendbar sind oder zur Erklärung nicht ausreichen.

Hypothese 5 soll eine Verbesserung von 4. sein. Kraus glaubt, daß sich Bruchkanten in lockerem Material an der freien Erdoberfläche nicht lange halten könnten. Alte bewachsene Sandkliffe an der deutschen Ostseeküste mit sehr großem Böschungswinkel könnte man vielleicht als Gegenbeispiel ansehen und auch die von Keßler (28) besonders ausgearbeitete Eisbodentheorie bis zu einem gewissen Grade berücksichtigen. Andererseits sagt Kraus selbst auf S. 714, daß die steilwandigen, plötzlich entstehenden subglazialen Gräben gleichsam Fallen für Schmelzwassersedimente und Moräne gewesen seien. Es hätte auch hierbei ein gewisser Ausgleich der Böschungen eintreten müssen. Steile Aneinanderlagerungen von älteren Sanden und jüngster Moräne sind so keineswegs leichter erklärt als durch die Hypothese 4. Kraus hütet sich vor Verallgemeinerung seiner Anschauung, und wir sehen zum Beispiel am Rügener Steilufer den zweiten Geschiebemergel von konkordanten Sanden (Jaekels J₂) überlagert, die mit verworfen sind. Das spricht für ein interglaziales Alter der Verwerfung. Nach dem Gesagten besteht somit kein Grund, zur Erklärung der Großschollen im Stettiner Gebiet die Kraussche Hypothese zu benutzen.

Wie steht es nun mit der Anwendbarkeit obiger Theorien auf unser Gebiet? So wie Kraus in Ostpreußen 2. und 5. kombiniert, müssen wir hier 2. und 4. zusammenfassen. Tafel III Fig. 3 und 4 zeigen, daß dabei auf 2. besonderes Gewicht zu legen ist. Wie schon angedeutet, können wir uns den Vorgang folgendermaßen denken:

In der zweiten Interglazialzeit waren in unserem eisnahen Gebiet die sandigen, wasserführenden Partien des Bodens bis in große Tiefe gefroren (Keßlers „perenne Tjäle“) und, von oberflächlichem Tauen und Fließerdebildungen abgesehen, weitgehend starr. Da traten vor dem Herannahen der neuen Gletschermassen die „Baltischen Brüche“ ein. Das Eis verarbeitete die Horstköpfe

zu glazialen Schollen, und vor Punkten, an denen der Eisrand genügend lange still lag, konnten größere Aufpressungen des Untergrundes stattfinden (vgl. 51 S. 129). D. h., nachdem durch die Verwerfungen in den gefrorenen sandigen Schichtpaketen des Tertiärs und älteren Diluviums zahlreiche Schwächelinien geschaffen waren, konnte der von Natur aus weiche, infolge seiner Wasserarmut und kolloidalen Natur plastisch gebliebene Septarienton sich auf diesen Spalten empordrängen und die vorgenannten Lagerungsstörungen schaffen. Ferner mögen bei der Aufarbeitung des Eisbodens und dem Transport der Schollen namentlich bei den zahlreichen horizontalen mehrfachen Verquetschungen zweier Formationen Abscherungsflächen eine gewisse Rolle spielen, wie sie O. Jaekel abbildet (25 S. 169) und wie sie G. Slater (73) und H. Philipp (48) an rezenten Gletschern beobachteten. Zur Erklärung des Brunn-Zahdener Höhenzuges sind also folgende Faktoren zu kombinieren:

1. Endogene Grundursache: Baltische Brüche.

2. Exogene Ursachen:

- a) Eisboden und damit
- b) Lagerung von starrem über plastischem Material,
- c) einseitiger Belastungsdruck des stillstehenden Gletschers,
- d) Tangentialschub des vorrückenden Gletschers,
- e) Abscherungsflächen beim Schollentransport in Eisboden und Grundmoräne.

Es hat danach den Anschein, als ob die Bogenform des Brunn-Zahdener Höhenzuges glazial bedingt sei. Untersuchen wir nun die vorkommenden Schollen auf Streichen und Fallen, so zeigt sich, daß ihre Streichrichtung an allen Punkten des Höhenbogens senkrecht zum Radius steht. Es ist also in unserem Falle die Schollenanordnung keineswegs gesetzlos, wie bisher meist angenommen wurde, sondern mit einem gewissen Einfluß der baltischen Bruchrichtung im wesentlichen durch die Form des stauchenden, aufpressenden Eislobus bedingt (Tafel IV Fig. 3). Die Form der Schollen ist dabei meist eine Tafel mit der Gestalt eines Linsenquerschnittes, dessen längere Achse senkrecht zur Eibewegung liegt.

Dieser Brunn-Zahdener Höhenzug wurde ausführlicher behandelt als die nächstfolgenden, weil die hervorragenden Pritzlower Aufschlüsse seinen inneren Bau klar erkennen lassen, und derartig schöne Einblicke in den anderen Gebieten fehlen. Leider können die zu umfangreichen 8 vollständigen Profilzeichnungen nicht zur weiteren Erläuterung beigegeben werden, sondern nur die wenigen unvollkommenen Schemata und Photographien. Auf der Grundlage

des hier Ausgeföhrten kann man auch in den anderen Höhenzügen den gleichen Bauplan erkennen.

Das Warsower Plateau

weist ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse auf, wie wir sie eben kennen gelernt haben, doch scheinen die einzelnen Schichtpakete im Nordteil des Gebietes noch stärker selbst in sich horizontal verschoben. Bei nicht ganz frischen Aufschlüssen entsteht hier der Eindruck, als ob der Stettiner Sand in hangende Letten lagenweise überginge, während es sich um horizontale Verquetschungen mit Septarienton und „oberoligozänem“ Glimmersand handelt. Der am Ausgang der Scholwiner Schlucht unter Stettiner Sand liegende Geschiebemergel wurde früher als Anlagerung an den Fuß des Höhenzuges aufgefaßt und die Tertiärschichten darüber als nachträglich überquollen. Er scheint indes auch weiter einwärts den Stettiner-Sandkomplex zu unterlagern und ist möglicherweise ähnlich als Scholle aufzufassen, wie es die Pritzlauer Profile zeigen. Überhaupt ist die rezente, künstlich verursachte Quellung des Tones in ihrer Bedeutung für die Lagerungsstörungen früher überschätzt worden; denn in den zentralen Teilen des Plateaus finden sich gleiche Störungsbilder wie in Pritzlau. (5 S. 11) Die auf der Übersichtskarte eingetragene Streichrichtung ist bei der ehemaligen Neu-Buchholzer Ziegelei auf dem Wege zwischen Warsow und Stolzenhagen beobachtet. Hier fallen Quarzkiese mit Lettenlagen nach NNO ein und werden scheinbar von Septarienton überlagert.

Während der Brunn-Zahdener Höhenzug durch radialen Druck geschaffen wurde, ist die große Masse des Warsower Plateaus, nach dem Schollenstreichen zu urteilen, lediglich von NNO zusammen gestaucht.

Die Buchheide

zeigt eine ähnliche, ziemlich ostwestliche Streichrichtung der Schollen, die also im Gegensatz zum Brunn-Zahdener Höhenzug mit der NW-SO Erstreckung dieses Tertiärkomplexes nicht ganz identisch ist. Streichen und Fallen kann an zahlreichen, oft von Lettenbändern durchzogenen Miozänkomplexen beobachtet werden und ist bei Mühlenbeck (im Ostteil) von Deecke, bei Station Königsweg (in der Mitte) und bei der Podejucher Waldhalle (im Westteil) von Wahnschaffe beschrieben worden. Deecke hat auch bereits in prinzipiell richtiger Weise die Entstehung der riesigen Katharinenhofer Kreidescholle in tektonischen Ursachen gesucht, wenn sich auch seine tektonischen Deutungen im Einzelnen nicht halten lassen. Wie Wahnschaffes Profile zeigen (62, 65 und 67

S. 100), ist diese Kreidemasse, wie die Pritzlower, auf dem Septarienton von unten nach oben gepreßt worden. Ihre Harnische beweisen dieselbe von Norden kommende Schub- und Preßrichtung wie das Streichen der Miozänschollen. Zu klareren Vorstellungen kommt v. Linstow in seiner Arbeit über die Entstehung der Buchheide (36). Er hält das Vorkommen von Schollen älteren Diluviums für möglich, was in den Pritzlower Aufschlüssen nun aufgeklärt sein dürfte. Die tiefere Ursache der Schollenbildung erblickt von Linstow gleichfalls in den von ihm untersuchten Verwerfungen des Untergrundes. Wenn er sich trotzdem dagegen wendet, diesen ganzen 4—5 km breiten und 14 km langen Höhenzug als ein „einziges Riesengeschiebe“ aufzufassen, so entspricht das wohl dem, was ich vorher über den Brunn-Zahdener Höhenzug ausführte, nämlich einer Addition von Hypothese 2 und 4, also einer Kombination von Fig. 1 und 3 auf Tafel III. Die Intensität der Störungen scheint, so weit man darüber auf Grund der wenigen und nicht sehr tiefen Aufschlüsse urteilen kann, in der Buchheide von Westen nach Osten abzunehmen. Die Kreidegruben im NW-Rand und der sogenannte oberoligozäne Glimmersand unweit der Podejucher Waldhalle zeigen ganz intensive Pressungen, während die Braunkohlenflöze bei Mühlenbeck nur schwach geneigt liegen.

Der Beweringer Höhenzug

ist wie die vorgenannten Erhebungen zum größten Teile aus Tertiär aufgebaut. Picard, der dieses Gebiet geologisch kartiert hat (9 und 50), weist in seinen Arbeiten auf das streifenförmige Auftreten der tertiären Schichten hin. Das Streichen ist wie das des Höhenzuges im Norden NNW nach SSO, südlich der Glockenberge NS. In derselben Richtung läuft die Grenze der miozänen- und mitteloligozänen Streifen. Die Schichten sind stets steilgestellt.

Diesen gestörten, uns nun schon aus anderen Gebieten bekannten inneren Bau deutet Picard im westlichen richtig, nur daß er die tektonische Grundursache in vordiluviale Zeit verlegen möchte. Auf seine spekulativen tektonischen Vorstellungen über die Haffdepression kann ich in diesem Zusammenhang nicht eingehen.

Der Umfang des Beweringer Höhenzuges bleibt hinter dem der vorgenannten zurück, aber das Vorkommen besonders zahlreicher Tertiärschollen in der Umgebung des morphologisch in Erscheinung tretenden Komplexes weist darauf hin, daß dem inneren Bau nach einige Partien südlich und westlich noch zum Höhenzug zu rechnen sind. Die schwarzen Dreiecke deuten dies auf

der Übersichtskarte an (Tafel I). Die in weiterer Entfernung erbohrten Tertiärvorkommen liegen wesentlich tiefer und sind durch weiße Dreiecke dargestellt. So wird klar, daß es berechtigt ist, die näheren Gebiete der schwarzen Dreiecke noch zur unterirdisch also weiter reichenden Erhebung zu ziehen. Im Verhältnis zu den anderen Höhen scheint hier der Septarienton eine geringere Rolle zu spielen. Das ist nicht erstaunlich, da wir uns der Verbreitungsgrenze (40) nähern und mit geringerer Mächtigkeit des Tones rechnen müssen.

Nach dem Gesagten trage ich kein Bedenken, den Beweinger Höhenzug mit den vorigen Tertiärkomplexen in Zusammenhang zu bringen und in derselben Weise zu erklären. Als Bindeglied zum Bogen der anderen Tertiärhöhen wird man vielleicht das Schelliner Braunkohlenfeld auffassen können.

Das Schelliner Braunkohlenfeld

tritt zwar morphologisch nicht in Erscheinung, aber zahlreiche Bohrungen im Gebiet der Dörfer Kunow, Schellin, Verchland und Schlotenitz zeigen, daß in geringer Tiefe ein ausgedehnter, braunkohleführender Miozänkomplex liegt. Aus der großen Mächtigkeit der Braunkohle in vielen Bohrungen muß man mit Wunstorf (72) und Deecke (13) auf Steilstellung der einzelnen Teile einer größeren zerbrochenen Schichtplatte schließen. Wir haben also die gleichen Verhältnisse, wie wir sie aus den Höhenzügen kennen. Eine weiter nach Seefeld zu gelegene Bohrung erreicht diese Schichten erst in größerer Tiefe. Jenseits des Madü-Sees, bei Belkow und Seelow, sind sie entweder entfernt oder liegen noch tiefer, so daß keine direkte Verbindung zum Mühlenbecker Braunkohlenfeld besteht. Zwar finden sich auch weiter nördlich mehr oder minder ver einzelte, oft mächtige Tertiärschollen. Sie liegen indes wesentlich tiefer wie bei Lübzin, Friedrichswalde, Karolinenhorst und Sassenhagen. Man kann daher wohl im Schelliner Braunkohlenfeld eine Sonderstellung als Bindeglied im Bogen mittelpommerscher Tertiärhöhen erkennen.

Gemeinsame Züge im Bau der Tertiärhöhen
sind die im Vorstehenden erörterten stark gestörten Lagerungsverhältnisse von Tertiär und älterem Diluvium. Diese Formationen treten zumeist in wenig transportierten Abstoßungs-, Abscherungs- und Aufpressungsschollen auf. Das Streichen der Schollen bezeichnet einen großen Bogen, der mit dem Bogen der Höhenzüge identisch ist. Ob das gesamte Material wurzellos ist, oder ob tiefere Partien noch einen gewissen Zusammenhang mit dem Anstehenden haben, läßt sich bis jetzt nicht entscheiden, da Tiefbohrungen in den

Höhenzügen selber fehlen. Für den Brunn-Zahdener Bogen könnte man das erstere annehmen. Er erscheint wie das verfrachtete Verbindungsstück zwischen dem Warsower Plateau und der Buchheide. Für letztere Gebiete ist vielleicht ein Zusammenhang mit dem Anstehenden denkbar, doch mahnt die Lübziner Tiefbohrung (69) auch hier zur Vorsicht.

Einige weitere gemeinsame Züge wurden bisher außer Acht gelassen, um dem Bilde die Übersichtlichkeit zu wahren. Sie sollen hier nachgetragen werden. Der Brunn-Zahdener Höhenzug muß wieder als klarstes Beispiel die Grundlage zum Verständnis der anderen bilden. Wir sehen schon auf den wenigen beigegebenen Photographien, wie über das „gesetzmäßige Chaos“ der Lagerungsverhältnisse ein jüngster, wenig mächtiger Geschiebemergel transgrediert. Solche Bilder haben wir in allen erwähnten Höhenzügen. Es geht daraus wieder hervor, daß diese stau-moränenartigen Gebilde nicht einer Stillstandslage des abschmelzenden, sondern des vorrückenden Eises ihre Entstehung verdanken. Wie die Rügener Mergel M_1 und M_2 zeigen sie, daß man dem Eise unter normalen Umständen keine großen Exarationswirkungen zutrauen darf. Immerhin hat der Widerstand, den die Höhen dem überschreitenden Eise entgegensezten, im höheren Warsower Plateau, besonders aber in der Buchheide Exarations- und Evolutionswirkungen geschaffen. Durch letztere ist die in der Literatur oft erwähnte oberflächliche Anhäufung großer Geschiebe veranlaßt, die im morphologischen Teil behandelt werden soll.

Diese überlagernde Geschiebemergeldecke hat normalerweise eine Durchschnittsmächtigkeit von 1 m bis 1,50 m, ist in den Senken etwas mächtiger, weist gelegentlich Löcher auf, ist bald sandig, bald tonig, bald außerordentlich reich an großen Blöcken und im Vorland ähnlich ausgebildet wie auf dem Höhenzug selbst. Nur die ausgewaschenen großen erratischen Blöcke sind dort seltener. Lokal kommen Abschmelzstellen vor, die vielleicht in Eisspalten gebildet sind, wie über den Braunkohlen von „Bonaventura“. Dort zeigen diese diluvialen Schotter auf engem Raum einen Übergang zu feinen Sanden. Solche Kiesmassen, die hier in diesem Falle eine Hohlform des einstigen Schubreliefs ausfüllen, sind auch in der Buchheide recht häufig, wo sie durch v. Linstow als Stau- und Kames (-Kies) Moräne aufgefaßt wurden.

Allen diesen Höhenzügen ist das Fehlen von Sandern gemeinsam. Der Klützer Sander vor der Buchheide ist ein späteres Gebilde, wie im morphologischen Teil erörtert wird. Talsande vor dem Beweringer Stauwall, die Picard als verwascene Sandermassen dieser Stillstandslage deutet, möchte ich mit dem Sander

der echten Rückzugsendmoräne bei Daber in Zusammenhang bringen, da sie in der Abflußrinne dieses Sanders liegen. Damit kommen wir zu den morphologischen Problemen der Staumoränen.

Spezielle Morphologie der Höhenzüge.

Der Brunn-Zahdener Höhenzug

zeigt auch hier wieder ziemlich klare Verhältnisse. Die Hauptrichtung der Talformen stimmt auffällig mit dem Streichen der Schollen überein, so daß ich glaube, das alte Schubstaurelief kommt noch heute in der Morphologie zum Ausdruck (Tafel IV, Fig. 2). Es handelt sich dabei nicht um durchgehende Täler, sondern kleinere, meist abflußlose Senken, die sich in ähnlicher Weise wie die Glazialschollen scharen. Ein derartiges Tal folgt beispielsweise auf das Südende von A-B der Übersichtskarte. An der Nordseite des Tälchens fallen die Miozänschichten nach SSW ein, an der Südseite nach NNO, und in der Senke ist der „transgredierende“ jüngste Geschiebemergel etwas mächtiger. Der oberste Mergel hat sich hier dem Staurelief angeschmiegt, ohne es wesentlich auszugleichen oder umzuformen. Natürlich kommen außer diesen Schubtälern noch glaziale Evorsionsformen vor, wie schon ein Blick auf die Meßtischblätter lehrt, und es ist nicht immer möglich, beide auseinander zu halten. Ansätze zu nordsüdlichen Talrichtungen, wie sie sonst in unserem Gebiet üblich sind, und im Zusammenhang mit Osern die Bewegungsrichtung des Inlandeises anzeigen, finden sich natürlich auch. In der Nähe unseres Höhenzuges sind dies vor allem das Raminer-, das Schönfelder-, das Radekower Os, das Neu-Rosower Stauos und das Salveital, das nordsüdlich von Nadrensee über Radekow, Tantow nach Gartz führt. Diese Bildungen bezeichnen die Fließrichtung des Eises nach Überschreiten der Staumoräne und sind jünger als diese, weil der Geschiebemergel im Hinterland mit dem des Vorlandes identisch ist. Eine Abweichung von dieser Nordsüdrichtung, die vielleicht durch die flankierenden Höhenzüge verursacht wurde, ist die Polchow-, Glambeck-, Sand- und Westendsee-Rinne. Sie hat vielleicht einen früheren lockeren Zusammenhang an seiner schwächsten Stelle zerstört. Hier liegt der ziemlich tiefe und kolkreiche Glambeck-See. Von dieser Anomalie der Schmelzwasserrichtung zweigen mehrere Rinnen ab mit der Tendenz, in die Normalrichtung zurückzukehren, wie das Galgwiesental und die peripheren Teile des Buckowbach-Systems (Tafel IV, Fig. 2). Sie haben von westlich Gut Schwarzow, östlich an Station Scheune vorbei bis fast Pritzlow gehend, wieder NS-Richtung erreicht. Vielleicht wurden sie erst später, nach dem Freiwerden des Oder-

tales, von diesem aus angezapft und zu einem zentripetalen Entwässerungssystem der Scheune-Kreckower Ebene umgewandelt. Zweifellos ein Erosionsrand des jungglazialen Odertales ist die östliche Begrenzung des Brunn-Zahdener Höhenzuges. Früher schrieb man dem Odertal ein wesentlich höheres Alter zu, aber v. Linstow wies diese tektonischen Spekulationen und glazialen Hypothesen zurück. Neuere gute Aufschlüsse bei Mescherin bestätigen seine Ansicht überzeugend. Hier ist der „untere“ Geschiebemergel als konstante gleichmäßige Bank auf weite Strecken parallel zum Odertal aufgeschlossen und in den Gruben der Betonfabrik auch weit genug landein, um zu sehen, daß er keineswegs zum Odertal absinkt. Die „jungglaziale“ Oder durchschneidet ihn also.

Das Warsower Plateau

hat einen ganz anderen morphologischen Bau. Nur eine flache Schmelzwasserrinne quert von Neuendorf bis Warsow das Plateau in Nordsüd-Richtung und hat durch Zerwaschung des Geschiebemergels namentlich an seiner Westseite, die in v. Linstows Arbeit (36) erwähnte starke oberflächliche Blockanhäufung geschaffen. Der ganze Rand des Plateaus wird dagegen von einer Menge junger, steilwandiger Tälchen zerschnitten, die noch lebhaft in Vertiefung begriffen sind und, wie der Neuendorfer und Scholwiner Bach, Schuttkegel auf ihre Erosionsbasis, das zur Litorinazeit ertrunkene Odertal, schütten. Vom inneren Bau scheint hier morphologisch nichts durchzuschimmern, sondern diese große Erhebung trägt, abgesehen von den vorerwähnten Tälern (Tafel IV, Fig. 2), Plateaucharakter.

Die Buchheide

zeigt wiederum andere Oberflächenformen. Ihre Reliefenergie ist im NNW-Flügel außerordentlich stark, im östlichen Drittel geringer. Die langgestreckte Erhebung hat einen deutlichen Kamm, der sich nach Osten zu einem Plateau erweitert, auf dem die Dörfer Kolow und Dobberphul liegen. Nur die westlichsten Täler überschreiten in flachen Sätteln diesen Kamm. Wahnschaffe wollte diese riesigen Täler durch erhöhte Niederschlagsmengen der Litorinazeit erklären, während v. Linstow zu ihrer Erklärung einen großen Toteisblock auf der Höhe konstruiert, dessen Schmelzwasser beim Herabstürzen die Täler ausfurchten. Diese Theorie scheint um so mehr für sich zu haben, als man gleichzeitig mit Eisboden rechnen kann. Dabei kann natürlich kein Wasser in die Tiefe versickern, sondern die gesamte Schmelzwassermenge wird bei dem Fehlen jeder Vegetation zur Erosion des nur ober-

flächlich auftauenden Bodens verwendet. Die Wirkungen müssen also besonders intensiv sein. Dennoch habe ich gegen einen Tot-eisblock auf den höchsten Höhen Bedenken. Plausibler würde ich es finden, wenn diese Erhebung, die im Verhältnis zur Eismächtigkeit zwar nur gering ist, zuerst aus dem Eise emportauchte. Bändertone mit scheinbar ungestörter Lagerung gerade auf den höchsten Stellen der Buchheide möchte ich nicht für Schollen, sondern für Absätze in Eislöchern halten, die sich natürlich zuerst über den höchsten Erhebungen bildeten. Derartige Beispiele sind nach O. Schneider auch aus Hinterpommern bekannt. Ich möchte annehmen, daß die im wesentlichen nord-süd verlaufenden Täler als subglaziale Rinnen angelegt wurden wie die vorerwähnte, die das Warsower Plateau quert. Da nun die Buchheide mehr ein „Riesendamm“ ist, haben sich hier die subglazialen Rinnen mit besonders starken Evorsionswirkungen entwickelt, die von den postglazialen Niederschlägen benutzt, jedoch kaum vertieft wurden und ihre U-förmig, kolkreiche Gestalt behielten. Die alten glazialen Talwände wurden indes später stellenweise V-förmig ziseliert. Dafür scheint mir zu sprechen, daß:

- a) oft gepreßter Geschiebemergel mit einer chemischen Frische, die mit Fließerde unvereinbar ist, die aus anderem z. T. tertiärem Material bestehenden stark geneigten Hänge überkleidet,
- b) sich gelegentlich oserartige Akkumulationsformen mit konkavem Schichtbau, wie z. B. bei der Höckendorfer Försterei, die Nordhänge hinaufziehen und nur subglazial entstanden sein können zu einer Zeit, wo das nördliche Vorland noch vom Eise bedeckt war,
- c) die Evorsionsformen der Buchheide sich in dem Diluvial-plateau südlich des Höhenrückens bis zum Woltiner See und weiter fortsetzen, so daß zur Zeit ihrer Entstehung auch das südliche Vorland noch unter Eisbedeckung lag,
- d) beim Rückzug des Eises im Pulvermühlental noch bis zur Höhe des Kammes eine Eiszunge gelegen haben muß, die durch den Sattel der früher subglazialen Rinne dann den Klützer Sander (siehe Übersichts-Karte) aufschüttete, der die von Woldstedt an vielen anderen Beispielen nachgewiesene, charakteristische Schuttkegelform hat.

Gerade bei der Buchheide sind morphologische Vergleiche mit der kürzlich von K. Gripp und E. Todtmann (22) beschriebenen Staumoräne des Green Bay-Gletschers (auf Spitzbergen) interessant. Wir haben in beiden Fällen Zerschneidung einer älteren Staumoräne durch einen späteren erneuten Vorstoß bis zur annähernd

gleichen Randlage. Die wenig zerschnittenen Partien bilden in beiden Gebieten Hochflächen. In der Buchheide ist diese Zerschneidung freilich subglazial erfolgt und nicht so weit fortgeschritten wie bei der Green Bay-Staumoräne. Ganz überraschend ähnlich sind auch die kuppigen Partien der Staumoräne, die Gripp und Todtmann reproduziert haben, mit einer beigegebenen Photographie (Tafel XVI) aus der Buchheide. Gripp und Todtmann schreiben dazu: „Die Kuppen auf der Staumoräne sind von einer überall gleichmäßig arbeitenden Kraft umgeformt“. Als umformende Kraft führen sie Frost und Frostschub zur Erklärung an.

Der Beweringer Höhenzug

erinnert in seiner Oberflächengestaltung wieder an die Brunn-Zahdener Staumoräne. Man ist versucht, auch hier an ein Durchschimmern des Schubstaureliefes zu glauben. Während nun das Schollenstreichen, also der innere Bau der Beweringer „Endmoräne“, im Südteil nach Westen zu umbiegt, wenden sich die benachbarten Oser, die ja die jüngste Fließrichtung des Eises bezeichnen, nach Südosten. Solche Oser laufen, abgesehen von der verschiedenen Biegungsrichtung, im Vorland wie im Hinterland diesem Höhenzug parallel. Es geht auch daraus hervor, daß die Beweringer „Endmoräne“ älter ist als diese durch die Oser charakterisierte Bewegungsrichtung, d. h. mindestens älter als die baltische Hauptendmoräne, bis zu der die Oser ziehen. Diese den Höhenzug überschreitende und ihm annähernd parallele Fließrichtung des Eises hat sein Schubrelief drumlinartig umgeformt, so daß seine Westwendung im Schichtenstreichen stärker zum Ausdruck kommt als in der Morphologie. Daß die Talsande in seinem Vorlande noch weit jünger sind als die Oser und mit der Rückzugsendmoräne bei Daber in Verbindung gebracht werden müssen, wurde bereits erwähnt.

Ausblick.

Es erhebt sich nun die Frage, ob der Bogen dieser älteren, durch die jüngsten Glazialablagerungen durchschimmernden Staumoränen weitere Fortsetzungen nach Westen und Osten hat. Schröder (55) bezeichnet ähnliche Bildungen als Durchdragungszüge. Ich möchte sie etwas präziser durchragende Staumoränen nennen und auch die bei Schröder noch unklar umgangene Frage ihres zeitlichen Verhältnisses zur baltischen Hauptendmoräne streifen.

Nach Westen zu treffen wir erst wieder in der Rothemühler Forst (Tafel IV, Fig. 1) einen morphologisch gut begrenzten

Höhenzug mit außerordentlicher Breite und Höhe, wie wir sie bei normalen Rückzugsendmoränen nicht finden. Deecke (13 S. 205) rechnet ihn als Rückzugsstaffel zu seiner Jatznick - Demminer „Zwischenendmoräne“ und Schröder (55) zum Friedland-Pasewalk - Brüssow - Sonnenberger „Durchragungszug“. Bei Jatznick, am Nordostrand der Rothemühler Forst, ist der dort lange bekannte Septarienton mit seinen beiden Stufen nach Warneck lappenartig von Norden her auf einen diluvialen Wall hinaufgepreßt und mag mit dem Anstehenden im Untergrund zusammenhängen. Bernsteinführende Glaukonitsande kommen als Scholle vor, und reiches aufgearbeitetes Kreidematerial deutet auf eine zerstörte Senonscholle hin. Da nach dem vorher Ausgeführten Schollenbildung und Aufpressung erst nach Eintritt der „Baltischen Brüche“ in größerem Ausmaß möglich wurde, — vorher und nachher weniger — halte ich eine Gleichaltrigkeit mit dem Warsow-Beweringer Staumoränenbogen für möglich, zumal auch der Rothemühler Forst Sanderbildungen fehlen, und der jüngste Geschiebemergel diesen Wall überlagert. Sonst scheint dieser wenig untersuchte Höhenzug mehr wie echte Kames-(=Kies) Moränen aus Diluvialkiesen zu bestehen. Seine Oberflächengestaltung bietet in etwas anderer Weise als die Buchheide interessante Vergleichsmöglichkeiten mit der Staumoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen (22). Vor allem scheint sich im Verhältnis zur Buchheide das alte Schubstaurelief vorherrschend erhalten zu haben, weil dies Gebiet nicht, wie die Buchheide und die Green Bay-Staumoräne noch ein zweites Mal Randlage wurde. Die von Schröder (55) als Brüssow-, Sonnenberg-, Bergholz-, Menkin-, Battin-, Karmzow-, Kremzow-, Schmölln-, Grünz-Wolliner Durchragungszüge bezeichneten Höhen bilden vielleicht in ihrer Gesamtheit das Bindeglied zwischen der Rothemühler Forst und dem Warsow-Beweringer Bogen von Staumoränen. Eine Zerlegung in scharf getrennte konzentrische Wälle, wie sie die Habermannsche Karte zum Ausdruck bringt, wobei der Warsow-Beweringer dann als innerster Bogen aufzufassen wäre, halte ich für unwahrscheinlich. Die hier zahlreichen Kreideschollen sind nach ihrer Abstoßung von einem oder mehreren parallelen Horsten nicht zu einem einheitlichen Wall zusammengestaut, sondern auf eine weitere Fläche verteilt worden. Das ganze Gelände hat eine ziemlich große Durchschnittshöhe. Gewiß muß man dieses Gebiet feiner gliedern, aber bei großzügiger Betrachtung kann es als Einheit aufgefaßt werden, in der sich zusammen mit der tektonisch bedingten Schollenabstoßung die aufpressende Stillstandslage des vorrückenden Gletschers bemerkbar gemacht hat.

Die Dinge liegen noch unklarer, wenn man eine Fortsetzung

der mittelpommerschen Tertiärhöhen nach Osten sucht. Man kann zwar von der Beweriger Staumoräne aus in den stark gestörten Tertiärvorkommen bei Wurow (70), Ristow (53), Schwessin (14) und Zewelin (14) eine Linie besonderer, durch Stauwirkungen des Eises bedingter Schollenanhäufungen sehen und darin eine Verbindung zum ähnlich gebauten Gollen (52) erkennen. Schließlich sind vielleicht auch die Aufpressungen bei Danzig (61) dazu zu rechnen. Doch möchte ich diesen Hinweis nur als Arbeitshypothese gewertet wissen. Es bleibt noch näher zu untersuchen, ob sich ein älteres, stellenweise (Stettin, Gollen) stark tektonisch beeinflußtes Vorstoßstadium der dritten Vereisung in Form durchragender Staumoränen und Schollenanhäufungen über weitere Strecken verfolgen läßt. Diese Aufgabe ist recht schwierig, zumal schon ähnliche Gebiete, wie der Diedrichshäger Höhenzug in Mecklenburg und der Gollen in Hinterpommern sehr verschieden gedeutet sind. In der Tat mögen die gestaltenden Faktoren regional verschieden sein, z. B. der Diedrichshäger Höhenzug nach Schuh (57) und Klähn (29) vorwiegend tektonisch bedingt. Bei Stettin spielt neben den „Baltischen Brüchen“ O. Jaekels der Septarienton eine große Rolle. Bei Danzig ist nach Sonntag (61) gar keine Tektonik nachzuweisen, was Kraus neuerdings ohne Angaben von Gründen bestreitet. Rezente Aufpressungsmoränen ohne tektonische Ursachen sind allerdings kürzlich durch K. Gripp und E. Todtmann (22) vom Green Bay Gletscher beschrieben und mahnen zur Vorsicht. Immerhin wird man in unserem Fall mit einem Faktor allein nicht auskommen.

Bei der Neuheit der ganzen Fragestellung im Rahmen der Glazialgeologie bot mir die bisherige Beschreibung des bearbeiteten Gebietes in den seltensten Fällen Anhaltspunkte zur zeitlichen Einordnung in den mittelpommerschen Bogen von durchragenden Staumoränen. Meine eigenen Geländebegehungen reichen zur einwandfreien Beantwortung bisher nicht aus. Das auf Tafel IV, Fig. 1 wiedergegebene Schema will daher nur relativ gewertet sein. Es kommt hier zum Ausdruck, daß der mit 1 bezeichnete Bogen durchragender Aufpressungsmoränen älter ist als die innere baltische Hauptendmoräne. Nun ist aber nach Wahnschaffe-Schucht (67) diese Endmoräne kein Vorstoß-, sondern ein Rückzugsstadium. Es konnte nämlich in Lücken, wo der Geschiebemergel zwischen zwei Teilbögen durchgreift, festgestellt werden, daß der Mergel im Vorland mit dem des Hinterlandes identisch ist. Diese Endmoräne wird daher neuerdings als der „Baltische Halt“ der dritten Vereisung bezeichnet. Die Zählung müßte also bis zu deren äußerster Grenze fortgeführt werden unter Berücksichtigung etwaiger weiterer durchschimmernder Vorstoßstadien und der be-

kannten Rückzugslagen. Nun erst käme unser Stadium 2, dann 3. Stadium 1 wird bei weiterem Rückzuge jetzt stellenweise ein zweites Mal Randlage. Sie ist charakterisiert durch den Klützer Sander im Westen vor der Buchheide, und durch die Mergelsande und Beckentone des Weizackers, die nach Soenderup (58) durch eine Eiswand südlich Verchland Klützow bedingt wurden. Diese mehr tonigen Ablagerungen stellen also Sanderäquivalente dar. Ob alle unter 5 zusammengefaßten Rückzugsstadien dieselbe Eisrandlage bezeichnen, scheint mir fraglich, denn beim Abschmelzen muß das Eis stark korrodiert gewesen sein. Darauf basieren die Toteishypothese und Schneiders (54) Gletscherspalten-systeme. Unter dieser Voraussetzung können sich hier und da zwischen toten Eismassen zeitlich verschiedene, lokale Vorstöße ereignen, deren Randlagen sich uns heute ungezwungen zu einer einzigen Girlande vereinigen. Von den mit 5 bezeichneten Punkten ist nur der östlichste Bogen südlich Daber gut und mit Sanderbildung entwickelt. Die beiden weiter westlich eingetragenen Blockpackungen sind undeutlich. Die Kenntnis des westlichsten Girlandenstückes verdanke ich Herrn Baurat Körner. Es sollen hier in der Höhe von Jasenitz beim Baggern in der Oder Blockpackungen durchschnitten sein, die nach der neuen Arbeitshypothese von G. Braun (8) durch Sander weiter nördlich gelegener Randlagen verschüttet wurden.

Zusammenfassung.

Zusammenfassend erhalten wir folgendes Bild von Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte der mittelpommerschen Tertiärhöhen:

Unsere Kenntnis des prätertiären Untergrundes ist sehr lückenhaft. Nachgewiesen ist nur der Zechstein, dessen Salze als Sole auf Spalten und Verwerfungen aufsteigen, und vom System der Kreide ist lediglich die Finkenwalder Stufe anstehend bekannt. Sie ist vermutlich ein unteres Glied der Mucronatenkreide. Beigemengte Turmaline, Zirkone und Amphibole weisen auf die Abtragung eines alten Massives hin, für das nur die uralten Festlandsgebiete Fennoskandiens in Frage kommen. Der Materialtransport war also zu dieser Zeit etwa nordsüdlich. Übergangsglieder von der Kreide zum Tertiär sind anstehend bei uns nicht bekannt. Die Wurzelquarzite stellen bereits terrestrische Ablagerungen in Senken einer flach nach Süden geneigten eozänen Landoberfläche dar. Zur Zeit des Mitteloligozäns war das Meer wieder in unser Gebiet eingedrungen. Die Beweinger Vorkommen liegen indes hart an seiner Verbreitungsgrenze. Zunächst lagerte sich ein blauer Ton ab, der zahlreiche Septarien enthält, darüber

ein violetter Ton mit Toneisensteinen und walzenförmigen Phosphoriten, der nach dem Hangenden mit Wechsel von Ton-, Glaukonit- und Phosphoritlagen in den Stettiner Sand übergeht. Zur Zeit des blauen Tones scheint das Meer am tiefsten gewesen zu sein, zur Zeit des violetten Tones flacher und in den Übergangspartien zum Stettiner Sand am flachsten. Der Stettiner Sand selbst ist eine ausgesprochene Flachwasser-, doch nicht Litoralablagerung und etwas tiefer als die eben genannte Übergangszone mit grobem Quarzsand, Phosphoritlagen und Kugelkonglomerat. Das Meer zog sich nun nach NW zurück, Glimmersande mit Lettenbändern und Toneisensteinen gehen in die terrestrischen, Braunkohlen führenden Quarzsande und -Kiese des Miozäns über. Beigemengte silurische Gerölle beweisen auch für diese Ablagerung wieder einen Materialtransport von Norden, bzw. Nordosten her. Zur Zeit des Pliozäns scheint unser Gebiet der terrestrischen Schwelle angehört zu haben, die den Posener Binnensee vom nordwestlichen Meere trennte. Sicher charakterisierte Ablagerungen aus dieser Zeit sind nicht bekannt, doch ist evtl. ein Teil der sonst ins Miozän gestellten Quarzsande hierher zu rechnen. Nun folgt die Diluvialzeit mit Ablagerungen von Geschiebemergeln, Kiesen, Sanden und Beckentonen. Über das ältere Diluvium kann man im Stettiner Gebiet nicht zu klaren Vorstellungen kommen, da es später stark umgelagert wurde. Analog den Rügener Verhältnissen wird man mit zwei älteren Eiszeiten rechnen können. Während der zweiten Interglazialzeit traten dann die „Baltischen Brüche“ O. Jaekels ein. Das neu heranrückende Eis fand in dem stark dislozierten Gelände vielfachen Widerstand. Glazialschollen wurden abgehobelt, in der Grundmoräne verschleppt und zum Teil ganz in ihr verarbeitet. Vor einer Linie Jatznick, Brüssow, Messenthin, Alt-Damm, Kunow, Schönebeck machte eine große Zunge der Eismassen für längere Zeit halt. Durch den seitlichen Druck wurde der im Eisboden plastisch gebliebene Septarienton auf den tektonischen Dislokationslinien emporgepreßt, zerriß und verschob die darüber gelagerten, wassergetränkten, gefrorenen, tertiären und altdiluvialen Schichtpakete zu wirren, inversen Lagerungen. Abscherungsflächen werden dabei auch eine Rolle gespielt haben. So bildete sich vor der Gletscherzunge ein riesiger Stauwulst, der an der zentralsten Stelle zum Brunn-Zahdener Höhenzug durchgeschoben wurde. Die stets an der Innenseite gelegenen Kreideschollen bei Finkenwalde, Pritzlow und Sparrenfelde mögen von ein und demselben stärker emporragenden Horst oder Bruchrand abgebrochen und zentrifugal verschoben sein. Einfallen der abgehobelten und durch Stau entstandenen Schollen ist zum Eise hin oder entgegengesetzt, die Streichrichtung also

stets senkrecht zur Eisbewegung. Wie an anderen Stellen, z. B. auf Rügen durch O. Jaekel beobachtet worden ist, paßte sich das vorrückende Eis normalerweise dem vorhandenen Relief ziemlich an, wenn nicht steile Bruchränder, Talwände und Kliffe Widerstand boten. Die Mulden wurden dabei stärker, die Höhen weniger mit Geschiebemergel bedeckt. So hat auch im Stettiner Gebiet die neu vorrückende Gletscherzung den einer Endmoräne in gewisser Weise äquivalenten Stauwall ziemlich störunglos überschritten. Vor seiner Nordseite wurden dann beim Anstieg größere Mengen von Geschiebesand und -Mergel abgelagert, die dem Gletscher ein störungloses Erklimmen der Höhe möglich machten. Auf der Höhe wurden die Schichten der Stauschollen etwas geschleppt und ihre äußersten Partien zum Geschiebemergel verarbeitet. Dieser ist dadurch stark lokal gefärbt und überlagert als $1\frac{1}{2}$ —2 m mächtige Decke Höhen und Depressionen ziemlich gleichmäßig. Gelegentlich wurden die Schubsenken durch Schmelzwasser mit Schottern erfüllt. Die Eismassen rückten nun bis zur äußersten Grenze der dritten Vereisung vor, um dann ziemlich konzentrisch dem Vorstoß mit zahlreichen Stillstandslagen abzuschmelzen. Besonders ausgeprägt sind die äußere und innere baltische Hauptendmoräne, die früher als „Baltischer Vorstoß“ aufgefaßt wurden. Die innere ist auf Tafel IV, Fig. 1 mit 2 bezeichnet und hat mächtige Sander entwickelt. Das nächste, mit 3 bezeichnete Rückzugsstadium ist auch noch als schöne Girlande mit Sandern ausgebildet, während alle weiter nördlich gelegenen infolge des stärker korrodierten Eises unregelmäßiger verteilt sind. In dieser Zeit etwa mögen sich die NS verlaufenden U-förmigen, subglazialen Schmelzwassertäler der Buchheide und des Warsower Plateaus gebildet haben. Darauf wurde unser erstes Vorstoß-Staumoränen-Stadium an den mit 4 bezeichneten Punkten noch einmal Rückzugsstadium. Jetzt entstanden in der Buchheide Formen, wie sie Tafel XVI zeigt, die eine überraschende Ähnlichkeit mit denen der Staumoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen haben. Diese Staumoräne wurde in ähnlicher Weise durch einen ernenen Vorstoß zergliedert. Weiter nördlich gelegene Blockpackungen sind dann unter 5 zu einer Girlande zusammengefaßt, deren westlichster Punkt durch Sande noch jüngerer Stillstandslagen verschüttet ist. Inzwischen ist seit dem Oberpliozän eine Krustenverbiegung eingetreten, die in unserem Gebiet erst mit der Litorinasenkung endgültig das Gefälle umkehrt. Material wird jetzt nicht mehr wie zur Tertiärzeit nach Süden, sondern nach Norden transportiert. Die nun folgende älteste Postglazialzeit kann man als Dünenzeit bezeichnen, weil in ihr auf den weiten, mit Schmelzwassersanden

bedeckten und noch vegetationslosen Gebieten zahlreiche Verwehungen möglich wurden. In mehr oder weniger ursprünglicher Form finden sie sich am Nordrand des Warsower Plateaus und der Buchheide. Diese Periode der Dünenbildung entspricht der sogenannten Yoldia-Zeit. Ganz roh kann man die folgende Zeit bis zur menschlichen Ackerkultur in eine ältere und eine jüngere Humuszeit zerlegen. In ihnen bildeten sich unsere Flach- und Hochmoore. Einen weiteren Anhaltspunkt bietet das Moor mit der vorher aufgeführten Gliederung. Falls es sich nicht um lokale zufällige Übereinstimmung handelt, haben wir hier eine Zone des *Plarnorbis stroemi*, die der älteren Humuszeit und der *Ancylus*-Zeit äquivalent ist. Das darüber folgende Scheuchzerietum entspricht dem westdeutschen Grenzhorizont zwischen älterem und jüngerem Hochmoortorf. Die hangenden Schichten in ihrer Gesamtheit und die weiter verbreitete „Schwarzerdebildung“ sind in die jüngere Humuszeit zu stellen. Nach Menzel kann man den Wiesenkalk gliedern in eine Zone des *Plarnorbis umbilicatus* und die der *Bythinia tentaculata*. Beide zusammen entsprechen etwa der Litorinazeit. Die radiale Zerschneidung des Warsower Plateaus wird zum größten Teil gleichaltrig sein. Die obersten Partien des Wiesenkalks und die jüngsten humosen Schichten führen dazu noch *Planorbis corneus* und gehören in die jetzt noch andauernde Myazeit. Als Folgeerscheinung der menschlichen Beackerung und des damit verbundenen zeitweisen Fehlens einer Vegetationsdecke bilden sich seitdem zahlreiche Verschwemmungs-Ablagerungen, die die bereits verlandeten Tümpel oft als 1—2 m mächtige, Geschiebelehmen ähnliche Schicht überlagern. Man kann diese jüngere Myazeit auch Kulturzeit nennen. Der ganze Habitus der Landschaft hat in ihr unter dem Einfluß des Menschen etwas Steppenhaftes bekommen und wird durch das Einwandern von Steppenvögeln und pontischer Flora gekennzeichnet. Unter normalen Bedingungen würden wir uns jetzt noch in der Humuszeit befinden, wie die Neubildung kleinerer Hochmoore in der Buchheide als Folge falscher Forstwirtschaft beweist.

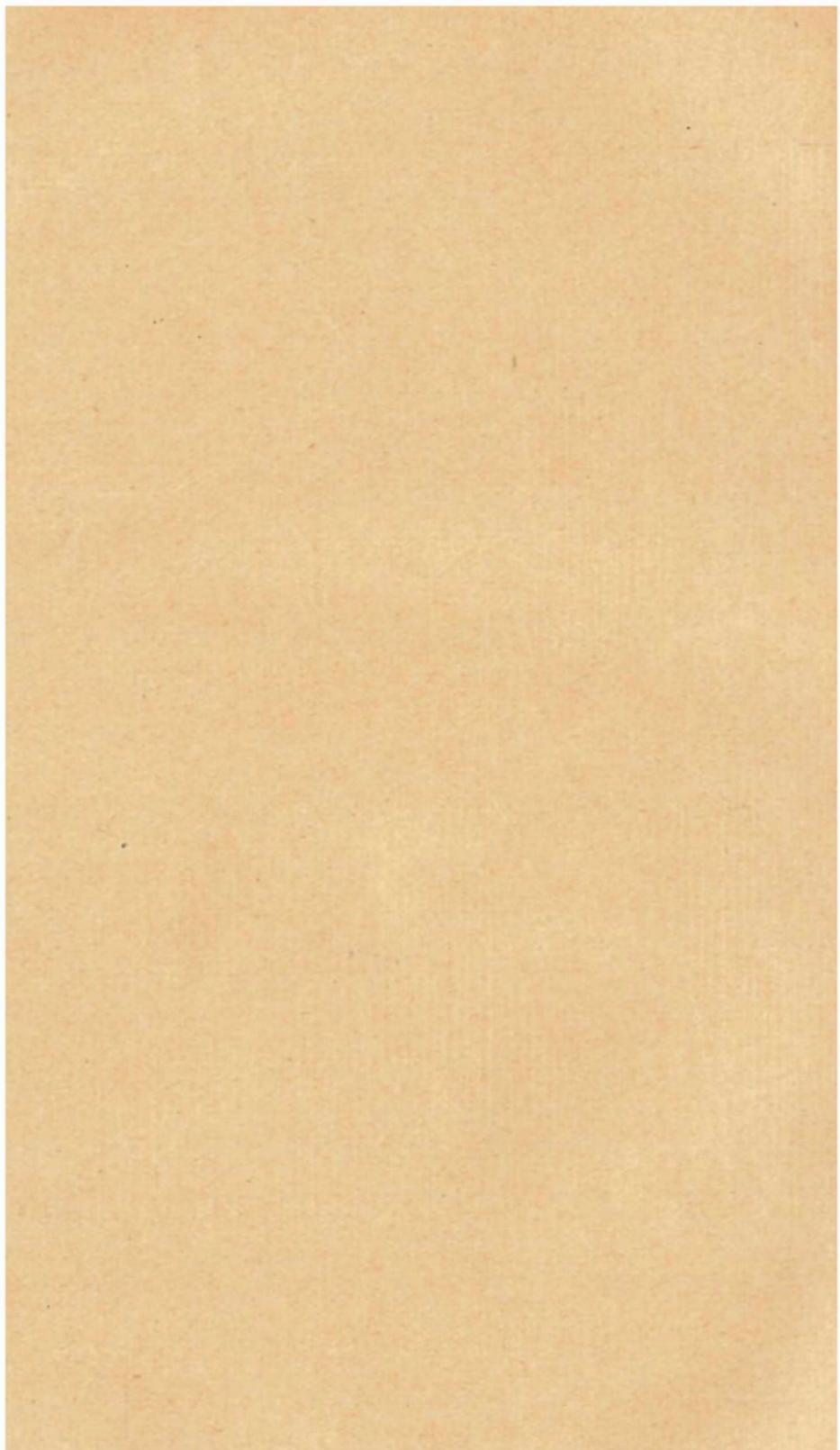
Benutzte Literatur.

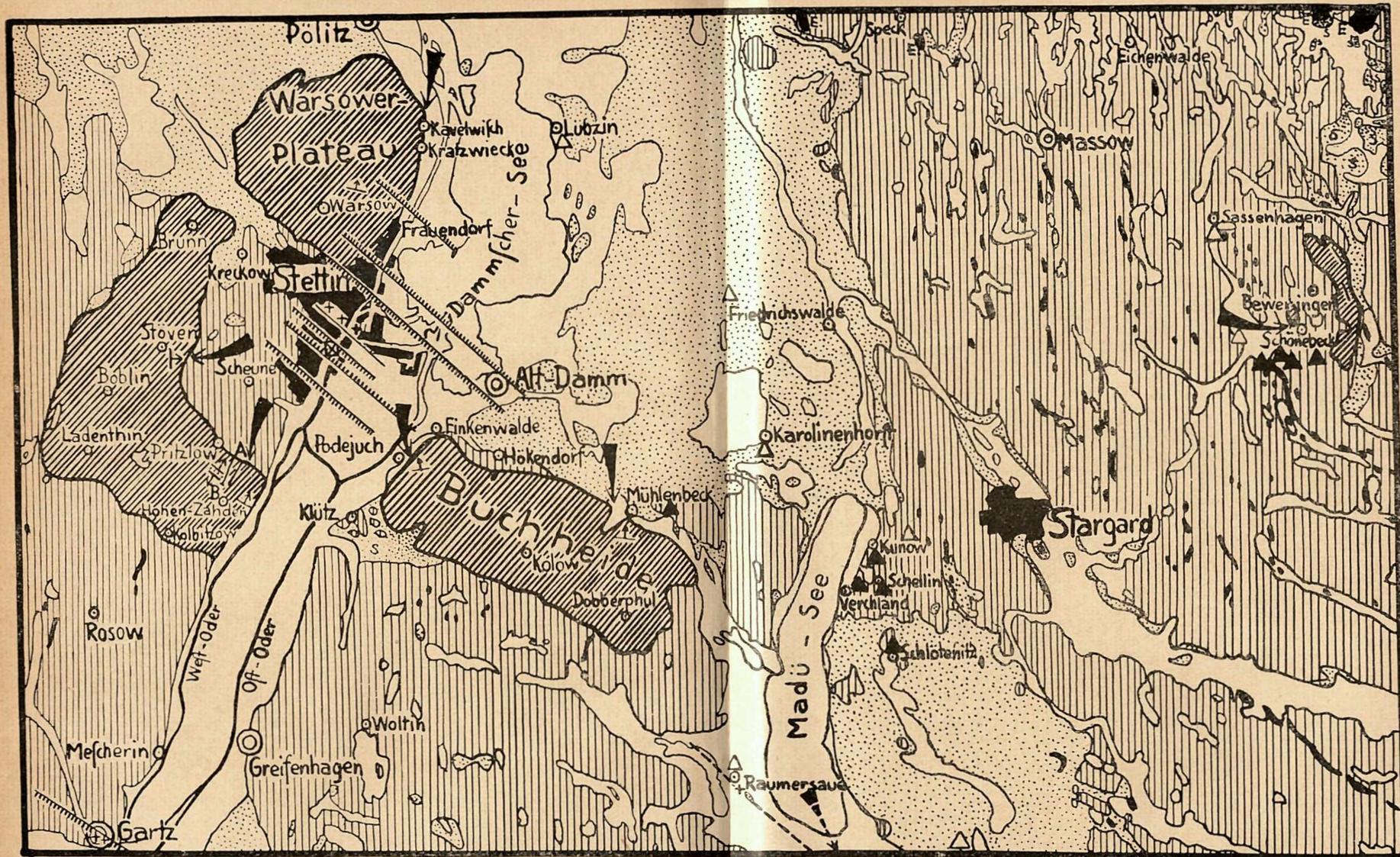
1. Behm: Die Tertiärformation bei Stettin 1. Ztschr. d. D. G. G. 1875.
2. — Die Tertiärformation bei Stettin 2. Ztschr. d. D. G. G. 1863.
3. — Die Tertiärformation bei Stettin Amtl. Bericht d. 38. Vers. deutscher Naturforscher u. Ärzte in Stettin 1864.
4. Berendt, G.: Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. Ztschr. d. D. G. G. 1884. S. 866—874.
5. — Erl. z. geol. Spkarte. v. Pr. Blatt Stettin 1. Aufl. 1899. S. 11.
6. Beushausen, L.: Erl. z. geol. Spkarte. v. Pr. Blatt Kolbitzow 1899.
7. Beyrich, E.: Die Konchylien des norddeutschen Tertiärgebirges 1854. S. 279.
8. Braun, G.: Über den sogenannten „Haffstausee“ und die Formenentwicklung der Küste von Vorpommern 1926. Leopoldina, Ber. d. Kaiserl. Deutschen Akad. d. Naturforscher 1926.
9. Brinkmann, R.: Die Gliederung des Diluviums von Norddeutschland. Diss. Freiburg i. Br. 1921.
10. Bülow, K. v.: Das Kieshöfer Moor bei Greifswald. Diss. Greifswald 1921.
11. Deecke, W.: Geologischer Führer durch Pommern. 1899.
12. — Die bilobitenartigen Konkretionen und das Alter der sogenannten Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin. Ztschr. d. D. G. G. 1904. S. 83—90.
13. — Geologie von Pommern. 1907.
14. Finckh, L.: Erl. z. geol. Spkarte. v. Pr. Blatt Köslin 1913.
15. Franke, A.: Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. Abh. a. d. Geol.-Pal. Institut d. Univ. Greifswald 1925.
16. Frech, F.: Über glaciale Druck- und Faltungsscheinungen im Oder-Gebiet Ztschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1901.
17. Gagel, C.: Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin (Über Untereozän, Paleozän? und Interglazial). Ztschr. d. D. G. G. 1914. S. 505—518.
18. — Über den Formenkreis des *Fusus trilineatus* Sow. — *Fusus multisulcatus* Nyst. und seine stratigraphische Verwendbarkeit. (Dazu Bemerkungen von P. G. Krause und Oppenheim.) Ztschr. d. D. G. G. 1923.
19. — Über angeblichen Septarienton in Vorpommern. Jahrb. d. Pr. geol. Landesanstalt 1923.

20. Gagel, C.: Die chemische Beschaffenheit und Unterscheidungsmöglichkeit der Untereozäntone und der mitteloligozänen Septarientone. Jahrb. d. Pr. geol. Landesanstalt f. 1922.
21. Geyer, D.: Quartärmollusken und Quartärklima. Geol. Rundschau 1924. S. 341.
22. Gripp, K., und Todtmann, E.: Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen. Mitt. d. Geogr. Ges. Band XXXVII.
23. Hücke, K.: Geologie von Brandenburg. 1922. S. 124.
24. Jaekel, O.: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Ztschr. d. D.G.G. 1910. S. 605.
25. — Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. Ztschr. d. D.G.G. 1917. S. 81.
26. — Vier nordische Eiszeiten. Jahresberichte d. Geogr. Ges. zu Greifswald. 1917.
27. — Glaziale Schollen in Rügen. Abh. a. d. Geol.-Pal. Institut d. Univ. Greifswald. 1920.
28. Kessler, P.: Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. 1925.
29. Klähn, H.: Zur diluvialen Tektonik Norddeutschlands. Ztbl. f. Min. u. Geol. 1925.
30. Klautsch, A.: Die Tiefbohrung Schlagenthin bei Arnswalde. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1926. Dazu Kritik von C. Gagel. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1922.
31. Kraus, E.: Die Quartärttektonik Ostpreußens. Jahrb. d. Pr. Geol. Ldsnstlt. f. 1924.
32. Küsel, R.: Die Tertiärschichten über dem Septarienton bei Buckow. Ztschr. f. d. ges. Natw. 1870 S. 208—212.
33. Linstow, O. v.: Die geologische Stellung der sogenannten oberoligozänen Meeressande. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1911.
34. — Das Alter der Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin sowie die Verbreitung dieser Bildungen in Nord- und Ostdeutschland. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1911.
35. — Die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1913.
36. — Die Entstehung der Buchheide bei Stettin. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1914.
37. — Die Mineralquellen von Westrußland und von Galizien. (Nordsüdl. und westöstl. Diluvialtektonik.) Denkschrift Kowno 1918.
38. — Erl. z. Geol. Spkarte. v. Pr. Blatt Stettin 1921.

39. Linstow, O. v.: Erl. z. Geol. Spkarte. v. Pr. Blatt Podejuch 1921.
40. — Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. d. Pr. Geol. Landesanstalt Neue Folge. Heft 87. 1922.
41. Menzel, H.: Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. Ztschr. d. D. G. G. 1910.
42. Müller, G.: Erl. z. Geol. Spkt. v. Pr. Blatt Woltin 1898.
43. — Erl. z. Geol. Spkte. v. Pr. Blatt Neumark 1900.
44. Nietsch, H.: Die irregulären Echiniden der pommerschen Kreide. Abh. a. d. Geol.-Pal. Institut d. Univ. Greifswald. 1921.
45. Obrutschew, W.: Geologie von Sibirien 1926. S. 430.
46. Penck, A.: Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Ztschr. d. D. G. G. 1879.
47. Petersen, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. 1924.
48. Philipp, H.: Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. Neues Jahrb. 1920 Beilageband XLIII.
49. Picard, E.: Bericht über die Aufnahme auf Blatt Schönebeck. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1904.
50. — Erl. z. Geol. Spkrte. v. Pr. Blatt Schönebeck 1910.
51. Schmiederer, Th.: Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1910.
52. Schneider, O.: Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1903.
53. — Marines Mitteloligozän und Alt-Tertiär bei Belgard i. P. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1906.
54. — Überblick über den geologischen Bau Pommerns. Pommersches Heimatbuch. 1926.
55. Schröder, H.: Über Durchdragungszüge und Zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1888. S. 166.
56. Schubel, Fr.: Über Knollensteine und verwandte tertiäre Verkieselungen. Diss. Halle 1911.
57. Schuh, Fr.: Brunnenbohrungen und ihre geol. Auswertung. Mitt. d. Mecklbrg. Geol. Landesanstalt 1925.
58. Soenderup, Fr.: Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz. 1911. S. 58.

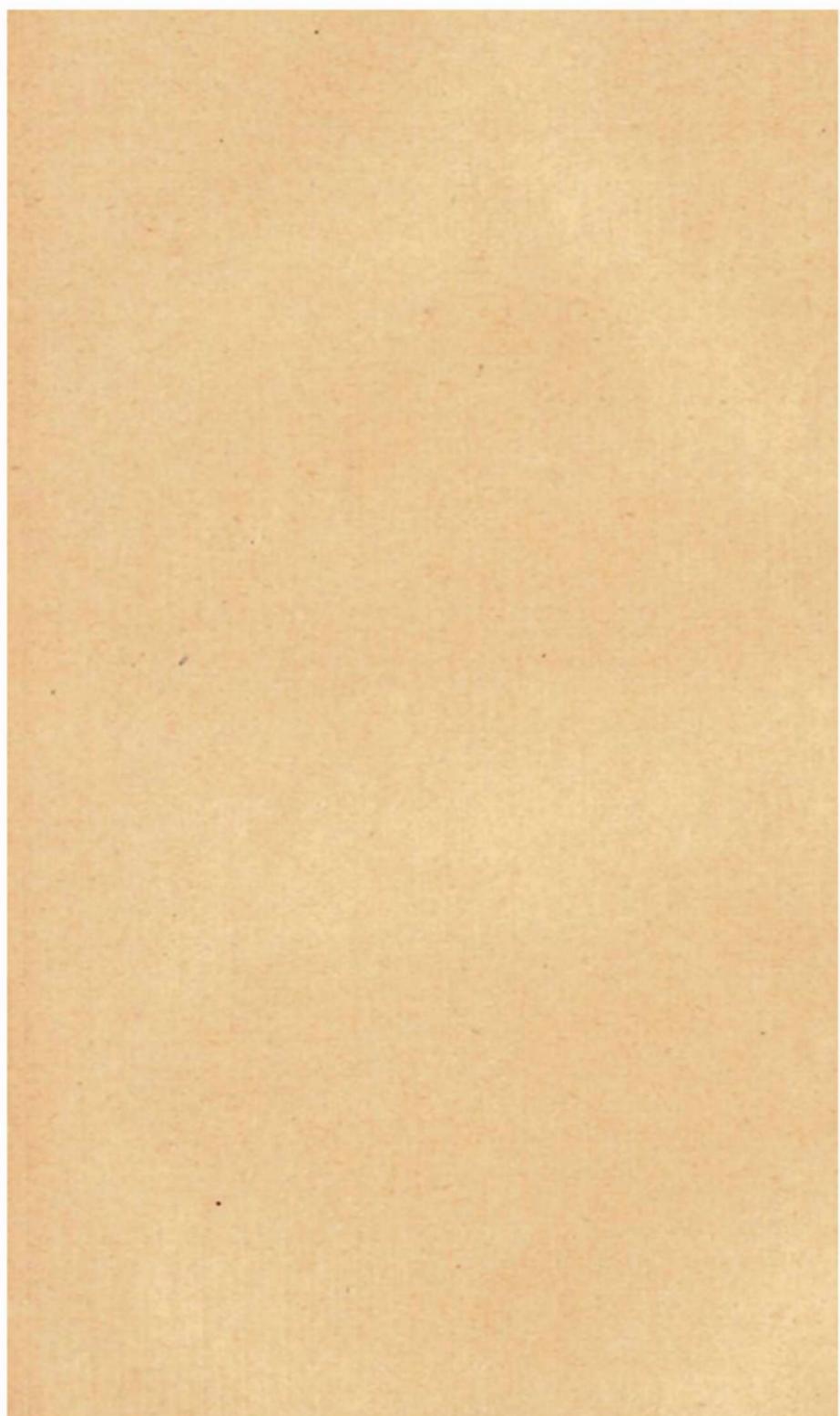
59. Solger, Fr.: Die Geologie der Mark Brandenburg. Märkisches Heimatbuch. 1924.
60. Stahl, R.: Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. Diss. Rostock. 1913. S. 15.
61. Sonntag, P.: Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. 1910. S. 33—45.
62. Wahnschaffe, F.: Über einige Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Ztschr. d. D. G. G. 1882. S. 593—596.
63. — Erl. z. Geol. Spkrte. v. Pr. Blatt Alt-Damm. 1899.
64. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Stettin. Jahresber. d. Polyt. Ges. z. Stettin. 1901.
65. — Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Ztschr. d. D. G. G. 1904.
66. — Geologische Landschaftsformen in Norddeutschland. 1924.
67. — Schucht: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 1921.
68. Wieddorf, Hans Hess v.: Geologie und Heimatkunde des Kreises Neugard i. P. 1912.
69. — Über tiefgreifende diluviale Störungen in einem Tertiär-Bohrloch bei Lübzin i. P. Ztschr. d. D. G. G. 1915.
70. — Über einige bisher unbekannte Tertiärvorkommen im Regatale und Umgebung in Pommern. Ztschr. d. D. G. G. 1912. S. 52—59.
71. Woldstedt, P.: Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1921.
72. Wunstorf, W.: Erl. z. Geol. Spkrte. v. Pr. Blatt Kublank und Blatt Priemhausen 1910.
72. Slater, G.: Observations on the Nordenskiöld and neighboring glaciers of Spitzbergen, 1921. The Journal of Geology, Vol. XXXIII, Nr. 4. 1925.





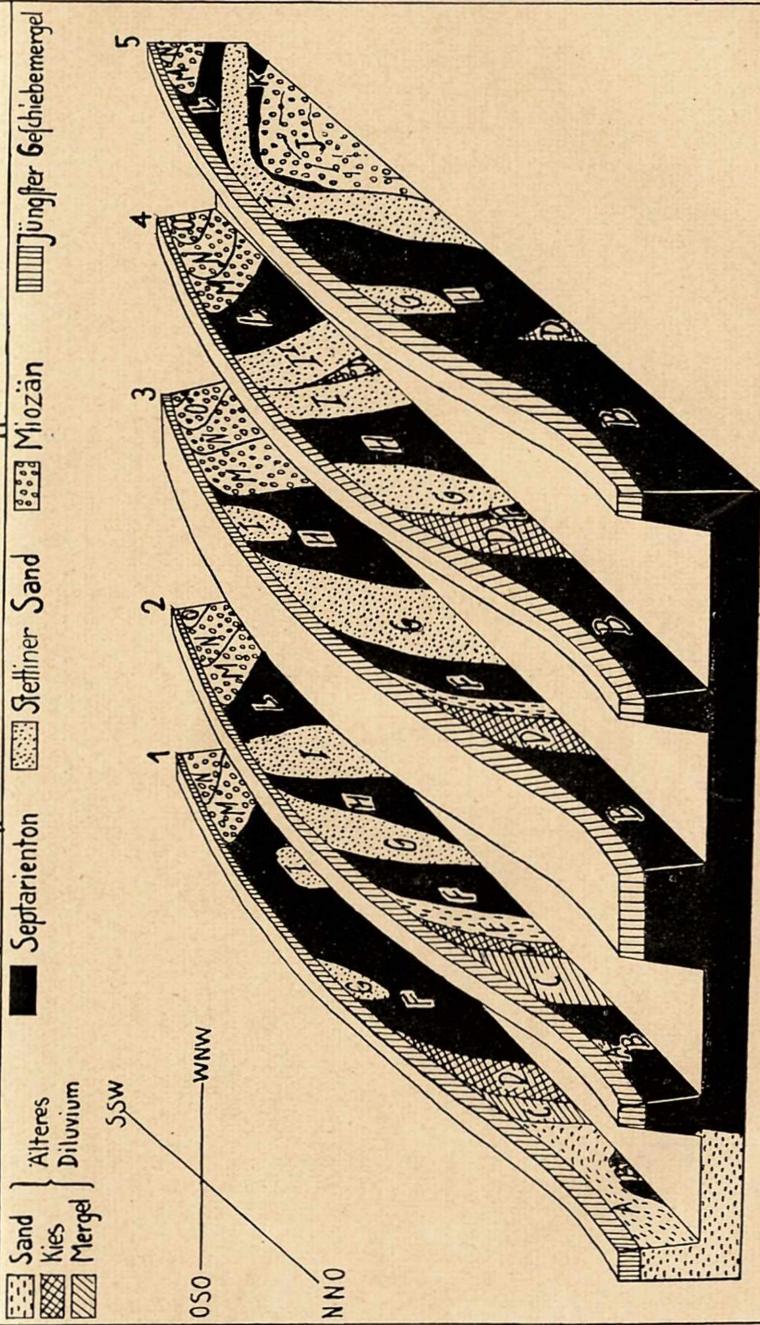
Geologische Übersichtskarte des Stettin-Stargarder Bezirkes.

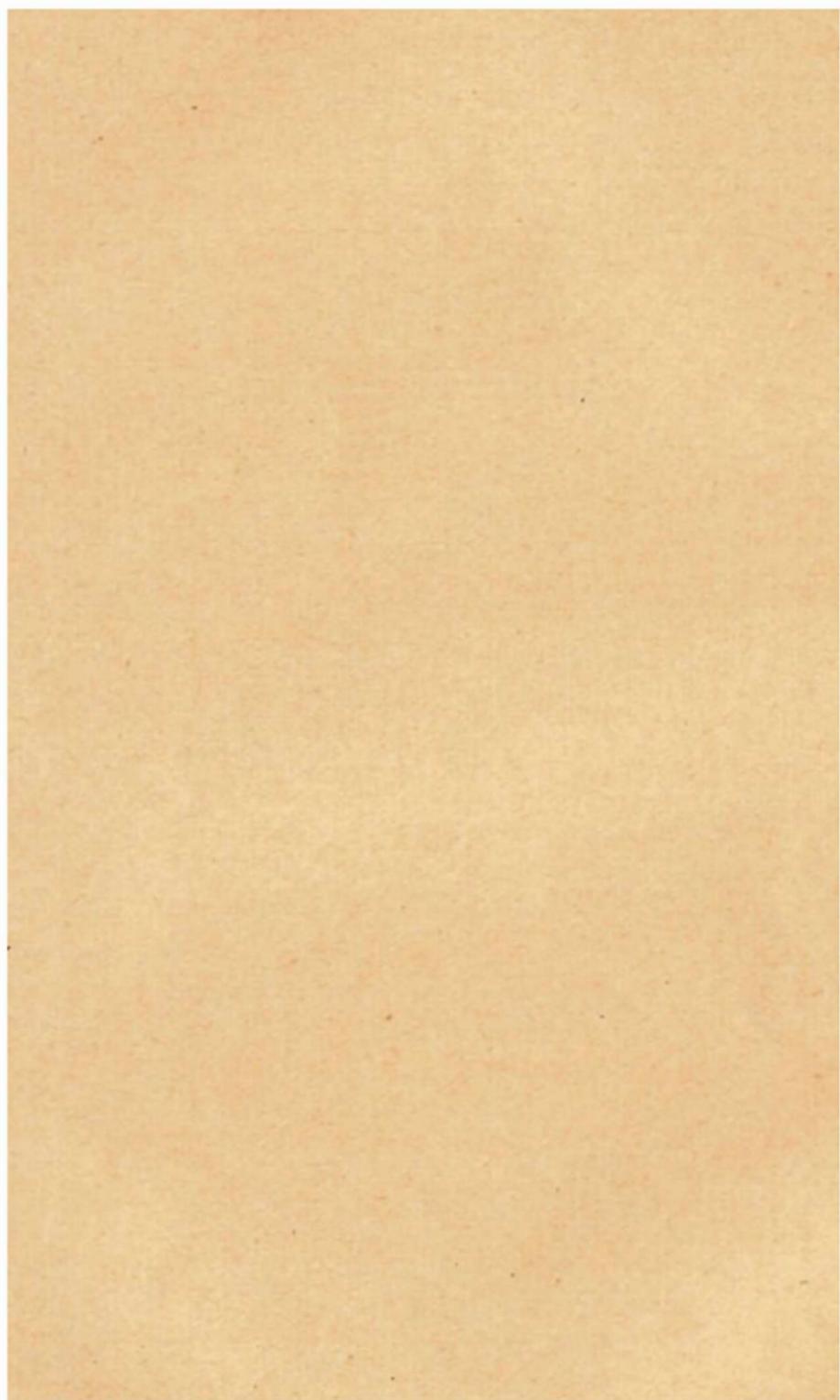
- | | | |
|---|-------------------------------------|--|
| ■ Alluvium und Seen | △ Tertiärschollen in größerer Tiefe | ☒ Stettiner Stahlquelle |
| ■ Taldiluvium, meist Sande | — Baltische Brüche | → Streichen und Fallen der Tertiärschollen |
| ■ Höhendiluvium, meist Geschiebemergel | — Spalten | → Schub- u. Stauroichtung des Eises |
| ■ Staumoränen mit besonders viel tertiärem Material | — Salzlinie | → Abflußrichtung der Schmelzwasser |
| ▲ Tertiärschollen in geringer Tiefe | + Solquellen | → Rückzugsendmoränen |
- km Maßstab



Tafel II.

Blockdiagramm, das die Schollennatur des Tertiärs erläutert.
(In Anlehnung an Beispiele aus den vier Pritzlower Aufschüssen)





Tafel III.

Pommerens-dorf Stettin Bredow Frauen-Züllchow-dorf Gotzlow Glienken-Kratz-wiek

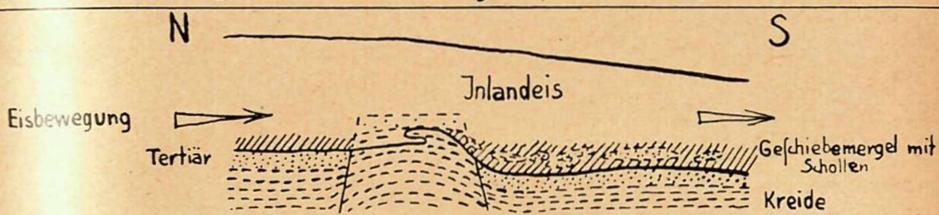
SW

NO.



Diluvium mit Schollen // Kreide mit Verwerfungen
Die vertikalen Striche zeigen Lage und Tiefe der Bohrungen

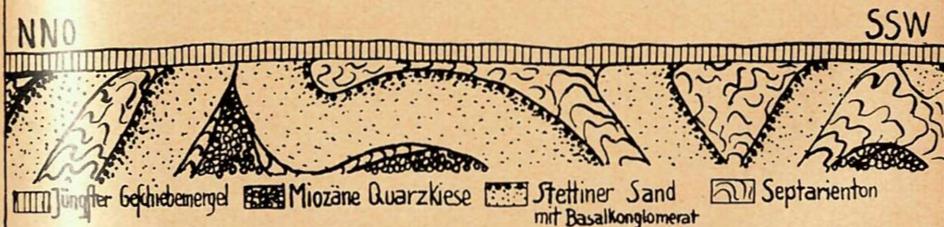
1. Die Verwerfungen im Stettiner Untergrund nach v. Linflow.



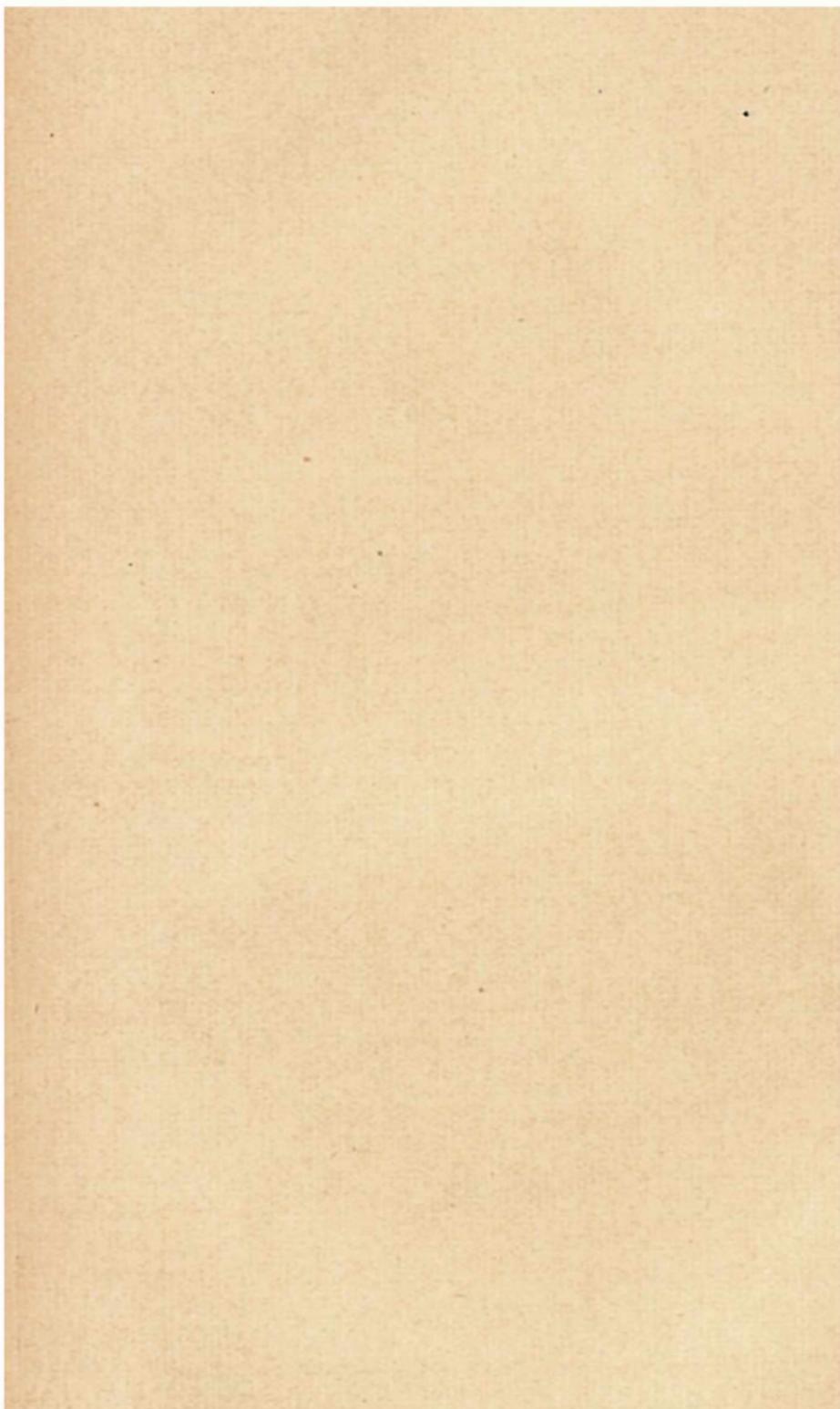
2. Lokale Großschollenbildung durch Abschiebung des Kopfes von einem subglazial (?) aufgewölbten Horst. Schema nach E. Kraus.



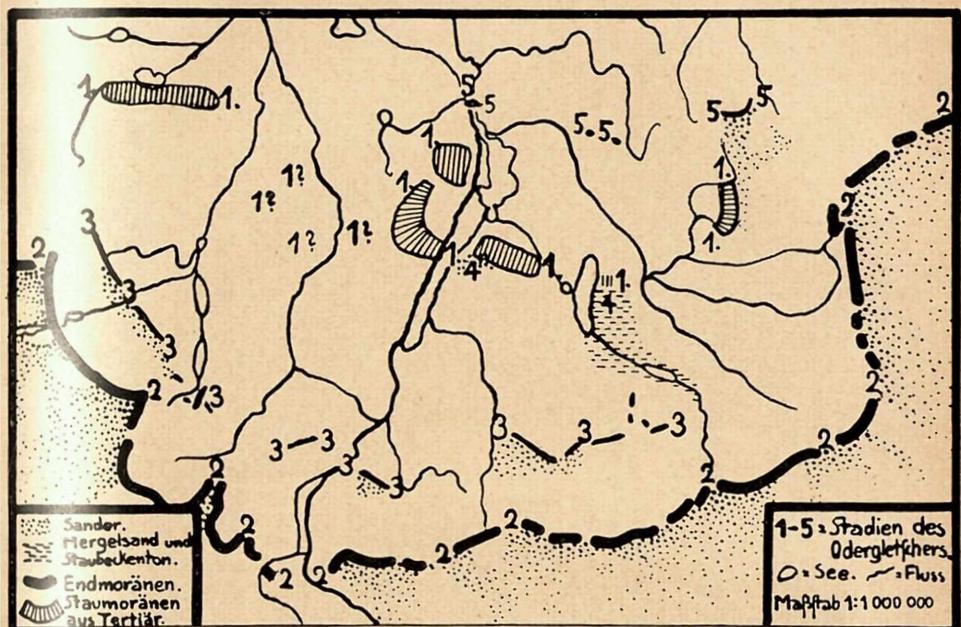
3. Die Bedeutung des Septarientones bei der Schollenbildung (Schema)



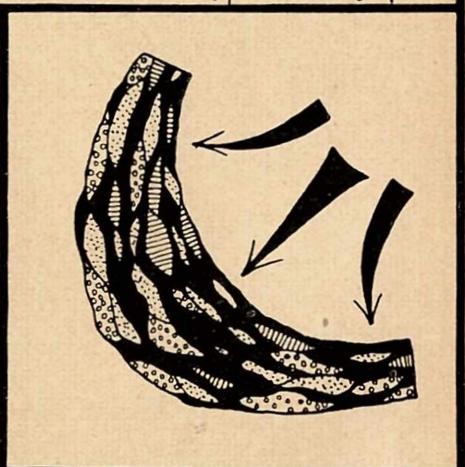
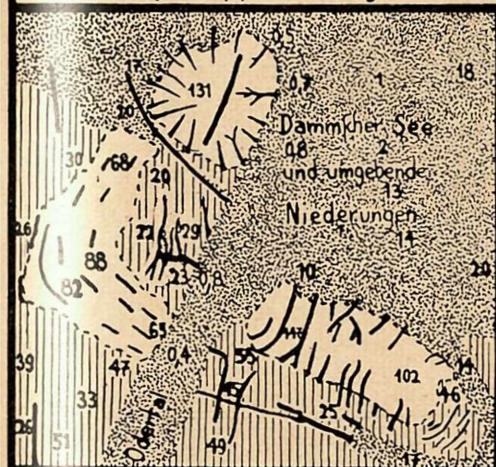
4. Beispiel für Fig 3, aus den Pritzlower Aufschlüssen, wenig schematisiert.



Tafel IV.



Der mittelpommersche Hauptstaumoränenzug u. sein Altersverhältnis zu den Rückzugsstadien des Odergletschers.

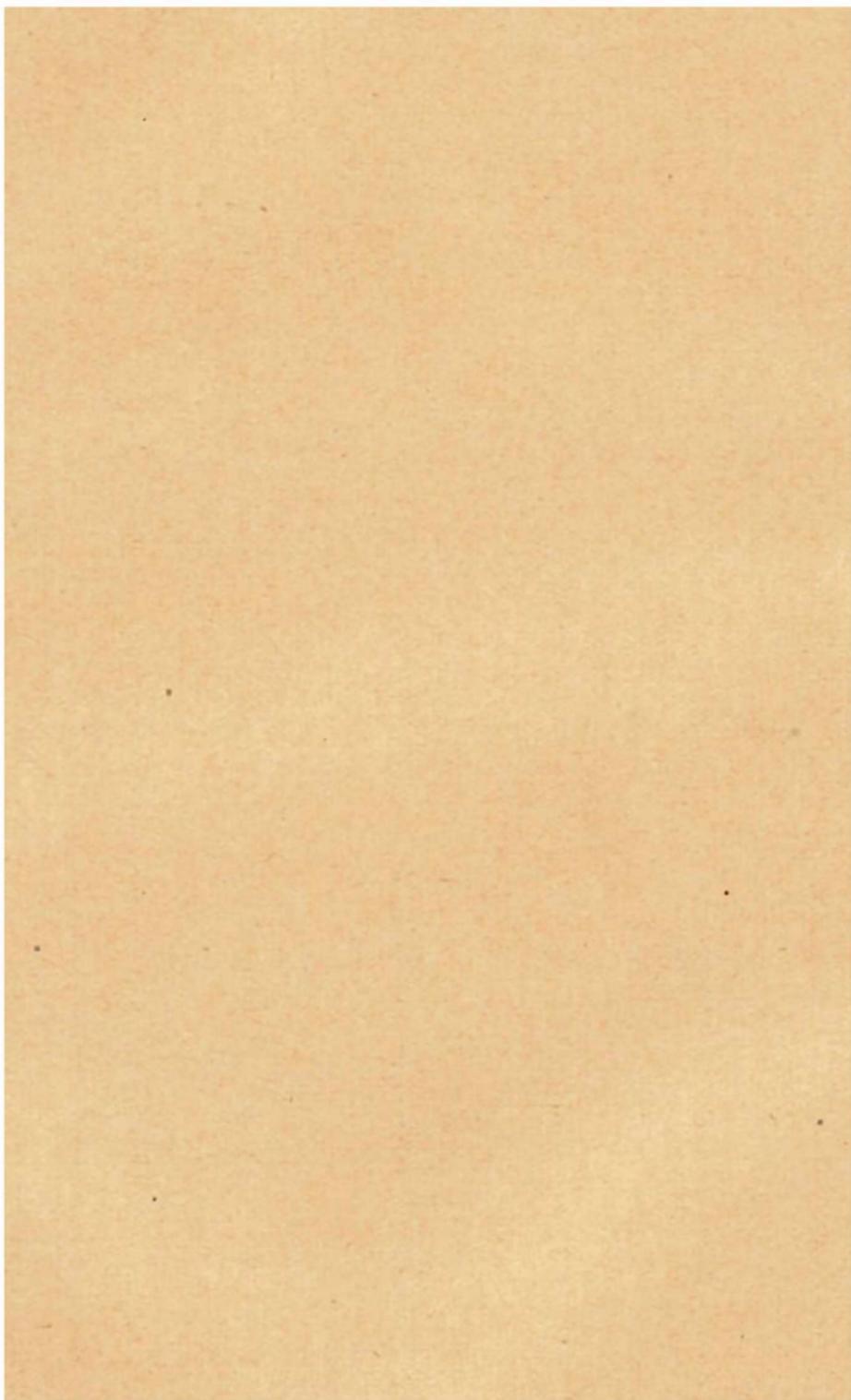


— Hauptrichtung der Talformen ■■■ Höhendiluvium
 ● Taldiluvium und Alluvium □ Tertiärhöhen

Die Zahlen bedeuten Höhen über NN.

Morphologisches Übersichtsschema des Stettiner Bezirkes.

Kreide Septarienton Oligocäne Sande Miozäne Bildungen Diluviale Mergel und Sande	Glatiale Schollen
→ Stoßrichtung des Eises Schollenanordnung im Brunn-Zahdener Höhenzug, Schema. (Der oberste Gletschermergel ist abgedeckt.)	



Tafel V.

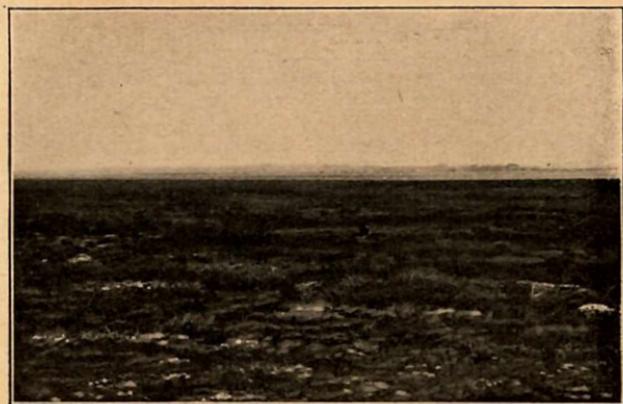


Fig. 1. Blick über das Plateau von Scheune zum Brunn-Zahdener Höhenzug.

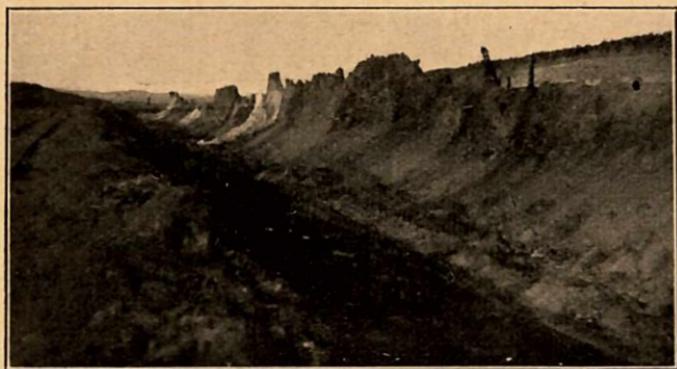


Fig. 2. Partie aus den Aufschlüssen zwischen Pritzlow und Hohen Zahden (östlicher Einschnitt).

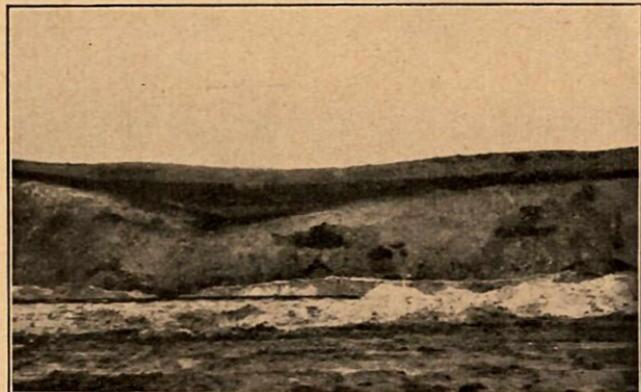


Fig. 3. Moor bei Pritzlow von $1\frac{1}{2}$ m verschwemmt Geschiebelehm überlagert.

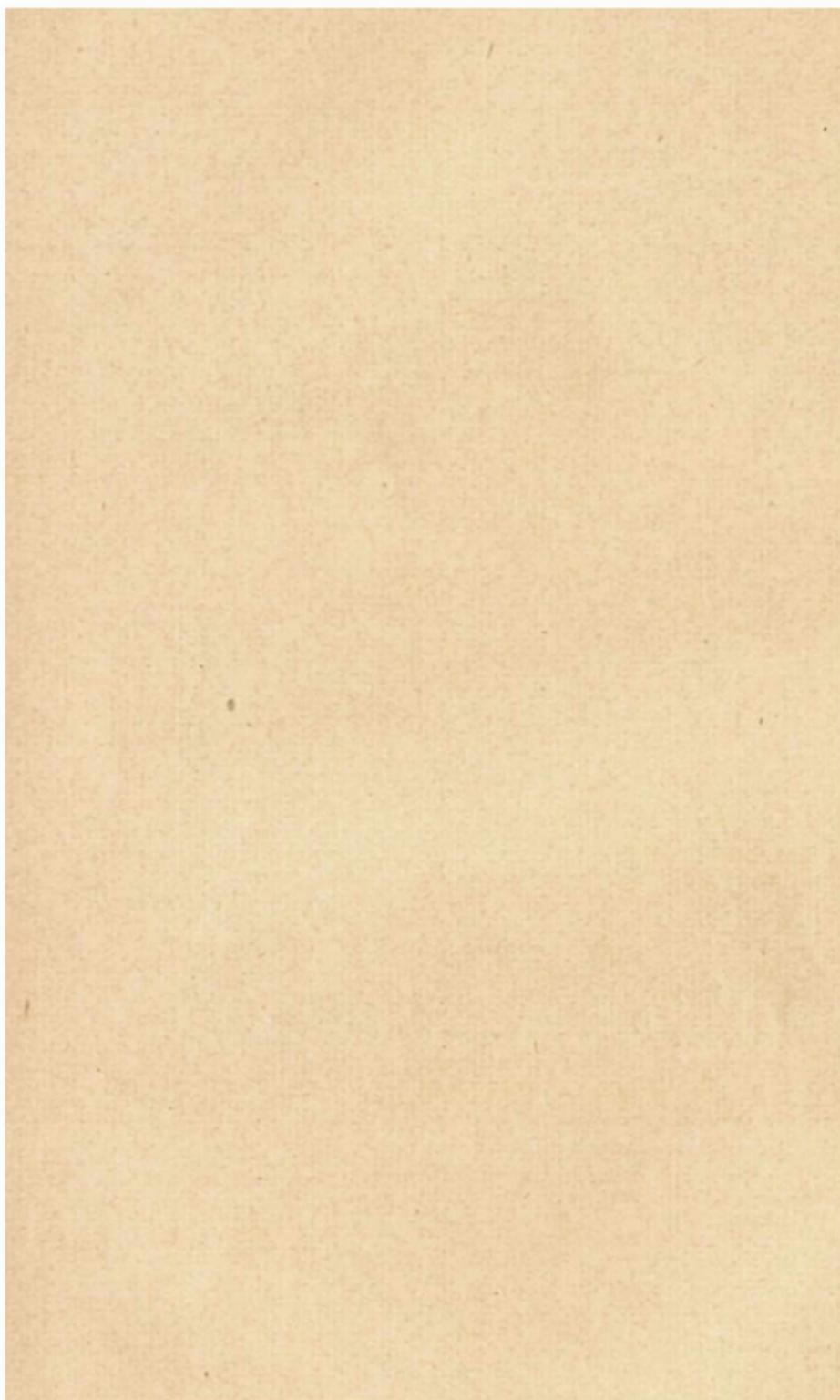




Fig. 1. Nieder-Zahden, Schichtruppe aus mittleren Partien des Stettiner Sandes mit vereinzelten Konkretionen.

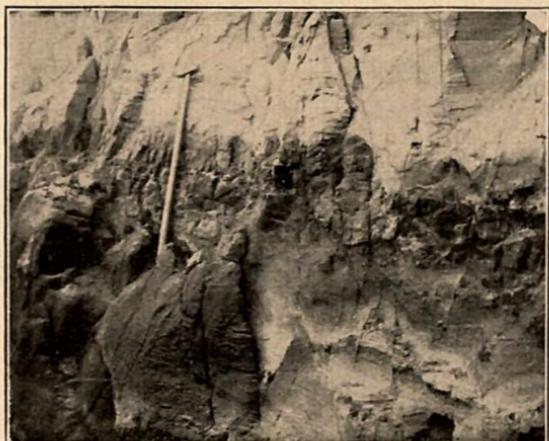
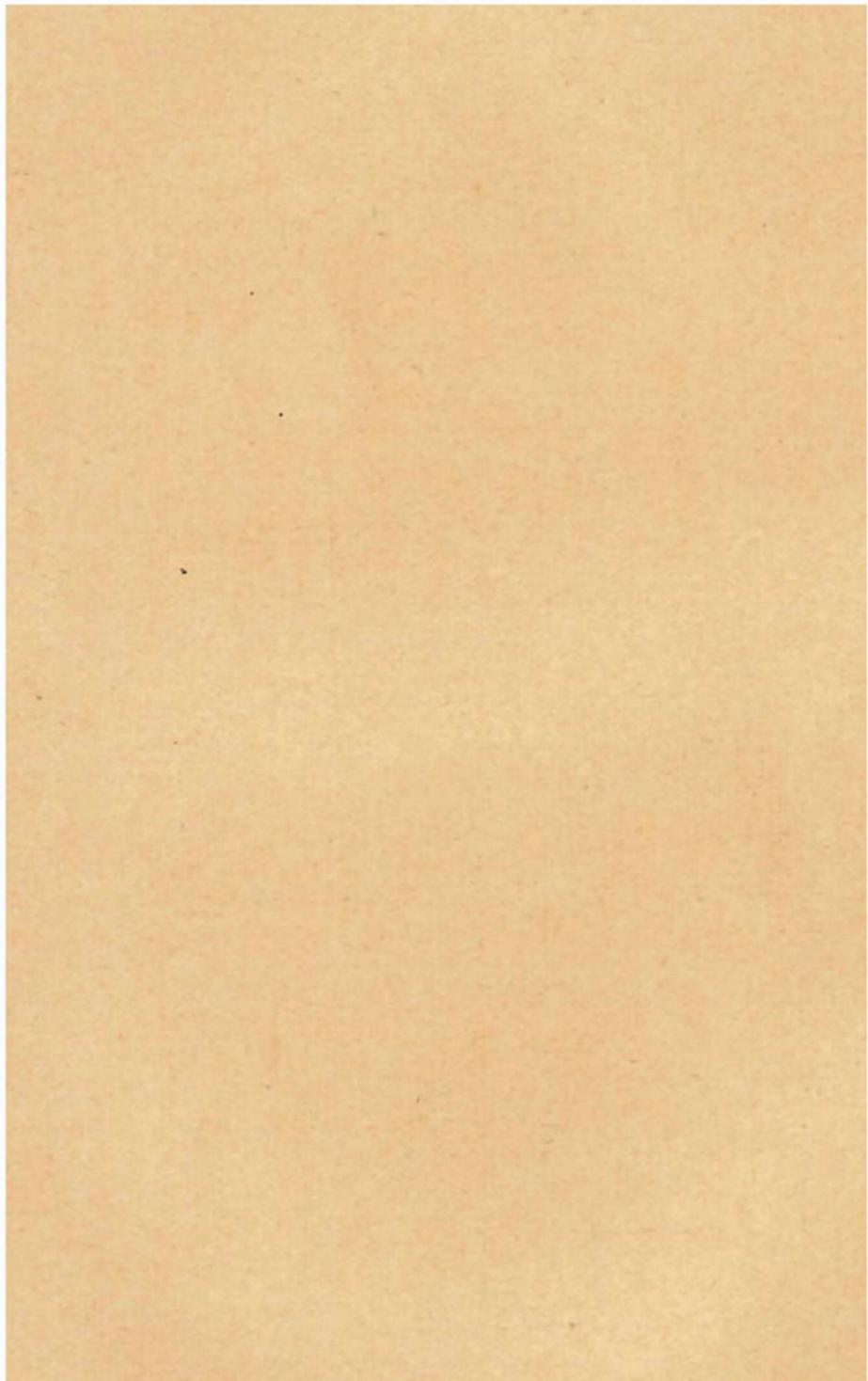


Fig. 2.
Stettiner Sand
bei Pritzlow
mit plattig-
quarzitischer
Bank.



Fig. 3. Kreide bei Pritzlow, auf Schmierbändern von Septarenton
über älteren Diluvialmergel geschoben.



Tafel VII.

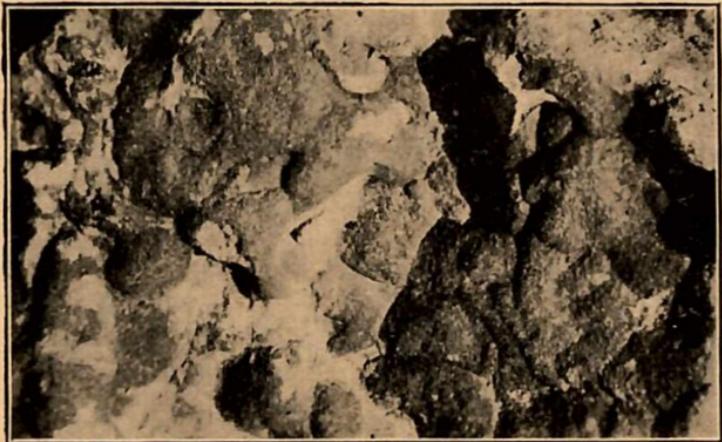


Fig. 1. Finkenwalde, knollige Oberfläche eines Wurzelquarzites.

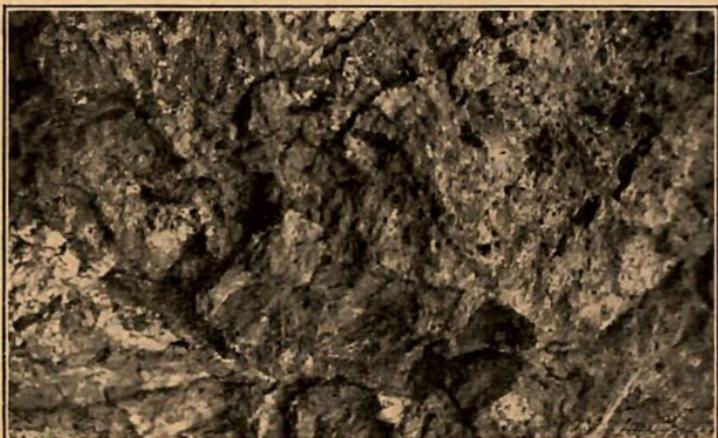
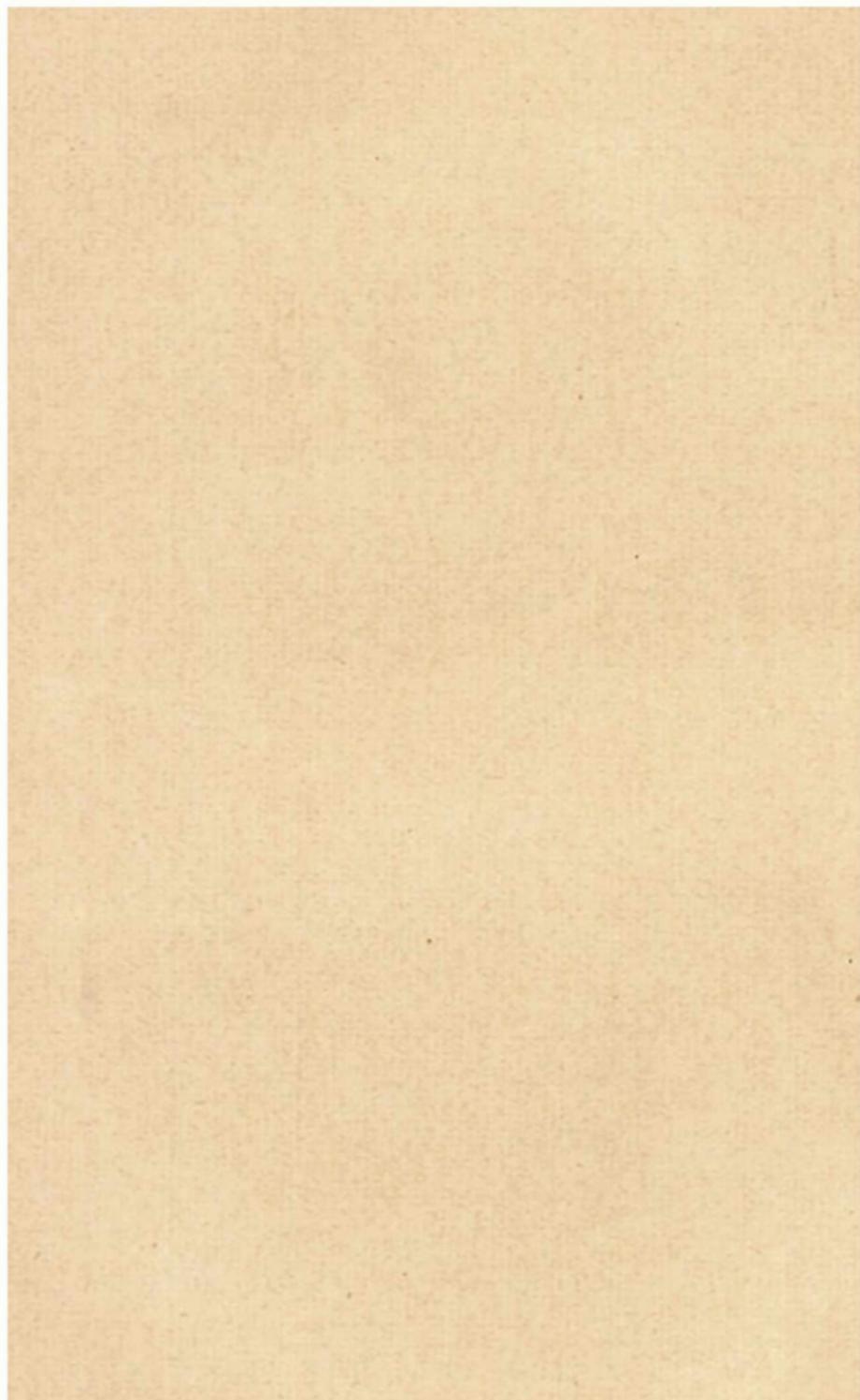


Fig. 2. Bonaventura, warzige Unterseite eines Wurzelquarzites.



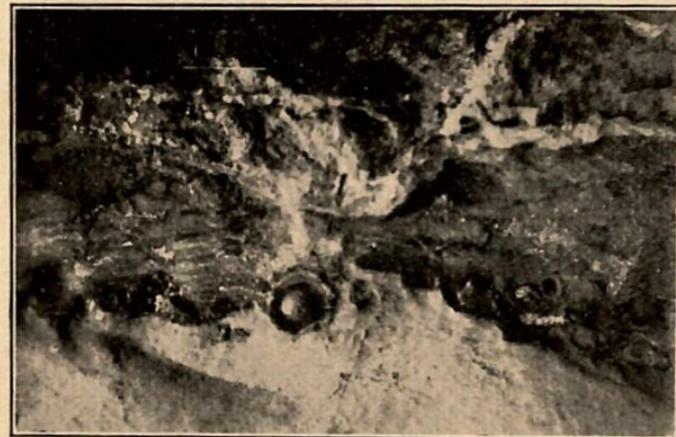


Fig. 3. Detail aus Fig. 2.

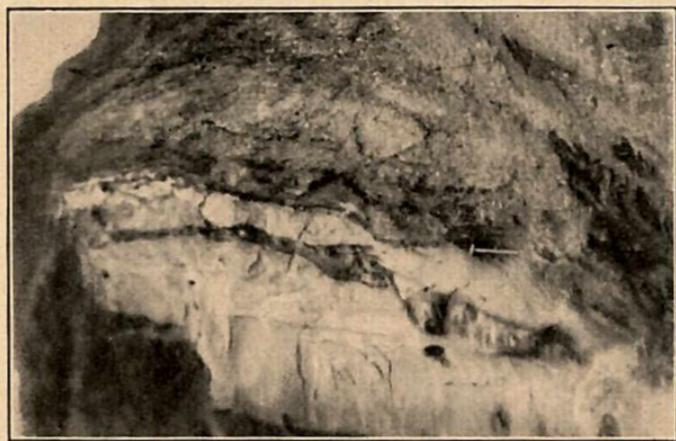


Fig. 2. Bei Pritzlow, Übergang vom mitteloligoänen Ton zum Stettiner Sand, steil gestellt.

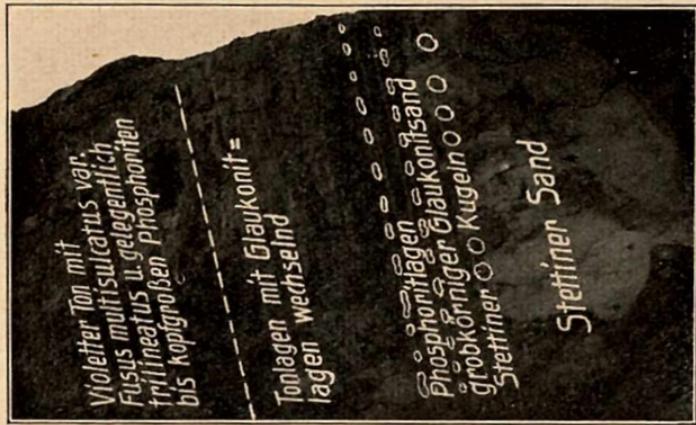
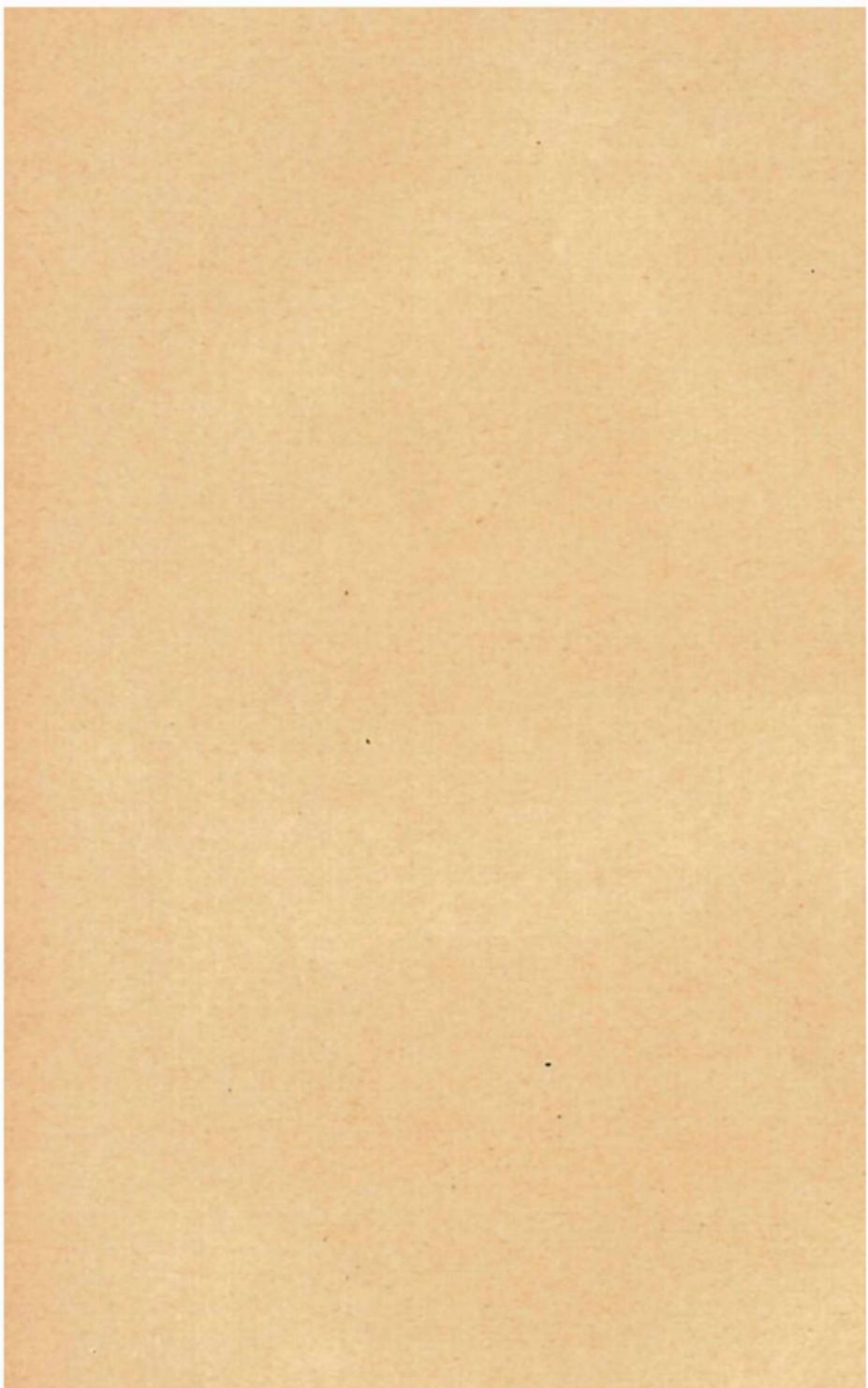
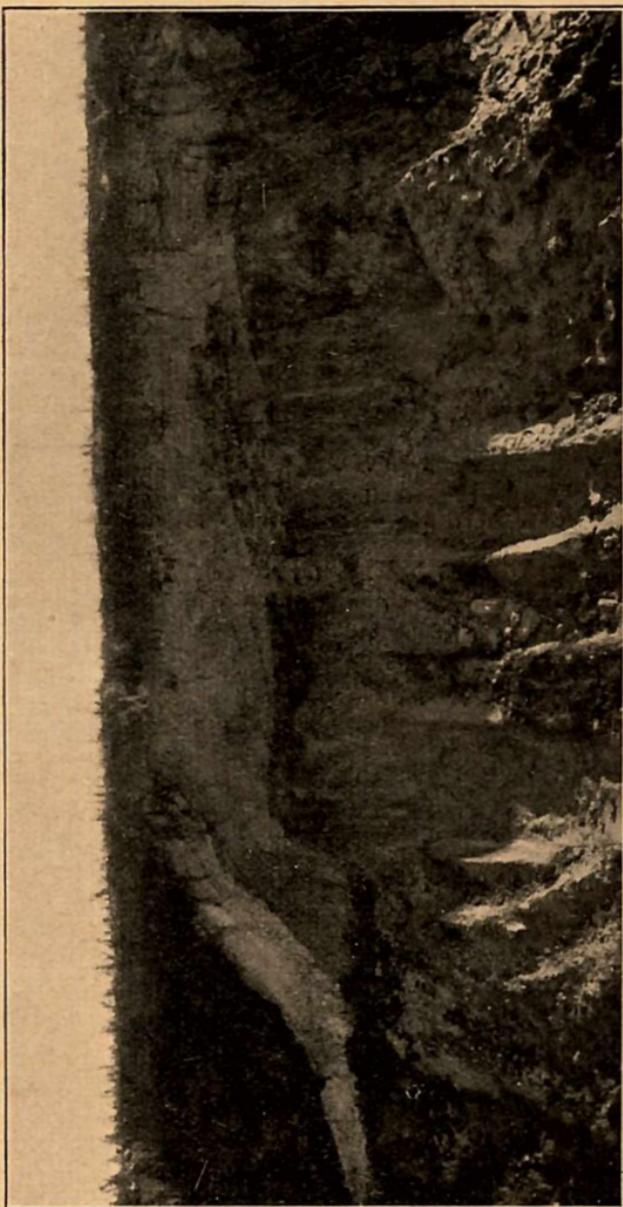


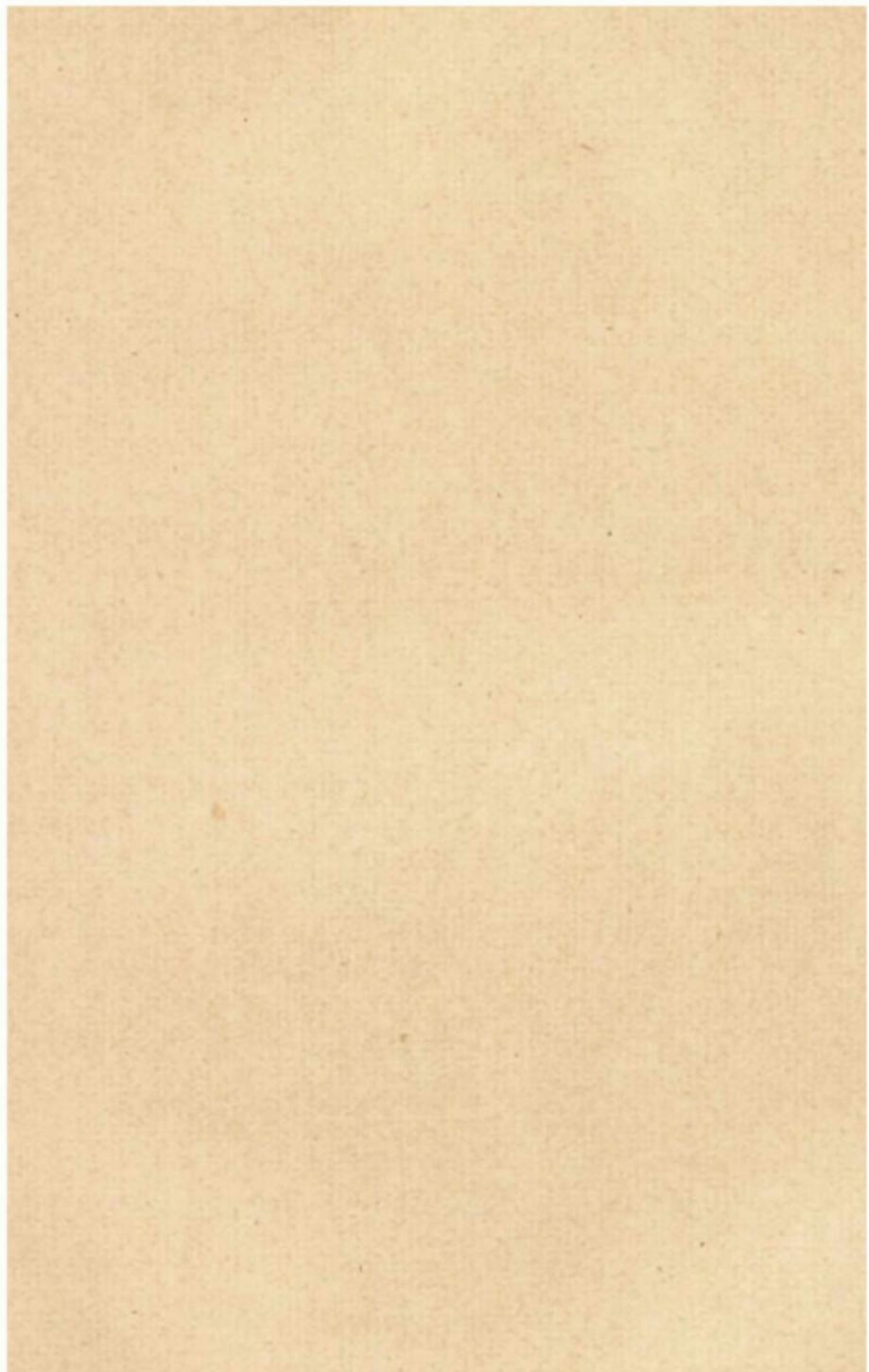
Fig. 1. Bei Pritzlow, Übergang vom Septarienton zum Stettiner Sand, inverse Lagerung.



Tafel IX.



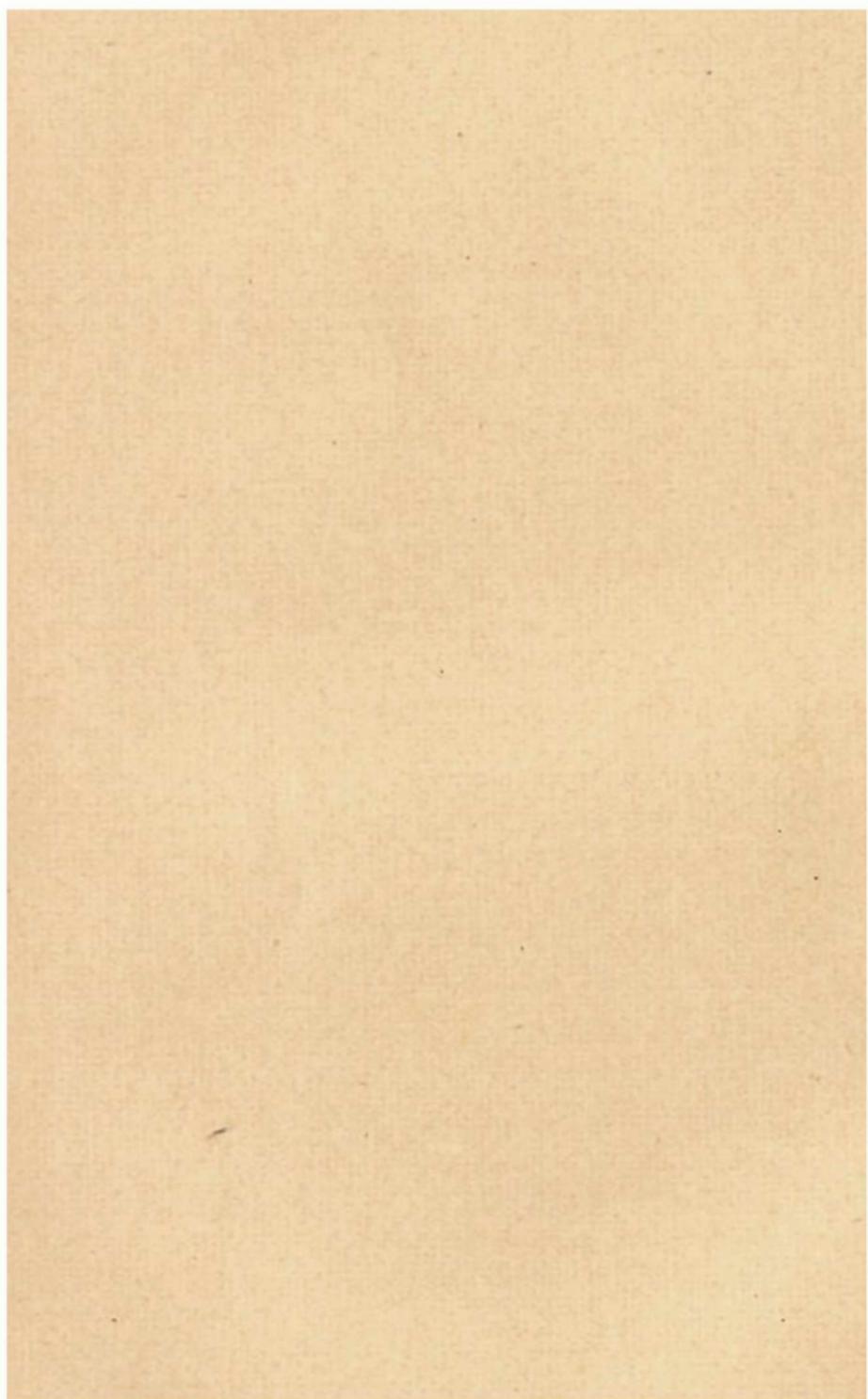
Bei Pritzlow, Miozänscholle zwischen Septarienton (links) und Stettiner Sand (rechts), darüber der „transgredierende“ Geschiebemergel.



Tafel X.



Bei Pritzlow, Stettiner Sand auf einem Schmierband von Septarienton über Braunkohle führendes Miozän geschoben.

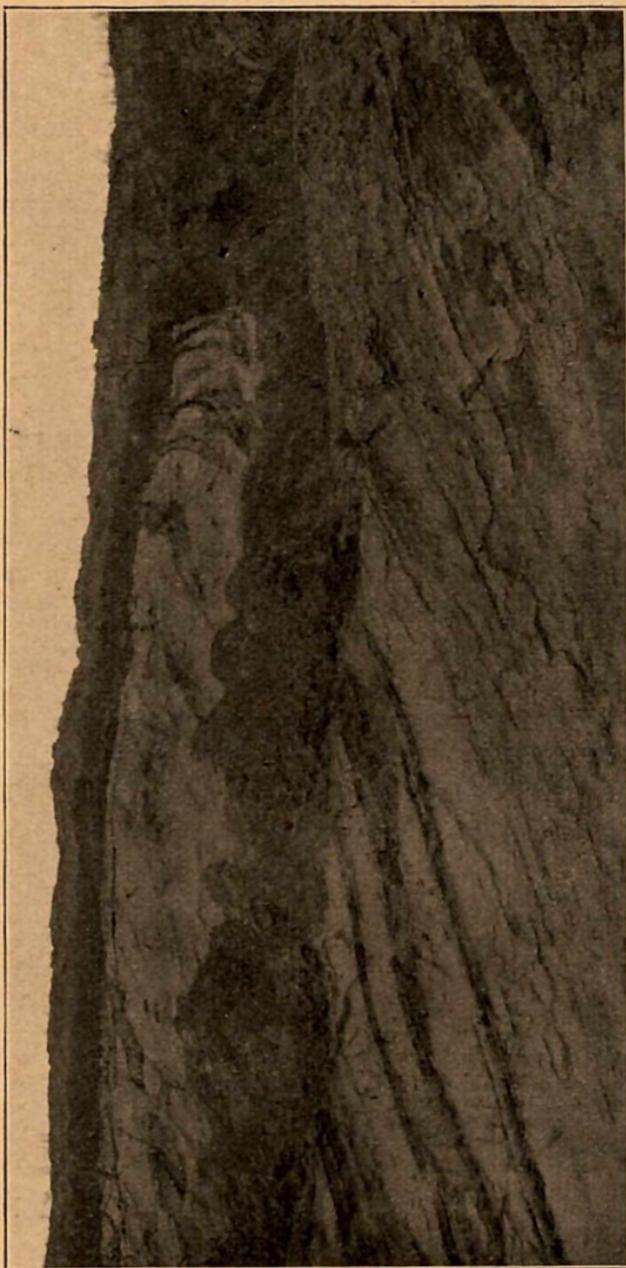




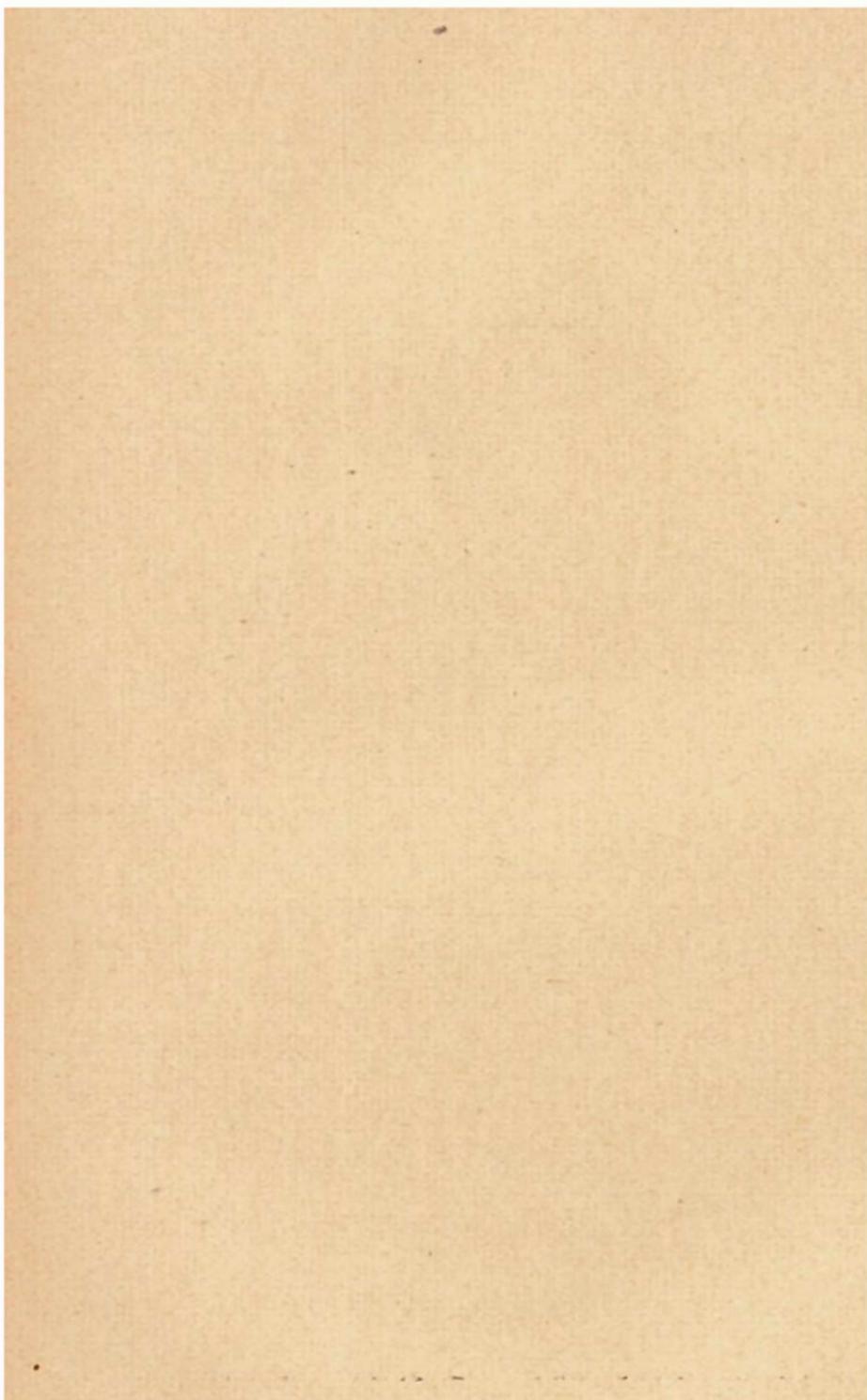
Südwestecke der Katharinenofer Grube in Finkenwalde. Die Bildmitte zeigt vier hintereinander liegende Harnische in der Kreidescholle.



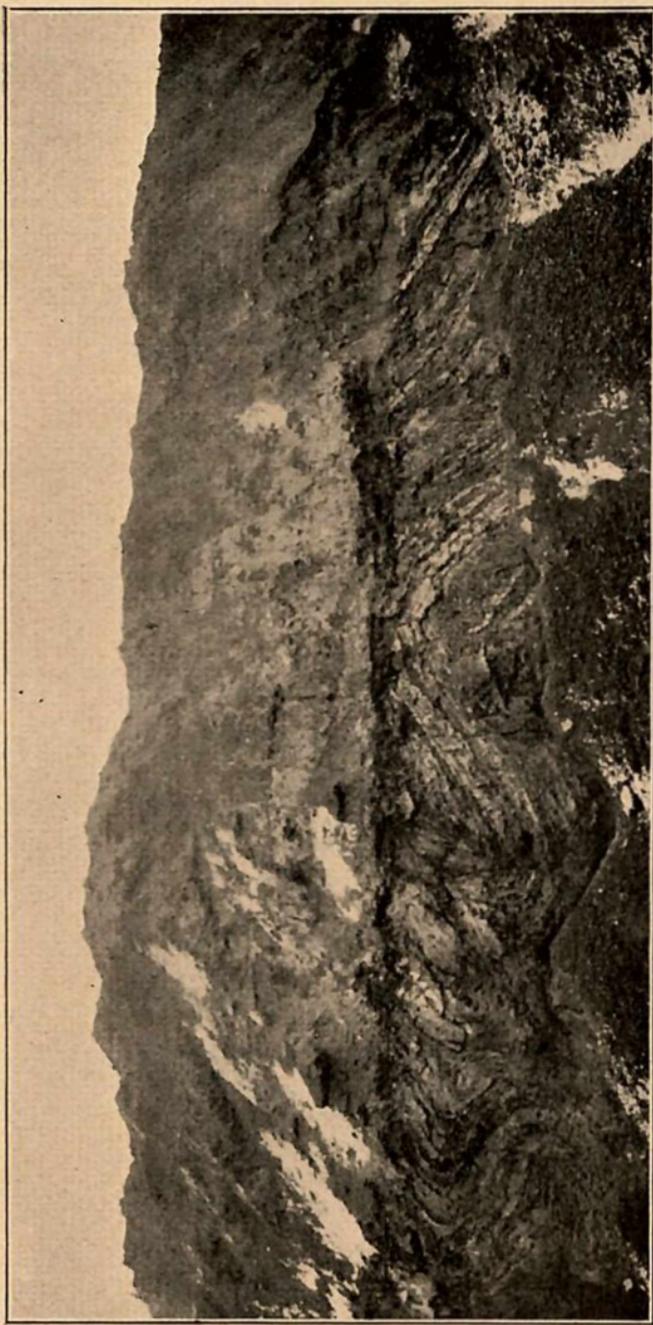
Tafel XII.



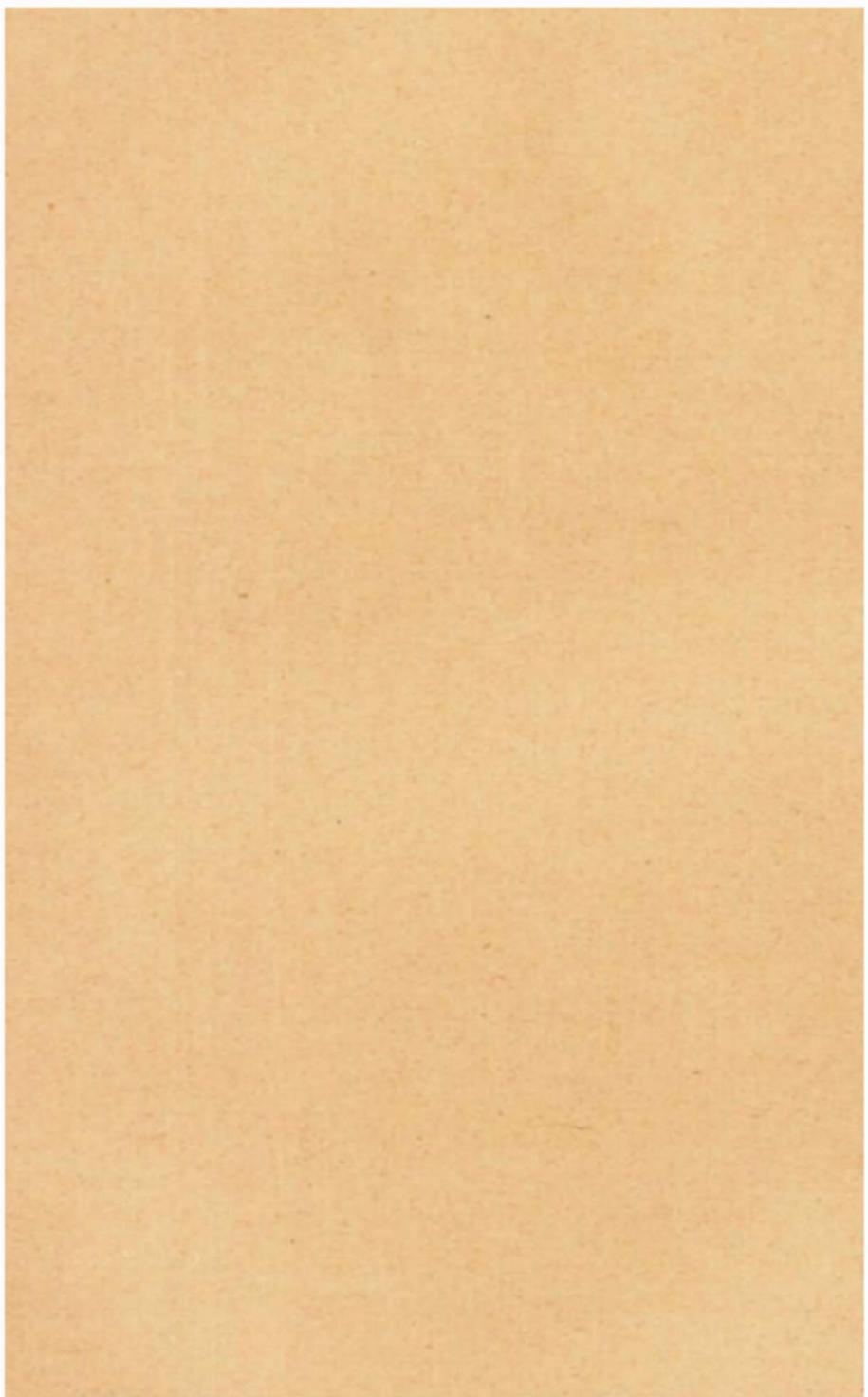
Bei Pritzlow, Miozin mit Lettenbändern, die Schichtköpfe durch das Eis geschleppt, darüber der transgredierende Gletschermergel.



Tafel XIII.



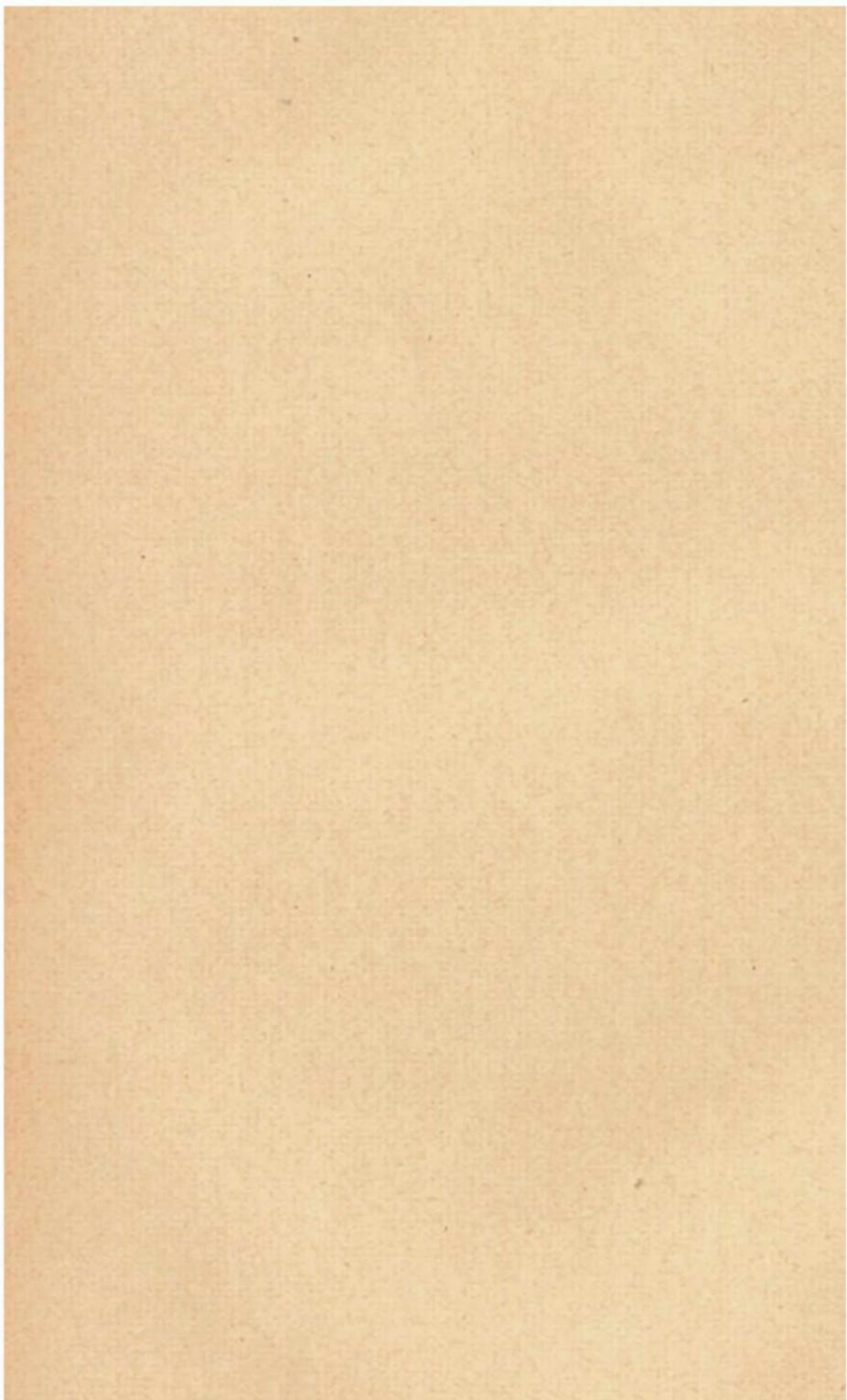
Bei Pritzlow. Tonige Glimmersande, Übergangsglieder vom Stettiner Sand zum Miozän, bei der Aufpressung des Brunn-Zahdener Höhenzuges gefaltet.



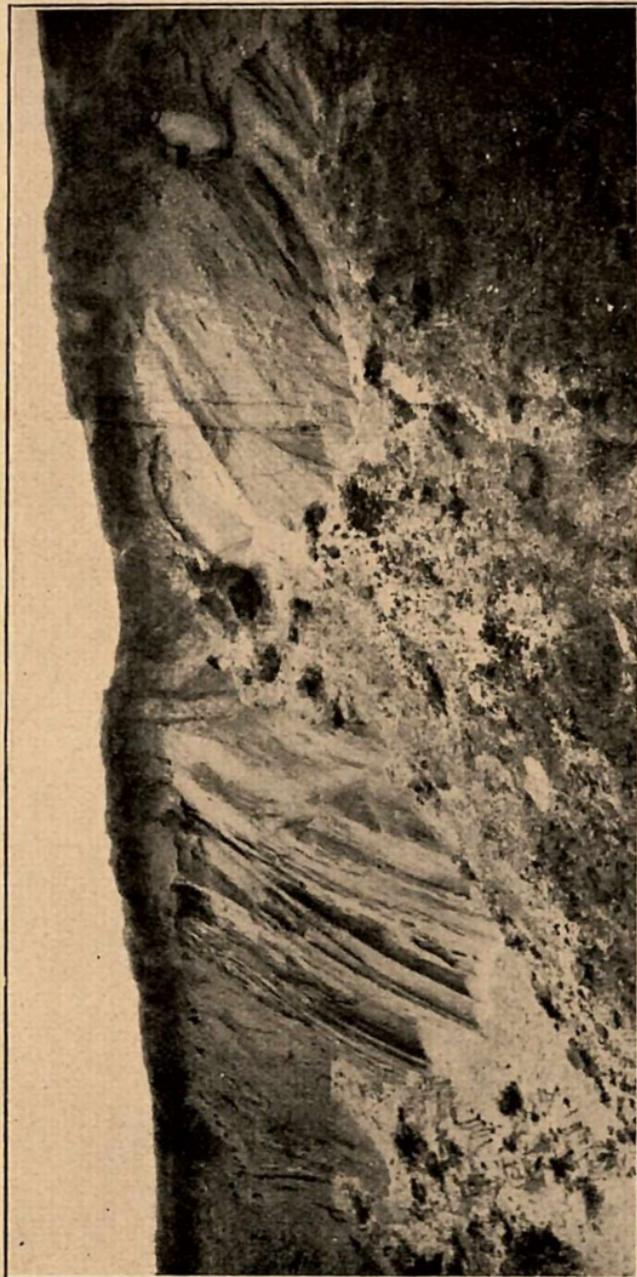
Tafel XIV.



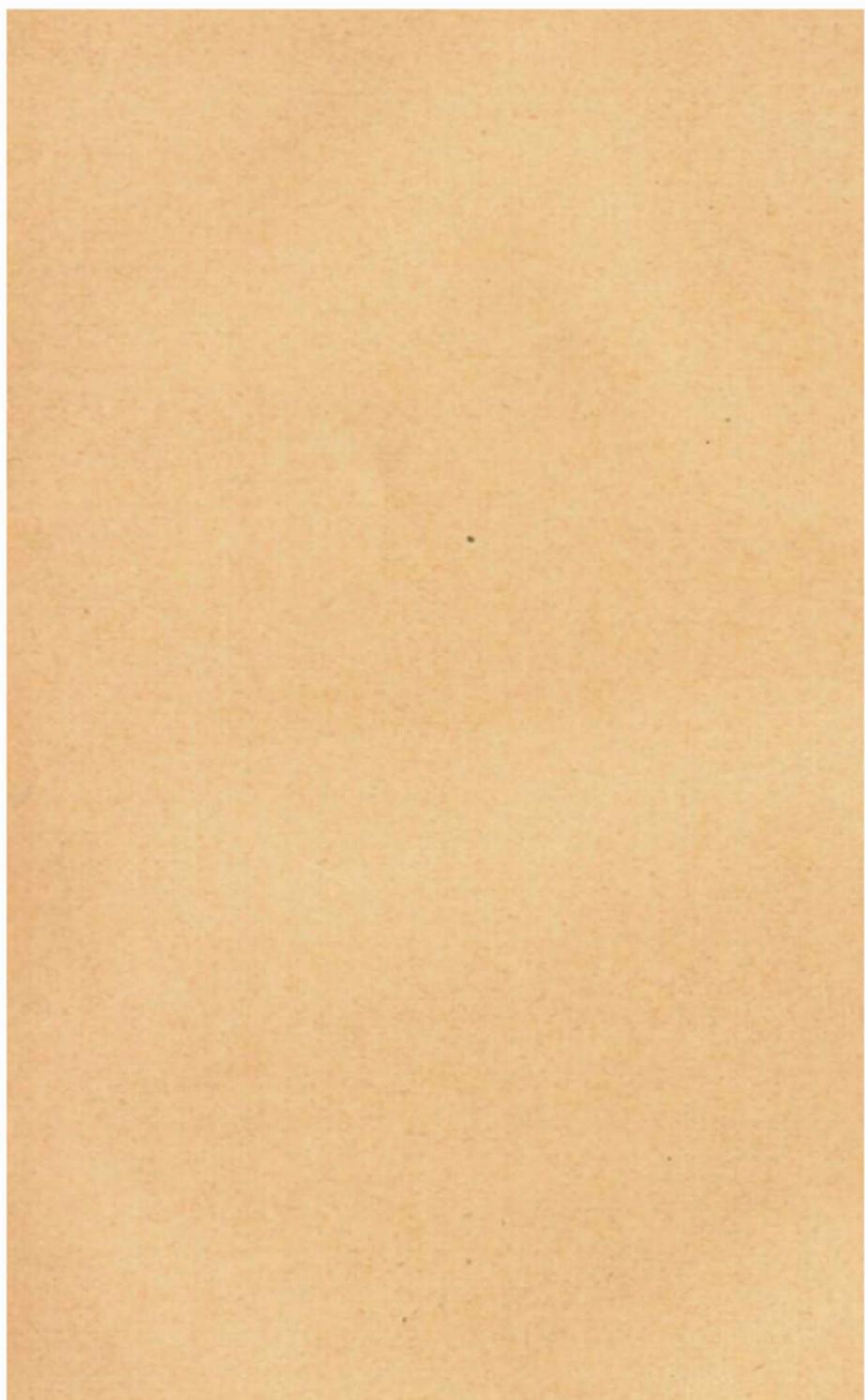
Bei Pritzlow. Die Schutthalde zeigt den parallelepipedischen Zerfall des Geschiebemergels; das schwarze Band ist ein subfossiles Waldmoor, das von verschwemmtm Geschiebelehm überlagert wird.



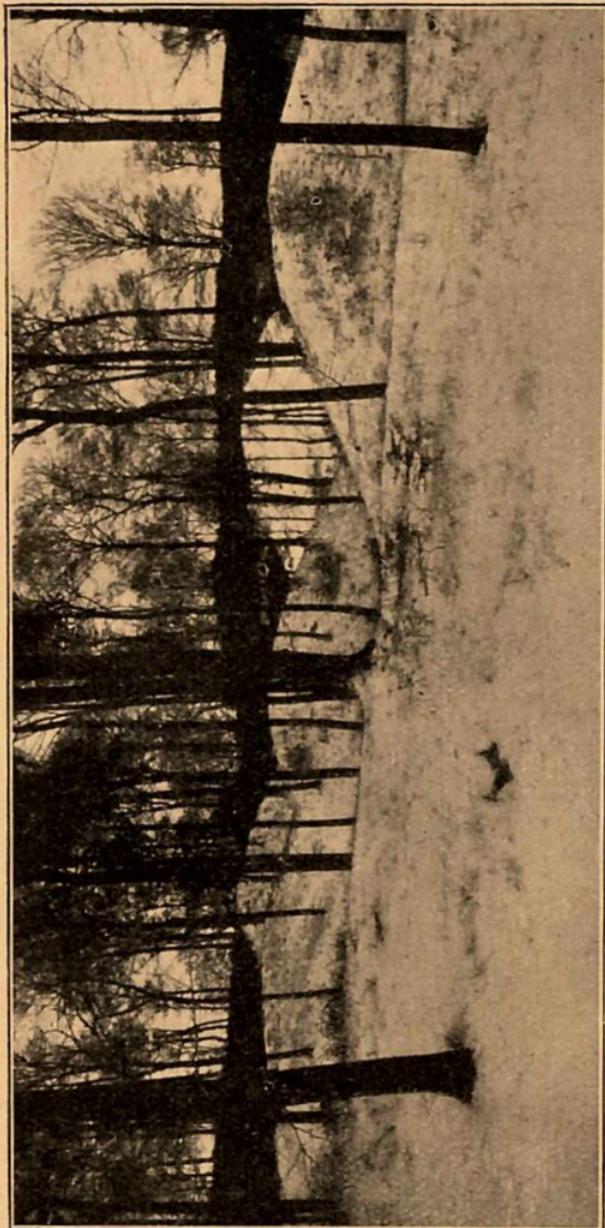
Tafel XV.



Bei Pritzlow. Steil gestellte und geschleppte ältere Diluvialsande unter einer dünnen Decke jüngsten Geschiebemergels.



Tafel XVI.



Buchheide, Kuppen am Kolower Weg unweit des Aussichtsturmes.