

ABHANDLUNGEN
DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SÄCHSISCHEN
AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

EINUNDVIERZIGSTER BAND

**MIT 116 ABBILDUNGEN IM TEXT UND AUF TAFELN
UND 9 SCHWARZEN UND EINER FARBIGEN TAFEL**

VERLAG VON S. HIRZEL IN LEIPZIG 1933

ABHANDLUNGEN

DER MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHEN KLASSE

DER SACHSISCHEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

DEUTSCHER VERLAG

MIT EINER ANZAHL VON ...

VERLAG VON ...

INHALT

- Nr. 1. W. Höpfner, Tektonik der Granite der vogtländischen Zone. Mit 34 Abbildungen im Text und auf 3 Tafeln. 1929.
2. J. F. Gellert, Die Neogenbucht von Varna und ihre Umrandung. Mit 6 Textfiguren und 4 schwarzen und einer farbigen Tafel. 1929.
3. F. Schuck, Über Pegmatite des Mittweidaer Granits und ihre Drusenminerale. Mit 14 Figuren im Text und auf 2 Tafeln. 1931.
4. J. Hopmann, Beschreibung und Untersuchung eines visuellen Astrophotometers. Mit 4 Abbildungen. 1931.
5. E. Ackermann, Die Unterkreide im Ostteil des Preslav-Sattelsystems (Ostbulgarien). Mit 11 Abbildungen im Text und 3 Tafeln. 1932.
6. W. Threlfall, Gruppenbilder. Mit 47 Abbildungen. 1932.
7. A. Pollak, Geologische Untersuchungen über das Endstück des Ostbalkans. Mit 2 Tafeln. 1933.

INHALT

1. A. F. Wolff, Geometrische Untersuchungen über die Krümmung der Flächen
2. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen
3. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen
4. A. F. Wolff, Geometrische Untersuchungen über die Krümmung der Flächen
5. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen
6. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen
7. A. F. Wolff, Geometrische Untersuchungen über die Krümmung der Flächen
8. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen
9. A. F. Wolff, Geometrische Untersuchungen über die Krümmung der Flächen
10. W. Thibaut, Ueber die Krümmung der Flächen

Fortz
Sondert

DIE NEOGENBUCHT VON VARNIA UND IHRE UMRANDUNG

GEOLOGIE DER VARNENSKA-,
PROVADIJSKA UND NOVOSELSKA-, AVRENSKA-
UND NORDÖSTLICHSTEN KAMČIJSKA PLANINA
IN NORDOST-BULGARIEN

VON

J. F. GELLERT
LEIPZIG

DES XLI. BANDES
DER ABHANDLUNGEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SACHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
N^o II

MIT 4 SCHWARZEN UND EINER FARBIGEN TAFEL
UND 6 TEXTFIGUREN

VORGELEGT VON HERRN KOSSMAT

BALKANFORSCHUNGEN DES GEOLOGISCHEN INSTITUTS
DER UNIVERSITÄT LEIPZIG

VERLAG VON S. HIRZEL IN LEIPZIG 1929

Preis 7.50 Mark



ABHANDLUNGEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE DER SÄCHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU LEIPZIG

- I. BAND. (1. Bd.)* 1852.** brosch. Preis *M* 13.60
- II. BAND. (4. Bd.) 1855.** brosch. Preis *M* 20.—
- III. BAND. (5. Bd.) 1857.** brosch. Preis *M* 19.20
 M. W. DROBISCH, Nachträge zur Theorie der musikalischen Tonverhältnisse. 1855. *M* 1.20
 P. A. HANSEN, Auseinandersetzung einer zweckm. Methode z. Berechn. d. absol. Störungen d. klein. Planeten. 1. Abh. 1856. Vergr. *M* 5.—
 R. KOHLRAUSCH und W. WEBER, Elektrodynamische Maßbestimmungen, insbesondere Zurückführung der Stromintensitätsmessungen auf mechanisches Maß. 2. Abdruck. 1889. *M* 1.60
 H. D. ARREST, Resultate aus Beobachtungen der Nebelflecken und Sternhaufen. Erste Reihe. 1856. *M* 2.40
 W. G. HANKEL, Elektr. Untersuchungen. 1. Abhdlg.: Üb. d. Mess. d. atmosph. Elektrizität nach absol. Maße. Mit 2 Taf. 1856. *M* 6.—
 W. HOFMEISTER, Beiträge zur Kenntnis der Gefäßkryptogamen. II. Mit 13 Tafeln. 1857. *M* 4.—
- IV. BAND. (6. Bd.) 1859.** brosch. Preis *M* 22.50
 P. A. HANSEN, Auseinandersetzung einer zweckm. Methode z. Berechn. d. absol. Störungen d. klein. Planeten. 2. Abh. 1875. Vergr. *M* 4.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 2. Abhdlg.: Über die thermo-elektrischen Eigenschaften des Boracites. 1857. *M* 2.—
 — Elektrische Untersuchungen. 3. Abhdlg.: Über Elektrizitätserregung zwischen Metallen und erhitzten Salzen. 1858. *M* 1.60
 P. A. HANSEN, Theorie der Sonnenfinsternisse und verwandten Erscheinungen. Mit 2 Tafeln. 1858. Vergriffen. *M* 6.—
 G. T. FECHNER, Über ein wicht. psychophysikalisch. Grundgesetz u. dessen Beziehung zur Schätzung der Sterngrößen. 1858. *M* 2.—
 W. HOFMEISTER, Neue Beiträge zur Kenntnis der Embryobildung der Phanerogamen. I. Dikotyledonen m. ursprüngl. einzelligem, nur durch Zellteilung wachsend. Endosperm. Mit 27 Taf. 1859. *M* 8.—
- V. BAND. (7. Bd.) 1861.** brosch. Preis *M* 24.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 4. Abhdlg.: Über das Verhalten der Weingeistflamme in elektr. Beziehung. 1859. *M* 2.—
 P. A. HANSEN, Auseinandersetzung einer zweckm. Methode z. Berechn. d. absoluten Störungen d. klein. Planeten. 3. Abhdlg. 1859. *M* 7.20
 G. T. FECHNER, Üb. ein. Verhält. d. binocularen Sehens. 1860. *M* 5.60
 G. METTENIUS, 2 Abhdlgn. I. Beiträge z. Anatomie d. Cycadeen. Mit 5 Taf. II. Über Seitenknospen bei Farnen. 1860. *M* 3.—
 W. HOFMEISTER, Neue Beiträge z. Kenntnis der Embryobildung d. Phanerogamen. II. Monokotyledonen. Mit 25 Taf. 1861. *M* 8.—
- VI. BAND. (9. Bd.) 1864.** brosch. Preis *M* 19.20
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 5. Abhdlg.: Maßbestimmungen der elektromotor. Kräfte. 1. Teil. 1861. *M* 1.60
 — Messungen über die Absorption der chemischen Strahlen des Sonnenlichtes. 1862. *M* 1.20
 P. A. HANSEN, Darlegung der theoretischen Berechnungen der in den Mondtafeln angewandten Störungen. 1. Abhdlg. 1862. *M* 9.—
 G. METTENIUS, Üb. d. Bau v. Angiopteris. Mit 10 Taf. 1863. *M* 4.40
 W. WEBER, Elektrodynamische Maßbestimmungen, insbesondere über elektrische Schwingungen. 1864. *M* 3.—
- VII. BAND. (11. Bd.) 1865.** brosch. Preis *M* 17.—
 P. A. HANSEN, Darlegung der theoretischen Berechnung der in den Mondtafeln angewandten Störungen. 2. Abhdlg. 1864. *M* 9.—
 G. METTENIUS, Üb. d. Hymenophyllaceae. Mit 5 Taf. 1864. *M* 3.60
 P. A. HANSEN, Relationen einestells zwischen Summen u. Differenzen, u. andernteils zwischen Integralen u. Differentialen. 1865. *M* 2.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 6. Abhdlg.: Maßbestimmungen der elektromotor. Kräfte. 2. Teil. 1865. *M* 2.80
- VIII. BAND. (13. Bd.) 1869.** brosch. Preis *M* 24.—
 P. A. HANSEN, Geodätische Untersuchungen. 1865. Vergr. *M* 5.60
 — Bestimmung des Längendifferenzes zwischen den Sternwarten zu Gotha und Leipzig, unter seiner Mitwirkung ausgeführt von Dr. Auwers und Prof. Bruhns im April des Jahres 1865. Mit 1 Figurentafel. 1866. *M* 2.80
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 7. Abhdlg.: Über die thermoelektr. Eigenschaften d. Bergkrystalles. M. 2 Taf. 1866. *M* 2.40
 P. A. HANSEN, Tafeln der Egeria mit Zugrundelegung der in den Abhandlungen der K. S. Ges. d. Wissenschaften in Leipzig veröffentlichten Störungen dieses Planeten berechnet und mit einleitenden Aufsätzen versehen. 1867. *M* 6.80
 — Von der Methode der kleinsten Quadrate im Allgemeinen und in ihrer Anwendung auf die Geodäsie. 1867. *M* 6.—
- IX. BAND. (14. Bd.) 1871.** brosch. Preis *M* 18.—
 P. A. HANSEN, Fortgesetzte geodätische Untersuchungen, bestehend in zehn Supplementen zur Abhandlung von der Methode der kleinsten Quadrate im Allgemeinen und in ihrer Anwendung auf die Geodäsie. 1868. *M* 5.40
 — Entwicklung einer neuen veränd. Verfahrens z. Ausgleichung eines Dreiecksnetzes m. besond. Betracht. d. Falles, in welchem gewisse Winkel vorausbestimmte Werte bekommen sollen. 1869. *M* 3.—
 — Supplement zu der geodätischen Untersuch. benannten Abhdlg. die Reduktion d. Winkel ein. sphäroid. Dreiecks betr. 1869. *M* 2.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 8. Abhdlg. Über die thermoelektr. Eigensch. des Topases. Mit 4 Tafeln. 1870. *M* 2.40
 P. A. HANSEN, Bestimmung d. Sonnenparallaxe durch Venusvorübergänge vor d. Sonnenscheibe m. besond. Berücksichtg. d. i. J. 1874 eintreffenden Vorüberganges. Mit 2 Planigloben. 1870. *M* 3.—
 G. T. FECHNER, Zur experiment. Ästhetik. 1. Teil. 1870. *M* 2.—
- X. BAND. (15. Bd.) 1874.** brosch. Preis *M* 21.—
 W. WEBER, Elektrodynamische Maßbestimmungen, insbesondere über das Prinzip der Erhaltung der Energie. 1871. *M* 1.60
 P. A. HANSEN, Untersuchungen d. Weges eines Lichtstrahles durch eine belieb. Anzahl v. brechenden sphär. Oberflächen. 1871. *M* 3.60
- C. BRUHNS und E. WEISS, Bestimmung der Längendifferenz zwischen Leipzig und Wien. 1872. *M* 2.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 9. Abhdlg.: Über die thermoelektr. Eigensch. d. Schwerspathes. M. 4 Taf. 1872. *M* 2.—
 — Elektrische Untersuchungen. 10. Abhdlg.: Über die thermoelektr. Eigenschaften des Aragonites. Mit 3 Tafeln. 1872. *M* 2.—
 C. NEUMANN, Über die den Kräften elektrodynamischen Ursprungs zuzuschreibenden Elementargesetze. 1873. *M* 3.80
 P. A. HANSEN, Von der Bestimmung der Teilungsfehler eines gradlinigen Maßstabes. 1874. *M* 4.—
 — Über d. Darstellung d. grad. Aufsteigens u. Abweichens d. Mondes in Funktion d. Länge in d. Bahn u. d. Knotenlänge. 1874. *M* 1.—
 — Dioptr. Untersuchungen mit Berücksichtg. d. Farbenzerstreuung u. d. Abweich. wegen Kugelgestalt. 2. Abhdl. 1874. *M* 2.—
- XI. BAND. (18. Bd.) 1878.** brosch. Preis *M* 21.—
 G. T. FECHNER, Üb. d. Ausgangswert d. kleinst. Abweichungssumme, dess. Bestimmung, Verwendung und Verallgemein. 1874. *M* 2.—
 C. NEUMANN, Über das von Weber für die elektrischen Kräfte aufgestellte Gesetz. 1874. *M* 3.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 11. Abhdlg.: Über die thermoelektrischen Eigenschaften d. Kalkspathes, des Berylls, des Idocrases und des Apophyllites. Mit 3 Tafeln. 1875. *M* 2.—
 P. A. HANSEN, Über die Störungen der großen Planeten, insbesondere des Jupiter. 1875. *M* 6.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 12. Abhdlg.: Über die thermoelektrischen Eigenschaften des Gypses, des Diopsids, der Orthoklases, des Albits u. des Periklins. Mit 4 Taf. 1875. *M* 2.—
 W. SCHEIBNER, Dioptrische Untersuchungen, insbesondere über das Hansensche Objektiv. 1876. *M* 3.—
 C. NEUMANN, Das Webersche Gesetz bei Zugrundelegung der unutarischen Anschauungsweise. 1876. *M* 1.—
 W. WEBER, Elektrodynam. Maßbestimmungen, insbesondere über die Energie der Wechselwirkung. Mit 1 Tafel. 1878. *M* 2.—
- XII. BAND. (20. Bd.) 1883.** brosch. Preis *M* 22.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 13. Abhdlg.: Über die thermoelektrischen Eigenschaften des Apatits, Brucits, Coelestins, Prehnits, Natroliths, Skolezits, Datoliths und Axinit. Mit 3 Tafeln. 1878. *M* 2.—
 W. SCHEIBNER, Zur Reduktion elliptischer Integrale in reeller Form. 1879. *M* 5.—
 — Supplement zur Abhandlung über die Reduktion elliptischer Integrale in reeller Form. 1880. *M* 1.50
 W. G. HANKEL, Elektr. Untersuchungen. 14. Abhdlg.: Über d. photo- u. thermoelektr. Eigensch. d. Flußspathes. Mit 3 Taf. 1879. *M* 2.—
 C. BRUHNS, Neue Best. d. Längendiff. zwisch. d. Sternwarte in Leipzig u. d. neuen Sternwarte auf d. Türkenschanze in Wien. 1880. *M* 2.40
 C. NEUMANN, Über die peripolaren Koordinaten. 1880. *M* 1.50
 — Die Verteil. d. Elektrizität auf ein. Kugelkalotte. 1880. *M* 2.40
 W. G. HANKEL, Elektr. Untersuch. 15. Abhdlg.: Über die aktino- und piezoelektr. Eigenschaften des Bergkrystalles und ihre Beziehung zu den thermoelektrischen. Mit 4 Tafeln. 1881. *M* 2.—
 — Elektrische Untersuchungen. 16. Abhdlg.: Über die thermoelektr. Eigenschaften d. Helvins, Mellits, Pyromorphits, Mimetesits, Phenakits, Pennins, Diophasen, Strontianits, Witherits, Cerussits, Euklases und Titanits. Mit 3 Tafeln. 1882. *M* 2.—
 — Elektrische Untersuchungen. 17. Abhdlg.: Über die bei einigen Gasentwickelungen auftretenden Elektrizitäten. 1883. *M* 1.80
- XIII. BAND. (22. Bd.) 1887.** brosch. Preis *M* 30.—
 G. T. FECHNER, Über die Frage des Weberschen Gesetzes u. Periodizitätsgesetzes im Gebiete des Zeitsinnes. 1884. *M* 2.80
 — Über die Methode der richtigen und falschen Fälle in Anwendung auf die Maßbestimmungen der Feinheit oder extensiven Empfindlichkeit des Raumsinnes. 1884. *M* 7.—
 W. BRAUNE u. O. FISCHER, Die bei der Untersuchung v. Gelenkbewegungen anzuwendende Methode, erläutert am Gelenkmechanismus des Vorderarmes beim Menschen. Mit 4 Taf. 1885. *M* 2.—
 F. KLEIN, Über d. elliptischen Normalkurven der n^{ten} Ordnung und zugehörige Modulfunktionen der n^{ten} Stufe. 1885. *M* 1.80
 C. NEUMANN, Über die Kugelfunktionen P_n und Q_n , insbesondere über die Entwicklung der Ausdrücke $P_n(z_1 + \sqrt{1-z^2}\sqrt{1-z_1^2} \cos \phi)$ und $Q_n(z_1 + \sqrt{1-z_1^2}\sqrt{1-z^2} \cos \phi)$. 1886. *M* 2.40
 W. HIS, Zur Geschichte des menschlichen Rückenmarkes und der Nervenwurzeln. Mit 1 Tafel und 10 Holzschnitten. 1886. *M* 2.—
 H. BRUNS, Über eine Aufg. d. Ausgleichungsrechnung. 1886. *M* 2.—
 R. LEUCKART, Neue Beiträge zur Kenntnis des Baues und der Lebensgeschichte der Nematoden. Mit 3 Tafeln. 1887. *M* 7.—
 C. NEUMANN, Über die Methode des arithmetischen Mittels. 1. Abhandlung. Mit 11 Holzschnitten. 1887. *M* 3.20
- XIV. BAND. (24. Bd.) 1888.** brosch. Preis *M* 42.—
 J. WISLICENUS, Über d. räuml. Anordnung d. Atome inorganisch. Molekülen u. ihre Bestimmung in geometr.-isomeren ungesättigter Verbindungen. Mit 186 Fig. 2. Abdruck. 1889. Vergr. *M* 4.—
 W. BRAUNE und O. FISCHER, Untersuchungen über die Gelenke des menschl. Armes. 1. T.: Das Ellenbogengelenk v. O. Fischer. 2. T.: Das Handgelenk von W. Braune und O. Fischer. Mit 12 Holzschnitten und 15 Tafeln. 1887. *M* 5.—
 J. P. MALL, Die Blut- und Lymphwege im Dünndarm des Hundes. Mit 6 Tafeln. 1887. *M* 5.—
 W. BRAUNE und O. FISCHER, Das Gesetz der Bewegungen in den Gelenken an der Basis der mittleren Finger und im Handgelenk des Menschen. Mit 2 Holzschnitten. 1887. *M* 1.—
 O. DRASCH, Untersuchung über die papillae foliatae et circumvallatae d. Kaninchens u. Feldhasen. Mit 8 Tafeln. 1887. *M* 4.—
 W. G. HANKEL, Elektrische Untersuchungen. 18. Abhdlg.: Fortsetzung der Versuche über das elektrische Verhalten der Quarz- und der Borackitkrystalles. Mit 3 Tafeln. 1887. *M* 2.—

*) Die eingeklammerten Ziffern geben die Zahl des Bandes in der Reihenfolge der Abhandlungen beider Klassen an.

DIE NEOGENBUCHT VON VARNA UND IHRE UMRANDUNG

GEOLOGIE DER VARNENSKA=,
PROVADIJSKA UND NOVOSELSKA=, AVRENSKA=
UND NORDÖSTLICHSTEN KAMČIJSKA PLANINA
IN NORDOST=BULGARIEN

VON

J. F. GELLERT
LEIPZIG

DES XLI. BANDES
DER ABHANDLUNGEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SACHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
N^o II
MIT 4 SCHWARZEN UND EINER FARBIGEN TAFEL
UND 6 TEXTFIGUREN

VORGELEGT VON HERRN KOSSMAT

BALKANFORSCHUNGEN DES GEOLOGISCHEN INSTITUTS
DER UNIVERSITÄT LEIPZIG

VERLAG VON S. HIRZEL IN LEIPZIG 1929

Vorgetragen für die Abhandlungen am 10. Juni 1929.
Das Manuskript eingelefert am 17. September 1929.
Der letzte Bogen druckfertig erklärt am 29. November 1929.

Druck von August Pries in Leipzig.

130, 3, 1250

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung	1
II. Topographischer und morphographischer Überblick	3
A. Die Varnenska Planina	3
B. Das Jasiteper Hügelland	5
C. Die Provadijska und Novoselska Planina	5
D. Die Avrenska Planina	7
E. Die nordöstlichste Kamčijska Planina	7
F. Die großen Talzonen	7
III. Die Schichtfolge.	8
A. Die Schichtfolge der präneogenen Umrandung	8
1. Die Unterkreide.	8
a) Der Kalk (Valendiskalk)	8
b) Die Belemnitenmergel (Hauterive)	9
c) Die höhere Unterkreide	10
2. Die Oberkreide.	11
a) Der Sandstein des Cenoman	11
b) Die höhere Oberkreide.	12
3. Das Eozän	15
a) Das Eozän der Provadijska Planina	15
b) Das Eozän der Novoselska Planina.	17
c) Das Eozän der westlichen Avrenska Planina.	20
d) Das Eozän von Gebedže (Belovo) und der westlichen Varnenska Planina	22
e) Zusammenfassung des Eozäns	25
B. Die Schichtfolge der Neogenbucht	26
1. Das Miozän	27
a) Die Miozän-Liegendmergel	27
b) Das mittlere Miozän	28
1. Die Varnenska Planina	29
α) Die Tschokrakschichten	29
β) Die Spaniodonschichten	31
γ) Die obermittelmiozänen präarmatischen Sande und Schotter. . .	32
2. Die Avrenska Planina	33
3. Die Kamčijska Planina	35
c) Das Sarmat	36
2. Das Pliozän	37
3. Die jungen Tone zwischen Provadija und Sindel	38
4. Quartär	39
C. Zusammenfassung der Schichtfolge und Vergleich mit den benachbarten Ge- bieten	39

I. Einleitung.

(Österreichische Übersichtskarte 1:750000 (nach BONNE) Blätter F 4 Galaz und F 5 Konstantinopel).

Nach den bisherigen Ergebnissen der „Balkanforschungen des Geologischen Instituts der Universität Leipzig“ (17, vgl. Skizzenkarte S. 389) muß der östliche Balkan in mehrere Zonen aufgeteilt werden, die faziell und tektonisch charakterisiert sind. Der autochthone Nord-Balkan zeichnet sich durch mitteleuropäische Oberkreidefazies (s. u.) aus und gliedert sich tektonisch in den nördlicher gelegenen Tafelbalkan und den südlicher gelegenen Faltenbalkan (s. a. WILSER, 46). Südwärts schließt sich der Flyschbalkan mit Oberkreide und Eozän in Flyschfazies an. Auch hier sind 2 Zonen zu unterscheiden (17): die Zone der Randschuppen mit Flysch, aufgeschupptem Jura und etwas Trias, und die Hauptzone des Flyschbalkan mit fast ausschließlich Flyschgesteinen. Weiter nach S folgt die Andesitzone und das Kristallin der Strandža.

In der jüngeren Tektonik, die sich vor allem in der Ausgestaltung des Reliefs und in dessen korrelaten Ablagerungen (s. u.) verfolgen läßt, greift eine andere Zonengliederung Platz (12). Hier sei nur erwähnt, daß der Tafelbalkan im N eine recht wenig junggewölbte, wohl aber stellenweise stark zerbrochene Platte darstellt, an die sich die drei südwärts folgenden Zonen des Falten- und Flyschbalkans, sowie ein Teil der Andesitzone als Großfaltenkomplex des Balkans anschließen, während ein anderer Teil der Andesitzone im S einen Teil der subbalkanischen Großmulde resp. des Zwischengebietes zwischen Balkan und Strandža bildet (12). In diese Senke drang seit Mitte Tertiär in verschiedenen Etappen das Meer ein und bildet noch heute hier die Bucht von Burgas (24). Auch nördlich der balkanischen Großfalten bildete sich im jüngeren Tertiär an der Küste eine Senkungszone, die aber weder mit einer Großmulde noch mit einem der dort vorhandenen Längstäler in direktem Zusammenhang steht. Sie ist heute mit neogenen, vorwiegend miozänen Schichten ausgefüllt und ein Teil des autochthonen Tafelbalkans geworden. Es ist die Neogenbucht von Varna, die mit ihrer präneogenen Umrandung Gegenstand der folgenden Ausführungen ist.

Das Gebiet der Untersuchung umfaßt somit das ganze Neogengebiet von der bulgarisch-rumänischen Grenze bis südwärts über die untere Kamčija hinaus bis nahe an Bela. Im E wird es vom Meere begrenzt. Im W begreift es das Jasiteper Hügel-land und die Provadijska Planina noch mit ein, um die Stratigraphie und Tektonik der Umrandung vollständig erfassen zu können.

Die Untersuchung selbst fand im Rahmen der „Balkanforschungen des Geologischen Instituts der Universität Leipzig“ unter Leitung des Herrn Geh.-R. F. KOSSMAT statt, der auch in weitgehendem Maße die notwendigen Mittel zur Durchführung der Reise und eine Beihilfe zur Drucklegung der vorliegenden Arbeit

aus dem Balkanfond des Geologischen Instituts, der sich aus Geldern der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, daneben der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, der Universität Leipzig und der Vereinigung der Freunde und Förderer der Universität Leipzig, sowie aus Privatbesitz zusammensetzte, zur Verfügung stellte. Dafür sei ihm und den genannten Körperschaften auch hier der verbindlichste Dank ausgesprochen. — Es wurden drei Reisen nach Ostbulgarien unternommen. Auf der ersten (1926), als Reisebegleiter des Herrn Priv.-Doz. Dr. C. W. KOCKEL, und auf der zweiten (1927) führte der Verfasser vorwiegend geologische und morphologische Studien im östlichen Balkan aus, worüber an anderer Stelle näher berichtet werden wird. Die dritte Reise 1928 diente speziell dem Studium des Neogens von Varna und des Tafelbalkans bis in die Gegend knapp westlich von Provadija und lieferte somit das Hauptmaterial zu den folgenden Ausführungen.

Für die reiche Förderung und Unterstützung, die Verf. jederzeit von den Herren Geh.-R. F. KOSSMAT und Priv.-Doz. Dr. C. W. KOCKEL erhielt, wie auch vonseiten des Geologisch-palaeontologischen Instituts der Universität Leipzig, sei hier nochmals der beste Dank ausgesprochen. Zu Dank verpflichtet ist der Verf. weiterhin den Herren des Geologischen Instituts der Universität Sofia, besonders Herrn Prof. ST. BONČEV und Herrn P. GOČEV, weiterhin Herrn Prof. JLKOFF vom Geographischen Institut des Kriegsministeriums in Sofia, wie auch den Stellen des Auswärtigen Amtes des Deutschen Reiches in Berlin und in Bulgarien (Sofia, Varna und Burgas). Großer Dank gebührt der Kgl. Bulgarischen Regierung, die vom Ministerium und der Gesandtschaft in Berlin bis hinab zum geringsten Dorfkommet in jeder Weise die Unternehmungen des Verf.s förderten. Ferner sei auch meinen beiden deutschen Begleitern, meinen Freunden cand. min. HEINZ EBERT (1927) und cand. geogr. HELMUT LORENZ (1928), die beide eigene Arbeitsgebiete in Ost-Bulgarien gefunden haben, hier der herzlichste Dank für ihren Beitrag zum Gelingen der beiden Expeditionen abgestattet. Schließlich sei auch den beiden einheimischen Dienern und anderen Bulgaren und Türken, die uns im Gelände halfen, gedankt.

II. Topographischer und morphographischer Überblick.

Österreichische Generalkarte 1:200 000. Blätter 45° 43' Šumen (Šumla) und 46° 43' Varna.
Russische Karte von Bulgarien 1:126 000. Blätter V, 8 Šumla-Provadija, V, 9 Varna
und VI, 9 Mezemvrija.

In dem bereits oben umrissenen Gebiet (Schwarzes Meer—bulgarisch-rumänische Grenze—Kozludža—Küprükøj—Bela) sind die orographischen Einheiten der Varnenska Planina im N, der Avrenska Planina in der Mitte und der nordöstliche Teil der Kamčijska Planina im S, die voneinander durch die beiden Devnja-Seen, bzw. die untere Kamčija getrennt sind, enthalten. Im N bildet das Tal der Devnja Reka den Abschluß der Varnenska Planina nach W. In gleicher N—S streichender Richtung wird die Avrenska Planina durch das zur Senke von Sultanlar erweiterte Provadi dere-Tal gegen W abgeschlossen und hängt nur im Süden schmal mit der Novoselska Planina nördlich des unteren Kamčija-Tales zusammen. Vor das Tal der Devnja-Seen legt sich westlich die Provadijska-Planina vor, die vom Provadi dere durchbrochen wird, aber schon im Grenzsäum des zu behandelnden Gebietes liegt, ebenso wie das Jasiteper Hügelland, in das sie nordwärts, die Varnenska-Planina, nordwestwärts übergeht.

Diese orographischen Einheiten selbst sind zum größten Teil weitergegliedert und lassen verschiedene morphographische (geographisch-morphologische oder rhythmisch-morphologische) (VOLZ, 44) Zonen unterscheiden, die, wie später gezeigt wird, durch Stratigraphie, Tektonik und Morphologie (geologische Morphologie = genetische Morphologie) bedingt sind, die aber bereits hier angeführt werden sollen, da sie ein ausgezeichnetes Hilfsmittel zur Orientierung bei der weiteren Besprechung des Gebietes sind. (Vgl. Tafel 1.)

A. Die Varnenska Planina¹⁾.

Die Varnenska Planina ist ein weites Plateau, das sich von zirka 370 m im SW zwischen Sünbej und Boaz Kesen nach NE bis auf 252 m bei Diš Budak und Ekrene an der bulgarisch-rumänischen Grenze herabsenkt. Den Südrand des Plateaus bildet der Steilabfall, der in ost-westlicher Richtung von Varna bis westlich von Sünbej hin-

1) Die Bezeichnung Varnenska Planina wie auch Novoselska Planina sind Neubezeichnungen, die aber im Gelände angewandt und von den Einheimischen ohne weiteres verstanden wurden. Sie wurden notwendig, da es für diese Gebiete keine zusammenfassende einheimische Namen gibt.

zieht, sich von Varna aus gesehen, steil erhebt und diesem Plateau den Namen Planina (Gebirge) eingebracht hat. Nach N geht das Plateau der Varnenska Planina ohne Grenze in die Plateau-Landschaft der südlichen Dobrudža (Dobrogea) über, die von den Einheimischen etwa in der Gegend der heutigen politischen Grenze scharf abgetrennt wird. Die Ostgrenze bildet der Steilabbruch zum Meere, der durch junge Rutschungen sowohl im Schichtbau als auch in der Form besonders interessante Erscheinungen aufweist. Gegen W wird die Varnenska Planina südlich von Kozludža ebenfalls von einem Steilabfall begrenzt, der sich über das Plateau hinaus nach Süden bis in die Gegend von Markovo fortsetzt und hier eine zwischen dem südlichen Abfall und den beiden Devnja-Seen liegende Zone in die Varnenska Planina einschließt. Nördlich von Kozludža verschwimmt die Grenze wieder und das Plateau der Varnenska Planina geht in südwestlicher Richtung in das Jasiteper Hügelland, in nordwestlicher Richtung in die weite gewellte Ebene des südöstlichen Deli Orman über.

Die Entwässerung der Varnenska Planina erfolgt im allgemeinen nach Norden. Der Plateaurand selbst ist nur von kleinen Wasserrissen angenagt, die ihre Wässer zur Devnja Reka bzw. den beiden Devnja-Seen direkt senden. Die Wasserscheide liegt nahe dem Plateaurand, meist wird sie von diesem selbst gebildet. Vom Meere bis zu einer Linie Jeni mahle-Dervent sammeln sich die Bäche jenseits der politischen Grenze in der Batovska Reka, die südwestlich von Balčik in der Batova-Bai ins Meer mündet. Infolge des kurzen Laufes bei einem absoluten Gefälle von über 300 m und geeignetem Gestein, sind die Täler hier tief eingeschnitten und besitzen Wände, die, wenn auch nicht so großartig, mit dem Küstenabbruch vergleichbar sind. Anders im W. Hier besitzen die Bäche breite, flache, schutt- und alluvionenerfüllte Täler, die ein nur geringes Gefälle nach N aufweisen, und fließen zur Donau, die sie weit unterhalb Silistra erreichen.

Morphographisch sind mehrere Zonen deutlich ausgeprägt¹⁾. An erster Stelle ist das Plateau zu nennen, das sanft gewellt ist, und in dem flache Dellen und Quellmulden die Anfänge der Wasserläufe und Täler bilden. Es ist die Leitform der Varnenska Planina, an die sich alle anderen Formzonen anschließen. Im E ist das Plateau mit der Zone der Steiltäler der Batovska Reka eng verzahnt. Scharf setzt sie sich mit ihren durch das Gefälle und die Gesteinsbeschaffenheit (s. o.) bedingten steilen Talrändern gegen das Plateau ab. Im W ist zwar das Plateau ebenfalls vorhanden, erfährt aber durch die Verbindung mit den Flachtälern eine etwas andere, mehr wellig erscheinende Gestalt. Eine scharfe Grenze zwischen beiden Zonen besteht hier nicht. Nach Berichten von HELMUT LORENZ, der im Juni 1928 einen Vorstoß nach NW in den südöstlichen Deli Orman unternahm, geht das Plateau dort in eine ausgesprochene flachwellige Hochfläche über. Die interessanteste Zone der Varnenska Planina ist aber die Zone der Plateauzerstörung (Zone des Steilhanges) im S und E, in der Abtragung und Abrutschung miteinander wetteifern (eine Art Kampfzone im Sinne W. VOLZ') (43). Diese Zone weist weitere Unterzonen auf, die gerade unweit Varna sehr gut zu studieren sind, die aber hier nicht eingehender besprochen werden können. Sie seien nur genannt: der eigentliche Abfall, die Steilhügel und die sich buchtartig, amphitheatralisch in diese einlagernden Flachhügel. Der Westabfall der Varnenska Planina südlich von Kozludža ist charakteri-

1) Eine eingehende Darstellung der morphographischen Elemente wird vom Verfasser an anderer Stelle gegeben werden.

siert als Zone der zerschnittenen Strukturflächen¹⁾, an die sich zwischen Markovo und Sünbej eine ostwärts flach abstufoende Flächentreppe zwischen der Zone des Steilhanges und den beiden Devnja-Seen anschließt, die bis nach Varna, zum Meere reicht. Sie wird bei Ruslar vom Ausraum des Ruslar dere unterbrochen, der mit den Devnja-Seen in die gleiche Zone gehört (s. u.).

B. Das Jasiteper Hügelland.

Westlich schließt sich an die Varnenska Planina das Hügelland von Jasitepe (ein größeres Dorf, das mitten in dieser Landschaft liegt) an, das von dieser durch das Tal der Devnja Reka am Fuße ihres Westabfalls entlang getrennt ist. Im Süden wird es begrenzt durch die Steilwand der Provadijska Planina (s. u.). Nach Westen bildet eine Inselbergreihe, die zum Plateau des südöstlichen Deli Orman bei Turk Arnautlar hinüberleitet, die Grenze (Nevča-Turk Arnautlar). Nach N geht es sanft und unscharf in die größeren Höhen des Deli Orman über (Turk Arnautlar-Hasirdžik). In seiner Gesamtheit betrachtet bildet es inmitten höherer, auf drei Seiten scharf abgesetzter Gebiete ein Becken, das aber in seinem größten Teil, namentlich im Kern, ein flachgewelltes Hügelland bildet, in das meist flachhängige, nur ganz lokal im SE steilwandige Täler eingesenkt sind. Die Talsysteme besitzen eine randliche Lage und sind nach S gerichtet. Das östliche, zwischen dem eigentlichen Hügelland und der Varnenska Planina, das der Devnja Reka (des Devnja dere) wurde schon genannt. Im W bildet der Jajla dere, der vom Plateau bei Turk Arnautlar kommt und bei Endžeköj in die Provadijska Reka (Provadi dere) mündet, die randliche Wasserader, die von Jasitepe aus einen kleineren Zufluß erhält. Ein weiteres Bachsystem liegt am S-Rand vor der Provadijska Planina. Ist schon im allgemeinen die Wasserführung recht gering, außer nach heftigen Regengüssen, so sind im SE des Gebietes die Täler meist als Trockentäler entwickelt, als Folge der Verkarstung dieses Gebietes, und die Wässer treten als Karstquellen erst am Rande des Jasiteper Hügellandes zutage, so besonders die Devnja Reka bei der Siedlung Reka Devnja.

Morphographisch bildet das Gebiet im wesentlichen eine Einheit, ein Hügelland, von dem vielleicht die Zone der stärkeren Verkarstung — Karsterscheinungen treten vereinzelt hier überall auf — südöstlich der Linie Kozludža-Endžeköj abzutrennen wäre. Das nördliche höhere Gebiet des Deli Orman, in das das Hügelland teils unmerklich übergeht, von dem es teils durch eine Steilstufe getrennt ist, ist als welliges Plateau mit Flachtälern zu bezeichnen und gleicht so der westlichen Varnenska Planina.

C. Die Provadijska und Novoselska Planina.

Für die Höhen um Provadija bestehen die Bezeichnungen Provadi-Balkan (türkisch) und Provadijska Planina (bulgarisch), die sich jedoch beide nicht scharf an ein bestimmtes Gebiet heften. In folgendem sei das ganze, von einer Steilstufe

1) Als Strukturflächen werden vom Verfasser nur solche Schichtflächen bezeichnet, die sich in ihrer gesamten Ausdehnung an ein und dieselbe harte Schicht halten.

nach außen begrenzte Gebiet von Devnja im NE nach Kaspičan und Kjulevča im NW und gegenüber Smedovo im SW, einschließlich des von hier in südwestlicher Richtung weiterstreichenden Steilabfalls bis etwa zum Durchbruch der Golema Kamčija (Büyük Kamçık) zwischen Kajardi und Murnu Čiflik (Deleköj) als Provadijska Planina bezeichnet. Von der randlichen Stufe fällt das Gelände, namentlich im N flach nach innen ab. In der inneren SW-Ecke jedoch löst sich von diesem flachen Innenabfall ein Höhenzug ab, der in östlicher Richtung streicht und nach dem Ort Novo Selo an seinem S-Fuß, am Rand der Kamčija-Aue als Novoselska Planina bezeichnet sei, wozu seine besonders orographische selbständige Stellung innerhalb der Provadijska Planina berechtigt. Sie bildet aber auch den S-Rand des als Provadijska und Novoselska Planina bezeichneten Gebietes, da die obengenannte Steilstufe zwar südlich der Golema und vereinigten Kamčija weiterstreicht, hier aber bereits ein Teil der Kamčijska Planina (s. u.) ist. Die S-Grenze ist somit durch die Kamčija scharf bezeichnet.

Die Entwässerung des umschriebenen Gebietes erfolgt im wesentlichen durch die Provadijska Reka (Provadi dere), die bei Kaspičan in den Rand der Provadijska Planina eintritt und bis südlich von Provadija diesen in einem Cañon durchbricht. Zwischen Sultanlar nimmt sie den Ana dere von rechts auf, der die westliche innere Provadijska und den N-Hang der Novoselska Planina entwässert. Von links münden in sie unterhalb Kadiköj die Bäche der östlichen inneren Provadijska Planina ein, während sie selbst dann zwischen Provadijska und Avrenska Planina nach N zum unteren Devnja-See strebt. Vorher durchfließt sie zwischen Kadiköj und Sindel die weite Talebene von Sultanlar. Der NE-Rand gehört zum Flußsystem des unteren Devnja dere, während an der Südgrenze entlang die Golema Kamčija und von Sandikči-Kote an die vereinigte Kamčija fließt.

Morphographisch läßt sich in erster Linie rings um die Provadijska-Planina und längs des Provadi dere-Cañon eine Zone erkennen, die der Zone der zerschnittenen Strukturflächen der Varnenska Planina gleicht und ebenfalls als solche bezeichnet werden soll. Zu ihr gehören hier wie dort die Tafel- und Restberge, die namentlich zum südöstlichen Deli Orman bei Turk Arnautlar überleiten. An diese Außenzone schließt sich nach innen eine Hochflächenzone an, die sich in der Kammfläche der Novoselska Planina, allerdings in einem tieferen Niveau, fortsetzt und als Leitfläche¹⁾ der beiden Planinen auftritt. Weiter nach innen folgt in der Provadijska Planina die Zone des Flachhanges, die oft, namentlich bei Asil-Bejli im W und bei Testedži im E in eine Flach-Riedelzone aufgelöst ist. Diese Zone tritt aber nur nördlich der Ana dere-Provadi dere-Linie auf. Südlich von ihr folgt die Novoselska Planina mit der bereits oben erwähnten Leitfläche, die beidseitig von einer randlichen Zerschneidungszone (Steilhang) flankiert wird, die zum Ana dere-Provadi dere nach N und zur Kamčija nach S herunterführt, die sich bei Šeremet und Nova Šipka zusammenschließt und einem Hügelland Platz macht, das zur Avrenska Planina überleitet (s. u.). Schließlich sind auch hier schon die großen Talebenen zu nennen, zu denen ein Teil des Ana dere-Tales, die Talebene von Sultanlar sowie die Kamčija-Aue gehören.

1) Als Leitfläche wird eine das betreffende Gebirge überspannende Fläche bezeichnet, die die anderen Formen teils eingesenkt, teils aufgesetzt erscheinen läßt.

D. Die Avrenska Planina.

Zwischen dem Schwarzen Meer im Osten und der Talebene von Sultanlar im Westen, den beiden Devnja-Seen im Norden und dem Tal der Kamčija im Süden liegt die Avrenska Planina, die bei Avren und Zdravec bis etwa über 300 m aufragt. Von hier nimmt sie vor allem in südöstlicher Richtung an Höhe ab. Im SW zwischen Čali mahle und Oruč Gazi tritt sie mit der Novoselska Planina in Verbindung.

Ihre Entwässerung erfolgt nach allen Seiten. Die Hauptunterschiede zwischen einer südlich zur Kamčija und zum Meere direkt gerichteten Entwässerung und einer solchen nordwestlich und nördlich zum Provadi dere und den Devnja-Seen gerichteten liegt etwa in der Linie Avren-Galata.

Morphographisch tritt vor allem im nordwestlichen Teil abermals eine Zone zerschnittener Strukturflächen auf, an die sich eine schmale Kammfläche, die Leitfläche, anschließt, in die die Täler eingreifen und sie zerlappen, und die im N von Gebirgsriedeln, im S von Flachriedeln flankiert wird. Im SW muß das zur Novoselska Planina überleitende Gebiet westlich von Saredir als Hügelland ausgeschieden werden, das in jenen noch bis etwa Šeremet-Nova Šipka reicht (s. o.).

E. Die nordöstlichste Kamčijska Planina.

Die Bezeichnung Kamčijska Planina wird auf der Oesterreichischen Generalkarte 1 : 200 000 (s. o.) für den gesamten nördlichen Balkan (Stara Planina) südlich der Golema Kamčija zwischen dem Lopusna-Paß und dem Meere gebraucht, ohne daß innerhalb dieses Gebietes besonders auffällige Gebirgszüge, wie z. B. die Gulička Planina (s. Verf. a. a. O.) besonders mit Namen versehen sind. Für vorliegende Betrachtung kommt im wesentlichen nur der nordöstlichste Teil der Kamčijska Planina in Betracht, der durch eine Linie Dolen Čiflik-Bela abgetrennt wird. Das Gebiet umfaßt den südlichen Talhang der unteren Kamčija und das Abflußgebiet des Findikli-dere sowie einiger kleiner direkt ins Meer mündender Bäche.

Morphographisch ist es naturgemäß als Teil des gesamten Balkans zwischen der Kamčija und dem Hadzi dere-Tal südlich des Emine-Balkan zu betrachten. Es tritt hier eine von Džafer über Arnautlar ziehende sekundäre Leitfläche auf, die bei Kuruköj und Bela einige markante Auslieger besitzt, während das Gebiet sonst in ein Riedelland (Gebirgs- und Flachriedel) aufgelöst ist.

F. Die großen Talzonen.

Eine besonders wichtige Stellung nehmen zwischen und innerhalb der dargestellten orographischen Einheiten die großen Talzonen ein, unter denen in erster Linie die der unteren Kamčija zu nennen ist. Sie beginnt im wesentlichen an dem Durchbruch der Golema Kamčija durch die Randstufe der Provadijska Planina, bei deren Übergang in die Kamčijska Planina bei Murnu Čiflik (Deleköj), und erstreckt sich in ziemlich gerader Richtung etwa 2—4 km breit, fast 50 km weit bis zum Meere. Die andere große Talzone ist die der beiden Devnja-Seen, die sich oberhalb des oberen Devnja-Sees teilt. Der eine Arm führt längs des Devnja dere bis etwa Reka Devnja hinauf, der andere folgt der Provadijski-Reka aufwärts über die Talebene von Sultanlar in den Provadi dere-Cañon einerseits und das Ana dere-Tal andererseits.

Morphographisch sind sie als Talebenen zusammengefaßt.

III. Die Schichtfolge.

Die Schichtfolge ist scharf geteilt in die der präneogenen Umrandung der Varnenser Neogenbucht und in das Neogen der Bucht selbst, wozu auch jüngere, über das ganze Gebiet verteilte Schichtglieder gerechnet werden, die erst nach deren Verlandung und Angliederung an den autochthonen Nordbalkan gebildet wurden. Eine gesonderte Besprechung ist dem Vorkommen von Steinsalz bei Mirovo gewidmet, dessen stratigraphische Stellung bis jetzt stark umstritten war.

A. Die Schichtfolge der präneogenen Umrandung.

Am Aufbau der präneogenen Umrandung der Neogen-Bucht von Varna nehmen außer dem Salz Schichtglieder der Unter- und Oberkreide, sowie eine reiche Serie des mittleren und oberen Eozän teil, über und in die hinein lokal junge Ablagerungen (Pliozän und Quartär) gelagert sind.

1. Die Unterkreide.

Die Unterkreide tritt in einer liegenden Abteilung als Kalk und in einer hangenden Abteilung als Mergel mit vielen Belemniten (Belemniten-Mergel) auf.

a) Der Kalk (Valendiskalk) (*kv*).

Der Kalk tritt vorwiegend im Hügelland von Jasitepe auf, von wo er einen Ausläufer nach Devnja entsendet. Er fällt allenthalben deutlich unter die Belemniten-Mergel und die Oberkreide ein (G. BONTSCHOFF (8), Verf.), so daß sein größeres Alter gegenüber diesen Schichten feststeht. Der Kalk besitzt eine meist weißgraue bis braunviolette Farbe, lokal mit rotbräunlichen Tüpfeln (Dereköj nördlich Provadija) und ist teils sandig, teils spätig. Ein besonderes Charakteristikum ist seine plattige bis parallelepipedische Absonderung und Klüftung, sowie seine Verkarstung (s. u.), die auf eine große Reinheit des Kalkes schließen läßt. Auch wurden vom Verf. keine Mergel-Partien gefunden. Solche wurden jedoch von Toula (40, 42) als auch von ZLATARSKI (49) weiter im W in der Preslavska Planina erwähnt, wo die Kalke, die auch dort meist grau (bleigrau bis aschfarben), zuweilen auch etwas rötlich und grünlich sind, mit Mergeln wechsellagern.

Fossilführung wurde vom Verf. nur bei Kozludža beobachtet (*Austern*, *Terebrateln* usw.) sowie in weit geringerem Maße bei Dereköj (Steinkerne). G. BONTSCHOFF gibt eine Reihe Gattungen daraus an; es sind: *Ostrea*, *Exogyra*, *Panopaea*, *Natica*, *Crioceras*, *Belemnites* usw. Er stellt den Kalk als zoogene Fazies ins Barrême, also

über die Belemniten-Mergel, die aber allgemein als Hauterive angesehen werden (vgl. u.) (8, 42). Da die Kalke aber nach übereinstimmenden Beobachtungen unter die Belemniten-Mergel fallen (vgl. o.), müssen sie älter sein als diese. Aus gleichem Grunde wird auch eine Gleichsetzung mit den Barrême-(Urgon-)Kalken, die TOULA u. a. aus Nord-Bulgarien beschreibt, nicht gestattet sein, zumal auch mit der Unterkreide von Russe (Ruščuk) wenig petrographische Ähnlichkeit besteht, eher mit den Urgon-Kalken von Trnovo im mittleren Bulgarien, die jedoch nachweislich (Mitteilung des Herrn cand. geol. ACKERMANN, 1928) eine höhere Stellung einnehmen. Kalke ähnlich tiefer Stellung geben G. BONTSCHOFF (6) und ZLATARSKI (49) aus dem Derbent-Balkan (Preslavská Planina) (s. o.) an, dessen Sattel sie bilden, und wo TOULA (42) ein Berrias-Fossil fand. Auch Herr Mineningenieur KONSTANTINOV bezeichnet die Kalke des Jasiteper Hügellandes als Valendis-Kalke.

b) Die Belemnitenmergel (Hauterive). (kh)

Das Verbreitungsgebiet der Belemniten-Mergel schließt sich eng an das der Valendis-Kalke an. Er findet sich zwischen diesem und der höheren Oberkreide am ganzen N- und E-Rand der Provadijska Planina, sowie am SW-Rand der Varnenska und dem NW-Rand der Avrenska Planina. Nach G. BONTSCHOFF (8) ist er in einzelnen Erosionsresten weithin über das Jasiteper Hügelland und zwischen Nevča und Turk Arnautlar verbreitet. TOULA (42) und ZLATARSKI (49) verzeichnen ihn von hier bis nach Jeni Pazar (Novi Pazar), hier spitz nach N auslaufend, und zwischen der Provadijska und Šumenska Planina. Auch ist er in einer Bohrung bei Mirovo von 225—400 m Tiefe undurchteuft erschlossen worden (18, 19).

Der Mergel besitzt eine vorwiegend graublaue, seltener grünlichgraue Farbe und ist zuweilen sekundär gebräunt. Er ist in feuchtem Zustande meist plastisch, in ausgetrocknetem splitterig und zuweilen bankig, namentlich im W und SW (TOULA). Neben Kalk führt er feinverteiltes Eisenhydroxyd, das sich verschiedentlich zu braunen bis gelben Konkretionen bis zu einigen cm Größe zusammenballt (Devnja, Kapudži). Am Bair Golem Sakar bei Kapudži und im NW von Devnja Reka führt er etwas Fasergips, der wohl in Anbetracht der genannten Konkretionen auf ehemaligen Pyrit zurückzuführen ist. Bei Sindel und Kara ač führt er nach Angaben des Bohrmeisters einer dortigen Ölbohrung und des Herrn Mineningenieurs KONSTANTINOV Bitumen, das mit Chloroform aus ihm extrahiert werden kann (Briefl. Mitteilung).

Paläontologisch ist der Mergel charakterisiert durch das Auftreten von zahlreichen kleinen *Belemniten*, namentlich in den liegenden Partien. An einem der Restberge in NE von Devnja Reka wurde auch eine Reihe kleiner *Ammoniten* gefunden. Übereinstimmend geben TOULA (42), ZLATARSKI (49) und G. BONTSCHOFF (8) als leitendes Fossil *Belemnites (Duvalia) dilatatus* an, der im liegenden Hauterive und im obersten Valendis am häufigsten ist. Daneben nennt G. BONTSCHOFF *Belemnites pistilliformis*. TOULA konnte im W und NW der Provadijska Planina umfassendere Faunen aufsammeln und bestimmen. An erster Stelle ist die von Nevča zu nennen (41, S. 440 und 42, S. 287), die aus einer großen Anzahl *Belemnites subfusiformis* Rsp., einer *Plicatula (?) nov. spec. Toulai* und einem *Crioceras*-Bruchstück besteht. Mergel mit *Belemnites dilatatus* (Dilatatus-Mergel) wurden weiterhin zwischen Kaspičan und Pamukči am Rand des Deli Orman gefunden (42, S. 287, 41, S. 441). Reichhaltigere Faunen beschrieben TOULA und ZLATARSKI westlich der Provadijska Planina aus der Umgebung von Šumen, die hier angeführt seien, um die fossilärmeren

Teile im Osten paläontologisch zu charakterisieren. Aus dem Ak-Su (Teke dere) östlich von Šumen führt ZLATARSKI (49, S. 16) an:

- Terebratula Montoniana* d'Orb
 „ *russilensis* P. de Loriol
Pecten Casteronianus d'Orb
Pecten Goldfussi Desh.
Hinnites occitanicus Pictet
Nucula sp.
Cyprina sp.
Pleurotomaria aff. *elegans* d'Orb
Nautilus neocomiensis d'Orb
Aptychus angulicostatus Pictet et Loriol
Phylloceras Tethis d'Orb(-*A. semistriatus* d'Orb)
Haploceras Grasianum d'Orb
Holcostephanus astierianus d'Orb
 „ *bidichotomus* Leym.
 „ *Jeannoti* d'Orb
Holcodiscus insertus d'Orb
Hoplites cryptoceras d'Orb
 „ *Leopoldinus* d'Orb
 „ aff. *Leopoldinus* d'Orb
 „ *neocomiensis* d'Orb
 „ aff. *neocomiensis* d'Orb.
 „ (*Neocomites*) aff. *amblygonius* Neum. Uhl.
 „ *spiniger* v. Koenen
 „ *teschensis* Uhl.
 „ aff. *teschensis* Uhl.
 „ (*Acanthodiscus*) sp. ind.
Crioceras Duvali Leveillé
 „ aff. *Duvali* Leveillé
 „ *angulicostatum* d'Orb
 „ sp.
Belemnites (Hibolites) pistilliformis Blainville
 „ „ *nov. sp.*
 „ (*Duvalia*) *polygonalis* Blainv.
 „ „ *dilatatus* Blainv.

Vom gleichen Fundpunkt führt auch TOULA eine kleine Fauna einiger dieser Formen an (41, S. 441), wie auch von Makak (40, S. 365) unweit davon. Eine Fauna kleiner limonitisierter Ammoniten und Belemniten stammt von Čengel bei Šumen und vom Kamčijk-Ufer bei Četallari (41, S. 442 u. 42, S. 287). Letztere weicht in ihrer Zusammensetzung etwas von der genannten ab.

In ihrer Gesamtheit weisen die Faunen alle einwandfrei auf die unteren Stufen des Hauterive hin, weshalb die Mergel als Hauterive-Mergel bezeichnet seien.

c) Die höhere Unterkreide.

Die höhere Unterkreide fehlt mit Sicherheit im ganzen nördlichen Gebiet der Buchtumrandung. Im W tritt sie erst westlich von Šumen auf, namentlich bei

Razgrad. Von hier beschreibt TOULA (40, S. 324 und 336ff. und 42, S. 286) eine umfangreiche Fauna, die von UHLIG bestimmt und ins Barrême gestellt wurde. Es handelt sich nach HOCHSTETTER (15) um feste Kalkbänke und Kalkmergel. Auch im SW folgt auf das untere Hauterive eine reiche Serie, die von E. ACKERMANN bearbeitet wird, und sich nach dem mittleren Balkan zu wesentlich vervollständigt. Es sind über dem Hauterive-Mergel die Bairam dere-Sandsteine (kB), ein Barrême-Mergel (kb) und die Urgonkalke. Erstere beide Schichtglieder treten im SW bei Smedovo unter der Provadijska Planina hervor, sowie möglicherweise bei Predža. Hier wurde vom Verf. ein kalkhaltiger, glimmeriger, feinplattiger, blaubrauner Sandstein von flyschartigem Charakter gefunden, der dem Bairam dere-Sandstein ACKERMANNNS gleichgestellt werden dürfte. Weiter im E fehlen diese höheren Unterkreidehorizonte.

Nicht ausgebildet in ganz Bulgarien ist das Gault, dem eine größere Abtragungsperiode entsprechen mag.

2. Die Oberkreide.

Über der dem Gault entsprechenden Schichtlücke folgt mit einer großen Transgression die Oberkreide. Deren liegenderer Teil, die Sandsteine des Cenoman, sind nur spärlich erhalten, während die hangenden Kreidekalke und Kreidemergel in Verbreitung und Mächtigkeit eine bevorzugte Stellung einnehmen und für die Bildung der Oberflächenformen von großer Bedeutung sind.

a) Der Sandstein des Cenoman (kc).

Nach der geologischen Karte des östlichen Balkan von TOULA (42) erweckt es den Anschein, das Cenoman sei im östlicheren Bulgarien weit verbreitet, während es tatsächlich nur an wenigen Punkten nachgewiesen werden konnte. Das größte Vorkommen von Cenoman-Sandstein erwähnt TOULA von Madara bei Kjulevča (40, S. 363, 42, S. 286). Hier bilden grobkörnige, etwas glaukonitische Quarzsandsteine in mächtigen Bänken die Felswände. Eine Fauna, die neben Arten von *Ostrea*, *Spondylus* und *Lima* mehrere *Cidariten* und *Serpeln* umfaßt, bestätigt das cenomane Alter. Ein anderes von TOULA (40, S. 380) aufgefundenes Cenomanvorkommen ist das von Murnu Čiflik (Deliköj) am Durchbruch im Golema Kamčija. Es besteht aus einem gelblichen feinen Sandstein mit vielen spätigen Kalk- und Glaukonit-Körnern, der u. a. *Exogyra conica* Sow. und *Janira quinquecostata* Sow. führt. Eine etwas weitergehende Verbreitung des Cenomansandsteins am S-Fuß der Provadijska Planina kann wohl, namentlich nach W angenommen werden. Ein ebenfalls fossilführendes Vorkommen von Cenomansandstein erwähnt TOULA (42, S. 286) weiterhin bei Gebedže, das vom Verf. nicht beobachtet werden konnte.

Verf. fand den liegenden Sandstein der Oberkreide weiterhin noch bei Kara Hüsein am W-Rand der Varnenska Planina auf den Hauterive-Mergeln als Abrasionsrest unter der Transgression der höheren Oberkreide. Es handelt sich um einen mittelgroben, stark grünen, kalkigen Sandstein, der meist mürbe ist, „kreuzgeschichtet“ in Bänken verschiedener Härte auftritt und Muschelbruchstücke führt.

Zu diesem liegenden Oberkreide-Sandstein, der in Analogie zu den als Cenoman erkannten angeführten Vorkommen ebenfalls als Cenoman angesprochen wird, dürften auch die äußerlich dunkelgrünen, innen hellgrünen Gerölle der Basalschichten der höheren Oberkreide (s. u.) bei Sindel und an den Bair Sakars bei Kapudži gehören.

Auch wird wohl hier der Glaukonitgehalt der Liegendpartien der höheren Oberkreide seinen Ursprung haben.

b) Die höhere Oberkreide (*ko*).

Die höhere Oberkreide ist das landschaftlich am meisten hervortretende Schichtglied NE-Bulgariens. Sie bildet die Schichtstufen der südwestlichen Varnenska Planina und der nordwestlichen Avrenska Planina, umschließt mit ihren Schichtköpfen die Provadijska Planina und dürfte das Plateau des südöstlichen Deli Orman bei Turk Arnautlar bilden. Auch die Šumenska Planina besteht aus dieser höheren Oberkreide.

In NE-Bulgarien tritt die höhere Oberkreide in scharfem Gegensatz zum Flysch- und Klippenbalkan (17) in kreidiger, mitteleuropäischer Fazies auf. Petrographisch besteht sie aus weichen, meist zähen, mittel- bis dickbankigen, weißen bis gelbweißen, etwas sandigen, kreidigen Kalkmergeln, die im liegenden Teile mergeliger sind als oben. Sie weisen hier mit der Annäherung an die Basis zunehmenden Glaukonitgehalt auf, der wohl aus den ehemaligen Cenomanablagerungen stammt, und wodurch sie ein getüpfeltes Aussehen erhalten. Besonders mergelig sind die Liegendschichten, die auch eine etwas dunklere Farbe besitzen, und denen kaum einige Meter mächtige, bis Kindskopf große, dunkelgrün umkleidete, hellgrüne Sandsteingerölle eingelagert sind (Basalkonglomerat) (vgl. o.). Die Kalke der Serie treten in mehreren Bänken auf, die in sich einen deutlichen Übergang vom liegenden, harten, meist etwas sandigen Kreidekalkmergel über festen sandigen Kalk zum hangenden gelbweißen, spätigen Kalk aufweisen. Die Oberflächen der spätigen Kalke dürften Emersionsflächen sein (vgl. Sedimentations-Zyklen bei KLÜPFEL (16)). Über ihnen folgen unvermittelt wieder die zähen, weichen Kreidekalkmergel.

Weiterhin sind in den Kreidemergelserien sehr sandige Partien eingelagert, sowie ein Vorkommen eines scheckigen, weißgrauen Kalkmergels mit weißen Tüpfeln und Schlieren, das im Boaz dere bei Sindel etwas über der halbharten Liegendbank auftritt und an Tuff erinnert. Diese halbharte Liegendbank ist beim Bahnhof Sindel z. T. als Stinkkalk mit einem schwachen Asphaltgeruch ausgebildet. Schließlich muß auf die durch die Auflagerung des quarzigen Eozän-Sandsteins (s. u.) erfolgte Verkieselung der Oberfläche der höheren Oberkreide zwischen Taptik und Markovo in der südwestlichen Varnenska Planina hingewiesen werden. Diese Verkieselung erfolgte deutlich von oben und wird nach dem Liegenden zu geringer. Der Kalkquarzit hat eine leicht bräunliche Farbe und unterscheidet sich in der Fossilführung nicht von der höheren Oberkreide.

Ein charakteristisches petrographisches Merkmal der höheren Oberkreide bilden die Hornsteine, die in unregelmäßigen Lagen als große und kleine Knollen oder bizarre, wie zerfressen aussehende Konkretionsgebilde sich über die ganze Schichtserie verteilen. An einigen Stellen konnten sie auch als eine 30 cm mächtige Bank (SSW von Provadija und bei Kozludža), an einer anderen als unregelmäßig zusammengewachsene Gebilde oben beschriebener Art gefunden werden (Sindel). Petrographisch gliedern sie sich in hellgraue und hellgoldbraune, sowie tiefdunkelgraue bis schwarze, zuweilen weißumrindete Kieselkonkretionen.

An Zahl gegenüber diesen Kieselkonkretionen treten die teils verwitterten, teils frischen knolligen Pyritkonkretionen und vereinzelt Kalzittafeln vollkommen zurück.

Die wechselnde petrographische Beschaffenheit bietet das Mittel zu einer Untergliederung der höheren Oberkreide, die weithin durchzuverfolgen ist und im Einklang mit den paläontologischen Befunden steht.

Am besten gegliedert ist die höhere Oberkreide im Provadi dere-Tal bei Provadija, wo folgendes Standard-Profil zu beobachten ist (41, 17) (v. o. n. u.):

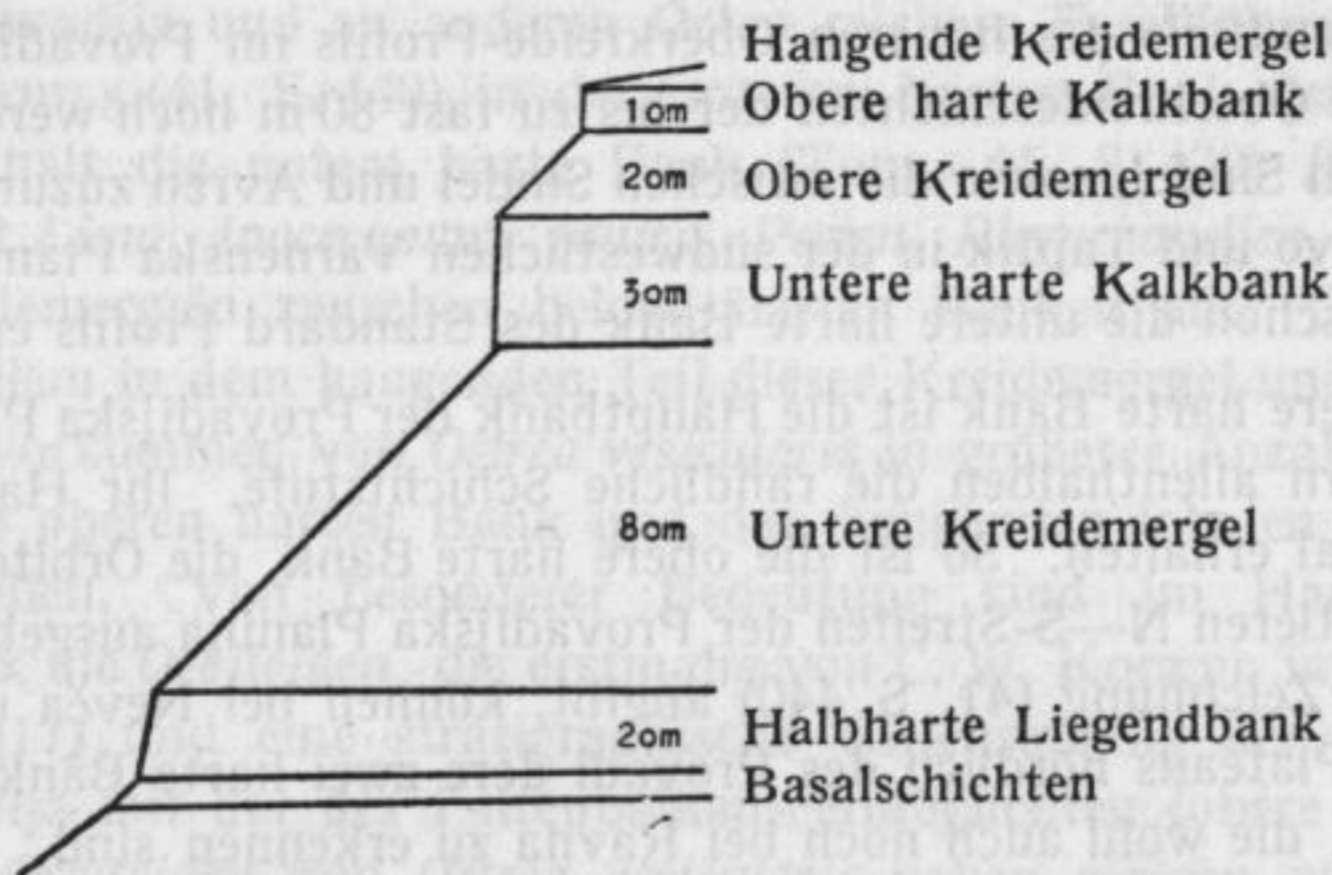


Fig. 1. Standard-Profil der höheren Oberkreide (Turon-Senon).

Grüngetüpfelter, sandiger Kreidemergel.

Obere harte Bank: harte feste, sandige, nach dem Hangenden zu spätige, gelbweiße fossilführende Kalke.

Lockere, weißgelbe, sandige Kalk- und Kreidemergel mit Hornsteinen und Fossilien. Ca. 20 m.

Untere harte Bank: fester, aus dem Liegenden hervorgehender, körnig-sandiger Kalk, nach oben zu spätig werdend mit vielen Hornsteinen und großen Hornsteinlinsen. Ca. 30 m.

Fossilfreie Kreidekalkmergel, fein- bis grobbankig, mit verschiedenerlei Hornsteinbänken, Pyritknollen usw. Ca. 80 m.

In den liegenden Teilen fester ausgebildet und eine halbhartes Liegendbank bildend. Ca. 20 m.

Nach unten wird das Profil der höheren Oberkreide von Provadija im Boaz dere bei Sindel ergänzt durch das Auftreten der etwas dunkleren Kalkmergel unter der halbhartes Liegendbank und des Basalkonglomerats, das selbst nur $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig ist und auch an den Sakars bei Kapudži gefunden wurde.

Dieses Standard-Profil der höheren Oberkreide ist jedoch an den weitaus meisten Lokalitäten nur teilweise und unvollständig ausgebildet bzw. erhalten. So treten nach den Aufnahmen des Verf.s die Basalschichten (Basalkonglomerat und dunklere Kalkmergel) sicher nur in dem Gebiet zwischen Avren und Sindel und an den Bair Sakar's bei Kapudži auf. Es ist möglich, daß sie an anderen Stellen, namentlich am E- und N-Fuß der Provadijska Planina durch den Schutt unter der Schichtstufe der höheren Oberkreidehorizonte verdeckt sind. Mit Sicherheit nicht vorhanden sind die Basalschichten an den Inselbergen (Sivri Tepe usw.) im NE von Reka Devnja, bei Kara Hüsein an der Varnenska Planina und im Gebiet zwischen Vinčan und Jasitepe, wo die höhere Oberkreide auf den Valandis-Kalk transgrediert. Auch am ganzen NW, W und S-Rand (vgl. TOULA 40, 41, 42) sind sie nicht bekannt.

Weitere Verbreitung besitzt dagegen die halbharte Liegendbank der Kreidemergel, die allerdings auch nicht allgemein ist, was wohl zum großen Teil auf etwas wechselnde Härte ihres Horizontes zurückzuführen ist, weniger auf ein Fehlen in Gebieten, wo sie nicht beobachtet werden kann. Dies ist vor allem im W der Fall. Auch im östlichen Gebiet der höheren Oberkreide, in den Randgebieten der Provadijska, Varnenska und Avrenska Planina besitzt sie eine etwas wechselnde Mächtigkeit. Außer dem Liegendteile des höheren Oberkreide-Profiles im Provadi dere-Cañon sind ihr vor allem die Oberkreideschichten der bis zu fast 80 m hoch werdenden Wand des Petrič nordöstlich Sindel, sowie die zwischen Sindel und Avren zuzurechnen, während es zwischen Mirovo und Taptik in der südwestlichen Varnenska Planina den Anschein hat, als sei hier schon die untere harte Bank des Standard Profils entwickelt.

Diese untere harte Bank ist die Hauptbank der Provadijska Planina und bildet an deren Rändern allenthalben die randliche Schichtstufe. Ihr Hangendes dagegen ist nur noch lokal erhalten. So ist die obere harte Bank, die Orbitoidenbank (s. u.), nur in einem mittleren N—S-Streifen der Provadijska Planina ausgebildet. Wie schon TOULA in seiner Zeichnung (41, S. 440) angibt, können bei Nevča und den dortigen Restbergen des Plateaus nördlich des Provadi dere zwei harte Bänke deutlich unterschieden werden, die wohl auch noch bei Ravna zu erkennen sind. Ein weiteres Gebiet ihrer Verbreitung ist zu beiden Seiten des Provadi dere-Cañons die Umgebung von Provadija. Nach S zu scheint sie lokal beseitigt zu sein, tritt aber an der Antiklinale von Mirovo (Eisenbahnhaltestelle und Saline) nochmals deutlich auf. Auf der S-Seite der Provadijska Planina treten ebenfalls beide harte Bänke auf. TOULA (40, S. 380) erwähnt von Murnu Čiflik (Deliköj) über dem Cenoman-Sandstein 2 harte Kalkbänke, mit dazwischenliegenden Quarzsandsteinen, die als sandigere Ausbildung der an sich etwas sandigen Kreidemergel (s. o.) aufzufassen sein dürften. Das Auftreten der zwei harten Bänke in südlicher Richtung in den autochthonen Faltenbalkan hinein geht auch aus den nicht veröffentlichten Beobachtungen des Herrn Dr. C. W. KOCKEL und des Verf.s aus den Jahren 1926, 1927 und 1928 hervor. Allerdings scheint die untere harte Bank bald zu verschwinden. Die obere harte Bank läßt sich an ihrem charakteristischen Fossilgehalt (Orbitoiden) deutlich aus dem Tafelbalkan (mittlerer N-S-Streifen der Provadijska Planina) im ganzen östlichen Faltenbalkan verfolgen (s. a. C. W. KOCKEL 17). Während sie in dem östlichen Verbreitungsgebiet nicht gefunden wurde, ist ihr Auftreten in der westlichen Provadijska Planina nicht unwahrscheinlich, weiter nach W, aus der Šumenska Planina sind jedoch noch keine Orbitoidenfunde bekannt geworden. An das Auftreten der oberen harten Bank ist naturgemäß das der Kreidemergel zwischen ihr und der unteren harten Bank geknüpft, während die Kreidemergel über ihr nur ganz lokal südwestlich von Provadija, nahe der Straße nach Novoselo gefunden wurden.

Aus dieser Verteilung der einzelnen Schichtglieder der höheren Oberkreide geht einerseits eine Transgression dieser über ein flaches Relief hervor, in dessen Vertiefungen allein die Liegendschichten sich ablagerten, während die höheren Teile erst später bedeckt wurden. Andererseits ergibt sich eine präeozäne Zerstörung der Schichten, worauf das Fehlen gewisser Hangendschichten und die Transgression des Eozäns (vgl. u.) auf verschiedene Horizonte der höheren Oberkreide hinweisen.

Die Fossilführung beschränkt sich im wesentlichen auf die Hangendschichten. In den Basalschichten wurden bei Sindel über dem Basalkonglomerat in etwas dunkleren Kalkmergeln, ähnlich dem Zwischenmittel des Konglomerates, zerbrochene

Inoceramen-Schalen (Querbruch) gefunden. Jedoch war auch hier das Vorkommen sehr beschränkt.

Weitere vereinzelte Fossilfunde in dem Liegendteil der höheren Oberkreide wurden in der westlichen Varnenska Planina gemacht, so z. B. zwischen Boaz kesen und Kozludža in weißen Kalksandsteinen. Während die liegende Kreidemergel-Serie noch recht arm an Fossilien bis fossilfrei ist, weisen die Hangendschichten der höheren Oberkreide bei Provadija und an anderen Orten reichere Fossilführung auf. Schon bei Nevča fand TOULA (41, S. 440) in der unteren harten Bank *Ostrea vesicularis*. Bei Provadija enthält die untere harte Bank (TOULA 41, S. 439) *Exogyren*. Eine reichere Fauna mit *Lima*, *Inoceramus*, *Janira*, *Pecten*, *Rhynchonellen*, *Bryozoen* usw. tritt in den Kreidemergeln zwischen beiden harten Bänken auf. Charakteristisch ist hier aber vor allem in dem hangenden Teil dieser Kreidemergel und in der oberen harten Bank das Vorkommen von *Ostrea vesicularis* in größerer Anzahl, zu dem sich im Hangenden der oberen harten Bank und den hangenden lokalen Kreidemergeln noch Seeigel gesellen. Von besonderer Bedeutung sind im Hangendteile der oberen harten Bank die *Orbitoiden*, die erstmalig von C. W. KOCKEL im Sommer 1926 gefunden wurden (17) und eine stratigraphische Gleichsetzung der höheren Oberkreide von Provadija mit der des Faltenbalkans ermöglichten (obere harte Bank = Orbitoidenbank). *Orbitoiden* und *Ostrea vesicularis* neben einigen anderen Formen nennt TOULA (40, S. 380) aus den beiden harten Bänken von Murnu Čiflik (Deliköj). Diese Verbreitung der *Orbitoiden* und *Ostreen* steht im Widerspruch zu allen sonst vorliegenden Beobachtungen aus der höheren Oberkreide des autochthonen N-Balkans. Auch von Herrn Dr. C. W. KOCKEL wurden in der unteren harten Bank keine *Orbitoiden* gefunden. Zu nennen ist schließlich auch noch das Vorkommen von *Belemnitella mucronata* (G. BONTSCHOFF (8)) und anderen Formen, besonders bei Gebedže (TOULA (42, S. 286)).

Nach den Fossilfunden rechnet TOULA (42) die obere harte Bank zum Oberturon, alles Liegendere zum Oberturon, während ZLATARSKI (48) und G. BONTSCHOFF (8) die ganze Serie zum Senon zieht. Verf. schließt sich im wesentlichen dieser Meinung an, wenn vielleicht auch ein Teil des so gut wie fossilfreien Liegendteiles der höheren Oberkreide noch zum Turon zu stellen ist.

3. Das Eozän (e).

An das Auftreten der höheren Oberkreide knüpft sich das Vorkommen des Eozäns an; teils bildet es eine flache Decke über ihr (Provadijska Planina), teils umfaßt es eine mächtige Schichtfolge, die selbst orographisch in Erscheinung tritt (Novoselska und Avrenska Planina einschließlich Gebedže (Belovo)). In petrographischer Hinsicht läßt sich das Eozän in Sandsteine, Kalke, Mergel und Tone gliedern. Im einzelnen ist die Schichtfolge jedoch sehr wechselnd, so daß die Besprechung des Eozän zunächst nicht einheitlich, sondern nach den oben genannten Lokalitäten getrennt erfolgen muß. Erst darnach können am Schluß des Abschnittes die verschiedenen Eozän-Vorkommen zusammengefaßt werden.

a) Das Eozän der Provadijska Planina.

In der Provadijska Planina ist das Eozän das flächenhaft verbreitetste Schichtglied. Es liegt flach diskordant der höheren Oberkreide auf, die außer in den Rand-

stufen und den erosiven Einschnitten nur in den tieferen orographischen Zonen als Strukturfläche unter ihm hervorblickt. Petrographisch ist das Eozän der Provardijska Planina recht mannigfaltig. Es nehmen verschiedenfarbige, reine und sandige Mergel, sehr kalkhaltige Quarzsande und Sandsteine sowie Mergelkalke und reine Kalke an seinem Aufbau teil. Die sehr kalkhaltigen Quarzsande und Sandsteine gleichen namentlich in E vollkommen der Serie von Dikilitaš bei Gebedže (s. u.).

Eigen ist dem Eozän die durchgehende Führung von Nummuliten, nach denen es laut Angaben G. BONTSCHEFFS (7), die auf den Untersuchungen von R. POPOV (30) über das Provardija-Eozän und den Untersuchungen von P. GOČEV (14) über das Eozän von Gebedže (s. u.) beruhen, als Lutetien (mittleres Eozän) anzusehen ist. G. BONTSCHEFF gibt an der zitierten Stelle eine umfassende Fossilliste, ohne jedoch die Fundpunkte im einzelnen zu bezeichnen und das Eozän der Provardijska und Novoselska Planina auseinanderzuhalten. TOULA (41, S. 438) erwähnt aus Dikilitaš-Sandsteinen von Monastirköj *Nummulites planulatus*, *intermedius*, *Assilina exponens*, sowie *Alveolina longa* Cr. Ein grüner, wenig sandiger Kalkmergel an der Höhe der Straße von Provardija nach Novoselo lieferte neben *Nummuliten* auch *Orbitoides papyracea* sowie *Terebrateln*, ein ähnliches Vorkommen auf der anderen Talseite, auf dem südlichen Ende der Oberkreidewand auch einen *Nautiliden*. Bezüglich der Fossilführung der Dikilitaš-Sandsteine sei auf den Abschnitt über das Eozän von Gebedže verwiesen.

Im Einzelnen liegen über die Schichtenfolge nachstehende Beobachtungen vor:

In den tiefen Talrissen bei Markovča in der westlichen Provardijska Planina stehen, miteinander durch Wechsellagerung verbunden von oben nach unten gelbgrünliche, mächtige sandfreie Nummuliten-Mergel, tonige, grüne Sande ohne Nummuliten, graue Nummuliten-Kalkmergel und Kalksandsteine, bzw. blaugrüne Plänerkalksandsteine an. Grünlich-weiße, plattig bis schalig abgesonderte, grün gesprenkelte Kalkmergel stehen einige Kilometer östlicher bei Kosovča an, während bei Ravna unter ähnlichen bankigen bis splitterigen Nummuliten-Kalkmergeln v. o. n. u. graue Sande mit Nummuliten und bankigen Konkretionen (an Dikilitaš-Sandsteine erinnernd) und Nummulitenkalke folgen. Bei Krivnja unweit von Provardija bilden unter analogen Sanden und Kalksandsteinen graue sandige Nummulitenmergel das Liegende. Jenseits des Provardi dere-Cañons wiederum liegen nördlich von Džizdarköj die losen Sande und blaugrauen, kalkigen Sandsteine (Sandkalke) der höheren Kreide direkt auf und werden von schwach sandigen Nummulitenkalkmergeln überlagert. Von hier aus bilden die Sande und Kalksandsteine vom Dikilitaš-Typ eine, einige Zehner von Metern mächtige Platte auf der höheren Oberkreide. Bei Monastirköj lassen tiefe Einschnitte gut das Profil erkennen, das schon TOULA beschreibt und abbildet (41, S. 438): Wechsellagerung von festen Sandsteinbänken und losen Sanden. Dies ist auch die Eozän-Ausbildung der Tafelberge südlich der Straße Devnja-Monastirköj am E-Rand der Provardijska Planina. Südlich davon, nach den Bair Sakars zu, lagert sich vor und in Kapudži zwischen die Dikilitaš-Sandsteine und -Sande und die höhere Oberkreide, einige Meter mächtig, bankiger Nummulitenkalk. Anders ausgebildet ist das Eozän beim Bahnhof Sindel, das eher an das westliche anklingt. Es bilden hier weiße, quarzige, etwas glaukonitische Sandsteine das Liegende auf der höheren Oberkreide, und werden selbst von braungrauen Mergeln mit einigen Nummuliten überlagert. Ähnlich verhält sich das Eozän talabwärts von Provardija südlich der Novoseloer Straße. So stehen am Talrand fast reine, gelbgrüne, teils fossilführende (s. o.), teils fossilfreie Mergel an, die auf der anderen Talseite, am Ende

der untertauchenden Kreide-Kalkwand, von braunem und weißem, kalkhaltigem, grobem und feinem, fossilfreiem Sandstein mit Konkretionen unterlagert werden. Am S-Flügel der Oberkreide-Antiklinale an der Saline Mirovo schließlich überlagern gelbgrüne, sandige, fossilführende Mergel einen wenige Meter mächtigen grauen, groben Sandstein, der um den ganzen, nach W absinkenden Sattel zu finden ist.

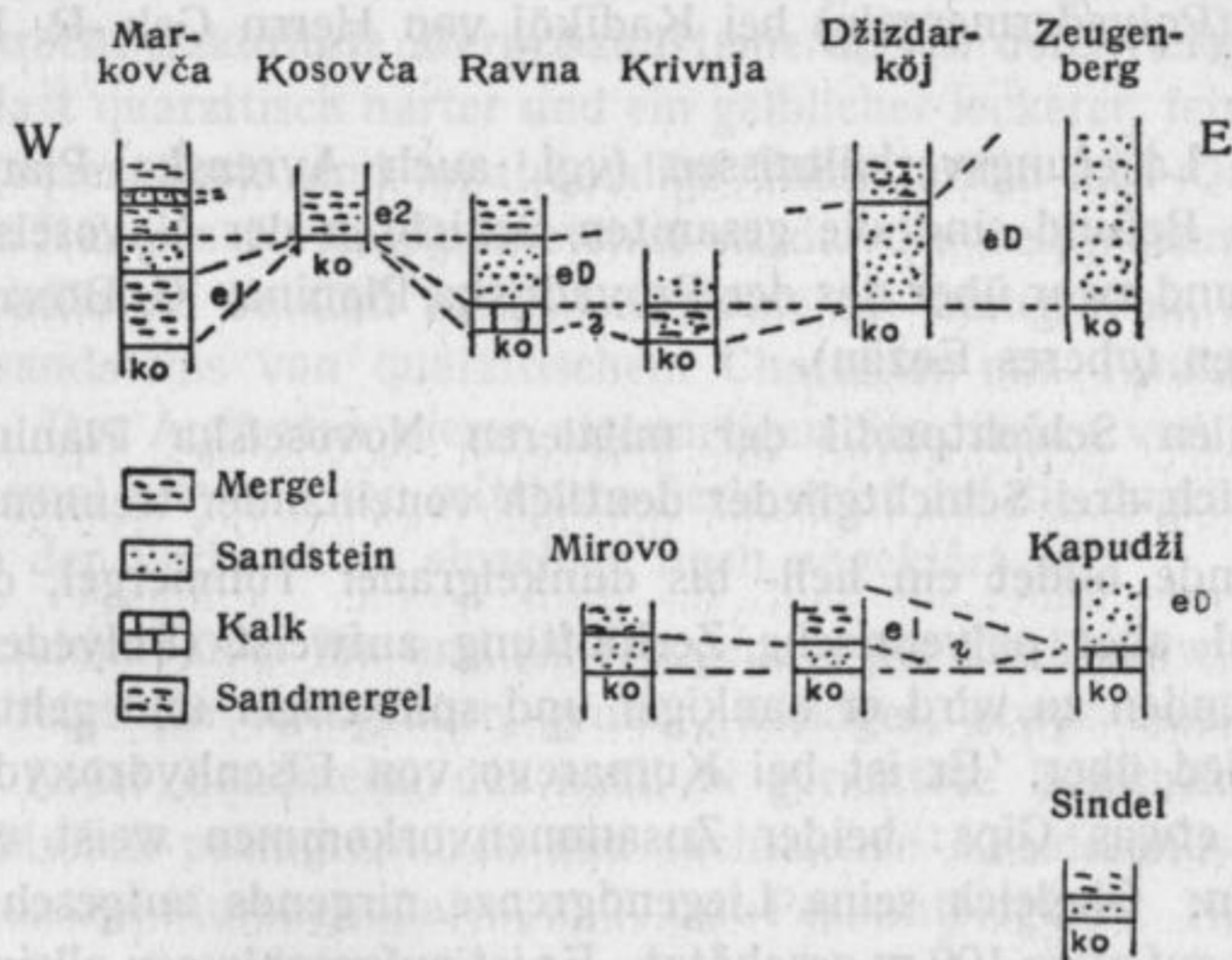


Fig. 2. Das Eozän der Provadijska Planina (schematisch).

Auf beistehender Darstellung (Fig. 2) dieser einzelnen beobachteten Profile, die scheinbar nicht zusammenpassen wollen, ist der Versuch gemacht, einheitliche Gesichtspunkte der Eozän-Stratigraphie zu erkennen. Dabei dienen die Sande und Sandsteine vom Dikilitaş-Typ (e_D) als eine ausgezeichnete Leitschicht, die westwärts einwandfrei bis Ravna verfolgt werden konnte, während die Sande von Markovča eine zweifelhafte Stellung einnehmen. Die Dikilitaş-Sande und -Sandsteine teilen die Eozänserie der Provadijska Planina in eine hangende (e_2) und eine liegende Serie (e_1) von verschiedenartigen Mergeln mit oder ohne Nummuliten. Im Liegenden treten südlich von Provadija und bei Sindel einige Sandsteine auf, während bei Ravna und Kapudži Nummulitenkalke der höheren Oberkreide auflagern. Zusammenfassend wäre also folgende Gruppierung in Erwägung zu ziehen (v. o. n. u.):

- Verschiedenartige Mergel (e_2)
- Dikilitaş-Sande und -Sandsteine (e_D)
- Verschiedenartige Mergel und liegende Sandsteine (e_1)
- Lokale Nummulitenkalke.

Paläogeographisch würde das in Anbetracht der Mächtigkeitzunahme der Dikilitaş-Schichten nach E eine Transgressionszone in ein flaches präeozänes Relief voraussetzen, wo keine gleichmäßige Liegendablagerung zustande kommen konnte.

b) Das Eozän der Novoselska Planina.

Die Novoselska-Planina besteht in ihrer ganzen Erstreckung, aus der Gegend westlich von Damnil Orta mahle, wo sie vom südwestlichen Randschichtkopf der höheren

Oberkreide der Provadijska Planina abzweigt, bis nach Čali mahle, wo sie den Anschluß an die Avrenska Planina gewinnt, aus einer Reihe kalkiger Sandsteine und Sandmergel, sowie plastischer Mergel, die nur lokal Fossilien geliefert haben. Solche beschränken sich fast ausschließlich auf die hangenden Sandsteine. Es handelt sich meist um *Muscheln* und *Brachiopoden*, die z. T. sehr gut erhalten sind, z. B. bei Muhali, und um kleine *Nummuliten* (G. BONTSCHJEFF 7). Vereinzelt wurden auch in den unteren Mergeln (Polyedermergeln) bei Kadiköj von Herrn Geh.-R. KOSSMAT *Nummuliten* gefunden.

Nach den Lagerungsverhältnissen (vgl. auch Avrenska Planina) und dem paläontologischen Befund sind die gesamten Schichten der Novoselska Planina ins Eozän zu stellen und zwar über das der Provadijska Planina. G. BONTSCHJEFF rechnet sie zum Priabonien (oberes Eozän).

Im normalen Schichtprofil der mittleren Novoselska Planina (Muhali bis Kadiköj) lassen sich drei Schichtglieder deutlich voneinander trennen.

Das Liegende bildet ein hell- bis dunkelgrauer Tonmergel, der meist keine Schichtung, wohl aber polyedrische Zerklüftung aufweist (Polyeder-Mergel = e 3). Nach dem Hangenden zu wird er bankiger und splitteriger und geht in das nächsthöhere Schichtglied über. Er ist bei Kumarevo von Eisenhydroxyd infiltriert und führt hier auch etwas Gips: beider Zusammenvorkommen weist wieder auf ehemaligen Pyrit hin. Obgleich seine Liegendgrenze nirgends aufgeschlossen ist, wird seine Mächtigkeit auf etwa 100 m geschätzt. Er ist aufgeschlossen allein in den Wasserrißen am N-Hang der Novoselska Planina zwischen Muhali und Kadiköj, wo er nach E unterzutauchen scheint. Ein analoger polyedrisch-zerklüfteter Tonmergel tritt bei Feteköj nördlich des Ana dere-Laufes wenig über der höheren Oberkreide-Platte auf. Seine Zugehörigkeit zum Eozän wird vom Verf. angenommen, während G. BONTSCHJEFF (7, 8) die gesamten Tonmergel mit den jungen Mergeln zwischen Mirovo und Sindel (s. u.) zusammen ins Pliozän stellt. Dagegen spricht aber für das eozäne Alter der Polyeder-Mergel der beobachtete Übergang in das nächsthangende Schichtglied. Auch weiter im W dürfte der Polyedermergel über dem nummulitenführenden Lutetien der Provadijska Planina auftreten und die dortige Riedellandschaft bilden.

Das nächsthangende Schichtglied (e 4) besteht bei einer Mächtigkeit von mindestens 150 m aus weißgrauen, stets bankigen, splitterigen, feinen, leicht glimmerigen Sandmergeln, denen verschiedentlich gleichartige härtere, stark kalkige Sandsteinbänke eingelagert sind, die in den Bachbetten gern Stufen bilden, so in den Bächen bei Kadiköj und bei Kote. Sie nehmen zuweilen eine bräunliche Farbe an und sind stellenweise etwas glaukonitisch (bei Kumarevo). Sie kommen namentlich im hangenden Teil vor und liegen oft mit einer kleinen Diskordanz auf den Mergeln. Diese Serie bildet den Hauptbestandteil der Novoselska Planina und reicht im S bis ins Kamčija-Tal hinab.

Aus dem E und W sind einige Eigentümlichkeiten dieser mittleren Schichtgruppe zu berichten. So sind die Mergel bei Damnil Orta mahle gelbbraun, schalig-splitterig und glimmerig. Bei Aidže dere lagern kleinsplitterige, hellgraue, frisch braune Kalkmergel direkt der höheren Oberkreide auf, während bei Čamurna in einem Tobel auch gebänderte, polyedrisch-geklüftete Kalkmergel mit kreidigen Konkretionen und weißbraunen Kalksandpartien mit Eisenkrusten aufgeschlossen sind. Aus den höheren Partien dieser Mergel gehen die Hangend-Sandsteine (s. u.) hervor.

Eine andere lokale Besonderheit dieser mittleren Abteilung ist in der nordwestlichen Umgebung von Nova Šipka aufgeschlossen. Während die N-Seite der Novoselska Planina bei Kadiköj noch aus den normalen weißgrauen Sandmergeln und Sandsteinbänken besteht, sind am S-Hang nach Nova Šipka zu andersgeartete Sandsteine mit konglomeratischen und tonigen Einlagerungen zu beobachten. So stehen in einem Steinbruch kurz vor Nova Šipka weiße, braun gebänderte, feinbankige, splitterige, senkrecht geklüftete Mergelsandsteine an, in deren Liegendem ein blaugrauer, fester, fast quarzitisch harter und ein gelblicher lockerer, feiner Kalksandstein auftritt. Der ganzen Serie sind lokal sandige Tonflatschen und Quarzkonglomerate eingelagert. Im NE von Nova Šipka stehen wieder die weißgrauen Sandmergel und Sandsteine an, während bei Čali mahle Lesesteine des blaugrauen, z. T. konglomeratischen Arkosesandsteins von quarzitischem Charakter mit Tonmergelflatschen gefunden wurden. Das Auftreten dieser eigenartigen Sandsteine von Nova Šipka auch inmitten der normal entwickelten mittleren Serie weist auf die Zugehörigkeit zu dieser hin, wenn auch der Verband im einzelnen noch ungeklärt ist.

Als Deckschicht über ihr und als Hangendes der Eozänentwicklung der Novoselska Planina folgt ein weißgrauer, grober, kalkiger, etwas dunkel gesprenkelter, fossilführender, fester Sandstein, der nach N gerichtete Schichtköpfe bildet (e 5). Er ähnelt bei Muhali petrographisch den sächsischen Kreidesandsteinen und führt hier verschiedenartige Muschelschalen, z. T. mit Perlmutterglanz. Nach E zu (Čairlik) wird der Sandstein brecciöser, etwas kreuzgeschichtet mit großen Muschelbruchstücken und kleinen Foraminiferen (Strandbreccie), ein Typ, wie er auch bei Avren wiederzufinden ist. An einigen Stellen wurden auch kleinere Gerölle darin gefunden. Bei Čamurna geht der Sandstein durch Zurücktreten der Mergel zwischen den Bänken aus dem liegenden braunen Kalkmergel hervor, während er bei Damnil Orta mahle neben kalkigem Quarzsandstein mit vielen Muscheln auch oolithischen Kalk führt (vgl. G. BONTSCHOFF).

Die Befunde über das Eozän der Novoselska Planina lassen sich in folgendem stratigraphischen Profil zusammenfassen (v. o. n. u.):

Hangendschicht 20—50 m: grobe Kalksandsteine und Strandbreccien, im W etwas oolithisch, mit *Muscheln* und *Brachiopoden* sowie *Foraminiferen* (e 5),

Mittelschicht, zirka 150 m: weißgraue Sandmergel und Mergelsandsteine, fossilfrei, nur ganz lokal einige *Nummuliten*, im W mehr gelbbraun und rein mergelig, im E mit Einlagerungen quarzitischer und konglomeratischer Sandsteine mit Tonflatschen (Nova-Šipka-Sandstein). Die ganze Serie (e 4) geht hervor aus der

Liegendschicht, zirka 100 m: Polyeder-Mergel (e 3), ein grauer, polyedrisch zerklüfteter Tonmergel, der nach dem Hangenden zu bankig und gebändert wird.

Während am N-Hang der mittleren Novoselska Planina die Serie vollständig ausgebildet ist und zu der Annahme berechtigt, das normale Hangende des Eozän der Provadijska Planina zu sein, bildet im SW, dem einzigen Ort, wo der Verband mit der höheren Oberkreide zu beobachten ist, die Mittelschicht (e 4) das Liegende, so

daß man für diese eine nach S über die Grenzen der Lutetien-Horizonte und der Polyeder-Mergel übergreifende Transgression annehmen muß (vgl. Profil, Tafel 2).

c) Das Eozän der westlichen Avrenska Planina.

In der westlichen Avrenska Planina erscheint das Eozän am vollständigsten entwickelt. Es läßt sich von der Auflagerung auf der höheren Oberkreide bis zu den hangendsten Schichten des Eozän der Novoselska Planina beobachten. Leider werden in diesem Gebiet die Studien namentlich im S durch die schlechten und seltenen Aufschlüsse so stark erschwert, daß eine vollkommene Klärung zur Zeit noch nicht möglich ist, zumal auch gerade hier nach den vorliegenden Beobachtungen der Übergang des Eozäns des autochthonen N-Balkans in das des Flyschbalkans, in die Fazies des „Tertiärflysches“ (vgl. KOCKEL, 17) vorzuliegen scheint. Nur im W ist so eine sichere Gliederung des Eozänprofils gewährleistet.

Ein umfassendes Profil der eozänen Liegendschichten dieses Gebietes ist in den steilen Hängen südlich des Ortes Sindel aufgeschlossen. Der höheren Oberkreide lagert hier zunächst eine 1—5 m mächtige Bank eines grünlich-gelben bis weißen Sandsteines auf, die nach S zu beim Kazak dere-Tal recht mergelig ist, andererseits hier aber auch aus weißen Quarzsanden besteht. Darüber folgen bei Sindel etwa 20 m weiße, dunkel gesprenkelte, kalkhaltige Quarzsandsteine und Sande, die selten irgendwelche *Foraminiferen* (*Nummuliten* und andere) führen, dafür aber umso reicher an großen *Gryphaeen*-Schalen (s. Fauna von Gebedže) und Muschelabdrücken sind. Abgesehen von ihrer geringen *Nummuliten*-führung erinnern sie sehr an die Kalksandsteine und Sande von Dikilitaş. Ohne jegliche *Foraminiferen* wurden diese Sandsteine und Sande im S zwischen Čali mahle und Saredir gefunden (vgl. o.). Bei Sindel folgt darauf eine 6 m mächtige, stark zerfressen aussehende, aus Konkretionen des Sandes und Sandsteines bestehende harte Bank, deren Hangendes wiederum eine Bank grünelben Sandsteines analog dem Liegenden bildet. Diese konnte noch ein ganzes Stück südlich des Boaz dere-Tales nach E beobachtet werden.

Im Boaz dere-Tal selbst bildet über dem erwähnten schlierigen Kalkmergel der Oberkreide eine etwa 1 m mächtige Bank eines feuchten, dunkelgrauen, tonigen Quarzsandsteins das Liegendste des Eozän. Er geht nach N in hangende feine, trockene, gelbe Sande über, in denen einzelne harte Bänke auftreten, in denen hin und wieder, im Hangenden häufiger, *Nummuliten* gefunden wurden. In der Umgebung der Höhe Taušan Karjak, östlich des Bahnhofes Sindel, bilden nummulitenführende kalkige Sandmergel in geringer Mächtigkeit das Hangende. Sie stehen auch von hier aus in südöstlicher Richtung nach Avren zu an. Darüber folgen meist nur als Lesesteine, seltener anstehend aufgeschlossene echte Dikilitaş-Sandsteine mit *Nummuliten* in größerer Anzahl. In dem Talsystem zwischen dem Taušan Karjak und dem Petrič sind im Liegendteil des Eozän Nummulitenkalke einerseits und dunkle in helle übergehende Sande andererseits aufgeschlossen, während an der Quelle (Češma) Bela Voda echte Dikilitaş-Sandsteine der Umgebung von Gebedže (Belovo) unmittelbar der höheren Oberkreide auflagern.

Über dieser Liegendserie folgen in der Umgebung von Avren verschiedenartige Mergel, die unter den Detritus- bzw. Strandbreccienkalken von Avren selbst (s. u.) um dieses herum nach S zu verfolgen sind. Sie weisen eine sehr heterogene Ausbildung auf, so daß sie wohl verschiedene Etagen des durch einige Verwerfungen

in seiner Lage gestörten Schichtpaketes darstellen. So wurden halbwegs zwischen Avren und dem Petrič im Gebiet dunkler, als plastische Zone unterhalb der festen Decke der Detrituskalke wirkender Mergel Lesesteine von sandigen Nummuliten-Mergeln gefunden. An der Quelle am N-Ende des Ortes Avren, nahe der Straße nach Sindel, bilden weiße bis gelbbraune, massige, trocken splitterige, feucht sehr bewegliche, etwas sandige und glimmerige Tonmergel das Liegende der Detrituskalke. Die Tonmergel erinnern bis zu einem gewissen Grade an die Polyedermergel der Novoselska Planina. In wesentlich geringerer orographischer Höhe treten direkt westlich der Kirche von Avren im obersten Boaz dere-Tal weißblaue, schalige Plänermergel auf, die *Nummuliten* und *Orbitoiden* führen und, abgesehen davon, den weißgrauen Sandmergeln der Novoselska Planina gleichen. Südlich von Avren stehen unterhalb der Detrituskalke weiße, sandige, z. T. kreidige, sowie splitterig-schalige Kalkmergel an, denen grober Kalksandstein eingelagert ist. Hierüber folgt der nunmehr oft genannte Detrituskalk von Avren, der in Lesesteinen schon halbwegs zwischen Saredir und Avren auftritt.

Der Detrituskalk von Avren (e 5) ist ein Kalksandstein, der dem Hangend-sandstein der Novoselska Planina weitgehend ähnelt und stratigraphisch ihm gleichstehen dürfte. Er ist im allgemeinen von weißer bis graugelber Farbe, grob, von vielen *Muscheln-* und *Foraminiferen-Fragmenten* durchsetzt, unter denen die *Nummuliten* wegen ihrer Häufigkeit hier im Gegensatz zur Novoselska Planina besonders erwähnt seien. Der Detrituskalksandstein tritt in mächtigen Bänken auf und ist selbst verschiedentlich kreuzgeschichtet, wie es besonders schön an der Quelle am N-Ausgang des Ortes Avren beobachtet werden kann. Untergeordnet kommt in diesem Eozänhorizont auch ein weißer, kieseliger, teils feiner, mürber und etwas glimmeriger, teils grober Sandstein vor, der keine Nummuliten führt (Avren, Češma Kara Hasan nördlich von Avren). In dieser Fazies, aber mit *Nummuliten* und anderen *Foraminiferen*, tritt der Detrituskalksandstein von Avren auch bei den Quellen von Toplica und Bela Voda auf, wo er durch eine Verwerfung vom Dikilitaş-Sandstein getrennt ist. Man kommt hier leicht in Versuchung, ihn mit diesem gleichzustellen, wogegen jedoch die dargestellten stratigraphischen Befunde, namentlich das Profil Sindel-Avren sprechen. Im S von Avren sind dem Detrituskalksandsteine von Avren nochmals weiße kreidige Mergel in einer kleinen Partie aufgelagert.

Die vorliegenden stratigraphischen Befunde können folgendermaßen zusammengefaßt werden, ohne eine weitere Gliederung für alle Zukunft von der Hand zu weisen (v. o. n. u.):

Hangendschichten: Detrituskalksandsteine von Avren mit etwas hangendem Mergel; ca. 70 m mächtig (e 5).

Mittlere Schicht: weiße kreidige Mergel im S, Sandmergel mit *Nummuliten* und *Orbitoiden* im SE und hell- und dunkelgraue massige Tonmergel im N und NE von Avren, wobei erstere und letztere eine hangende Stellung einnehmen; ca. 70 m (e 3—4).

Liegendschichten: gelbgrüne Sandsteine, weiße Sande, *nummulitenreiche* und -arme Kalksandsteine (Dikilitaş-Typ), einige Nummulitensandmergel und lokal liegender Nummulitenkalk, ca. 70—90 m mächtig (e D und e 1).

Eine besondere, noch nicht geklärte Stellung nehmen die Eozänvorkommen südlich des Kazak dere-Tals zwischen Čali mahle und Saredir ein. Am E-Ende von

Čali mahle stehen unter dem Bahndamm splitterig bis muschelig brechende, braungraue, feine, wenig sandige Tonmergel an, die auch in der Umgebung von Saredir weite Flächen im Liegenden einnehmen. In ihnen fand Herr Ing. KONSTANTINOV bei Čali mahle Pflanzenreste, die aber noch nicht bestimmt sind (mündliche Mitteilung). Am Hang von Čali mahle ansteigend folgen anstehend und in großen Leseblöcken wulstig und zerfressen aussehende, etwas glaukonitische, hellblaue, braunverwitternde, leicht konglomeratische Quarzsandsteine. Auf der Höhe findet man dann bis Saredir hin ausgebreitet feinen, bräunlich weißen, etwas dunkel gesprenkelten Sand ohne jede Fossilien, dem aber Blöcke und Bänke eines Kalksandsteins gleicher Art eingelagert sind, die zahlreiche Molluskenabdrücke und Hohlräume, meist nach Muscheln, selten nach Schnecken (E von Čali mahle) aufweisen. Auch kommen bei Saredir verschiedentlich große *Ostreenschalen* (s. Gebedže) vor, und der Kalksandstein weist hier in verschiedenen Lagen starke Eisenhydroxydinfiltration auf. Obgleich der Kalksand und Kalksandstein in seiner ganzen Art an Dikilitaş-Sandstein erinnert, unterscheidet er sich durch den absoluten Mangel an Foraminiferen jeglicher Art von ihm. Dergleichen Sandsteine treten auch bei Oruč Gazi und Kazak dere auf, wo er in Beziehung mit den obengenannten Liegendschichten tritt. Damit würden die liegenden Mergel von Čali mahle im Eozän-Profil tief hinabgedrückt. Es liegt die Vermutung nahe, daß sie in ihrer Ausbildung mit den mächtigen Tonmergeln und Sandsteinen südlich der Kamčija in Zusammenhang stehen. Diese sind in ihrem Aussehen einerseits dem Eozän des autochthonen N-Balkan noch nicht vollkommen fremd, andererseits ähneln sie aber auch dem Molasseflysch des Flyschbalkans, so daß hier ein direkter Übergang anzunehmen ist. Da aber heute noch keine eingehendere Beobachtungen über den Verband mit diesen südlicheren Schichtgliedern ebensowenig wie über den des Čali mahler Eozän zu dem der Novoselska Planina vorliegen, können alle stratigraphischen Hinweise nur Vermutungen sein. Einen festeren Anhalt zur stratigraphischen Gliederung bieten auch hier nur die weißen Kalksandsteine, die als nummulitenfreie Randfazies des Dikilitaş-Sandsteines aufzufassen sind.

d) Das Eozän von Gebedže (Belevo) und der westlichen Varnenska Planina.

Das Eozän von Gebedže (Belevo) und der westlichen Varnenska Planina ist vorwiegend als der nun schon mehrfach erwähnte Kalksandstein von Dikilitaş ausgebildet. Seinen Namen hat er von einer Lokalität nördlich von Gebedže, wo er besonders typisch ansteht und eine große Fläche wüstenhafter Landschaft bildet (s. u.). Südwärts ist er bis in die Umgebung von Gebedže und nordwärts am Rand der Varnenska Planina bis in die Gegend von Kara Hüsein und Boaz Kesen zu verfolgen. Allenthalben bildet er schöne Strukturformen (s. a. O.).

Ein vereinzelt Vorkommen liegt noch östlich von Kozludža, wo er auf der höheren Oberkreide transgrediert und in einem kleinen Fetzen unter der Sarmat-transgression (s. u.) erhalten ist.

Es handelt sich bei Dikilitaş um kalkhaltige quarzige, weißgraue Sande und Sandsteine, die bankig und säulig abgesondert sind und im allgemeinen rasch zerfallen. Sie führen meistens viele *Nummuliten* und andere *Foraminiferen*, während auch einzelne Bänke und Partien, gerade die, welche die innen hohlen Säulen, die sog. „Bäume“ (40, S. 366) von Dikilitaş bilden, fast fossilfrei sind und aus etwas gröberem, quarzitischem aussehendem Kalksandstein bestehen. Im Liegenden der „Bäume“-Schichten treten auch Muscheln und Schnecken, darunter besonders große Turm-

schnecken auf, die an die Eozän-Ausbildung auf der Südseite der Bucht von Burgas erinnern.

Die Ausbildung der Dikilitaş-Sandsteine mit „Bäumen“ wurde noch bei Markovo und bei Bela Voda beobachtet, während er sonst vorwiegend als eine flache Wechsellagerung geringmächtiger, fester Kalksandsteine inmitten einer mächtigen Serie von kalkhaltigen, mürben Sandsteinen und Sanden auftritt, was besonders schön beim Ort Gebedže und im Steinbruch von Strašimirovo (Golem Aladin) zu beobachten ist. Hier sind die festen Lagen teils als richtige Bänke, teils als bankartige Konkretionen in mürbem Sandstein und Sand häufiger im Hangenden als im Liegenden ausgebildet und zeichnen sich durch geringeren Nummulitengehalt aus. Sie sind nicht selten von dunklerer Farbe und quarzitischem Aussehen. Diese Entwicklung weisen auch die Kalksandsteine der beiden N-S gerichteten Kalkrippen bei Gebedže auf, die dickplattig ausgebildet sind und das Liegende des Eozäns hier bilden. Sämtliche Kalksandsteine zeichnen sich weiterhin durch eine gewisse Porosität aus. Bei Günjalis und an einigen anderen Orten sind die Sandsteine lokal etwas mit Eisenoxydlösung infiltriert und braungefärbt. Im allgemeinen ist die Farbe der Sandsteine jedoch grau, die der Sande etwas heller und gelblicher.

Die Fauna der Dikilitaş-Sandsteine der Umgebung von Gebedže hat P. GočEV (14) einer genauen Untersuchung unterzogen und sie als typisch mitteleozän (Lutétien) erkannt. Er gibt auch eine ausführliche Fossilliste, die hier wiedergegeben sei, da sie nur in bulgarischer Sprache veröffentlicht worden ist. Für seine paläontologischen Untersuchungen hat er die Dikilitaş-Sandsteine in drei petrographische Horizonte (tonige und kalkige Sandsteine in Bänken von 60—70 cm — Quarzsand und quarzitisches Sandsteine — feste und lockere Sandkalkbänke) gegliedert, die jedoch miteinander wechsellagern dürften. Zu letzterer petrographischen Gruppe zählt GočEV auch die hier besonders abgetrennten Nummulitenkalke im Steinbruch von Strašimirovo (s. u.). P. GočEV sammelte und bestimmte im Eozängebiet von Gebedže folgende Faunen:

1. aus den tonigen und kalkigen Sandsteinen:

<i>Nummulites Murchisoni</i> Brunner var. minor de la Harpe	<i>Dentalium</i> sp.
<i>Nummulites</i> sp.	<i>Pleurotomaria</i> sp.
<i>Operculina gigantea</i> Mayer	<i>Natica</i> div. sp.
<i>Orthophragmina</i> sp.	<i>Cerithium</i> sp.
<i>Alveolina</i> sp.	<i>Terebellum</i> cf. fusiforme Lam.
<i>Serpula</i> cf. spirulaea Lamarck	<i>Cassidaria diadema</i> Desh.
<i>Serpula dilatata</i> d'Archiac	<i>Nautilus imperialis</i> Sowerby
<i>Terebratulina Hilarionis</i> Meneghini	<i>Aturia ziczac</i> Sow.
<i>Terebratulina tenuistriata</i> Leymerie	<i>Bourgeticrinus Thorenti</i> d'Arch.
<i>Teredo Tournali</i> Leym.	<i>Cidaris subularis</i> d'Arch.
<i>Cardium</i> sp.	<i>Porocidaris pseudoserrata</i> Cotteau.
<i>Pectunculus</i> sp.	<i>Conoclypeus</i> sp.
<i>Lima spatulata</i> Lam.	<i>Scutellina balcanica</i> n. sp.
<i>Chlamys breviaurita</i> Deshayes	<i>Scutellina conica</i> n. sp.
<i>Chlamys parisiensis</i> d'Orb	<i>Nucleolites Bakalovi</i> n. sp.
<i>Chlamys parisiensis</i> d'Orb var. optata	<i>Pseudopygaulus Bončevi</i> n. sp.
Deshayes	<i>Echinanthus issyaviensis</i> Klein (= Cuvieri Desor)

Spondylus redula Lam.
Ostrea rarilamella Mellev
Pycnodonta eversa Mellev
Cyclostreon internostriatum Gümbel sp.

Echinanthus sp.
Echinanthus (Galerolampas) Varnensis n. sp.
Echinolampas ellipsoidalis d' Arch.
Prenaster aff. *alpinus* Desor
Odontaspis (?) sp.

2. aus dem Quarzsand und quarzitischen Sandsteine, speziell von Dikilitaš:

Nummulites planulatus Lam.
Nummulites aquitanicus Benoist
Nummulites laevigatus Brug.
Nummulites atacicus Leym.
Assilina praespira Douv.
Operculina canalifera d' Arch.
Alveolina oblonga d' Orb.
Corbis lamellosa Lam.
Crassatella plumbea Chemnitz

Ostrea rarilamella Mellev.
Ostrea sp.
Gryphaea Escheri M.-Eym.
Velates Schmidelianus Chemn.
Natica sp.
Campanile giganteum Lam.
Strombus giganteus Münst.
Nautilus sp.

3. aus den festen und lockeren Sandkalkbänken, sowie der Nummulitenkalkbank von Strašimirovo:

Lithothamnium sp.
Nummulites distans Desh. var. *minor* d' Arch.
Nummulites distans Desh. var. *depressa* d' Arch.
Nummulites irregularis Desh. var. *Pratti* d' Arch.
Nummulites Murchisoni Br. var. *major de la Harpe*
Nummulites atacicus Leym.
Assilina praespira Douv.
Assilina granulosa d' Arch. var. *minor*
Operculina canalifera d' Arch.
Orthophragmina sp.
Serpula spirulaea Lam.
Terebratula Hilarionis Menegh.
Terebratula sp.
Teredo Tournali Leym.

Ostrea rarilamella Mellev.
Ostrea sp.
Pycnodonta eversa Mellev.
Anomia tenuistriata d' Arch.
Campanile giganteum Lam.
Strombus giganteus Münst.
Conoclypeus Leymeriei (Cotteau) Popesc-Voitesti
Conoclypeus anachoreta Ag.
Echinanthus scutella (Lam.) Desor
Echinolampas Studeri Ag.
Linthia insignis Merian var. *pontica* n. var.
Prenaster aff. *alpinus* Desor
Prenaster Škorpili n. sp.
Lamna verticalis Ag.
Otodus obliquus Ag.
Odontaspis cuspidata Ag.
Odontaspis contortidens Ag.
Oxyrhina Desori Ag.
Carcharodon lanceolatus Ag.
Myliobates goniopleurus Ag.
Pycnodus sp.

Corbis lamellosa Lam.
Chlamys Tchihatcheffi d' Arch.
Chlamys subopercularis d' Arch.
Spondylus sp.

Auf Grund dieser umfassenden Faunen stellt Gočev das Eozän von Gebedže in das mittlere Eozän (Lutétien).

Auch TOULA (40, S. 366, 41, S. 423) sammelte und bestimmte einige Fossilien hier, von denen die großen massigen *Ostreen* (*Ostrea gigantea* Brand) und die *Orbitoiden* (*Orbitoides* cf. *papyracea* Boub-O. Fortisi d' Arch.) zu nennen sind.

Nördlich von Gebedže bildet allenthalben der Dikilitaš-Kalksandstein das Liegende des Eozäns. An einer ganzen Reihe von Punkten (zwischen Taptik und Markovo) hat die Kieselsäure der Sandsteine auf die überlagerte höhere Oberkreide verkieselnd eingewirkt (s. o.). Nur im S, in der Umgebung von Gebedže selbst, schieben sich im Liegenden der Dikilitaš-Sandsteine Mergel über den kreidig-mergeligen Schichten der höheren Oberkreide ein. So stehen im Ort Gebedže nur wenige Meter mächtig graue, dunkelgesprenkelte, blätterige Mergel mit Nummuliten, Muscheln und großen Schnecken im Liegenden der Dikilitaš-Sandsteine an. Auch erwähnt TOULA (41, S. 425) Nummulitenkalk direkt beim Ort. Südöstlich davon treten im mittleren Šaran dere ebenfalls unter den Dikilitaš-Sandsteinen weißbraune, glimmerige Sandmergel auf, die sich splitterig bis plattig absondern.

Das Hangende der Dikilitaš-Sandsteine ist ebenfalls an wenigen Stellen erschlossen, da die obere Grenze des Dikilitaš-Sandsteines meist von jüngeren Landoberflächen gebildet wird. Wo Hangendschichten erhalten sind, treten Nummulitenkalke oder Nummuliten-Kalkmergel und nummulitenfreie Mergel auf. Der Nummulitenkalk ist am besten in dem großen Steinbruch bei Strašimirovo (Aladin) aufgeschlossen, wo er auch abgebaut wurde. Es ist ein fester, weißgelber Kalk mit vielen *Nummuliten*, *Orbitoiden* und anderen *Foraminiferen*, weiterhin *Terebrateln* und Muscheln, die besonders am W-Ende des Bruches sehr reich vertreten sind (Fauna vgl. oben). Die etwa 5 m mächtige Bank ist oberflächlich stark zerklüftet und durch eisenoxydreiche Lösungen gebräunt. Ein anderes Nummulitenkalk-Vorkommen liegt bei Taptik, besitzt aber keinen großen Umfang.

Häufig bilden Nummulitenkalkmergel das Hangende der Dikilitaš-Sandsteine, so bei Mahle Gevrekler (Džiždark), Günjalıs und Sünbej, während zwischen Strašimirovo und Malek Aladin nur ein Lesestein davon gefunden wurde. Es sind stets weißgelbliche Kalkmergel von nur geringer Mächtigkeit, die Nummuliten führen. Bei Strašimirovo bilden im Steinbruch etwa 5 m weißgelbe, splitterig und polyedrisch absondernde Kalkmergel das Hangende des Kalkes, dem sie mit einer kleinen Diskordanz auflagern. Sie führen keine Fossilien.

Das Eozän der Umgebung von Gebedže (Belovo) und der westlichen Varnenska Planina läßt sich in folgendem Profil zusammenfassen, das große Ähnlichkeit mit dem der Provadijska Planina aufweist (v. o. n. u.):

Hangende Nummulitenkalke und- Kalkmergel, sowie fossilfreie Kalkmergel (e 2).

Dikilitaš-Sande und Sandsteine in Bänken verschiedener petrographischer Ausbildung und verschiedenen paläontologischen Inhalts (e D).

Liegende, nummuliten-führende und -freie Mergel, sowie Nummulitenkalk (e 1).

e) Zusammenfassung des Eozäns.

Bei einer Zusammenfassung der Eozänstratigraphie, wie sie in den einzelnen regionalen Abschnitten aufgeführt wurde, erweist sich der oberste Horizont, der der Strandbreccien und Detrituskalke, sowie jener der Dikilitaš-Sande und -Sandsteine als besonders wichtig. (Vgl. Fig. 3.) Sie bilden gleichzeitig die beiden Sandstein-(Kalksandstein-)Horizonte der ganzen Serie. Während die hangenden Sandsteine nur ganz lokal, bei Avren, von Mergeln überlagert sind, so tritt in ihrem Liegenden eine sehr mächtige, teils sandige, teils tonige fast fossilere Mergelserie auf.

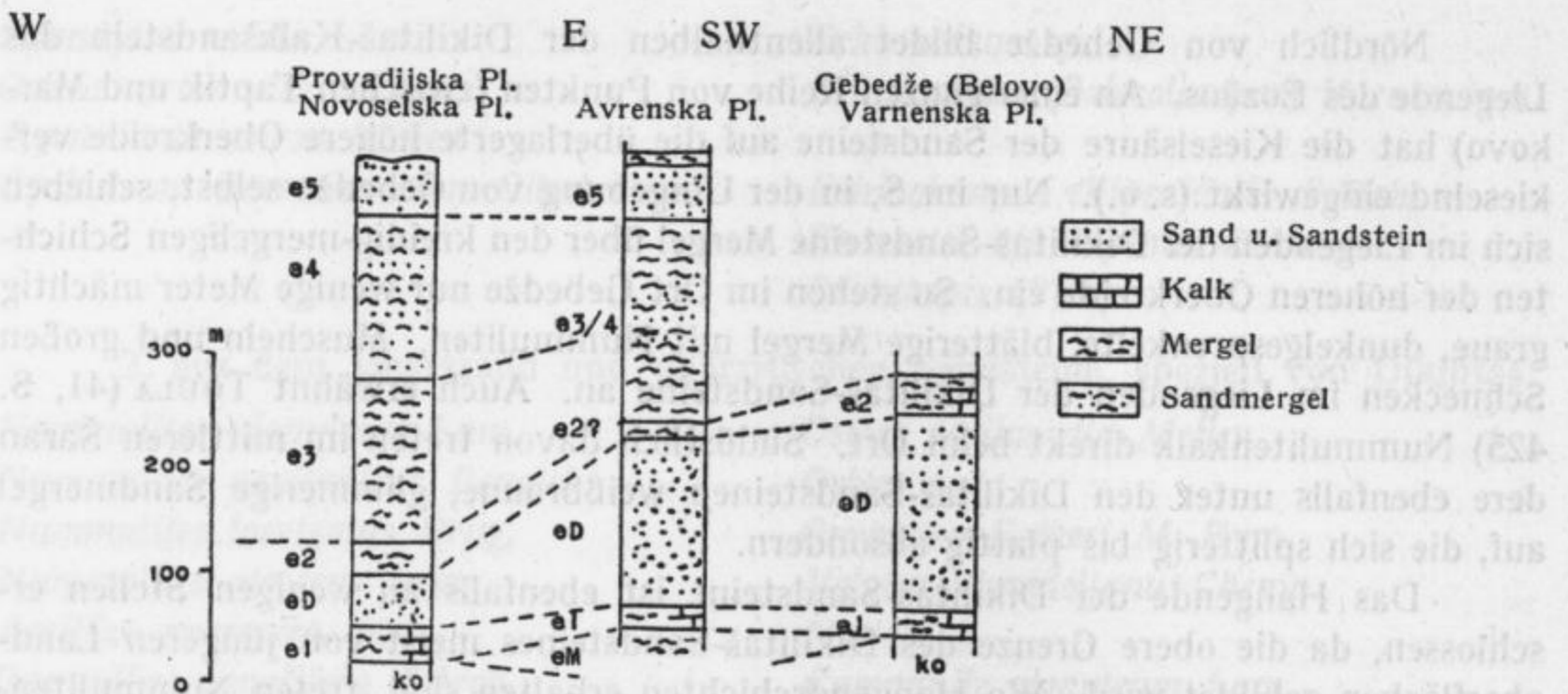


Fig. 3. Das Eozän Nordost-Bulgariens.

An die Dikilitaş-Sandsteine knüpfen sich sowohl im Hangenden wie auch im Liegenden eine Reihe verschiedenartiger Mergel, mit und ohne Nummuliten, sowie lokal Nummulitenkalke und Sandsteine. Schließlich treten ganz im Liegenden der Eozänserie der Avrenska Planina Übergangsschichten des Eozäns zum Molasseflysch (e M) auf. Die Mächtigkeit der Schichtserie des Eozäns (mittleres und oberes Eozän) dürfte 400—500 m betragen. Ihr Liegendenteil ist mit Sicherheit als Lutétien zu betrachten, der Hangenteil als Priabonien, zwischen denen die Mergelfazies in der Novoselska Planina mit etwa 300 m Mächtigkeit die fehlenden Stufen vertreten dürfte.

Paläogeographisch handelt es sich im mittleren Eozän vorwiegend um küstennahe Bildungen, die in ein flaches prämitteleozänes Relief eingelagert wurden. Namentlich scheint der Dikilitaş-Sandstein mit seiner von W aus der Provadijska Planina und vom S aus der südwestlichen Avrenska Planina her rasch stark anschwellenden Mächtigkeit als Sandbank vor der Küste anzusehen zu sein. Das Wiederauftreten von Mergeln und Kalken mit Nummuliten deutet auf Schwankungen während der Ausbildung hin. Die mächtigen Mergel besitzen einen mehr brakischen Charakter und sind vielleicht als Lagunenbildungen hinter der Sandbarre aufzufassen. Auch die hangenden Sandsteine, Strandbreccien und Detrituskalke zeigen eine randliche Verlandungszone an. Dabei ist das Ablagerungsgebiet des höheren Eozän auf die Novoselska und westliche Avrenska Planina beschränkt.

B. Die Schichtfolge der Neogenbucht.

In Nordost-Bulgarien folgt über dem Eozän eine Schichtlücke, die im wesentlichen das Oligozän umfaßt, während im Balkan selbst vielleicht der höhere Teil des Molasseflysches dem Oligozän angehören dürfte (KOCKEL, 17). Eine reiche und mehrere 100 m mächtige Sedimentfolge tritt in der Neogenbucht von Varna erst im Miozän wieder auf. Pliozän und Quartär nehmen eine nur untergeordnete Stellung ein und sind einem jeweiligen, in seinen großen Zügen noch heute erkennbarem Relief eingelagert.

1. Das Miozän.

Das Miozän ist in NE-Bulgarien, der Varnenser Neogenbucht, meist scharf in mehrere Stufen gegliedert, die großen Anklang an die südrussische Miozänfazies, besonders der Krimhalbinsel und des Kaukasus zeigen. Es sind folgende Stufen zu unterscheiden (v. o. n. u.):

Ober-Miozän: Sarmat, mS.

Mittel-Miozän: Präarmatische, obermittelmiozäne Sande und Schotter, mmo
Spaniodonschichten, mSp.
Tschokrakschichten mTsch.

Unter-Miozän: Miozän-Liegendmergel mu.

a) Die Miozän-Liegendmergel.

Das Liegende der sehr mächtigen Miozänserie bilden Mergel, die zwischen Adžemler und Günjalis bzw. Sünbej in den Wasserrissen am S-Rand der Varnenska Planina aufgeschlossen sind, und deren Mächtigkeit im vollständigen Profil mindestens 160 m beträgt. Es sind vorwiegend hell- bis dunkelbraune, braungebänderte, frisch graue, etwas sandige und glimmerige, sehr wasserhaltige, trocken meist splitterige, seltener pulverig zerfallende Mergel, die bald fast ungeschichtet sind, bald plattig und bankig auftreten. Namentlich im Liegenden sind sie bei Mahle Gevrekler als schwarzbraune bis schwarzgrüne Tonmergel ausgebildet, womit sie an dunkle Tonmergel bei Malek Aladin erinnern, die wohl auch zum Untermiozän zu zählen sind und lokal etwas Gips führen. Bei Gevrekler weist im liegenden Teil eine Bank auch starken Glaukonitgehalt auf. Bemerkenswert ist ein gewisser Sandgehalt, der bis zur Bildung von feinen Sandlagern steigt, denen in Ruslar Kieselkonkretionen eingelagert sind. Von Interesse ist weiterhin im Tobel östlich von Gevrekler in 170 m das Auftreten von manganerzhaltigem, schwarzbraunen Mergel und schwarzvioletten Erzkongkretionen vom Belaer Typ (s. u.), zusammen mit einigen grauen, spätigen Kalkknollen, in denen als einziges Fossil der ganzen Mergelserie das Fragment einer berippten Muschel gefunden wurde. Des weiteren kommen vereinzelt dünne, rotgelbe, eisenhydroxydhaltige Bänder in den Mergeln vor.

Mit diesen Mergeln in Zusammenhang zu bringen sind nach mündlichen und brieflichen Angaben des Herrn Mineningenieur KONSTANTINOV-Sofia die in den Bohrungen bei Varna bis zu 206 m Tiefe durchfahrenen blauen, d. h. dunklen Tonmergel, die hier unter den Tschokrak-Schichten folgen.

In der Avrenska Planina konnten die Miozän-Liegendmergel nur am Ufer des unteren Devnjasees bei Konstantinovo (Dereköj) nachgewiesen werden. Sie unterlagern hier, an einer untergeordneten Störung emporgedrückt, die Kalke und Mergel der Tschokrakschichten. Es sind stark blätterige, bräunliche und graue, gebänderte, etwas glimmerige, gipsführende Sandmergel, die den Miozän-Liegendmergeln der Varnenska Planina vollkommen ähneln und deren streichende Fortsetzung nach S bilden.

Ein anderes Vorkommen von zweifellosen Miozän-Liegendmergeln liegt in der Kamčijska Planina am unteren Kuru dere nördlich von Bela und der dortigen Küste. Am Kliff nördlich der Bachmündung liegen unter groben bis grobkonglomeratischen, kalkhaltigen Sandsteinen (s. u.) splitterige, blätterige, graubraune Mergel, die ebenfalls den typischen Miozän-Liegendmergeln der Varnenska und Avrenska Planina

gleichen. Südlich der Mündung treten sie ebenfalls noch auf und gehen hier in die Manganerz-führenden Schichten über. Das Erz wurde in Tagebauen hier wie auch in den Gruben im Kuru dere-Tal erschürft und gleicht in seinem Auftreten dem von Mahle Gevrekler (s. o.) in den Miozän-Liegendmergeln der Varnenska Planina. In der mittleren der drei auf der bulgarischen Lagerstättenkarte (37) verzeichneten Gruben bilden helle, braungraue, kalkige, dünnbankige Mergel das Liegende der Erzsichten. Diese selbst bestehen aus gleichen Mergeln und dunkelbraunen, glimmerigen, feinen Sandmergeln, denen sich Erz von verschiedener petrographischer Beschaffenheit in Form flacher Linsen oder mächtiger Bänke einschaltet. Das Hangende besteht wieder aus gelblich-grauen, glimmerigen Sandmergeln mit weißen, dichten, kreidigen Konkretionen. In der Grube am Meer tritt das Erz mehr dünnbankig und splitterig an Stelle der Mergel auf.

Von größerem stratigraphischen Interesse ist aber das Auftreten von fossil-führenden Mergeln und Mergelsanden bei Arnautlar, südöstlich von Dolen Čiflik. Hier lagern den blaugrauen Sandmergeln des Molasseflysches, die stark an die ober-eozänen Sandmergel der Novoselska Planina erinnern, mürbe, gelbe, mergelige, kreuzgeschichtete Sandsteine auf, die Konkretionsbänke festen bläulichgrauen, quarzischen Sandsteines, sowie Fossilfragmente enthalten. Nach dem Hangenden gehen diese Schichten, die nahe der Schule aufgeschlossen sind, in lockere gelbe Mergelsande über, die von einer Bank festen, grauen Mergels überlagert werden, in der verschiedene, meist zerdrückte, weißschalige Fossilien (Muscheln und Schnecken) auftreten. Darüber folgen blau-, oben gelbgraue, splitterige, z. T. polyedrisch abgesonderte Tonmergel, die an der Brücke der Straße nach Dolen Čiflik in splitterig-blätterige, weiche, dunkelkarmine, braune, eisenreiche Mergel übergehen. Diesen sind die plastisch-polyedrischen, dunklen Tonmergel der Ziegeleigrube am Nordrande des Ortes aufgelagert. Die Fauna des festen Mergels konnte von TOULA gesammelt und bestimmt werden (40, S. 370). Sie besteht aus leicht zerfallenden Schnecken und Muscheln, sowie einem *Dentalium*. ZLATARSKI (50) stellt die Schichten auf Grund dieser Fauna den Schiefertönen mit *Pecten denudatus* von Kertsch gleich, also in das untere Miozän. Nach Ansicht des Verf.s kann diese Gleichstellung mit den Schiefertönen von Kertsch einstweilen weder auf paläontologische Befunde, noch auf die petrographische Ausbildung gestützt werden. Jedoch weist die Stellung der Mergel innerhalb des Schichtprofils auf deren untermiozänes Alter hin¹⁾.

b) Das mittlere Miozän.

Das mittlere Miozän, das den Hauptanteil an den Neogenablagerungen besitzt, gliedert sich analog dem südrussischen Miozän, mit dem weitgehende Fazies-übereinstimmung besteht (s. u.), in die liegenden Tschokrakschichten, oft auch nur als Tschokrakkalk bezeichnet und die hangenden Spaniodonschichten, über die sich die obermittelmiozänen präarmatischen Sande und Schotter legen. Die von TOULA (43) besonders ausgeschiedenen Helixschichten und Pectenoolithe sind Schichtglieder der beiden Stufen und müssen daher diesen einbezogen werden.

Diese Gliederung ist jedoch nur in der Varnenska Planina scharf durchzuführen und stößt schon in der Avrenska Planina auf Schwierigkeiten. In dem neo-

1) Es dürfte jedoch nicht ausgeschlossen sein, daß speziell die erzführenden Schichten im Alter denen von Tschiaturi südlich des Kaukasus entsprechen, wofür jedoch z. Zt. noch kein Anhalt vorliegt.

genen Teil der Kamčijska Planina ist sie überhaupt nicht mehr zu erkennen. Hinzu tritt die verschiedene gute Beschaffenheit der Aufschlüsse in den betreffenden Gebieten, so daß eine regionale Besprechung gegeben erscheint.

1. Die Varnenska Planina.

In der Varnenska Planina sind alle Horizonte des mittleren Miozän wohl entwickelt und am Rand der Planina und am Kliff bei Varna sehr gut aufgeschlossen.

a) Die Tschokrakschichten (mTsch.).

Die Tschokrakschichten bilden über den miozänen Liegendmergeln die ersten wirklich reichlich fossilführenden Schichten. Sie sind zu gliedern in eine tiefere mehr kalkige und kalkig-mergelige und eine höhere mergelig-sandige-oolithische Serie.

Die erstere ist am unteren Devnja-See bei Varna gut aufgeschlossen und zeigt u. a. folgendes lokales Spezialprofil (v. o. n. u.):

Gehängeschutt.

- 0,5 m schwarze Erde
- 0,5 m bröckelig grüne Tone
- 0,0—0,25 m feste braungrüne Sandbank mit Oolithkörnern im Hangenden
- 0,5 m ungeschichteter braungrüner Sand
- 0,3 m grüner splitteriger mergeliger Sand
- 0,0—0,4 m weißer dichter Kalk und Kalkoolith
- 1,0 m weißbrauner feiner Sand
- 0,5 m fester bis bröckeliger, brauner, sandiger Mergel
- 1,0 m splitteriger, weißer, kalkiger Mergel
- 1,0 m bröckeliger, grünlicher, sandiger Mergel
- 0,6 m fester dichter Kalk mit Fossilien, aus:
- 1,7 m Kalksand und Kalksandstein hervorgehend.
- 0,5 m dichter, weißgelber Kalk mit Fossilien
- 2,0 m grüne, bröckelige Mergel mit Fossilisplittern im Liegenden
- 1,2 m splitterige Kalkmergel
- 0,6 m braunweißer sandiger Kalk mit Fossilien
- 0,5 m bröckelig und fester weißgrünlicher Kalkmergel
- 0,4 m fester weißer Kalk, etwas grünlich, dicht
- 0,3 m bräunlicher, feinsandiger Kalk
- 0,5 m dichter, weißer Kalk
- 0,2 m brauner und grüner Mergelsand
- 0,7 m fester weißbrauner Kalk
- 0,3 m feste weiße Kalkbank.

In gewissen Lagen, auch an anderen Stellen in Varna, zeigt diese Serie eine große Ähnlichkeit mit den sarmatischen Ablagerungen, die TOULA veranlaßte, am Bahnhof von Varna durch Fossilien belegtes Sarmat anzunehmen. Durch ein Profil vom Zollamt (41, S. 421) widerruft er jedoch diese Anschauung später selbst (s. a. u.). Aus seinen zahlreichen Profilen für diese Stufe und die hangenden Spaniodonschichten geht eine ähnliche Schichtzusammensetzung hervor, die für Flachsee typisch ist und andauernden Wechsel der Ablagerungsbedingungen anzeigt.

Zu den unteren Tschokrakschichten gehören auch die westlich von Indžeköj im Steinbruchbetrieb aufgeschlossenen festen, weißen, etwas dunkel getüpfelten und etwas oolithischen Kalke und Kalkmergel, die auch hier Fossilspuren führen.

Die oberen Tschokrakschichten setzen sich bei Varna aus einer Wechsellagerung von grüngrauen Mergeltonen (mit *Helix*), weißen etwas kreidigen Kalkmergeln und oolithischen Kalken mit reicher Fauna (*Pectenoolith*), kalkhaltigen, kreuzgeschichteten Sanden, sowie groben kalkigen Sandsteinen, die namentlich im Hangenden oft viele *Helix* führen, zusammen. Die einzelnen petrographischen Glieder dieser Serie treten in Bänken von wenigen dm bis wenigen m Mächtigkeit miteinander wechsellagernd auf und sind am Kliff von Varna zwischen dem Meergarten und drittelswegs nach Euxinograd gut aufgeschlossen, ebenso in den Wasserrissen im W der Stadt. Am Kliff des Meergartens und nördlich davon bilden einige Meter mächtige, z. T. kreuzgeschichtete und fast stets schwarzgetüpfelte Sande und Sandsteine das Hangendste der Tschokrakschichten, während im W der Stadt zu oberst, unter den Spaniodonschichten braune und grüne tonige, weniger kalkige Mergel anstehen, denen reichlich *Pectenoolith*bänke zwischengelagert sind.

In diese Serie einbegriffen sind also die von TOULA (42) besonders ausgeschiedenen *Helix*schichten, die namentlich dem hangenden Teile entsprechen, wenn auch *Helix* einerseits schon im Liegenden, andererseits noch drüber in den Spaniodonschichten (s. u.) angetroffen wurde, wie auch die *Pectenoolithe*, die sich in den hangenden Tschokrakschichten durch eine reiche Fossilführung auszeichnen. Die oberen Tschokrakschichten sind auch in den Wasserrissen südlich von Pašaköj am Devnjasee und südlich von Adžemler aufgeschlossen. Das Verbreitungsgebiet der Tschokrakschichten ist durch die diskordant über sie hinwegschneidenden Spaniodonschichten auf die tieferen Zonen am Devnjasee entlang zwischen Varna und den Steinbrüchen bei Indžeköj beschränkt. In den Tälern der Varnenska Planina selbst wurden sie nicht aufgeschlossen gefunden.

Aus den beiden die Tschokrakschichten im wesentlichen umfassenden *Helix*schichten und *Pectenoolithen* TOULAS (42, S. 281 ff.) sammelte dieser in zahlreichen Profilen eine reiche Fauna, die ZLATARSKI (50) summarisch zusammenfaßt. Erwähnenswert sind die zahlreichen *Pecten*, die verschiedenen Arten angehören, *Chama minima Toula*, eine ganze Reihe *Cerithien* usw. Auch treten *Ervilien* und *Mactren* auf, die den sarmatischen Formen sehr ähneln und so paläontologisch den Eindruck hervorrufen können, es handle sich um Sarmat, während sich durch das Schichtprofil einwandfrei die Zugehörigkeit dieser Schichten zu den unteren Tschokrakschichten erweist.

Ein Sammelprofil durch die Tschokrakschichten lautet also (v. o. n. u.):

Obere Tschokrakschichten:

lokal Sande und Sandsteine, meist dunkel getüpfelt, z. T. kreuzgeschichtet mit oft zahlreichen *Helix* (*Helix*schichten).

Wechsellagerung grüngrauer Mergeltone mit obigen Sanden und Sandsteinen, sonst mit Kalkmergelbänken und Kalkoolithen, die eine reiche Fauna führen (*Pectenoolithe* TOULA'S); vereinzeltes Vorkommen von *Helix*.

Untere Tschokrakschichten:

Eine reiche Serie von tuffigen bis spätigen und dichten kreidesandigen und oolithischen Kalken und Kalkmergeln, mit einzelnen *Pectenoolithlagen* mit reicher Fauna, sowie vereinzelten *Helix*, zuweilen in petrographischer und paläontologischer Ausbildung sehr an Sarmat erinnernd.

β) Die Spaniodonschichten (m Sp).

Die Spaniodonschichten scheinen am Kliff von Varna ohne scharfe petrographische Grenze aus den oberen Tschokrakschichten hervorzugehen. Der Verfasser läßt sie mit dem ersten häufigeren Auftreten von *Spaniodon* beginnen, während die in den oberen Tschokrakschichten häufige *Helix* auch in den unteren Spaniodonschichten noch auftritt. Die Übergangsschicht stellt ein mittelkörniger Sandstein über einwandfreien Tschokrakmergeln dar (s. o.). Auch nach den Angaben des Herrn Assistenten P. GOČEV/Sofia ist der Übergang ein konkordanter, was ZLATARSKI veranlaßt habe, beide Serien auf seiner Karte (49) einheitlich darzustellen, wie es auch TOULA (42) tut.

Im Gegensatz zu diesem Schichtübergang bei Varna steht als Ergebnis des Gesamtprofils durch die Varnenska Planina (s. u.) eine Diskordanz zwischen beiden Schichten, die besonders scharf durch die vollkommene Überschneidung der Tschokrakschichten durch Spaniodonschichten bei Adžemler dargestellt wird, aber auch schon innerhalb Varnas zu erkennen ist (s. o.).

Das Liegende der Spaniodonschichten wird durch eine Serie von meist feinen, seltener groben, bankigen, graubraunen und weißen kalkigen Sandsteinen und Sanden gebildet, denen unten blaugraue Mergelbänke noch verschiedentlich eingelagert sind. Die Sandsteine und Sande weisen z. T. Kreuzschichtung auf und sind beide in den meisten Lagen mit *Spaniodon* erfüllt. In den tieferen Lagen sind, besonders in den Mergeltonen auch *Helix* sehr häufig. Der Sandstein ist z. T. sehr quarzig, andererseits aber auch sehr kalkig, namentlich im W, wo er unter dem transgredierenden Sarmat liegt, so daß hier die Trennung nicht immer ganz leicht ist. Dies ist der Fall bei Eleč und im Derventtal unterhalb Dervent. Einige Bänke weisen besondere große Festigkeit auf, werden in Steinbrüchen westlich von Varna gebrochen und bilden am Strand zwischen Varna und Euxinograd große Blockhalden.

Am Kliff bei Varna folgt dann eine geringmächtige Zone schwarzblauer Schieferletten mit vereinzelt Pflanzenhäcksel und eingelagerten Bänken feinen, grauen Sandsteins. Landeinwärts konnte diese Zone von blauen, splitterigen Schiefermergeln noch zwischen Pašaköj und Golema Franga aufgefunden werden.

Darüber folgen als obere Spaniodonschichten Zehner von Metern mächtige braune, bankige, dunkel gebänderte, lehmige Sandmergel, denen in der Ziegelei-grube an der Windmühle nahe der Straße von Varna nach Golema Franga und bei Pašaköj kalkige Schichten mit massenhaften *Spaniodon* eingelagert sind, die etwa den *Diatomeenschiefern* TOULA's mit *Bacillarien* entsprechen (42, S. 281). Diese Mergel der oberen Spaniodonschichten konnten bis in die Gegend zwischen Adžemler und Ruslar verfolgt werden, wo auch sie von der Sarmat-Transgressionsfläche überschritten werden. Im übrigen bilden sie einen guten Gleithorizont, der sich besonders in der Küstenzone der Varnenska Planina auswirkt (s. u.).

Auch aus dieser Stufe des Mittelmiozäns sammelten und bestimmten TOULA (42, S. 281) und ZLATARSKI (50, S. 74) zahlreiche Fossilien, von denen die *Spaniodonten* am häufigsten sind und der ganzen Stufe den Namen gegeben haben. Es sind vor allem *Spaniodon Barboti Stuckenbg.* und *Spaniodon Andrussowii Toul.* Ersterer tritt in den sandigen Spaniodonschichten der Halbinsel Kertsch sehr häufig auf. In den oberen Spaniodonschichten findet sich daneben *Pholas*, besonders als *Pholas bulgarica Toul.* Auf das Vorkommen von *Helix* in den unteren Spaniodonschichten namentlich am Kliff von Varna wurde schon oben hingewiesen.

Ein Gesamtprofil der Spaniodonschichten lautet nach den Aufnahmen des Verf.s folgendermaßen (v. o. n. u.):

Obere Spaniodonschichten:

Eine mächtige Serie feiner, meist feinbankiger grauer und brauner, meist gebänderter Sandmergel mit einzelnen hellen Lagen voller *Spaniodon*, sowie *Diatomeenschiefern* (TOULA).

Eine geringmächtige Serie schwarzblauer Schieferletten mit Pflanzenhäcksel und eingelagerten Bänken feinen grauen Sandsteins.

Untere Spaniodonschichten:

Serie von feinen z. T. kreuzgeschichteten Sanden und Sandsteinen mit einigen sehr festen Quarzsandsteinbänken, allenthalben Lagen voller *Spaniodon*, lokal auch fluviatile rote Sande.

Serie feinlagiger grauer Sande und blaugrauer Mergelkalkbänke und einzelner Sandsteinbänke mit vielen *Spaniodon* und vielen *Helix* als Übergangsschichten aus den Tschokrakschichten, speziell am Kliff von Varna.

Im einzelnen weist auch das Profil der Spaniodonschichten, wie auch aus den verschiedenen Angaben TOULA'S (41, 42) hervorgeht, einen reichen Wechsel der Ablagerungen auf, wie er schon für die Tschokrakschichten erwähnt wurde. Es tritt jedoch anstelle der Kalkkomponente die Sandkomponente wesentlich in den Vordergrund, wenn auch einzelne kalkige, ja kalkoolithische Lagen nicht fehlen. Es weist dies Vordrängen der Sandkomponente auf landnähere Fazies hin. Das Auftreten von Kalk dürfte z. T. auch sekundär sein. Es ist besonders unter der Auflagerung des stark kalkigen Sarmat zu beobachten (Eleč und Dervent).

γ) Die obermittelmiozänen, präarmatischen Sande und Schotter (mmo).

Über den oberen Spaniodonschichten folgt im Profil von Varna eine etwa 100 m mächtige Serie braun- und rotgelber, grober Sande und Schotter mit vorwiegendem Quarzmaterial, aber auch bunten Geröllen, die stark kreuzgeschichtet sind. Hier und da sind graue Mergelfetzen eingelagert, während an anderen Stellen braune, feste Eisenrinden diese zweifellos fluviatilen Ablagerungen durchsetzen. Fossilien wurden in dieser Serie weder vom Verf. noch von TOULA (42, S. 284) gefunden. Sie erstreckt sich von Varna aus am Abfall der Varnenska Planina in ungeminderter Mächtigkeit bis nach Pašaköj, hebt sich hier westwärts heraus und wird dadurch ebenfalls vom Sarmat überschritten, so daß sie bei Adžemler endet. In gleicher E-W Erstreckung wurde sie im N in den Tälern unter dem Sarmat erschlossen gefunden. An der Küste sind die Sande auf den Mergeln der oberen Spaniodonschichten mitbewegt worden.

Verf. rechnet die Serie zum mittleren Miozän als dessen Hangendteil, da sie in ihrer petrographischen Ausbildung den Abschluß eines umfassenderen Sedimentationszyklus bildet, der im Untermiozän mit Tonmergeln beginnt und unter Zunahme des Kalkgehaltes in den Tschokrakschichten und des Sandgehaltes in den Spaniodonschichten bis zum Kies und Schotter dieser Serie überleitet, und über den das Sarmat diskordant hinwegschneidet und eine erneute kalkige Ausbildung aufweist.

2. Die Avrenska Planina.

Das mittlere Miozän der Avrenska Planina umfaßt, wie schon erwähnt, die Äquivalente der Tschokrak- und Spaniodonschichten, sowie lokal die obermittel-miozänen Sande und Schotter und bildet so im wesentlichen ein Äquivalent der oberen Mediterranstufe des pannonischen Beckens, als welches es TOULA (42) auf seiner Karte darstellt. Die Beziehungen zur mittelmiozänen Ausbildung der Varnenska Planina sind noch deutlich erkennbar, und an einigen Punkten läßt sich auch das genauere Alter der betreffenden Schicht innerhalb der mittelmiozänen Serie bestimmen.

In der Avrenska Planina treten vorwiegend feine und grobe weiße Quarzsandsteine mit stark kalkigem Bindemittel auf, die teils in Sande und sandige weiße Mergel, teils in oolithische Kalke übergehen. Von W und N nimmt der Kalkgehalt ab, und an der Küste stehen reine, wenn auch noch kalkige Sandsteine von gelblicher und bräunlicher Farbe an, die auch schotterig werden und vor allem kleine Quarzgerölle führen. Dunklere, meist grünliche Mergel sind der Serie nur untergeordnet eingelagert. Eine Sonderstellung nehmen gelbe bis rotbraune, fluviatile Kiese und Schotter im W des Gebietes, namentlich in der Gegend von Suludža al ein.

Wie schon erwähnt, lassen Fossilfunde an einigen Punkten eine nähere Eingliederung der mittleren Miozänschichten zu. An erster Stelle ist da das einwandfreie Auftreten von unteren Tschokrakschichten bei Konstantinovo (Dereköj) und am dortigen S-Ufer des unteren Devnja-Sees zu nennen. (Vgl. auch TOULA 41, S. 421 u. 425). Sie wenden hier einen Schichtkopf nach W und umfassen eine etwa 80 m mächtige Serie von oolithischem Kalk in mehreren, mindest drei mächtigen Bankgruppen, die mit weißen, etwas kreuzgeschichteten Kalksandsteinen und grünlichen Tonmergeln wechsellagern. Die Oolithe führen an verschiedenen Stellen bis zu 5 cm im Durchmesser groß werdende *Pectines*.

Sichere Tschokrakschichten wurden ferner in Zdravec (Akandži) gefunden. Hier stehen unter weißen festen, oolithischen Kalken, die eine Kleinf fauna führen, und grünlichen Sandmergeln weiße Kalksandsteine und -Sandsteine, bzw. Konkretionsbänke an, die vereinzelt kleine bunte Gerölle und häufiger *Helix* enthalten, so daß es sich hier um die oberen Tschokrakschichten handeln dürfte. Im Anschluß an dieses Vorkommen dürften wohl die Kalksandsteine im S von Zdravec, die z. T. *Ostreen* führen, und die von Čokek hierher gerechnet werden, so daß ein, wenn auch schmaler Streifen von Konstantinovo nach Čokek als Tschokrakschichten ausgebildet ist. Die Kiese von Suludža al würden dann in dessen Liegendes, an die Basis des mittleren Miozän zu stellen sein. Sie finden ihre Fortsetzung in der Kamčijska Planina.

Unter den somit die ganze östliche Avrenska Planina einnehmenden Spaniodonschichten treten die Tschokrakschichten im Tal bei Zvedica und im unteren Kosi Kavak dere-Tal auf. Hier liegen unter Sandsteinen und Mergeln oolithische Bänke und Kalksandsteine mit *Pectines*, sowie grüne, sandige, tonige Mergel, die als Tschokrakschichten anzusehen sind. TOULA (40, S. 418) fand in feinem mürben Sandstein eingelagert Pectenoolith über mürben Mergeln beim Anstieg der Straße von Varna nach S, also beim Ortsteil Ses Sevmes. Ein weiteres, dem Verf. allerdings fragliches Vorkommen erwähnt TOULA zwischen Pašadere und Petrovo (40, S. 368).

Weit verbreiteter sind aber die Spaniodonschichten, die an meist sehr reichen Spaniodonfunden an folgenden Punkten der Avrenska Planina nachgewiesen werden konnten: östlich des Seeflughafens von Varna am S-Ufer des unteren Devnjasee's,

in Zvezdica, nördlich von Priselci (Memiš Sofular), nördlich des Han vom Pašadere (s. a. TOULA 40, S. 368), östlich von Kruša am Kamčijahang, sowie schließlich am ganzen Küstenkliff vom Kap Galata bis zum Kap Kamčijk. Hier im S lautet das Profil etwa folgendermaßen (v. o. n. u.):

Wechselagerung feiner, etwas glimmeriger, gelblicher Sande mit eisenhaltigen, gröberen bis schotterigen Sanden mit knollensteinartigen Konkretionen und Bänken feineren Sandsteines mit sehr vielen *Spaniodon*, etwa 100 m.

Eine Bank von splitterigen, grauweißen Mergeln mit fluviatilen Sandlinsen und wenigen Pflanzenresten, 10—20 m.

Feine Kalk- und Schotterands mit festen *Spaniodon*bänken.

Bänke groben Quarzgeröllsandsteines und *Spaniodon*sandsteines.

Kalkoolithische Sandsteine (ev. schon Tschokrakschichten).

Diese obere Wechselagerung bildet den Hauptanteil der das Kliff aufbauenden *Spaniodon*schichten auch weiter im N. Auch bei Galata ist es eine große Serie von feinen bis schotterigen Sanden und Sandsteinen, die z. T. Kreuzschichtung aufweisen und *Spaniodon*, sowie Mergelzwischen-schichten führen. TOULA (40, S. 419/20 u. 41, S. 382/83) gibt eingehende Profile vom Abfall zwischen Kap Galata und Ses Sevmes, aus denen ebenfalls eine reiche Wechselagerung von sandigen und mergeligen, kalkhaltigen Schichten hervorgeht. Besonders schön ist diese Schichtserie mit ihrer andauernd wiederholten Wechselagerung an der Abbruchwand hinter der neuen Textilfabrik und der Bierbrauerei auf der Südseite der Bucht gegenüber Varna zu sehen. TOULA nennt bei der Profilbeschreibung auch eine Reihe Fossilien, die aber alle in den bereits oben erwähnten Faunenlisten schon enthalten sind, so daß hier nicht erneut darauf eingegangen zu werden braucht.

Während alle diese *Spaniodon*schichten wohl mehr der unteren Abteilung in der Varnenska Planina entsprechen, scheint die obere allein durch einige Mergelpartien im Hangenden dieser Serie bei Galata vertreten zu sein.

Aus der Verteilung der durch Fossilfunde in ihrem Alter belegten Schichten geht einwandfrei die Gesamtverteilung der *Spaniodon*schichten in der östlichen Avrenska Planina östlich der Linie Seeflughafen von Varna am unteren Devnja-See—Kruša hervor, unter denen die Tschokrakschichten nur im NE lokal hervortreten.

Schließlich sind die obermittelmiozänen, präarmatischen Schotter und Sande an dem vom Fort Arap gekrönten Berge westlich Galata ganz lokal unter einer kleinen Sarmatdecke (s. u.) vertreten. Es sind bräunlichweiße fluviatile Sande und weißer Kies mit bunten Geröllen. Sie erinnern sehr an die obermittelmiozänen Sande und Schotter von Golem Franga, denen sie stratigraphisch gleichgestellt werden.

Somit umfaßt das Schichtprofil des mittleren Miozäns in der Avrenska Planina eine Schichtserie, die mit fluviatilen Sanden und Schottern (*Saludža al*) beginnt und mit solchen (bei Galata) endet. Es lautet (v. o. n. u.):

Obermittelmiozäne präarmatische Sande und Schotter vom Fort Arap bei Galata.

Mergelserie der oberen *Spaniodon*schichten (?) bei Galata.

Eine reiche Serie von Kalksandsteinen, Quarzsandsteinen und Sanden, z. T. kreuzgeschichtet, wechsellagernd mit Mergeln verschiedener Art und bankweise reichlichem Auftreten von *Spaniodon*, im wesentlichen die unteren *Spaniodon*schichten umfassend.

Eine reiche Serie von Kalksandsteinen, Kalksandem und oolithischen Kalken, sowie verschiedenartigen Mergellagen, mit *Pecten* (Pectenoolith) und *Helix*: Tschokrakschichten.

Liegende mittelmiozäne fluviatile Sande und Schotter von Suludža al u. a. O.

3. Die Kamčijska Planina.

Das mittlere Miozän der Kamčijska Planina zeichnet sich durch seinen Fossil-mangel aus, so daß eine nähere Eingliederung der Schichten nicht möglich ist.

Das Liegende bilden grobe Schotter und Sande mit Tonmergelplätzen. Sie treten bei Derviš Muslim und Staro Orehovo in einer Mächtigkeit von etwa 100 m auf und besitzen deutlich fluviatilen Charakter. Sie ähneln so den liegenden Sanden und Schottern von Suludža al, denen Verf. sie gleichstellt. An verschiedenen Stellen weisen sie Schichtstörungen auf. In Richtung auf die Küste zu (Orehovo und Abdiköj) wird diese Ablagerung etwas feiner, und deutliche Tonmergelbänke schalten sich ein. Zwischen Staro und Novo Orehovo zeigt die Serie folgendes Profil (v. o. n. u.):

Kiesige Sande.

10—15 m Mergel mit Sandeinlagerungen.

Etwa 25 m braune kreuzgeschichtete Schottersande.

(?) liegende Mergel.

Hierbei ist der Mergel hell- bis dunkelgrau, meist splitterig und polyedrisch, mit ockerigen Infiltrationen, lokal einzelnen lockeren kreidigen Konkretionen oder porösen etwa 10 m mächtigen Kalkbänkchen, sowie Einlagerungen von hell- und rotbraunen Sandlagern. Diese bilden oft den Übergang zu den weitaus mächtigeren Sandschichten. Sie bestehen aus meist hellen und braunen, feinen bis feinschotterigen Quarzsanden, die stellenweise tonig gebändert erscheinen, an anderen Stellen aber kreuzgeschichtet und gestaucht sind. Bei Staro Orehovo fand s. Zt. TOULA in einigen Blöcken eine kleine Fauna, die der des mittleren Miozän der Krim, besonders der Spaniodonschichten ähnelt, ohne jedoch Spaniodon zu enthalten (40, S. 370). Der Fund dürfte jedoch stratigraphisch nicht sicher genug eingeordnet sein.

Sandig-mergelige Wechsellagerung herrscht bei Abdiköj vor (v. o. n. u.):

Gelber, quarzkonglomeratischer, kalkfreier Sand

Braune kreuzgeschichtete Sande, mit grauen, glimmerigen, sandigen Mergeln häufig wechsellagernd.

Splitterige, polyedrische, graue Mergel mit Zwischenlagerung von (v. o. n. u.), weißen, wohl kalkigen Bänken, gelbbraunen, sehr feinen Sanden und grauen Sanden.

Gelbe, glimmerige Sande mit Konkretionsbänken.

Graue, tonige, feine Sande und splitterige Mergel.

Graue glimmerige, z. T. mergelige und eisenschüssige Sande.

In seiner Wechsellagerung von sandigen und mergeligen Partien ähnelt dieses Profil dem von Staro Orehovo.

Nach der Küste zu nimmt die Korngröße des Sandes im allgemeinen weiter ab, und der Mergelanteil an der Schichtserie wächst. So ist das Kliff direkt östlich von Abdiköj fast ausschließlich aus meist sehr feinen Sanden und grauen, feinsandigen und tonigen Mergeln mit kalkigen Konkretionen und Pflanzenresten (Pflanzenhäcksel

und teils verkieseltem, teils verkohltem Holz) aufgebaut. Nach dem Liegenden in Richtung auf die Kuru dere-Mündung zu nimmt die Korngröße wieder zu. Es treten grobe und schotterige Quarzsande auf, die zu Sandsteinbänken verfestigt sind und in der liegenden Partie grobkonglomeratisch werden mit zahlreichen bis kopfgroßen Geröllen aus dem präneogenen Balkan. Hiermit lagert das mittlere Miozän dem Untermiozän auf (s. o.).

Dieser Sandsteinfazies ähneln zwei Vorkommen groben, arkosigen, stark kreuzgeschichteten Brecciensandsteines mit Muschelbruchstücken und Tongallen am Rand des Kamčija-Tales bei Goren Čiflik (Trudovaci-Stbr.) und Dolen Čiflik (erste Kleinbahnstation hinter Dolen Čiflik, beim Eingang in das Čaur dere-Tal). Bei Goren Čiflik wurde auch ein Pecten gefunden.

Faziell ist die Ausbildung des mittleren Miozän in der Kamčijska Planina als sandig-mergelig im Hangenden und sandig-schotterig im Liegenden und sehr landnah zu bezeichnen. Im Vergleich zu dem der Avrenska Planina gewinnt man den Eindruck, daß sie dem tieferen Teil des mittleren Miozän angehört, wofür vor allem auch die Beziehungen der Schottersande zu den liegenden Sanden von Suladža al in der Avrenska Planina sprechen (s. u. u. o.).

c) Das Sarmat (mS).

Das Hangende der Miozänserie der Varnenser Neogenbucht wird vom Sarmat gebildet, das nach W über die älteren Schichtglieder hinweg transgrediert, andererseits aber nicht so weit nach S reicht wie die übrigen Miozänablagerungen. Seine Verbreitung fällt mit dem Plateau der Varnenska Planina zusammen und setzt sich nordwärts in die Dobrudža hinein fort. An der bulgarischen Küste ist es in vielen kleinen Schollen und Blöcken bis zum Meeresniveau abgebrochen, was man in mehreren Zügen besonders gut bei Kestrič und Euxinograd sehen kann (s. u.). Im W, namentlich im nördlichen Teil keilt es über der höheren Oberkreide und dem Valendiskalk aus. Nach G. BONTSCHEFF (8) sind einzelne Denudationsreste zwischen Belči Dol (Kurd dere) und Kara agač und bei Kapudži nahe der rumänischen Grenze erhalten. Ein solcher liegt auch im S in der Avrenska Planina an der Höhe des Forts Arap westlich von Galata.

Petrographisch ähnelt das Sarmat den Tschokrakschichten in weitem Maße. Es besteht aus weißen, meist sandigen und oolithischen, selten spätigen Kalken, aus ebenfalls weißen, sandigen und tonigen Kalkmergeln, die ausgezeichnete Quellhorizonte bilden, und lokal aus weißen Kalksanden, die alle miteinander häufig wechselagern, wie sie in einem Profil bei Kestrič gut beobachtet werden konnten, und wie es auch TOULA (41, S. 426, 432 u. 434) von Franga, Sarigöl und Balčik (heute schon rumänisch) angibt. Ein gutes Profil des Sarmat ist an der rumänischen Grenze bei Klimentinovo (Kapakli) erschlossen (v. o. n. u.) (Fig. 4):

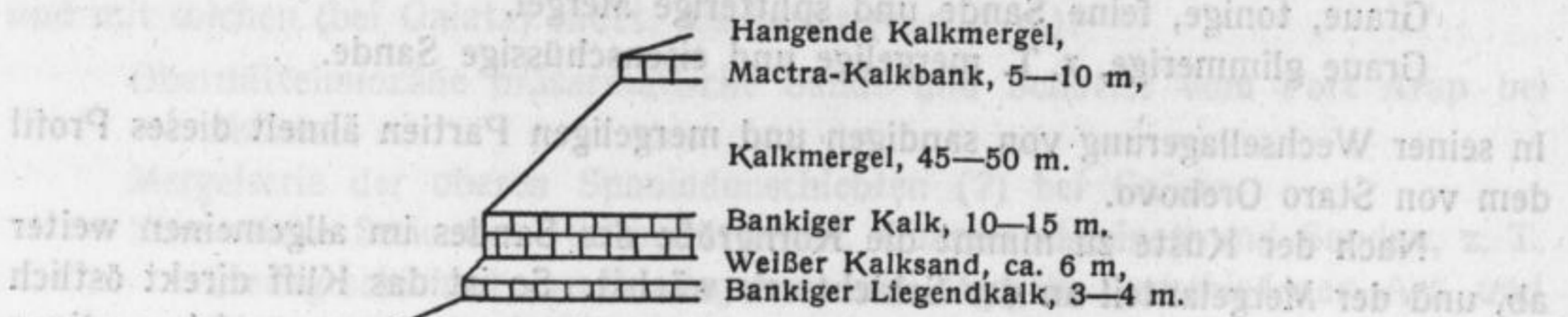


Fig. 4. Das Sarmat-Profil bei Klimentovo.

Ähnlich sind auch die Profile an anderen Stellen, wo sie aufgeschlossen sind oder aus der Morphologie erschlossen werden können. Nach W zu wird die nach dem Profil aus der nordöstlichen Varnenska Planina ca. 100 m mächtige Sarmatdecke geringer mächtig, und das Material vergrößert sich stark. In den Kalken treten Quarzkörner auf, und westlich von Sünbej wird der Kalksandstein sogar grobschotterig. Dabei führt er aber auch hier noch die typischen Muscheln (*Mastra* und *Tapes*), zu denen sich jedoch auch sehr dickschalige Muscheln gesellen, so daß man hier in nächster Nähe den Transgressionsrand des Sarmat annehmen muß, wofür auch die morphologischen Befunde sprechen (s. u.).

Wie schon erwähnt wurde, tritt das Sarmat weiter in S nur noch an einem Punkte in der Avrenska Planina, in der Kamčijska Planina überhaupt nicht auf. Ein Vorkommen von Sarmat vermutet schon TOULA (40) auf der Höhe von Galata. Verf. fand mit ziemlicher Sicherheit sarmatische Schichten in Form weißer, mehr dichter und roter, mehr körniger Kalke mit reicher Muschelfauna, unter der auch *Mastra* zu erkennen ist, an der Češma Arap unterhalb des alten Forts Kum anstehend, wo sie den obermittelmiozänen, präarmatischen Sanden und Schottern auflagern.

Eingehende Faunenlisten des bulgarischen Sarmats gibt ZLATARSKI (50). TOULA (42, S. 280) nennt vor allem *Mastra podolica*, *Tapes gregaria*, *Cardium obsoletum* und *protractum*, *Buccinum duplicatum*, *Trochus cf. pictus* u. a., die z. T. schon oben erwähnt wurden. In geringer Anzahl sind gegenüber dem westbulgarischen Sarmat *Cerithien* vertreten, während TOULA bei Balčik neben *Mastra podolica* eine *Mastra bulgarica* ausscheiden konnte. Von hier beschreibt BAKALOV (5, S. 37) den Unterkiefer eines *Mastodon angustidens* Cuv., während ein unterer linker Backenzahn von *Mastodon longirostris* von Galata, aus den Sandsteinen mit *Spaniodon*, oder aus den sarmatischen Schichten stammen soll.

Zusammenfassend ist die sarmatische Schichtfolge als eine Wechsellagerung von reinen festen und oolithischen Kalken mit Kalkmergeln zu bezeichnen, die in westlicher Richtung an Mächtigkeit abnimmt und an Sand und Geröllen zunimmt, was als Erscheinung der Küstennähe zu deuten ist. In ihrer Gesamtheit ist es die Ablagerung einer flachen See, die mit der Tschokrakstufe zu vergleichen ist; jedoch transgrediert die sarmatische Stufe weiter nach W, läßt aber das südliche Neogengebiet trocken liegen.

2. Das Pliozän.

Vom Pliozän sind kaum sichere und bedeutende Vorkommen vorhanden. Wo es aber auftritt, ist es dem jungen Relief ein- bzw. aufgelagert. TOULA gibt auf seiner geologischen Karte des Ostbalkans (42) zwischen Staro Orehovo und Findikli in der Kamčijska Planina ein größeres Verbreitungsgebiet von pliozänen Schottern an und beschreibt sie als „Schottermassen, die eisenschüssig (ockerig) werden und lebhaft an Belvedere-Schotter erinnern“ (40, S. 370). Auch G. BONTSCHIEFF (6), wie auch Ž. RADEV (31) fassen die Schotter und Mergel nördlich des Findikli dere in ihrer Gesamtheit ohne nähere Begründung als Pliozän auf. Hierbei dürfte es sich jedoch wohl zum großen Teil um mittelmiozäne fluviatile Bildungen handeln (s. o.).

Vom Verf. wurde auf dem Bair Turnus, einem isolierten Hügel nördlich von Bela, ein grobes, lockeres, kalkiges Konglomerat, bestehend aus typischen, mehr als kopfgroßen Balkangeröllen, diskordant den miozänen Liegendmergeln mit dem Manganerz

auflagernd gefunden. Es wird pliozänes Alter vermutet, wie auch für andere Schottervorkommen in ähnlicher Höhenlage, z. B. Schotter auf den gelben Eozänmergeln im Steinbruch von Strašimirovo. Auch die vielen, namentlich in der Kamčijska Planina auf den verschiedenen Flächen auftretenden bis kopfgroßen Gerölle von Balkangesteinen, als deren Herkunftsschicht ebenso wie für die der Konglomerate des Miozän die Bänke mit exotischen Geröllen im Molasseflysch zu gelten haben, dürften als pliozän anzusehen sein. Sicheres Pliozän wurde jedoch nirgends bis jetzt gefunden.

3. Die jungen Tone zwischen Provadija und Sindel (t).

Ein Schichtkomplex von z. T. wohl recht bedeutender Mächtigkeit, der bis jetzt noch nicht einwandfrei in das Schichtprofil eingegliedert werden kann, sind die jungen Tone zwischen Provadija und Sindel, die oberirdisch nur wenig aufgeschlossen sind, aber in verschiedenen Bohrungen angefahren wurden.

Hierher gehören die teils blätterig zerfallenden und muschelrig-brechenden, grauen und z. T. auch karminroten Tonmergel, die in dem im Herbst 1927 bei der Saline Mirovo bis 12 m abgeteuften Versuchsschacht erschlossen wurden. Östlich von Mirovo stehen in den Wasserrissen zwischen den Feldern blaugraue Tonmergel an, die bei Testedži mehr grünlichgrau, kleinpolyedrisch absondernd, muschelrig brechend, etwas glimmerig und feinsandig sind und Eisenkonkretionen führen. An der Höhe nördlich von Testedži stehen hellgraue, feinschichtige, etwas eisenschüssige Tonmergel mit Fasergips und sog. Marienglas an und sind im Tal darunter auf 80 m Tiefe erbohrt. Am Bahnhof Testedži brachte eine Bohrung frischen blaugrünen Tonmergel mit karminroten Partien ähnlich wie bei Mirovo mit einigen kleinen Partien eines etwas tonigen, hellen, glimmerigen Sandes, einzelne Quarzgerölle und Kohlebruchstücke zu Tage. Weitere bei Sindel niedergebrachte Bohrungen durchfuhren verschiedenartige Mergel und feine Schotter von meist heller Farbe ähnlich denen vom Bahnhof Testedži.

Die Mächtigkeit dieser vorwiegend mergeligen Schichten würde bei Testedži 150—200 m betragen. Ihr Alter ist unbestimmt, dürfte aber, soweit es die Hügel-(Riedel-)Zone betrifft, vorquartär sein, während in den Talgebieten ein großer Teil wohl dem Quartär zugerechnet werden muß. Von G. BONTSCHJEFF (8) werden sie zum Pliozän gestellt und ihre Verbreitung weithin den Ana dere hinauf angegeben. Diese Zuweisung erscheint jedoch etwas zu umfassend zu sein, zumal die Tonmergel von älteren Mergeln (z. B. liegende Polyedermergel der Novoselska Planina usw.) schwer oder garnicht abgetrennt werden können. Nach mündlichen Angaben des Herrn Ingenieur KONSTANTINOV führen alle diese jungen Ablagerungen umgeschwemmte *Nummuliten*, was ihre Trennung von echten Nummulitenmergeln sehr erschwert. So treten in einer Bohrung bei Kadiköj in der Aue helle Tonmergel mit Nummuliten auf, deren Zugehörigkeit zu keiner der beiden Stufen einwandfrei feststeht. Es ist aber zu bemerken, daß einerseits in sicher auf Eozän transgredierendem Neogen keine Nummuliten gefunden wurden, während es andererseits nummulitenfreie Eozän-schichten gibt (s. o.). Es kann also ein großer Teil der Mergel, namentlich des Hügellandes zum Eozän gehören, während ein anderer Teil Mergel Umlagerungsprodukte darstellt. Tatsächlich zeichnet auch G. BONTSCHJEFF (und nach ihm der Verf.) bei Testedži an den Höhen 52 und 62 Saschen (nicht, wie fälschlich angegeben 152 und 162 Saschen) einen Teil der Tonmergel als Eozän ein.

4. Das Quartär (q).

Das Quartär bildet im zur Rede stehenden Gebiet eine durchaus dünne und sehr in kleine Partien zergliederte Decke. Seine Ausbildung knüpft sich durchaus an die Oberflächenformen an. Seine Bedeutung ist sehr gering. Ihm sind einerseits die schotterigen, meist aber lehmigen oder tonigen Ablagerungen der großen Täler, andererseits die Schuttmassen der kleinen Täler und Risse und der Hänge zuzurechnen, im Gegensatz zu RADOSLAVOV (32), der derartige Schuttbildungen bei Provadija zum Pliozän stellt. Typische Aumergel, hellgrau, ungeschichtet, mit polyedrischer Absonderung und muscheligen Bruch, auf den Wegen im Sommer hart und zu feinem Staub zerfahren, sind besonders im Kamčija-Tal zu finden, wo sie in den Wintermonaten alljährlich vollkommen durchweicht, überflutet und umgelagert werden, wie eingelagertes rezentes Holz und Fußspuren zeigen. Deutliche Schuttkegel sind an den Hängen der Avrenska Planina bei Sindel zu sehen, während mächtige Talschuttmassen z. B. in den Tälern zwischen Konstantinovo und Galata bereits wieder angeschnitten sind. Weiter verbreitet sind Lehme, die teils als Verwitterungsprodukt, teils aus Löß entstanden sind.

Löß wurde an einigen Stellen lokal angetroffen, so besonders in der Novoselska Planina und zwischen Testedži und der Saline Mirovo. Bei Varna konnte PETROBOK (27, 28) am S-Ufer des unteren Devnja-See's und bei Galata in zahlreichen Diluvialprofilen Lößlehme und Černosjem-Bildungen mit Fossilien nachweisen, denen dünne Lagen mit marinen Fossilien eingeschaltet sind (s. u.). Auf der Küstenterrasse bei Varna lagern über dem durch die Terrasse geschnittenem Neogen etwa 5 m diluviale Tone und Lehme von grauer und rötlicher Farbe, denen etwas feine Sande sowie vor allem weiße Kalkkonkretionen und -Bänkchen eingelagert sind, wodurch sie an das Quartär des Kliffs von Burgas erinnern. Nicht weit davon ist das Quartär in seiner ganzen Mächtigkeit als feiner toniger Sand mit wenigen Kalk-Konkretionen ausgebildet. Beschränken sich letztere lößige und lehmige Ablagerungen vorwiegend auf das Diluvium, so umfassen Kalksinterbildungen an der Küste bei Varna nach PETROBOK (29) das gesamte Quartär und bilden sich heute als Durchkalkung des rezenten Bodens weiter. Schließlich sind noch die Strandbildungen (Sand- und Steinstrand, Dünen- und Nehrungsbildungen) sowie die Verlandungsmaterialien an den Mündungen der großen Täler, besonders in den beiden Devnja-Seen zu nennen.

C. Zusammenfassung der Schichtfolge und Vergleich mit den benachbarten Gebieten.

Wie die Schichtdarstellung der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung zeigt, werden beide von einer mächtigen Sedimentserie aufgebaut, in der kalkige, mergelige und sandige Schichtglieder miteinander wechsellagern oder ineinander übergehen (vgl. Schichttabelle). Die tiefste zutage tretende Schicht ist die Unterkreide, der Valendiskalk, das höchste Schichtglied i. a. das Miozän. Pliozän und Quartär sind nur lokal dem Relief eingelagert vorhanden. In der Schichtserie vom Valendiskalk bis zum Miozän treten eine Reihe Lücken auf, die meist beachtlichen Diskordanzen entsprechen. Die unterste Lücke ist die der höheren Unterkreide, die nur im SW des Gebietes durch das Auftreten des Barrême und Urgon, das von Herrn E. ACKER-

MANN eingehender bearbeitet wird, ausgefüllt wird, während Gault (Albien) in seinem und des Verf. Arbeitsgebiet, wie überhaupt in ganz Bulgarien nicht nachgewiesen werden konnte. Auf diese Schichtlücke folgt die große Transgression des Cenoman, über das in noch ausgeprägterem Maße die höhere Oberkreide transgrediert (s. u.). Eine zweite Lücke liegt zwischen der höheren Oberkreide von Provadija und dem Eozän, das mit der Stufe des Lutétien beginnt (Mitteloazän). Die Lücke umfaßt also dänische Stufe, Paleozän und unteres Eozän und besitzt ebenfalls allgemeine Verbreitung in Bulgarien. Die darauffolgende Mitteloazän-Transgression steht an Bedeutung der Oberkreide-Transgression weit nach. Die dritte Schichtlücke umfaßt das Oligozän und bewirkt die Trennung der Varnenser Neogenbucht von ihrer Umrandung. Die Transgression des Miozän besitzt keine große Ausdehnung, aber umso größere tektonische und paläogeographische Bedeutung (s. u.). Die letzte große Transgression ist die des Sarmats, der aber keine wesentliche Schichtlücke vorausgeht. (Weiteres über die Diskordanzen s. u.).

In dieser Ausbildung weist die Schichtserie der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung große Ähnlichkeit mit jener der südlichen und mittleren Dobrudža (Dobrogea) auf, in die ja der Tafelbalkan unmerklich nach N übergeht (MACOVEI und WILSER, 22, 46). Die Serie des höheren Mesozoikums beginnt in der Dobrudža mit Malmkalken (lokal mit sandiger Ausbildung (MACOVEI, 22)), die über den älteren Untergrund mit einer großen Schichtlücke transgredieren. Darüber folgen die Unterkreidehorizonte Valendis bis Barrême, die nach MACOVEI (22) nur an der Donauseite ausgebildet sind. Sie beginnen im ganzen Gebiet, vom Karasu-Tal über Černa-voda bis Silistria, mit Mergeln, Mergelkalken und oolithischen Kalken mit typischer Valendis-Fauna, womit sie in ihrer Ausbildung mehr dem mergeligen Valendis westlich von Šumen (s. o.) ähneln als den reinen Valendiskalken von Jasitepe. Gleichartig ist aber das Hauterive als Tonmergel ausgebildet, allerdings in der Dobrudža ohne Fossilien. Er zeichnet sich auch hier durch Salzausblühungen und geringen Salzgehalt aus, der zusammen mit dem Fossilmangel MACOVEI (22) veranlaßt, ihn als lagunäre Bildung aufzufassen. Nach dem Balkan hinein führt er, wie oben erwähnt, *Belemniten* und *Ammoniten*. Das Hangende der Hauterive-Mergel bilden wieder fossilführende mergelarme Kalke, die z. T. oolithisch werden, mit *Orbitolinen* und Riffkorallen (Urgonkalke) des Barrême. Hier sind die Beziehungen zur Ausbildung im autochthonen Balkan, wo mächtige Mergel und Sandsteine auftreten, noch ungeklärt und liegen außerhalb des hier interessierenden Gebietes.

Erwähnt sei nur noch die sichere Fortsetzung der Unterkreidefolge der westlicheren Dobrudža ins Apt, das eine sehr wechselnde, vorwiegend sandig-mergelige Serie umfaßt, der aber eine durchgehende Kalkbank mit *Requienien* und *Rudisten* eingelagert ist (22). MACOVEI faßt diese Aptentwicklung als eine Art Regressionsbildung eines nach SW zurückweichenden Meeres auf.

Während in Bulgarien nun eine das Gault (= Albien) umfassende Schichtlücke folgt, ist in der Dobrudža nach den Angaben von ANASTASIU (1), MACOVEI (22) und WILSER (46) diese Stufe durch gelbgrüne, glaukonitische Sande und Sandsteine vertreten und mit Fossilfunden (MACOVEI, 22) belegt. Sie transgrediert hier bis auf Malmkalk hinab. In scheinbar zusammenhängenderer Decke als im bulgarischen Gebiet folgt darüber in gleicher petrographischer Ausbildung, transgressiv mit Basalkonglomerat das Cenoman, das bis in die nördliche Dobrudža hineintransgrediert und hier im Waldgebirge des Babadag einem in Kristallin, Devon und Trias eingeschnittenen Relief eingelagert ist (WILSER, 46 und SIMIONESCU, 34). Am Karasu ist

Übersicht über die Schichtfolge.

Quartär: Schotter, Sand, Löß und Lößlehme, Černosjem, marines Diluvium, Kalktuff, Dünen, Gehängeschutt und -Lehm.

Pliozäne-Schotter und ein Teil der jungen Tone.

Sarmatische Kalke und Kalkmergel mit *Maetra podolica*.

Präsarmatische fluviatile Sande und Schotter.

Mittel-Miozän:

(Varnenska Planina)

Obere Spaniodonschichten:

Braune Mergel mit Spaniodonbänken.

Untere Spaniodonschichten:

Sande und Sandsteine mit vielen *Spaniodon*, im Liegenden mit *Helix*lagen.

Obere Tschokrakschichten:

Pectenoolithe, *Helix*schichten, Mergel und Sande.

Untere Tschokrakschichten:

Kalke und Kalkmergel mit wenig Pectenoolithen und *Helix*lagen.

(Avrenska u. Kamčijska Planina)

Eine mächtige Serie von feinen bis groben konglomeratischen Sandsteinen und Sanden, sowie Mergeln mit selteneren Fossilien (*Pectines*, *Helix*, *Spaniodon*), meist ohne scharfe Grenze zwischen Spaniodon- und Tschokrakschichten. Im S landnäher, mit grobem Basalkonglomerat.

Untermiozäne Liegendmergel der Varnenska Planina mit geringwertigen Manganerzen. Desgl. nördlich von Bela. Mergel mit der Fauna von Arnautlar.

Eozän:

(Provadijska Pl.)

Hangende, grobe Kalksandsteine und Strandbrekzien.

weißgraue Sandmergel
Polyedermergel

Verschiedenartige Mergel mit und ohne Nummuliten.

Dikilitaş-Sandsteine

Verschiedenartige Mergel mit Nummuliten.

Nummulitenkalke (lokal)

(Avrenska Pl.)

Detrituskalksandsteine von Avren.

Mergelige Mittelschicht (Sandmergel u. Polyedermergel wechselagernd)

Liegendschichten: Weiße u. gelbe Sandsteine, Dikilitaş-Sandsteine, mit und ohne Nummuliten.

Nummulitenkalke (lokal).
Helle und dunkle Mergel (Übergang zum Molasseflysch?).

(Gebedže u. Varnenska Pl.)

Nummulitenkalke und -Kalkmergel, Mergel.

Dikilitaş-Sandsteine.

Lokale Mergel mit u. ohne Nummuliten.

Höhere Oberkreide: Kalke und Kreidemergel, im Hangenden mit *Gryphaea vesicularis* und *Orbitoiden*, im Liegenden ein grünlich-glaukonitisches Basalkonglomerat, Horn- und Feuersteine in der ganzen Serie.

Cenoman-Sandstein von Madara, Murnu Čiflik, Gebedže (?), Kara Hüsein.

Höhere Unterkreide: Urgonkalke

Barrême-Mergel

Bairamdere-Sandsteine

Hauterive-Belemnitenmergel

Valendis-Kalk.

es lokal als weißer Mergel ausgebildet. Die höhere Oberkreide umfaßt in der Dobrudža nachweislich Turon und Senon und besteht aus kreidig-mergeligen Schichten wie im Randgebiet der Varnenser Neogenbucht. Sie erstreckt sich als ununterbrochene Schichtdecke bis an den Karasu in der mittleren Dobrudža, während im Waldgebirge des Babadag eine selbständige Ablagerung vorliegt, die SIMIONESCU scheinbar als lokale Bildung, als Randbildung des Turon-Senon-Meeres auffaßt (34). Derselbe Autor erwähnt nach WILSER (46) auch *Orbitoidenkalk* als Hangendschicht, wie auch Fossilgehalt und Feuersteinführung in den tieferen Horizonten vollkommen der bulgarischen Ausbildung gleichen.

Auf die höhere Oberkreide folgt auch hier die aus dem bulgarischen Gebiet beschriebene Schichtlücke (s. o.). Das Eozän ist in der Dobrudža kaum entwickelt. S. STEFANESCU (38) erwähnt nur zwei Eozänvorkommen an der damaligen bulgarisch-rumänischen Grenze (1897) bei Azârlac und Garvinu zwischen dem Meere und der Donau (vgl. auch 22 u. 46). Es ist als weißer toniger Nummulitenkalk des Lutétien ausgebildet und gleicht dem Varnenser Eozän, dessen Fortsetzung es bildet. Auch in der Dobrudža nimmt es ein kleineres Gebiet ein als die Oberkreide.

Vom Miozän ist in dem Bulgarien zugewandten Teil der Dobrudža nur das Sarmat in der gleichen Ausbildung entwickelt und wird im wesentlichen dem unteren Teil dieser Stufe zugerechnet (MACOVEI, 22). Es transgrediert bis zur mittleren Dobrudža und erreicht die Donau bei Rasova. Älteres Miozän in der Varnenser Ausbildung ist in der heute rumänischen Dobrudža nirgends nachgewiesen worden. Nach WILSER (46) transgrediert das mittlere Miozän in rumänischer Fazies lokal bei Černavoda und im N auf die Dobrudžamasse. Ebenso verhält es sich mit dazischen Ablagerungen (sandig-kalkige Mergel), die im bulgarischen Gebiet vollkommen fehlen. Über alles legt sich in der Dobrudža eine mächtige Lößdecke, die im Varnenser Gebiet fast gänzlich aufgelöst ist.

Diese stratigraphischen Beziehungen zur Dobrudža sind somit äußerst groß und weisen auf eine enge Zusammengehörigkeit beider Gebiete hin. Die Beziehungen zu der Schichtserie des Faltenbalkans und des Flyschbalkans wurden schon bei der Einzelbesprechung angedeutet und werden von anderer Seite (E. ACKERMANN) näher behandelt werden.

Entsprechend der großen Ähnlichkeit der Schichtserie im N-Balkan und der Dobrudža sind auch die faziellen Verhältnisse im wesentlichen die gleichen. In der Unterkreide herrschen stark südeuropäische (= mediterrane) Elemente vor, wenn auch nach N zu eine starke Verflachung der Meeresgebiete schon aus den flachen Transgressionen zu schließen ist. Für den mediterranen Charakter sprechen die *Requienien* und *Rudisten*, die *Orbitolinen*, die Riff-Fazies (Urgonkalke) u. a. m. Auch die Hauterive-Mergel mit *Belemnites dilatatus* sind südeuropäischer Fazies, die aber nach N zu nach MACOVEI (22) einer lagunären fossilfreien Entwicklung am Meeresrande Platz macht (neritische Entwicklung der mediterranen Fazies).

Im Albanien der Dobrudža konstatiert MACOVEI mit dem Verschwinden der Korallen und *Rudisten* einen Übergang in die mitteleuropäische Fazies, die die ganze Oberkreide beherrscht, wenn auch im Cenoman namentlich im Faltenbalkan noch mehr südeuropäische Einschläge (*Orbitolina concava*) vorhanden sind. Als mitteleuropäisch bezeichnet schon TOULA (42) die höhere Oberkreide, die ihn aber auch an die Entwicklung in der Krim erinnert, was WILSER (46) auf die gleichartig verlaufende Transgression der höheren Oberkreide nördlich der Thetis zurückführt, während in letzteren der östliche Balkan flyschartige Ausbildung zeigt. Das Eozän zeigt je-

doch wiederum mit seinem massenhaften Auftreten von *Nummuliten* südeuropäische (mediterrane) Fazies. P. GOČEV vergleicht die mitteleozänen Faunen NE-Bulgariens mit der von Kressenberg (14), während S. STEFANESCU (38) die große Ähnlichkeit der Nummulitenkalke der S-Dobrudža mit dem „Calcaire nummulitique de la Crimée“ erwähnt. An Stelle der in beiden Gebieten (Varna-Dobrudža und Krim) in der höheren Kreide vorherrschenden mitteleuropäischen Entwicklung tritt so erneut die mediterrane Fazies. Wie die Untersuchungen in der Umgebung der Varnenser Neogenbucht erweisen, dürfte es sich auch hier um Flachseebildungen handeln, an die sich im Flyschbalkan die ebenfalls mediterrane Flyschfazies des unteren Tertiärs anschließt.

Interessante fazielle (und paläogeographische) Beziehungen, die für die Betrachtung des Salzvorkommens von Mirovo von Bedeutung sind (s. u.), weisen die Miozänschichten der Neogenbucht von Varna auf. Schon TOULA (42) und ZLATARSKI (50) weisen auf die engen Beziehungen zur Krim und der südrussischen Miozänenentwicklung hin, die ANDRUSOW (2, 3) eingehend behandelt. Umstehende tabellarische Übersicht stellt diese Beziehungen erneut dar. Für das mittlere Miozän (Tschokrakschichten und Spaniodonschichten) ist die Gleichartigkeit der Ausbildung sofort ersichtlich, während das Untermiozän dieser Gebiete mehr in seiner einwandfreien tieferen Stellung, seiner tonig-mergeligen Fazies und seiner weitgehenden Fossilarmut einander ähnelt. Kein Äquivalent scheint in der südrussischen Miozänenentwicklung, sowohl im Mittelmiozän als auch im Sarmat, für die obermittelmiozänen, präarmatischen Sande und Schotter vorzuliegen. Im Sarmat gleicht die Ausbildung in NE-Bulgarien und der Dobrudža vor allem der Entwicklung b. Die rein tonigen Stufen a und c (mit Gips wie auch d (Bryozoenkalke) sind nicht entwickelt.

Ein näherliegendes Miozängebiet, das zum Vergleich herangezogen werden muß, ist aber das dazische Becken oder Südrumänien, über das von KREJCI und MURGOCI eingehende Untersuchungen über das Tertiär vorliegen (20, 21, 23). Wie aus der tabellarischen Übersicht hervorgeht, ist das Miozän hier in einer anderen, in mediterraner Fazies ausgebildet und lokal durch die Führung von Salz, Gips und Petroleum faziell umgestaltet. Im unteren Miozän, dem Aquitan (in Rumänien zum Oberoligozän gestellt), herrscht zwar ebenfalls tonig-mergelige Fazies vor, jedoch enthalten diese Schichten primär obengenannte Bodenschätze. Auch abgesehen von diesen, gleichen die mittelmiozänen Schichten S-Rumäniens keineswegs denen NE-Bulgariens. Erst im Sarmat treten größere Übereinstimmungen wieder auf, auf die schon ANDRUSOW (2) und S. STEFANESCU (38) hinweisen. Bis zum Sarmat steht demnach die u. a. in S-Rumänien zur Ausbildung gelangte mediterrane Miozänfazies einer Miozänfazies NE-Bulgariens, der Krim und anderer Schwarzmeergebiete gegenüber, die ANDRUSOW (2) aus faunistischen und geographischen Gründen als euxinische Fazies bezeichnet. Welche paläogeographischen Folgerungen daraus zu ziehen sind, wird weiter unten ausgeführt werden. Hier ist wichtig festzustellen, daß mit der süd-rumänischen, lokal Salz und Petroleum führenden Miozänentwicklung schon faziell keine Beziehungen bestehen. Zum ersten Male tritt mit der Miozänenentwicklung gegenüber der bisherigen zwischen süd-(mediterran) und nordeuropäisch (germanisch-russisch) wechselnden Faziesfolge eine neue, dem Schwarzen Meere eigene Fazies auf.

Das Pliozän und Quartär ist arm entwickelt und erlaubt nicht die Aufstellung von Beziehungen ähnlicher Art. Hingewiesen sei nur auf die Lößentwicklung und auf die pleistozänen und holozänen Černosjeme (PETROBOK, 28), die die Varnenser Umgebung mit dem ganzen unteren Donaugebiet von Jugoslawien ab gemein hat;

an der Küste tritt geringes Quartär auf, das in den Randgebieten des Schwarzen Meeres weit verbreitet ist (s. u.).

Vergleichende Übersicht des Miozän S-Rumäniens, NE-Bulgariens und S-Rußlands.

S-Rumänien (KREJCI, WENZ, MURGOI, 20, 21, 23)	NE-Bulgarien (s. o.)	S-Rußland (ANDRUSOW, 2, 3)
<p>Sarmat (mittel u. unter): Kalke u. Kalksdst., Kongl., Mergel, Tone mit <i>Mastra sp.</i></p> <p>Mergel, Tegel, Kalksandsteine</p>	<p>Sarmat: dichte bis sandige und oolithische Kalke und Kalkmergel, bzw. feine bis grobe Kalksand- steine mit <i>Mastra</i>, <i>Tapes</i> usw. usw.</p>	<p>Sarmat: d. Bryozoenkalk c. Tone mit Gips — oolithi- sche Kalke (<i>Mastra cas- pica</i>) b. sandig-kalkig bzw. mer- gelig-kalkige Fazies (<i>Mac- tra podolica</i> usw.) a. Tone mit kleinen Mollus- ken.</p>
<p>Vindobon (Mediterran II): graue u. bunte Mergel, Sandsteine, Konglomera- te, Leithakalk, Dazit- tuff, Gips, Salz, Petro- leum (subkarpathische Salzformation)</p>	<p>Obermittelmiozäne Sande und Schotter Spaniodonschichten: obere: braune Mergel mit Spaniodonbänken untere: Sande u. Kalk- sandsteine mit <i>Spani- odon Barboti</i> und <i>Helix</i></p>	<p>Spaniodonschichten: Kalke, Sande, Sandsteine und Tone mit <i>Spanio- don Barboti</i> usw.</p>
<p>Burdigal (Mediterran I): Sande, Mergel, grobe Kon- glomerate (lokal Tuff, Gips, Petroleum)</p>	<p>Tschokrakschichten: obere: Pectenoolithe, Helixschichten, Mer- gel, Sande. untere: Kalke u. Kalk- mergel mit Pecten- oolithen u. Helixlagen</p>	<p>Tschokrakschichten: mehrere Fazies: α. detritisch-sandiger Kalk. β. Bryozoenkalk. γ. Tone.</p>
<p>Aquitän: Corunschichten: dunkle feingeschichtete Tone, Mergel mit Gips, Salz und Erdöl (Ölmutter- gestein)</p>	<p>Miozän-Liegendmergel: graue und braune Sand- u. Tonmergel mit Manganerz.</p>	<p>Untere Blättertone mit <i>Pec- ten denudatus</i>.</p>

IV. Die Tektonik.

Bulgarische Spezialkarten 1:40000. Blätter VI, 23 Nikolaevka, VI, 24 Knüdžik, VII, 23 Kozludža, VII, 24 Varna, VIII, 23 Avren, VIII, 24 Galata, IX, 23 Arnautlar, IX, 24 Bela.

Russische Spezialkarten 1:40000. Blätter: R VI, L 8 Provadija; R VII L 8 Novoseloküprükøj;

—, Blätter: Šumenska Okolnost No. 6 Kaspičan, No. 9 Predža (letzte 4 Blätter nicht im Handel erhältlich).

Russische Karte von Bulgarien 1:126,000 s. o.

In tektonischer Hinsicht weisen die Umrandung und die Neogenbucht von Varna selbst wenige Unterschiede auf, namentlich im N in der Varnenska Planina, wo nur die das Oligozän umfassende Schichtdiskordanz beide trennt. Im S dagegen in der Kamčijska Planina ist die Neogenbucht von Varna in andere tektonische Zonen, in die des Faltenbalkans und des Flyschbalkans eingelagert, und eine deutliche tektonische Grenze vorhanden. Durch jüngere Bewegungen sind aber beide Elemente, die Umrandung und die Neogenbucht wieder miteinander verschmolzen, so daß eine einheitliche Besprechung beider in regionaler Reihenfolge gegeben erscheint (vgl. Profiltafeln und geologische Karte).

A. Das Jasiteper Hügelland.

Im Jasiteper Hügelland treten die ältesten im untersuchten Gebiet vorhandenen Schichten, die Valendis-Kalke zutage (s. o.). Etwas flach auf- und abgewellt tauchen sie nach W, S und E unter jüngere Ablagerungen. Auch im N liegt entgegen TOULA (42), ZLATARSKI (48) und G. BONTSCHJEFF (8) eine flache Auflagerung von Schichten vor, die mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit zur höheren Oberkreide zu rechnen sind (Plateau des südöstlichsten Deli Orman, insbesondere der Plateauzipfel von Turk Arnautlar (s. o.)). Im W, S und E sind dem ziemlich rasch abfallenden Valendis-Kalk die Hauterive-Mergel aufgelagert. Südwestlich von Jasitepe und im N fehlen sie; hier transgrediert die höhere Oberkreide direkt auf den Valendis-Kalk. Auch die Höhe 296 m (141 Saschen) südlich von Jasitepe stellt einen Denudationsrest von hornsteinführender höherer Oberkreide dar. Abgesehen von der geringen Wellung der Valendis-Kalke sind tektonische Komplikationen nicht vorhanden, es sei, daß der östliche Abfall der Valendis-Kalke bei Kozludža-Devnja Reka mit der Störungszone am E-Rand der Provadijska-Planina und W-Rand der Avrenska Planina (s. u.) zusammenfielen; vielleicht könnte auch der westliche Rand (Turk Ar-

nautlar-Indžeköj) mit einer durch das Tal des Provadi dere ziehenden Störung in Zusammenhang stehen.

Im ganzen stellt das Jasiteper Hügelland tektonisch in NE-Bulgarien ein Gewölbe dar, in dem Valendis-Kalke zutage treten. Nach W, S und E fällt es steiler ab als nach N, und von allen Seiten transgredieren darauf zu die höheren Schichten.

B. Die Varnenska Planina.

Ein W—E-Profil der Varnenska Planina (vgl. Tafel 2) zeigt deren einfachen Aufbau als sanft zum Meere geneigtes Tafelland in voller Deutlichkeit. Kleine Komplikationen treten nur am Abbruch zum Meere auf.

Das Älteste im genannten Profil bilden die Valendiskalke des Jasiteper Hügellandes (s. o.), die zwar im einzelnen gerade in der Zone der Devnja Reka ein stark wechselndes S bis NE-Fallen aufweisen, im ganzen jedoch östlich unter die Hauterive-Belemnitenmergel einfallen, die von Markovo bis Kara Hüsein entlang des W-Randes der Varnenska Planina verfolgt werden konnten. Ihre Mächtigkeit beträgt bei Taptik ca. 150 m. Darüber transgredieren von E her die Schichten der höheren Oberkreide derart, daß in der Gegend von Kozludža die Hauterive-Mergel unter der Transgressionsfläche auskeilen und die höhere Oberkreide direkt auf den Valendis-Kalken zur Ablagerung kommt (s. Karte bei G. BONTSCHOFF, 8). Unter der Transgressionsfläche sind bei Kara Hüsein noch glaukonitische Sandsteine erhalten, die zum Cenoman gestellt wurden (s. o.); ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Die höhere Oberkreide bildet eine bloß wenige Grade nach NE einfallende Platte und mit ihrem Schichtkopf den orographischen W-Rand der Varnenska Planina. Die drei Hügel nordöstlich von Reka Devnja sind Restkuppen dieser Platte. Untergeordnete Abweichungen im Fallen treten in Zusammenhang mit dem Cenoman-Vorkommen bei Kara Hüsein und Kozludža auf und veranlassen eine E-streichende flache Aufwölbung der Tafel. Die Mächtigkeit der höheren Oberkreide, deren liegende Schichten hier zur Ablagerung kamen (s. o.) beträgt bei Taptik etwa 200 m.

Mit einer nächsten Schichtdiskordanz transgredieren die Eozänschichten der Gebedžer Entwicklung (s. o.), also vorwiegend Dikilitaş-Sandsteine. Auch sie bilden eine Platte, die in vorwiegend östlicher bis südöstlicher Richtung einfällt, und die infolge Überschneidung seitens jüngerer Abtragungsflächen im W in ihrer Mächtigkeit so herabgesetzt ist, daß nur noch einzelne isolierte Denudationsreste ihre ehemalige Ausdehnung bezeugen (Ak Bair und Polenite bei Markovo). Jedoch auch im E, wo sie in der Länge von Gebedže ihre größte Mächtigkeit von etwa 250 m erreicht, dürfte sie verringert sein. Ein anderes isoliertes Eozän-Vorkommen liegt östlich von Kozludža mit nordöstlichem Fallen als Rest zwischen der eozänen und neogenen (sarmatischen (s. u.)) Transgressionsfläche, so daß eine flache, unregelmäßige Verbiegung der präneogenen Schichtplatte hier anzunehmen ist, die mit der Zone des unregelmäßigen Schichtfallens zusammenfällt (s. o.). Nördlich von Gebedže ist das Eozän so gut wie ungestört. In Analogie zur nächsten Umgebung im S beim Ort Gebedže dürften nur kleine Sprünge von wenigen Metern zu vermuten sein. Besonders der E-Abfall der östlichen Eozänrippe bei Gebedže dürfte so gedeutet werden müssen, zumal auch westlich von ihr ein lokales anormales W-Fallen zu beobachten ist.

Über das Eozän transgrediert mit einer großen Schichtlücke die miozäne Schichtfolge, beginnend mit den untermiozänen Mergeln, die sich zwischen Sünbej

und Mahle Gevrekler auf das Eozän auflegen und eine mittlere, wohl verringerte Mächtigkeit von 150 m aufweisen. In ihrer Gesamtheit besitzen auch sie ein östliches Einfallen, im einzelnen können jedoch in ihnen junge Störungen am Abbruch der Sarmatplatte der Varnenska Planina nachgewiesen werden, die aber in Zusammenhang mit pliozänen und quartären Rutschungen zu bringen sind. Morphologisch entspricht der Verbreitung dieser Miozän-Liegendmergel südlich der Varnenska-Planina der Ausraum des Gevrekler dere. Östlich von ihm legt sich die Tschokrakserie auf die untermiozänen Mergel auf, die bei Varna noch bis — 206 m unter ihr erbohrt wurden. Die Auflagerung ist jedoch nirgends aufgeschlossen, auch kann aus dem Gesamtprofil nicht mit Sicherheit erschlossen werden, ob ein normaler Verband zwischen beiden Serien vorliegt, oder eine diskordante Auflagerung. Bei Adžemler und Indžeköj besitzen die Tschokrakschichten eine maximale Mächtigkeit von fast 100 m, die jedoch bei Varna erheblich geringer sein dürfte.

Darüber lagern am Kliff von Varna scheinbar konkordant die Spaniodonschichten in einer Mächtigkeit von ebenfalls 100 m. Aber schon innerhalb von Varna dürfte sich die scheinbar konkordante Auflagerung in eine Diskordanz verwandeln, wie aus den Beobachtungen über das hangendste Glied der Tschokrakserie (s. o.) hervorgeht. Weiter im W wird die Diskordanz deutlicher und zwischen Adžemler und Eleč transgredieren die Spaniodonschichten auf den untermiozänen Mergeln (Miozän-Liegendmergel).

Fallen die Tschokrakschichten mit kleinen Ausnahmen bei Varna vorwiegend östlich bis südöstlich ein, was auch mit ihrem Vorkommen in der Avrenska Planina übereinstimmt, so herrscht bei den Spaniodonschichten ein nordöstliches Einfallen vor. Im einzelnen treten jedoch auch hier Unregelmäßigkeiten auf, namentlich am Plateau-Abfall der Varnenska Planina, die auf Abrutsche der festeren Sandsteinbänke auf den z. T. recht plastischen Mergeln des Untermiozän zurückzuführen sind und stellenweise schräggestellte Staffeln und faltenartige Bilder hervorrufen. Solche wurden besonders zwischen Ruslar und Eleč beobachtet, wo die Spaniodon-Sandsteine bis etwa 30 Grad gegen das Plateau einfallen.

Weniger durch ihre Lagerung als durch ihren petrographischen Habitus stellen die obermittelmiozänen präarmatischen Sande und Schotter eine Diskontinuität der Ablagerung dar. Sie sind in der ganzen östlichen Varnenska Planina, am Plateaurand und in den Steiltälern verbreitet und haben bei Golema Franga eine Mächtigkeit von rund 100 m. Auch sie besitzen in ihrer Gesamtheit ein mehr nordöstlich gerichtetes Einfallen.

Über alle diese nord- und südöstlich einfallenden Schichten und Diskordanzen schneidet in prachtvoller Großartigkeit die Diskordanz hinweg, mittels der das Sarmat transgrediert. So lagert in der östlichen Varnenska Planina das Sarmat den präarmatischen Sanden und Schottern, zwischen Adžemler und Eleč und im Tal von Derwent den Spaniodonschichten, zwischen Gevrekler und Sünbej den untermiozänen Mergeln auf, während am Westrand der Varnenska Planina die Auflagerung auf Eozän und höhere Oberkreide erfolgt. Weiter im NW geht nach G. BONTSCHEFF'S Karte (8) die sarmatische Transgression bis auf die Hauterive-Mergel und den Valendis-Kalk bei Kara ač und Kapudži nahe der rumänischen Grenze herab. Die Transgressionsfläche, die mit den höheren Teilen des heutigen Reliefs in Beziehung steht (s. u.), weist wie auch die Sarmatplatte ein nordöstliches Einfallen auf. So liegt die Sarmatunterkante westlich von Sünbej in 320—330 m und sinkt nach Klimentinovo (Kapakli)

an der rumänischen Grenze bis auf 120 m herab. In gleicher Richtung nimmt die Mächtigkeit bis auf 80—100 m zu (s. o.).

Im allgemeinen weist die Sarmatplatte keine Störungen auf. Nur in der östlichen Varnenska Planina bricht sie gern über den präarmatischen Schottern und Sanden ab, so daß die Sarmatschichten hier meist ein mittleres nördliches bis nordwestliches Einfallen besitzen. Viele dieser Störungen sind wohl auf exogene Vorgänge zurückzuführen. Es ist aber auch nicht unwahrscheinlich, daß ein Teil von ihnen tiefere tektonische Ursachen besitzt. Derartige Abbrüche sind in ihrem ganzen Mechanismus und ihrer Wirkung sowohl in den Tälern nach der rumänischen Grenze zu, als auch in besonderer Schönheit an der Küste zwischen Kestrič und der rumänischen Grenze zu beobachten. Zwischen Euxinograd und Kestrič konnten in den Wasserrissen 4—5 abgesunkene Sarmatzüge auf den präarmatischen Sanden und einigen Mergeln beobachtet werden. (Vgl. Profilerie auf Tafel 2). Von S kommend, findet man die ersten anormalen Lagerungen an der Straße, die von der Lokalität Trakata unweit Euxinograd hinauf auf das Plateau führt. Hier findet man über den Mergeln der oberen Spaniodonschichten, die das Küstenkliff bis fast 100 m Höhe bilden, in 110 m bergwärts fallende obermittelmiozäne Sande und in 180 m stark gestörte oolithische Sarmatkalke, während die zusammenhängende Sarmatplatte selbst bei 250 m beginnt. (Profil 1.) Interessanter sind die Verhältnisse, die gut in den beiden nach Euxinograd und Monastir Konstantin herabführenden Tobeln des Kestričer Amphitheaters der Plateauzerstörungszone (s. o.) zu beobachten sind. (Profil 2.) Am Plateaurand ist in etwa 250 m Höhe die Auflagerung des Sarmatkalkes auf die obermittelmiozänen Sande und Schotter, die oberflächlich etwas durchkalkt sind, zu sehen. Vom Plateaurand durch ein Tal getrennt, folgt eine Hügelreihe, eine Kalkrippe, in der das Sarmat etwa 30 Grad nach NW einfällt. In einem Tälchen sind unter diesen Sarmatkalken die obermittelmiozänen Sande angeschnitten, denen eine kleinere, in sich gestörte Sarmatscholle etwas flacher N 10 Grad E fallend eingeschaltet ist. Der genannte erste Sarmatzug trennt sich in Form einer plateauwärts einfallenden Schrägscholle an der Serpentine der obengenannten Straße von der Sarmatplatte ab und gliedert sich ihr nördlich Kestrič wieder an. Ein zweiter Sarmatzug streicht von der Straße in etwa 150 m Höhe (s. o.) nach NE und ist im allgemeinen ebenfalls als Schrägscholle ausgebildet, sein Nordflügel fällt bei Kestrič jedoch nach SSE, so daß schon hier eine Muldenbildung bei der Schollenabgleitung auftritt. Diese zeigen der 3. und 4. Sarmatzug, die beide nicht mehr bis zur genannten Straße reichen, in ausgeprägtem Maße. In beiden Fällen ist der plateauwärts liegende Muldenflügel viel steiler gestellt als der meerwärts gelegene, und auch im einzelnen wird dieses Faltungsbild durch Quetschzonen betont. Als Unterlage der beiden Sarmatmulden tritt hier auch Mergel auf, der wohl als Spaniodonmergel zu deuten ist und mit den obermittelmiozänen Sanden verarbeitet wurde. Die in den Sarmatkalken sich in Faltung auswirkenden Bewegungen verursachten in den Sanden und Schottern ein staffelförmiges Absitzen schmaler, aber sehr mächtiger Schollen um sehr geringe Beträge gegeneinander. Ob das Sarmatvorkommen beim Monastir Konstantin einem weiteren, 5. Sarmatzug angehört oder zum 4. hinzugehört, ist nicht sicher zu sagen.

In nordwestlicher Richtung schließen sich die Sarmatzüge zusammen und bilden die Kalkhügel, die vom Plateau herab zum Sanatorium Carin Eleonora hinabziehen und das Amphitheater von Kestrič von dem nächstnördlicheren Doppelamphitheater von Monastir Aladža trennen. Hier sind die Sarmatzüge so eng aneinandergereiht, daß wohl ihr ca. 20 Grad W 285 Grad N Fallen deutlich zu beobachten ist,

ihre Unterlage aber nirgends zutage tritt. Die einzelnen Hügel dieses Kammes geben die Lage der einzelnen Schollenränder an (Profil 3).

Während bei Kestrič das bewegte Areal der Sarmatabgleitungen vom Plateaurand bis zum Meere eine Breite von etwa 4 km besitzt, wird der Streifen der Plateauzerstörung nördlich der genannten Hügelreihe auf knapp 2 km eingeeengt. In diesem schmalen Areal sind keine wohlgesonderten Sarmatzüge mehr zu erkennen. Hier handelt es sich vorwiegend um Bergsturzgelände. Über den kaum anstehend gefundenen obermittelmiozänen Sanden und Schottern sind hier kleine und große Sarmatblöcke und Felsen wild und unregelmäßig verteilt. Nur beim Kloster Aladža am N-Rand dieses Amphitheaters treten deutlich plateauwärts einfallende Sarmatschollen auf, während eine weitere am Plateaurand selbst unter Beibehaltung der horizontalen Lagerung gegen die Sarmatplatte um etwa einige 20 m abgesunken ist (Profil 4). Nördlich folgt das letzte der Amphitheater, der schönste der großen Plateauabbrüche, in dem Sarmatschollen und -Blöcke wild auf- und nebeneinander geworfen sind.

Nach der rumänischen Grenze zu verringert sich nun das Areal der Sarmatschollen bis auf 1 km Breite. Ein letztes Profil (5) an der Grenze selbst, beim bulgarischen Küstenposten Nr. 15 zeigt vor dem eigentlichen Plateau mehrere einfach abgesunkene Schollen, auf deren oberste sich jedoch eine weitere Scholle daraufgelegt hat und heute meerwärtiges, östliches Einfallen zeigt. Unter diesen Schollen folgen einige plateauwärts fallende Schrägschollen, deren Außenränder durch Höhenzüge markiert sind. Dieser Abbruchtypus herrscht bis in die Gegend von Balčik, von wo ihn schon TOULA (41, S. 437) erwähnt, während er von hier nach Kap Aliakra vollkommen verschwindet, und das Plateau direkt zum Meere abfällt. Allerdings dürften hier die mobilen Schichten im Liegenden des Sarmat schon unter dem Meeresspiegel liegen.

Das Alter dieser Störungen im sonst so gut wie ungestörten Bau der Varnenska Planina dürfte in der Hauptsache als mio-pliozän anzusehen sein, da (vgl. u.) verschiedene pliozäne Formen noch über sie hinwegschneiden. Auch hat es den Anschein, als ob es sich hier weniger um eine tektonisch begründete Störungszone handelt, als vielmehr um junge, recht oberflächliche Küstenabbrüche, wofür ihr Verbreitungsgebiet spricht. Es ist jedoch auch nicht unmöglich, daß sie in gewissen Beziehungen zu einem den Verlauf der Küste bestimmenden Störungssystem steht (s. u.), wie es WILSER für die Begrenzung der Dobrudža annimmt (46, S. 210).

Zusammenfassend ist somit die Varnenska Planina als eine Serie bald mehr nordöstlich, bald mehr südöstlich einfallender Schichten unterkretazischen bis miozänen Alters zu bezeichnen, die voneinander durch gleichfallende Diskordanzen getrennt sind. Die bedeutendsten von ihnen sind, außer der oberkretazischen (s. u.), die präneogene, die die Schichten der Neogenbucht von denen ihrer Umrandung trennt, und die präarmatische, die durch eine weitgehende sarmatische Transgression bedingt ist. Auf ältere Bewegungen von nur geringerem Ausmaß ist einerseits die überschneidende Transgression der Oberkreide über die Unterkreidehorizonte und andererseits die Verteilung von Cenoman und Eozän am W-Rand der Varnenska Planina zurückzuführen. In mio-pliozäner Zeit erfolgen längs der Küste formenreiche Abgleit- und Abbruchvorgänge, die aber bereits im jüngeren Pliozän beendet sind und evtl. Beziehungen zu tektonischen Küstenstörungen aufweisen.

C. Die Provadijska und Novoselska Planina.

Südlich an die Aufwölbung des Jasiteper Hügellandes schließt sich die Provadijska Planina an, die zusammen mit der Novoselska Planina und dem äußersten Nordflügel der Kreidefalten des Faltenbalkans eine tektonische Einheit bildet.

Wie schon oben erwähnt, legen sich auch im S auf die Valendiskalke von Jasitepe die Hauterive-Mergel, über die dann die höhere Oberkreide transgrediert (vgl. Tafel 2). Diese bildet heute über den Mergeln einen Schichtkopf, der am ganzen Rand der Provadijska Planina von Devnja im E über Kaspičan (NW) und Smedovo (SW) bis nach Predža im S, wo er in den Faltenbalkan hineinstreicht, in markanter Einheitlichkeit zu verfolgen ist. Bis Kaspičan wird er mit Sicherheit von den Hauterive-Mergeln unterlagert, während im W und vor allem S auch andere jüngere Unterkreidebildungen (Bairamdere-Sandstein und Barrême-Mergel) im Liegenden der höheren Oberkreide auftreten.

Nach TOULA (s. o.) schaltet sich bei Kaspičan und am Durchbruch der Golema Kamčija bei Murnu Čiflik (Deliköj) auch etwas Cenoman-Sandstein ein. Zwischen Vinčan und Nevča dagegen stößt die höhere Oberkreide über den Hauterive-Mergel nach N vor und transgrediert einerseits in Richtung gegen Jasitepe auf den Valendiskalk (s. o.), andererseits bildet sie über dem Hauterivemergel zwischen Nevča und Turk Arnautlar eine Brücke zum südöstlichen Plateau des Deli Orman, die heute in Restberge aufgelöst ist.

Die höhere Oberkreide bildet mit ihren Kalken und Kreidemergeln in Form einer verbogenen Platte sowohl für die Tektonik als auch für die Morphologie der Provadijska Planina die Leitschicht. Allenthalben fällt sie im N mit einer mittleren Neigung von bis zu 5 Grad, im S, nördlich von Predža, wesentlich steiler (bis zu 25 Grad) zum inneren Teil der Provadijska Planina ab. Entsprechend dem Streichen des nördlichen und südlichen Schichtkopfes mit einer mittleren Meereshöhe von 250—300 m bzw. 300—400 m in WNW—ESE-Richtung muß man die Provadijska Planina als eine in dieser Richtung streichende Beckenmulde von etwa 20—25 km Breite auffassen, die sich im WNW schließt, d. h. sich in dieser Richtung heraushebt, und in derem Streichen auch die Šumenska Planina liegt. Der S-Flügel ist steiler gestellt als der N-Flügel und paßt sich somit schon der Tektonik des autochthonen Faltenbalkans an, in dem er ja auch nach ESE aufgeht. Die Muldenachse liegt nahe am S-Flügel und dürfte wenig südlich der Orte Novo Selo und Küprüköj die heutige Kamčija-Aue schneiden. Über den E-Rand der Beckenmulde wird noch eingehend zu sprechen sein (s. u.).

Außer an den randlichen Schichtköpfen und den sich daran anschließenden schmalen Strukturflächen (Zone der zerschnittenen Strukturflächen) treten Oberkreideschichten noch vereinzelt nahe dem Ana dere-Tal und entlang des Provadi dere-Cañon zutage. In dieser Art sind größere Vorkommen von höherer Oberkreide bei Provadija, namentlich auf der W-Seite und bei Kairedie aufzufinden. Sonst ist die höhere Oberkreide von eozänen Schichten bedeckt, deren Fallen sich trotz der Schichtdiskordanz zwischen beiden Schichtserien im wesentlichen dem der höheren Oberkreide anschließt. So lagert dem flachen N-Flügel von Devnja über den Provadi dere, nach W bis nach Markovča und nach G. BONTSCHJEFF (7) in einem schmalen Streifen bis fast nach Kulevča verfolgbar das mittlere Eozän auf (s. o.) und reicht südwärts bis an die jungen Ana dere-Bildungen heran, ebenso jenseits des Provadi dere, wo

ihm ebenfalls nach G. BONTSCHJEFF (7) ein Teil der grauen Tonmergel zuzurechnen ist (s. o.). Diese im allgemeinen geringmächtige Eozändecke dürfte westlich des Provadi dere, durch die jungen Talbildungen des Ana dere versteckt, unter die höheren Eozänhorizonte, die mit ihrer etwa 300 m großen Mächtigkeit die Novoselska Planina aufbauen, untertauchen. In der Novoselska Planina herrscht im allgemeinen ein südwestliches Fallen analog der höheren Oberkreide im N vor. Kleine Abweichungen weisen auf eine flache, ESE streichende Spezialfaltung hin. Bei Novoselo wird noch das SSW-Fallen beobachtet, während bei Čamurna derselbe Schichtkomplex mit wesentlich steilerem NNE-Fallen der höheren Oberkreide transgressiv auflagert und zusammen mit weiteren Vorkommen im W, in der Umgebung von Damnil Orta mahle und westlicher auf ein Schließen und Herausheben der höheren Eozänmulde hinweist (vgl. o.). Zwischen Čamurna und Novo selo verläuft, wie schon erwähnt, die Muldenachse, die nach Beobachtungen bei Küprükøj, südlich dieses Ortes, durchzieht. Gegen den steileren Muldensüdflügel sind auch südlich der Kamčija noch wenig untersuchte, wohl höhere Eozänhorizonte analog der Novoselska Planina gelagert, die zusammen mit den höheren Eozänschichten von Čamurna eine progressive Transgression des mittleren und oberen Eozäns von N nach S darstellen und eine Muldenbewegung innerhalb der Eozänzeit anzeigen. Nach S zu taucht dann wieder die höhere Oberkreide des Muldenflügels, bis 25 Grad nach NNE einfallend, auf. Am Durchbruch der Golema Kamčija bei Kazalik ist er schon merkbar gefaltet und blickt in Form eines flachen Sattels aus den eozänen Deckschichten heraus (Mitteilung des Herrn Dr. KOCKEL). In südöstlicher Richtung senkt sich der Muldensüdflügel sehr herab, so daß sich zwischen Küprükøj und Gebeš (N von Džafer) das beschriebene Eozän und der Molasseflysch vereinigen.

Anders liegen die Verhältnisse nördlich der Muldenachse, im Gebiet des flach S bis SSW fallenden Muldenordflügels. Hier treten schon westlich des Provadi dere-Cañons z. B. bei Ravna N bis NNW streichende Verwerfungen auf, die eine Verschiebung der verschiedenen Horizonte gegeneinander um einige Meter verursachen, wie es besonders schön auch an den Schichten des Restberges zwischen Nevča und Vinčan zu sehen ist. Annähernd senkrecht zu dieser Störung, die nur als ein Beispiel für das Störungsprinzip angesehen werden muß, verlaufen eine Reihe Sprünge, die das Provadi dere-Tal queren und mittels der Bänke der höheren Oberkreide gut zu verfolgen sind (vgl. Provadi dere-Tal-Längsprofil auf Tafel 2). Die nördlichste dieser Störungen verläuft nördlich von Krivnja und bedingt auf ihrem S-Flügel ein schwaches N-Fallen der Schichten. Eine kleine grabenartige Senkung der Schichten um einige wenige Meter zwischen zwei Störungen wurde auf dem linken Talhang etwas nördlich von Džizdarkøj beobachtet. Südlich von Provadija queren mehrere Sprünge das Tal. Sie sind von größerer Bedeutung. Da ist zunächst ein mittelstark S-fallender Sprung direkt südlich der Stelle, wo die Straße Provadija-Novoselo den Cañonrand überschreitet, anzuführen. An ihm sinkt die höhere Oberkreide, ohne die Fallrichtung zu ändern, um einige Meter ab; in dem entstandenen Winkel ist das Eozän erhalten, so daß hier ein erster Anhalt für das Alter des Sprungsystems als posteoän vorliegt. Dieselbe Störung ist sehr schön auf der gegenüberliegenden Talseite zu beobachten. Jedoch weist dort das Profil auf die Möglichkeit hin, daß es sich um eine Aufschiebung von S handeln kann, da die in ihrer Lage gestörte Bank, die heute höher als die untere Bank des N-Flügels liegt, mehr dieser als der oberen zu ähneln scheint. In diesem Falle müßte für die rechte Talflanke eine präeoäne Abtragung der oberen Bank angenommen werden, wie sie anderen Orts auch festgestellt wurde (s. o.). Einige

100 m südlicher tritt eine neue Störung auf. Auf der linken Talseite äußert sie sich als S fallende Flexur, an der sowohl die höhere Oberkreide als auch das transgredierende Eozän nach S absinken. Während hier die höhere Oberkreide vollkommen unter jüngeren Ablagerungen verschwindet, bildet sie auf der rechten, westlichen Talseite weiterhin eine schwach S fallende Scholle, die wiederum im S durch einen Sprung begrenzt wird, an dem die südlichen Schichten um ein beträchtliches mehr absanken als an den bisher genannten Sprüngen. Jedoch wölben sich die höheren Oberkreideschichten mit beiden harten Bänken (s. o.) hier sofort wieder auf und bilden eine Antiklinale von 900 m N-S Breite im Talniveau und einer Höhe von 65 m darüber. Sie sinkt westwärts ziemlich rasch unter und wird vom Eozän allseitig ummantelt. Nach E endet sie mit dem Steilhang der Talwand wohl an einem Bruch (s. u.). Diese Antiklinale an der Saline Mirovo ist die einzige ihrer Art in ganz NE-Bulgarien außerhalb des Faltenbalkan; von ihr wird unten näher zu sprechen sein. Mit dem S-Flügel dieser Mulde sinkt auch auf der rechten Talseite die höhere Oberkreide endgültig unter, und auch das Eozän verschwindet an einem Bruch unter den jungen Talablagerungen.

Schon das verschieden weit nach SSE reichende Auftreten der höheren Oberkreide über Tage weist auf eine Störung von größerem Ausmaß in dieser Richtung hin. Bei Bohrungen im Gebiet der Saline Mirovo, auf die später genauer eingegangen werden muß (s. u.), wurde die Oberfläche der höheren Oberkreide 137 m unter der Talaue angetroffen, so daß die gesamte Sprunghöhe etwa 200 m betragen würde. Nach RADOSLAVOV (32) ist eine Störung im Verlauf des ganzen Cañons nördlich der Saline Mirovo an einer gewissen Horizontalverschiebung beider Talflanken zu beobachten. Auf ein Zusammenfallen dieser nordnordwestlich streichenden Störungszone mit dem westlichen Abfall des Jasiteper Gewölbes wurde schon oben hingewiesen. Im Eozän-Gebiet der Novoselska Planina dürfte sie sich nicht mehr äußern, wenn auch gerade in dieser Richtung sowohl in der Novoselska Planina als auch südlich der Kamčija (östlich der Gulička Planina) bis ins Gebiet des Čifte dere eine deutliche orographische Abstufung nach E wahrzunehmen ist.

Ein anderes ausgeprägtes Störungssystem (vgl. Tafel 3) ist an der E-Seite der Provadijska Planina zwischen Devnja und dem Bahnhof Sindel festzustellen. Die randliche Schichtstufe der höheren Oberkreide verläuft bei Devnja selbst in NW-SE-Richtung und dürfte lediglich durch die Abtragung bei wechselnder Schichtwiderständigkeit bedingt sein. Etwas südöstlich der Stelle, wo die neue Straße Devnja-Monastirköj die randliche Höhe der Provadijska Planina erreicht, biegt aber an den Bair Sakars bei Kapudži der höhere Oberkreiderand nach S um und verläuft in dieser, etwas nach E abgelenkten Richtung bis zum Bahnhof Sindel, an dem die südöstlichste höhere Oberkreide der Provadijska Planina ansteht. Wenn auch die Außenseite dieses Randes im allgemeinen eine normale Denudationsstufe ist, so spielen doch sowohl auf der Außen- als auch auf der Innenseite dieser randlichen Höhe tektonische Vorgänge eine erhebliche Rolle in seiner Ausbildung. Südlich der obengenannten Straßenhöhe liegt auf der höheren Oberkreide normal SSE fallend ein Rest Dikilitaš-Sandsteins in Form zweier Tafelberge. Der Bair Golem Sakar dagegen besteht aus den Liegendschichten der höheren Oberkreide, die flach mit ihrem Transgressionskonglomerat auf den Hauterive-Mergeln aufliegt, am W-Hang aber mittelsteil nach W einfällt. Darauf legt sich Eozänkalk und Dikilitaš-Sandstein in gleicher Richtung einfallend, während er knapp südlich der Eozän-Tafelberge (s. o.) auch SW fallend angetroffen wurde, so daß man hier ein schüsselförmiges Herausheben einer Eozän-

mulde annehmen muß. Deutet schon die um 65 m tiefer liegende Auflagerung des Eozäns auf die höhere Oberkreide am Bair Golem Sakar eine Flexur an (s. Profil), so ist dies am Bair Sredem Sakar, der an sich schon steiler nach W einfällt, erst recht der Fall. Hier steht der Eozänkalk unmittelbar am Brunnen des Ortes Kapudži ganz schwach W fallend an. Wenig darüber im SE des Ortes fällt dagegen die höhere Oberkreide auf dem Bair Malek Sakar flach nach E, was ebenfalls für eine Störung zwischen ihm und dem westlich liegenden Gelände spricht (Störung von Kapudži). Weiter südlich herrscht dann flaches Einfallen nach SW vor. Auch scheint am Bahnhof Sindel die höhere Oberkreide mit rascher Versteilung unter das Eozän einzufallen, so daß man auch hier an eine N-S ziehende Störung denken muß, die allerdings nicht mit der von Kapudži zusammenfällt, sondern vor den Bair Sakars nach N streicht (s. u.). Auf Grund der vorliegenden sehr schlechten und mangelhaften Aufschlüsse darf jedoch ein Störungssystem parallel dem E-Rande der Provadijska Planina angenommen werden, derart, daß dieser selbst als Grat stehen blieb, während auf seiner Innenseite wie auch auf seiner Außenseite (s. u.) beachtliche Senkungen stattfanden. Die Störung von Kapudži bildet so mit der abgesunkenen Innenseite ein Gegenstück zu der Störung des Provadi dere (s. o.).

Aus der gemeinsamen Betrachtung beider Störungen, der des Provadi dere und der von Kapudži, ergibt sich, daß zwischen beiden ein abgesenkter Teil der Mulde der Provadijska Planina vorliegt, umso mehr, als sich südlich die große Senke von Sultanlar anschließt. Das Alter der Störung erweist sich sicher als posteozen (s. o.). Das jugendliche Alter dieser letzten Bewegung geht einerseits aus den Bohrungen bei der Saline Mirovo hervor, die eine den jungen Ton mitergreifende Störung nachweisen, andererseits aus morphologischen Befunden (s. u.), die hier auf pliozäne Bewegungen hinweisen. Inwieweit es sich bei der abgesunkenen Partie um eine einheitliche oder um eine durch weitere NNW gerichtete Störungen zerstückelte Scholle handelt, läßt sich nicht entscheiden (s. u.), wenn auch die von G. BONTSCHEFF (7) als Eozän angesehenen Tonmergel der beiden Höhen am Testedži dere nördlich dieses Ortes — es würde sich um den Horizont des Polyedermergels handeln — auf eine solche Zerstückelung hinweisen dürften (s. Profil). Letztere klingt jedoch nach N aus, da hier in der Eozän-Oberkreide-Platte keine nur nennenswerten Störungen gefunden wurden.

Während so für den zwischen den Störungen des Provadi-dere-Tals und der von Kapudži jung abgesenkten Teil der Oberkreide-Platte im N ein normaler Zusammenhang mit dem nicht jung bewegten Teil von ihr gewahrt ist, und der Übergang nur durch ein steileres Einfallen, wie es bei Monastirköj beobachtet wurde, gekennzeichnet ist, läßt sich über die Süd-Begrenzung der Scholle nichts Sicheres aussagen. Von bulgarischen Geologen wird entlang des N-Abfalles der Novoselska Planina eine Verwerfung vermutet (RADOSLAVOV (32)), die nach beiden Seiten aber austreichen müßte. Vom Verf. konnten keine eindeutigen Anzeichen dafür gefunden werden, zumal sie durch spätere Denudations-Vorgänge oberflächlich verwischt und durch die jungen Senkenablagerungen möglicherweise zugedeckt sein dürfte. Für eine Störung spricht allerdings der gerade Verlauf des N-Abfalles der Novoselska-Planina bis nach Kadiköj, eine Richtung, die in der Avrenska Planina etwa in der Störung von Kazak dere (s. u.) ihre Fortsetzung finden würde. Im Gebiet bei Sultanlar würde die Störung erosiv durch den Provadi dere bei Bildung des dortigen Talbogens oberflächlich beseitigt sein.

Zusammenfassend stellt sich die Provadijska Planina mit der Novoselska Planina als eine muldenförmige Verbiegung der höheren Oberkreide-Platte dar, deren

Muldenachse in allernächster Nähe des steiler gestellten S-Flügels verläuft und WNW-ESE streicht. Im Westen hebt sich die Mulde über den Schichten der Unterkreide heraus, während sie nach E im nördlichen Teil aufhört, im S aber mit ihrem S-Flügel unter das Eozän und den Molasseflysch untertaucht. Ihr eingelagert sind eozäne Schichten, deren jüngere Stufen nach S zu auftreten und hier progressiv transgredieren, woraus auf eine nach S, also balkanwärts wandernde Einmuldung schon zur Zeit des Eozän geschlossen wurde. In der Kalkplatte des flachen N-Flügels ist eine Gitterung geringfügiger Sprünge in nordnordwestlicher und ostnordöstlicher Richtung vorhanden. An zwei nördlich bis nordwestlich verlaufenden Störungen hat sich im E ein Teil der Mulde jung gesenkt. Die N-Grenze dieser Scholle wird durch ein Steilerstellen der Platte gekennzeichnet, während im S von bulgarischen Geologen vermutete W-E-Störungen beiderseits der Novoselska Planina mit ihrer Begrenzung im Zusammenhang stehen mögen. Ein Fremdling in der Tektonik ist die einseitig entwickelte kleine Antiklinale bei der Saline Mirovo, auf deren Bedeutung noch zurückzukommen sein wird (s. u.).

D. Die Avrenska Planina.

Die Tektonik der Avrenska Planina entspricht im wesentlichen der der Varnenska Planina (s. o.), deren durch die Senke der beiden Devnja-Seen orographisch unterbrochene streichende Fortsetzung nach S sie darstellt. Durch einige Komplikationen im Bau unterscheidet sie sich jedoch stellenweise wesentlich von ihr.

Von besonderem Interesse ist die Tektonik der westlichen Avrenska Planina einerseits wegen ihrer Beziehung zum E-Rand der Provadijska Planina (Störung von Kapudži usw., s. o.) und andererseits zum E-Abfall und südöstlichen Ausläufer des Jasiteper Unterkreide-Gewölbes (s. o.). Die Schichtenfolge umfaßt in der westlichen Avrenska Planina die Hauterive-Mergel, auf welche die höhere Oberkreide mit Basalkonglomerat (s. o.), und auf sie wiederum das gesamte Eozän transgrediert. Tektonisch ist das im allgemeinen östlich und südlich einfallende Schichtpaket in eine Reihe Schollen aufgelöst, die zwischen den nördlich und östlich gerichteten Störungen sich verschieden stark bewegten und z. T. selbst dabei verbogen wurden.

Im Verhältnis zur südwestlichen Varnenska Planina in angenähert unveränderter Stellung, vielleicht im W etwas aufgebogen, befindet sich die Scholle des Petrič. Bis 130—140 m ü. d. M. sind hier die Hauterive-Mergel aufgeschlossen, denen eine im SE etwa gleichmächtige Decke höhere Oberkreide, eine weithin sichtbare Wand bildend, aufgelagert ist. Sie senkt sich nach ENE und taucht bei Gebedže im Meeresniveau endgültig unter die Dikilitaş-Sandsteine, die mit einer neuen Schichtstufe ihr auflagern. Diese werden bei Gebedže von einigen Sprüngen, die eine östliche Aufstaffelung verursachen, durchzogen und sinken bei Malek Aladin im Meeresniveau am S-Ufer des unteren Devnja-Sees mit einer Versteilung des Schichteinfalls unter das Neogen (s. Profil). Westlich des Petrič liegt nördlich von Kara ač in dem kleinen Umlaufberg aufgeschlossen die höhere Oberkreide in etwa 40 m Meereshöhe auf den Hauterive-Mergeln, während an den Bair Sakars selbst (s. o.) die Auflagerungsfläche in etwa 90 m liegt. Man muß so eine stärkere Absenkung dieser Umlaufbergscholle annehmen und geht wohl nicht fehl, eine bedeutendere Störung von rund 100 m maximaler Sprunghöhe etwa parallel der Wand der höheren Oberkreide am Petrič

anzunehmen, ebenso wie zwischen dem Umlaufberg und den Bair Sakars eine wenn auch geringe Störung verläuft, die mit der vom Bahnhof Sindel identisch ist (s. o.).

Südlich des Petrič liegt einige Meter höher der Detrituskalk von Avren, der vom Ort Avren bis hierher eine zusammenhängende Decke bildet und als Hangendstglied des Eozän erkannt wurde (s. u.). Zwischen der Češma Toplica und der Češma Bela Voda liegen die Detrituskalke von Avren im S und die Dikilitaš-Sandsteine im N in gleicher Höhe, nur durch eine W-E-Verwerfung getrennt, an der der S-Flügel um etwa 100 m abgesunken ist. Diese Störung bildet auch den S-Rand des Petrič. An ihr ist die Auflagerungsfläche der höheren Oberkreide von 130 m bis ins Talniveau von 25 m abgesunken. Bei einer zwischengeklemmten Scholle, deren Oberkreidekalke eine Rippe unterhalb der Petrič-Wand bilden, liegt diese Grenze knapp in 100 m Meereshöhe. Weiter nach W bildet die Störung den E—W streichenden Oberkreideschichtkopf südlich des Schilfsumpfes von Kara-ač.

Südlich dieser E-W-Störung der Češma Toplica fällt das Schichtpaket im allgemeinen östlich ein, wenn auch zahlreiche Fallzeichen anders gerichtet sind und auf eine Spezialwellung der Scholle hinweisen, wobei vielleicht auch kleine Sprünge mitwirken können. Eine Zweiteilung erfährt diese Scholle noch durch einen in südlicher Fortsetzung der Petrič-Störung liegenden Sprung. Östlich von ihr sind im Boaz dere-Tal bei Sindel höhere Oberkreide und Eozän um 30—40 m abgesunken, während im Zwischengebiet am Taušan Kairjak keine Spuren einer Verschiebung gefunden wurden.

Die westliche der beiden Schollen wird nach S von einer Störung südlich des Boaz dere begrenzt, die am Steilabfall bei Sindel gut aufgeschlossen ist und das Bild einer zerrissenen Flexur aufweist (s. N-S-Profil). Sie streicht ESE, fällt steil SSW und besitzt eine Sprunghöhe von etwa 50 m. Von einigen Verbiegungen nahe der Störung abgesehen, weist diese Scholle des Kara Orman ein südliches Einfallen auf, das an der Grenze Oberkreide-Eozän gut verfolgt werden kann. Eine neue E-W-Störung dürfte dem Kazak dere-Tal folgen. An ihr ist die Scholle von Oruč gazi, die nach SE einfällt, im NW um einige Meter gehoben, so daß hier die höhere Oberkreide abermals zutage tritt. Auf ihr transgrediert der nummulitenfreie Dikilitaš-Sandstein, der im S bei Čali mahle und Saredir aber von älteren Eozänhorizonten (s. o.) unterlagert wird, so daß hier auf ein älteres eozänes Ablagerungsgebiet geschlossen werden muß, das bereits zum Molasseflyschgebiet gehört.

Entlang des Westfußes der Avrenska Planina wies Herr Ingenieur KONSTANTINOV eine Störung nach, an der der W-Flügel absank. Diese Störung würde in ihrer Stellung der Störung von Kapudži ähnlich sein und zum System der Randstörungen der Provadijska Planina gehören, ohne natürlich die direkte Fortsetzung der Kapudži-Störung von Kapudzi oder vom Bahnhof Sindel zu sein. Mit ihr steht sie durch eine Querstörung zwischen Bahnhof und Ort Sindel, entlang des S-Randes der höheren Oberkreide in Verbindung, derart, daß der S-Flügel absank. Die Störung wird durch eine H₂S-Quelle am nördlichen Dorfrand gekennzeichnet. Der gleichen Störungszone würde eine vermutete Verwerfung entsprechen, die die Trennung der bei Čali mahle in fast gleichem Niveau liegenden höchsten und tiefsten Eozänbildungen verursacht, falls deren gerade hier sehr zweifelhafte stratigraphische Stellung richtig ist (s. o.). Somit hat es den Anschein, als wenn der W-Rand der Avrenska Planina bzw. E-Rand der Provadijska Planina von einem nördlich bis nordwestlich gerichteten Störungssystem, durch W-E-Störungen verbunden, bestimmt würde, zwischen denen sich die einzelnen Schollen verschieden bewegten.

Im allgemeinen erfolgte ein Absinken nach S, während sowohl in der Linie der Bairs Sakars als auch in der westlichen Avrenska Planina eine horstartige Zone vorhanden ist, auf deren beiden Seiten, wie auch in ihrer Mitte (Umlaufbergstelle) Absenkungen stattfanden. Inwieweit mit diesem System die nach NNW einfallenden und nach SE absitzenden Staffelbrüche des Detrituskalkes von Avren in Zusammenhang stehen, muß dahingestellt bleiben.

Auf diese in ihrer Gesamtheit in südöstlicher Richtung absinkenden präneogenen Ablagerungen transgrediert das Neogen mit einer gegenüber jener der Varnenska Planina gröberen Fazies, die zusammen mit dem Aufschlußmangel eine durchgehende genauere stratigraphische Gliederung (s. o.) ebensowenig ermöglicht, wie eine genaue tektonische Erfassung. Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit sind jedoch innerhalb des Neogenkomplexes zahlreiche Erosionsdiskordanzen zu vermuten. Eine Diskordanz innerhalb der Tschokrakschichten konnte im Profil von Zdravec (s. o.) beobachtet werden, während die präarmatische und sarmatische Diskordanz in Analogie zur Varnenska Planina bei Galata zu erkennen ist. Die Lagerung der Schichten im einzelnen ist unruhiger als in der Varnenska Planina. Im allgemeinen herrscht östliches bis nordöstliches Fallen, jedoch weisen die vereinzelt Fallzeichen namentlich im Gebiet der Tschokrakschichten (s. bei Zdravec (Akandži) und Konstantinovo (Dereköj) auf Spezialwellung hin. An der Küste im unteren Kaza Kavak dere besitzen die Tschokrakschichten ein anderes (südöstliches) Einfallen als die Spaniodonschichten, die nordöstlich einfallen, was auf eine Diskordanz hinweist.

Am N-Rand der Avrenska Planina gleichen von Markovo und dem Petrič bis nach Indžeköj und Konstantinovo Schichtfolge und Tektonik vollkommen jener der Varnenska Planina. Die Schichten streichen über die orographische Senke der beiden Devnja-Seen hinweg, als östlichste die Tschokrakschichten bei beiden letztgenannten Orten. Jedoch erscheint die geneigte Schichtfolge der Avrenska Planina etwas nach W verschoben zu sein, vielleicht infolge der Denudationswirkung am gesenkten Südflügel längs einer Vertikalstörung, die durch die beiden Devnja-Seen markiert ist. Anders wird es bei Varna. Hier stehen zwischen der Varnenser Seeflughstation am S-Ufer des unteren Devnja-Sees und dem Kap Galata allenthalben Spaniodonschichten an, die sogar NE einfallen, und unter denen nur lokal im Meeresniveau Tschokrakschichten auftauchen (s. o.). Auf der Varnenser N-Seite sind dagegen bis zu 40 m Meereshöhe Tschokrakschichten ebenfalls NE fallend aufgeschlossen, auf die sich dann erst die Spaniodonschichten legen. Man muß also hier ebenfalls eine Störung annehmen, an der die Avrenska Planina abgesunken ist. Die Sprunghöhe dürfte bei Varna etwa 50 m betragen.

Ähnliche Verhältnisse liegen auch am S-Rand der Avrenska Planina entlang der Kamčija-Aue vor (s. u.). Auch hier ist die Avrenska Planina gegenüber der Kamčija Planina abgesunken.

Inwieweit parallel der Küste Störungen verlaufen, kann nicht beurteilt werden. Ähnliche Rutschungserscheinungen wie in der Varnenska Planina konnten auch, wenn auch in weit geringerem Maße, an der Küste der Avrenska Planina beobachtet werden, wo sie auch morphologisch recht hervortreten und vielleicht noch jüngeres Alter besitzen (s. u.).

Dem Alter nach sind die verschiedenen Störungen sowohl des W-Randsystems als auch des N- und S-Randes, sowie die jungen Verbiegungen innerhalb der Schichtserie der Avrenska Planina jünger als Miozän, da dieses noch mitbeteiligt ist. Auch muß die miozäne Transgression vor der Bildung der Senken westlich der Avrenska

Planina beendet gewesen sein, da sonst zweifellos eine wesentliche Einlagerung in diese stattgefunden haben würde. Die Störungen sind demnach pliozän und gleichaltrig der Ausgestaltung der Oberfläche (s. u.).

Zusammenfassend muß die Avrenska Planina als eine im E zwischen der Varnenska und Kamčijska Planina um einen geringen Betrag eingesenkte Scholle charakterisiert werden, die in sich aus einem östlich einfallenden, an Diskordanzen ähnlich der Varnenska Planina reichen Schichtpaket besteht, das in sich selbst noch verbogen und gewellt ist. Der W stellt einen horstartigen N-S Grat innerhalb eines gleichgerichteten Störungssystems dar, von dem beidseitig das Gelände tektonisch abfällt, und der das Becken der Provadijska Planina gegen die miozäne Neogenbucht von Varna begrenzt. Der horstartige Grat selbst bildet die südliche Fortsetzung des antiklinalen Ausläufers des Jasiteper Gewölbes nach Reka Devnja und sinkt nach S unter das Eozän und den Molasseflysch unter. Das Alter der Störungen ist vorwiegend pliozän, wenn auch ältere Anlagen hier und da vorliegen mögen.

E. Die Kamčijska Planina.

In der Kamčijska Planina ist die Trennung der Neogenbucht von Varna von ihrer Umrandung auch tektonisch sehr scharf. Sie ist nicht nur durch eine einfache Schichtdiskordanz wie in der Varnenska und wohl auch in der Avrenska Planina ausgedrückt, sondern durch eine deutliche tektonische Diskordanz. Die Umrandung gehört hier nicht mehr dem ebenso wie das Miozän flach liegenden Tafelbalkan an, sondern dem Faltenbalkan und Teilen der Hauptzone des Flyschbalkan, die sich nach Auffassung des Verf.s unter Ausscheidung der nördlichen Randschuppenzone hier zusammenschließen. Beide sind charakterisiert durch ESE streichende Mulden und Sättel, die aus Oberkreide und Eozän bzw. Molasseflysch bestehen. Von Bedeutung ist hier vor allem der Sattel von Bela, der aus hornsteinfreier höherer Oberkreide besteht und von Molasseflysch flankiert ist. An seinen N-Flügel legt sich das Miozän stark gestört an.

In dieses gefaltete Areal greift die Neogenbucht von Varna schüsselförmig ein, und das Miozän lagert diskordant der präneogenen Umrandung auf. Auch innerhalb des Miozän, das als unteres und mittleres Miozän auftritt, müssen sich Transgressionsdiskordanzen fortsetzen, ohne daß sie im einzelnen sicher nachgewiesen werden können. Mit Sicherheit besteht die Transgression des mittleren Miozän, das hier, wie schon in der Avrenska Planina, über die Miozän-Liegendmergel hinwegtransgrediert und nordwestlich von Kuruköj direkt der Belaer Oberkreide auflagert, während bei Arnautlar und am unteren Kuru dere die Miozän-Liegendmergel dazwischen gelagert sind. Entsprechend dem SW-Rand der Varnenser Neogenbucht ist das Einfallen vorwiegend ein nordöstliches, jedoch dürften, wie auch hier eine ganze Reihe Beobachtungen zeigen, Spezialstörungen häufig sein, die ein anderes Einfallen der Schichten verursachen. Auch die diskordante Auflagerung des Untermiozän ist lokal tektonisch stark beeinflußt. So fällt dieses selbst in dem mittleren der drei Manganerschürfe im Kuru dere steil südlich ein und ist N geschuppt, während sonst N fallende, wenn auch steile Auflagerung beobachtet wurde.

Im Vergleich zur Avrenska Planina scheinen die Ablagerungen südlich der Kamčija-Aue älter zu sein als die der Avrenska Planina auf ihrer N-Seite (s. o.), so daß auch hier die Frage nach einer Störung nicht unberechtigt ist, wofür auch die

morphologischen Verhältnisse sprechen. Eine analoge Verwerfung scheint weiterhin das untere Findikli dere-Tal zu beeinflussen.

Eine isolierte und tektonisch recht ungeklärte Stellung nehmen die ebenfalls als mittelmiozän bezeichneten groben Strandbreccien-Sandsteine von Goren und Dolen Čiflik ein, die dem Flysch des Faltenbalkan angelagert sind.

Im großen und ganzen ist die nordöstliche Kamčijska Planina als die südliche Fortsetzung des Neogens der Avrenska Planina aufzufassen, von der sie durch eine junge Störung und die noch jüngere Bildung des Kamčija-Tales getrennt ist. In ihr lagert das Neogen der Varnenser Neogenbucht auf den gefalteten Schichten des Faltenbalkans und Teilen des Flyschbalkans diskordant auf.

F. Tektonische Zusammenfassung und Beziehungen zu den Nachbargebieten.

Der Hauptzug in der präneogenen Tektonik der Umrandung und der jungen Tektonik der Miozänschichten der Varnenser Neogenbucht ist der Schichtabfall zum Schwarzen Meere, der in besonderer Schönheit im Profil der Varnenska Planina zum Ausdruck kommt. Er ist innerhalb der präneogenen Umrandung vor allem an die Aufwölbung der Valendis-Kalke des Jasiteper Hügellandes geknüpft. Diese scheint mit ihrem steileren Einfallen nach W, S und E und ihrem flachen Einfallen nach N unter das Plateau des Deli Orman einen tektonischen Scheitel zu bilden, der für die Ablagerungen der jüngeren Schichten von bedeutendem Einfluß gewesen ist. Von W und SW legen sich auf ihn die Horizonte der unteren Kreide (Hauterive, Barrême, Urgon), während in E und SE höhere Schichtkomplexe transgredieren, von denen jüngere Oberkreide und Eozän infolge der allgemeinen Schrägstellung zum Meere ihn z. T. überdecken. Südlich von ihm stellt die ESE streichende Mulde der Provadijska Planina den Übergang zum Faltenbalkan dar. Nach WNW hebt sich diese Mulde heraus. In ihrer Fortsetzung liegt die gleichermaßen aus höherer Oberkreide aufgebaute Šumenska Planina. In ihrem Innern birgt sie eine reiche Eozänserie, deren in der Novoselska Planina nach S progressive Transgression den Beginn der Muldung bereits im Eozän erkennen läßt. Während der Südflügel der Mulde der Provadijska Planina im Faltenbalkan aufgeht und in den teils nummulitenführenden, teils flyschigen (Molasseflysch) Ablagerungen des Alttertiärs ertränkt wird, findet der nördliche Teil der Mulde seinen östlichen Abschluß im spornartigen nach SSE gerichteten Ausläufer der Jasiteper Aufwölbung der Devnja Reka, der durch junge, pliozäne Brüche erneut betont ist (s. u.).

Im S schließt sich der Faltenbalkan mit seinen ESE streichenden Sattel- und Muldenzonen an (vgl. E. ACKERMANN). Vom Tafelbalkan unterscheidet er sich durch seine wesentlich stärkere Schichtneigung (meist 25—30 Grad und mehr, lokal Schuppung; im Tafelbalkan kaum über 5—10 Grad) und ist von ihm getrennt durch einen Grenzsäum, der etwa in der Muldenachse der Provadijska Planina längs des Kamčija-Tales zusammenfällt und den nach N umbiegenden Muldenrand etwa bei Küprüköj (Zlokučani) überschreitet. Er hält sich nicht streng an die tektonischen Einzelelemente, sondern streicht quer über sie hinweg, und würde den von TOULA (42) und CVIJIĆ (9) gezogenen Trennungslinien zwischen gefaltetem und ungefaltetem Gebiet entsprechen, ohne aber, da er innerhalb des autochthonen N-Balkans verläuft (vgl.

17, S. 353), die ihnen von diesen zugesprochene Bedeutung zu besitzen. Verf. mißt ihr dennoch eine gewisse Wichtigkeit zu und hofft in Zukunft weiteres Beobachtungsmaterial über sie sammeln zu können.

In dieses im N sehr schwach und im S stärker gefaltete Areal ist teils erosiv, teils tektonisch die Neogenbucht von Varna eingelagert. Ihre Begrenzung wird in der Varnenska und Avrenska Planina von der aus der Gegend Gevrekler-Sünbej nach S in Richtung auf Dolen Čiflik streichenden Schichtdiskordanz und in der Kamčijska Planina von hier etwa über Arnautlar zum unteren Kuru dere hinziehenden tektonischen Diskordanz zwischen Neogen und Präneogen gebildet. Sie ist ausgefüllt mit einer reichen Miozänserie, die im allgemeinen ziemlich ungestört diskordant aufliegt und in sich selbst kleine Diskordanzen zeigt. Nur im S sind schon bei ihrer Ablagerung orogenetische Bewegungen tätig gewesen. Die Störungen in den Manganschürfen scheinen nach Ansicht des Verf.s noch miozän zu sein, wie auch die schwachen Verbiegungen innerhalb der miozänen Schichtserie in der Avrenska und Kamčijska Planina. Im Anschluß an die Ausfüllung der Neogenbucht von Varna mit unterem und mittlerem Miozän erfolgt im oberen Miozän die Transgression des Sarmat, das sich aber nur im N ausbreitet und mit tektonischen Vorgängen im N, außerhalb des bulgarischen Gebiets in Zusammenhang stehen dürfte (s. u.).

Die durch ihre Ausfüllung an die Umrandung und damit an den Tafelbalkan angeschlossene Neogenbucht von Varna wird im Mio-Pliozän von einer Reihe Brüche durchsetzt und in einzelne Schollen aufgelöst. Besonders wird durch Brüche der antiklinale Ausläufer des Jasiteper Gewölbes an der Devnja Reka und in der westlichen Avrenska Planina betont, auf dessen Westseite in der östlichen Provadijska Planina, die Scholle von Testedži-Sultanlar einbricht. Ihr W-Rand wird von einem im Provadijere verlaufenden Störungssystem gebildet. An sie ist in dem N-Flügel der Mulde der Provadijska Planina ein Gitter gleichalter kleiner Sprünge geknüpft. Während einige größere Störungen entlang der Novoselska Planina recht zweifelhaft sind, besitzen W-E gerichtete Sprünge auf der N- und S-Seite der Avrenska Planina große Wahrscheinlichkeit. Zwischen ihnen ist die Avrenska Planina zum Meere gesenkt worden, während der W-Teil stehen blieb bzw. etwas gehoben wurde, und so den Scheitel der Scholle bildet. Gleichzeitig mit diesen Brüchen dürften auch die Abgleitungen und Abrutsche an der Küste der Varnenska Planina erfolgt sein, die prächtige Bruch- und Faltenbildungen verursachten und möglicherweise in Zusammenhang mit einem den Küstenverlauf bestimmenden Störungssystem stehen. Ebenfalls gleichzeitig mit diesen Störungen erfolgt die Bildung des Reliefs, dessen genetische Untersuchung den weiteren Verlauf der Tektonik erkennen läßt (s. u.). Ein eigenartiges Element in dem Bau ganz NE-Bulgariens ist die kleine Antiklinale von Mirovo, auf deren Bedeutung im folgenden Kapitel näher eingegangen wird.

Auf die Beziehungen des nordöstlichen Tafelbalkans zum Faltenbalkan wurde schon hingewiesen. Nach W zu hält die Tektonik in gleicher Weise bis nach Mittelbulgarien an, und auch nach N zu findet sie gleichartige Fortsetzung in die südlichere und mittlere Dobrudža. Hier sind an einen paläozoischen und triadischen Kern Malm- und Unterkreideschichten von W angelagert in der gleichen Art, wie sich in NE-Bulgarien die höheren Unterkreidehorizonte an die Jasiteper Aufwölbung anlehnen. Über beide, alter Untergrund und Schichten Malm-Unterkreide, erfolgt jetzt mehr von S die Transgression der Oberkreide derart, daß dort noch das Cenoman weithin unter der höheren Oberkreide erhalten ist. Die Eozäntransgression ist nur ganz im S zu erkennen. Darüber legt sich das Sarmat, das aus der Bucht von Dobrič

in der Muldenachse der S-Dobrudža (WILSER, 46) nach allen Seiten transgredierte. Diese Bucht von Dobrič ist ein nach N verschobener flacherer Nachkomme der Miozänbucht von Varna. Während der SW-Rand der ersteren in der Varnenska-, Avrenska- und Kamčijska Planina deutlich zu erkennen ist, liegt der NW- und N-Rand unter dem Sarmat vergraben und ist nirgends erschlossen. Nach Ansicht des Verf.s dürfte er kaum noch nördlicher als Dobrič zu vermuten sein, so daß die Varnenser Neogenbucht zwar tiefer, aber wesentlich kleiner als die flachere Sarmatbucht von Dobrič gewesen sein dürfte. In nachsarmatischer Zeit erfolgten in der Dobrudža ebenfalls tektonische Störungen, von denen die Randstörungen (Brüche im W, N und E) vor allem aber die den rumänisch-bulgarischen Donaulauf begleitenden Bruchsysteme mit dazischen und levantinischen, also jungpliozänen Ablagerungen in Zusammenhang gebracht werden (SIMIONESCU, 34), während sie in NE-Bulgarien allerdings älter zu sein scheinen (s. u.).

Somit gehen aus der Entwicklung der Tektonik ebenso enge Beziehungen zwischen NE-Bulgarien und der Dobrudža hervor wie aus der Schichtfolge. Für beide Gebiete können seit der Kreide folgende tektonische Phasen festgestellt werden (dem Alter nach):

1. Flache Faltung der Unterkreide in der mittleren Kreide. — Transgression der Oberkreide.
2. Flache Verbiegung der Oberkreideplatte, — Transgression Mittel-Eozän.
3. Weitere flache Verbiegungen des Tafelbalkan und Hauptfaltung des Faltenbalkan und Flyschbalkan im Eozän und Oligozän.
4. Tektonische Bewegungen, die die Bildung der Bucht von Varna und der von Dobrič verursachen, sowie leichte Wellung des Miozän und Störungen am S-Rand der Bucht von Varna. — Transgression der miozänen Horizonte.
5. Junge Bewegungen, die die Bildung des noch heute vorhandenen Reliefs verursachen, verbunden mit Bruch- und Schollenbildung sowie den Küstenabgleitungen und -Abbrüchen im Mio-Pliozän (vgl. auch unter Morphologie!).

V. Das Salz von Mirovo.

A. Das Vorkommen.

Eines der interessantesten stratigraphischen und tektonischen Probleme NE-Bulgariens bildet das Salzvorkommen von Mirovo im Provadi dere-Tal südlich von Provadija. Obgleich es nur in der Umrandung der Neogenbucht von Varna liegt, wurde es gern mit ihr in Beziehung gebracht.

Während eine Salzquelle im autochthonen Faltenbalkan bei Džafer schon lange bekannt ist, wurde das Salz bei Mirovo erst im Weltkrieg (1917) in Form einer Quelle aufgefunden, und während der Jahre 1926 und 1927 eine Reihe zum Teil fündiger Bohrungen niedergebracht, über die KONSTANTINOV (18, 19) und RADO-SLAVOV (32) berichten. Von ausschlaggebender Bedeutung sind zwei Tiefbohrungen, auf deren eine, zwischen der Saline und der Eisenbahnhaltestelle Mirovo, schon oben hingewiesen wurde. Durch sie wurde die Sprunghöhe der NNW streichenden Störung entlang des Provadi dere-Tales bei Mirovo auf 200 m festgestellt. Die Bohrung zeitigte folgende Ergebnisse (KONSTANTINOV s. o.):

bis 50 m hellgrüner, jungtertiärer Ton	50 m mächtig
„ 114 „ helle harte Mergel	64 „ „
„ 137 „ Nummuliten-Sandstein des Eozän	23 „ „
„ 225 „ harte körnige Sandsteine (Kreide)	88 „ „
„ 300 „ harte tonige Mergel mit sandigen Konkretionen	75 „ „
„ 400 „ harte tonige Mergel mit sandigen Konkretionen und Gips, Salzwasser führend („solenosnost“)	100 „ „
	<hr/> 400 m

Sowohl nach Ansicht KONSTANTINOV's als nach der des Verf.s kehren im Bohrprofil dieselben Schichtglieder wieder, die oberirdisch in der Umgebung festgestellt wurden, wobei die hellen harten Mergel den Polyedermergeln der Novoselska Planina, die harten körnigen Sandsteine dem Material der Antiklinale (s. o.) d. h. der höheren Oberkreide entsprechen, während die Liegendmergel als Hauterivemergel angesehen werden müssen. In ihnen tritt ab 300 m Tiefe einerseits Gips auf, andererseits weist das Spülwasser der Bohrung von dieser Tiefe ab Salzgehalt auf. Steinsalz wurde bei dieser Bohrung nicht gefunden. Dieses fand man erst mittels einer großen Reihe Flachbohrungen in einem etwa 400 × 900 m großen Areal um die Saline und vor dem Abbruch der Antiklinale, die bereits mehrfach erwähnt wurde, in der geringen Tiefe von 15—20 m unter jungen, grünlichen, lokal rötlichen Tonen.

Mitten in dem so als salzhaltig erwiesenen Gebiet wurde eine Kernbohrung bis 400 m niedergebracht, die in ihrer ganzen Länge ab 15 m im Salz blieb und dieses nicht durchteufte (vgl. Fig. 5). Das hier erbohrte Salz ist teils weiß, rein und grob-

kristallisiert, teils rötlich gefärbt, ohne indessen Kalisalze zu führen, meistens aber stark mit grauen Mergelflatschen verunreinigt und stark tektonisch beansprucht. In den Bohrproben zeigen sich entlang der Mergel­einlagerungen, die das Salz schräg bis steil durchsetzen, gewellte Harnische, die nicht allein auf den Bohrdruck zurückgeführt werden können. Bei 386 m wurde ein größerer „Schieferblock oder Mergelblock“ durchbohrt, auf den bis 400 m Tiefe abermals Salz folgte. Die Bohrungen zeitigten also das Ergebnis, daß ein Salzkörper von 400×900 m Horizontaler­streckung und etwa 400 m minimaler Mächtigkeit vorhanden ist. Er wird mindestens im E gegen die nahe der Haltestelle Mirovo angebohrte normale Schichtfolge (vgl. oben) durch eine Störung, die etwa parallel dem Provadi dere verläuft, begrenzt. Ihre Lage wird hier durch die Flachbohrungen sehr sicher bestimmt.

Im W erhebt sich genau über dem Salzkörper die bereits oben beschriebene, nach W abfallende Antiklinale, die nach E einen scharfen Abbruch zeigt und kein

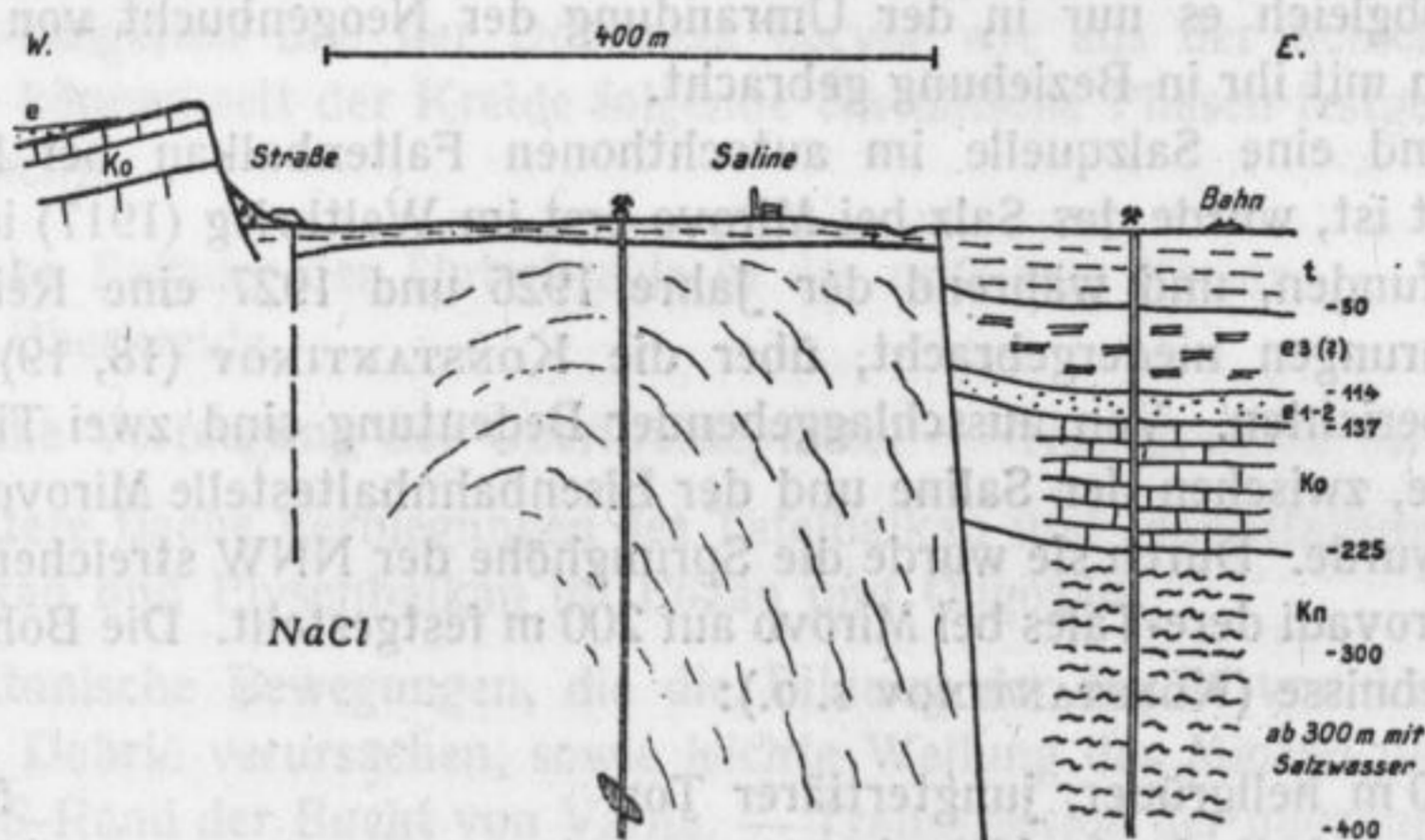


Fig. 5.

Gegenstück besitzt. Hier ist eine zweite fast genau N-S streichende Störung vermutet worden und nach Ansicht des Verf.s sehr wahrscheinlich. Sie dürfte den Salzkörper im W begrenzen, konnte jedoch noch nicht einwandfrei nachgewiesen werden.

Südlich einer am S-Flügel der Antiklinale in W-E-Richtung verlaufenden Linie, die außerdem durch eine starke Quelle markiert ist, konnte mit Flachbohrung kein Salz mehr erbohrt werden. In Analogie zum E-Rand schließt man ebenfalls auf eine Störung. Eine solche möchte der Verf. auch für den N-Rand des Salzkörpers annehmen. Er konnte eine Störungszone oberirdisch am N-Flügel der Antiklinale nachweisen (s. o.). Es würde so der Salzkörper allseitig von Störungen begrenzt sein, während seine Liegendgrenze noch unbekannt ist.

B. Die genetische Stellung des Salzes von Mirovo.

Über die genetische Stellung des Salzes von Mirovo wurden im wesentlichen drei Meinungen von in- und ausländischer Seite laut, nach denen das Salz im Neogen, in der Unterkreide oder zu einer älteren Zeit gebildet sein soll. An diese verschiedenen Altersauffassungen knüpfen sich dann verschiedene Deutungen der tektonischen Verhältnisse.

1. Die Annahme: „Das Salz ist neogen“.

Die Auffassung des neogenen Alters des Salzes bezeichnet das Salz als eine Art Limanablagerung einerseits, andererseits als einen Teil der rumänischen Salzformation, die in Form eines Lappens des galizisch-podolisch-rumänischen Beckens nach NE-Bulgarien hineinreicht. Vom Verf. konnten nirgends Beweise für diese Ansicht gefunden werden, es sei das Auftreten der jungen Tonmergel zwischen Mirovo und Sindel. Der Zweifel an ihrer Einheitlichkeit wurde schon mehrfach geäußert (s. o.).

Um so zahlreicher sind die Gegenbeweise, die ein neogenes Entstehungsalter des Salzes ausschließen. Es wurde schon oben auf die Faziesunterschiede zwischen der Varnenser Miozänentwicklung und derjenigen Südrumäniens hingewiesen. Die daraus abzuleitenden paläogeographischen Verhältnisse, die diesen Unterschied erklären, werden später besprochen werden. Aus ihnen geht aber einwandfrei hervor, daß an einen Lappen des (galizisch-podolisch-)rumänischen Beckens in NE-Bulgarien nicht zu denken ist. Gegen eine lokale Salzführung der miozänen Schichten NE-Bulgariens spricht deren petrographische Ausbildung, die nirgends saline Andeutungen aufweist, sowie die Feststellung ANDRUSOW'S (2) an Hand der Faunen, die ein salzärmeres Wasser erfordern als im galizisch-podolisch-rumänischen Becken vorhanden gewesen sein muß. Gegen ein neogenes Alter innerhalb der miozänen oder pliozänen Serie spricht auch das Vorkommen bei Mirovo. Man kann kaum annehmen, daß das Salz allein im Gegensatz zu den sonst recht flach lagernden neogenen Schichten primär oder sekundär einen so eng begrenzten und tiefen Hohlraum einnimmt, der nur als Einbruchsbecken zu deuten wäre, wie er sonst in ganz NE-Bulgarien nicht wiedergefunden wird. Dieses lokale, sehr mächtige Vorkommen spricht zusammen mit zahlreichen nicht fündigen Flachbohrungen im sonstigen Teil des Limans, der obendrein ein ganz junges postpliozänes Alter besitzt (s. u.), gegen eine Bildung des Salzes in ihm. In diesem Falle müßten schließlich auch die anderen Limane Salz führen, was ja allerdings auch angenommen wurde.

Es zeigt sich jedenfalls, daß aus verschiedenen Gründen ein neogenes Alter des Salzes nicht in Frage kommt.

2. Die Annahme: „Das Salz ist unterkretazisch“.

Ganz vorübergehend bestand beim Verf. (1927) die Meinung, das Salz könnte eozän sein, wofür die Kartierung aber keinerlei Beweise sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht erbrachte. Mit der höheren Oberkreide brachte man die Salzbildung kaum ernstlich in Zusammenhang, wohl aber mit der Unterkreide, speziell den Hauterive-Mergeln. Diese Meinung wurde früher vom leitenden Bohringenieur Herrn Ingenieur KONSTANTINOV geäußert in Hinweis auf den aus den Hauterive-Mergeln stammenden Salzgehalt des Spülwassers bei der 400 m-Bohrung an der Haltestelle Mirovo. Nach Ansicht des Verf.s ist jedoch der Salzgehalt aus dem benachbarten Salzkörper eingewandert (s. o.). Dagegen kann eingewendet werden, daß auch an anderen Stellen die Hauterive-Mergel sowohl in NE-Bulgarien als auch in der mittleren Dobrudža einen ganz minimalen NaCl-Gehalt aufweisen (G. BONTSCHEFF, KONSTANTINOV, MACOVEI). Abgesehen von diesem geringen Salzvorkommen und von lokalen geringen Fasergipsvorkommen weisen aber die Hauterive-Mergel nirgends saline Spuren auf, so daß auch an ein Hauterive- oder ähnliches Alter des Salzes nicht zu denken ist. Auch tiefere Horizonte der Unter-

kreide, als welche bis jetzt lediglich die Valendis-Kalke nachgewiesen sind, kommen aus faziellen Gründen nicht in Betracht.

3. Das Salz ist präkretazisch!

Aus der Ablehnung aller jüngeren Alter ergibt sich zwangsläufig die Meinung, das Salz ist präkretazisch. Diese Meinung vertritt der leitende bulgarische Bohringenieur, Herr Ingenieur KONSTANTINOV, seit den ersten umfassenderen Bohrergebnissen, und Verf. schließt sich auf Grund der Kartierung dieser Meinung an, ebenso auch Herr Geh.-R. KOSSMAT. Außer der stratigraphischen und z. T. auch tektonischen Unmöglichkeit, das Salz mit den verschiedenen kretazischen und tertiären Ablagerungen NE-Bulgariens in genetischen Zusammenhang zu bringen, spricht die Tektonik des Salzkörpers selbst für ein größeres Alter des Salzes. Der Salzkörper hat mit seinen tektonischen Grenzflächen gegenüber den im gleichen Niveau lagernden verschiedenen Horizonten der Schichtfolge NE-Bulgariens (s. o.) vollkommen den Charakter eines Salzstockes, der von unten her in diese Schichtserie hinaufgepreßt ist, wie es dem Salz ja oft eigentümlich ist (Salzekzeme). Derartige Salzstöcke oder Salzhorste treten nicht nur in Deutschland auf, sondern durchragen z. B. auch die mächtige Schichttafel SE-Rußlands und dringen hier bis in quartäre Ablagerungen hinein (mündliche Mitteilung des Herrn Geh.-R. KOSSMAT). Auch bei Mirovo kann das Aufdringen bis in die jungen Talablagerungen festgestellt werden. Die bei derartigem Aufpressen in dem plastisch wirkenden Salz auftretenden tektonischen Beanspruchungen sind in den Bohrproben, speziell an den Einlagerungen von Mergel- und Schieferpartien (s. o.) deutlich zu erkennen. Stellenweise ist das Salz auch brekziös geworden. Nach Ansicht des Verf.s steht die Salzaufpressung in unmittelbarem Zusammenhang mit den pliozänen Störungen, die u. a. ein Einsinken der östlichen Provadijska Planina längs zweier NNW bis N gerichteter Störungssysteme verursachten (s. o.). In der westlichen dieser Störungszonen liegt der Salzstock von Mirovo. In genetischer Beziehung mit dem Salzstock steht auch die Antiklinale, die in ihrer Einzigartigkeit inmitten NE-Bulgariens nördlich der Kamčija zwanglos als eine Folge der Salzaufpressung zu deuten ist, wenn auch die Frage des Verbandes mit dem Salzstock noch nicht gelöst ist.

Spricht so die Unmöglichkeit, zwischen der oberirdisch erschlossenen Schichtfolge NE-Bulgariens stratigraphische Beziehungen mit dem Salz aufzufinden, wie auch das tektonische Verhalten für ein präkretazisches Alter, so kann die Frage nach dem tatsächlichen Alter des Salzes heute noch nicht beantwortet werden, da die präkretazische Schichtfolge im autochthonen N-Bulgarien kaum erschlossen und noch nicht näher bekannt ist. Hingewiesen sei hier jedoch auf das Auftreten von Werfener Schichten bei Zebil, bei Babadag in der N-Dobrudža (ANASTASIU, 1, und WILSER, 46), während in Bulgarien die nächste Trias erst bei Teteven im W und bei Sliven im S auftritt (KOCKEL-KOSSMAT, 17).

Gewichtige Gegengründe, die gegen die Annahme des präkretazischen Alters sprechen, konnten bis jetzt weder vom Verf. noch von anderer Seite beigebracht werden. Somit muß auf Grund der neuen Beobachtungstatsachen das präkretazische Alter des Salzes selbst und seine mio-pliozäne Aufpressung am Rand der Scholle von Testedži-Sultanlar als gesichert betrachtet werden. Es nimmt also eine einzigartige stratigraphische und tektonische Stellung in der präneogenen Umrandung der Varnenser Neogenbucht wie in ganz Bulgarien ein.

VI. Die Morphologie.

Russische Karten von Bulgarien 1 : 126 000. Blätter V 8, V 9, V 18 (Ajtos) und VI, 9.

Oesterreichische Generalkarte 1 : 200 000. Blätter 45^o 43^o und 46^o 43^o.

Englische Seekarten. Blatt 2285. Varna, Baljickbay, Port Mangalia, aufgenommen 1854. Ausgabe 1911.

Blatt 2230 Black Sea-Bosporus to Cape Kaliakra, aufgenommen 1835, verbessert bis 1927.

Schichtfolge und Tektonik bilden die Unterlage zum Verfolg des Entwicklungsganges der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung bis zum Ende des Miozän. Jüngere Ablagerungen (Pliozän und Quartär) sind nur lokal vorhanden und einem bereits weit entwickelten Relief eingelagert. Somit erfordert die Klärung der post-miozänen Entwicklungsgeschichte des Gebietes das Studium der Oberflächenformen und ihrer Entwicklung (geologische Morphologie). Bereits eingangs wurde das Relief in eine Reihe morphographischer (geographisch-morphologischer oder rhythmisch-morphologischer) Zonen gegliedert, die eine gruppenartige Zusammenfassung der heute vorhandenen, fertigen oder rezent entstehenden Formen darstellen. Zur morphogenetischen Untersuchung ist eine andere Gliederung notwendig. Hier ist die Verteilung und Entwicklung der horizontalen Formen, der Flächen einerseits, die der vertikalen Formen, namentlich die der jungen Zergliederung, andererseits zu verfolgen und ihr Alter festzustellen. Aus einer Korrelation der Formen und Ablagerungen läßt sich dann aus der Entwicklung des Reliefs auf die Entwicklungsgeschichte des Gebietes bis in die Gegenwart schließen.

A. Die Flächen.

Unter den Flächen sind zwei Haupttypen zu unterscheiden, die beide weithin ausgedehnt oder auch nur leistenförmig am Hang entwickelt sein können. Es sind das die Rumpfflächen einerseits, die Strukturflächen andererseits, die auch beide miteinander aufs engste verzahnt sein können.

1. Die Strukturflächen.

Eine hervorragende Stellung im heutigen Landschaftsbilde NE-Bulgariens nehmen die Strukturflächen und Schichtstufen ein, die das Formbild allein zu beherrschen scheinen. Sie treten in den Gebieten der stärksten Abtragung auf, wie sie in den Randzonen der verschiedenen Gebirgseinheiten gegeben sind. Schon bei der Gliederung des Gebietes in morphographische Zonen kommt diese randliche Lage der Zone der zerschnittenen Strukturflächen deutlich zum Vorschein. Von den Rumpf-

flächen unterscheiden sich die Strukturflächen durch ihre unbedingte Bindung an widerständige Gesteinslagen, im vorliegenden Gebiet meist Kalke oder feste Kalksandsteinbänke. Wo diese harten Gesteinslagen an den Hang treten, bilden sie Schichtköpfe mit dem typischen konkaven Hang.

Das größte Verbreitungsgebiet besitzen die Strukturflächen in der Provadijska Planina, wo sie ringsherum zu verfolgen sind und die äußerste morphographische Zone bilden. Sie knüpfen sich hier an die harten Bänke der höheren Oberkreide und fallen mit ihnen nach innen zu ein. Wo sich auf die höhere Oberkreide Eozän darauflegt, wie es ja fast allenthalben der Fall ist, geht die Strukturfläche meist mit einer kleinen Stufe in die Leitfläche, ein Rumpfniveau, über, deren Höhe die Strukturflächen an der Provadijska Planina nirgends überschreiten. Im E, zwischen Eski Arnautlar und Devnja tritt diese Rumpffläche (Akrikes-Niveau s. u.), Eozän und höhere Oberkreide überschneidend, bis an die randliche Schichtstufe heran. Nach N zu setzt sich die Strukturfläche der höheren Oberkreide über die Inselberge nach dem Plateau von Turk Arnautlar und dem südöstlichen Deli Orman fort. Hier wächst diese Strukturfläche in westlicher Richtung aus demselben Rumpfniveau direkt nördlich des Jasiteper Hügellandes empor. Sie ist hier also wohl älter als dieses, während sie sich in der Provadijska Planina erst nach ihm ausbildete. Nach der Innenseite der Provadijska Planina wuchs sie auch später mit weiterer Tieferlegung der Abtragungsbasis weiter und reicht fast bis zur Talsohle hinab. Neben ihr spielt in der östlichen Provadijska Planina eine an das Eozän gebundene Strukturfläche eine große Rolle, die bei Džizdarköj und Monastirköj den Hang zwischen 2 Rumpfflächen, dem Akrikes-Niveau und dem Keremitlik-Niveau (s. u.) bildet. Lokale Strukturflächen treten im Bereich der Valendiskalke des Jasiteper Hügellandes auf.

In der Novoselska Planina knüpft sich eine Strukturfläche an die Hangend-sandsteine und Strandbrekzien des höchsten Eozän an. Sie ist flach S geneigt und aufs engste mit der Leitfläche dieser Planina verwachsen.

Von prachtvoller Ausbildung sind die Strukturflächen in der westlichen Avrenska und Varnenska Planina. Sie knüpfen sich hier an die höhere Oberkreide (meist die halbharte Liegendbank (s. o.)), an den Dikilitaş-Sandstein und den Detrituskalk von Avren und veranlassen so die Bildung einer Strukturterrasse, die allenthalben mindestens zwei Stufen deutlich erkennen läßt. Während diese in der Varnenska Planina zwischen Kara Hüsein und Markovo eng aufgeschlossen sich prachtvoll entfaltet und im nördlicheren Teile noch von der Schichtstufe des Sarmat überragt, im S aber durch die Ausbreitung einer Rumpffläche zwischen Taptik und Markovo etwas eingeschränkt wird, ist sie in der Avrenska Planina weiter gestaffelt. Schon an die untere Stufe, die der höheren Oberkreide südlich der Störung der Česma Toplica (s. o.), schließen sich über dem Eozän Rumpfflächen an, über denen erst sich die zweite Stufe mit der Strukturfläche von Avren erhebt. Diese fällt nach E ein und ist nördlich von Avren vom Akrikes-Niveau geschnitten. Nordwärts setzt sie sich nördlich der Störung der Česma Toplica in der Schichtstufe und Ideal-Schichtfläche des Dikilitaş-Sandsteines bis nach Gebedže fort, lokal in kleinere Strukturflächen untergegliedert, wie es die Wechsellagerung härterer und weicherer Schichten mit sich bringt. Vor ihr bildet in der Petrič-Scholle wiederum die höhere Oberkreide eine Strukturfläche, jene, die schon in der Varnenska Planina ausgebildet ist.

Gesteinsbedingt sind auch die Formen des Eozän-Kalksandsteins bei Dikilitaş selbst. Jedoch handelt es sich hier nicht um eine Strukturfläche, sondern um Klein-

formen, die sich auf dem Keremitlik-Rumpfniveau bildeten. Ihr wüstenhafter Charakter wurde schon erwähnt und soll an anderer Stelle dargestellt werden.

Durch Schichtstufen (Teil der Zone der zerschnittenen Strukturflächen im W, Zone der Plateauzerstörung und der Steiltäler) begrenzt ist auch das Plateau der Varnenska Planina. An seinem Rande zeigen sich an vielen Stellen auch echte Strukturflächen oder Ansätze zu solchen, besonders im SE zwischen Franga und Kestrič, wo die zwei härteren Bänke (s. o.) morphologisch erschlossen sind. In ihrer Gesamtheit kann die Hochfläche, die die Sarmatschichten in einem nicht meßbaren, äußerst spitzen Winkel schneidet, wie aus Betrachtungen des Profils und der Schichtmächtigkeit einerseits und der Höhenlage andererseits hervorgeht, nicht als Strukturfläche angesehen werden. Gegen ihren Rumpfflächen-Charakter wiederum spricht ihre große Abhängigkeit in Lage und Ausdehnung von den Sarmatschichten. Verf. möchte sie mit den Landterrassen SCHMITTHENNERS (33) und STICKELS (39) vergleichen, ohne damit schon etwas über ihre Entstehung zu sagen, über die später noch zu sprechen sein wird (s. u.).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß Strukturflächen und Schichtstufen in Anlehnung an harte Schichten, vor allem der höheren Oberkreide sowie des Mittel- und Ober-Eozän in den randlichen Partien der Planinen, da, wo starke Zerschneidung herrscht, reichlich vorhanden sind und dem Landschaftsbild ihren Stempel aufdrücken, während die Rumpfflächen in den Hintergrund treten. Teils liegen sie höher als die Rumpfflächen, teils reichen sie fast bis zur heutigen Talsohle (Gebedže) herab, so daß man annehmen kann, daß ihre Bildung während der ganzen Zeit der Reliefbildung überhaupt andauerte. Es sind Formen, die gleichsam zeitlich und räumlich die Bildung der Rumpftreppe (s. u.) durchschneiden. In ihrer gegenwärtigen Höhenlage sind sie entsprechend ihrer Schichtgebundenheit durch die Schichttektonik bestimmt. Eine Zwischenstellung zwischen Rumpfflächen und Strukturflächen nimmt die Hochfläche der Varnenska Planina ein. In ihrer Verbreitung an das Sarmat gebunden, schneidet sie bei gleicher Einfallsrichtung dieses jedoch unter einem außerordentlich spitzen Winkel.

2. Die Rumpfflächen.

Neben den Strukturflächen lassen sich im ganzen Gebiet der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung Rumpfflächen deutlich nachweisen. Sie nehmen ein weitaus größeres Gebiet ein. Ihnen gehören die großen weiten Flächen des Gebietes an. Sie stehen in engster Beziehung zu denen des östlichen Balkan, die bereits früher vom Verf. untersucht wurden (12) und deren nördliche Fortsetzung sie bilden. Im autochthonen Tafelbalkan sind sie mit den Strukturflächen, wie oben schon erwähnt, eng verzahnt. Teils überschneiden sie diese, teils werden sie von diesen schräg durchsetzt.

Im Balkan wurden s. Zt. folgende Rumpfniveaus ausgeschieden und mit Namen belegt, die zur Vermeidung von Verwirrung beibehalten, aber durch Zahlen ergänzt werden sollen¹⁾ (v. o. n. u.):

1) Bezügl. Zählung des Niveaus vgl. Verf. a. O.

„Oberes“ Niveau (R VI)
 Akrikes-Niveau (R V)
 Gerdeme-Niveau (R IV)
 Keremitlik-Niveau (R III)
 Aptarazak- und „unteres“ Niveau (R II),

zu denen noch das Varna- oder Terrassen-Niveau (R I) der Fluß- und Küstenterrassen sowie ein Auterrassen-Niveau zuzufügen ist, während noch höhere Niveaus weiter im W im Balkan auftreten (Šipkabalkan) (2).

Im Gebiet der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung tritt das „obere“ Niveau (R VI) nirgends auf. Es ist in einzelnen Kuppen und Höhenzügen erst südlich der Kamčija entwickelt.

Als höchstes Niveau besitzt jedoch sogleich das Akrikes-Niveau (R V) größere Verbreitung (vgl. morphologische Karte) und auch Bedeutung (s. u.). Es ist über große Strecken hin in der Provadijska Planina ausgebildet, wo es die Hochfläche, die Leitfläche bildet. Es besitzt im E oberhalb Devnja und Eski Arnautlar eine Höhe von etwa 300—350 m, die nach E zwischen Markovča und Kulevča bis 380 m und von hier nach S bis in die Gegend von Kara Bunar bei Predža bis etwa 400 m ansteigt. Einige Restberge leiten es hier zum eigentlichen Balkan, der Stara Planina, hinüber, wo es sich noch weiter nach S emporhebt (vgl. 12). Lokale Verbreitung besitzt es in der Höhe von etwa 300 m unter der Sarmatplatte am W-Rand der Varnenska Planina bei Kara Hüsein und in der Avrenska Planina nördlich von Avren (320 m), wo es die Strukturfläche von Avren überschneidet. Auch dürfte es im Deli Orman nördlich des Jasiteper Hügellandes auftreten. Aus ihm scheint die Strukturfläche der höheren Oberkreide des Plateaus von Turk Arnautlar hervorzugehen (s. o.). Hierbei leitet die Höhe 301 m südlich von Jasitepe (Restberg der höheren Oberkreide auf dem Valendis-kalk) von der Provadijska Planina über. Weitere Restberge dieses Niveaus sind die 300 m Höhen bei Zdravec (Akandži) in der Avrenska Planina¹⁾, sowie in etwas erniedrigtem Zustand die Höhe 330 m bei Kuš tepe in der Novoselska Planina²⁾.

Größere Verbreitung besitzt das nächsttiefere Niveau, das Gerdeme-Niveau (R IV). Es bildet mit einer Strukturfläche verzahnt die Leitfläche der Novoselska Planina in etwa 220—240 m und tritt in gleicher Höhenlage weitverbreitet, lokal gewellt und flach zertalt im Jasiteper Hügelland auf.

Lokal sind in der Flachhangzone der Provadijska Planina bei Markovča im W und nördlich Džizdarköj in E Reste von ihm erhalten. Als schmaler Streifen zwischen Strukturflächen und Schichtstufen ist es in der Varnenska Planina zwischen Markovo und Taptik in etwa 240 m erhalten und zieht sich von hier aus, als zu einem Hügelland zerschnittener Rumpfstreifen, bis auf etwa 180 m an der Küste abfallend nach E hin und konnte auch in den Steiltälern der östlichen Varnenska Planina besonders bei Vlahlar nachgewiesen werden. In der Avrenska Planina tritt es zwischen Sindel und Avren auf und bildet östlich der Zone der zerschnittenen Strukturflächen die Leitfläche, die in eine Zentralzone an der Wasserscheide von Avren nach Galata und eine Reihe Riedel aufgelöst ist. Es besitzt hier eine mittlere Höhe von etwa 200 m, nach Galata zu etwas weniger, während in den Riedeln nach N und besonders stark

1) Die Höhe des Bair Kara Tepe ist nach Messung des Verf.s hier um fast 50 m zu hoch mit 349 m angegeben (Blatt Avren 1 : 40 000).

2) Auch in der Novoselska Planina und bei Testedži sind die Höhen auf der russischen Karte 1 : 126 000 (meist um 100 Saschen = 210 m) zu hoch angegeben.

nach S ein Absinken des Niveaus selbst auf 180 m und weniger, sowie ein Konvergieren mit dem Keremitlik-Niveau zu beobachten ist, — ein Eindruck, den man vor allem in der südöstlichsten Ecke der Avrenska Planina gewinnt. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der südöstlichen Kamčijska Planina, wo die oben erwähnte sekundäre Leitfläche, die von Džafer über Arnautlar zur Kamčija-Mündung zieht, dem Gerdeme-Niveau zuzurechnen ist. Sie besitzt westlich von Džafer noch Höhen von 250 m und sinkt nach E bzw. NE ziemlich rasch bis auf fast 160 m bei Staro Orehovo ab, wo sie mit dem Keremitlik-Niveau ebenfalls konvergiert. Ähnliches läßt sich von den Höhen bei Kuruköj nördlich von Bela sagen, wo eine Reihe isolierter Höhen zu ihm zu rechnen sind:

In ziemlich einheitlicher Höhe ist das Keremitlik-Niveau (R III) entwickelt. Seine Höhe schwankt im darzustellenden Gebiet zwischen 100 und höchstens 150 m. Es tritt allenthalben in den Hangzonen und längs der Täler auf, so daß seine Verbreitung im einzelnen hier nicht besprochen zu werden braucht. Bemerkenswert ist sein Auftreten über der Antiklinale von Mirovo in etwa 105 m, sowie in der Riedelzone zwischen Monastirköj und Testedži, wo es mit Ausnahme der beiden Höhen von 52 und 62 Saschen (s. o.) nach S zu abfällt und mit dem tieferen Niveau scheinbar konvergiert. Deutlich ausgeprägt ist es im Eozängebiet um Dikilitaš zwischen Gebedže und Sünbej, von wo es sich in den Flachhügeln der Plateauzerstörungszone als Rumpfleiste am ganzen S und E-Hang der Varnenska Planina entlangzieht und auch bis in die Steiltäler von Diš Budak und Klimentinovo (Kapakli) zusammenhängend nachgewiesen ist. Weite Verbreitung besitzt es in der Avrenska und nordöstlichen Kamčijska Planina, wo es Leisten am Talhang oder Riedel bildet und das Gerdeme-Niveau mit ihm konvergiert.

In weitaus größerer Verbreitung als bisher für das Aptarazak-Niveau im S des Balkan (12) nachgewiesen werden konnte, tritt in der Höhenlage von 60—80 m ein Niveau nördlich des Balkan im hier behandelten Gebiet auf. Da kein Zusammenhang mit dem Aptarazak-Niveau bis jetzt nachgewiesen werden konnte, soll es hier im N als „unteres Niveau“ (R II) bezeichnet werden. Es ist vor allem längs der großen Talzonen Devnja-Seen—Provadi dere—Ana dere und Kamčija-Tal bis oberhalb von Novo Selo ausgebildet und konnte auch im Paša dere-Gebiet der Avrenska Planina und an der Küste der Varnenska Planina nachgewiesen werden.

Bemerkenswert ist, daß noch in diesem tiefen Niveau die beiden genannten großen Talzonen bei Šeremet, Čali mahle und zwischen Kazak dere und Saredir miteinander in Verbindung stehen. Die drei genannten Verbindungen markieren sich als deutliche Einschnitte zwischen der Novoselska und Avrenska Planina. Während im südöstlichsten Teil der Avrenska Planina nahe dem Kap Kamčijk auch das Keremitlik-Niveau mit dem „unteren Niveau“ zu konvergieren scheint, sind beide im N am Seeflughafen von Varna, am S-Ufer des unteren Devnja-Sees, durch einen sehr markanten kliffartigen Steilhang von einander getrennt. Im allgemeinen gehen sie jedoch, wie auch die anderen Niveaus, durch konvexe, wenn auch oft sehr flache Stufenhänge ineinander über, während an anderen Stellen des Küstengebietes steile Kliffe bis zum heutigen oder einem nur wenig älteren Meereshorizont herunterreichen und so als wesentlich jünger als die Rumpfflächenbildung anzusehen sind (s. u.).

Unter dem „unteren Niveau“ folgen die in der Höhenlage von 20—40 m liegenden Küsten- und Talterassen, die nur lokale Verbreitung längs der Küste und in den beiden großen Talzonen bis etwa Sultanlar und Küprüköj besitzen. Obwohl es sich zweifellos nicht um ein einheitliches Niveau handelt, sondern um eine Terrassen-

gruppe, die sich aber bis jetzt noch nicht weiter gliedern ließ, sei sie als Varna- oder Terrassen-Niveau (R I) zusammengefaßt und in dieser Zusammenfassung den anderen Rumpfniveaus gleichgestellt.

Eine gemeinsame Betrachtung der Höhenlage der einzelnen Niveaus ergibt, daß die unteren Niveaus, vom Keremitlik-Niveau abwärts in ihrer Gesamtheit eine recht konstante Höhenlage besitzen und nur durch die lokalen Abtragungsverhältnisse, z. B. in den südlichen Tälern der Avrenska Planina eine leichte Neigung aufweisen. Ausnahmen sind nur das leichte S-Fallen in der Riedelzone von Testedži und die anscheinende Konvergenz in der südöstlichen Avrenska Planina. Abgesehen von diesen beiden Erscheinungen können also an der Hand der tieferen Niveaus keine differenzierten Bewegungen innerhalb der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung nachgewiesen werden, wobei jedoch die bereits geologisch nachgewiesenen Brüche erwähnt seien (s. auch u.).

Können im Balkan selbst noch nach Bildung des Aptarazak-Niveaus wölbungs-tektonische Bewegungen nachgewiesen werden, so treten solche im Tafelbalkan rückwärts blickend erst kurz nach der Bildung des Gerdeme-Niveaus deutlich auf. Dieses zeigt, wie aus den obengenannten Zahlen deutlich hervorgeht, ein allgemeines Einfallen nach NE (besonders schon in der Kamčijska Planina erkenntlich), das jedoch lokal von der SE-gerichteten Konvergenz der südöstlichen Avrenska Planina unterbrochen wird, über deren Bedeutung weiter unten noch zu sprechen sein wird.

Der gleichen Tendenz des NE-gerichteten Einfallens folgt auch das Akrikes-Niveau, wenn auch aus der Form heute nur innerhalb der Provadijska Planina zu erschließen (s. o. u. vgl. u.). Diese erwähnte Schrägstellung der höheren Niveaus im behandelten Gebiet des autochthonen N-Balkan steht in engem Zusammenhang mit der Großfaltung des Balkans (Stara Planina) selbst, die Verf. (12) und gleichzeitig mit ihm auch ŽEKO RADEV (31) nachwies. Differenzierte Bewegung innerhalb des Gebietes der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung fanden nur im Gebiet der heutigen unteren Kamčija statt, wo sich eine lokale Abbiegung herausbildete.

Die heutige Verteilung der Rumpfflächen über das ganze Gebiet ist zum großen Teil eine Folge der jungen Zergliederung des Gebietes durch die jungen Brüche und die Bildung des gegenwärtigen Entwässerungsnetzes, wobei die Brüche selbst und die Gesteinsbeschaffenheit im einzelnen die Erhaltung oder Zerstörung einzelner Rumpfflächenteile förderten. Keineswegs sind die Niveaus aber in ihrer Entstehung durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingt.

Aus der Betrachtung der im Gebiete der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung nachgewiesenen Rumpfflächen, die in engem Verbande mit denen des Balkans selbst stehen, geht eine ältere Schrägstellung des ganzen Gebietes nach NE hervor (Akrikes- und Gerdeme-Niveau). Dabei bildet sich, in der Zeit nach dem Gerdeme-Niveau nachweisbar, eine lokale Abbiegungszone im Gebiet der heutigen Kamčija-Mündung. Zur Bildungszeit der späteren, tieferen Niveaus hat das Gebiet nur eine gleichmäßige, durch Ruhepausen unterbrochene aufsteigende Bewegung durchgemacht, die zur Bildung der jüngeren Niveaus Veranlassung gab. Lokale Bewegungen während dieser Zeit sind an der Kamčija-Mündung und im Riedelgebiet von Testedži zu erkennen und dürften mit der Bildung der Brüche (s. o.) im Zusammenhang stehen. Auf die Bildung der Tal- und Küstenterrassen (Varna-Niveau) soll erst weiter unten eingegangen werden.

3. Die zeitliche Einordnung der Flächen.

Die gegenseitigen Altersbeziehungen der vorstehend genannten Flächen sind ohne weiteres klar. Die Bildung der Rumpfflächen fand derart statt, daß in Ruhezeiten der wölbungstektonischen Bewegungen jüngere Flächen in die älteren hinein abgetragen wurden. Es sind so die tieferen Rumpfflächen jünger als die höher liegenden. Die Bildung von Strukturflächen dauerte während der ganzen Zeit an. Bei Turk Arnautlar liegen Strukturflächen oberhalb des Akrikes-Niveau, so daß man nicht ansteht, für sie ein evtl. höheres Alter anzunehmen. Andererseits reichen östlich von Gebedže Strukturflächen bis in die heutige Talaue hinab, so daß sie erst in jüngster Zeit bloßgelegt sein können. Es liegt also eine lokal etwas differenzierte Rumpftreppe vor, die gleichsam zeitlich und räumlich von den Strukturflächen schräg durchzogen wird.

Für die Einordnung der Rumpftreppe und ihrer einzelnen Flächen in die geologische Zeitrechnung, ist zunächst einmal die Feststellung von Bedeutung, daß sich am S-Fuß der Varnenska Planina in die Schichten des gesamten Miozän (einschließlich Sarmat!) eingeschnitten die Rumpfflächen vom Gerdeme-Niveau abwärts als schmale in Hügelzonen aufgelöste Rumpfleisten hinziehen. Die gleichen Niveaus überschneiden in der Avrenska und Kamčijska Planina ebenfalls das Miozän. In der Avrenska Planina greift das Gerdeme-Niveau fast unmerklich — es ist eine lokale Anschwellung von nur einigen 20 m vorhanden — über das Sarmat-Vorkommen von Fort Kuru und Češma Arap bei Galata hinweg. Aus alledem geht einwandfrei hervor, daß die Niveaus vom Gerdeme-Niveau an abwärts jünger als das ostbulgarische Sarmat sein müssen, also wohl als Pliozän anzusprechen sein dürften.

Dieser Befund wird befestigt durch das Verhalten des Akrikes-Niveau (R V). Dieses liegt in nächster Nähe des Sarmat in der östlichen Provadijska Planina in der Höhe von 300 höchstens 350 m (s. o.) und steigt nach SW an. In der Avrenska Planina wurden ihm die Rumpfflächenreste nördlich Avren in 320 m zugerechnet. Demgegenüber liegt in der südwestlichen Varnenska Planina die Sarmatauflagerungsfläche, eine flache Transgressionsfläche mit auflagernder landnaher kiesiger Kalksandstein-ausbildung, bei Sünbej in 320—330 m und sinkt in nördlicher Richtung bis auf 120 m bei Klimentinovo (Kapakli) an der rumänischen Grenze ab. Nördlich von Kozludža keilt das Sarmat aus und die über höhere Oberkreide hinwegschneidende Transgressionsfläche, der nach G. BONTSCHEFF (s. o.) noch einige Denudationsreste des Sarmat auflagern, tritt in etwa 300 m unter dem Sarmat hervor. Diese Fläche wurde dort bereits zum Akrikes-Niveau gerechnet. Es dürfte so auf Grund der oben erwähnten Daten erlaubt sein, auch weiter im S Akrikes-Niveau und Sarmat-Transgressionsfläche als zusammengehörig zu betrachten, wie auch freigelegte Teile von ihr bei Kara Hüsein bereits oben als Akrikes-Niveau bezeichnet wurden. Aus dieser Zusammengehörigkeit geht weiter hervor, daß sich das Akrikes-Niveau unter den sarmatischen Ablagerungen weiter nach NE senkt und sowohl in der Varnenska Planina als auch der Avrenska Planina unter das Gerdeme-, ja nach N zu unter noch tiefere Niveaus (Keremitlik-, „unteres“ und Varna-Niveau) unter-sinkt. Es liegt also zwischen Akrikes-Niveau und den anderen Niveaus Flächenkonvergenz und -Inversion und somit ein miopliozänes Schachtelrelief vor. Dieses weist allerdings weniger Komplikationen auf als z. B. das von Belgrad (13).

In diesem Zusammenhang ist nunmehr die Frage nach den Beziehungen zwischen dem Akrikes-Niveau und den Sarmat-Ablagerungen einerseits und nach dem

Charakter der „landterrassenartigen“ Hochfläche der Varnenska Planina andererseits aufzustellen und zu beantworten. Verf. betrachtet die Transgressionsfläche des Sarmat und das Akrikes-Niveau als eine einheitliche, im Anschluß an eine Abtragungsbasis der Übergangszeit vom mittleren zum oberen Miozän angelegte einheitliche prä-sarmatische oder tiefsarmatische Rumpffläche. Diese brauchte naturgemäß zu ihrer Entwicklung eine geraume Zeit, zumal sie ältere Reliefs selbst im östlichen Balkan noch sehr weitgehend einebnete. Während so weiter im SW die Rumpffläche weiterwuchs, derart, wie es W. PENCK für seine Piedmontflächen und Primärrümpfe fordert (26), transgredierte in vorliegendem Gebiet von NE her das Sarmatmeer. Die Transgression erfolgte hier scheinbar nicht weit über das heutige Verbreitungsgebiet hinaus, wie die landnahe Fazies in der südwestlichen Varnenska Planina zeigt. Sehr bald, bereits vor Anlage des Gerdeme-Niveaus, das in die Sarmatplatte bereits eingeschnitten ist, muß die Regression des Sarmatmeeres erfolgt sein, während der sich weiter im SW im Lande das Akrikes-Niveau zunächst weiterbildete, aber andererseits sich auch über seine korrelaten Ablagerungen, das Sarmat, dem weichenden Meere folgend, ausbreitete und dabei die Schichten des Sarmat oberflächlich etwas schnitt. Verf. faßt demnach die Hochfläche der Varnenska Planina als zum Akrikes-Niveau gehörige Regressionsfläche des Sarmat auf, sie entspricht etwa der damaligen Küstenebene (vgl. DAVIS 11). Während also im nicht ertränkten Gebiet sich nur eine Rumpffläche des Akrikes-Niveau ausbilden konnte, entstanden im überfluteten Gebiet eine solche vor und eine zweite nach der Überflutung. Beide, Akrikes-Transgressions-Niveau (R Vt) und Akrikes-Regressions-Niveau (R Vr) wurden wie das einheitliche Akrikes-Niveau im nicht überfluteten Gebiet nach ihrer Bildung wölbungstektonisch schräggestellt. Durch die Korrelation der vorwiegend als Untersarmat (s. o.) bezeichneten Ablagerung mit dem Akrikes-Niveau muß man dieses selbst als untersarmatisch betrachten.

Diese gewonnene Erkenntnis bildet nunmehr den Ausgangspunkt für die Korrelation der tieferen Miozänschichten, die unter der Sarmattransgression begraben liegen. Die ihnen entsprechenden Verebnungsflächen können jenseits der Schachtelreliefzone nur über dem Akrikes-Niveau liegen. Von ihnen wurde im östlichen Balkan s. Zt. nur noch das nächsthöhere, das „obere Niveau“ (R VI), gefunden (12), während weiter nach W im Kotel- und Šipkaprofil sich noch höhere einstellen. Diese sind von mittel-, die höchsten vielleicht sogar untermiozänem Alter.

Wie schon oben gezeigt wurde, sind alle Niveaus unterhalb des Akrikes-Niveau jünger als untersarmatisch und werden meistens ein pliozänes Alter besitzen. Abgesehen von den sehr fragwürdigen Schotter- und Geröllvorkommen, die oben angeführt wurden, können sie stratigraphisch nicht mit bestimmbar Ablagerungen in Verband gebracht werden. Erst die zum Varna-Niveau gehörige Küstenterrasse am Meergarten in Varna, die in etwa 20 m Meereshöhe die mittelmiozänen Schichten schneidet, erlaubt durch die quartäre Auflagerung einer wärmeliebenden, marinen Fauna unter dem Löß eine erneute Altersbestimmung. PETROBOK (27, 28) stellt diese marine Fauna in ein Interglazial „si le loess situé au-dessus est effectivement glaciaire“. (28, S. 3). Da nun heute zwar die Frage nach der Anzahl der Glaziale noch nicht endgültig gelöst ist, nach neueren Untersuchungen in den Alpen aber nur 2 Glaziale mit einem großen Interglazial nachgewiesen werden können (WEHRLI, 44, S. 474), dürfte hier mittleres Diluvium vorliegen und die Bildung des Varna-Niveaus (R I) als unterstes Niveau somit ins Mittel-Diluvium zu verlegen sein.

Somit ergibt sich, daß das Akrikes-Niveau mit seinen korrelaten Ablagerungen

in der Varnenska Planina als untersarmatisch anzusehen ist, und alle darüber liegenden Flächen mit den darunter liegenden korrelaten mittel- und untermiozänen Ablagerungen zusammengehören. Dagegen sind die tieferliegenden Flächen jünger, wohl pliozän, reichen mit dem Varna-Niveau jedoch bis ins mittlere Diluvium hinein.

B. Die Zergliederung, Küsten- und Limanbildung.

Die vorstehend beschriebene und in ihrer Altersstellung gedeutete Flächenfolge hat jedoch im Laufe der Entwicklung eine wesentliche Zergliederung und Umgestaltung erfahren, die, wie die Verzahnung der verschiedenen Niveaus miteinander schon zeigt, bereits zu deren Bildungszeit begann. Sie ist es, auf die die heutige topographische Gliederung im wesentlichen zurückzuführen ist. An ihr sind verschiedene morphologische Kräfte beteiligt. Einmal ist es die Bruchbildung, die direkt die Formen beeinflußt oder indirekt sie vorzeichnet. Ein andermal ist es die Erosion des Flußnetzes und schließlich das Meer, das seinen Einfluß auch auf die Formung des Landes ausübt.

1. Die jungen Brüche.

Auf die jungen Brüche wurde schon im tektonischen Kapitel des genaueren eingegangen. Dort wurde ihre Lage und ihre Auswirkung auf den Schichtverband beschrieben. Ihr Alter wurde als postsarmatisch, wohl pliozän bezeichnet. Hier interessiert ihr direkter Einfluß auf die Hochflächenformen und ihre genauere Altersstellung innerhalb des durch die Rumpfniveaus charakterisierten Zeitraumes.

Schon oben wurde wiederholt angeführt, daß das Keremitlik-Niveau des Riedellandes von Testedži in der östlichen Provadijska Planina nach S geneigt sei und wohl mit dem „unteren Niveau“ konvergiere. Es wurde das in Zusammenhang gebracht mit dem Einbruch der Scholle von Testedži und Sultanlar längs der beiden N bis NNW streichenden Störungssysteme im Bereich des Provadi dere-Cañons und des Horstgrates der östlichen Provadijska und westlichen Avrenska Planina. Das erstere von beiden entspricht heute im wesentlichen dem Provadi dere Cañon (s. u.) und steht in keiner sichtbaren Beziehung zu den Niveaus. Lediglich das normale Auftreten des Keremitlik-Niveaus über der Antiklinale von Mirovo, gegenüber dem Absinken dieses Niveaus bei Testeži ist erwähnenswert. Auf einen evtl. aber bis jetzt noch nicht nachweisbaren Zusammenhang dieses Störungszuges mit Abstufungen nach E in der Novoselska Planina und dem E-Ende der Gulička Planina (in der Stara Planina) wurde schon oben hingewiesen.

Für die hier interessierenden Fragen lohnender zu sein, verspricht das Störungsgebiet in der östlichen Provadijska und westlichen Avrenska Planina. Die größte schichttektonisch nachgewiesene Sprunghöhe besitzt die Petrič-Störung zwischen der Petrič-Scholle und der Scholle des höheren Oberkreide-Umlaufberges bei Kara-ač mit etwa 100 m (s. o.). Die Sprunghöhe der Češma Toplica-Störung, die beide Schollen nach S abgrenzt, dürfte gegenüber der Umlaufbergscholle bedeutend geringer sein. Trotzdem sind beide Störungen im Gelände deutlich ausgeprägt und verursachen den rechtwinkeligen Einschnitt in der nordwestlichsten Avrenska Planina. Von Niveaus konnten in der Umlaufbergscholle nur das mitteldiluviale Varna-Niveau nachgewiesen werden, das von den Störungen nicht mehr beeinflußt wird.

Nach S zu wird die Störung des Petrič so gering (s. o.), daß sie eine heute noch merkliche Beeinflussung der Niveaus nicht hervorrufen könnte, auch falls sie jünger sein sollte als diese. Dasselbe gilt für die Störung von Kazak dere. Der flexurartigen Störung von Sindel entspricht zwar eine in ihrer Zone entlangstreichende Stufe zwischen einer kleinen höheren Oberkreide-Strukturfläche und dem Keremitlik-Niveau einerseits und dem „unteren Niveau“ andererseits. Sie dürfte jedoch nicht als Bruchstufe, sondern als Bruchlinienstufe¹⁾ anzusehen sein. Auch die Störung der Česma Toplica bietet keinen Anhalt für eine genauere zeitliche Einordnung, da sich auch hier nur, wenn auch sehr markante, Bruchlinienstufen befinden. Wichtiger ist jedoch, daß die Strukturflächen des Detrituskalkes von Avren und des Dikilitaş-Sandsteins von der Česma Bela Voda über sie hinweg zu einer einheitlichen verschmelzen, und auch in ihrer streichenden Fortsetzung das Gerdeme-Niveau, die Leitfläche der Avrenska Planina nicht von ihr irgendwie beeinflußt wird. Im Gebiete der westlichen Avrenska Planina, wie auch der östlichen Provadijska-Planina, wo ebenfalls keine Beeinflussung der Niveaus durch Brüche vorliegt, zeigt sich also, daß die post-sarmatische Störungsperiode bereits zur Zeit des Gerdeme-Niveaus weitgehend zur Ruhe gekommen war. Das S-Neigen und vermutliche Konvergieren der Niveaus bei Testedži dürfte wohl auf gewisse posthume Bewegungen dieser Störungsperiode zurückzuführen sein, wie auch die Senke von Sultanlar vorwiegend von Brüchen, an die meist Bruchlinienstufen gebunden sind, begrenzt wird.

Eine Stütze erfährt diese Altersauffassung der Störungen durch die morphologischen Verhältnisse der Küstenzone der Varnenska Planina. Hier wurden die postsarmatischen Abgleitungen und Abbrüche besonders bei Kestrič von allen postsarmatischen Niveaus überschritten. Während die höheren heute allerdings schon weitgehend zerschnitten und in gesteinsbedingte Formen aufgelöst sind, sind die unteren noch sehr deutlich erhalten, müssen also jünger sein als die Störungen der Abgleitungen.

Während sich die N-Randstörung der Avrenska Planina entlang der Devnja-Seen — ihre maximale Sprunghöhe beträgt bei Varna etwa 50 m — morphologisch überhaupt nicht direkt bemerkbar macht, liegen bei der S-Randstörung entlang des Kamčijatales ähnliche Verhältnisse vor wie bei Testedži. Die Störung selbst besitzt wahrscheinlich nur eine geringe Sprunghöhe, sie zeigt jedoch ähnliche posthume Bewegungen wie dort, die auch hier sich in einer Flächenkonvergenz Gerdeme- bis evtl. Varna-Niveau von NE als auch von SE her bemerkbar machen.

Zu erwähnen sind hier schließlich noch eine gleichstreichende Störung am unteren Findikli dere, nördlich derer die Flächen (bes. Keremitlik-Niveau) stärker absinken als südlich von ihr. Weiter im S findet sie eine Parallele in der Störung von Gözeken am unteren Čifte dere. Auf eventuelle, den Verlauf der Küste bestimmende Störungen sei weiter unten eingegangen. Da sie mit den Abgleitungen der Küste der Varnenska Planina in kausalem Zusammenhang stehen dürften, stehen sie zeitlich den anderen genannten Störungen gleich.

Für diese ergibt sich aus den vorstehenden Ausführungen ein post-unter-sarmatisches Alter, das aber höher ist als das des Gerdeme-Niveaus, das mit tieferen weiteren Niveaus als pliozän anzusehen ist.

1) Bruchlinienstufen sind Denudationsstufen entlang älterer Brüche.

Die Störungsperiode würde also als miopliozän zu bezeichnen sein. An einigen Stellen (Scholle von Testedži-Sultanlar und an der unteren Kamčija) beeinflussen jüngere posthume Bewegungen die Niveaubildung bis ins jüngere Pliozän. Im übrigen besitzen die Brüche nur als Bruchlinienstufen morphologische Bedeutung (s. auch u.).

2. Die Täler.

Da ein direkter Anteil der Bruchbildung an der Gliederung der Flächentreppen in das heutige Relief schon wegen ihres höheren Alters kaum vorhanden ist, so ist diese auf die erosive Wirkung des Talnetzes zurückzuführen. Dieses Talnetz, besonders aber die großen W-E-Täler, deren zwei in dem Gebiet der ehemaligen Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung auftreten (Ana dere-Provadi dere-Devnja-Seen-Tal und Kamčija-Tal) bilden von jeher ein interessantes Problem der ostbulgarischen Morphologie (12). Es handelt sich bei ihnen, namentlich bei dem Provadi dere-Tal, mit Sicherheit um Flußtäler, wie das Auftreten von Flußmäandern (Kara-ač) deutlich zeigt. Es ist nun dieses Flußnetz in seiner Anlage und Entwicklung zu klären.

Schon oben wurde auf die weitgehende Einebnung des Akrikes-Niveaus hingewiesen, das im östlichsten Balkan nur von wenigen Restbergen und Kämmen des nächsthöheren „oberen Niveaus“ überragt wird (12, s. auch o.). Im nordöstlichen Gebiet herrschte eine nordöstlich gerichtete Abdachung zur Sarmatbucht von Dobrič hin, nach der hin auch das damalige Entwässerungsnetz gerichtet gewesen sein mag. Ein Vorhandensein der heutigen Täler verbieten die oben angeführten Beziehungen zwischen Sarmatablagerung und Akrikes-Niveau. Diese müssen also jünger sein. Eine Änderung der Entwässerungsverhältnisse haben zweifellos die miopliozänen Störungen verursacht, nach denen, zur Zeit des Gerdeme-Niveaus bereits, wie aus der Niveau-Verteilung hervorgeht, ein Entwässerungsnetz vorhanden ist, das als Vorläufer des heutigen anzusprechen ist.

Von den zwei Hauptentwässerungsnetzen, die in dem Gebiet der ehemaligen Neogenbucht von Varna und ihrer präneogenen Umrandung auftreten, erfordert zweifellos das des Provadi dere und der Devnja-Seen das größere Interesse. Es zeichnet sich durch eine große Formenmannigfaltigkeit aus. Der Provadi dere (Provadijska Reka) hat sein Ursprungsgebiet in dem Hügelland zwischen Razgrad und Šumen und entwässert das Gebiet zwischen dem Oberkreide-Plateau des Deli Orman und dem Plateauberg der Šumenska Planina. Dieses Gebiet besteht aus der höheren Unterkreide und im SE aus Hauterive-Mergeln (s. o.). Es hat eine Höhenlage bis etwa 300 m, wobei es aber weitgehend dem Gerdeme-Niveau angehören dürfte, während das Gebiet von über 400 m Meereshöhe nahe der Quelle wohl als Akrikes-Niveau anzusprechen ist. (Morphologische Aufnahmen dieses Gebietes liegen noch nicht vor!) Jedenfalls tritt aus dieser morphographisch dem Hügelland von Jasitepe sehr ähnlichen Landschaft der Provadi dere mit südöstlicher Richtung bei Kaspičan in den Rand der Provadijska Planina ein und trennt bis in die Gegend von Vinčan eine Reihe Restberge von ihr ab, während es scheinbar leichter gewesen wäre, einen nördlicheren Weg um die Provadijska Planina herum und zwischen dieser und dem Plateau von Turk Arnautlar (Deli Orman) hindurch zu wählen. In dem erwähnten cañonartigen Laufstück des Provadi dere, dem heute die Bahn von Provadija nach Kaspičan folgt, konnten wohl kleine Sprünge der Oberkreideplatte nachgewiesen werden, von denen aber keiner auf den Talverlauf Einfluß zu besitzen scheint. Verf. ist geneigt, den

Lauf des Provadi dere bis hierher als von Störungen unbeeinflusst und als etwa aus miopliozäner Zeit ererbt anzusehen. Das Durchbruchstal durch die Oberkreideplatte zwischen Kaspičan und Endžeköj wäre dann ein epigenetisches Tal und die Lücke zwischen Provadijska Planina und Deli Orman erst in späterer Zeit entstanden, wohl in Anlehnung an die Hauterive-Mergel, die langsam unter der transgredierenden Oberkreide denudativ hervorkamen.

Bei Vinčan verläßt der Provadi dere kurze Zeit die Provadijska Planina wieder, und es besteht die Möglichkeit, daß er eine kurze Zeit lang, während des Gerdeme-Niveaus, um die Provadijska Planina herum nach Devnja zu geflossen ist. Heute biegt er jedoch, zweifellos durch das miopliozäne NNW streichende Störungssystem beeinflusst, nach SSE in den Cañon von Provadija ab. Es liegt also hier ein tektonisches Talstück vor. Im S folgt er der Anadere-„Senke“. Diese ist einerseits an das Auftreten der eozänen Polyedermergel gebunden, andererseits vermuten die bulgarischen Geologen (s. o.) hier eine Längsstörung. Im ersteren Falle wäre sie als subsequent (DAVIS, 11) zu bezeichnen und auf der Mitteleozänplatte im Laufe der Abtragung nach S hinabgeglitten. Im anderen Falle würde sie tektonisch bedingt sein. Entsprechend den oben besprochenen Möglichkeiten einer Störung entlang des Nordfußes der Novoselska Planina ist sie möglicherweise im W als subsequent, im E als tektonisch vorgezeichnet anzusprechen. Im Gebiete von Sultanlar dürfte der nach S drängende Bogen des Provadi dere wohl eine Folge der posthumer Senkung der Scholle von Testedži und Sultanlar sein und eine Erniedrigung der Wasserscheide gegen die Kamčija bis auf das „untere Niveau“ verursacht haben, so daß hier eine zufällige Kommunikation mit der Kamčija stattgefunden haben mag. Dieser legt aber Verf. keinen besonderen morphogenetischen Wert bei, wie sie ja auch keine weiteren Folgen zeitigte.

Zweifellos tektonischen Linien folgt der nunmehr bei Oruč gazi nach N umbiegende Lauf des Provadi dere innerhalb des Störungssystems der westlichen Avrenska und östlichen Provadijska Planina, die somit auch talmorphologisch ein Gegenstück zum westlichen Randstörungssystem der Scholle von Testedži-Sultanlar darstellt. Hier folgt der Provadi dere-Lauf vor allem den N-S-Störungen, die z. Tl. als Bruchlinienstufen ausgebildet sind. Eine morphologisch wichtige Querstörung ist die der Češma Toplica bei Kara-ač. Auf den einspringenden und von der Talschlinge des Provadi dere um den Umlaufberg von Kara-ač ausgefüllten Winkel zwischen deren und der Petrič-Störung Bruchlinienstufen wurde schon oben hingewiesen. Überhaupt fand hier eine Verbreiterung des Flußtales über die Störungslinien selbst hinaus statt.

Am oberen Devnja-See kommt dem Provadi dere der Devnja dere von N entgegen. Sein Tal ist nirgends nachweislich durch Störungen vorgezeichnet. Sein Ursprungsgebiet hat der Devnja dere im nordöstlichsten Jasiteper Hügellande, im Winkel zwischen Varnenska Planina und Deli Orman. Von hier fließt er südwärts durch flaches Hügelland (Gerdeme- und Keremitlik-Niveau), das aus Valendis-Kalken besteht. Nach kurzer Berührung der Hauterive-Mergelzone, die sich von Kara Hüsein nach Reka Devnja und weiter nach S hinzieht, bei ersterem, tritt er abermals in den Valendis-Kalk ein, in dem er bis Reka Devnja ein karstartiges, steilwandiges Trockental bildet. Seine Wasser treten bei Reka Devnja in einer Reihe sehr starker Karstquellen wieder zutage und bilden von hier ab, inmitten der Hauterive-Mergelzone, einen sehr wasserreichen Fluß, der sich mit dem Provadi dere vereint und sich in den oberen Devnja-See ergießt. In seinem, den heute bloßgelegten Gesteinen nach widersinnigen Lauf gibt der Devnja dere seine ererbte Anlage zu erkennen. Berücksichtigt

man aber, daß die Sarmatablagerungen seinen Lauf nirgends überschreiten und wohl auch niemals über ihn nach W hinausgereicht haben, so möchte man seine Anlage auf Gesteinsunterschiede an der noch im Sarmat trockengelegten sarmatischen Transgressionsgrenze zurückführen. Mit DAVIS (11) ist er also als nach Beginn der Erosion am Innenrand einer Küstenebene entstandener subsequenter Fluß zu bezeichnen, der bei fortschreitender Abtragung epigenetischen Charakter erhält.

Vom oberen Devnja-See ab folgt das Tal des Provadi dere dem W-E gerichteten Verlauf der N-Randstörung der Avrenska Planina und ist so ebenfalls tektonisch vorgezeichnet. Sein Flußcharakter tritt unterhalb Gebedže in den ins Varna-Niveau eingeschnittenen Flußschlingen mit prächtiger Deutlichkeit hervor. Weiter abwärts ist er nur noch schwach in den Windungen des unteren Devnja-Sees zu erkennen. Wie die englische Seekarte, die aus dem Jahre 1854 stammt — neuere Küstenvermessungen und Lotungen fanden seitdem nicht statt — erkennen lassen, setzt sich die fluviatile Erosionsrinne des Provadi dere unter dem Meeresspiegel bis etwa 25 m Tiefe deutlich verfolgbar fort, wobei sie, wie auch eine Reihe Seitenbäche, zwischen Euxinograd und Kap Galata nach S umbiegt. Diese untermeerische Fortsetzung besitzt für die Umgestaltung der Erosionstäler in Limane eine große Bedeutung, auf die noch einzugehen ist.

Das zweite große Flußsystem, das der Kamčija, bildet den S-Rand des hier zu behandelnden Gebietes. Die Golema Kamčija entspringt im Sakar Balkan und kommt aus dem Gebiet zwischen Preslavska und Šumenska Planina geradewegs auf die Provadijska Planina zu, von der sie zum Abbiegen nach S veranlaßt wird. Hier durchfließt sie die zum Faltenbalkan hinüberleitenden Oberkreidebrücken und durchbricht bei Murnu Čiflik (Deleköj) den S-Rand der Mulde der Provadijska Planina. Brüche sind in diesem ganzen Gebiet nicht bekannt. Es dürfte nichts dagegen sprechen, den Lauf der Golema Kamčija weitgehend für epigenetisch zu halten, wobei sie sich namentlich im Gebiet des Faltenbalkans bei Predža dem Gestein anpaßt. Vom Durchbruch bei Murnu Čiflik benutzt sie ein ziemlich gerades Tal bis zum Meere. Dieses folgt hier scheinbar der S-Randstörung der Avrenska Planina, während Verf. es weiter im W für subsequent entlang der Schichtgrenze der obereozänen Hangendsandsteine gegen die weißen Sandmergel halten möchte.

Das sonstige Talnetz ist diesen zwei Hauptentwässerungsadern tributär. Nur im N folgen in der westlichen Varnenska Planina wie auch im Deli Orman die Gewässer der Nordabdachung zur Donau, deren bulgarisch-rumänischer Lauf einem Störungssystem folgt, das seine Fortsetzung in der Mulde der S-Dobrudža besitzt (WILSER, 46). Unklar ist bis auf weiteres die Bildung der Batovska Reka und ihrer Zuflüsse.

Somit erweist sich die Bildung des heutigen Talnetzes und mit ihm die Zergliederung NE-Bulgariens in die eingangs beschriebenen orographischen Elemente als postmiopliozän. Dabei knüpft es, namentlich in den randlichen Gebieten des hier zu besprechenden Gebietes, an sarmatische Anlagen an und vererbt sich, z. T. als epigenetische Durchbruchstäler. Im Gebiet der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung selbst wirken einerseits die miopliozänen Störungslinien leitend, andererseits folgt es weniger widerstandsfähigen Gesteinslagen und Gesteinsgrenzen (subsequent). Im Laufe der Entwässerung verläßt es jedoch z. T. seine subsequeunte Lage und bildet epigenetische Täler. Es handelt sich also im östlichsten Tafelbalkan um ein sehr heterogen zusammengesetztes Talnetz, bei dessen Bildung namentlich der großen Talzonen tektonische Linien leitend gewesen sind (Bruchlinientäler). Dem Alter

nach ist die Talnetzanlage bis ins Miopliozän etwa zurückzuverfolgen. Einen Rückschlag erfuhr die Talbildung erst im Jungdiluvium, als das in das Varna-Niveau noch über 60 m tief eingeschnittene Flußbett und Tal des Provadi dere und zweifellos auch das der Kamčija ertränkt wurde. Das ertränkte Gebiet reicht, nach der sich daran anschließenden teilweisen oder vollständigen Zuschüttung mit jungen Alluvionen zu urteilen, am Provadi dere bis in den Ana dere hinein, an der Kamčija im wesentlichen bis zum Durchbruch von Murnu Čiflik. Als Reste der Ertränkung sind die Sümpfe bei Sultanlar und Kara-ač und die beiden Devnja-Seen anzusehen. Seewärts abgeschlossen wurden diese Limane dann durch Dünengürtel, die mit Nehrungen zu vergleichen sind.

Somit erweist sich die auf die miopliozäne Störungsperiode folgende und vielfach an sie anknüpfende Talbildung, die durch tektonische aufsteigende Bewegung veranlaßt wird, als wichtigster Bildungsfaktor neben der an tektonische Ruhepausen geknüpften Niveau-Bildung.

3. Die Küste.

Außerhalb der Besprechung stand bis jetzt im allgemeinen die Küste. Ihr allgemeines Streichen ist im nördlicheren Teile Ost-Bulgariens N-S, und damit parallel dem Streichen des W und E-Randes der Dobrudža-Masse. Gegen deren E-Rand ist sie in einer E-W-Linie Kap Kaliakra-Balčik um etwa 30 km nach W zurückversetzt. Diese Linie, wie auch die s. Zt. schon erwähnte (12) Störung der Ajtoska Planina und des Emine Balkans weiter im S gleichen in ihrem Generalstreichen dem N-Rand der Dobrudža. Deren genannte Begrenzungslinien sind als Bruchlinien (WILSER 46) anzusehen, die im W und N durch Bohrungen profilmäßig erschlossen sind. Dieses System von meridional und äquatorial streichenden Brüchen dürfte auch die nördlichere bulgarische Küste beherrschen und deren Hauptstreichen bedingen. Mit ihm im Zusammenhang wurde die Tektonik der Abgleitungen und Abrutsche an der Küste der Varnenska Planina gebracht, deren miopliozänes Alter oben dargestellt wurde. Dieses Alter dürfte wohl auch für die Küstenbrüche im allgemeinen angenommen werden. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Brüche selbst kaum die heutigen Küsten und Ränder der Dobrudža bilden, sondern, daß es sich um zurückverlegte Bruchlinienstufen handelt, wie es im einzelnen nachweisbar ist.

Der Verlauf der Küste speziell in NE-Bulgarien ist im einzelnen wesentlich gegliederter, als aus dem bisher Gesagten hervorgehen mag. Ganz abgesehen von der über 5 km weit eingreifenden Bucht von Varna, die mit der Talbildung des Provadi dere in Zusammenhang zu bringen ist, können an der ganzen Küste, nach S zu stärker ausgeprägt, Vorsprünge und sehr flache Buchten beobachtet werden. Charakteristisch ist ihre Asymmetrie. Meist ist die N-Seite wesentlich deutlicher mit einer Nase gegen SE ausgebildet als die S-Seite.

Maßgebend für die Beurteilung der Rückverlegung der nordostbulgarischen Küste ist deren vertikaler Aufbau. In der Varnenska Planina kann eine deutliche streichende Konkordanz zwischen dem Plateaurand der Sarmatplatte, den Rumpfleisten und der Küste wahrgenommen werden, was für eine sehr stete Entwicklung der Küste spricht. Anders ist es in der Avrenska und nordöstlichen Kamčijska Planina. Hier wird sowohl das Keremitlik- wie auch das „untere Niveau“ deutlich von der Küstenlinie geschnitten, die also jünger als diese Niveaus sein muß. Deutlich

tritt diese Diskordanz der Küstenlinie in den Oberflächenformen bei den direkt ins Meer mündenden Tälern hervor. Diese, wie z. B. der Kuš Kavak dere südlich Galata, der Paša dere, der Kuru dere, sowie die kleinen Bäche nördlich Bela, sind typische Oberlaufgebilde, denen der Unterlauf fehlt. Dabei kann man oft noch ahnen, wie sie z. T. untereinander oder mit einem der voll entwickelten Bach- oder Flußsysteme zusammengehungen haben. So stellt der Kuš Kavak dere zweifellos einen Nebenbach des Paša dere dar, während der Čatar dere (von Jajla herabkommend) zweifellos ebenso ein Nebenbach der Kamčija ist, wie der Balta dere (von Hadži Sinanlar herabkommend). Diese Küstendiskordanz scheint nach S zuzunehmen und beträgt zweifellos mehrere Kilometer. Untermeerisch läßt sich an Hand der in recht kleinem Maßstab gehaltenen Übersichts-Seekarte der gesamten bulgarischen Küste nichts genaues entnehmen. Im S scheint jedoch der Abfall der Küstenplatte rascher zu erfolgen als im N. Die Bucht von Varna liegt im wesentlichen innerhalb der 20 m Linie, die sich in etwa 2—3 km Abstand der Küste entlang nach S hinzieht.

Die Schneidung der Niveaus bis zum „unteren Niveau“ herab in der Avrenska und Kamčijska Planina beweist deren jüngeres, wohl postpliozänes Alter, während in der Varnenska Planina eine größere Stabilität der Küste vorzuliegen scheint. Die Küstenterrassen des Varna-Niveaus sind an der ganzen Küste zu verfolgen. In fast zusammenhängenden Streifen treten sie an der Küste der Varnenska Planina auf und gehen von Varna aus — die Stadt Varna liegt auf ihr — wohl als Talterrassen weit in das Devnja-Liman-Tal hinein. Weniger zusammenhängend sind sie in der Avrenska Planina ausgebildet, besitzen aber in der Umgebung von Galata ausgesprochene Kliffs hinter ihrer in zwischen 20 m und 40 m Höhe liegenden Fläche. Nach S werden sie immer spärlicher, sind am Kap Kamčijk noch in 30 m Höhe etwas verbreitet und treten bei Bela nur lokal an Talmündungen auf. Es hat so den Anschein, als würden sie hier im S von der Küstenlinie ebenfalls diskordant geschnitten und wären nur in geschützten, zurückgezogenen Lagen noch erhalten.

Diese Küstenterrassen des Varna-Niveaus konnten bei Varna (s. o.) als mitteldiluvial bestimmt werden. Sie beweisen, daß seit dieser Zeit die Küste ihre horizontale Lage wenig geändert hat, wenn sie auch im S in rascherem Zurückweichen begriffen zu sein scheint als im N. Wie nun aber aus der englischen Seekarte der Bucht von Varna zu entnehmen ist und bereits oben ausgeführt wurde, reicht die fluviatile Erosion hier nachweislich bis mindestens 25 m unter den heutigen Meeresspiegel. Auch der untere Devnja-See, der schon sicherlich stark zugeschüttet und in seiner Tiefe stark reduziert sein dürfte, weist noch Tiefen bis zu 20 m auf. Man geht wohl nicht fehl, für das Jungdiluvium eine um weit mehr als 25 m betragende tiefere Lage des Meeresniveaus als unterste Erosionsbasis anzunehmen. Bis zu dieser Zeit, also bis ins Jungdiluvium befand sich das Land in relativ aufsteigender Entwicklung, während der die Niveaubildung Ruhepausen darstellt. Im Jungdiluvium erfolgte dann ein relatives Ansteigen des Meeres-Niveaus, d. h. der unteren Erosionsbasis. Diese äußerte sich zunächst in einem Ertränken der Täler und daran anschließend einer Ablagerung der Abtragungsmassen in ihnen, die vorher durch die Flüsse weiter nach E hinaus ins heutige Meer getragen wurden. Mit dieser Änderung der Höhenlage der Erosionsbasis ist somit auch die Frage nach der Ablagerung des Abtragungsschutttes während des ganzen Pliozän und Alt- bis Mitteldiluvium beantwortet und weiterhin die Tatsache erklärt, warum aus dem heutigen Relief des Meeresbodens so wenig genaues zu entnehmen ist, was auf die frühere Bodengestaltung hinweist.

Im Anschluß an die Ertränkung muß jedoch der Meeresspiegel um einige Meter, vielleicht um 10 m höher gestanden haben als heute. Verf. fand dafür Anzeichen sowohl am unteren Devnja-See als auch an der Kamčija. Dort sind die von der Avrenska Planina herabkommenden Täler weitgehend mit Ablagerungsschutt und Geröllmaterial zugeschüttet. Ihre Oberfläche liegt sehr flach, sinkt aber dann mit deutlich zunehmendem Gefälle zum See ab, in dem sich ein junges Delta herausbaut, während sich in die Talzuschüttung der Bach mehrere Meter tief hineingeschnitten hat (vgl. Fig. 6). Nach unten geht diese Einschneidung in die Deltas aus, nach oben verringert sie sich ebenfalls und der Bach fließt nicht in, sondern auf dem alten Zuschüttungsmaterial. Diese geringe Zurückschneidung spricht für ein sehr junges Alter der Erosion, die Verf. auf eine geringe relative Senkung des Meeresspiegels aus



Fig. 6.

zurückführen möchte, während der Talboden über der Zuschüttung als dem ehemaligen Ingressionsstand des Meeres gleichgestellt wird. Demselben Niveau dürften eine Reihe Auterrassen in der Kamčija-Aue bei Pčelarevo (Kovanlik), Dolen Čiflik und Stara Orehovo, wie wohl auch in der Senke von Sultanlar zuzurechnen sein.

Hand in Hand mit der älteren und jüngeren Zuschüttung der Limane, die zweifellos seit dem Jungdiluvium anhält, geht eine Verbauung der Talmündungen und Buchten mit Sand. Dieser wird an den großen Talmündungen zu einer die beiden Talseiten verbindenden Sandbarre angeschwemmt und wächst als Dünengürtel von meist kaum 100 m Breite und höchstens 20 m Höhe über den Meeresspiegel empor. Damit erfolgt eine Abtrennung der ehemaligen Meeresarme in den Tälern, die zu Limanen umgewandelt werden. In diesen ist die Sedimentation stark begünstigt und bewirkt ein verschieden rasches Auffüllen dieses Hohlraumes. Im Kamčijatal ist diese Sedimentation dank der reichlichen Materialzufuhr aus dem Balkan selbst schon fast vollendet. Nur kleine Laguentümpel hinter der Nehrung sind die Reste des ehemaligen Limans, in dem jedoch der Grundwasserspiegel sehr hoch steht und im Winter weitgehende Überflutungen stattfinden, wie aus der Einschwemmung rezenter Holzes hervorgeht. Im Provadi dere-Tal (Devnja-Liman) ist die Materialzufuhr infolge des kleineren Einzugsgebietes einerseits und des größeren bis in den Ana dere zurückweichenden zuzuschüttenden Ertränkungsgebietes andererseits geringer und die Zufüllung weniger weit fortgeschritten, so daß nicht nur die beiden Devnja-Seen, sondern auch die Sümpfe bei Sultanlar und Sindel, sowie Kara-ač als Reste der Meeresingression anzusehen sind. Die Anhäufung von Sand geht an der Küste heute noch weiter, so daß die meisten Gewässer keine offene Mündung besitzen, sondern durch den Sand des Strandes hindurch diffundieren (Diffusionsmündungen). Da der Ausfluß des unteren Devnja-Sees kanalisiert ist und aus Verkehrsgründen offengehalten wird, besitzt die Kamčija allein einen offenen natürlichen Ausfluß zum Meere. Dieser ist anfangs durch eine Sand- und Strandbarre nach S abgelenkt, fließt aber heute um diese herum nach N, was ebenso für eine nordgerichtete Küstenströmung spricht, wie die asymmetrischen Flachbuchten (s. o.).

Faßt man das alles zusammen, so ergibt sich wohl eine miopliozäne Anlage der Küste durch ein Bruchsystem, dem auch die Dobrudža-Randbrüche angehören. Während in der Varnenska Planina eine weitgehende Konkordanz zwischen Rumpfleisten und Küstenverlauf besteht, ist in der Avrenska und Kamčijska Planina eine Küstendiskordanz nachzuweisen, die sich durch Überschneiden der Niveaus und Zerschneidung zusammenhängender Entwässerungssysteme äußert. Eine solche Diskordanz betrifft auch die im N zusammenhängenden, nach S zu spärlicher werdenden mitteldiluvialen Küstenterrassen des Varna-Niveaus, wodurch die Lage der Küste seit dem Mitteldiluvium als ziemlich feststehend hervorgeht, und nur im S noch seit dieser Zeit eine geringe Zurückverlegung stattgefunden hat. An Hand ertränkter fluviatiler Erosionsrinnen in der Bucht von Varna konnte eine ältere, tiefere Lage des Meeresspiegels nachgewiesen werden. Dieser stieg dann im Jungdiluvium und ertränkte die Talenden. Dabei stand der Meeresspiegel um etwa 10 m höher als jetzt, was aus jungen Erosionsrinnen in den jungzugeschütteten Tälern hervorgeht. Durch die Meeressingression wurde die Ablagerungszone wieder landwärts verschoben, nachdem sie im Pliozän und älteren Diluvium weiter draußen im E gelegen hat. Strandbarren und Dünen-Nehrungen schlossen die ertränkten Täler ab, die so zu Limanen wurden, und förderten deren Zuschüttung, die sich als abhängig von der Schutzzufuhr und somit der Größe des Einzugsgebietes erweist. Die Küstenversetzung des Sandes wirkt heute noch weiter, so daß die kleineren Gewässer keine offenen Mündungen wie die Kamčija haben können, sondern nur Diffusionsmündungen.

C. Morphologische Zusammenfassung¹⁰⁰ und Vergleich mit benachbarten Gebieten.

Durch das Studium der Oberflächenformen und ihrer Entwicklung kann die Geschichte des Gebietes der Neogenbucht von Varna und ihrer präneogenen Umrandung bis ins Sarmat zurückgeführt werden. Zu jener Zeit steht die Bildung des Akrikes-Rumpf-Niveaus mit der Sarmat-Transgression in engster genetischer Beziehung, während die älteren Miozänablagerungen (Miozän-Liegendmergel, Tschokrakschichten-Spaniodonschichten, obermittelmiozäne Schotter und Sande) mit höheren Niveaus, wie sie im mittleren Balkan auftreten, und mit deren Zerstörung in Zusammenhang zu bringen sind. Auf die obersarmatische Regression, bei der die Hochfläche der Varnenska Planina entsteht, folgt eine miopliozäne Periode der Bruchbildung, die jedoch morphologisch von geringer direkter Bedeutung ist. Ihr gehören auch die den Küstenverlauf bedingenden Störungen an. Im Anschluß daran beginnt sich das Fluß- und Talnetz zu entwickeln. Es setzt sich zusammen aus ererbten (epigenetischen), tektonisch vorgezeichneten und petrographisch vorgezeichneten (subsequenten) Talstücken. Von Bedeutung ist, daß die beiden großen Längstalzonen tektonisch vorgezeichneten Linien folgen. Die Talbildung selbst wird verursacht durch andauernde Hebung des Gebietes, die jedoch von Ruhepausen unterbrochen wird, in denen sich weitere Niveaus ausbilden, deren jüngstes nach einer Deutung der Angaben PETROBOKS als mitteldiluvial anzusehen ist. Die tektonische Bewegung äußert sich in den oberen Niveaus als Schrägstellung nach NE, die mit der Großfaltung des Balkans in Zusammenhang zu bringen ist. Später erfolgt scheinbar gleichmäßiges Ansteigen (en bloc). Posthume Senkungen treten bei Sultanlar und an der unteren Kamčija auf.

Abhandl. d. Sächs. Akademie d. Wissensch., Math.-phys. Kl. XLI, 2.

Gleichzeitig erfolgt schon seit dem Sarmat an geeigneten Stellen die Freilegung von Strukturflächen, die der Gesteinslagerung folgen und die Flächentreppe durchschneiden. Die Eintiefung der Täler setzt sich bis ins Jungdiluvium, bis unter den heutigen Meeresspiegel fort. Die Ablagerungsmaterialien werden östlich dieses Reliefs angelagert. Im Relief konnten kaum solche gefunden werden. Die in ihrem Verlauf durch miopliozäne Störungen bedingte Küste weicht bis zum mittleren Diluvium in ihre heutige Lage zurück. Noch die jungpliozäne Küste muß weiter seewärts gelegen haben, wie der diskordante Küstenverlauf zeigt. Nur in der Varnenska Planina liegt ein den Rumpfleisten konkordanter Küstenverlauf vor. Im Jungdiluvium beginnt das Meer zu steigen und ertränkt die Täler, die durch Abschnürung vom Meere in Limane umgewandelt und langsam zugeschüttet werden. Seit der Meeresingression fiel jedoch der Meeresspiegel wieder um etwa 10 m, wodurch eine junge Erosion in dem Zuschüttungsmaterial hervorgerufen wird. Rezent dauert die Küstenversetzung mit Sand an, die nur der Kamčija eine freie Mündung gestattet, während alle Bäche nur Diffusionsmündungen besitzen.

Da es sich, wie vom Verf. bereits früher ausgeführt wurde (12), bei der Niveau-Bildung, wenigstens bei den damals bekannten, bis zum „unteren Niveau“ herab, um Erscheinungen handelt, die ihre Ursache in der Großfaltung des Balkan haben, ist ein direkter Vergleich dieser Erscheinungen mit anderen Gebieten zunächst kaum durchzuführen. Nach der Beschreibung von WILSER (46) dürften jedoch ähnliche und vielleicht auch ältere Niveaus in der nördlichen Dobrudža vorhanden sein. Mit Sicherheit lassen sich die Niveaus in gleicher Ausbildung natürlich nach W nach Mittelbulgarien verfolgen, wo in der nördlichen Fortsetzung des Šipka-Profiles (12) vom Verf. noch eine ganze Reihe bei einer flüchtigen Durchreise gesehen wurden. Eine gewisse Ähnlichkeit in der Niveaufolge scheint auch, wenn auch in anderer Stellung, am Bosphorus vorzuliegen (W. PENCK, 25), wo namentlich die sog. Hochterrasse dem „unteren Niveau“ in Nordost-Bulgarien und die Niederterrasse den Terrassen des Varna-Niveaus zu entsprechen scheinen.

Vom paläogeographischen und paläomorphologischen Standpunkt bietet die Entwicklung des Schwarzen Meeres und seiner Küsten großes Interesse. In einem früheren Abschnitt wurde bereits auf die Fazies-Gleichheit des Miozäns mit S-Rußland und Faziesungleichheit mit dem südrumänischen Miozän hingewiesen. Zwischen beiden weist ANDRUSOW eine trennende Barre nach, die vom mittleren Balkan zur Krim hinüberzieht und das galizisch-podolisch-dazische Becken vom krimo-kaukasischen abtrennt. Dieses ist der Vorläufer des heutigen Schwarzen Meeres. Zur trennenden Barre gehört in Bulgarien die s. Zt. erwähnte Queraufwölbung (12), sowie die prä-neogene Umrandung der Neogenbucht von Varna. Wie sich auch hier zeigte, wird die Barre nach einer vorhergehenden starken Einebnung durch die Transgression des Sarmatmeeres in eine Inselreihe aufgelöst. Eine solche Insel stellt u. a. die N-Dobrudža dar. Die Sarmattransgression ist eine im Randgebiet des Schwarzen Meeres sehr weit verbreitete Erscheinung (ANDRUSOW, 2), die über das Marmara-Meer (W. PENCK, 25) ins ägäische Gebiet (S-Makedonien, WURM, 47) zu verfolgen ist, während im südpannonischen Randgebiet (13) und in der Steiermark (WINKLER, 45) Regression herrschte. Die Sarmattransgression hielt jedoch nicht lange an. Nicht nur in NE-Bulgarien folgte darauf eine ausgedehnte Regression. Die marinen Ablagerungen des Pliozän fehlen in Bulgarien vollkommen, sind aber in S-Rußland, in Rumänien und im Golf von Suchum (am Kaukasus) entwickelt (ANDRUSOW, 3, 4 und SOKOLOV, 35, 36). Der Rückzug erreicht seinen Höhepunkt im unteren Quartär. Nur ganz

lokal sind marine Ablagerungen in Buchten erhalten (z. B. bei Varna). In diese Zeit fällt die letzte Eintiefung der Limantäler sowohl in NE-Bulgarien, als auch in S-Rußland (SOKOLOV, 35, 36), sowie die Einschneidung des Bosporustales (W. PENCK, 25). Erst im Jungdiluvium (Oberquartär bei W. PENCK, 25; zweites nordisches Inter-glacial bei SOKOLOV, 36) erfolgt die Ingression des Meeres, die so einen sehr jugendlichen und vom Bosphorus entlang der W-Küste des Schwarzen Meeres bis nach S-Rußland hin gemeinsamen Charakter besitzt. Ist zweifellos die das Miozän und Pliozän umfassende Niveaubildung nicht nur in Bulgarien, sondern auch in den anderen Gebieten (Bosphorus, Dobrudža, Krim (s. Lit.-Verz. bei WILSER, 46)) eine Erscheinung, die mit der Wölbungstektonik jedes einzelnen dieser Gebiete in Zusammenhang steht, so scheint diese Ingression eine weit verbreitete gemeinsame Ursache zu haben, wenn sie auch lokal von wölbungstektonischen Eigenbewegungen überlagert wird, wie es nach Ansicht des Verf.s im Golf von Burgas der Fall sein dürfte (vgl. Verf. a. a. O.). Es bleibt aber immer noch die Frage, ob es sich bei dieser Ingression des Schwarzen Meeres um ein Ansteigen seines Wasserspiegels nach einer vorhergehenden, wesentlich unter dem Weltmeeresspiegel liegenden Lage, ähnlich dem Kaspi-See, handelt, oder ob eine nur die W-Seite des Schwarzen Meeres betreffende epirogenetische Bewegung anzunehmen ist, wie sie A. PENCK (24) zur Diskussion stellt. Dieser letzten Auffassung schloß sich s. Zt. der Verf. an. Für sie sprechen die Beobachtungen CVIJIĆ's (10) im Hinterland von Burgas (Schwelle und Abbiegung von Telalkey (Tiljaköj)). Auch werden die Küstenabbrüche der Bosporusscholle gegen den Pontus von W. PENCK (25) mit der Ertränkung in Zusammenhang gebracht. Im Hinterland von Varna konnte Verf. jedoch keine derartige junge Talsohlenverbiegung feststellen wie CVIJIĆ bei Burgas. So bleibt es nach den vorliegenden Beobachtungen zweifelhaft, ob die jungdiluviale Meeresingression eine Folge des Ansteigens des Schwarzmeerspiegels oder einer epirogenetischen Senkung des ganzen westlichen Pontus-Randgebiets ist. Auf jeden Fall ist sie keine lokale Eigenbewegung in Bulgarien, sondern nach N und S weit verbreitet. Diese ist nachweislich nur bis ins Pliozän vorhanden. Mit der jungen Meeresingression gibt aber das bulgarische Küstengebiet seine wölbungstektonische Eigenstellung weithin auf und ordnet sich dem westlichen Pontusrand ein.

VII. Rückblick.

Schon bei jedem der Kapitel wurde eine Zusammenfassung gegeben und versucht, die Ergebnisse aus dem Gebiete der Neogenbucht von Varna und ihrer präneogenen Umrandung in Beziehung zu den Nachbargebieten zu bringen. Dabei zeigte sich in der Schichtfolge eine große Anlehnung an die Dobrudža, als deren etwas tieferliegenden S-Teil Verf. mit WILSER und MACOVEI den Tafelbalkan auffassen möchte und mit der dieser weitgehend die paläogeographische Stellung gemein hat (WILSER, 46), auf die hier nicht näher eingegangen werden soll.

Nach N weist vor allem faziell die mitteleuropäische Entwicklung der Oberkreide, und auch in der Tektonik bestehen große Ähnlichkeiten. Dabei darf jedoch nicht vergessen werden, daß ebenfalls sehr enge Beziehungen zum gefalteten Balkan (Faltenbalkan und Flyschbalkan) bestehen, in die das Gebiet südwärts übergeht. Von hier erfolgen die präneogenen Transgressionen, und auch die tektonischen Phasen schließen sich denen des gefalteten Balkan an. In fazieller Hinsicht stellt der Balkan-trog (WILSER) das mediterrane Element in der Schichtfolge (Unterkreide, Eozän).

Nach der oligozänen Hauptfaltungsperiode des Balkan, die sich im Tafelbalkan nur wenig auswirkt, bildet sich die Neogenbucht von Varna zweifellos im Zusammenhang mit Reliefbildung, die im eigentlichen Balkan durch wölbungstektonische Bewegungen (Großfaltung) verursacht wird. In NE-Bulgarien nachweisliche Reliefbildung tritt erst im Sarmat auf, wo engste Beziehungen zu dessen Trans- und Regression (R V) bestehen. Auch tieferliegende Relieftteile (Niveaus R IV—I) sind in ihrer Bildung zur langsam nach N ausklingenden Großfaltung des Balkan gehörig, während die miozänen Ablagerungen der euxinischen Fazies angehören. Die Geschichte des Schwarzen Meeres im Zusammenhang mit wölbungstektonischen Eigenbewegungen beeinflußt schließlich die Küsten- und Limanbildung. Sie gipfelt in der jungdiluvialen (oberquartären) Ingression des Schwarzen Meeres, deren Ursachen heute noch nicht klar zu erkennen sind.

Dieser hier in großen Zügen gegebene Entwicklungsgang ist in beistehender tabellarischer Übersicht der Geologie der Neogenbucht von Varna und ihrer Umrandung nochmals eingehend dargestellt. Dabei zeigt sich in methodischer Hinsicht recht klar, wie durch geologisch-morphologische Studien die Entwicklungsgeschichte eines Gebietes über die zusammenhängende Schichtfolge hinaus lückenlos bis in die Jetztzeit verfolgt werden kann.

Abgeschlossen 1. Januar 1929.

**Tabellarische Übersicht der Geologie der Neogenbucht von Varna und ihrer
praeneogenen Umrandung.**

Geologische Zeit	Ablagerung	Fazies	Tektonische Bewegungen	Palaeogeographie und Morphologie
Alluvium	Junge Anschwemmungen in den Tälern und an der Küste, Kalktuff, Dünen		—	weitere Küstenversetzung und Zufüllung der Limane junge Erosion
Jungdiluvium	Ablagerung in den Limanen, Dünenbildung usw. Lößbildung mit Černosjemen		epirogenetische Senkung?? Hebung	Abschluß und Zufüllung der Limane Ingression des Schwarzen Meeres: Ertränkung d. Täler. Letzte Eintiefung der großen Täler
Mitteldiluvium Altdiluvium	Marines Quartär bei Varna —	marin. —	— —	— Bildung des Varnaod. Terrassen-Niveaus (R I)
Pliozän	Vereinzelte Ablagerungen von Schottern und Sanden, Teil d. jungen Tone zwischen Mirovo u. Sindel.	terrestrisch	wiederholte Hebungen, v. Ruhepausen unterbrochen. Posthume Senkungen v. Sultanlar u. d. Kamčija, — Schrägstellung nach NE zu Bildung der Brüche. Aufpressen des Salzes von Mirovo	Bildung der Niveaus (v. u. n. o.) „unteres Niveau“ (R II), Keremitlik-Niveau (R III), Gerdeme-Niveau (R IV). Dazwischen Eintiefung der Täler und Zergliederung des ganzen Gebietes. Zurückweichen d. Küste Anlage der Küstengroßformen

Geologische Zeit	Ablagerung	Fazies	Tektonische Bewegungen	Palaogeographie und Morphologie
Obermiozän (Sarmat)	Kalke und Kalkmergel bzw. Kalksandsteine	küsten- nah (euxi- nisch)	Schrägstellung nach NE	Bucht von Dobrič. Transgression und Regression verbun- den mit der Bildung des Akrikes-Niveaus und der Hochfläche der Varnenska Pla- nina (Sarmat-Re- gressionsfläche) (RV, RVt, RVr)
Mittelmio- zän, obe- res	Sande und Schotter, lokal etwas Mergel- einlagerungen	terre- strisch	Wiederholte Hebu- gen und Verbiegun- gen, von Ruhepau- sen unterbrochen	Flachmeer der Neo- genbucht von Varna. Auf dem Land wie- derholte Einschnei- dungen und Ver- ebnung. Bildung höherer Niveaus im Balkan. (R VI usw.)
Spaniodon- Schichten	Braune Mergel mit Spaniodonbänken. Sande und Kalk- Sandsteine m. <i>Spa- niodon Barboti</i> , im S auch Schotter- sande	krimo- kauka- sisch (euxi- nisch)		
Tschokrak- Schichten	im N Kalkoolithe Mergel, Sande, Kalke, Kalk- mergel im S Mergel, Sande und Konglo- merate			
Miozän- Liegend- mergel	Graue und braune Sandmergel mit Manganerz			
Oligozän			Leichte Verbiegun- gen im autochtho- nen Faltenbalkan. Hauptfaltung des Falten- u. Flysch- balkan	

Geologische Zeit	Ablagerung	Fazies	Tektonische Bewegungen	Palaeogeographie und Morphologie
Eozän, oberes	Hangendsandsteine Strandbrekzien, Detrituskalk	} mediterran	Beginn der Verbiegungen im autochthonen Tafelbalkan und der Faltung im eigentlichen Balkan	Flachsee, z. T. recht küstennah
mittleres	Weißer Sandmergel			
	Polyedermergel			
	verschiedenartige Mergel ± Nummuliten			
	Dikilitaş-Sandsteine ± Nummuliten			
	verschiedenartige Mergel ± Nummuliten			
	lokale Nummulitenkalke			
	helle und dunkle Mergel (? Molasseflysch)			
Kreide		} mittell-europäisch	leichte Verbiegung	Abtragung — Flachrelief
Senon	Weiße Kreidekalke und Kreidemergel mit Horn- und Feuersteinen, mit Basalkonglomerat			
Turon			Flachsee nach N transgredierend	
Cenoman	Glaukonitische Sandsteine			Abtragung — Flachrelief
Höhere Unterkreide	Mergel, Sandsteine, Riffkalke	} mediterran		
Hauterive	Mergel			Flachsee nach S tiefer werdend
Valendis	Reine Kalke, im W auch mergelig			
?	Steinsalz von Mirovo			



Literaturverzeichnis.

1. ANASTASIU, V., Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Terrains secondaires. Thèse Paris 1898.
2. ANDRUSOW, N., Die südrussischen Neogenablagerungen. 1. Teil. Verhdlgn. russ. k. min. Ges., 2. Ser., 34. Bd. Petersburg 1897.
3. ANDRUSOW, N., Environs de Kertsch. Guide des excursions de VII. Congr. Géol. Intern., St. Petersburg 1897. XXX. Excurs.
4. ANDRUSOW, N., Die südrussischen Neogen-Ablagerungen. III. Teil, Die Mäotische Stufe. Verhdlgn. russ. k. min. Ges., 2. Ser., Bd. 43, Petersburg 1905.
5. BAKALOV, P., Beiträge zur Paläontologie Bulgariens. I. Mastodonreste aus Bulgarien. VI. Godišnik. Univ. Sofia. 1909/10. Sofia 1911.
6. BONTSCHIEFF, G., Die Gesteine in dem nördlichen Abteile des Balkans zwischen dem Schwarzen Meer, dem Kotel-Derwent-Paß, dem Kamm und den Flüssen Wrana und große Kamčija. Bulg. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl. Sofia 1926.
7. BONTSCHIEFF, G., Das Eozän der Umgebung von Provadija. Zeitschr. d. Bulg. geol. Ges., Bd. 1. Sofia 1927.
8. BONTSCHIEFF, G., Die Gesteine im Provadija Bezirk. Spis. Bulg. Ak. Naukite. Bd. XXXVIII. Sofia 1928.
9. CVIJIĆ, J., Die Tektonik der Balkanhalbinsel mit bes. Berücksichtigung der neuen Fortschritte usw. Congr. Géol. Intern. Compte rendu d. I. IX. Sess. Vienne 1903, Wien 1904, S. 347.
10. CVIJIĆ, J., Das pliozäne Flußtal im Süden des Balkans. Abhdlgn. K. K. Geogr. Ges. Wien. Bd. VII, Nr. 3, 1908. Wien 1909.
11. DAVIS, W. M. (A. RÜHL), Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig-Berlin 1912.
12. GELLERT, J. F., Zur Morphologie des Balkangebietes. Balkanforschungen des geologischen Instituts d. Univ. Leipzig. 1926, II., Geol. Rundschau, Bd. 18, S. 164ff. 1927.
13. GELLERT, J. F., Das Schachtelrelief von Belgrad. Zeitschr. f. Geomorph. Bd. III, S. 295ff. 1928.
14. GOČEV, P., Über das Eozän in Nordost-Bulgarien. Bulg. Naturforsch. Ges., Bd. 12. 1928.
15. HOCHSTETTER, F. v., Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. K. K. Geol. R.-A. Wien.. Bd. X, S. 365ff. 1870.
16. KLÜPFEL, W., Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau. Bd. 7. S. 97ff. 1916.
17. KOCKEL, C. W.: Zur Stratigraphie und Tektonik Bulgariens. Balkanforsch. d. geol. Inst. d. Univ. Leipzig, 1926, III., Geol. Rundschau. Bd. 18, S. 350ff. 1927.
18. KONSTANTINOV, K., Solnite zalezi v Provadijsko kato geologičesko i mino-proucvatelna problema. Spis. na Bulg. Inž. Arch. Druž. Bd. 27. 1927.
19. KONSTANTINOV, K., Das Salzvorkommen von Prowadia, Bulgarien. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch Bd. 76, S. 69ff. Wien 1928.

20. KREJCI, K., Der Bau der rumänischen Ölgebiete. Geol. Rundschau. Bd. 16, S. 1 u. 99ff. 1925.
21. KREJCI, K. und WENZ, W., Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilageband LV B, S. 53ff. 1926.
22. MACOVEI, M. G., L'âge et la variation des facies des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale. Compt. rend. d. Séances de l'Inst. géol. d. Roumanie, T. II, S. 63ff. Bucarest 1911.
23. MURGOCI, G. M., Tertiary formations of Oltenia with regard to salt, Petroleum and mineral springs. The Journal of Geology. Vol. XIII. Chicago 1905.
24. PENCK, A.: Geologische und geomorphologische Probleme in Bulgarien. Der Geologe, Nr. 18, Nov. 1925. M. Weg, Leipzig.
25. PENCK, W., Grundzüge der Geologie des Bosphorus. Veröff. d. Inst. f. Meereskunde a. d. Univ. Berlin. N. F., A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 4, Sept. 1919.
26. PENCK, W., Die morphologische Analyse. Ein Kapitel zur physikalischen Geologie. Geogr. Abhdlgn., 2. Reihe, Heft 2. Stuttgart 1924.
27. PETROBOK, J., Problèmes des dépôts quarternaires marins des environs de Varna. Věstníku státního geol. ustavu. ČSR. 1925.
28. PETROBOK, J., De la stratigraphie et paléontologie du pleistocène près de Varna. Bull. intern. Sc., Bohême, 1925.
29. PETROBOK, J., Les travertins d'eau douce contenant une faune marine près de Varna. Věstn. stát. geol. ustavu. ČSR. 1927.
30. POPOV, R., Eozen vrhu Provadijskoto Plato. Estestvoznanie u Geografija, God. IV. 1920.
31. RADEV, Ž., La Stara Planina oriental et la vallée de la Kamtchia. Jahrb. Univ. Sofia, Hist. Phil. Fak., XXIII. 1926.
32. RADOSLAVOV, B. M., Die Steinsalzlager bei Provadija. Tergovski Promišlet Glad. 14, I. 1928.
33. SCHMITTHENNER, H., Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel. Geogr. Abhdlgn. A. PENCK, 2. Reihe, Heft 2. Stuttgart 1923.
34. SIMIONESCU, S., Le néocrétacé de Babadag (Dobrogea), Ac. Roumanie Bull. d. 1. Sect. scient. d. l'Ac. R., Tome X, 1913/14. S. 67ff. Bukarest 1914.
35. SOKOLOV, N., Über die Entstehung der Limane S-Rußlands. Mém. du Com. géol. St. Petersbourg, X, 4. 1895.
36. SOKOLOV, N., Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane S-Rußlands. Verhdlgn. K. Russ. Min. Ges., Protokolle (2) XI, 1. Lief. S. 35. Petersburg 1902.
37. Spisek na Minite Koncerni, Mineralni Bani i Izvori v Bulgarija. Sofia 1926.
38. STEFANESCU, S., Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphie. Thèse. Paris 1897.
39. STICKEL, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beitrag zur Landeskunde der Rheinlande, Heft 5. Leipzig 1927.
40. TOULA, F.: Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. I. Denkschr., Wien. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl. Bd. LVII., Wien 1890.
41. TOULA, F., Dasselbe, II. Abt., do. LIX. 1892.
42. TOULA, F.: Dasselbe. Abschließender Bericht und Begleitwort zur geologischen Karte des östlichen Bulgarien. Do. LXIII. 1896.
43. VOLZ, W., Der Begriff „Rhythmus“ in der Geographie. Mitt. Ges. f. Erdkunde Leipzig 1923/25.
44. WEHRLI, H., Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrb., Geol. Bundesanstalt Wien, Bd. 78, Heft 3 und 4, 1928. Wien 1928.

45. WINKLER, A., Zur morphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geol. Rundschau, Bd. 17, S. 36, 196 u. 291 ff. 1926.
46. WILSER, J. L., Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkengebirges zu den nordanatolischen Ketten. Geol. Rundschau, Bd. 19, S. 161 ff. 1928.
47. WURM, A., Ost-Struma-Gebiet, in Südostmazedonien und Kleinasien. Die Kriegsschauplätze 1914—18 geologisch dargestellt. Heft 13. Berlin 1925.
48. ZLATARSKI, G. N., Carte géologique de la Bulgarie 1 : 300 000. Sofia (abgeschlossen von G. BONTSCHOFF). Blatt Razgred-Šumen und Blatt Varna.
49. ZLATARSKI, G. N., La série éocénacée ou la crétacé inférieur en Bulgarie. Per. Spis. LXVIII. Sofia 1907.
50. ZLATARSKI, G. N., La série miocène en Bulgarie. Per. Spis. LXVIII. Sofia 1908.

In Bearbeitung befinden sich zur Zeit die Ergebnisse der morphologischen Studien des Verf.s im gesamten ostbulgarischen Küstengebiet von der rumänischen Grenze im N bis zum Fuß der Strandža Planina im S, auf die im Text schon verschiedentlich (mit „Verf. a. a. O.“) hingewiesen wurde. Weiterhin erscheint demnächst:

ACKERMANN, E., Die Unterkreide am Ostende der Preslavska Planina und das Preslav-Sattelsystem, worauf ebenfalls schon verwiesen wurde.

Zu den Ortsnamen:

Über die Schreibweise der Ortsnamen herrscht im Untersuchungsgebiet noch keinesfalls volle Klarheit auf den verschiedenen Karten. Im Text und auf den Tafeln entsprechen sich daher u. a. folgende Schreibweisen:

Novoselo und Novo Selo,
Günjalis und Gjünjalis,

während für Klimentinovo (Kapakli) richtiger Klimentovo zu setzen ist.

Schreibfehler:

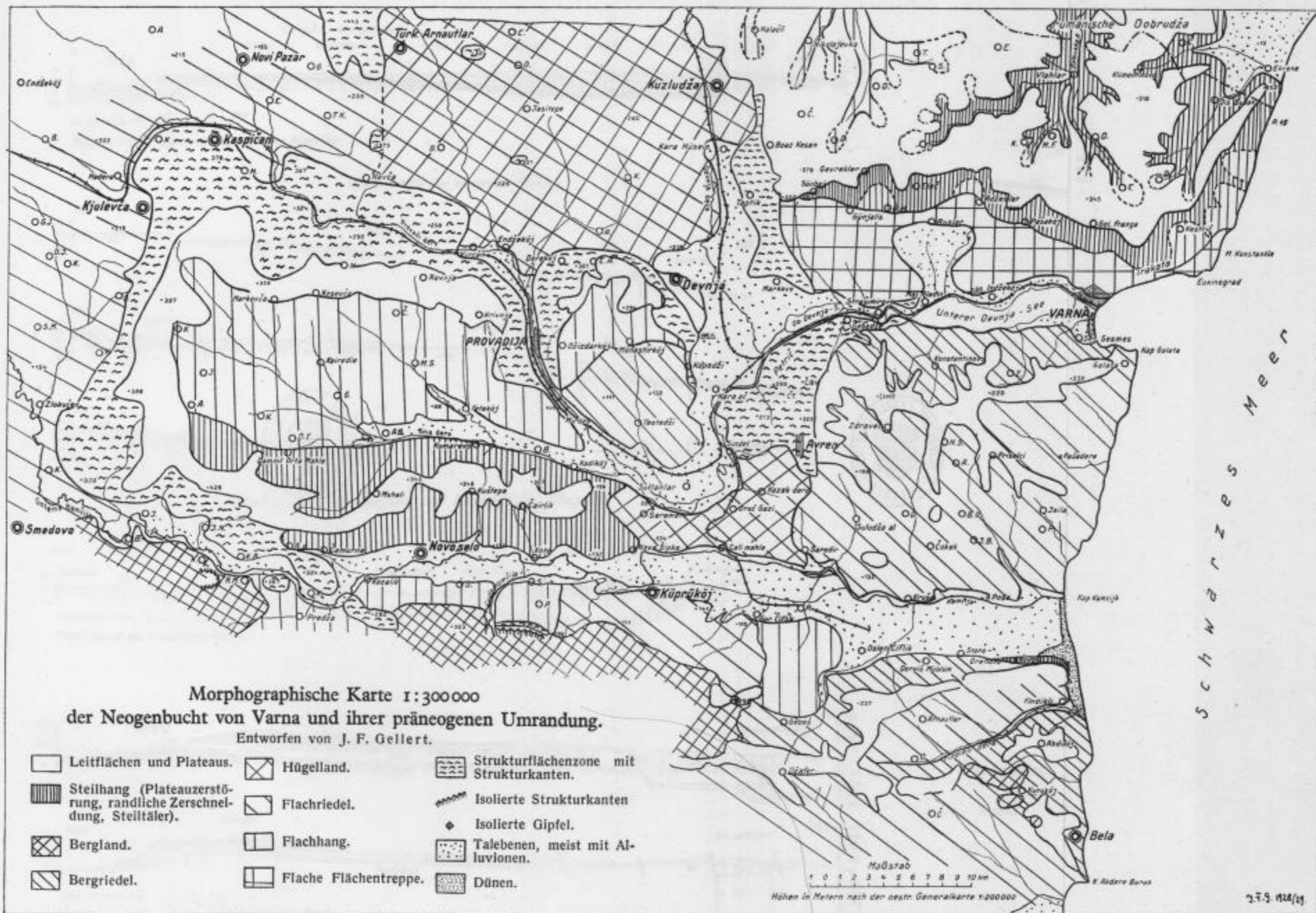
In Fig. 6 auf S. 80 muß es statt „jung Diluvialer Schutt“ heißen „jungdiluvialer Schutt“, und auf den Tafeln I und V:

Čali mahle statt Cali mahle

Kap Kamčijk statt Kap Kamcijk,

Ses Sevmes statt Ses Sesmes,

Ravna statt Ravnja.

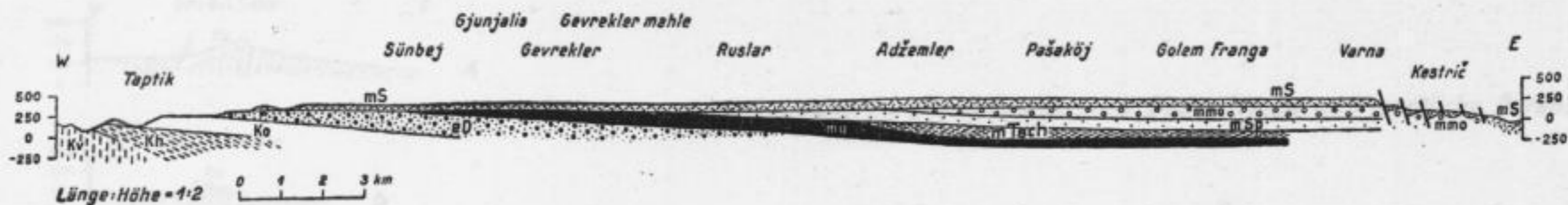




Morphographische Karte 1:300 000
der Neogenbucht von Varna und ihrer prägenogen Umrandung
Entworfen von J. F. Gellert

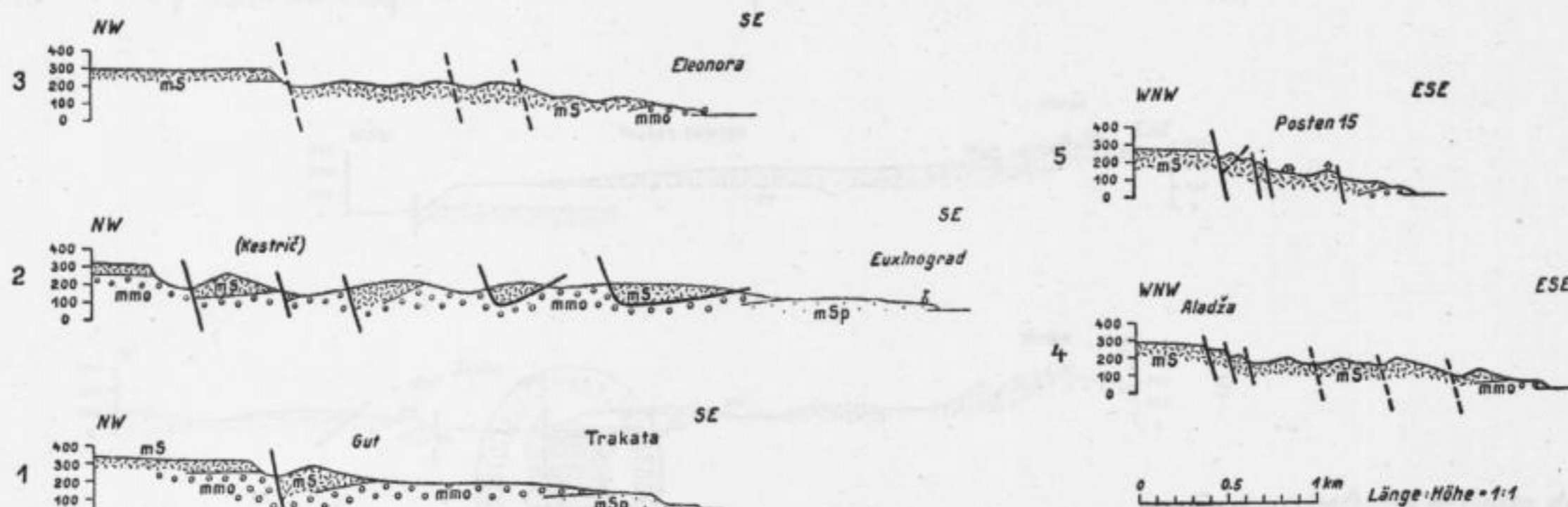
	Strukturflächenzone mit Strukturkanal		Hügel		Leitflächen und Plateaus
	Isolierte Strukturkanäle		Bergkegel		Stellung (Platzensteile) rüch, rändliche Zerschneidung (Stellplätze)
	Isolierte Hügel		Flächen		Bergland
	Längszone meist mit Mulden		Flache Flächen		Bergkegel
	Dünen				

Profile der Varnenska Planina.

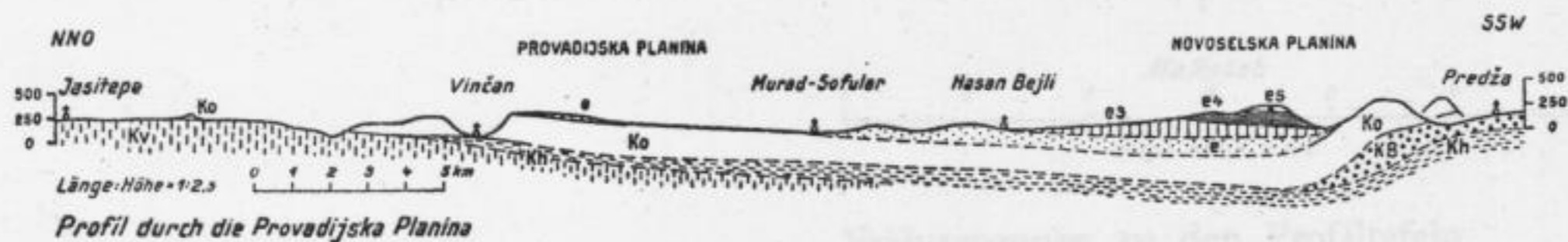


Haupt-Profil durch die Varnenska Planina.

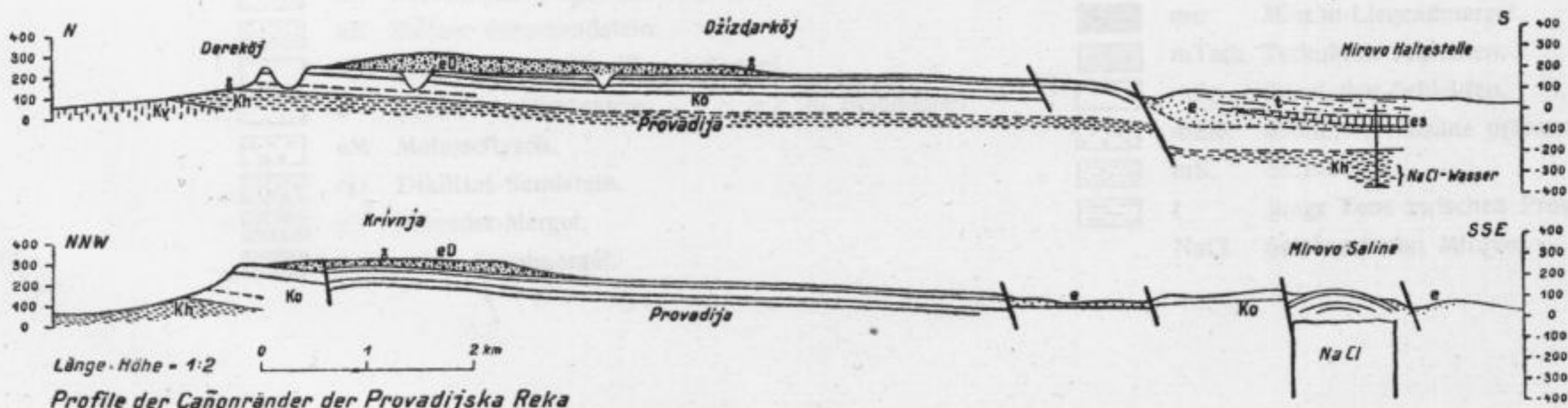
Küstenprofile der Varnenska Planina.



Profile der Provadijska und Novoselska Planina.



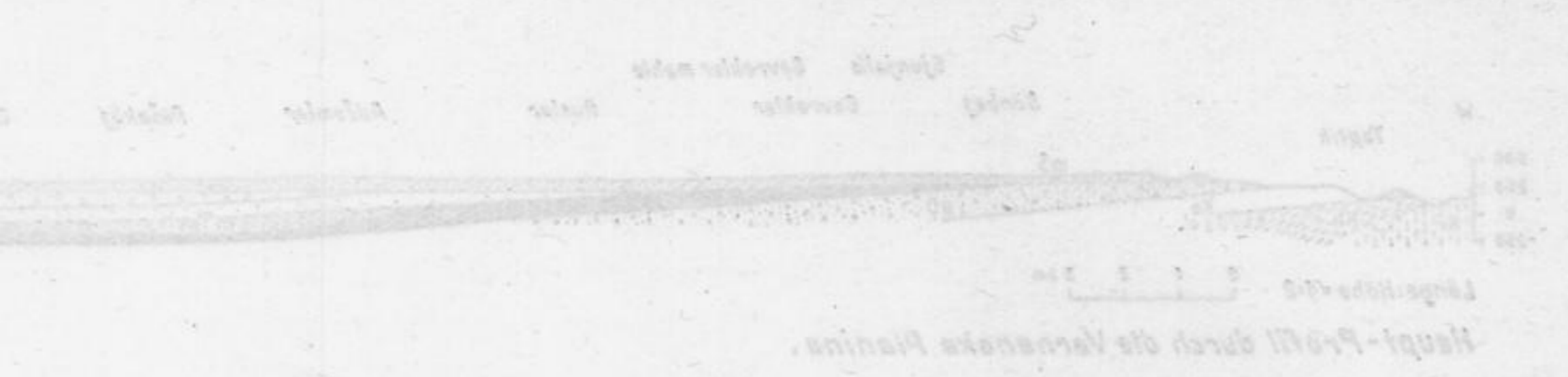
Profil durch die Provadijska Planina



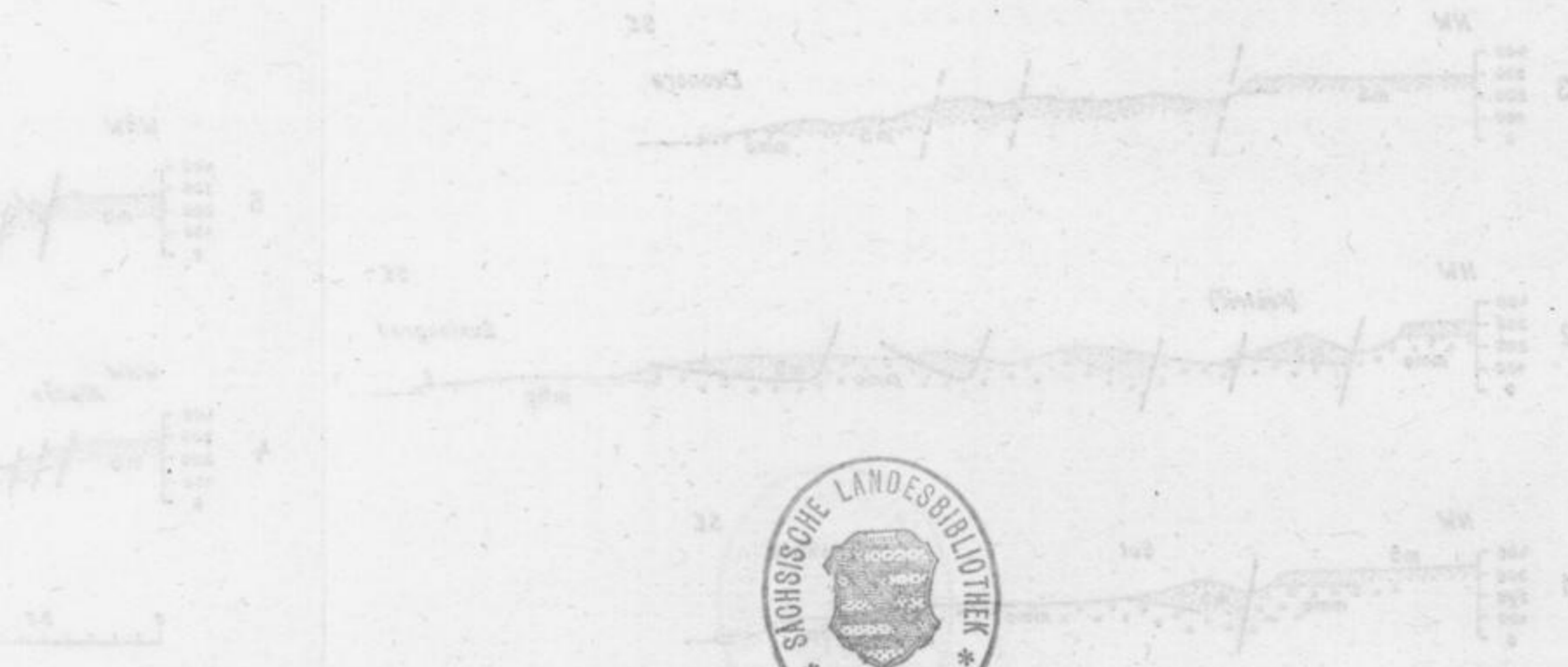
Profile der Cañonränder der Provadijska Reka

Signatur-Erläuterungen vgl. Tafel III.

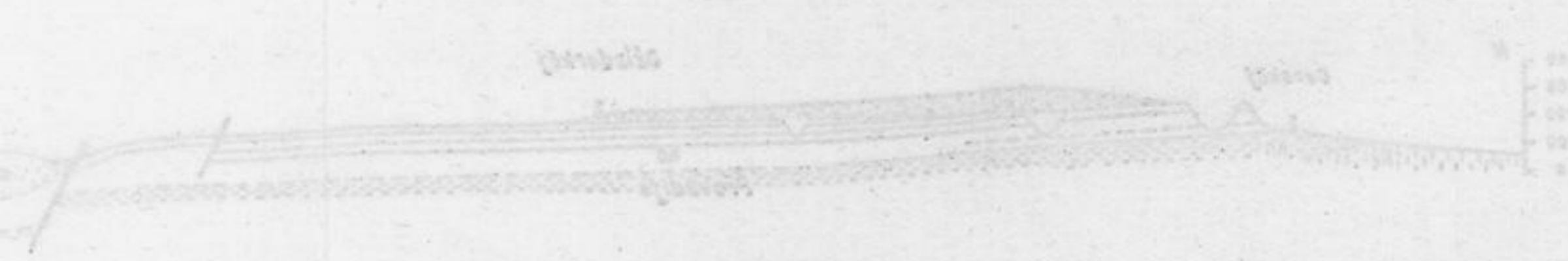
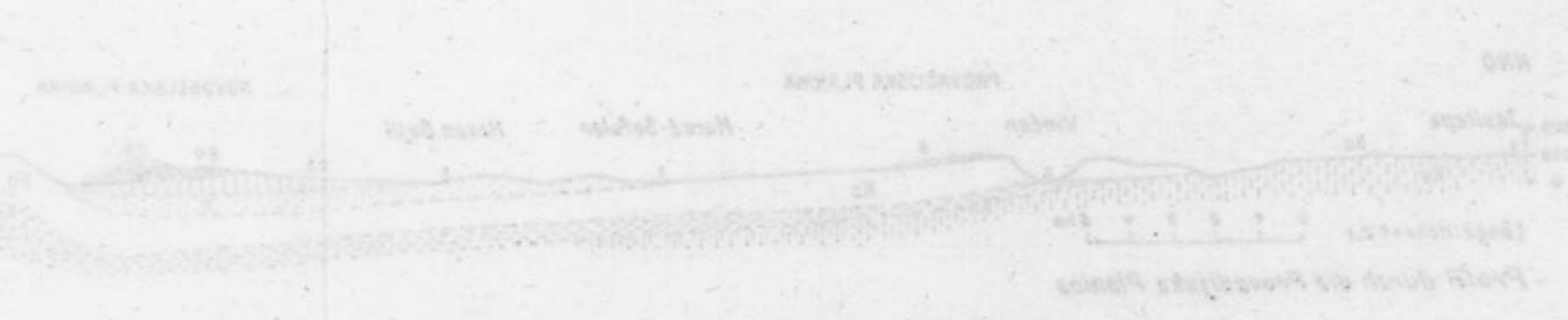
Profile der Venetianer Planina.



Küstenprofile der Venetianer Planina.

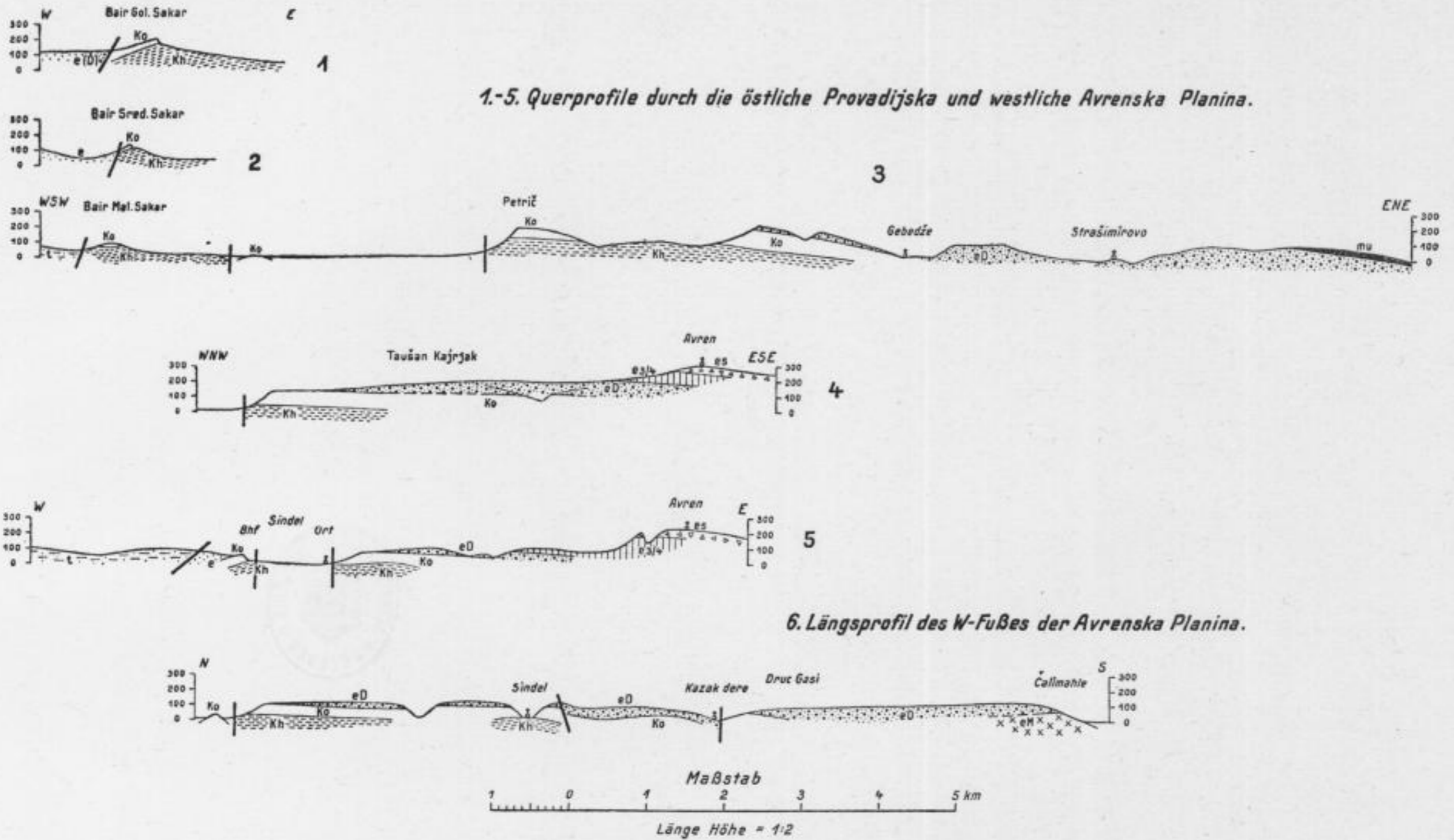


Profile der Provedigke und Noveske Planina.



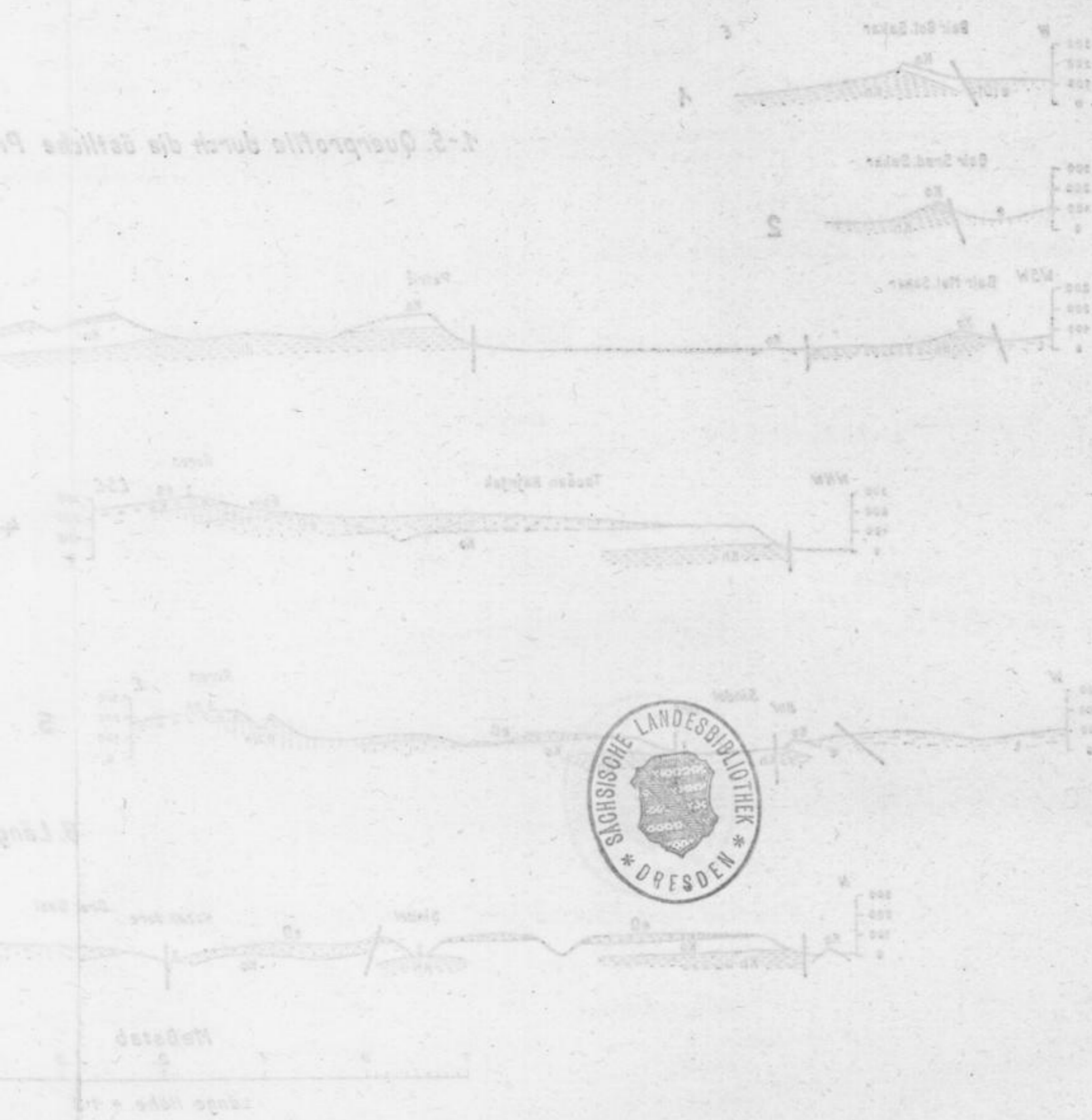
Signatur-Erklärungen vgl. Tafel III.

Abhandl. d. Sächs. Akademie d. Wissensch., Math.-phys. Kl. XLII, 2.



Erläuterungen zu den Profiltafeln.

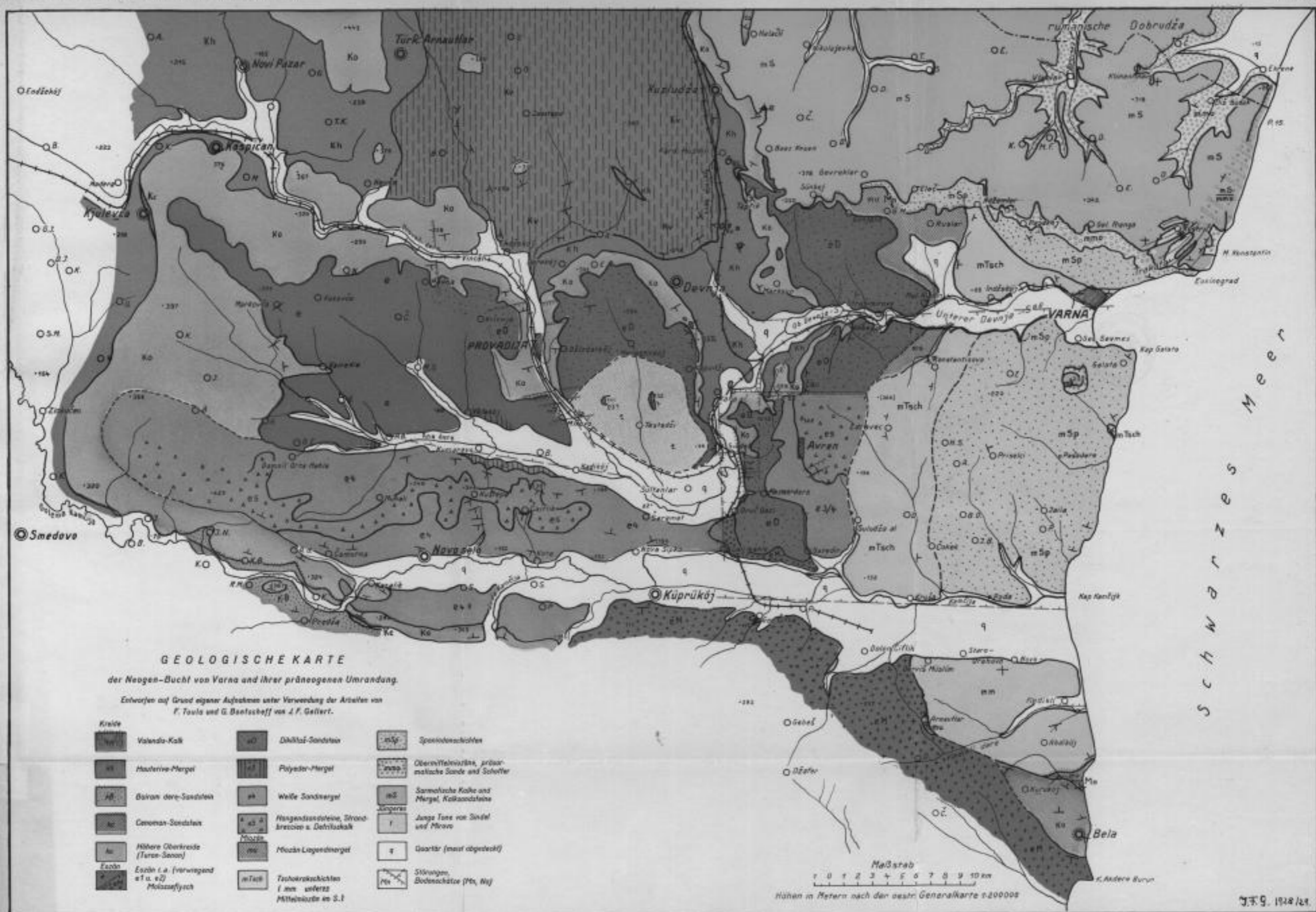
- | | | | | | |
|--|-----|---|--|-------|--|
| | kv | Valendis-Kalk. | | e 5 | hangende Eozänsandsteine, Strandbrekzien und Detrituskalk von Avren. |
| | kh | Belemniten-Mergel des Hauterive. | | mu | Miozän-Liegendmergel. |
| | kB | Beiram dere-Sandstein. | | mTsch | Tschokrak-Schichten. |
| | ko | höhere Oberkreide (Turon-Senon). | | mSp | Spaniodon-Schichten. |
| | e | Eozän im allgemeinen, e 1 u. e 2 im besonderen. | | mmo | obermittelmiozäne präarmatische Sande und Schotter. |
| | eM | Molasseflysch. | | mS | Sarmat. |
| | eD | Dikilitaş-Sandstein. | | t | junge Tone zwischen Provadija-Mirovo und Sindel. |
| | e 3 | Polyeder-Mergel. | | NaCl | Salzhorst von Mirovo. |
| | e 4 | weiße Sandmergel. | | | |



Erörterungen zu den Profilen

kv	Valand-alk.	
kh	Belantien-Mergel des Hartenve.	
kb	Belantien-Sandstein.	
ko	höhere Oberkreide (Limon-Schicht).	
e	Loess im allgemeinen e 1 u. e 2 im besonderen	
em	Molassenschicht.	
ed	Dikilian-Sandstein.	
e 3	Polvehr-Mergel.	
e 4	weiße Sandmergel.	

Abbildung 4. Sächs. Akademie d. Wissensch., Math.-phys. Kl. XII, 1



Abstand: 6. Bdch. Akademie d. Wissensch., Math.-phys. Kl. XL1, 2.

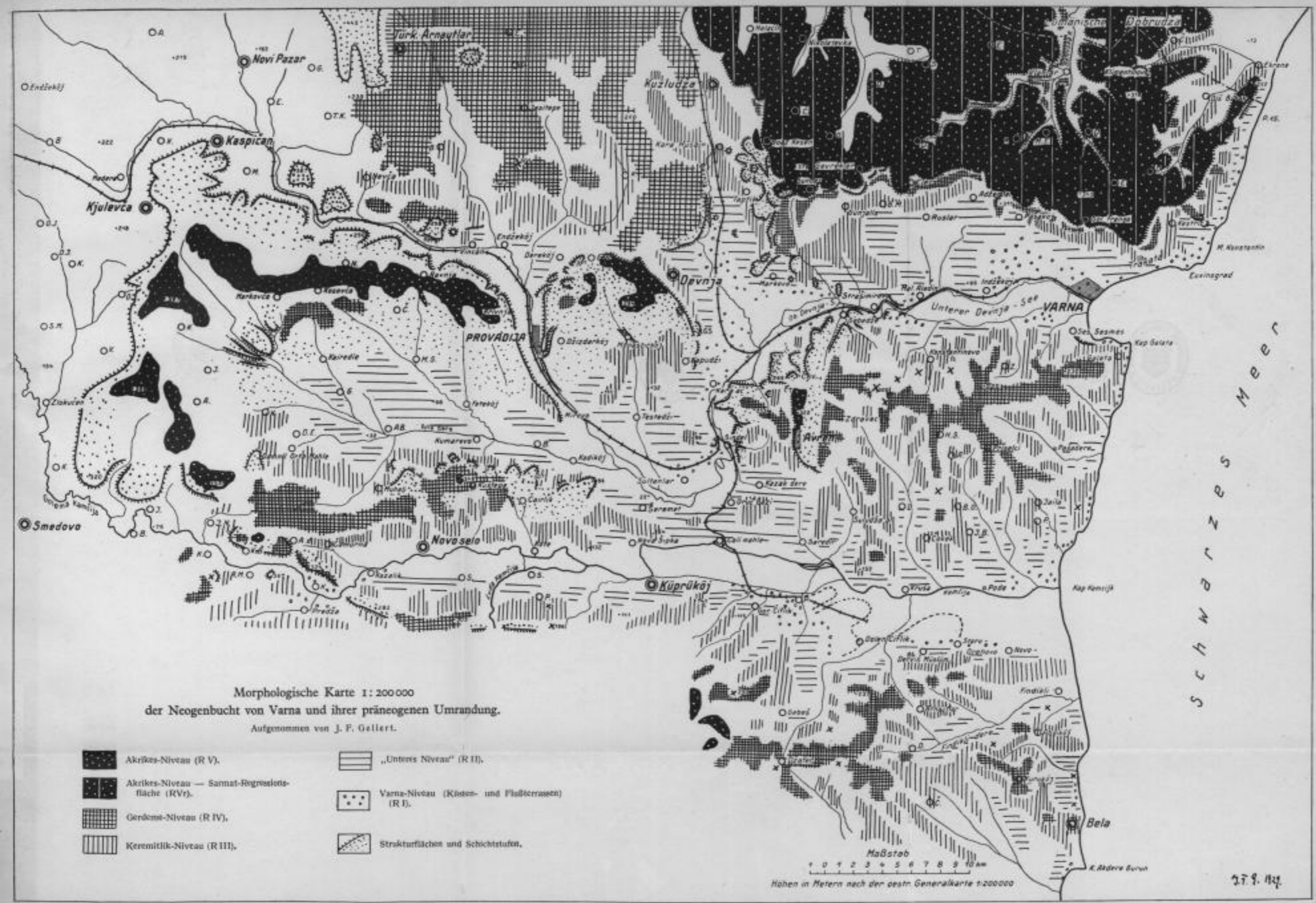
Verlag S. Hirzel, Leipzig.



GEOLOGISCHE KARTE

der Meissen-Bucht von Vorne und ihrer prägnegen Umrandung

Entworfen auf Grund eigener Aufnahmen unter Verwendung der Arbeiten von F. Fuchs und G. Bartsch von J. F. Geller.





Morphologische Karte 1:20000

der Neogenzeit von Varna und ihrer prägenen J.

Aufgenommen von J. F. Gallert

