

PALÄOKLIMATOLOGISCHE HINWEISE  
AUS DER MINERALOGISCHEN ZUSAMMENSETZUNG  
DES SANDES IN DER TALEBENE VON SIDIROKASTRON

v o n

LAZAROS D. SOTIRIADIS  
Oberassistent am Institut für Geologie und Paläontologie

PALÄOKLIMATOLOGISCHE HINWEISE  
AUS DER MINERALOGISCHEN ZUSAMMENSETZUNG  
DES SANDES IN DER TALEBENE VON SIDIROKASTRON

v o n

LAZAROS D. SOTIRIADIS

Oberassistent am Institut für Geologie und Paläontologie

Einleitung

Die Bestimmung der klimatischen Verhältnisse, die in der Vergangenheit geherrscht haben, kann auf Grund verschiedener Hinweise erzielt werden. Diese Hinweise erhält man durch Untersuchung einerseits der Fossilien aus Fauna und Flora und andererseits gewisser petrographischer Erscheinungen wie Vorkommen von Moränen Auftreten von Lateriten und salziger Ablagerungen. H. WILLET (1965) gibt an, dass wir für Nachweise zur Bestimmung des Klimas in der Vergangenheit keine anderen Basis haben als jene geologischen Tatsachen, die auf klimatische Veränderungen zurückgehen.

Die Form der einzelnen Gerölle hängt von der Gesteinsart, der Bildungsweise und den klimatischen Verhältnissen ab, die zur Zeit ihrer Entstehung herrschten. Wenn wir also die Geröllformen untersuchen, bietet sich eine Möglichkeit, das zur Zeit ihres Entstehens herrschende Klima zu bestimmen.

Aus neueren Untersuchungen, die auf die Feststellung der Verwitterungsweise (physikalischen oder chemischen) der verschiedenen Gesteine und auf die mineralogische Untersuchung der Verwitterungsprodukte beruhen, gehen paläoklimatologische Schlussfolgerungen hervor, nach denen die beiden wichtigsten Faktoren des Klimas, Temperatur und Feuchtigkeit, die Verwitterungsweise bedingen. Nach HACK (1965) ist das Klima der wichtigste Faktor für die Korrosion und die Ablagerung der Korrosionsprodukte und deshalb wirkt grundlegend auf die Geomorphologie einer Gegend. Die Summe der klimatischen Angaben bei klimatisch geprüften geologischen Gebilde bildet einen Beitrag zur Paläoklimatologie.

Zur Bestimmung des Klimas in der Zeit der Anfüllung der Talmul-

de von Sidirokastron untersuchten wir, auf Grund der vorgenannten neueren Feststellungsmethoden für paläoklimatologischen Bedingungen, die Verwitterungsprodukte der bekannten Gesteine aus dem umliegenden Gebiet, welche die Anfüllung bewirkt haben.

#### Geologie des Gebietes

Der Untergrund der Talmulde von Sidirokastron bilden die pro-neozänen Gesteine der umliegenden Bergmassive. Dies trifft für den Norden und Südosten der Mulde zu. Diese Gesteine gehören bekanntlich zu den kristallinen Schiefermassen des Rhodopegebirges und sind es im Norden der Mulde Glimmerschiefer, Gneisglimmerschiefer, Gneis, Augengneis und Marmor, im Südosten dagegen saures Eruptivgestein und zwar Quarzmonzoniten und gneisige Quarzmonzoniten.

Die Talmulde von Sidirokastron ist als tektonisch zu bezeichnen. Die tektonischen Vorgänge, die zur Senkung der Mulde führten, sind im oberen Oligozän eingetreten, und die Ursachen, welche diese Senkung hervorriefen, sind die gleichen wie die der Senkung des breiteren Beckens von Serres - Sidirokastron - Pangäon. In den Grenzsektoren und zwar im nördlichen Teile (NW des Dorfes Schistolithos) sind die Bruchlinien der Muldensenkung zu erkennen. OSSWALD (1938) unterscheidet auch Verwerfungen in einem Abstand von mehreren Kilometern im nördlichen Teile der Mulde, besonders in den Bergmassiven aus kristallinem Schiefergestein. Nach der Bildung der Senkung haben die verschiedenen Strömungen die Talmulde ausgebildet, indem einerseits die Korrosion und andererseits die Anfüllung mit deren Material begann.

Später, im Miozän, verwandelte sich das Gebiet in einen See, in dem eine intensive Ansammlung und Ablagerung von Klastischen Material (wiederholte Sandablagerungen im Wechsel mit Konglomeraten, Tonsandgestein usw.) stattfand. Was das Alter dieser Ablagerungen betrifft, führt WURM (1922) die Anfüllung dieses Beckens mit Festlandformen auf das untere Pliozen zurück, weil Zähne des *Hipparion gracille* gefunden worden sind. Doch durch die Bestimmung von Charophyten und zwar der *Tektochara escheri*, Art einer charakteristischen Alge des Miozäns, kann man annehmen, dass die Anfüllung des Beckens im Miozän - unteren Pliozän erfolgt ist (SOTIRIADIS 1966).

Das Vorhandensein der charakteristischen Kreuzförmigen Fluss - Sturzbach - Lagerung zusammen mit roten Tonerden zeigt auch die zeitweilige Kontinentalphase.

Das Material, welches dieses Becken anfüllte, stammt aus dem umliegenden Gebiet. Die systematische Untersuchung der Geröllanord-

nung und - richtung am Raum erlaubt uns die Feststellung, dass die Talmulde mit Material geschaffen wurde, welches durch fliessendes Wasser aus dem nordöstlichen Gebiet des Beckens angespült wurde, in welchem Gebiete Eruptivgestein nnd zwar Quarzmonzoniten und gneisige Quarzmonzoniten vorherrschten. Die qualitative Untersuchung des Gerölls aber zeigte, dass es petrographisch mit dem in dem nordöstlichen Gebiet des Beckens vorhandenen Eruptivgestein identisch ist.

Anschliessend lagerten sich im Quartär auf den vorgenannten Tertiärsedimenten diskordant einerseits stark verkitteter Marmor breccie ab, den man als Olistostromen bezeichnen kann, und andererseits poröser Kalktuff.

Schliesslich ist das Gebiet an tieferen Stellen von Anschwemmungen bedeckt, welche die umliegenden Wasserläufe abgelagert haben.

Die Reihenfolge dieser verschiedenen Schichtbildungen ist im allgemeinen aus einem geologischen Gesamtquerschnitt des Gebietes zu entnehmen (Abb. 1), der aus einer Verbindung mehrerer Teilschnitte entstanden ist.

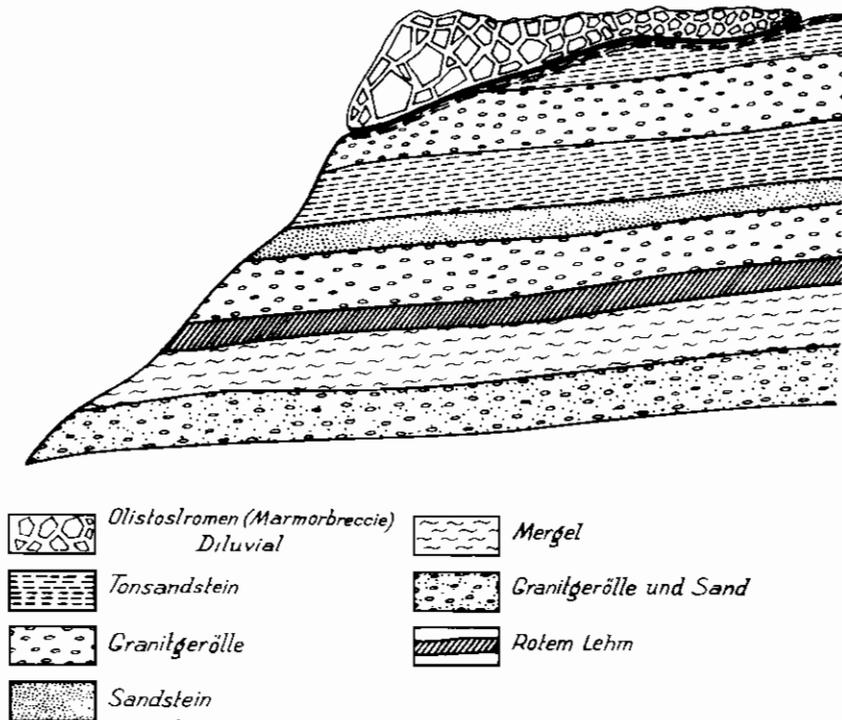


Abb. 1. Geologischer Gesamtquerschnitt.

*Mineralogische Untersuchung des Sandes*

Wie bereits gesagt, vollzog sich die Anfüllung der Talmulde von Sidirokastron durch Material, das aus dem NE des Gebietes stammt d.h. aus jenem Gebiet, das mit saurem Eruptivgestein bedeckt ist. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine ist auf den Tafeln 1 und 2 ersichtlich.

*T a f e l 1*

Quarz	17,60	22,54	27,61
Alkalifeldspat	32,37	34,78	41,67
Plagioklas	31,28	29,34	19,23
Hornblende	6,61	1,68	3,41
Epidot	9,15	—	—
Biotit	1,44	7,03	7,50
Nebensächliches	1,55	1,63	0,57

*Prozentuale mineralogische Zusammensetzung von drei Quarzmonzonit Proben (nach PAPADAKIS 1965).*

*T a f e l 2*

Quarz	13,88	10,86	15,36	10,76	17,57
Kalifeldspat	26,70	42,25	34,01	45,70	34,15
Plagioklas	48,10	38,28	32,96	34,30	34,73
Hornblende	9,85	7,81	13,01	6,96	10,46
Biotit	4,20	—	1,50	—	1,24
Nebensächliches	2,68	0,80	3,17	2,28	1,84

*Prozentuale mineralogische Zusammensetzung von fünf Hornblende Quarzmonzonit Proben (nach PAPADAKIS 1965).*

Die mineralogische Untersuchung des Sandes von dreizehn verschiedenen Stellen (Abb. 2) zeigt eine deutliche Minderung der Feldspäte (sowohl der Kalifeldspäte wie auch der Plagioklasen) und eine prozentuale Steigerung der Quarze. Die restlichen Feldspäte sind im Vergleich zu ihren Mengen im Muttergestein (Abb. 3) ganz geringfügig. Die gleiche Verminderung haben wir im Prozentsatz der Hornblende. Bekanntlich verwittern schwere Mineralien (Olivin, Augit, Hornblende) leicht durch chemische Veränderung.

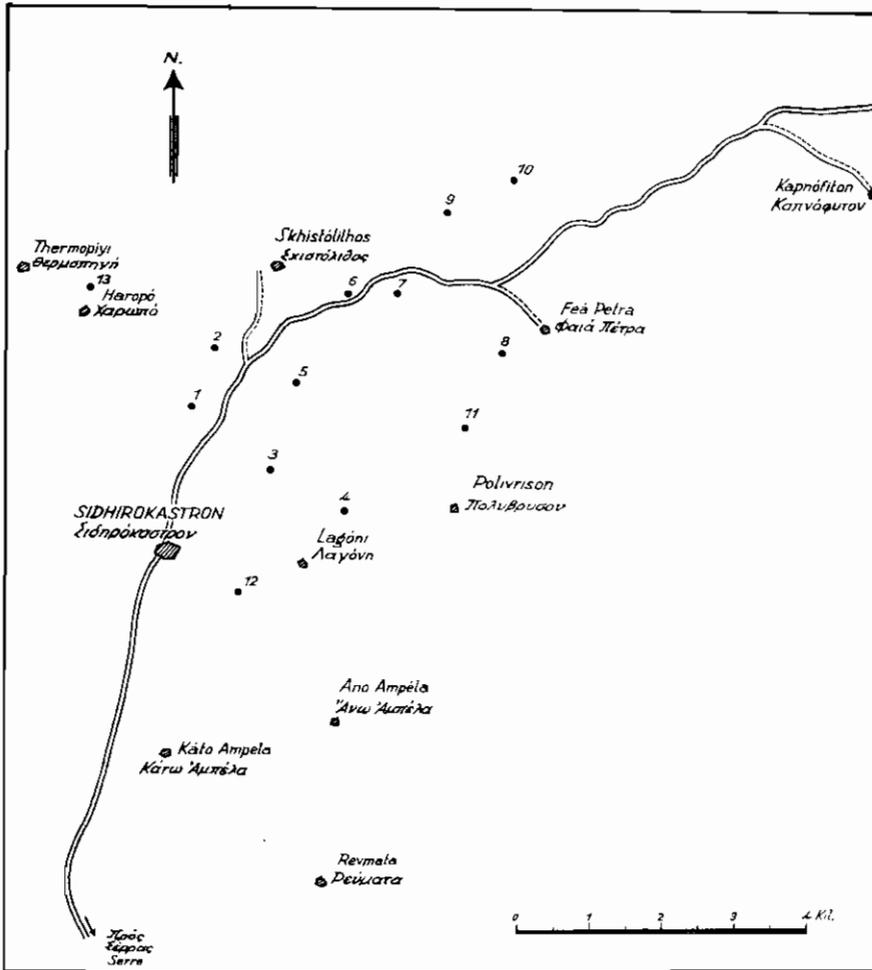


Abb. 2. Stellen aus denen die untersuchten Proben entnommen sind

Tafel 3

Quarz	85	78	80	82	75	82	83	70	75	81	87	84	76
Plagioklas	3	5	2	2	3	3	2	4	2	4	2	2	2
Alkalifeldspat	4	3	5	4	5	5	3	2	3	2	2	3	5
Muskovit	2	2	3	3	4	3	3	4	4	3	2	1	3
Hornblende	2	1	2	3	—	3	1	4	3	—	—	1	2
Ton usw. (Nebensächlich)	4	11	8	6	13	5	5	16	13	10	7	9	12

Prozentuale mineralogische Zusammensetzung des Sandes von dreizehn verschiedenen Stellen.

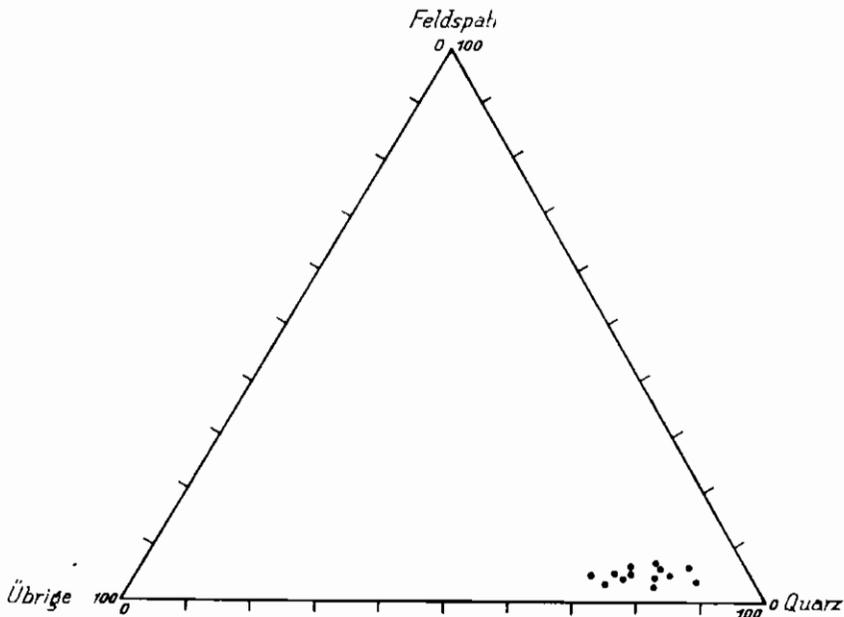


Abb. 3. Quarz, Feldspat, Übrige - Dreieck des Sidirokastron Gebietes

Die chemische Verwitterung tritt bei hoher Temperatur und reichlicher Feuchtigkeit ein. Die hauptsächlichsten chemischen Veränderungen, die bei der chemischen Verwitterung in Erscheinung treten, sind Auflösung, Oxydation, Wässerung oder Hydrolyse. Nur wenige der üblichen Mineralien widerstehen der chemischen Verwitterung wie z. B. Quarz, Muskovit, einschliesslich Serizit. Aus den Mineralien, die nach der Verwitterung unveränderlich bleiben, kann die Art der Verwitterung, die ein Gestein durchgemacht hat, festgestellt werden, sofern die mineralogische Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins bekannt ist.

Aus der mineralogischen Untersuchung von Sandproben, die aus Granitgebiet stammen und physikalisch verwittert sind, ergibt sich, dass diese Sandproben reich an Feldspäten sind. CAILLEUX (1964) hat bei Proben aus der Gegend von Stockholm und Upsala einen Feldspatgehalt von 50 %, aus der Antarktis von 17 - 77%, aus der Gegend von Texas, des Amu - Darja und des Ahaggar - Gebirges von 50 % bzw. 20 % und 50 % festgestellt. Ebenso stellte NIGGLI (1952) in schwedischem Flussand 21 - 28 % fest und schliesslich ROUKHINE (siehe CAILLEUX 1964) im Sande aus dem Gebiete von Aserbeidschan 65 %.

Umgekehrt enthält Sand, der aus chemischer Verwitterung stammt,

eine ganz geringfügige Menge an Feldspäten. Im allgemeinen ist der Sand aus warmen und feuchten Klimaten völlig verschieden von dem aus kalten und trockenen Klimaten. Generell überwiegt in Wüstengebieten und kalten Gegenden die physikalische Verwitterung vor der chemischen. Sand mit niedrigem Feldspatgehalt tritt in besonderen Fällen auf und zwar in Gegenden, wo zur Zeit seiner Entstehung, warmes und feuchtes Klima vorherrschte. In den warmen und feuchten Klimaten tritt die chemische Verwitterung an der Oberfläche der Gesteine auf.

Die Tonhaltigen Mineralien sind die Hauptverwitterungsreste der Feldspäte, die von Granit, Gneis und anderen eruptiven oder metamorphen Gesteinen stammen. Die übriggebliebenen unlöslichen Bestandteile (vor allem Quarz) werden durch Wasserläufe abwärts geschwemmt und bedecken die niedrigeren Stellen.

Der niedrige Feldspatgehalt des Sandes ist in Gegenden festzustellen, in denen warmes und feuchtes Klima herrscht.

KATZER (siehe CAILLEUX 1964) untersuchte Fluss- und Küstensand aus Fransösisch Guayana, wo das Klima warm und feucht ist, und stellte keinerlei Feldspatgehalt fest, ebenso Sand aus dem Amazonas - Gebiet mit dem Feldspatgehalt von 0 - 4%. VAN ANDEL (1960) stellte in Sand aus Orinoco, beim gleichen Klima, einen Feldspatgehalt von 5 - 10 % fest. Schliesslich stellte GUILCHER (1958) im Küstensand von Madagaskar 0 - 2 % fest. Auch aus den Untersuchungen an der versteinerten Fauna und Flora der Becken von West- und Mitteleuropa, die aus dem Eozän und Miozän stammen, geht hervor, dass die Anfüllung der Becken unter warmen und trockenen Klimaverhältnissen erfolgte. Der Feldspatgehalt des Sandes, der diese Becken anfüllte, schwankt zwischen 0 - 4 %.

CAILLEUX (1964) kam auf grund von Messungen, die er an verwittertem Sand aus Granitgebieten mit verschiedenem Klima vornahm, auf grund der Verhältnis  $\frac{100 \times \% \text{ Feldspat}}{\% \text{ Feldspat} + \% \text{ Quarz} + \% \text{ Reste}}$  zu Zahlen, die für jede Klimaart kennzeichnend sind.

	Mindest	Mittel	Höchstens
Glaziale Ablagerungen	16	25	50
Unter subariden Klima	20	48	85
Warmen und feuchtem Klima	0	2	25

Aus der mineralogischen Zusammensetzung des Sandes von den, wie gesagt, dreizehn verschiedenen Stellen der untersuchten Gegend er-

geben sich auf Grund des Verhältnisses von CAILLEUX die folgenden kennzeichnenden

Stelle	Ind. Zahl
1	7
2	8
3	7
4	6
5	8
6	8 Mittelwert 6
7	5
8	6
9	5
10	6
11	4
12	5
13	7

Aus der mineralogischen Zusammensetzung des Sandes (Tafel 3) und aus den kennzeichnenden Zahlen, die von mir gefunden worden sind, geht hervor, dass, während der Zeit bei der sich die Talmulde von Sidi-rokastron anfüllte (Miozän - Unteres Pliozän), ein warmes und feuchtes Klima herrschte.

Diese Feststellung des Klimas jener Zeit stimmt auch mit früheren Untersuchungen (SOTIRIADIS 1966) überein, die sich einerseits auf Geröllmessungen und andererseits auf dem Vorkommen von roten Tonen beruhten.

ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑΙ ΕΝΔΕΙΞΕΙΣ  
ΕΚ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΕΩΣ ΤΗΣ ΑΜΜΟΥ  
ΕΙΣ ΤΗΝ ΚΟΙΛΑΔΑ ΣΙΔΗΡΟΚΑΣΤΡΟΥ

Υ π δ

ΛΑΖΑΡΟΥ Δ. ΣΩΤΗΡΙΑΔΟΥ

ΠΕΡΙΛΗΨΙΣ

Ἐκ νεωτέρων ἐρευνῶν, βασιζομένων εἰς τὴν διαπίστωσιν τοῦ εἴδους τῆς ἀποσαθρώσεως τῶν διαφόρων πετρωμάτων (φυσικὴ ἢ χημικὴ) καὶ εἰς τὴν ὀρυκτολογικὴν ἐξέτασιν τῶν προϊόντων τῆς ἀποσαθρώσεως, προκύπτουν παλαιοκλιματολογικὰ συμπεράσματα. Τοῦτο δὲ διότι ἡ θερμοκρασία καὶ ἡ ὑγρασία, οἱ σπουδαιότεροι παράγοντες διανομῆς τῶν κλιμάτων, ρυθμίζουν τὸ εἶδος τῆς ἀποσαθρώσεως. Εἰς περιοχὰς ἐρημικὰς καὶ ψυχρὰς ἐπικρατεῖ ἡ φυσικὴ ἀποσάθρωσις, τὰ προϊόντα δὲ τὰ ὁποῖα προκύπτουν ἐκ τῆς ἀποσαθρώσεως, κυρίως γρανιτικῶν πετρωμάτων, εἶναι πλούσια εἰς ἀστρίους καὶ πτωχὰ εἰς χαλαζίαν. Εἰς θερμὰς καὶ ὑγρὰς περιοχὰς, ὅπου ἐπικρατεῖ ἡ χημικὴ ἀποσάθρωσις, τὰ προϊόντα τῆς ἀποσαθρώσεως εἶναι πτωχὰ εἰς ἀστρίους καὶ πλούσια εἰς χαλαζίαν.

Ὁ CAILLEUX (1964) ἀπὸ μετρήσεις τὰς ὁποίας διεξήγαγεν εἰς ἄμμους, προερχομένας ἐκ τῆς ἀποσαθρώσεως γρανιτικῶν περιοχῶν καὶ εἰς διαφορετικὰ κλίματα, κατέληξεν, βάσει τῆς σχέσεως 
$$\frac{100 \times \% \text{ ἀστριοὶ}}{\% \text{ ἀστριοὶ} + \% \text{ χαλαζίας} + \% \text{ ὑπόλοιπα}}$$
 εἰς ἀριθμοὺς οἵτινες εἶναι ἐνδεικτικοὶ δι' ἐκάστην κατηγορίαν κλίματος.

Εἰς τὴν λεκάνην τοῦ Σιδηροκάστρου, ἥτις ἐπληρώθη κατὰ τὸ Μειόκαινον-Κάτω Πλειόκαινον, μὲ προϊόντα ἀποσαθρώσεως ἐκ τῆς πέριξ γρανιτικῆς περιοχῆς, ἐμελετήθη ἡ ὀρυκτολογικὴ σύστασις τῶν ἄμμων ἐκ δεκατριῶν διαφορετικῶν θέσεων καὶ διεπιστώθη μία καταφανὴς ἐλάττωσις εἰς ἀστρίους καὶ αὐξησις τοῦ ποσοστοῦ εἰς χαλαζίαν (πίν. 3). Βάσει δὲ τῆς προαναφερθείσης σχέσεως τοῦ CAILLEUX καὶ τῶν ἐνδεικτικῶν ἀριθμῶν, οἵτινες προέκυψαν (μέση τιμὴ περίπου 6), ἐξάγεται ὅτι κατὰ τὴν ἐποχὴν καθ' ἣν ἐπληρώθη ἡ λεκάνη τοῦ Σιδηροκάστρου (Μειόκαινον-Κάτω Πλειόκαινον) ἐπεκράτει κλίμα θερμὸν καὶ ὑγρὸν.

Θερμὰς εὐχαριστίας ὀφείλω νὰ ἐκφράσω εἰς τοὺς Καθηγητὰς τῆς Φυσικομαθηματικῆς Σχολῆς κ.κ. Κ. Σολδάτον καὶ Γ. Λιβαδᾶν διὰ τὰς πολυτίμους συμβουλὰς τὰς ὁποίας μοὶ παρέσχον.

## L I T E R A T U R

1. ANDEL, TH. VAN. (1960): Sources and dispersion of holocene sediments, northern Gulf of Mexico. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 44, p 34-55.
2. BENTZ, A. (1964): Lehrbuch der Angewandten Geologie. Stuttgart.
3. CAILLEUX, A. (1964-65): Petrographische eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. Geol. Rdsch. 54 Stuttgart.
4. CAILLEUX, A. - TRICART, J. (1965): Initiation a l'étude des Sables et des Galets. Paris.
5. CAILLEUX, A. - POMEROL, C. (1962): Guide de travaux pratiques de Geologie S.P.C.N. Tome III Paris.
6. GUILCHER, BERTHOIS, BATTISTINI. (1958): Les récifs coralliens des îles Radama . . . . e.t.c. - Mém. Inst. Scient. Madagascar, s. F, 2 p. 117-119 Tananarive.
7. HACK, JOHN. (1965): Geologie evidence of late Pleistocene climates. - In: SHAPLEY HARLOW climatic chance. Harvard.
8. NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Mineralgerstätten, II.
9. OSSWALD, K. (1938): Geologische Geschichte von Griechisch - Nordmakedonien. Nationale Druckerei. Athen.
10. PAPADAKIS, A. (1965): Der Plutonit von Serrac-Drama. Universität Thessaloniki.
11. PSARIANOS, P. (1969): Physical Geography. Athen.
12. SOTIRIADIS, L. (1966): Morphologische und Morphogenetische Untersuchungen im Tale von Krousovitis bei Sidirokastron (Ostmazedonien). Universität Thessaloniki.
13. WILLET, HURD. (1965): Atmospheric and oceanic circulation as Factors in Glacial-Interglacial Changes of Climate. In: SHAPLEY HARLOW Climatic chance. Harvard.
14. WURN, A. (1922): Zur Geologie von Osmazedonien. N. Jb. Min. Bd I.