

Zum geologischen Bau der Europäischen Türkei

Autor(en): **Schindler, C.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **29 (1962-1963)**

Heft 77

PDF erstellt am: **16.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-192068>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zum geologischen Bau der Europäischen Türkei

von C. SCHINDLER, Geroldswil ZH

Zusammenfassung

Die europäische Türkei besteht aus dem intramontanen, alpinen Ergenebecken, welches im NE vom Istrancagebirge, im W von den südöstlichen Rhodopen und im SE von einer altertären, heute weitgehend im Marmarameere versunkenen Hochzone umrahmt wird. Über Parakristallin und wenig bekanntem Paleozoikum folgt Mesozoikum in wenigen, weitverstreuten Aufschlüssen. Das Alttertiär erreicht dagegen gewaltige Mächtigkeit, wobei eocäner Flysch konkordant von Oligozän überlagert wird, welches in typische Molassefacies übergeht. Die Flyschsedimentation wurde am südöstlichen Beckenrande ausgelöst, doch finden sich dort gegen die Dardanellen hin auch neritische bis kontinentale Ablagerungen. Gleichzeitig bildeten sich entlang dem Istrancagebirge Riffe.

Im Aquitan oder im untern Miocän erfaßte eine Orogenese den südlichen Teil von türkisch Thracien, wobei sich einerseits die Meric-Ergenesenke, andererseits ein Vorgänger von Dardanellen und Marmarameer ausbildeten. Transgressionen im Torton und Pont (?) benutzten die Senken und ebneten das Relief weitgehend ein. Dieses wurde aber durch neuerliche Bewegungen im Pliocän verjüngt, wobei ganz Thracien verformt wurde. Das Diluvium hinterließ verschiedene marine Terrassen, deren höchste 170 m über dem heutigen Meeresspiegel liegt.

Die Struktur des Ergenebeckens ist im Detail sehr komplex, zerbrochen und unruhig. Zahlreiche Antiklinalen sind bekannt, sind aber meist im Kern gestört und scheinen oft an älteren Bruchstrukturen entstanden zu sein. Es wird diskutiert, ob neben den alpinen Schüben aus generell südlicher Richtung auch horizontale E—W-Bewegungen eine Rolle spielen könnten.

Trotz Öls Spuren, intensiven Untersuchungen und zahlreichen Bohrungen hat türkisch Thracien bisher keine kommerziellen Vorkommen von Erdöl geliefert.

Abstract

The alpine Ergene Basin is the central structural element of European Turkey. Its peculiar triangular limits are surrounded by the Istranca massive to the NE, the southeastern Rhodopes to the W and an old, partly submerged high zone to the SE.

The oldest known series is paracrystalline, covered by Paleozoic. Only a few outcrops of Mesozoic occur, in contrast to it Lower Tertiary gets very thick and widespread. Eocene was a very active time with quick changes of facies. Along the southeastern border there was a steep slope, with neritic and deltaic sediments to the S and a deep subsiding zone to the N. Here, the predominant facies is Flysch, however we find towards the Dardanelles a transition to partly neritic or even to continental conditions. During the same time, reefs arose along the quiet NE-border of the basin. The Eocene is conformly covered by Oligocene, first marls and shales, higher up typical Molasse.

In Aquitanian or Lower Miocene, the southern part of Turkish Thrace was affected by an orogeny. A depression zone was formed along the Ergene-Meric valley, another one followed the Dardanelles to the Marmara Sea. Transgressions in Tortonian and Pontian (?) invaded big areas through these streets and peneplained nearly the whole Ergene Basin. A new relief arose in Pliocene, when an orogeny affected whole Thrace.

Several terrasses were left from diluvial sea near the coast, the highest of them lying 170 m. over actual sea level.

The structure of Ergene Basin is quite complicated in details, as faults of different directions and block tectonics occur. Many anticlines are known, but most of them seem to follow older

faults and have a broken crest. The main tectonic stress was alpine and came from the S, however it is probable that beside of it wrench faults had some influence. Movements along such E—W trending zones could possibly explain some intricate structures as the Tekir Dag mountains.

In spite of intensive exploration and many wildcats drilled in Turkish Thrace, no commercial production of hydrocarbons could be obtained, however not all possibilities are tested up to date.

I. Einleitung

Die heutige Türkei liegt weitgehend auf asiatischem Boden, erfaßt aber jenseits von Dardanellen und Bosphorus einen Zipfel Europas von etwa der halben Größe der Schweiz. Wir wollen in der Folge dieses Gebiet studieren, welches zwischen griechisch Thracien im Westen, Bulgarien im Norden und dem Marmarameere im Süden liegt. Hierbei sollen allerdings nur die großen Linien skizziert werden, ohne auf Einzelheiten einzugehen, obwohl eine Fülle von oft sehr komplexen Problemen vorliegt.

Die geologische Erforschung von türkisch Thracien blieb sehr lange in den Kinderschuhen stecken. So zeigt denn die geologische Karte 1:800 000 aus dem Jahre 1942 weite Areale mit sonderbar geformten, gestrichelt umrahmten Farbflecken, Gebiete, welche zum Beispiel nur entlang einer oder weniger Straßen begangen wurden. Dies gilt besonders für das Istrancagebirge und für das asiatische Ufer des Marmarameeres. Seither sind durch Kartierungen im Auftrage der MTA (Türkische geologische Landesanstalt) beträchtliche Fortschritte erzielt worden, doch blieben diese leider bisher unveröffentlicht. Im S des Marmarameeres mußte deshalb auf Abbildung 1 die alte Darstellung trotz ihrer großen Mängel übernommen werden.

Einzelne Gebiete stechen aber durch scharfe, detaillierte Grenzen auf der Karte 1:800 000 heraus: Hier liegen eingehende Untersuchungen vor, welche nebst eigenen Aufnahmen unsere Grundlagen bildeten. Besonders erwähnt seien nahe Istanbul die Arbeiten von W. PAECKELMANN und C. ERENTÖZ, im zentralen Ergenebecken E. PAREJAS, bei Kesan*) Z. TERNEK, jenseits der griechischen Grenze E. WIRTH und K. KOPP. Südlich des Marmarameeres stützten wir uns besonders auf S. ERK (Areal Gemlik-Bursa) und auf VAN DER KAADEN, welcher 1959 in einem Vortrage in Ankara die Ergebnisse seiner Aufnahmen rings um den Kaz Dag darstellte. Beim Kaz Dag oder Gänseberg handelt es sich um den klassischen Berg Ida bei Troja.

Dieser unvollständigen Aufzählung der Literatur seien noch die älteren Arbeiten von O. GUTZWILLER östlich Sarköy und von W. PENK im Dardanellengebiet beigefügt, um nur die wichtigsten zu nennen.

1954 setzte als Folge eines neuen Erdölgesetzes eine intensive geologische und geophysikalische Erforschung der Tertiärgebiete von türkisch Thracien ein, wobei eine Vielzahl von Gesellschaften unabhängig voneinander vorgingen. Leider wurde

*) Korrekte türkische Schreibweise der Ortsnamen siehe Abb. 1.

Abbildung 1: Geologische Karte der europäischen Türkei, zusammengestellt von C. Schindler auf Grund der geologischen Karte 1:800 000 (1942) sowie Aufnahmen von E. Paréjas, N. Pavoni, Z. Ternek, E. Wirth und C. Schindler.

Legende: 1 = Jungtertiär/Diluvium, 2 = Lignitische Sandsteine (ob. Oligocän), 3 = Mergelgruppe, 4 = Manganerz, 5 = Eocän/Unteroligocän, 6 = Mesozoikum, 7 = Paleozoikum im allgemeinen, 8 = Silur, 9 = Kristallin, im Istrancagebirge auch Paleozoikum, evtl. Mesozoikum, 10 = Dolucazone, 11 = Tertiäre und quartäre Eruptiva, 12 = Ophiolithe, 13 = Antiklinale, 14 = Synklinale (meist nicht ausgeschieden), 15 = Bedeutende Monokline, 16 = Bruch, 17 = Grabenrand, Einbruch, 18 = Überschiebung, 19 = Ölbohrung trocken, 20 = Ölbohrung, bedeutende Ölanzeichen.

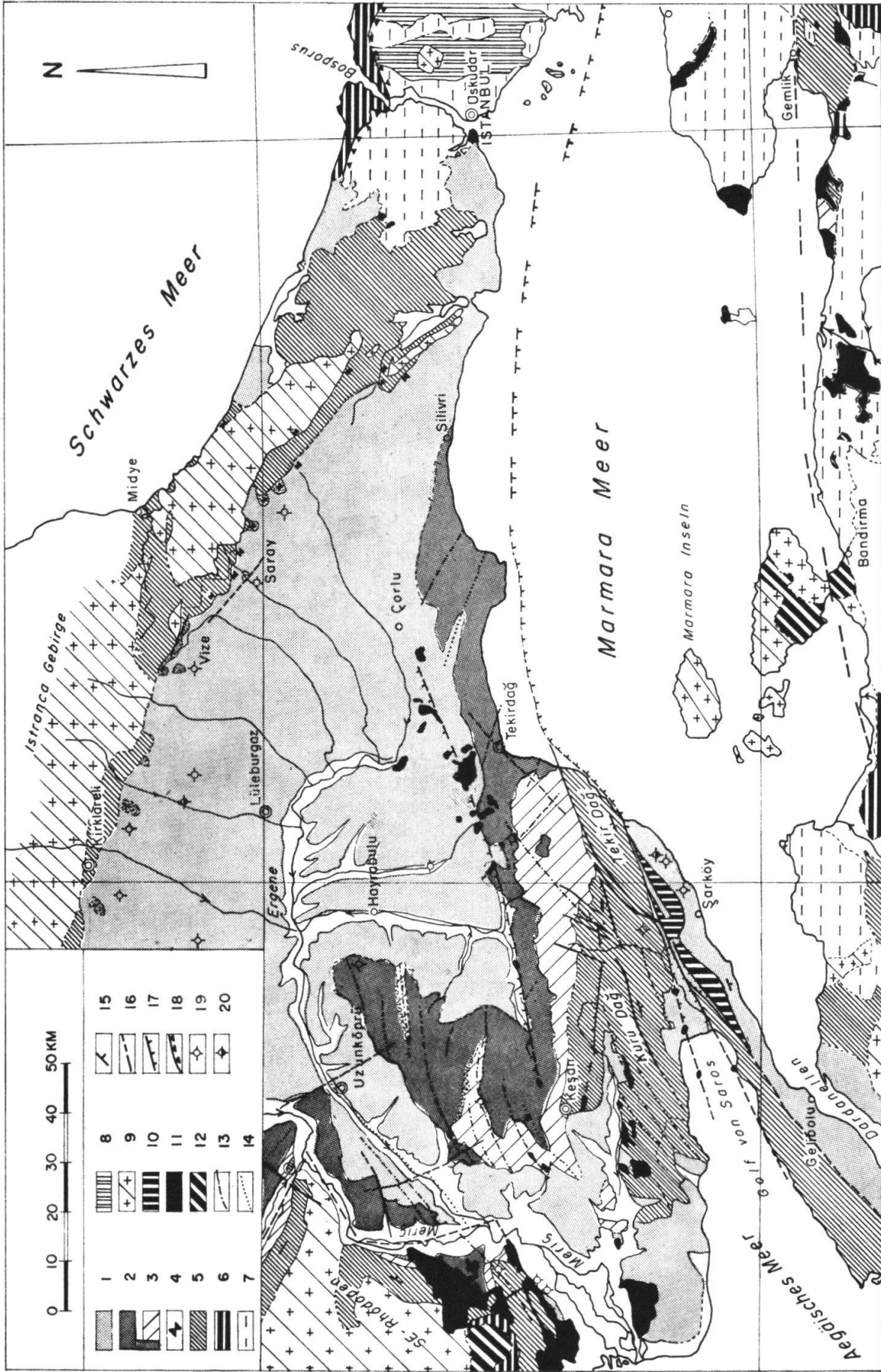


Abb. 1

bis heute nur sehr wenig über die Ergebnisse der Aufnahmen und Bohrungen bekanntgegeben. Nach der Abtiefung von 19 unproduktiven Bohrungen in den letzten Jahren ist die Suche heute allerdings sehr stark zurückgegangen.

Der Verfasser verbrachte im Auftrage der seither aufgelösten Marmara Petroleum Corp. (Tochtergesellschaft der Husky Oil Co.) 3½ Jahre in der Türkei. Bei der Auswertung durfte er sich auch auf frühere Aufnahmen von L. WYSSLING und N. PAVONI für die gleiche Gesellschaft stützen. Viel verdankt er auch Diskussionen mit J. W. KISLING, Exploration Manager der Marmara Petroleum Corp., und mit den Herren BEER, GOERLICH und KOPP von der Deilmann Bergbau GmbH.

Das Untersuchungsgebiet kann in den alpinen Raum eingeordnet werden und weist deshalb interessante Parallelen zu schweizerischen Verhältnissen auf, trotzdem besitzt es aber einen ausgeprägten Eigencharakter, welcher sich schon in der ungewöhnlichen Dreiecksgestalt des alttertiären Ergenebeckens äußert (der Ergene entwässert den Hauptteil von türkisch Thracien und mündet in den Meric). Die Seitenlänge des fast gleichschenkligen Dreiecks beträgt rund 200 km, wobei in den Ecken die Verbindung zu anderen Tertiärsenken offenbleibt.

Im NE des Beckens liegt das tiefgründig verwitterte, hügelige waldbedeckte Istrancagebirge, welches teilweise von Tertiär überlappt wird. Im W, bereits auf griechischem Boden, tauchen die scharf profilierten südöstlichen Rhododen an jungen Brüchen auf und tragen meist einen Saum von steilgestelltem Tertiär. Im SE endlich versank der alttertiäre Beckenrand größtenteils in den Meeresfluten, ist aber auf der Dardanellenhalbinsel und bei Sarköy aufgeschlossen.

II Stratigraphie

a) *Kristallin und Paleozoikum*

Das *Kristallin* der Umrahmung des Ergenebeckens besteht aus metamorphen Serien unbekanntes Alters mit Intrusionen von sauren bis intermediären Magmen. In den südöstlichen Rhododen, auf den Marmarainseln und am Südufer des Marmarameeres treten mächtige Lagen von weißen Marmoren auf, welche schon im Altertum ausgebeutet wurden.

Im Bosphorusgebiet fand PAECKELMANN fossilreiches Silur mit klastischen Gesteinen und Riffen. Es wird diskordant von Tonschiefern, Sandsteinen, kiesligen Kalken und Riffen des Devon überlagert, welches ebenfalls eine reiche Fauna enthält.

Südlich des Marmarameeres finden sich braun anwitternde, oft chloritische Serien mit Tonschiefern bis Phylliten und Lagen von Sandsteinen oder dunklen Kalken. Intrusionen von Grüngesteinen mit Kontakterscheinungen und Vererzungen sind nicht selten. Diese teilweise epimetamorphen Schichten unbekanntes Alters werden von hellen, oft massigen Kalken überlagert, welche Korallen und Fusulinen führen und ins Permokarbon zu stellen sind.

Im Istrancagebirge treten mächtigen Phyllit-Quarzitserien auf, welche zwar fossilieer sind, aber meist dem Paleozoikum zugeordnet werden.

b) *Mesozoikum*

Mesozoikum ist aus weiterstreuten Aufschlüssen südlich des Marmarameeres und von den südöstlichen Rhodopen bekannt. Diskordant über Paleozoikum finden sich auf der asiatischen Seite lokal Konglomerate, Arkosen und etwas Mergel mit littoraler Triasfauna (Obere Trias?). Im SW des Marmarameeres fand VAN DER KAADEN darüber, durch eine Übergangszone verbunden, mehrere hundert Meter dunkle Ton-

schiefer mit Lagen von Sandstein und Knollen von dunklem Kalk. Die Muschelfauna soll *Lias* bis *Dogger* anzeigen.

Im *Malm* folgen hellanwitternde, mächtige Kalke, welche in einzelnen Lagen Calpionellen oder Korallen führen (S. ERK). Meist sind die Gesteine dicht, hie und da aber spätig.

Als nächstjüngeres Schichtglied beschreibt S. ERK aus dem Gebiete von Gemlik *Kreide* in typischer Couches-Rouges-Facies, welche im Cenoman diskordant und mit basalen Brekzien einsetzt. Eine reiche Mikrofauna führt bis ins Maestricht, umstritten bleibt das Auftreten von Paleocän.

In den südöstlichen Rhodopen folgen nach K. KOPP über dem Kristallin mächtige, dunkle Phyllitserien mit Quarzitbänken, welche von wenigen hundert Metern blaugrauer Kalke überlagert werden. Diese Serien werden gegen W hin zunehmend metamorph, so daß die seltenen Fossilien schlecht erhalten sind. Diese weisen auf mesozoisches Alter. Ob es sich um Kreide (Ko^oP) oder aber um Jura handelt, wie dies die Facies vermuten läßt, bleibe dahingestellt. — Die blaugrauen Kalke werden von Grüngesteinen überlagert.

c) *Vortertiär bei Sarköy und Mecidiye*

Innerhalb des alttertiären Ergenebeckens tauchen nirgends ältere Schichten auf, doch folgen unmittelbar an seiner SE-Grenze in der Dolucazone bei Sarköy einige interessante, aber intensiv gestörte kleine Aufschlüsse (Vgl. auch SCHINDLER 1959). Als Ältestes finden sich Sericit-Chloritschiefer, welche dem tieferen Paleozoikum im Süden des Marmarameeres entsprechen könnten oder älter sind. An das untere Mesozoikum jener Gegend erinnern schwarze Tonschiefer mit Bänken von Sandstein, zudem fanden sich typische Couches Rouges mit Globotruncanen aus dem Maestricht. Weitverbreitet, aber unbestimmten Alters sind Serpentine und andere ophiolithische Gesteine. Hatten wir aus den südöstlichen Rhodopen Grüngesteine aus dem Mesozoikum erwähnt (vermutlich Kreide), so scheinen andererseits im S des Marmarameeres auch paleozoische Ophiolithe aufzutreten.

An das Mesozoikum von griechisch Thracien erinnern mächtige Blöcke von dunkeln Kalken und Trümmer von Sandsteinen oder Phylliten in groben Brekzien des Eocäns bei Sarköy, ferner auch bei Mecidiye im SSW von Kesan.

d) *Eocän*

Hatten wir bisher nur die Umrahmung des Ergenenbeckens studieren können, so stehen uns nun vom Lutet an ausgedehnte Aufschlüsse innerhalb des Beckens zur Verfügung. Bis ins Aquitan hinauf bleibt die Sedimentation in den zentralen Gebieten kontinuierlich, während in den Randgebieten verschiedene Transgressionen und Regressionen unterschieden werden können. Der markanteste dieser verschiedenen Einschnitte im Eocän liegt nahe der Grenze Priabon-Lutet. Hier folgt einer Regression eine mächtige Transgression, welche weite Teile des Istrancamassives und der südöstlichen Rhodopen (WIRTH, KOPP) überflutet. Charakteristisch für das Eocän sind scharfe, oft abrupte Facieswechsel. Wir werden in der Folge Profile im SE-Teil des Beckens mit solchen am Rande des Istrancagebirges zwischen Vize und Catalca vergleichen.

In einer früheren Publikation (SCHINDLER 1959) wurde dargelegt, wie der SE-Rand des Beckens im Eocän einer äußerst scharfen paleotektonischen Grenze entspricht: Meerwärts lag eine relativ stabile, heute weitgehend abgesunkene Hochzone, während im Becken über 4000 m Mergel und Sandsteine in Flyschfacies abgelagert worden

sind. Heute stoßen beide Zonen oft scharf und unvermittelt aufeinander, so im Dardanellengebiet. In der weiteren Umgebung von Sarköy findet sich dort dagegen die höchst komplex aufgebaute Dolucazone, aus welcher die bereits erwähnten Vorkommen von Chlorit-Sericitschiefern, Ophiolithen und Mesozoikum stammen. Statt eintöniger Flyschserien ist das Eocän hier durch ein buntes Gemisch von neritischen Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, von Riffkalken und wenig Flysch vertreten. Mächtige Brekzien mit mariner Fauna und verrutschte Sedimentpakete weisen darauf hin, daß der Meeresboden hier ein beträchtliches, gegen das Ergenebecken abfallendes Relief aufgewiesen haben muß.

Die Dolucazone wird aus einer Vielzahl von steilbegrenzten Blöcken verschiedenster Größe aufgebaut (100 m bis viele km lang), wobei interessanterweise die Schichtreihe von Block zu Block stark abweicht. So kann beispielsweise an einem Ort grobe priabone Brekzie über den vormesozoischen Chlorit-Sericitschiefern einsetzen, während daneben Kreide und Riffkalke des Lutet erhalten blieben. Die schmale, heute zudem tektonisch zusammengestauchte Dolucazone war also bereits im Eocän zu Blöcken aufgelöst und höchst instabil. Wie auch aus der Faciesentwicklung abzuleiten ist, bildete sie das Bindeglied zwischen einer Hochzone mit starker Erosion im SE und dem absinkenden Ergenebecken im NW.

Flüsse und Meeresströmungen brachten viel detritisches Material, welches über der labilen Randzone akkumuliert wurde. Überlastung, Subsidenzbewegungen oder Erdbeben brachten die Lockergesteine über dem Steilabfall zum Ergenebecken in Bewegung, wobei Schlammströme und Suspensionsströme von großer Reichweite entstanden. So fanden sich zum Beispiel noch in 15 km Entfernung vom heutigen Beckenrand Mergel mit eingestreutem Kies von bis zu 30 cm Durchmesser und über metergroße Ballen von detritischen Sedimenten, welche in weichem Zustande mitgeschleppt wurden. Als Hauptergebnis dieser Sedimentationsart sind aber nicht diese groben, wenig häufigen Gesteine anzusehen, sondern eine höchst eintönige, fast fossillere Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen. In einer früheren Publikation (SCHINDLER 1959) wurde auf diese Erscheinungen und Probleme näher eingegangen.

Fossilien (Nummuliten und Schalentrümmer) fanden sich nur in wenigen, grobkörnigen Sedimenten. Sie wiesen deutliche Transportspuren auf. Als beste Fossillieferanten erwiesen sich aber grünliche bis weiße, vulkanische Tuffe, welche in verschiedenen Niveaus auftreten. Ins Eocän eingebettet und mit ihm tektonisch verstellt finden sich auf der Dardanellenhalbinsel und nahe Kesan vulkanische Systeme und Pillowlava von vermutlich andesitischem Chemismus. In dieser Gegend sind auch Tuffeinlagerungen besonders häufig und markant, sind aber gerade wegen ihrer Vielzahl nur mit Vorsicht als Leithorizonte zu verwenden. Ähnliche, zum Teil zu Bentonit zersetzte Einlagerungen sind im westlichen Teil von türkisch Thracien bis ins Pont hinauf festgestellt worden.

Die fossilführenden Tuffe des Eocäns sind wohl damit zu erklären, daß vulkanische Eruptionen und Tuffregen Plankton abtöteten und begruben.

Doch nun zu einem ca. 80 km entfernten Eocänprofil nahe westlich Gelibolu, auf der Dardanellenhalbinsel: In analoger Stellung wie der Flysch von Sarköy findet sich zuunterst Flysch mit weißen Tuffbänken und Nummuliten des Lutet (auf der Karte 1:800 000 1942 als Kreide dargestellt). Darüber folgen erst Mergel, dann aber bis 1500 m dicke, bunte Konglomerate, Sandsteine und Tone, welche nur selten marine Merkmale aufweisen. Darüber liegen neritische Mergel, wenig Sandsteine und Kalke mit Nummuliten und Discocyclinen des Priabons.

Dieser verblüffende Facieswechsel gegenüber dem eintönigen Flysch von Sarköy könnte am ehesten darauf zurückzuführen sein, daß bei Gelibolu die Ablagerung mit

der Subsidenz meist Schritt halten konnte, so daß keine hohen Reliefunterschiede im Sedimentationsraum entstehen konnten.

Überspringen wir nun das Ergenebecken gegen NE, so finden wir nahe Saray und Vize sehr hübsche Riffe des Priabons am Rande des Istrancagebirges. Beckenwärts sinken wohlgeschichtete, oft etwas sandige Kalke unter jüngere Sedimente, während gegen NE ausgedehnte Areale von weißlichen, knolligen Nummulitenkalken und sandigen Mergeln bedeckt sind. Diese Hinterriffsedimente stoßen oft mit einem deutlichen fossilen Kliff an das alte, tiefgründig verwitterte Rumpfgebirge, welches sich im Eocän offensichtlich passiv verhielt.

Sedimente des Lutet ließen sich im untersuchten Gebiet nicht feststellen, da das Priabon hier stark transgressiv ist.

e) Oligocän

Die Periode unruhiger Sedimentation mit scharfen Facieswechseln klingt im untersten Oligocän aus. Über einer Sandstein-Mergel-Wechselagerung mit einer oder mehreren *Cyrenenbänken* im obersten Teil folgt im gesamten südlichen und zentralen Ergenebecken die Mergelgruppe. Dieser Verband aus Mergeln, Mergelschiefern und vereinzelt Kalkbänken erreicht über 1000 m Mächtigkeit. Interessanterweise tritt er auch in der Dolucazone in ähnlicher Dicke und Facies auf. Der ehemalige Beckenrand im SE muß also passiv geworden sein. Über der vermutlich in einem seichten, teilweise brackischen Meere abgelagerten Mergelgruppe (Trockenrisse sind häufig!) folgt der Lignitsandstein, eine Wechselagerung von Knauersandsteinen, Mergeln und wenigen Kalken. Die mit Sandstein erfüllten Rinnen, die Lignite und die wenige Fossilhorizonte weisen auf ein paralisches Milieu hin, welches gut mit unserer Molasse vergleichbar ist. Der Lignitsandstein erreicht nahe westlich Tekirdag gegen 2200 m Mächtigkeit, fehlt aber im südlichsten Ergenebecken und in der Dolucazone. Dies ist zwar teilweise auf spätere Erosion zurückzuführen, vermutlich hat sich aber zudem der Schwerpunkt der Sedimentation gegen N hin verschoben. Als oberstes Glied des mächtigen Alttertiärs sind in die Lignitsandsteine nördlich Kesan und ENE von Tekirdag Konglomerate eingestreut, welche von PAREJAS dem Aquitan zugeordnet wurden.

Selten und wenig mächtig sind die Oligocän-Aufschlüsse am Rande des Istrancagebirges, soweit sie dem Verfasser bekannt sind (von Pinarhissar gegen SE). Über den Kalken des Priabons folgen eine bis mehrere Bänke von Manganerz, welches an verschiedenen Stellen ausgebeutet wird. Beckenwärts wird es durch kalkig-kieselige Sedimente mit etwas Phosporit ersetzt. Diese marinen Sedimente mit massenhaft Haifischzähnen werden von blättrigen, teilweise sandigen Mergeln oder Tonen überlagert, welche an der Basis häufig Gips, schöne Fischabdrücke und andere Vertebratenreste führen. Über diesem ca. 70 m dicken Verband folgt eine ähnliche Mächtigkeit von weichen Knauersandsteinen mit mergelig-tonigen Zwischenlagen, welche dem Lignitsandstein entsprechen könnten. Vermutlich dem gleichen Verbands zuzuordnen sind weiche, teilweise stark sandige Tone mit *Planorbis* und einer oder mehreren starken Lignitlagen. (Siehe auch S. 38.)

f) Miocän-Pliocän

Eine Orogonese im Aquitan oder im unteren Miocän unterbindet vorerst die Sedimentation im gesamten Ergenebecken und hinterläßt ein stark verändertes, den heutigen Verhältnissen recht ähnliches Relief. Eine weite Senke zieht sich nun von Aegäischen Meer entlang dem Unterlauf von Meric und Ergene gegen NE und mündet in ein weiträumiges, flaches Becken. Am SE-Rande des Ergenebeckens versinkt aber zudem die eocäne Hochzone, wobei die Dolucazone nun die Bewegungen im umgekehrten Sinne lei-

tet. So entstehen denn bei der nächsten Transgression bereits die Vorläufer von Dardanellen und Marmarameer. Im Dardanellengebiet werden erst rote Tone und Sande, dann weiche, knauerige Sandsteine abgelagert. Bei Sarköy erreichen diese Sedimente in Meeresnähe 800 m Mächtigkeit, werden aber über der Dolucazone dünner, teilweise konglomeratisch und überlagern dort ein tief eingeschnittenes älteres Relief. Es finden sich einzelne Austern und Ostracoden, aber auch verschwemmte Säugetierresten, so der von PAVONI gefundene Molare von *mastodon angustidens* Cuvier (SCHINDLER 1959).

Die gleiche Transgression drang in die Ergene-Meric-Senke ein und hinterließ bei Kesan littorale Sande, Lumachellen und Kalke mit reicher T o r t o n fauna (Z. TERNEK).

Auf sehr große Flächen verstreut sind die Sedimente der nächsten Transgression, welche vermutlich ins P o n t zu stellen ist. Charakteristisch für diese Schichten sind tonige, zum Teil etwas bituminöse Serien mit weißlich anwitternden Kalkbänken und viel vulkanischen Einstreuungen. Die Tone wie auch Lagen von Sand sind häufig aus verschwemmten vulkanischem Material aufgebaut, besonders im westlichen Teil von türkisch Thracien. Im Dardanellengebiet und in der untersten Mericsenke ist die Facies brackisch bis marin, nimmt aber im Ergenetal immer mehr lacustrischen Charakter an. In landnahen Gebieten nehmen Sande und feine Konglomerate überhand und verdrängen den Kalk. Hier wie auch im Gebiete von Saray findet sich nahe der Obergrenze eine starke, harte, kalkarme, meist rote Kruste, welche einer alten Landoberfläche entsprechen könnte.

Im südlichen Ergenebecken ist ein altes, scharfes Erosionsrelief durch sandige Tone mit kleinen weißen Kalkknollen aufgefüllt. Diese Sedimente sind ihrer Facies entsprechend vermutlich ins Pont zu stellen.

g) Jüngste Ablagerungen (Quartär?)

Nach einer zwar wenig intensiven, aber sehr weit verbreiteten Orogenese wurden große Flächen Thraciens diskordant durch Kiese, Sande und Tone eingedeckt, wobei die gut gerundeten, groben Komponenten erstaunlich weit gegen das Beckeninnere verfrachtet wurden. Die größten Durchmesser erreichen sie nahe dem Istrancagebirge und am Fuß der südöstlichen Rhodopen.

Diese Sedimente sind meist fossilleer, aber entlang der flachen, hügeligen Küste östlich Tekirdag und im Hinterlande des Golfes von Saros werden Austern und andere Muscheltrümmer bis auf Kote 170 m hinauf gefunden. Auf den gleichen Koten liegt die höchste der Terrassen mit marinen, fossilführenden Sanden und Kiesen an der recht steilen Küste zwischen Tekirdag und Sarköy. Die wichtigsten, tieferen Terrassen liegen hier auf 90—100 m, 40—50 m und ca. 20 m, was gut mit den Angaben von W. PENK aus dem Dardanellengebiet übereinstimmt. Besonders interessant ist die Tatsache, daß an verschiedenen Orten, so z. B. hinter Sarköy, tiefe, ins Obermiocän-Pliocän eingeschnittene Täler mit solchen marinen Sanden und Kiesen aufgefüllt wurden. Die Erosionsbasis der Täler lag eindeutig tiefer als der heute. Es können deshalb sehr beträchtliche Schwankungen des Meeresspiegels nachgewiesen werden, welche am ehesten in das Diluvium hineinpassen. Neben solchen Wechseln im Zusammenhang mit Eiszeiten und Zwischeneiszeiten spielten vermutlich auch tektonisch bedingte Hebungen und Senkungen in diesem unstabilen Areale eine Rolle.

Der Verfasser möchte auch die Tone, Sande und Kiese im Innern des Ergenebeckens als diluvial betrachten, wobei allerdings an der Basis möglicherweise noch Pliocän auftritt (diese Sedimente wurden bisher gesamthaft ins Pliocän gestellt, soweit sie im Landesinnern lagen).

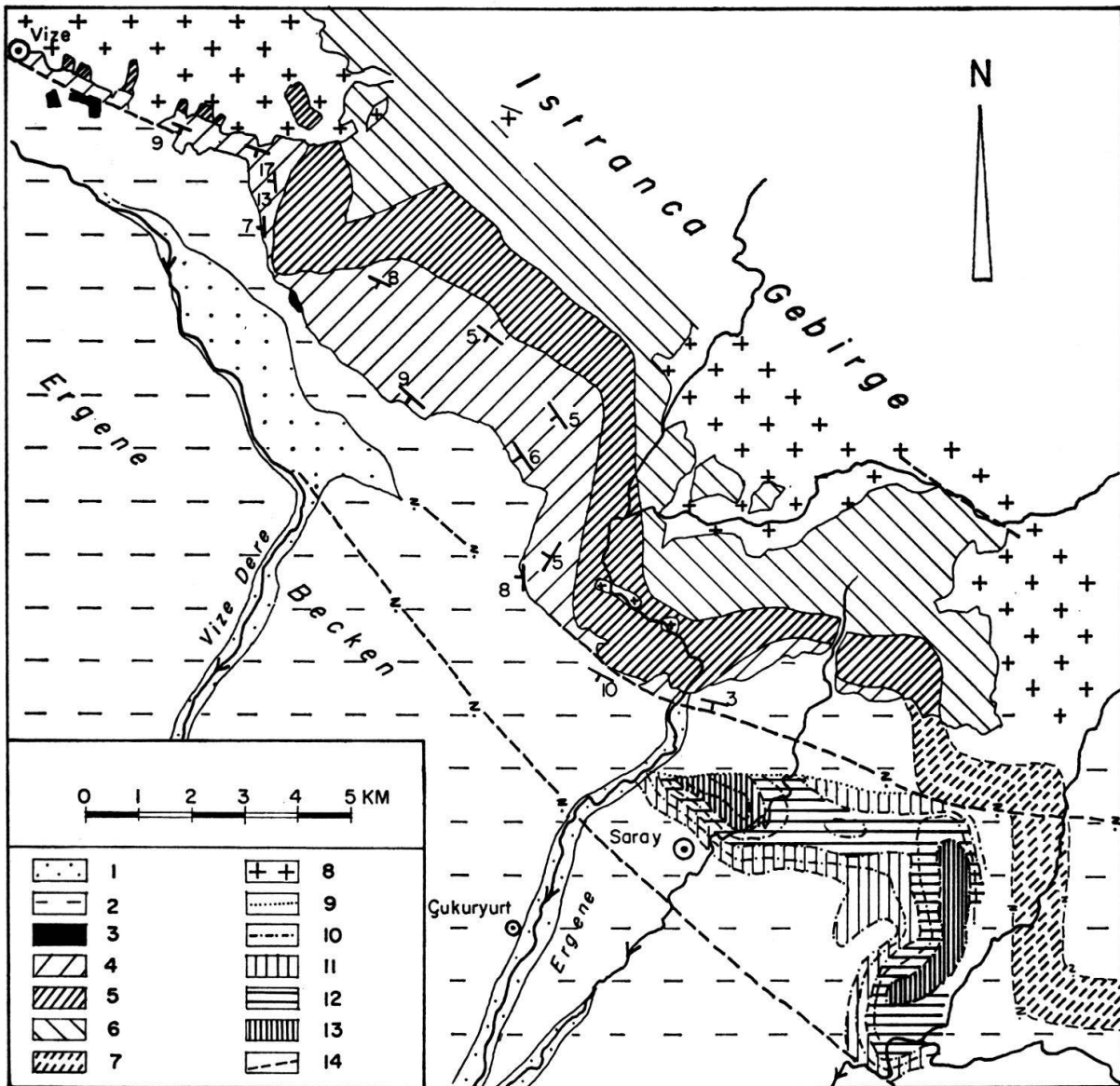


Abb. 2

Abbildung 2: Geologische Karte der Umgebung von Saray

1 = Junge Alluvionen, 2 = Jungtertiär/Diluvium, 3 = Oligocän, 4–7 = Priabon, 4 = Vorriffacies, 5 = Riffacies, 6 = Hinterriffacies, 7 = Riffe auf Grund von Gravimetrie vermutet, 8 = Vortertiär, 9 = Erosionsrand Lignit von Saray, 10 = Linie gleicher Lignitmächtigkeit, 0,5 zu 0,5 m, 11 = 0–1 m Lignit, 12 = 1–2 m Lignit, 13 = über 2 m Lignit, 14 = Bruch.

III. Tektonik

a) Herzynische Strukturen

Das heutige tektonische Bild wird im Gebiete des Marmarameeres durch W—E streichende Elemente beherrscht, welche gegen die Dardanellen hin aufsplintern und zugleich gegen SW abdrehen.

Viel älter, wenn auch wenig auffällig, sind aber N—S gerichtete Strukturen, wie sie besonders schön im E vom Istanbul in Erscheinung treten. W. PAEK-

KELMANN fand dort Silur und Devon, welches durch die herzynische (variszische) Orogenese gefaltet wurde. Nach K. KOPP sind solche Achsen mit N—S-Richtung auch im Paleozoikum südlich des Marmarameeres verbreitet.

Leider ist dem Verfasser der Aufbau des Istrancagebirges zu wenig bekannt, als daß er dessen allgemeine Streichrichtung beurteilen könnte. Vielleicht läßt sich aber folgende, auf den ersten Blick sonderbar anmutende Beobachtung teilweise auf den herzynischen Unterbau zurückzuführen:

Wie im stratigraphischen Teil beschrieben, wird der NE-Rand des alttertiären Ergenebeckens von priabonen Riffen gesäumt, welche als Ganzes eine weitgeschwungene, NW—SE-gerichtete Linie bilden. Die Kartierung zwischen Saray und Vize ergab aber, daß die Riffe im Detail in einer Zickzacklinie angeordnet sind, welche aus N—S, W—E und NW—SE streichenden Teilstücken von 2—6 km Länge aufgebaut ist (Abb. 2). Das Hinterriffgebiet ist sehr flach gelagert und weiträumig, während die Vorriffsedimente regelmäßig mit 5—15° senkrecht zur jeweiligen Richtung der Riffe beckenwärts einfallen. In unmittelbarer Nähe der Bioherme treten allerdings auch viel steilere Schichtstellungen auf, welche aber vermutlich primär sind und durch differenzielle Setzungen während der Diagenese noch ausgeprägter wurden. Das allgemeine Gefälle gegen das Beckeninnere wird durch NW—SE- und W—E-gerichtete Brüche verstärkt. Eine ca. 6 km von den Riffen entfernte Bohrung bei Saray (Cukuryurt I) blieb trotz einer Tiefe von 900 m im Eocän stecken (Bull. Am. Ass. Petr. Geol. Vol. 46, Nr. 7). Der Verlauf der Riffe erscheint deshalb keineswegs als ein Spiel des Zufalls, was auch dadurch unterstrichen wird, daß er durch die gravimetrischen Strukturen gefolgt wird. Diese weisen auch in Arealen neben den Riffen eine Vorliebe für N—S, W—E und NW—SE-Richtungen auf. Die Subsidenzbewegungen könnten unter anderem herzynisch angelegte Schwächezonen neu belebt und ausgenutzt haben. Die alpinen Orogenesen scheinen erst im untern Miocän oder später unser Areal verformt zu haben, ohne je großes Ausmaß erreicht zu haben.

Noch überraschender war das Ergebnis zahlreicher Bohrungen auf Lignit nahe Saray, welche unter H. FERSTL für den türkischen Staat abgetieft wurden: Ziel war ein starkes, oft etwas aufgespaltenes Flöz vermutlich oberoligocänen Alters. Auf Abb. 2 wurde die totale Lignitmächtigkeit dargestellt. Die Zone maximaler Ausbildung verläuft ganz ähnlich wie die Riffe.

b) Alpine Strukturen

1) Kreide-Alttertiär

Ein zweifellos sehr gewaltsamer Vorgang hat im Raume des Marmarameeres die herzynischen Strukturen zertrümmert und W—E bis WSW—ENE-streichende Störungszonen erzeugt. Wir haben es hier mit einer Vielzahl von steilstehenden, oft weiträumig geschwungenen Bruchlinien zu tun, welche ausgedehnte Horst-Graben-Systeme bildeten. Besonders im S des Marmarameeres entstanden langgestreckte, breite Gräben, welche anhand der Sedimentation teilweise bis ins Lutet zurückverfolgt werden können. (S. ERK, K. KOPP.)

Zur gleichen Zeit waren auch die WSW—ENE bis W—E streichenden alpinen Elemente bei Sarköy fertig ausgebildet und beeinflussten — wie bereits besprochen — maßgebend die Sedimentation. Die Dolucazone war zu einem labilen Blockwerk geworden. Brüche und Schollenstrukturen formten aber auch weite Teile des Ergenebeckens selbst, wie dies zum Beispiel die vulkanischen Ergüsse innerhalb der eocänen Schichtreihe oder eine interne Hochzone bei Mecidiye im SSW von Kesan bewiesen.

Wie alt ist aber die Anlage der alpinen Strukturen? Zweifellos älter als Lutet. K. KOPP stellte sie in den Zusammenhang einer Orogenese an der Wende Kreide-Tertiär und einer damit verbundenen regionalen Metamorphose in den südöstlichen Rhodopen. Der Verfasser vermutet eher, daß diese Vorgänge noch in die Kreide fallen, so daß die Couches Rouges und vielleicht auch ein Teil der Ophiolithergüsse in alpine Zusammenhänge einzuordnen wären. Hier warten noch sehr viele Fragen auf ihre Lösung.

Zweifellos können das Lutet und Priabon als sehr aktive Zeiten mit starken Vertikalbewegungen, Subsidenz und Vulkanismus charakterisiert werden. An ihrem Ende stehen aber weder Orogenese noch Diskordanzen, sondern eine allmähliche Beruhigung der Tektonik. Hatten wir in einzelnen Abschnitten des Ergenebeckens typischen eocänen Flysch gefunden, so lagert sich nun im Oligocän konkordant dazu eine mächtige Schichtreihe ab, deren oberer Teil unserer Molasse sehr ähnlich wird.

2) Orogenese Aquitan-Untermiocän

Intensive Störungen und Verfaltungen erfassen im Aquitan oder im untern Miocän weite Gebiete. Bis zur Transgression von Torton und Pont wurde das so gebildete Relief aber wieder weitgehend eingeebnet, mit Ausnahme des Areals zwischen Tekirdag, Kesan und Sarköy (inkl. Dolucazone). Hier wurde das tief eingeschnittene Relief vermutlich erst im Pont eingedeckt. Vor der pliocänen Orogenese war das ehemalige Ergenebecken weitgehend *peneplainisiert*.

Anhand des Verhaltens der jungtertiären Sedimente, der fossilen Täler und der Peneplainoberfläche kann sehr häufig der Einfluß der pliocänen Orogenese von den älteren Störungen unterschieden werden.

Nördlich des Ergene und entlang dem Istrancamassiv sind bedeutende Verstellungen im Aquitan oder Untermiocän dem Verfasser nicht bekannt, dagegen sind solche weiter südlich sehr häufig. — Im stratigraphischen Teil ist bereits besprochen worden, wie die ehemalige Hochzone im SE des alttertiären Ergenebeckens absinkt, so daß die nächste Transgression einen Vorläufer von Dardanellen und Marmarameer ausbilden kann. Auch der Golf von Saros bricht als langgestreckter, gegen E auskeilender Graben ein. Die labile Dolucazone wird gestaucht, nördlich von ihr entsteht das hohe, sonderbar linsenförmig abgegrenzte Gebirge des Tekir Dag, wo mächtige Flyschmassen zerschnitten und steilgestellt werden. Weiter westlich bilden sich Antiklinen und Gräben, welche von SW—NE streichenden Brüchen horizontal versetzt werden. Im westlichen Teil von türkisch Thracien fanden E. PAREJAS und Z. TERNEK mehrere Antiklinalen, doch auch hier sind die Gewölbescheitel meist zerbrochen, steilgestellt oder werden gar von kleinen, jungen Eruptivstöcken gekrönt!

Sehr wahrscheinlich geht die Anlage der meisten Antiklinalen auf ältere, durch die Orogenese gestauchte Bruchstrukturen zurück.

3) Orogenese des Pliocäns

Fast im gesamten Areal des alttertiären Ergenebeckens liegen spätpliocäne bis quartäre Sedimente diskordant über Pont. Wir treffen hier auf die zwar meist schwache, aber weitverbreitete Orogenese des Pliocäns. In der Dolucazone und in der östlichen Fortsetzung des Grabens des Golfes von Saros können ausgedehnte Steilstellungen, Grabenbildung und sogar kleine, steile Aufschiebungen beobachtet werden. Sonst aber sind für die pliocäne Orogenese Brüche, Hebungen und Einbrüche sowie weiträumige Verbiegungen typisch.*) Das fast gänzlich eingeebnete Relief wird ver-

*) Dardanellen und Marmarameer wurden bereits in der aquitanen-untermiocänen Orogenese angelegt, werden aber jetzt zusätzlich betont und tiefer.

jüngt. Bei Tekirdag entstehen einige flache Strukturen mit WNW—ESE-Streichen, also quer zu älteren Elementen.

Ein interessantes Zeugnis für die langsame Verbiegung der alten Peneplain kann am Gökbüet Dere, 15 km im NNW von Sarköy, beobachtet werden: Ein relativ unbedeutender Bach mit flachem Einzugsgebiet wendet sich südwärts gegen einen Berg Rücken und durchfrißt diesen, wobei eine bis 200 m tiefe Schlucht entsteht. Erstaunlicherweise folgt diese klusartige Schlucht nicht etwa einer tektonischen Störungszone, sondern bildet weite Schleifen wie irgendein mäandrierender Bach in einer Ebene.

Jünger als die pontischen Sedimente sind zahlreiche, heute passive vulkanische Kegel oder kleine Deckenergüsse, welche entlang Bruchspalten empordrangen. Im Gegensatz zum älteren Vulkanismus mit sauren bis intermediären Magmen handelt es sich jetzt aber mit wenigen Ausnahmen um Basalte.

4) Frage der Horizontalverschiebungen

Im W von Uzunköprü sind die spätpliocänen bis quartären Schotter lokal durch Brüche zerschnitten und versetzt.

Der SE-Rand des alttertiären Ergenebeckens und seine Fortsetzung gegen E stechen auf Erdbebenkarten durch eine Häufung von Epizentren heraus (PAVONI). Wie dies schon PAREJAS 1944 betonte, besteht in der gesamten NW-Türkei eine auffällige Übereinstimmung zwischen den alpinen, W—E bis SW—NE streichenden Hauptstörungen und den Erdbebengebieten, ein Beweis dafür, daß auch heute noch starke tektonische Spannungen vorhanden sind.

Als wichtigste alpine Störungszone von türkisch Thracien ist zweifellos jene Gruppe von Brüchen anzusehen, welche von der Dardanellenhalbinsel und aus dem Golf von Saros in das Gebiet von Sarköy zieht, bei Ganos ins Marmarameer versinkt und längs eines submarinen Steilbords in den Golf von Izmit verfolgt werden kann (SCHINDLER 1958). Weiter im E in der Gegend von Bolu (im NW von Ankara) vereinigt sie sich mit andern, ähnlichen Störungen zu der mächtigen nordanatolischen Verschiebungszone.

N. PAVONI hat vor kurzem dieser bekannten Erdbebenlinie eine neue originelle Deutung gegeben. Seit Beginn des Tertiärs sollen hier gleichsinnige Horizontalverschiebungen aufgetreten sein, welche im Laufe der Jahrtausende einen Totalbetrag von ca. 400 km erreichten, wobei stets der südliche, anatolische Flügel westwärts bewegt wurde.

Diese Hypothese wurde durch einige Beobachtungen in Anatolien begründet, und es fragt sich, ob die neuen Detailaufnahmen in türkisch Thracien für oder gegen sie sprechen. Da die nordanatolische Verschiebungszone sich gegen W hin zunehmend aufsplittert, wäre hier allerdings mit weit geringeren Horizontalbewegungen zu rechnen.

Vorerst muß festgestellt werden, daß in der europäischen Türkei horizontale Verschiebungen zwar an einigen NNE—SSW (20 km im N von Sarköy) und NNW—SSE streichenden Brüchen (unterstes Ergental) eindeutig festgestellt werden konnten, daß aber die Hauptstörungen weder Beweise noch Gegenbeweise lieferten. Wir haben im tektonischen Teil alpine Schübe erwähnt, wobei der Stoß aus generell südlicher Richtung kam. Dies schließt aber nach Ansicht des Verfassers nicht aus, daß E—W gerichtete Bewegungskomponenten in anderen Perioden oder sogar gleichzeitig am Werk waren.

Die sonderbar bauchig-linsenförmige Begrenzung der heutigen Dolucazone mit ihren jungen Gräben und die spitz ineinander verkeilten Horste und Gräben beim Ansatz der Dardanellenhalbinsel könnten auf horizontale Bewegungskomponenten

deuten. Vielleicht ist damit auch eine Erklärung für die linsenförmige Abgrenzung des hochgestauchten Gebirges des Tekir Dag zu finden. Seine nördliche Front entspricht einem scharfen gravimetrischen Abfall. Das Vorland weist nur geringe Schichtneigungen auf, während die Gesteine in der Randzone des Gebirges parallel seiner Front streichen und steil, senkrecht oder überkippt stehen. Hier — wie überall in türkisch Thracien — sind steile Aufschiebungen oder Brüche die Regel, während der Verfasser nirgends auf flache alpine Überschiebungen und Deckentektonik stieß. Eine bemerkenswerte Ausnahme findet sich allerdings im N von Istanbul, wo Paleozoikum auf Kreide aufgeschoben wurde.

Westlich des Tekir Dag steigen der langgestreckte Kuru Dag und einige Antiklinalen auf, im E aber scheint jede Fortsetzung des Gebirges zu fehlen oder in den tiefsten Teil des Marmarameeres versunken zu sein. Interessanterweise spitzt der Tekir Dag ostwärts an jener Stelle aus, wo das submarine Steilbord und damit die vermutete Hauptstörung recht unvermittelt von E—W auf NE—SW Richtung abknickt.

Bei der von N. PAVONI postulierten Verschiebung des S-Flügels gegen W würde somit im Gebiete des Tekir Dag eine Druckzone zu erwarten sein.

Horizontalbewegungen könnten somit die Deutung einiger Erscheinungen erleichtern und widersprechen jedenfalls nicht den Beobachtungen. Zweifellos traten aber daneben auch echte alpine Schübe aus generell südlicher Richtung auf.

IV. Erdölmöglichkeiten

Ende des letzten Jahrhunderts wurde beim Graben eines Ziehbrunnens nahe Mürefte (15 km ENE Sarköy) Erdöl entdeckt, welches aus den obermiocänen Sandsteinen herausickerte. Dies gab Anlaß zu verschiedenen Untersuchungen und zu untiefen Bohrungen im Auftrage des türkischen Staates, doch blieb ein Erfolg aus. In den letzten Jahren tiefte die Gulf 2 Bohrungen bis ins Vortertiär ab, doch wiederum waren sie trocken. Dies war um so enttäuschender, als aus diesem Areal im SE des alttertiären Ergenebeckens Öls Spuren an der Oberfläche sowohl im Obermiocän wie auch vereinzelt in eocänen Kalken gefunden wurden.

Aus dem Eocän von griechisch Thracien am Saum der südöstlichen Rhodopen erwähnt WIRTH verschiedene oberflächliche Öls Spuren, doch erbrachten die Bohrungen im griechischen Teil des Ergenebeckens keine Produktion.

Im türkischen Teil des Beckens schien das Eocän mit seinen häufigen Facieswechseln, seinen Riffen und den teilweise porösen Sandsteinen am ehesten Erfolg zu versprechen. 17 Bohrungen wurden hier bisher abgetieft, ohne mehr als Spuren oder unkommerzielle Mengen von Öl und Gas im Eocän, vereinzelt auch im Oligocän zu ergeben. Angaben über diese Bohrungen finden sich in den Bulletins der American Association of Petroleum Geologists zusammengestellt. Im S-Teil des Ergenebeckens erwiesen sich die Strukturen als stark zerbrochen und die Sedimente als sehr dick. Im N dagegen bestand besonders die Möglichkeit von Riffen auf Schwellen, gravimetrischen Maxima, Horsten usw., doch wurden auch hier die Hoffnungen auf Erdöl enttäuscht.

Zurzeit hat die Suche sehr stark nachgelassen, doch sind zweifellos noch nicht alle Möglichkeiten erschöpft. Allerdings haben sich die früheren, zum Teil hochgespannten Erwartungen weitgehend verflüchtigt.

Zitierte Literatur

- Bull. American Ass. Petroleum Geologists: Developments in foreign petroleum fields, European Turkey. Nr. 7 of. Vol. 43—46, 1959—1962.
- ERK, S.: Etude géologique de la région de Gemlik. Publ. de l'Inst. géol. de l'Univ. d'Istanbul, 1939.
- GUTZWILLER, O.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Merfete am Marmarameere. Diss. (Birkhäuser u. Co., Basel) 1921.
- KOPP, K.: Geologie Thrakiens I. Beschreibung einiger intramontaner Tertiärsenken beiderseits des Marmarameeres. Geol. paläontol. Abh., N. Jb. 112, 3, Stuttgart 1961.
- PAECKELMANN, W.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paleontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. 2. Geologie Thraciens, Bithyniens und der Prinzeninseln. Abh. preuß. geol. L. A., N. F. 186, Berlin 1938.
- PARÉJAS, E.: Tektonischer Teil und tektonische Karte in: Notes explicatives de la carte géologique de la Turquie, feuille Istanbul. MTA, 1944.
- PAVONI, N.: Die nordanatolische Horizontalverschiebung, geol. Rundschau, Bd. 51, 1961.
- PENK, W.: Bau und Oberflächenform der Dardanellenlandschaft, Z. Ges. Erdkunde, Berlin 1917.
- SCHINDLER, C.: Über persistente Brüche am Glärnisch und in der europäischen Türkei, Mitt. natf. Ges. Glarus, 10, 1958.
- Die Störungszone von Gölcük (Türkisch Thracien) und ihr Einfluß auf die Sedimentation des Alttertiärs. Ecl. geol. helv., Vol. 52, Nr. 2, 1959.
- TERNEK, Z.: Geological study of the region of Kesan-Korudag. Diss. Univ. Istanbul, 1949.
- WIRTH, E.: Das Erdölhoffnungsgebiet Westthrazien, Griechenland. Öl und Kohle, Bd. 36, 1940. Unpublizierte Rapporte von: FERSTL, H. und PARÉJAS, E. für die MTA.

Karten

- EGERAN, N.: Carte géologique de la Turquie, feuille Istanbul. MTA, 1942.