

Hydrogeologische Untersuchungen der Thermal- und Mineralquellen im östlichen Mittelgriechen- land

Von Constantin N. GARAGUNIS (Athen)¹

Vorwort

Hier in Athen gilt mein Dank an erster Stelle meinem früheren Lehrer und Direktor, Herrn Professor Dr. J. Papastamatiou, mit dem ich einzelne Fragen besprechen konnte und der mir zu weiterführender Literatur verhalf.

Großes Interesse für meine Arbeit zeigten auch Herr Professor Dr. G. Georgalas, Frau Professor Dr. E. Davis und Herr Professor Dr. K. Anagnostidis. Ich möchte mich an dieser Stelle dafür bedanken.

Ganz besonders aber möchte ich mich bei Herrn Professor Dr. K. Fricke, Professor an der Philipps-Universität Marburg und Direktor am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, bedanken. Trotz seiner großen Belastung fand er immer Zeit, mir mit Anregungen und interessanten Gesprächen zu helfen.

Auch andere deutsche Kollegen, wie Herr Dr. Geyh, Herr Dr. Gundlag und Herr Dr. Aust, die alle an der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover tätig sind, und Herr Dr. Wetzenstein am Geologischen Institut der Universität Stuttgart scheuten keinen Zeitverlust, mit mir Probleme, die Teilbereiche meines Faches betrafen, zu erörtern. Auch die österreichischen Experten der Karsthydrogeologie, Herr Direktor Dr. F. Bauer und Herr Professor Dr. Zötl, haben mich, den völlig Fremden, in freundlichster Weise empfangen und beraten. Ich möchte mich hier bei allen Herren für ihre Hilfsbereitschaft und Gastfreundschaft herzlich bedanken.

Den Marburger Kollegen danke ich für Hilfe bei der Literaturbeschaffung und anregende Diskussionen über die Geologie des Arbeitsgebietes.

Während ich meine Habilitationsarbeit vorbereitete, war ich am Institut für angewandte Geologie und Lagerstättenkunde der Technischen Universität von Athen (Ethnikon Metsovion Polytechnion) unter dem früheren Direktor, Herrn Professor Dr. J. Papastamatiou, und dem jetzigen Direktor, Herrn Professor Dr. J. Papageorgakis, als wissenschaftlicher Assistent tätig.

Vom 1. bis 25. August 1971 und vom 10. bis 20. Januar 1972 war ich zur Weiterbildung am Institut für Hydrogeologie, Hydrochemie, Wasserchemie und Chemische Balneologie unter dem Direktor, Herrn Professor Dr. K. E. Quentin, an der Technischen Universität von München eingeladen.

Von beiden Instituten wurden mir großzügig Literatur und Kartenmaterial zur Verfügung gestellt. Ich möchte mich an dieser Stelle bei den Herren Direktoren und meinen Kollegen bedanken.

¹ Habilitationsschrift Fachbereich Geowissenschaften, Philipps-Universität Marburg/Lahn.

5.1.2.3. Juveniles Wasser	47
5.1.2.4. Vulkanisch bedingte Eigenschaften der Quellwässer	47
5.2. Analyse der Spurenelemente	53
5.3. Radiokohlenstoff- und Tritiumbestimmungen	55
6. Besprechung der Hauptquellgebiete	59
6.1. Das Quellgebiet von Edipsos	59
6.2. Das Quellgebiet von Ipati	64
6.3. Das Quellgebiet von Kallidromon oder Psoroneria	69
6.4. Das Quellgebiet der Thermopyle	71
6.5. Das Quellgebiet von Kammena Vourla	72
7. Zusammenfassung	76
Schlußfolgerungen	78
Literaturverzeichnis	78
Summary	81

Vorbemerkung und Aufgabenstellung

Schon im Altertum war die Heilkraft einiger Quellen im Bereich des Malischen Golfes berühmt. Griechen und Römer reisten zu den Quellen von Edipsos, Ipati und der Thermopyle, um von ihren Beschwerden befreit zu werden.

Die radioaktiven Quellen von Kammena Vourla wurden jedoch erst in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts für den Badebetrieb erschlossen.

Seit etwa fünfzig Jahren wurden die Thermal- und Mineral-Quellen im östlichen Mittelgriechenland wiederholt untersucht. Doch galten die Untersuchungen entweder hauptsächlich der Erforschung aller für die Ausnutzung der Heilkraft der Quellen wesentlichen Faktoren oder nur einem Quellgebiet oder besonderen Eigenheiten der Quellen.

So fehlte bisher eine Gesamtschau sämtlicher Thermal- und Mineral-Quellgruppen, eine Gegenüberstellung ihrer Gemeinsamkeiten und Unterschiede, eine Zusammenfassung der geologischen und hydrogeologischen Voraussetzungen für die Entstehung der Quellen und ihrer besonderen Eigenschaften. Besonders aber fehlte bisher die Durchführung und Auswertung der erst in den letzten Jahren möglich gewordenen Radiokohlenstoff- und Tritiumuntersuchungen.

Ich stellte mir die Lösung folgender Fragen zur Aufgabe:

- Welches waren die geologischen und hydrogeologischen Voraussetzungen, die die Entstehung der Thermal- und Mineral-Quellen und ihrer besonderen Eigenschaften in meinem Arbeitsgebiet ermöglichten oder begünstigten?
- Kann man eine einheitliche Form der Quellgenese im östlichen Mittelgriechenland annehmen?
- Welche Zusammensetzung haben die Quellwässer? Handelt es sich um einheitliche Wassertypen oder um zusammengesetzte Wässer?
- Bei Mischwässern ging es darum, ihre Zusammensetzung Süßwasser–Meerwasser und eventuelle juvenile Wasseranteile zu diskutieren und ihre Bedeutung für die Quellwässereigenschaften herauszustellen.

1. Geographie und Morphologie des Arbeitsgebiets

Das Arbeitsgebiet wird durch die Koordinaten 39°00'N bis 38°00'N und die Meridiane 22°15'E bis 23°15'E begrenzt. Um die Übersicht zu erleichtern, seien die begrenzenden Orte und Landschaften genannt (vgl. Fig. 1):

Die nördliche Grenze läuft durch das westliche Othrisgebirge zu dem alten Städtchen Ipati. Die südliche Grenze des Untersuchungsgebiets bildet der Ort Atalanti. Auf der Insel Euböa gehören der Inselteil von Lichada und das Städtchen Edipsos mit dem Teledriongebirge in den bearbeiteten Bereich.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum östlichen Mittelgriechenland. Seine Form kann man mit einem schmalen Dreieck vergleichen, dessen Längsachse von dem nördlichen Anteil des Golfes von Euböa (= Kanal von Atalanti), Malischen Golf (= Maliakosgolf) und der Sperchiossenke und dessen langgezogene Seiten einerseits von den Gebirgen Nordeuböas und der Othris und andererseits von den Lokris-, Kallidromon- und Itigebirgen gebildet werden.

Nähert man sich mit der Autofähre Nordeuböa, so fallen die steil zum Kanal von Atalanti abfallenden Hänge des *Teledriongebirges* (= Galatzadesgebirge) auf, welches das Bad Edipsos vom Hinterland trennt. Das Gebirge ist nicht hoch, seine höchste Spitze erreicht nur 900 Meter. *Bad Edipsos* liegt an der Ecke des Kanals von Atalanti und der Bucht von Edipsos. Die Bucht von Edipsos wird im Norden von einer schmalen Landbrücke begrenzt, die den Inselteil von Lichada (Lichas Gebirge) mit der Großinsel von Euböa verbindet.

Auf Lichada liegt *Bad Gialtra*. Das Dorf Gialtra ist der einzige größere Ort in dem spärlich besiedelten Inselteil; die größte Fläche wird von dem Kalkgebirge *Lichas* eingenommen, dessen Gipfel wenig über 600 m liegen. Der Schnabel des vogelkopf-ähnlich gebildeten Inselanhangs von Euböa wird vom Kap Lichada gebildet. Es liegt dem Kap Knimis auf dem Festland gegenüber.

Die Direktentfernung zwischen beiden Kaps beträgt nur 4 km. Es ist der Grenzbe- reich zwischen dem Golf von Euböa und dem Malischen Golf. Dieser Durchgang wird Kanal von Knimis genannt. In seinem Bereich liegen die vulkanischen Inseln *der Lichaden*. Auf Kap Knimis befinden sich die Vulkane von *Hg. Joannis* und *Wromolimni*.

Der *Malische Golf* ist bis zum Kap von Lichada 25 km und bis zur Einmündung des Kanals von Oreon, seiner breiten Verbindung zum Ägäischen Meer, 15 km lang. An seiner breitesten Stelle erreicht er kaum 10 km. Dem Aussehen nach wirkt er wie ein großer See.

Die *Sperchiossenke* beginnt am Fuß des Tymphristosgebirges (nicht auf Fig. 1). Sie ist etwa 48 km lang. Ungefähr auf halber Strecke liegt an ihrem Südrand das alte Städtchen Ipati. Wenige Kilometer weiter östlich befindet sich der gleichnamige Badeort. Die Sperchiossenke wird im Norden hauptsächlich vom *Othrisgebirge* und im Süden vom *Itigebirge* begrenzt. Der größte Ort im Sperchiostal ist die Stadt Lamia mit etwa 50.000 Einwohnern. Sie ist heute die Hauptstadt des Verwaltungsbezirkes Fthiotis. Das Othrisgebirge erreicht in seinen östlichen Teilen Höhen von über 1500 Metern. Die westliche Othris ist flacher. Bei Ipati ist sie sanfthügelig aufgebaut.

Das *Itigebirge* (lateinisch „Oeta“, teilweise auch „Katavothra“ genannt) zerfällt nach A. PHILIPPSON (1951:336) in drei Teile: Zwischen dem alten Ort Ipati und dem Ort Frantzi (gegenüber von Lamia) liegt der eigentliche Teil der Katavothra (übersetzt bedeutet es „Senkgrube“, dort, „wo Wasser verschwindet“), der für das Quellgebiet von Ipati wichtig ist. Östlich davon folgt das niedrigere Itigebirgsland mit dem Asoposfluß; als dritten Anteil bezeichnet A. PHILIPPSON das Kallidromon- oder Saronatagebirge. Die höchste Spitze des Itigebirges erreicht 2155 m.

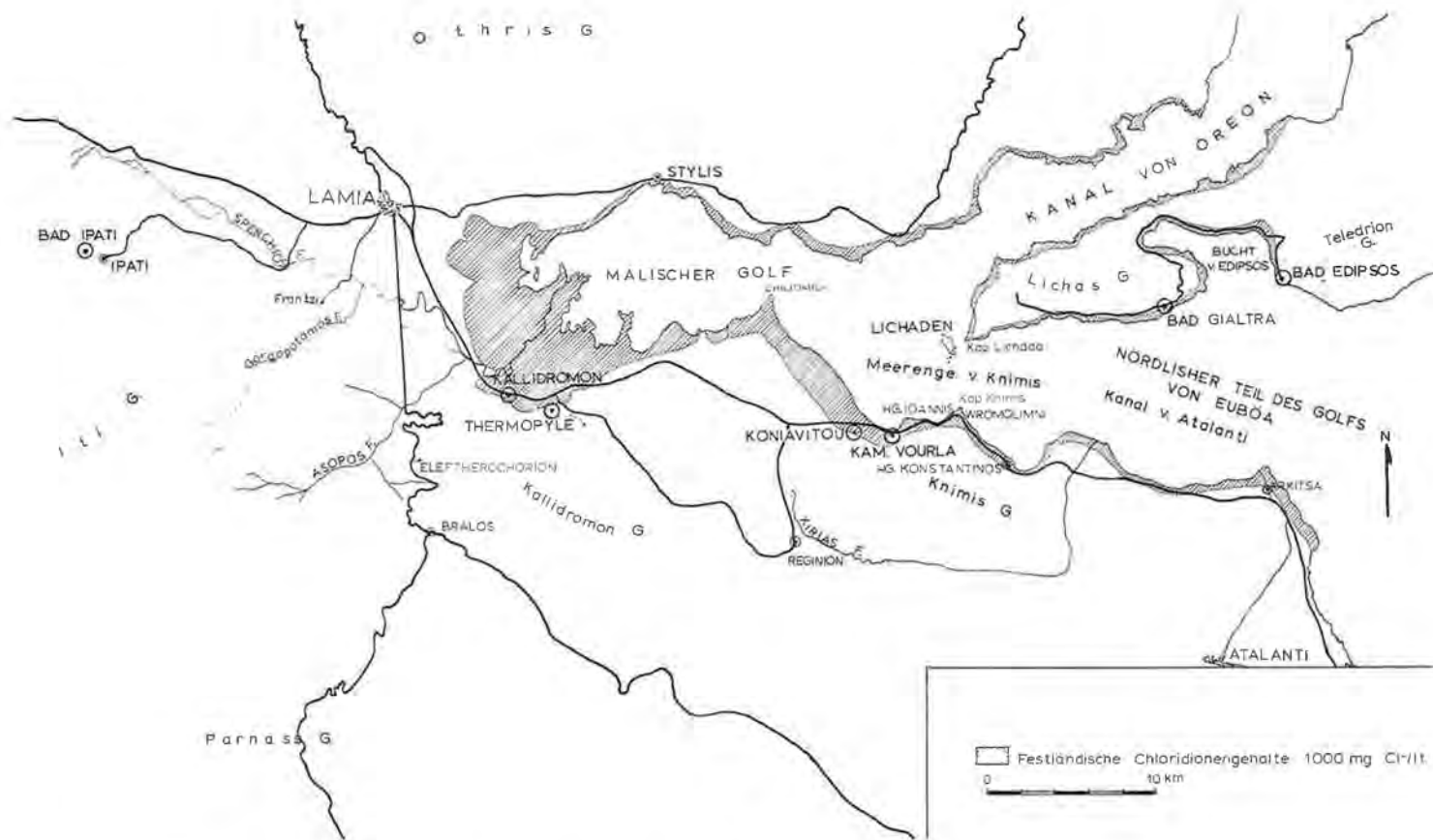


Fig. 1: Geographische Lageskizze der in der Arbeit erwähnten Orte.

C. R. RENZ (1955) und P. CELET (1962) grenzen – vom geologischen Denken der Zonengliederung geleitet – das Kallidromengebirge streng vom Itigebirge ab. Sie beziehen es eher mit ins Lokrisgebiet. Das Kallidromengebirge wird fast 1400 Meter hoch. An seinem Nordabhang liegen die Quellgebiete von Kallidromon oder Psoroneiria und der Thermopyle.

Das *Knimisgebirge* ist nach G. VOREADIS (1954) ein Teil des Lokrisgebirges. Nach P. CELET 1962 gehört es zum Sfiggionengebirge. Die Quellen von Kammena Vourla liegen nach G. VOREADIS am Fuß des – auf der geologischen Karte, Blatt Myli, nicht eingetragenen – 927 m hohen Gipfels des Knimisgebirges „Thronion“.

Das heutige Verwaltungsgebiet Lokris mit seiner Hauptstadt Atalanti beginnt östlich vom Kallidromengebirge.

Nach A. PHILIPPSON (1951 : 326) wurde der nördliche Gebirgszug der Katavothra einst von den Anianen, der folgende niedrigere Teil von den Oitäern und das sich östlich anschließende Land von dem Volksstamm der Lokrer bewohnt.

Der Hauptfluß in meinem Arbeitsgebiet ist der Sperchios (altgriechisch „Spercheios“). Er entspringt der Karte nach im Tymphristosgebirge. Seine Hauptzuflüsse im Unterlauf sind Gorgopotamos und Asopos.

Als König Leonidas mit seinen dreihundert Spartanern 480 v. Chr. gegen die Perser kämpfte, mündete der Gorgopotamos (= früher Dyras) noch unmittelbar in den Malischen Golf. Der Engpaß der Thermopylen mit seinen drei „Thoren“, die teilweise nur ein Wagen passieren konnte, begann damals wenig östlich von der heutigen Brücke von Alamana über den Sperchios (Y. BEQUIGNON, 1937.)

2. Klimatische Verhältnisse des Arbeitsgebiets

Die klimatischen Verhältnisse in Griechenland bieten ein typisches Beispiel für das „Mittelmeerklima“, auch „Etesienklima“ genannt: Es ist gekennzeichnet durch milde feuchte Winter und warme trockene Sommer. Mit anderen Worten, im Winter herrscht im Untersuchungsgebiet eine Art Regenzeit und im Sommer eine Art Trockenzeit. Durch die Küstennähe werden jedoch die krassen Gegensätze zwischen beiden Jahreszeiten, wie sie im Landinneren herrschen, abgemildert.

2.1. Temperaturen

Die Temperaturen liegen in den Wintermonaten November bis März etwa zwischen 10° und 15° C. Die kältesten Monate sind Januar und Februar, in denen das Thermometer auch im Küstengebiet – wenn auch selten – den Nullpunkt erreichen kann. Im Gebirge, besonders im Itigebirge, fallen die Temperaturen natürlicherweise stärker ab.

Im Sommer, Mai bis September, schwanken die Temperaturen durchschnittlich zwischen 15° und 30° C. Die heißesten Monate sind Juli und August, aber auch in dieser Zeit werden kaum je 40° C erreicht (im Gegensatz zu z. B. Athen).

2.2. Niederschläge

Das Untersuchungsgebiet liegt im Regenschatten der westlichen Gebirge Griechenlands; die Niederschläge sind hier an der Ostküste – das gilt übrigens für alle Mittelmeerländer – niedriger als an der Westküste.

Die meisten Niederschläge fallen im Dezember und Januar. Ein Charakteristikum der Regenfälle ist, daß sie gewöhnlich sehr intensiv, aber nur kurzdauernd sind; dadurch ist die Versickerungsmöglichkeit der Niederschlagswässer geringer, Abfluß und Verdunstung größer. Auf den Gebirgen des Festlandes fällt der Niederschlag allerdings oft in Form von Schnee.

Juli und August sind die regenärmsten Monate (Fig. 2).

Nach dem oben Gesagten ist die Verdunstung am niedrigsten im Dezember und Jänner und am höchsten im Juli und August.

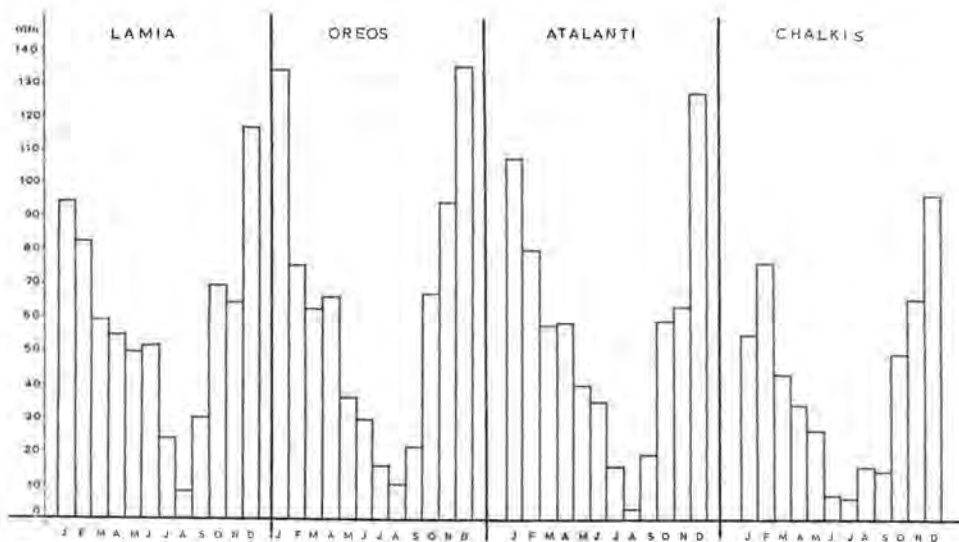


Fig. 2: Durchschnittliche monatliche Niederschlagssummen der Stationen Lamia, Oreos, Atalanti und Chalkis.

2.3. Winde

Besonders während der kühlen Jahreszeit wehen im untersuchten Gebiet recht häufig Nord- und Nordostwinde.

3. Geologie des Arbeitsgebiets

Außer einigen Einzelheiten, die im unmittelbaren Zusammenhang mit der Quellgenese wichtig erschienen, habe ich die geologischen Verhältnisse in meinem Arbeitsgebiet nicht selbst erforscht. Im folgenden Kapitel beschränke ich mich deshalb weitgehend darauf, die Ergebnisse der Untersucher dieses Gebietes wiederzugeben. Mein Bemühen gilt allerdings in erster Linie, dem Leser das Verständnis der geologischen Zusammenhänge im Arbeitsgebiet zu erleichtern. Ich verzichte darauf, die vielen – durch das Zusammentreffen mehrerer geologischer Einheiten in dem relativ kleinen Gebiet entstandenen – Unklarheiten und offenen Probleme stärker herauszustellen als unbedingt nötig. Daher kann ich nicht sämtliche Ansichten der Forscher innerhalb des geologischen Rahmens meines Gebietes zitieren.

3.1. Zonengliederung

Entsprechend den Dinariden in Jugoslawien werden die Helleniden in Griechenland in neun Zonen unterteilt.

Den ersten Anstoß zur Zonengliederung gab A. PHILIPPSON 1898 (zit. nach A. PHILIPPSON 1951: 322). Er nannte die Gesteine der Hauptzone meines Gebietes „ostgriechische Serie“. Der große Griechenlandforscher C. RENZ baute die Zoneneinteilung stärker aus und gab besonders für die westlich gelegenen Zonen bestimmte Fazies-

Charakteristika an. Von der Mitte der fünfziger Jahre an begann die französische Schule das Zonensystem weiter zu untermauern. 1958 stellte J. AUBOUIN als Grundlage für die Zoneneinteilung eine noch heute von den maßgeblichen griechischen Geologen weitgehend akzeptierte Hypothese auf: Danach wird angenommen, daß Senkungs- und Hebungsvorgänge innerhalb einer Großgeosynklinale die Ursache für die Herausbildung der Fazieszonen sind.

Die französische Schule unterscheidet von Osten nach Westen folgende geologische Einheiten (vgl. Fig. 3): 1. Rhodope-Massiv (Rh.); 2. Vardar- oder Axioszone (V); 3. Pelagonische Zone (Pg); 4. Subpelagonische Zone (Sp); 5. Parnaß-Kiona-Zone (Pk); 6. Pindos-Zone (P); 7. Gavrovo-Zone (G); 8. Ionische Zone (I); 9. Paxos-Zone (Px).

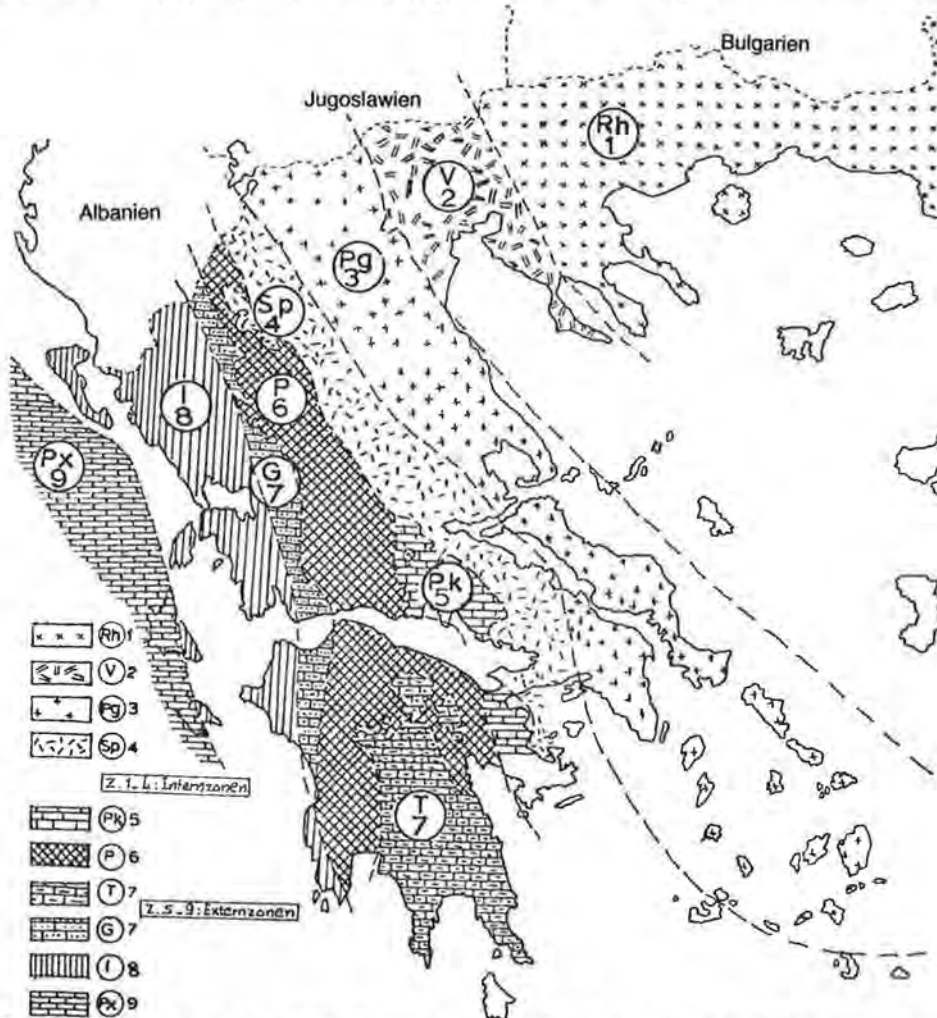


Fig. 3: Zonenschema der Helleniden nach J. AUBOUIN et al. 1960/1963. 1, Rh = Rhodope-Massiv; 2, V = Vardar-Zone nach I. GODFRIAUX und J. MERCIER; 3, Pg = Pelagonische Zone mit den beiden Quersenkungen von Kozani und Mitteleuböa; 4, Sp = Subpelagonische Zone; 5, Pk = Parnaß-Kiona-Zone nach P. CELET; 6, P = Pindos-Zone; 7, G = Gavrovo-Zone auf dem griechischen Festland (7, T = Tripolitza-Zone auf dem Peloponnes nach J. DERCOURT); 8, I = Ionische Zone; 9, Px = Paxos-Zone.

Die Zonen 1 bis 4 werden unter dem Begriff „Interzonen“ zusammengefaßt, und die Zonen 5 bis 9 bezeichnet man als Externzonen. Dieses Zonenschema deckt sich weitgehend mit dem, das von C. RENZ entwickelt wurde. Der Hauptunterschied ist, daß C. RENZ (1955) unter „Osthellenischer Serie“ Formationen der subpelagonischen und pelagonischen Zone zusammenfaßte.

Es versteht sich von selbst, daß bei der Betrachtung der Zonenschemata von verschiedenen Gesichtspunkten aus tiefgreifende Zweifel an der Richtigkeit dieser Aufteilung der Helleniden aufgetreten sind. Die Diskussionen werden hier wohl noch lange nicht abgeschlossen werden können. 1958 schrieb G. MARINOS, daß man zumindest für Ostgriechenland an Stelle einer strengen tektonischen Aufgliederung in Fazieszonen kontinuierliche sedimentäre Übergänge annehmen müsse. In dieser Ansicht ergibt sich eine Erklärung für die mannigfaltigen Widersprüche, die sich bei der geographischen Zuordnung der Teilgebiete meines Arbeitsbereiches in bestimmte Zonen ergeben haben.

In meinem Untersuchungsgebiet kommen drei der geologischen Einheiten vor: die pelagonische Zone, die subpelagonische Zone und die Parnaß-Kiona-Zone.

Die *pelagonische* Zone wird von C. RENZ (1955) nur undeutlich definiert. Die französische Schule charakterisiert sie durch zwei Hauptmerkmale: Das erste ist das Auftreten von metamorphen Gesteinen, die im westmazedonischen, im thessalischen und im attiko-kykladischen Massiv zutage treten. Die pelagonischen Sedimentserien sollen in den zwei Quersenen zwischen den Massiven erhalten sein, der Senke von Kozani (J. H. BRUNN beschrieb sie 1956 als „detroit“ von Kozani) und in Mitteleuböa (C. GUERNET, 1971).¹ Das zweite typische Merkmal der pelagonischen Zone ist, daß die neritischen Sedimentserien eine deutliche Sedimentationsunterbrechung während der Unterkreidezeit aufweisen.

Die pelagonischen Sedimente von Mitteleuböa, vor allem die von dort beschriebene Seta-Serie, lassen sich mit Gesteinsserien im Teledriongebirge beim Quellengebiet von Edipsos vergleichen.

Die zentrale Zone in meinem Arbeitsgebiet ist die *subpelagonische* Zone. Der Name wurde von J. AUBOUIN eingeführt. Dieser charakterisierte die Zone (1959:57) durch zwei Hauptkriterien: Das eine besteht darin, daß in der subpelagonischen Zone von der oberen Trias bis zum Kimmeridge stratigraphische Übergänge zwischen dem pelagonischen Hochgebiet und der Pindosensenke nachzuweisen sind. Die subpelagonische Zone liegt nach J. AUBOUIN am Rand des pelagonischen Massivs. Das zweite Kriterium sind die Ophiolith-Radiolaritserien. Als drittes Merkmal gilt die anschließende Kreidetransgression (C. RENZ, 1955:510; J. AUBOUIN, 1959:22,59).

Die meisten Bearbeiter stellen das Knimisgebirge mit den Quellengebieten von Kammena Vourla und Koniavitou, das Kallidromengebirge mit den Quellgebieten der Thermopyle und von Kallidromon, das westliche Othrisgebirge und das Lichasgebirge auf Euböa mit dem Quellgebiet von Gialtra in die subpelagonische Zone.

Die dritte geologische Zone in meinem Arbeitsgebiet, an deren Rand das Quellgebiet von Ipati liegt, ist die *Parnaß-Kiona-Zone*. Sie bildet eine wesentlich kleinere Einheit als die beiden oben angeführten Zonen, da sie nur Zentralgriechenland durchzieht. Nach P. CELET (1962) stellt sie ein paläogeographisches Element dar, welches kein entsprechendes Äquivalent in Nordgriechenland besitzt.

Etwa 1500 m mächtige Karbonatsedimentationen, die von der oberen Trias bis zum Alttertiär reichen und nur von kurzen Festlandsepochen, die die Bauxitlagerstättenbildung erlaubten, unterbrochen wurden, sind das tragende Element des Meso-

¹ J. AUBOUIN schlug 1959 für die beiden Quersenen, die sich zwischen die kristallinen Massive der pelagonischen Zone schieben, die Bezeichnung „ensellement“ vor, die sich seitdem in der französischen Literatur eingebürgerte.

zoikums in der Parnaß-Kiona-Zone. Die Ophiolith-Hornstein-Schiefer-Serien fehlen hier. Um die Erforschung der für die Parnaß-Kiona-Zone charakteristischen drei Bauxithorizonte hat sich u. a. besonders J. PAPASTAMATIOU verdient gemacht.

3.2. Stratigraphie

3.2.1. Orogene Stratigraphie

3.2.1.1. Die kristallinen Massive

Der Definition nach gehören die kristallinen Massive (westmazedonisches, thessalisches und attikokykladisches Massiv), deren Gesamtmächtigkeit mehrere tausend Meter betragen soll (C. GUERNET, 1971:62; 971), zur pelagonischen Zone. Nimmt man mit J. AUBOUIN (1959:22) an, daß die subpelagonische Zone am Westrand der pelagonischen Zone gelegen hat, kann man die Auffassung von G. MARATOS (1972:62) verstehen, der für beide Zonen ein kristallines und grundsätzlich gleich aufgebautes Fundament annimmt.

Die Ansichten der verschiedenen Forscher über die Altersstellung der kristallinen Massive gehen weit auseinander. Sie reichen von der Einordnung in das Paläozoikum bis zur Einstufung in das Mesozoikum. C. GUERNET hat in seiner umfangreichen Arbeit über Euböa (1971:14) einen kurzen, sehr übersichtlichen, chronologischen Abriss über die nun über hundertjährige Erforschungsgeschichte des Kristallins gebracht, auf die ich hiermit verweisen möchte.

3.2.1.2. Altpaläozoikum

Altpaläozoikum ist in meinem Arbeitsgebiet noch nicht nachgewiesen worden.

1973 referierte J. MERCIER über altpaläozoische Funde auf Chios und Kos, zwei im Osten und Südosten der Ägäis gelegene Inseln. J. MERCIER verwies auf die Arbeiten der Marburger Schule.

3.2.1.3. Jungpaläozoikum

Es ist bisher nicht geklärt, ob die jungpaläozoischen Gesteine im Bereich der pelagonischen Zone zum kristallinen Unterbau gehören oder ob sie diesem als Basis der pelagonischen Sedimente sedimentär oder tektonisch (G. KATSIKATSOS, 1970) aufliegen.

Das Jungpaläozoikum ist in Griechenland wesentlich weiter verbreitet und besser erforscht als das Altpaläozoikum.

In meinem Arbeitsgebiet tauchen jungpaläozoische Formationen mit unmittelbarer Bedeutung für die Geologie der Quellgebiete nur im Teledriongebirge bei Edipsos auf, dessen Schichten C. GUERNET 1971 mit der Setaserie in Mitteleuböa parallelisiert (vgl. Fig. 4).

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß G. MARINOS und M. REICHEL (1958) Jungpaläozoikum in den Lokrisgebirgen, im zentralen und westlichen Othrisgebirge und in Nordeuböa, d. h. wiederum im Teledriongebirge, beschrieben haben. 1963 berichtete G. MARATOS über Jungpaläozoikum im Knimis.

3.2.1.3.1. Seta-(und Stenis-)Serie: Teledriongebirge

Der Name ist – soweit ich die Literatur übersehe – von G. DEPRAT 1904 eingeführt worden. Er bezieht sich auf einen kleinen Höhenzug in Mitteleuböa. Wichtig wird – wie gesagt – diese Seta-Serie im Rahmen meiner Arbeit nur insofern, als C. GUERNET (1971) eine große Ähnlichkeit zwischen dieser Serie und den Formationen im Teledriongebirge beim Quellgebiet von Edipsos herausstellte.

G. DEPRAT hatte ursprünglich zwei Serien unterschieden, nämlich die eigentliche Seta-Serie mit nicht definierbaren Fossilresten, die er unter Vorbehalt ins Devon



Fig. 4: Schraffiert: Verbreitung von der „Seta-Serie“ ähnlichen geologischen Formationen.

stellte, und die „Stenis-Serie“, die er dem Karbon zuordnete. Seit C. A. KTENAS (1922) ließ man diese Unterscheidung fallen (zit. nach C. GUERNET, 1971:76). C. GUERNET definierte (1971:93) die Seta-Serie folgendermaßen: Unter den Trias-Jura-Kalken erscheint in Mitteleuböa eine mächtige, hauptsächlich terrigene Serie mit seltenen Karbonathorizonten (u. a. fusulinenführende Kalke) und Einlagerungen magmatischer Gesteine. Die obere Partie der Serie gehört wahrscheinlich schon in die unterste Trias.

Nachgewiesen wurden triadische Anteile an der Seta-Serie in Mitteleuböa 1970 durch G. KATSIKATSOS.

Bei den auf dem Skizzenprofil des Teledriongebirges (vgl. Fig. 5) als „calcaires noirs“ eingetragenen Kalkinseln handelt es sich um die schwarzen bituminösen Kalkplatten, die schon F. TELLER (1878) auch im Kandili- und Delphigebiet und auf

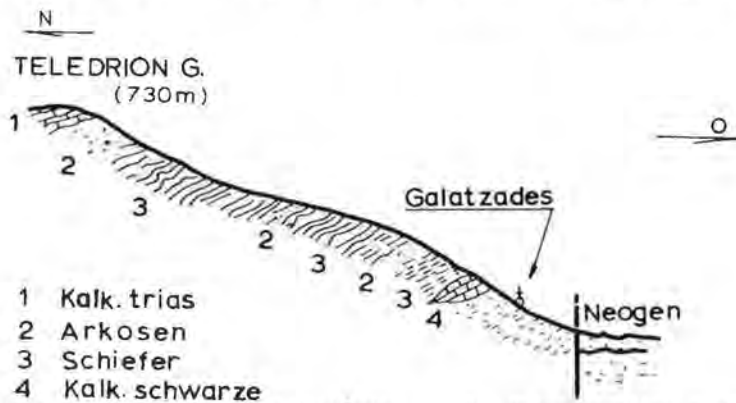


Fig. 5: Nichtmaßstäbliche geologische Profilskizze aus dem Teledriongebirge (nach C. GUERNET, 1971:64, 97).

der Halbinsel von Lichada aufgefallen waren. C. RENZ nahm 1955:409 an, daß die schwarzen Kalke zur jungpaläozoischen Bedeckung des pelagonischen Kristallins gehören. Er stellte die Kalke auf Grund ihrer Fauna ins Perm.

3.2.1.4. Mesozoikum

Bei der weiteren stratigraphischen Beschreibung stütze ich mich bei der Geologie des Knimis-, Kallidromon- und Itigebirges hauptsächlich auf das Werk von P. CELET (1962) und die Untersuchungen von J. PAPASTAMATIOU (1960 und 1963). Das Othrisgebirge wurde besonders von J. AUBOUIN (1959) bearbeitet. In ihren Grundüberlegungen beziehen sich J. AUBOUIN und P. CELET oft auf J. H. BRUNN (1956), der aber im wesentlichen in Nordgriechenland forschend tätig war.

3.2.1.4.1. Trias

In der pelagonischen, der subpelagonischen und der Parnaß-Kiona-Zone des Untersuchungsgebiets.

Euböa: Nach C. GUERNET (1971:96) erscheinen über den Grauwacken der Seta-Serie des Teledriongebirges vereinzelte Platten von hellen, teilweise umkristallisierten Trias-Lias-Kalken.

Othrisgebirge: Nach J. AUBOUIN (1959:25–26) erscheint die Trias im Othrisgebirge in zwei Fazies: a) Rote Kalke mit Ammoniten und Halobien. b) Kalke mit Gyroporellen; durch die Entdeckung von *Teutloporella aff. hercula* STROPPANI von G. MARINOS (1956, zit. nach J. AUBOUIN, 1959:27) konnten diese Kalke ins Ladin gestellt werden.

J. AUBOUIN (1959:45) wies darauf hin, daß die Triasfazies der subpelagonischen Zone im Othrisgebirge einen Übergang zwischen der Trias der pelagonischen Zone und der Trias der Pindoszone darstelle. 1962 griff P. CELET diesen Gedanken auf und erweiterte ihn; er sah in den Kalken und Dolomiten des westlichen Othrisgebirges, der Lokrisgebirge und des Parnaß stratigraphische Übergänge zwischen den Schichten der pelagonischen Zone und der Pindos-Trias-Fazies.

Zu Beginn des Mesozoikums lagen die pelagonische Zone und die Parnaß-Kiona-Zone nahe nebeneinander und bildeten wahrscheinlich eine paläogeographische Einheit. Zonale Unterschiede in der Stratigraphie der subpelagonischen und der Parnaß-Kiona-Zone waren in der Trias noch nicht vorhanden. Daher können die Trias-sedimente des **Knimis-** und **Kallidromongebirges** in der subpelagonischen Zone und des **Itigebirges** in der Parnaß-Kiona-Zone gemeinsam besprochen werden: Nach J. PAPASTAMATIOU (1960) und P. CELET (1962) fehlen Sedimente der unteren Trias mit großer Wahrscheinlichkeit. Die Trias wird hauptsächlich durch **Dolomite** vertreten.

Am Xiriasflußtal, ungefähr 5 km südöstlich von Kammena Vourla, konnte P. CELET die Dolomite genauer untersuchen: Es handelte sich dort um eine 500 bis 600 m mächtige Serie, die stark zerbrochen und mylonitisiert war. In den kompakten Bänken der grob geschichteten Formation war ein Wechsel von dunklen und hellen Dolomiten zu erkennen, der aber im einzelnen sehr unregelmäßig verlief. P. CELET fand Fossilreste, sie waren durch die Dolomitisierung jedoch so angegriffen, daß er keine genaue Altersbestimmung vornehmen konnte.

1971 gelang N. ALBANDAKIS die Einstufung der mächtigen Dolomite im Lokrisgebirge durch Funde von Diplopora und Lamellibranchiaten des Ober-Ladin bzw. Unter-Karn am Fuße der Dolomite südlich von Atalanti. Im Kallidromongebirge wurden bisher keine Triasfossilien gefunden. P. CELET fand (1962:62) keine deutliche Grenze zwischen Trias und unterem Jura. Zusammenfassend gab er folgenden stratigraphischen Abriß; von unten nach oben folgen:

- fossilfreie Dolomite und dolomitische Kalke; mittlere Mächtigkeit etwa 300 m,
- dolomitische Kalke wechsellagernd mit Algenkalken; 150–200 m (P. CELET vermutete hier Übergänge zwischen Trias und Lias) und
- schwarze Kalke mit Megalodonten.

P. CELET brachte zwei fast gleichartige Profile als Beispiele für die Triasstratigraphie im Knimis- und Kallidromengebirge (Fig. 6). Bei diesen Gebirgsausschnitten lagern über mächtigen Dolomitserien, jeweils in gleicher Neigung mit diesen, nur zehn Meter starke schwarze Kalkschichten mit Megalodonten und Mytiliden.

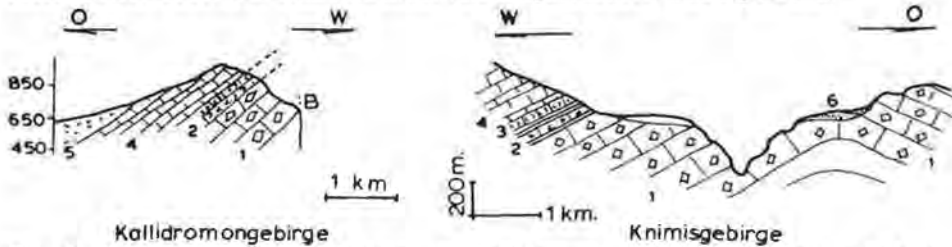


Fig. 6: Profile der Trias-Lias-Schichten im Kallidromon- und Knimisgebirge. 1 = Dolomite, 2-3 = schwarze Kalke mit Megalodonten und Mytiliden, 4 = Jurakalke, 5 = Ophiolithe, 6 = Neogen.

3.2.1.4.2. Jura

3.2.1.4.2.a. Jura in der subpelagonischen Zone

Im jurassischen Fundament der Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Schichten sind von unten nach oben folgende Serien charakteristisch:

- Im Hangenden der Dolomite die schwarzen Megalodonten-Kalke, die auch „Pinnidae“ und „Limidae“ enthalten. P. CELET stellte sie in den oberen Lias.
- Oolithische Kalke mit wenig charakteristischer Mikrofauna.
- Schwarze, kompakte, grobgebankte, meist relativ mächtige Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX.

P. CELET (1962:82) schätzte die mögliche Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge auf ungefähr 400 m.

Die *Ophiolith-Schiefer-Hornstein*-Serien sind ein Charakteristikum der subpelagonischen Zone. A. PHILIPPSON betonte (1950:185), daß er als erster die „Serpentin-Hornstein-Schiefer-Formation“, abgekürzt „Se-Ho-Sch-Formation“, im östlichen Griechenland unterschieden habe. Er stellte sie in die „Unterkreide, vielleicht auch Jura“. Diskordant sei die Formation von Oberkreiderudistenkalken überlagert. Die Fazies der Se-Ho-Sch-Formation greife vom Othrisgebirge über in das Itisgebirge und verbreite sich in den lokrischen Gebirgen. Der Ausdruck „Serpentin-Hornstein-Schiefer-Formation“ setzte sich im deutschen Sprachraum weitgehend durch. Die französische Schule benutzt mehr Bezeichnungen wie „Ophiolith-Decke“ oder „roches vertes“ und betont ihre Assoziation mit den darüberliegenden Radiolariten.

Nach C. RENZ (1955:510) umfaßt die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Gruppe als lithologischer Begriff eine „bunte schiefrig-kieselige Schichtenreihe und die damit vereinten Einlagerungen von meist serpentinisierten basischen Eruptivgesteinen... Manchmal schieben sich auch in den Komplex der osthellenischen Schiefer und Hornsteine noch geschichtete kalkige Gesteine ein.“ P. CELET (1962:92) schrieb, daß in der Ophiolithdecke verschiedene Familien von Eruptionsgesteinen zusammenkämen: Man könne körnige Gesteine – Peridotite, Pyroxenite, Gabbros und Diorite –, serpentinisierte Dolerite und Diabase und silifizierter Andesite, Spilite und Pillow-Laven unterscheiden. Im Hangenden der Ophiolith-Serien lagere eine schiefrige Radiolarit-Schicht, nämlich die Schiefer-Hornstein-Serie der deutschen Literatur, in die Kalkbänke mit Radiolariten, aber sonst keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien eingeschaltet seien. Schon J. H. BRUNN hatte die fast gesetzmäßige Assoziation der beiden Schichten betont (1956:101).

Über die submarine Eruption der vulkanischen Anteile der Ophiolithe sind sich die Geologen heute einig. Divergent sind die Ansichten der Untersucher über das **Wann** der Eruptionen: J. AUBOUIN (1959:42) und P. CELET (1962:93) waren der Ansicht, daß J. H. BRUNN 1956 bewiesen habe, daß die Ophiolithe der subpelagonischen Zone in den oberen Jura gehören; bahnbrechend war nach der Meinung von J. AUBOUIN (1959:42) die im gleichen Jahr erfolgte Entdeckung von G. MARINOS, der im östlichen Othrisgebirge unter den Ophiolithen eingeschaltete Kalke mit *Cladocoropsis* fand. J. AUBOUIN und P. CELET folgerten daraus, daß die Ophiolitheruptionen im Postkimmeridge stattfanden. J. AUBOUIN setzte jedoch einschränkend hinzu (1959:45), daß es zweifelhaft sei, daß die Eruptionen in der gesamten subpelagonischen Zone gleichzeitig stattgefunden hätten. G. MARATOS unterstrich (1972: 63/64), daß die Ophiolithextrusionen und -intrusionen einen geologisch sehr langen Zeitraum einnahmen.

Innerhalb des Arbeitsgebietes erreichen die Ophiolith-Serien ihre größte Mächtigkeit im Othrisgebirge. Schon A. PHILIPPSON wies darauf hin (1950:191), daß die westliche Othris hauptsächlich aus der Se-Ho-Sch-Formation besteht. Ihr Vorkommen im südlichen Kallidromengebirge und im Knimisbereich ist wesentlich geringer. Allerdings ist sie im Quellgebiet vom Kammena Vourla (vgl. Fig. 7) und Koniavitou – nicht bei den Thermopylen und dem Quellgebiet von Kallidromon – relativ stark vertreten. Ihre Existenz im Knimis- und Kallidromengebirge soll autochthon sein, während sie im Itigebirge für allochthon gehalten wird (P. CELET, 1962:94).

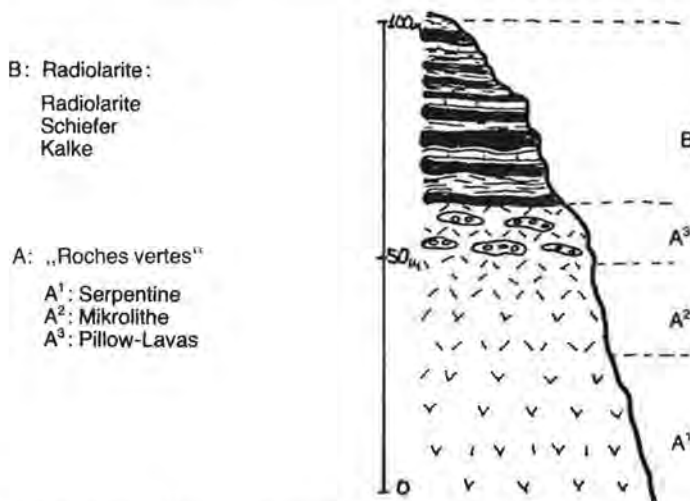


Fig. 7: Ophiolith-Schiefer, Hornstein-Serie bei Karia, südlich von Kammena Vourla (nach P. CELET, 1962:98).

3.2.1.4.2.b. Jura in der Parnaß-Kiona-Zone

1963 versuchten J. PAPASTAMATIOU und seine Mitarbeiter zu beweisen, daß die Trias-Jura-Schichtenfolgen in der subpelagonischen und der Parnaß-Kiona-Zone – zumindest was die Serien im Kallidromengebirge und Parnaß betrifft – bis einschließlich Kimmeridge praktisch gleich seien.

Die untersten, einwandfrei in den Jura datierbaren Horizonte werden von im Mittel etwa 200 m mächtigen dolomitischen Kalken mit Gastropoden und Lamellibranchiaten (*Limiden*, *Heterodonten*, *Megalodonten*) gebildet.

- Es folgen etwa 50 m mächtige oolithische Kalke, die nach P. CELET (1962:112) wahrscheinlich den Dogger repräsentieren.
- Darüber liegen – ca. 150 m mächtig – dunkle *Cladocoropsis*-Kalke des Kimmeridge.

Zwischen den oolithischen Kalken und den Cladocoropsis-Kalken stellte J. PAPA-STAMATIOU (1960) den untersten Bauxithorizont fest. Der mittlere Bauxithorizont bildete sich auf den Cladocoropsis-Kalken, die auf diese Weise sowohl Dach als Boden je einer Bauxitlagerstätte bilden. Die Bauxite kommen nirgendwo flächenförmig vor, sondern sind linsen- oder beutelförmig in das Liegende eingelassen. Die Größe der Bauxitbeutel hängt von dem Ausmaß der Verkarstung des darunterliegenden Kalkes ab.

Die im Hangenden folgenden Tithonkalke, die im Kontakt mit den mittleren Bauxitlagerstätten stehen, sind rötlich mergelige Kalke mit Nerineen, Ellipsactinien und Korallen als Hauptfossilien (J. PAPA-STAMATIOU et. al., 1960).

3.2.1.4.3. Kreide

3.2.1.4.3.a. Kreide in der pelagonischen und subpelagonischen Zone des Arbeitsgebietes

Sedimente der Unterkreide fehlen in der pelagonischen und subpelagonischen Zone. Dieses Fehlen der Unterkreideformation ist für die französische Schule ein Hauptcharakteristikum besonders der pelagonischen Zone. Während der Verlandungsperiode entwickelten sich im Hangenden der Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation ein einige Meter bis teilweise mehrere Zehnermeter mächtiger – wie C. GUERNET (1971:163) es ausdrückte – „lateritischer Panzer“, der reich an eisenhaltigen Mineralien ist. Diskordant auf diesem Verwitterungsboden der Ophiolith-Radiolarit-Formation oder – wo diese fehlt – auf den marmorisierten Trias-Jura-Kalken liegen die Mittel- bis Oberkreidesedimente.

In der pelagonischen Zone des Arbeitsgebietes, d. h. im Teledriongebirge bei Edipos, kommen keine Kreideablagerungen vor.

In der subpelagonischen Zone mag – so meint P. CELET – die Unterkreide faziell teilweise noch durch die Ophiolith-Radiolarit-Serien vertreten sein. Im Knimisgebirge ist ein großer Teil der Kreidedecke nach den tertiären Faltungsepochen, besonders aber unter dem Einfluß der tektonischen Erschütterungen, die das neogene „régime lacustre“ einleiteten, wegerodiert worden (P. CELET, 1962:170). Im Nordteil des Kallidromongebirges bilden Cenomankalke teilweise das Hangende von Obertriasdolomiten. Im Südosten des Kallidromongebirges liegen die Cenomanschichten auf den Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien (J. PAPA-STAMATIOU et. al., 1963).

Die untersten, gut datierbaren Kreidehorizonte in der subpelagonischen Zone gehören meist dem Cenoman an. P. CELET (1962:167–168) beschrieb eine Schichtenfolge der Gesamtkreideformation, die er südöstlich des Quellgebietes der Thermopyle untersucht hatte (vgl. Fig. 8):

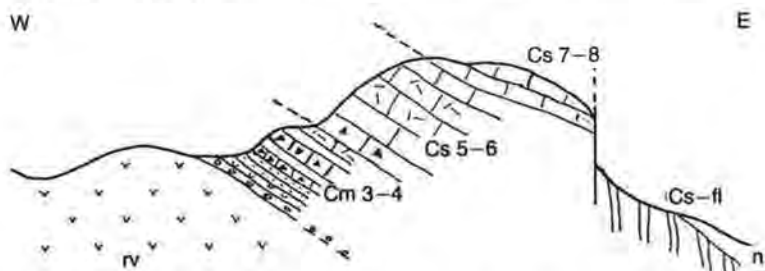


Fig. 8: Kreideprofil für die subpelagonische Zone, Nordflanke des Kallidromongebirges (nach P. CELET, 1962:167); rv = Ophiolith-Serien, Cm 3–4 = Cenoman, Cs 5–6 = oberes Santon bis unteres Campan, Cs 7–8 = Campan bis Maastricht, Cs-fl = Flysch, n = Neogen.

- Mittelkreide (Cm): Sie beginnt mit einer einige Zehnermeter mächtigen Schicht, in der Elemente der Ophiolith-Radiolarit-Formation in marmorisierte Kalke eingelagert sind. Darüber liegt eine flyschartige Schicht mit Marmoren, kleinen Kalkbrekzien und Fragmenten der Ophiolith-Radiolarit-Serie. Im Hangenden tauchen Kalkbrekzien mit *Orbitolina concava* LMK (unteres Cenoman) auf.
- Oberkreide (Cs): Die Kalkbrekzien mit *Orbitolina* sind überlagert von grauen Kalken mit großen Rudisten. Diese sind teilweise gut erhalten und fielen nach P. CELET schon den ältesten Untersuchern in Ostgriechenland auf. Diese Rudisten (Hippuritiden) erlauben nach P. CELET eine zeitliche Einstufung der oberen Rudistenkalke ins obere Santon bis zum unteren Campan. Zwischen den Rudistenkalcken sind Reste der Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation kaum zu finden. Im Hangenden folgen Sedimente der sogenannten Maastrichttransgression: *Globotruncana stuarti* LAPP und *G. Linnei* LAPP charakterisieren diese Sedimente des oberen Campan und des unteren Maastricht.

Die Gesamtmächtigkeit der Kreideformation in der subpelagonischen Zone erreicht etwa 300 m.

An die Kreidekalke schließen sich Flyschablagerungen an.

3.2.1.4.3.b. Kreide in der Parnaß-Kiona-Zone

Nach P. CELET (1962:112) gehen die obersten Juraschichten ohne markante Unterschiede in die untersten Kreideschichten über: Von Tithon bis Cenoman gibt es keine Winkeldiskordanzen. Da man früher nur zwei Bauxithorizonte kannte – die sich im Liegenden und Hangenden der Tithon-Cenoman-Serien befinden –, wurden diese 300–400 m mächtigen Formationen zusammenfassend „Intermediärkalke“ genannt.¹ Das Cenoman wird meist durch Orbitulinen-führende Kalke repräsentiert; stellenweise kann es aber auch flyschartig erscheinen (J. PAPASTAMATIOU, 1960).

Die übrigen Kreideformationen liegen in leichter Winkeldiskordanz auf den Cenomankalken und Bauxiten.

Die oberen Kreideschichten erreichen eine Gesamtmächtigkeit von etwa 150 m. Ihre untersten Schichten bestehen aus dünnen Kalken mit Milioliden. Darüber folgen Rudistenkalke, die etwa 70 m mächtig werden können. Nach der Ablagerung dieser Rudistenkalke unter Flachmeerbedingungen folgte die sogenannte Maastrichttransgression des Meeres, während der Kalke mit *Globotruncanen* gebildet wurden. Mit diesen *Globotruncanen*-Kalken wurde die Kalksedimentation im zentralen Parnaß-Kiona-Gebiet abgeschlossen. Im Maastricht-Dan begannen die Flyschtransporte in der Parnaß-Kiona-Zone (J. PAPASTAMATIOU, 1960).

Im Nordosten des Itigebirges, an der Grenze zum Sperchiostal, setzte die Flyschsedimentation etwas später ein. Hier entwickelten sich über den *Globotruncanen*- und *Globorotaliakalken* dünne Schichten mit *Nummuliten* und *Discocyclina*. Die Flyschsedimentation begann also hier erst im frühen Eozän (J. PAPASTAMATIOU, 1960).

3.2.1.5. Flysch

Für die pelagonische Zone steht fest, daß die Flyschablagerungen im Maastricht begannen und während dieser Zeit die Hauptbildungen erfolgten. Ob die Flyschsedimentationen in der pelagonischen Zone über das Paläozän hinaus auch ins Eozän übergreifen, wagte J. MERCIER (1973:323) nicht zu entscheiden.²

P. CELET vermochte 1962 für die subpelagonische Zone nicht mit Sicherheit zu sagen, ob die Flyschbildung nicht bereits in der Oberkreide einsetzte. Jedenfalls reprä-

¹ Der Name wurde 1956 von J. PAPASTAMATIOU und A. TATARIS geprägt (zit. nach J. PAPASTAMATIOU et al., 1963).

² Im Untersuchungsgebiet auf Euböa fehlt Flysch.

sentiert sich das Eozän in der subpelagonischen Zone – soweit es mein Arbeitsgebiet betrifft – praktisch überall in Flyschfazies. Die Übergänge zwischen Kreideformation und Eozän sind jedoch schwierig festzulegen. Es gibt nur wenige Stellen, wo ein Studium der stratigraphischen Folgen möglich ist; fast immer sind die Schichten von transgressiv überlagerndem Neogen maskiert. An den seltenen Geländeschnitten, wo sie frei zutage treten, sind sie stark zerbrochen. Es gelang P. CELET jedoch (1962:308) bei Elevationen, etwa drei Kilometer westlich von den Kallidromonquellen, eine Stelle auszumachen, wo er subpelagonischen Flysch auf Kreide liegend untersuchen konnte: Er beschreibt diesen Flysch als psammitisch-konglomeratisch. Die Konglomerate erscheinen schon einige zehn Meter oberhalb der liegenden Kreideformation. Sie sind polygen; die Gerölle bestehen hauptsächlich aus magmatischem oder kristallinem Material. Die Mächtigkeit der Flyschablagerungen innerhalb der subpelagonischen Zone konnte P. CELET nur schätzen; er glaubte, daß sie 100 m kaum überschreite. P. CELET war der Ansicht, daß die Flyschsedimentationen im Kallidromon- und Knimisgebirge jünger seien als die des Othrisgebirges.

In der Parnaß-Kiona-Zone wird im allgemeinen der Anfang der Flyschsedimentation ins Paläozän gestellt. Jedoch fand J. PAPASTAMATIOU (1960) auch Gegend in der Parnaß-Kiona-Zone, wo die Flyschablagerungen schon im Maastricht-Dan begannen. Im Nordosten des Itigebirges, an der Grenze zum Sperchiostal, d. h. in der weiteren Umgebung des Quellgebietes von Ipati, aber setzte die Flyschbildung nach J. PAPASTAMATIOU erst im Lutet ein. J. PAPASTAMATIOU fand hier im Flysch eine kalkige Schicht mit Nummuliten und Discocyclusen. Über die Mächtigkeit der Flyschschichten in der Parnaß-Kiona-Zone werden sehr verschiedene Daten angegeben: Auf der geologischen Karte, Blatt Amfissa (1957–1958) ist eine Mächtigkeit von nur knapp 100 Metern genannt. Im Gegensatz dazu fand ich in der geologischen Karte, Blatt Styliis, für die Flyschmächtigkeit 1300 m eingetragen.

Die Flyschpartie des Itigebirges konfrontiert uns mit besonderen stratigraphischen Problemen, da hier mit der subpelagonischen Decke subpelagonischer Flysch auf autochthonen Flysch der Parnaß-Kiona-Zone aufgeschoben worden ist. Außerdem grenzen im Sperchiostal, nördlich des alten Ortes Ipati, Pindosflysch und Parnaß-Kiona-Flysch aneinander.¹

3.2.2. Postorogene Sedimente

3.2.2.1. Oligozän

Die molasseartigen Oligozänablagerungen, die nördlich meines Arbeitsgebietes im „mesohellenischen Molassetrog“ (J. H. BRUNN, 1956) einen großen Raum einnehmen, finden sich innerhalb des Untersuchungsgebietes nur in einem schmalen Streifen, der sich zwischen Iti- und Kallidromengebirge hinzieht. Diese Oligozänfazies unterscheidet sich mit ihren Wechsellagerungen von Mergeln und Konglomeraten nur relativ wenig vom Flysch; sie liegt aber diskordant auf dem gefalteten Mesozoikum oder Eozän und ist nur wenig tektonisch beansprucht (P. CELET, 1962:327).

3.2.2.2. Neogen

In dem von P. CELET (1962) untersuchten Gebiet liegen die neogenen Schichten in Winkeldiskordanz auf den älteren Serien. Sie unterscheiden sich von den älteren Ablagerungen

¹ Betreffend weitere Einzelheiten zu der Problematik der zonalen Flyschunterscheidung siehe K. E. KOCH und J. M. NICOLAUS (1969). Unter dem Gesichtspunkt einer eventuellen Chance für Erdölvorkommen haben beide Forscher in der Sperchiosebene gearbeitet und dabei ihr Interesse hauptsächlich auf den Flysch gerichtet.

gerungen durch ihren weniger gestörten Habitus. Grundsätzlich handelt es sich um kalkige oder psammitisch-mergelige, manchmal konglomeratische Ablagerungen. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden: Im Arbeitsgebiet sind sie am stärksten um den Ort Mendenitsa, zwischen Kallidromon- und Knimisgebirge, vertreten. Die neogenen Ablagerungen bilden dort ein breites Band, das sich – von der Küste aus betrachtet – hinter dem Knimisgebirge fortsetzt.

Auf der von P. CELET aufgenommenen Karte sind schmale Streifen neogener Sedimente im Bereich der Quellgebiete von Kallidromon und der Thermopyle angegeben. In der neuen griechischen Karte ist das nicht der Fall. Ich selber konnte in diesen Gebieten auch keine neogentypischen Sedimente ausmachen.

In direkter Nachbarschaft des Quellgebietes von Gialtra sollen neogene Ablagerungen vorkommen. Schon F. TELLER (1878:34) sprach sie als solche an. C. GUERNET (1971:262) glaubte sie auf Grund von Vorkommen von *Melanopsis prämersa* LINNE und *M. (Anthidomus) eleis*. OPPENHEIM mit relativ großer Sicherheit dem Miozän zuordnen zu können.

Das Neogen repräsentiert sich im allgemeinen in terrestrischer oder limnischer Fazies, selten finden sich auch brackische oder marine Bildungen (P. CELET, 1962:332). Innerhalb des CELETschen Untersuchungsgebietes können die unteren Neogenschichten meist dem oberen Miozän und die oberen Schichten dem Pliozän zudatiert werden.

Verständlicherweise befaßte sich P. CELET (1962:333) besonders mit der Untersuchung der ausgedehnten Neogenablagerungen zwischen Kallidromon- und Knimisgebirge: Es handelt sich hier um etwa 500 m mächtige Schichten verschiedener lithologischer Natur, die eine breite Senke ausfüllen. Hauptsächlich bestehen diese neogenen Serien aus wenig gefalteten limnischen Formationen.

3.2.2.3. Quartär

3.2.2.3.1. Pleistozän

P. CELET (1962) und C. GUERNET (1971) schrieben, daß in ihren Arbeitsgebieten nur wenig pleistozäne Ablagerungen vorkämen.

1963 konnten P. PSARIANOS und E. THENIUS altquartäre Ablagerungen an der Küste der Bucht von Edipsos durch den ungewöhnlichen Fund eines Elefantenzahnes nachweisen. Sie fanden etwa 6 km nördlich von Edipsos einen relativ gut erhaltenen Molaren einer Elefantenart, die nur im Altquartär in Griechenland beheimatet war.

Es fiel mir auf, daß bei Arkitsa und im Quellgebiet von Gialtra morphologisch gleichartig aufgebaute psammitische Bänke auftauchten. Ich ließ Proben dieser Psammiten auf ihr Alter untersuchen. Zu meiner Überraschung – ich hatte in Anlehnung an die Ergebnisse von C. GUERNET (vgl. 3.2.2.2.) pliozänes Alter erwartet – wurden zum Pleistozän gehörige Fossilien festgestellt.¹

Bei Arkitsa, einem Fischerdorf, von wo aus die Fährboote für Edipsos verkehren, bilden die psammitischen Bänke drei Terrassen (Fig. 9): Die etwa 150 m breite Küstenterrasse ist von zwei bis drei Meter hohen alluvialen Ablagerungen bedeckt. Deutlich setzt sich die zweite, zirka 400 m breite Terrasse gegen die Küstenterrasse ab. Die Terrasse besteht aus Wechsellagerungen von relativ hartem mergeligem Sandstein – er wird von den Bauern zum Hausbau verwendet – und Lehm. Die dritte, etwa 20 m hohe Terrasse ist wiederum durch ihren schroffen Anstieg klar von der zweiten Terrasse unterschieden. Bei Gialtra findet man gleichartig aufgebaute Terrassen. Allerdings sind

¹ Die Altersbestimmungen wurden freundlicherweise am „Institute for Geology and Subsurface Research“ in Athen von Herrn Wassilios Tsapralis durchgeführt; Er fand acht Arten von Ostracoden, von Gastropoden-Opercula und bei den Proben von Gialtra noch Charophyten-Oogonien.

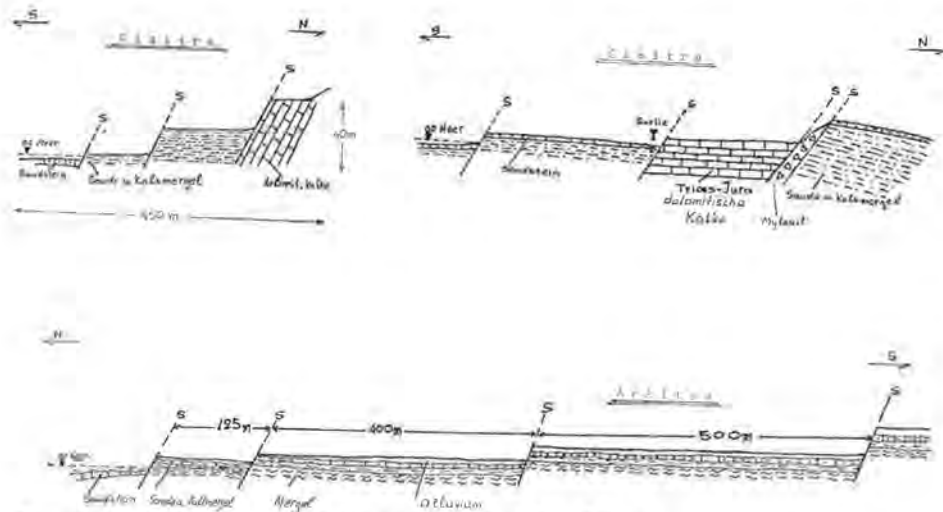


Fig. 9: Küstenterrassen bei Arkitsa und Gialtra. S = Störung.

es hier nur zwei. Auch die quartären Ablagerungen, die teilweise unter dem Sintern der Ediposquellen auftauchen und teilweise in einem sehr schmalen Gürtel der Küste vorgelagert sind, weisen ein ähnliches Aussehen wie die Psammite bei Arkitsa und Gialtra auf.

Bei Kammena Vourla und Koniavitou gelang es mir nicht, entsprechend aufgebaute psammitische Bänke zu entdecken. P. CELET (1962) beschrieb im Tal von Amfissa, im Parnaß-Gebiet, 15–25 m breite Terrassen aus Sand und rötlichen Kalkmergeln. Im Sperchiostal kommen ebenfalls vermutlich pleistozäne Bildungen in Terrassenform vor.

3.2.2.3.2. Holozän

Auf dem Euböaanteil des Arbeitsgebietes kommt wenig Alluvium vor. Dagegen spielen im Küstenstreifen des Festlandes und im Sperchiostal alluviale Ablagerungen eine dominierende Rolle. Im Bereich der Badeorte von Kammena Vourla ließ das Institute for Geology and Subsurface Research von Athen eine Bohrung abteufen. Die Bohrergebnisse bei Kammena Vourla wurden nicht öffentlich bekanntgegeben. Der wesentlichste Befund war, daß man in etwa 50 m Tiefe eine Lehmschicht ausmachte. Im übrigen wurde die Bohrung über 200 m tief geführt, ohne daß man auf das Pleistozän stieß. Die Bohrungen bei Ipati wurden von J. A. FRANGOPOULOS und P. J. MARINOS ausgewertet: Außer dem von der Quelle gebildeten Sintermaterial fielen – wie bei Kammena Vourla – die reichlichen Hangschuttbildungen ins Auge. Die Lehmschicht fehlte bei Ipati. Für ein Gutachten für die Textilfirma „Bomvix“ wurden zwischen Lamia und Stylis einige 100 m tiefe Bohrungen durchgeführt, deren Auswertung mir überlassen wurde: Ähnlich wie im Bereich von Kammena Vourla traf man auch hier außer Hangschuttmaterial auf Lehmschichten, die aber mit sandigem Material vermischt waren.

3.3. Paläogeographie

3.3.1. Orogene Paläogeographie

(Vereinfacht dargestellt nach J. AUBOUIN, 1959, und P. CELET, 1962)

Während der Jurazeit sind die Helleniden in einem System von Antiklinalen und Synklinalen angeordnet. Bis zum Kimmeridge kann man faziesmäßig eine Zweiteilung treffen: Im Osten des Parnaß-Reliefs besteht hauptsächlich eine neritische Fazienfolge, im Westen herrschen Tiefseesedimentationen vor (P. CELET, 1962:347). Im Vardussia-

gebirge, also relativ weit südwestlich des Arbeitsgebietes, gehen beide Ablagerungsformen ineinander über. Die subpelagonische Zone ist – wie J. AUBOUIN mehrfach betonte – durch eine Übergangsfazies zwischen den Charakteristika der pelagonischen und der Pindoszone gekennzeichnet; aber auch die Parnaß-Kiona-Zone bleibt bis zum Tithon mit den beiden Internzonen, der pelagonischen und der subpelagonischen, verbunden. Sie hebt sich allerdings durch das kontinuierliche Mesozoikum und das Fehlen der Ophiolithe von ihnen ab.

Im oberen Jura vollziehen sich zwei wesentliche Änderungen:

- In der subpelagonischen Zone dringen große Mengen von basischen Eruptivgesteinen hoch. Über diesen Ophiolithserien kommt es – kurzfristig – zu einer pelagischen Sedimentation (Schiefer-Hornstein-Serie).
- Die Parnaß-Kiona-Zone ist einer kurzfristigen Hebung und stellenweise Emersion unterworfen. Der unterste Bauxithorizont entsteht. Danach herrschen dort Flachseebedingungen. Zu beiden Seiten der herausgehobenen Scholle werden Kalkbrekzien mit Orbitolinen abgelagert.

Während der Unterkreidezeit verschärfen sich die Unterschiede zwischen den Zonen. Die pelagonische und die subpelagonische Zone werden aufgefaltet, dann vertikalen Aufwärtsbewegungen unterworfen; die westlich gelegenen Helleniden werden von diesen Bewegungen vorerst nicht berührt. Das Parnaß-Kiona-Hochgebiet nimmt eine Art Intermediärstellung ein: Es wird zwar wiederholt kurzfristig schwach angehoben und stellenweise landfest – wie aus der weiteren Bildung von Bauxiten hervorgeht –, die Kreidesedimentationen bewahren jedoch ihre für die Parnaß-Kiona-Zone charakteristische Konkordanz. In der Parnaß-Kiona-Zone kommt es nicht zu dem für die pelagonische und subpelagonische Zone kennzeichnenden Fehlen an Unterkreideablagerungen. Aus diesem Grund wird die Parnaß-Kiona-Zone mehr zu den Externzonen gerechnet.

Im oberen Senon und Maastricht herrschen überall, d. h. auch in den Internzonen und in der „Intermediärzone“, pelagische Verhältnisse. Seit D. LAPPARENT (1934; zit. nach P. CELET, 1962:285) spricht man auf Grund der Verbreitung von den gesamten Globotruncanakalken in *allen* Helleniden von der Maastrichttransgression. Aber schon im oberen Maastricht erhebt sich die pelagonische Zone über das Meeresniveau und wird Liefergebiet für die paläozäne Flysch-Ablagerung in den westlich gelegenen Nachbarzonen. Während des Eozäns wurde die subpelagonische Zone – zumindest in dem von J. AUBOUIN bearbeiteten Gebiet – landfest. Anschließend – postlutetisch – kommt es unabhängig von der vertikalen Aufwärtsbewegung zu einem neuen Phänomen, nämlich der Überschiebung der Ophiolithdecke der subpelagonischen Zone auf den Flysch der Pindoszone – soweit es das von J. AUBOUIN untersuchte Gebiet betrifft.¹ Weiter im Süden, wo P. CELET arbeitete, wurde die subpelagonische Zone auf die Parnaß-Kiona-Zone aufgeschoben und gleichzeitig die Parnaß-Kiona-Zone weiter nach Westen transportiert (P. CELET, 1962:427). Die hydrostatischen Druckverhältnisse in dem als Gleitunterlage dienenden Flysch sollen mit die Ursache gewesen sein, daß diesem Auf- und Überschiebungsphänomen so wenig Widerstand entgegengesetzt wurde (P. CELET, 1962:322).

Im allgemeinen kann man für die orogene Evolution zwei Gesetzmäßigkeiten herausstellen:

- Die Auffaltungs- und Überschiebungsbewegungen breiten sich von Osten nach Westen aus.
- Dazu hat J. DERCOURT (1964; zit. nach C. GUERNET) eine Migration der Orogenese von Norden nach Süden herausgestellt.

¹ J. AUBOUIN spricht fast nur von „Charriage“ der subpelagonischen Ophiolithdecke. P. CELET schreibt, daß auch Trias-Jura-Kalke der subpelagonischen Zone verlagert wurden.

3.3.2. Postorogene Paläogeographie

(nach P. CELET, 1962, und C. GUERNET, 1971)

Die orogene Evolution wurde im östlichen Mittelgriechenland im Eozän abgeschlossen.

Im Eozän bis zum Oligozän war Euböa mit dem Festland verbunden. Am Ende der helvetischen Phase wich das Meer überall zurück, auch dort, wo es sich – wie im mesohellenischen Molassetrog – bis dahin halten konnte. Im ausklingenden Torton bestand ein ägäischer Kontinent. Im Pont erfuhr das pelagonische Massiv eine letzte Hebung, der eine intensive Erosionsphase folgte. Während des oberen Miozäns waren Intern- und Externzonen einer Faltung unterworfen, die im Laufe des Pliozäns von einer Reihe von Absenkungen beantwortet wurden mit der Einführung eines „régime lacustre“ (P. CELET, 337). In der mesohellenischen Senke, in der lokrischen Senke, im Becken von Gravia und Kopais entstanden riesige Seen, d. h., zunächst beherrschten Seen und nicht das Meer die Absenkungsgebiete. Die abwärtsbewegende Tendenz führt wahrscheinlich Ende des Pliozäns zur Bildung der heutigen Sperchiossenke, des Malischen Golfes und des Kanals von Atalanti. G. VOREADIS (1952) stellt diese Entwicklung im Gegensatz zu den neueren Autoren erst ins obere Pleistozän. Im Quartär entstanden nach P. CELET die heutigen Täler und Flüsse, die die weitere hydrogeographische Entwicklung bestimmten.

3.4. Tektonik

3.4.1. Orogene Tektonik

Alte intrapaläozoische Faltungsphasen lassen sich zwar auf Euböa und – allgemeiner gesagt – in Gesamtgriechenland nachweisen, die Sedimentunterbrechungen können jedoch zeitlich nicht festgelegt werden und scheinen von wenig markanten Winkeldiskordanzen gekennzeichnet zu sein. Auch Faltungsphasen zwischen Paläozoikum und Mesozoikum fanden zwar wohl statt, hatten aber zumindest innerhalb meines Arbeitsgebietes keine Bedeutung (nach C. GUERNET 1971).

J. MERCIER, der 1973 die Zusammenstellung seiner Studien im Norden der Internzonen veröffentlichte, unterschied für die pelagonische Zone vier orogene Phasen (S. 551–553):

– Oberer Jura – Unterkreide:

Diese Phase manifestierte sich in tangentialen, dehnenden Deformationen, die die Trias-Jura-Kalke, wahrscheinlich aber auch das kristalline Massiv erfaßten. Es entstanden kleine, parallel verlaufende Falten und auch bis zu 10 m lange Faltenlinien.¹

– Oberkreidezeit:

Es handelt sich um hauptsächlich vertikal gerichtete Bewegungen.

– Ausklingende Kreide bis Anfang Paläozän.

Auch diese Epoche hinterließ keine sehr deutlichen Spuren. Die drei ersten orogenen Phasen, die J. MERCIER beschrieb, dürften vermutlich zusammengefaßt dem entsprechen, was P. CELET (1962:432) mit „phase prémonitoire“ bezeichnet. Im Verlauf dieser Phasen wurden die Internzonen angehoben, und Trümmermaterial wurde in die Pindoszone abtransportiert (erster Flysch im Pindoszonenbereich). Auch die Parnaß-Kiona-Zone unterlag Aufwärtsbewegungen.

– Die vierte orogene Phase ereignete sich wahrscheinlich gegen Ende des Eozäns; P. CELET nannte diesen wichtigen Abschnitt der orogenen Tektonik „tempête tertiaire“.

¹ Möglicherweise sind die „kleinen Falten“ von J. MERCIER den „Mikroplis“ von C. GUERNET (1971:281) gleichzusetzen. Die kleinen Falten kommen sehr häufig im Teledriongebirge bei Edipsos vor.

Diese Phase bestimmte im östlichen Griechenland den fundamentalen Bauplan, sie war durch zwei Komponenten, *Faltung* und *Überschiebung*, charakterisiert.

Die Faltungen, Überschiebungen und Hebungen gingen von den Internzonen aus. Sie waren von Ostnordost nach Westsüdwest orientiert, wie das dem Evolutionsgesetz der Helleniden entsprach. Die Deckenüberschiebungen der subpelagonischen Zone auf die Parnaß-Kiona-Serien einerseits und gleichzeitig der Parnaß-Kiona-Decke auf die westlichen Nachbarzonen andererseits fanden postlutetisch statt. Als Beweis dafür fand man u. a. unter der subpelagonischen Decke durch Orthophragminen und Nummuliten belegten Parnaß-Kiona-Flysch. Fast überall bildete der Flysch die Gleitfläche für die Überschiebungen. W. PETRASCHECK (1954) fand auch Kreidekalk der subpelagonischen Zone auf Rudistenkalk der Parnaß-Kiona-Zone. Die Naht zwischen den beiden Hauptüberschiebungen der subpelagonischen und den Parnaß-Kiona-Serien liegt nach P. CELET (1962:424) wahrscheinlich unter den alluvialen Ablagerungen des Sperchio-stales. Die Überschiebungen der subpelagonischen Zone nach Süden können auf der rechten Seite des Kifissiosflusses festgestellt werden. Im Itigebirge erfolgte die Überschiebung durch subpelagonische Serien bis tief ins Zentrum des Gebirges. Die stratigraphischen Anordnungen blieben dabei oft überraschend gut erhalten. Nur subpelagonische Trias ist im Itigebirge kaum nachweisbar (P. CELET, 1962).

3.4.2. Postorogene Tektonik

Der alttertiären Hauptfaltungsphase folgte nach P. CELET (1962:433) eine Entspannungsphase.

Ende Miozän, Anfang Pliozän begann eine tektonische Ära, deren Baupläne im Gegensatz zur Tangentialtektonik der Orogenese durch vertikale Brüche gekennzeichnet waren, d. h. noch sind, denn diese tektonischen Veränderungen wirken bis in die Jetztzeit fort. Ihre eindrucksvollste Folge – zumindest was das Arbeitsgebiet betrifft – war die Absenkung der Sperchiosebene, des Malischen Golfes und des Kanals von Atalanti.

Die Brüche, die den Golf von Euböa, den Malischen Golf und die Sperchiossenke begleiten, gehören mit zu den markantesten von ganz Hellas, schrieb G. MARINOS 1951. Er wies darauf hin, daß es sich grundsätzlich um zwei Bruchsysteme handelt: Die einen verlaufen im Mittel WNW, die anderen NNE. Beide zeigen häufig Abweichungen in ostwestlicher oder nordsüdlicher Richtung. Die Brüche kreuzen sich oft fast rechtwinklig und zerschneiden auf diese Weise den Bereich von Lokris – G. MARINOS Arbeitsgebiet waren die Lignitlagerstätten in diesem Gebiet – in riesige Stücke. Sie werden gegenseitig durch mächtige Verwerfungen abgegrenzt. Jedes Einzelstück ist wiederum, besonders an den Rändern, in viele kleine Teilstücke, deren Größen in weiten Grenzen variieren, gespalten. Teilweise bildeten sich auf diese Weise schmale Bänder aus.

G. MARINOS machte in seiner Arbeit (1951) keinen Versuch, die tektonischen Elemente zeitlich zu ordnen. Ein Erstversuch dieser Art wurde von P. PECHOUX, O. PEGORARO, H. PHILIP und J. MERCIER 1973 unternommen: Die Autoren untersuchten die neotektonischen Baupläne meines Arbeitsgebietes und kamen zu dem Schluß, daß man postorogen drei Phasen größerer tektonischer Aktivität unterscheiden kann:

- Eine *Extensionsphase*, die die Verfasser, da miozäne Ablagerungen von ihr erfaßt werden, in die Übergangsepoche Miozän-Pliozän einordnen: Während dieser Zeit entstanden in Nordwesteuböa und im Lokrisgebiet die kilometerlangen Verwerfungen, die mit einer durchschnittlichen 120°-Streichrichtung ein wesentliches Strukturelement darstellen. Auf den teilweise erhaltenen Harnischen finden sich Gleitspuren, die auf eine Dehnung in Richtung N 20° E hinweisen. Den obengenannten Forschern nach entstanden diese Großverwerfungen eventuell gleichzeitig mit den Absenkungen, die das Eindringen des pliozänen Meeres in die Ägäis erlaubten.

- Eine *Kompressionsphase*, die J. MERCIER und seine Koautoren in das ausklingende Pliozän, mit Sicherheit jedenfalls *einer Zeit nach* der Entstehung der großen Hauptverwerfungen zurechnen. Die teils eben entstehenden Fiederspalten, teils über Zehnermeter verfolgbaren Aufschiebungen zerschneiden die tektonischen Harnische der alten Verwerfungen. Außerdem gibt es kilometerweit verfolgbare, 110° - 120° streichende flache Überschiebungen in den Jurakalken des Lichasgebirges, an denen das Material stark mylonitisiert wurde. Am Ausbiß der Überschiebungen bildet der Mylonit Hangbrekzien mit teilweise metergroßen eckigen Blöcken, die manchmal Fragmente der Harnische enthalten, die während der Dehnungsphase entstanden waren. Im Lokrisgebiet fand man im Süden von Reginion (einem Ort, der etwa 10 km südwestlich von Kammena Vourla liegt), daß die Serpentine und die auflagernden konglomeratischen Neogenschichten aufgerichtet sind; außerdem haben sich etwa 10 Meter lange Aufschiebungen und Seitenverschiebungen gebildet, die älter sein müssen als die in Winkeldiskordanz überlagernden limnischen Sedimente. J. MERCIER und seine Mitarbeiter vermuten, daß diese Kompressionstektonik die plioikalabrische Regression des Ägäischen Meeres zur Folge gehabt hat.
- Die dritte tektonische Phase war wiederum von Ausdehnungsbewegungen beherrscht. Ihr Beginn wird von den Untersuchern mit Sicherheit ins Altpleistozän, vor die Mindel-Riß-Zeit gestellt. Diese Epoche setzt sich bis in die heutige Zeit fort, teilweise unter den Zeichen einer starken seismischen Aktivität.

Der tektonische Grundbauplan des Arbeitsgebietes entstand also – unabhängig von den zonalen Gliederungen der Helleniden – mit den vertikal gerichteten Verwerfungen und Brüchen im Jungtertiär-Quartär. An diese tektonischen Störungen war die Entstehung der Thermal- und Mineralquellen gebunden:

Zu beiden Seiten der Sperchiossenke, des Malischen Golfes und des Golfes von Euböa verlaufen – zumindest was mein Arbeitsgebiet betrifft – fast parallel sich hinziehende Hauptverwerfungszonen. Diese werden immer wieder von großen Brüchen geschnitten, die die Gebirgsketten des Teledrion- und Lichasgebirges auf Euböa und des Itigebirges, Kallidromon- und Knimisgebirges auf dem Festland durchbrechen. Im Bereich dieser Hauptverwerfungszonen und ihrer Querstörungen konnten die Thermal- und Mineral-Quellen zutage treten. Die tektonischen Brüche spielten jedoch nicht nur für den Entstehungsmechanismus der Quellen eine grundlegende Rolle, sondern auch für das Zustandekommen der Eigenschaften dieser Quellen: Die Querbrüche dürften sich untermeerisch fortsetzen. Sie stellen eine der Hauptverbindungen zwischen dem Meer und den Quellen einerseits und den vulkanischen Herden und den Quellen andererseits her. (Zu den vertikalen Störungen vergleiche auch Fig. 10.)

Bis 1965 waren in Griechenland 640 seismisch aktive Herde festgestellt worden. Sie sind über ganz Griechenland verteilt. Es gibt jedoch verschiedene Ballungszentren. Danach fanden die meisten Erdbeben bisher in Westgriechenland statt. Ein zweites von Erdbeben bevorzugtes Gebiet liegt im Norden meines Arbeitsgebietes, im Bereich des Pagasäischen Golfes. Auf der Basis einer Zusammenstellung der Erdbebenfoci des vergangenen Jahrhunderts, besonders aber der Aufzeichnung der seismischen Aktivitäten zwischen 1951 und 1962 kam man zu der Vorstellung, daß es große Bruchzonensysteme gibt, die der Erdbebenexperte A. GALANOPOULOS 1967 in einer Karte festlegte. Danach gibt es drei Hauptbruchzonen. Ihr Verlauf ist der Tafel I zu entnehmen.

1963 hatten J. AUBOUIN u. GUERNET zwei einander parallel verlaufende, etwa im Pontopliozän entstandene Bruchzonen beschrieben: Die nördliche Zone zieht vom Malischen Golf über Lamia ziemlich geradlinig zum Westen; die südliche entspricht dem heutigen Golf von Korinth. J. AUBOUIN u. C. GUERNET vermuteten, daß sich Ende Pliozän, Anfang Quartär der Golf von Korinth bleibend mit Meerwasser füllte, während bei dem nördlichen Bruch nur die beiden Endabschnitte marin überflutet wurden (Mali-

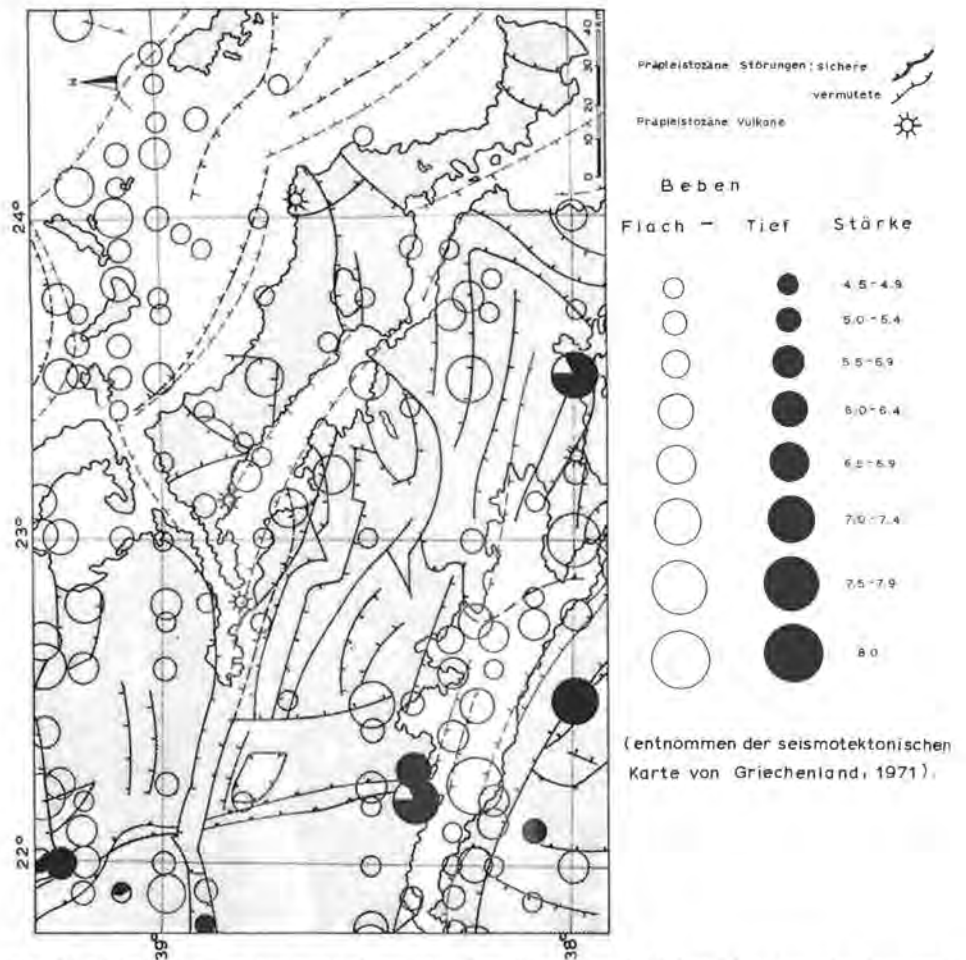


Fig. 10: Seismische Zentren und tektonische Bruchlinien im östlichen Mittelgriechenland und Euböa.

scher Golf und Ambrakischer Golf). Die von J. AUBOUIN u. C. GUERNET beschriebenen Brüche decken sich im Verlauf nicht mit den von A. GALANOPOULOS herausgestellten Zonen. Aber sowohl die französischen Forscher als auch A. GALANOPOULOS sehen im Gebiet des Malischen Golfes und der Sperchiossenke einen Bereich besonders lebhafter tektonischer Vorgänge.

3.4.2.1. Zusammenstellung der Erdbeben im Arbeitsgebiet und seiner Umgebung (zwischen Koordinaten 39,3°N-38,3°N und 22,0°E-24,0°E) bis zum Jahr 1960 nach GALANOPOULOS (1960, 1961, 1963)

Jahr	Lage	Stärke
600	38,5°N-22,5°E	9
426 Sommer a. Chr.	38,5°N-22,5°E	10
279	38,5°N-22,5°E	8
425/26 Winter	38,5°N-22,5°E	-
1147	38,5°N-22,5°E	8

Jahr	Lage	Stärke
1580	38,50°N-22,50°E	9
1660 März	38,50°N-22,50°E	8
1758 Mai	39° N-23,25°E	7
1758 Mai	39° N-23,50°E	5,50
1837 Aug. 15.	38° N-22° E	5,50
1867 Okt. 22.	39,25°N-23,50°E	5,9*
1868 Dez. 28.	38,50°N-23,50°E	4,75
1870 Aug. 1.	38,50°N-22,50°E	5,2*
1880 Jän.	39,25°N-23° E	4,75
1885 Aug. 22.	38,75°N-23,50°E	8,2*
1894 Apr. 20.	38,60°N-23,20°E	6,7*
1894 Apr. 27.	38,70°N-23,50°E	6,9*
1899 Mai 1.	39° N-22° E	4,75
1900 Jan. 12.	38,75°N-24° E	4,75
1909 Mai 30.	38,50°N-22,25°E	5,9*
1909 Juni 15.	39,25°N-22,25°E	5,2*
1916 Febr. 6.	39° N-23,50°E	4,75
1916 Sept. 27.	38,75°N-23° E	5,5*
1917 Jän. 13.	39° N-22° E	5,1*
1919 Okt. 13.	38,40°N-23,90°E	5*
1925 Apr. 12.	39,25°N-23,75°E	5
1928 Jän. 22.	38,50°N-22,50°E	4,8*
1932 Aug. 17.	39,25°N-22° E	5,50
1935 Mai. 1.	39,25°N-23,50°E	4,75
1942 Jän. 1.	39,30°N-22,40°E	5,2*
1947 Apr. 19.	38,80°N-23,20°E	5,3*
1947 Nov. 29.	39,25°N-23,75°E	5,50
1951 Jän. 21.	39,10°N-23° E	5
1952 Apr. 13.	38,70°N-22,50°E	4,8*
1952 Aug. 24.	39,10°N-22,40°E	4,75
1953 Apr. 13.	39° N-22,60°E	5
1954 Apr. 25.	39,30°N-22,20°E	4,75
1955 Apr. 19.	39,30°N-23,10°E	6,25
1955 Okt. 9.	39° N-22,75°E	5,0*
1956 Apr. 25.	39,20°N-22,20°E	4,75
1956 Mai 18.	39,25°N-22,50°E	6,1*
1957 März 13.	39° N-22,25°E	4,75
1957 Nov. 9.	38,40°N-22° E	5,40
1958 März 29.	38,40°N-22,50°E	5
1958 Mai 15.	38,75°N-22,25°E	5
1959 Apr. 25.	39,20°N-22° E	4,75
1959 Mai 26.	38,30°N-22,10°E	4,75
1960 Juli 20.	38,40°N-22,20°E	4,75

* bedeutet: Messungen unsicher

3.5. Postorogener Vulkanismus

Obwohl unter anderem W. SCHWAN (1970) darauf hinwies, daß der Zusammenhang zwischen tektonischen Schwächezonen der Erdkruste und dem Aufsteigen von Laven nicht unbedingt bindend sei, gilt es beinahe als ein Gesetz der Geologie, daß Vulkan- ausbrüche und tektonische labile Gebiete zusammengehören.

1954 führte G. PARASKEVOPOULOS seine Abhandlung über den „Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des Ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete“ ein, indem er darauf hinwies, daß das attisch-kykladische Massiv in der Südägäis und das lydisch-karische Massiv (Menderes-Massiv) im Osten und andere Massive im Nordosten und Norden des Ägäischen Meeres

während der alpinen Faltungsvorgänge die Rolle von Zwischengebirgen gespielt hätten, in deren Randgebieten der Aufstieg von Magmamassen möglich geworden sei.

Die Vulkane, die mit dem attiko-kykladischen Massiv in Verbindung stehen, liegen in einem vulkanischen Inselbogen, dessen Südrand etwa 100 km nördlich von der Insel Kreta verläuft. Zu ihm gehören die Vulkane von Ägina, Methana und Poros, die 1957 von E. DAVIS beschrieben wurden. In jüngster Zeit veröffentlichten H. PICHLER und seine Mitarbeiter drei Arbeiten über die Vulkanite in der Südägäis. Für die Entstehungsweise der vulkanischen Inseln am Rand des attiko-kykladischen Massivs gibt es fest umrissene Vorstellungen: Ich gebe sie (nach H. PICHLER et. al., 1972) hier wieder, da man vermuten könnte, daß sich die Jungvulkane in meinem Arbeitsgebiet – Lichadeninseln und ihre Apophysen – in verwandter Weise bildeten:

„Die Entstehung der Vulkanite des Kykladenbogens ist weitgehend auf den Einbruch der Kykladen-Masse, und damit die Bildung des Ägäischen Meeres, zurückzuführen. Durch diese Bruchbewegungen der Erdkruste wurden Teile der unteren und lokal auch der oberen Kruste in größere Tiefen verfrachtet. Damit war ein Anstieg der Druck- und Temperatur-Gradienten verbunden, der lokal zur anatektischen Aufschmelzung von Krustenteilen und damit zur Bildung von Magmen führte.

Auf Grund der Tiefenzunahme der Hypozentren der Beben, vom Kykladenbogen ausgehend nach Norden, nimmt man heute an, daß längs dieser seismisch abtauchenden Zone eine „Unterschiebung“ der Kruste im Bereich der Kykladenmasse durch Material des oberen Mantels und der unteren ozeanischen Kruste stattfindet.“

Möglicherweise ist ebenso wie an das attisch-kykladische Massiv auch an die pelagisch-thessalischen Massive die Entstehung junger Vulkane gekoppelt. 1956/58 beschrieb J. PASTAMATIOU die Lage der Vulkane von Metochi, Oxylithos und Orion im Grenzbereich des pelagonischen Massivs (J. PASTAMATIOU trifft keine Unterscheidung zwischen pelagonischem und thessalischem Massiv). Tatsächlich zieht sich im Bereich der pelagisch-thessalischen Massive eine Kette von Vulkanen hin, zu denen auch die Vulkane meines Arbeitsgebietes gehören. Der erste dieser Vulkane, der Vulkan von Theben in Thessalien (1)¹, wurde schon 1865 von V. HILBER (zit. nach G. MARINOS, 1962) und rund dreißig Jahre später von dem griechischen Altmeister der Vulkanologie, C. A. KTENAS, beschrieben. Ein Jahr später, 1928, veröffentlichte C. A. KTENAS seine Forschungen über die Vulkane von Psathoura und Psathoupoula auf den gleichnamigen Inseln im ägäischen Meer (2). 1938 untersuchte G. GEORGALAS die vulkanische Natur der Lichadeninseln (3); er faßte die beiden Kleinvulkane von Hg. Joannis und Wromolimni (4) als deren Apophysen auf. 1954 entdeckte G. MARINOS eine Lavadecke auf dem Tymbanoshügel, einem Ausläufer des Othrisgebirges, den Vulkan von Achillion (5). 1956 vervollständigte J. FRANGOPOULOS die Untersuchungen über den Vulkan von Theben. 1956/58 brachte J. PASTAMATIOU seine Untersuchungsergebnisse über Vulkane in Zentraleuböa, nämlich – wie schon erwähnt – die Metochi (6), Oxylithos (7) und Orion (8). 1957 beschrieb A. GEORGIADOU den Porphyrecharakter des Vulkans von Kadir-Aga an der Küste des Pagasäischen Golfes (9). Schließlich wurden 1962 von G. MARINOS die beiden kleinen Kraterseen in der Nähe des Dorfes von Almyros in Thessalien untersucht. Er bezeichnete sie als „volcans embryonnaires du type maare“ (10).

In der nächsten Umgebung meines Arbeitsgebietes, nämlich 20 km südöstlich von Bad Edipsos, liegt der Vulkan von Rovies (Synonyme: Chronion oder Thorion). Er wurde 1971 von A. PAPAJIANNOPULOU in ihrer Dissertation beschrieben. Petrographisch trennte sie die Eruptivgesteine von Rovies in zwei Gruppen; für die erste dieser Gruppen stellte sie eine große Ähnlichkeit mit den mesozoischen Ophiolithen fest. Nach stratigraphischen Gesichtspunkten hielt sie das gesamte Lavengebiet für sicher älter als oberes Miozän.

¹ Unter den in Klammern eingesetzten Nummern sind diese Vulkane auf Tafel I eingetragen.

Alle übrigen oben beschriebenen Vulkane werden von ihren Erforschern ins Pliozän und Quartär gestellt.

1956/58 stellte J. PAPANASTASIIOU einige der Jungvulkane nach petrographischen Gesichtspunkten zusammen (vgl. Tab. 1). Man erkennt eine petrologische Verwandtschaft.

In der Süd-Ägäis verlaufen die Bruchzonen (A. GALANOPOULOS, 1965; vgl. Tafel I) parallel zum vulkanischen Inselbogen der Kykladen. Sie liegen jedoch – sie beziehen Kreta mit ein – wesentlich weiter südlich. Die von Kleinasien nach Westgriechenland ziehende Bruchlinie verläuft am Inselarchipel der Sporaden mit den Vulkanen von Psathoura und Psathouropoula, an den vulkanischen Lichadeninseln und ihren Apophysen und an der Sperchiossenke vorbei. Auf einen möglichen Zusammenhang zwischen seismischer Labilität und Vulkanismus geht A. GALANOPOULOS in seiner Arbeit von 1965 nicht ein.

Ich neige dazu, die vulkanisch bedingten Eigenschaften der Quellen in meinem Untersuchungsgebiet unitarisch zu interpretieren, d. h., ich gehe davon aus, daß sämtliche Quellen meines Arbeitsgebietes von den Vulkanen der Lichaden und ihrer Apophysen beeinflusst werden. Allerdings muß man angesichts der besonders engen Verbindung von vulkanischer und seismischer Aktivität im kleinen Bereich meines Arbeitsgebietes die Existenz weiterer Vulkane, eventuell Kryptovulkane, in Betracht ziehen. Möglicherweise stehen die Quellwässer von Ipati, die 50 km von den Lichaden entfernt liegen und einen hohen – nachweislich vulkanisch bedingten (siehe Kap. 5.3.) – Kohlendioxydgehalt besitzen, unter dem Einfluß eines noch nicht erforschten Vulkans im Raum der Sperchiosebene oder ihrer Umgebung.

G. GEORGALAS sah in der Insel von Strongili eine Staukuppe und in den Inseln von Monolia und Pontikonissia Reste des vom Ursprung abgerissenen Lavastromes (mündl. Gespräch 1973). Photographiert man die Lichadengruppe von Hg. Joannis aus, dann erscheint diese Erklärung gut verständlich. Ich selber kann mich bei der Betrachtung der marinen Isobathenkarte dieser Erklärung nicht anschließen. Meiner Ansicht nach kam es an mehreren Stellen zu Lavaeruptionen.

In seiner Studie über die Vulkane der Lichadeninseln und Hg. Joannis (Kammena Vourla) ordnet G. GEORGALAS (1938) ihre Entstehung dem Postpliozän oder beginnenden Quartär zu. Eine genauere Altersbestimmung war ihm nicht möglich, da die Vulkanite an keiner Stelle Kontakt mit Sedimentgesteinen und zeitcharakteristischen Fossilien haben. Daß es sich um geologisch junge Ergußgesteine handeln muß, folgerte G. GEORGALAS daraus, daß an den Inseloberflächen kaum Verwitterungserscheinungen nachzuweisen sind. G. GEORGALAS nahm an, daß die Vulkaneruption kurz nach der Entstehung des Golfes von Euböa stattfand.

Die vulkanischen Lichadeninseln liegen nach J. PAPANASTASIIOU (1961) am Schnittpunkt von Brüchen, die sich im Nordteil Euböas und seiner Umgebung befinden: Die einen Brüche verlaufen von Osten nach Westen. Sie kreuzen sich mit Brüchen, die von Nordosten nach Südwesten gerichtet sind. Außerdem finden die in Kap. 3.4.2. beschriebenen Brüche – wie schon gesagt – ihre Fortsetzung teilweise am Grund des Kanals von Atalanti und damit in dem Bereich der Vulkane. Die vulkanischen Gase und Dämpfe können sich so sehr leicht und schnell ausbreiten.

Ihre vulkanisch bedingten Eigenschaften – erhöhte Gehalte an Kohlendioxyd, Schwefelwasserstoff, Radioaktivität und erhöhte Temperaturen (vgl. Kap. 5.1.2.4. und Fig. 11) – beziehen die Thermal- und Mineralquellen über das tiefe Karstwasserreservoir. (Diese Überlegung ist wichtig für die Erklärung der Karstwassereigenschaften in Kap. 5.1.2.)

Tabelle 1: Gesteinsanalysen junger Vulkanite des Arbeitsgebietes nach J. PAPASTAMATIOU 1956/1958

Vulkan	NIGGLI-Werte									magmat. Parameter nach LACROIX				Klassifikation der Vulkanite nach LACROIX	nach	
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	p	q	r	s			
Ps. 1 Psathoura (92)	120.7	28.0	39.9	19.9	12.3	0.30	0.61	0.49	-	28.5	II	5	3 (4)	4	Andesite (Andesin, Augit und Olivin)	KTENAS
Ps. 2 Psathouropoula (93)	119.0	26.3	41.2	20.2	12.2	0.28	0.60	0.49	-	29.8	II	5	3	4		
Th. 1 Thèbes (88)	137.3	24.3	41.6	19.2	14.8	0.33	0.62	0.46	-	21.9	II	5	(2) 3	'4		
Th. 2 Thèbes (90)	134.5	26.7	40.9	18.9	13.3	0.34	0.66	0.46	-	18.7	II	5	3	(3) 4		
Th. 3 Thèbes (91)	131.5	26.0	39.6	21.2	13.0	0.33	0.65	0.53	-	20.5	II	5	3	'4		
Li. 1 Monolia (1-8)	182.1	31.9	32.3	19.6	16.0	0.31	0.53	0.61	+	18.0	II	4 (5)-5	3-3'	(3) 4-4	Andesit (m. Quarz,	GEORGLAS
Li. 2 Stroyli (11-14)	181.2	31.8	32.1	19.9	16.0	0.29	0.54	0.62	+	16.9	II	4 (5)-5	'3-3	'4-4	Augit, Hornblende	
Li. 3 Vromolimni (15)	173.7	28.7	35.9	20.5	14.8	0.31	0.57	0.57	+	14.5	II	(4) 5	3	'4	u. Olivin)	
Li. 4 Pontikonissia (9-10)	170.1	32.6	32.1	19.3	15.9	0.28	0.58	0.59	+	6.5	II	5	3	4		
Me. 1 Métochi	191.6	33.8	28.1	19.6	18.5	0.30	0.45	0.70	+	17.8	'II	(4) 5	3	4	Andesit (Andesin	PAPASTAMATIOU
Me. 2 Métochi (enclave)	138.8	25.3	40.4	23.6	10.6	0.30	0.62	0.58	-	3.6	II (III)	5	3'	4	und Hornblende)	
Ox. 1 Oxyolithos (77)	158.4	27.2	36.2	22.2	14.2	0.27	0.61	0.61	+	1.6	II	'5	3	4	Andesit (Andesin, wenig Quarz und Pyroxene)	KTENAS, PAPASTAMATIOU
Ox. 2 Oxyolithos (75)	176.9	28.7	34.0	22.3	15.0	0.26	0.64	0.65	+	16.9	II	'5	3	4	Dacitoandesit (Andesin,	
Ox. 3 Oxyolithos (76)	195.1	31.4	32.0	22.0	14.5	0.34	0.51	0.69	+	37.1	'II	4	3	(3) 4	wenig Pyroxene)	
Ox. 4 Oxyolithos (73)	207.1	32.2	31.3	20.1	16.3	0.32	0.57	0.64	+	41.9	'II	4	3	'4	Dacitoid (Andesin, wenig	
Ox. 5 Oxyolithos (72)	215.1	31.6	32.0	19.9	16.6	0.33	0.60	0.62	+	48.9	'II	4	3	'4	Pyroxene und Hornblende)	
Ox. 6 Oxyolithos (71)	220.3	32.2	29.3	20.0	18.3	0.30	0.52	0.68	+	47.1	'II	4	2	4	Dacit (Andesin, Pyroxene u. Biotit)	
Ba. Barès (74)	200.4	31.1	35.4	18.5	14.9	0.31	0.58	0.52	+	40.8	II	4	3	4	Dacit (Andesin, wenig Pyroxene u. Biotit)	KTENAS
Or. Orion	433.0	44.1	11.2	12.7	32.0	0.43	0.13	1.13	+205.2	I		3 (4)	2	3'	Rhyolit (monzonitisch mit Biotit)	PAPASTAMATIOU

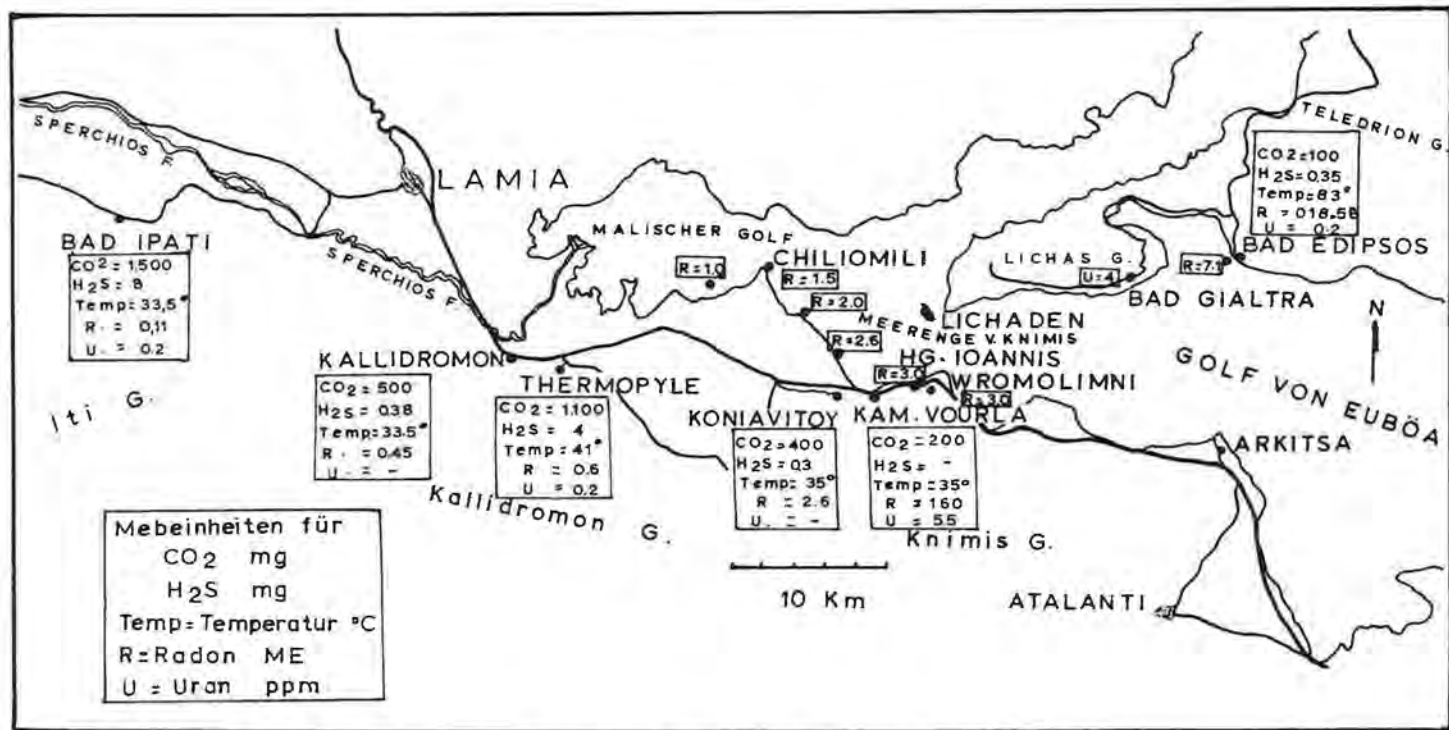


Fig. 11: Vulkanisch bedingte Eigenschaften der Thermal- und Mineralquellen (Lies „Meßeinheiten“).

4. Hydrogeologie des Arbeitsgebiets

Einführend in das geologische Allgemeinkapitel verwies ich darauf, daß ich mich gezwungen sah, mich weitgehend auf die Untersuchungen anderer Geologen in meinem Arbeitsgebiet zu berufen. Hydrogeologische Arbeiten für meinen Untersuchungsbereich liegen dagegen kaum vor. Eine Ausnahme bildet das Sperchiostal, für das 1973 und 1974 grundlegende Untersuchungsergebnisse von I. FRANGOPOULOS und P. I. MARINOS und von W. STAHL, H. AUST und A. DOUNAS veröffentlicht wurden.

Das Gebiet der Thermal- und Mineralquellen im östlichen Mittelgriechenland ist in hydrogeologischer Sicht ebensowenig einheitlich aufgebaut wie aus geologischem Aspekt. Grob treffe ich eine gewisse Zweiteilung, indem ich die Küstenbereiche mit ihren Problemen der Salzwasserkontamination und die Gebirge mit den Süßwasser-einzugebieten für die Thermal- und Mineralquellen voneinander abgrenze.

4.1. Allgemeine hydrographische Verhältnisse

4.1.1. Flüsse und Bäche im Untersuchungsgebiet

Im Euböa-Teil meines Arbeitsgebietes sind keine Flüsse oder Bäche bekannt.

Der größte Fluß in meinem Arbeitsgebiet ist der Sperchios. Seine Hauptnebenflüsse vom Süden her sind der Gorgopotamos, dessen Wasser bis 1945 für die Trinkwasser- und Elektrizitätsversorgung der Stadt Lamia herangezogen wurde, und der Asopos. Kleinere Gebirgsflüßchen, die im Itigebirge ihren Ursprung nehmen, sind Xyrias und Mavroneria (= Melas). Heute mündet auch der im Kallidromongebirge entspringende Wotanas noch in den Sperchios. Der Gebirgsbach Nerotruwia verliert sich im anmoorigen Gelände der Küste.

Mehrere Bäche, nämlich Potamia, Aevlassorevma, Kanalaki und Liapotorevma, nehmen ihren Anfang in dem Neogenstreifen, der zwischen Kallidromon- und Knimisgebirge liegt. Aus dem Knimisgebirge entspringt der Platanias.

Neben dem Hangschutt der Gebirge sind es hauptsächlich der Sperchios und die kleinen, oben aufgezählten Gebirgsflüßchen und Bäche, die im Laufe der Zeit zu den mächtigen alluvialen Ablagerungen in der Sperchiosebene und im Küstenbereich der Quellgebiete von Kallidromon bis Kammena Vourla führten. Sie drängten den Malischen Golf langsam zurück. K. KRAFT (1972/73) vermutete, daß vor etwa 4000 Jahren Lamia – hätte es damals existiert – eine Küstenstadt gewesen wäre.

Die Gebirgsflüßchen führen nur im Winter und besonders im frühen Frühling, während der Schneeschmelze im Gebirge, Wasser. Durch die intensive Süßwasserausnutzung, die jetzt in ganz Griechenland betrieben wird, hat auch der Sperchios nur im Oberlauf ganzjährig Wasser. 1973 war im Januar das Sperchiosflußbett bei Ipati fast trocken. A. PHILIPPSON beschreibt ihn noch als einen dauernd fließenden Fluß. Daher sind heute die landbildenden Kräfte, d. h. der Vorschub des Sperchiosdeltas, abgeschwächt. A. PHILIPPSON berichtete (1950 : 240), daß noch im Jahre 1889 die Dynamik der Sperchiosströmung so groß war, daß das Mündungsgebiet aktiv verlegt werden konnte.

Bis zum Jahre 1889 mündete der Sperchios in der schmalen Deltaspitze Buka, im Norden des Dorfes Hg. Trias. Heute mündet er westlich davon auf dem breiteren Deltavorsprung von Potamos (= Pateras).

4.1.2. Der Malische Golf und der Kanal von Atalanti

Der Malische Golf ist innerhalb seiner von drei Seiten geschützten Bucht, die etwa bis zum Kap von Xiliomili reicht, an den Ufern sehr seicht. Die Hafenstadt Styliis hatte daher weder in der Geschichte noch heute größere Entwicklungsmöglichkeiten.

In der Mitte der Bucht betragen die Höchsttiefen 15 englische fathoms (1 fathom = 1,83 m), also etwas über 27 m.

Im Einmündungsgebiet des Kanals von Oreon, besonders im Grenzgebiet von der Meerenge von Knimis, erreicht der Malische Golf maximale Tiefen von etwa 55 m.

Nur durch die breite Verbindung mit dem Ägäischen Meer durch den Kanal von Oreon wird es verständlich, daß im Malischen Golf der Gezeitenwechsel viel ausgeprägter ist als im Kanal von Atalanti – eine Tatsache, die schon A. PHILIPPSON auffiel. Dieser deutliche Wechsel von Ebbe und Flut mag erklären, daß man jeweils um acht Stunden dem Gezeitenstand folgend bei Ipati Quellpegelschwankungen feststellen kann (G. GEORGALAS et al., 1962). Diese Spiegelhöhenveränderungen betragen freilich nur wenige Zentimeter. Bei den Quellgruppen von Kallidromon und der Thermopyle sind den Gezeiten analoge Quellspiegelschwankungen kaum nachweisbar. Der Grund dafür dürfte sein, daß diese Quellen in Becken austreten, während bei Ipati der Quelltopf eng eingefaßt ist.

Im unmittelbaren Bereich der Lichadeninseln herrschen Untiefen vor: Die Annahme liegt nahe, daß die Vulkanite untermeerisch weiter ausgebreitet sind. In der Meerenge von Knimis liegen dagegen schon fast die Tiefenverhältnisse vor, wie sie für den Kanal von Atalanti kennzeichnend sind. Im Nordteil des Golfes von Euböa werden Tiefen von rund 50 fathoms, also etwa 90 m, gemessen.

4.1.3. Küstengebiet

Nach V. T. SPRINGFIELD und H. E. LEGRAND (1969) wurden die ersten fundamentalen Erkenntnisse für die Süßwasser-Meerwasser-Relation in Küstengebieten um die Jahrhundertwende von GHYBEN und HERZBERG gewonnen. Diese beiden Forscher untersuchten die Süßwasser-Meerwasser-Verhältnisse zunächst unter statischen Bedingungen: Dann ist die Tiefenlage der Süßwasser-Salzwasser-Grenzschicht nur vom spezifischen Gewicht der beiden Wasserarten abhängig. Das spezifisch leichtere Süßwasser „schwimmt“ gleichsam auf dem spezifisch schwereren Meerwasser. Setzt man für das Süßwasser ein spezifisches Gewicht von 1 ein, so ist für das Meerwasser in Relation dazu ein durchschnittliches spezifisches Gewicht von 1,025 einzusetzen. D. h., nach dem GHYBEN-HERZBERG-Prinzip hält eine Salzwassersäule von 40 Metern einer Süßwassersäule von 41 Metern das Gleichgewicht. Jeder Meter Grundwassererhebung über den Meeresspiegel bedeutet somit eine Süßwassermächtigkeit von etwa 40 Metern (R. NEUMANN 1964 : 336).

In den Jahren vor und nach dem Zweiten Weltkrieg, als die hydrogeologischen Verhältnisse im Hinblick auf die Möglichkeiten für die Süßwasserausbeutung immer mehr in den Brennpunkt des Interesses rückten, fand man (zit. nach V. T. SPRINGFIELD und M. E. LEGRAND) heraus, daß es sich meist nicht um ein statisches, sondern um ein dynamisches Gleichgewicht zwischen fließendem Süßwasser und fast konstant bleibender Meerwasseroberfläche handelt. Die Grenze zwischen Süßwasser und Meerwasser liegt meist tiefer, als es nach dem GHYBEN-HERZBERG-Prinzip erwartet werden kann.

Stehen Süßwasser und Meereswasser in hydraulischem Zusammenhang – und diese Voraussetzung ist im Küstengebiet des östlichen Mittelgriechenlands durch die tektonischen Brüche, die Meer und Land verbinden, gegeben – und wird das Süßwasser zuwenig durch Niederschläge ersetzt oder zu stark abgepumpt, dann kann das Salzwasser in das Süßgrundwasser einströmen. Es entwickelt sich eine Brackwasserzone, wobei ein sprunghafter Übergang zwischen Süßwasser und Brackwasser mit einer geringmächtigen Mischwasserzone beobachtet wird. Eine zusätzliche Rolle mag spielen, daß ein Teil des Küstenstreifens erst in jüngster, historischer Zeit geschaffen wurde: Jedenfalls gibt es im Bereich der Festlandsküste meines Arbeitsgebietes einen wechselnd breiten Brackwassergürtel (vgl. Fig. 1), in dem die Süßwasser-Salzwasser-Grenzschicht auffallend hoch steht. Pumpen die Bauern im August Wasser ab, um ihre Felder zu berieseln, stoßen sie fast unmittelbar auf kochsalzverunreinigtes Wasser. Es handelt sich um das Gebiet, welches A. PHILIPPSON (1950) als Marschgürtel bezeichnete. Heute hat man dieses ursprünglich sumpfige Küstenland weitgehend

dräniert. Besonders in der Umgebung des Badestädtchens von Kammena Vourla kann man sich kaum vorstellen, daß es dort einst genauso aussah wie heute noch bei Koniavitou, wo harte Riedgräser und Schilfgewächse die Hauptvegetation bilden.

Sämtliche Thermal- und Mineralquellen im östlichen Mittelgriechenland enthalten relativ viel Kochsalz (vgl. Kap. 5). Salzlagerstätten gibt es im Gebiet nicht. Die Natriumchloridanteile stammen aus marinen Wassereinflüssen, sei es in direkter Form durch tektonische Brüche, die Hauptbeispiele dafür sind die Quellen von Edipos und Psoroneria, sei es in indirekter Form aus Brackwasserreservoir. Die Hauptbeispiele dafür sind die Quellen von Kammena Vourla, Koniavitou und der Thermopyle. Bei der Mineralquelle von Ipati stammt das Kochsalz wahrscheinlich aus einem mit Meerwasser versetzten Karstreservoirwasser.

Bei Kammena Vourla liegen die Quellaquifere vermutlich oberflächlich und relativ dicht. G. GEORGALAS berichtete, daß bei Ausschachtungsarbeiten für Häuser häufig kleine radioaktive Quellen zu schütten beginnen.¹

Wahrscheinlich darf hier ein Zusammenhang mit der wasserundurchlässigen, also wasserstauenden Lehmschicht gesehen werden, auf die man bei der Bohrung im Küstenstreifen von Kammena Vourla in 50 m Tiefe gestoßen war. G. GEORGALAS hatte damals Wasserproben, die während der Bohrarbeiten *unterhalb* der Lehmschicht gewonnen worden waren, auf ihre Radioaktivität hin untersucht: Er fand nur zwischen 7 und 10 M E Radon, also eine viel geringere Radioaktivität als in den meisten bei Kammena Vourla zutage tretenden Quellen. Auch W. STAHL et al. (1974) wiesen in ihrer Arbeit über die hydrogeologischen Untersuchungen im Sperchiostal auf eine Lehmschicht in 20 bis 40 m Tiefe hin: Sie maßen ihr eine große hydrogeologische Bedeutung bei, indem sie in ihr eine der Voraussetzungen für die Entstehungsmöglichkeit vieler artesischer Brunnen in der Sperchiosebene vermuteten. Bei den Bohrprofilen der Bohrungen zwischen Lamia und Styli tauchten wiederum Lehmserien auf. Allerdings bildeten sie hier keine zusammenhängende Schicht. Keine wasserundurchlässige Schicht innerhalb der alluvialen Schichten traf man dagegen im Quellbereich von Ipati.

Weitere Untersuchungen – etwa in den Küstenbereichen der Quellgebiete von Kallidromon-Psoroneria und der Thermopyle – müßten ergeben, ob zwischen der Lehmschicht bei Kammena Vourla und der im Sperchiostal ein Zusammenhang besteht und ob diese Lehmschicht auch für diese Quellgebiete eine hydrogeologische Bedeutung besitzt.

4.2. Karst

In allen Quellgebieten – außer bei Edipos, wo die Beziehung zu Karstreservoirs hypothetisch bleiben muß – spielen Kalke und ihre Karstphänomene eine wesentliche Rolle.

Die karbonatischen Sedimente wurden fast ausschließlich während des Mesozoikums gebildet:

- Bei Kammena Vourla und Koniavitou und Gialtra handelt es sich um Trias-Jura-Kalke bzw. Dolomite. Die Dolomitisierung ließ hier die Karsterscheinungen weniger deutlich werden.
- Im Bereich des Kallidromon- und Iti-(Katavothra-)gebirges liegen Kreidekalke (eventuell teilweise auch Eozänkalke) ausgedehnt oberflächlich. Hier konnten sämtliche Faktoren, die zu Verkarstungsphänomenen führen, voll wirksam werden.

¹ Mündliche Mitteilung 1973. Prof. GEORGALAS ist seit Jahrzehnten Kurdirektor in Bad Kammena Vourla und Bad Ipati.

Bekanntlich entstehen die Karsthohlräume durch die korrodierenden Eigenschaften des aus der Atmosphäre und eingeschwemmten Substanzen stammenden Kohlendioxyds. In den Kalkgebirgen meines Untersuchungsgebietes wurde die Verkarstung durch die wiederholten tektonischen Bewegungen, denen das Gebiet seit dem ausklingenden Tertiär bis zur Jetztzeit unterworfen war, verstärkt. G. ARONIS (1961) betonte diese Erscheinung auch für sein Untersuchungsgebiet, die Kalkformationen im Parnaßgebirge. Möglicherweise wurde die Verkarstung auch stellenweise – z. B. im Itagebirge – durch postvulkanisch bedingtes freies CO₂ intensiviert, welches durch tektonische Brüche in das Kalkgebirge eindringen konnte.

Die vielen hydrogeologisch wirksamen Hohlräume der Karstformationen stehen nicht wie die Poren der Lockergesteine sämtlich in Verbindung. Bei Tunnelbauten wurden trockene und wassergefüllte Karstbahnen neben und untereinander gefunden. Karstwasserbahnen können viele Kilometer lang sein.

Das Wasser in den Karsthohlräumen strebt – wenn es nicht besonderen Bedingungen unterworfen ist – nach abwärts. So kann es der Fall sein, daß Karstwässer ins Meer einfließen und am Meeresboden Süßwasserquellen austreten (A. THURNER, 1967 : 97). Doch auch das gegenteilige Phänomen kann auftreten, nämlich daß Meerwasser in einen unter NN reichenden Karstkörper einströmt. Dadurch wird die marine Mischwasserkomponente einer Karstquelle verständlich. Diese Verhältnisse liegen wahrscheinlich u. a. im Einzugsgebiet der Thermal- und Mineralquelle von Ipati vor. Wenn das Meerwasser – wie es in diesem Fall möglich erscheint – zusätzlich vulkanische Kohlendioxydgase mittransportiert, dann mag es sich als besonders aggressiv erweisen: Man könnte sich erklären, daß die Karstaquifer dadurch erweitert wurden, und es ließe sich der hohe HCO₃-Gehalt des Ipatiquellwassers erklären (weiteres zum Chemismus Kap. 5.1.2).

Gewöhnlich sind reine Karstwässer arm an gelösten festen Stoffen: Die Karsthohlräume sind zu weit, das Wasser kann zu rasch und ungehindert fließen, als daß es zu stärkeren chemischen Austauschprozessen mit dem Kalkgestein kommen könnte. Mit anderen Worten, in Karstgebieten kommen nur selten Mineralquellen vor (A. THURNER, 1967 : 270).

Seit F. KATZER (zit. nach E. VILLINGER, 1972) unterscheidet man zwischen seichtem und tiefem Karst¹:

- Von einem „seichten“ Karst spricht man, wenn die wasserstauende Basis (z. B. Schiefer) des verkarsteten Karbonatgesteins über Tage ausstreicht. Die Mächtigkeit der Kalke spielt für die Definition keine Rolle.
- Ein „tiefer“ Karst liegt vor, wenn die verkarsteten Schichten unter die Geländeoberfläche tauchen oder unter den Meeresspiegel hinabreichen.

E. VILLINGER fand, daß bei seichtem Karst die Karstquellen jeweils an der Basis ihres zugehörigen Karstwasserspeichers austreten. Bei tiefem Karst liegt das Austrittsniveau der Karstquellen dagegen über den dazugehörigen Karstwasserreservoir. K. APEL (1972) bemerkte dazu, daß die Quellen, die aus dem tiefen Karst entspringen, viel geringere Temperatur- und Schüttungsschwankungen aufweisen. Da die tiefen Karstwässer demnach nur wenig am kurzfristigen Wasserkreislauf teilnehmen, muß zu ihren weiteren Charakteristika gehören, daß sie niedrigere Tritiumgehalte aufweisen als Grundwasser aus seichtem Karst (vgl. Kap. 5.3.).

Meiner Ansicht nach stammen die Thermal- und Mineralquellen meines Untersuchungsgebietes größtenteils aus tiefen Karstwasserreservoir.

Die geologischen Verhältnisse entsprechen der Definition: Bei der Entstehung des Kanals von Atalanti, des Malischen Golfes und der Sperchiosebene wurden die den

¹ Definition nach J. ZOTL. (briefl. Mitteilung).

großen Absenkungsbereichen zugewandten Teile der Gebirge mit abgesenkt. Es ist anzunehmen, daß Teile des Lichasgebirges bei Gialtra unter den Kanal von Atalanti, Teile der Karstformationen des Itisgebirges unter den Flysch der Sperchiosebene und Teile der Serien des Kallidromon- und Knimisgebirges unter den Malischen Golf und den Nordteil des Golfes von Euböa abgetaucht sind.

Wasserstauende Schichten bleiben in den Quellgebieten ohne wesentliche hydrogeologische Bedeutung:

- Bei *Gialtra* sind vorwiegend Trias-Jura-Formationen vorhanden. Die oberjurassischen Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien, die bei Kammena Vourla und Koniavitou im Hangenden der Trias-Jura-Dolomite auftreten, fehlen bei Gialtra. Demnach fehlt eine wasserstauende Schicht.
- Der zur *Ipati-Quelle* gehörige Karstkörper gehört in die Parnaß-Kiona-Zone; es gehört zu deren Charakteristika, daß sie von nur sehr kurzen Verlandungsepochen unterbrochenen Kalksedimentationen aufgebaut ist. Überschiebungen der subpelagonischen Zone, die sich als wasserstauende Schicht auswirken könnten, reichen innerhalb des Itisgebirges nicht bis an das Quellgebiet heran.
- In den Quellgebieten der *Thermopyle* und von *Kallidromon* ist die als wasserstauende Schicht geltende Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serie theoretisch unter den Kreidekalken zu erwarten. Sie wurde aber in den wahrscheinlich zu den Einflußbereichen der Quellen gehörigen Bezirken nicht nachgewiesen. Wenn sie vorhanden ist, dann treten diese wasserstauenden Schichten sicherlich nicht über Tage aus.
- Bei *Kammena Vourla* und *Koniavitou* liegen die für die subpelagonische Zone so charakteristischen wasserschwerdurchlässigen Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien über dem eigentlichen Karstkörper, den sie aber nicht völlig abdecken: Auch hier ist also ein tiefes Karstwasserreservoir anzunehmen.

4.3. Hydrologie des Untersuchungsgebietes

Wie schon in Kapitel 2 gesagt, sind die Regenfälle im Arbeitsgebiet fast immer kurzdauernd und sehr intensiv.

Für den Grundwasserhaushalt spielen Dauer und Intensität der Niederschläge bekanntlich eine große Rolle: Bei langanhaltendem, schwachem Regen ist die Versickerungsmenge relativ größer und der Abfluß relativ geringer als bei starkem, kurzdauerndem Regen, bei dem die Niederschlagsmengen als solche beträchtlich sein mögen, dem Grundwasser aber – zumindest an Ort und Stelle – wenig zugute kommen.

Dadurch mag sich erklären, warum sich im Küstengebiet im Frühjahr große Wasserlachen ansammeln.

Ein großer Teil des Süßwasser-Einzugsgebietes der Thermal- und Mineralquellen liegt in den Gebirgen.

Im Gebirge fließen die Niederschläge infolge des steilen Geländes und des meist undurchlässigen Felsuntergrundes größtenteils oberirdisch ab. (In den Alpen beträgt der Abfluß an den Niederschlägen 60–80% [H. SCHNEIDER, 1964 : 287].) Das gilt jedoch nicht für Karstgebiete, in denen der Regen in den Kalkdolinen teilweise rasch versinkt. Der oberflächliche Abfluß wird an den Steilhängen der Kalkgebiete des Arbeitsgebietes andererseits gefördert, weil die Pflanzendecke nicht durchgehend entwickelt ist. „Karstgebiete sind an ihren Oberflächen meist Trockengebiete“ (R. NEUMANN, 1964 : 337).

Wie Markierungsversuche von F. BAUER (1970) zeigten, ist eine exakte Abgrenzung von Wassereinzugsgebieten in Karstbereichen praktisch nicht möglich. Für die Quellbezirke von Kammena Vourla und Koniavitou wurde trotzdem eine groborientierte

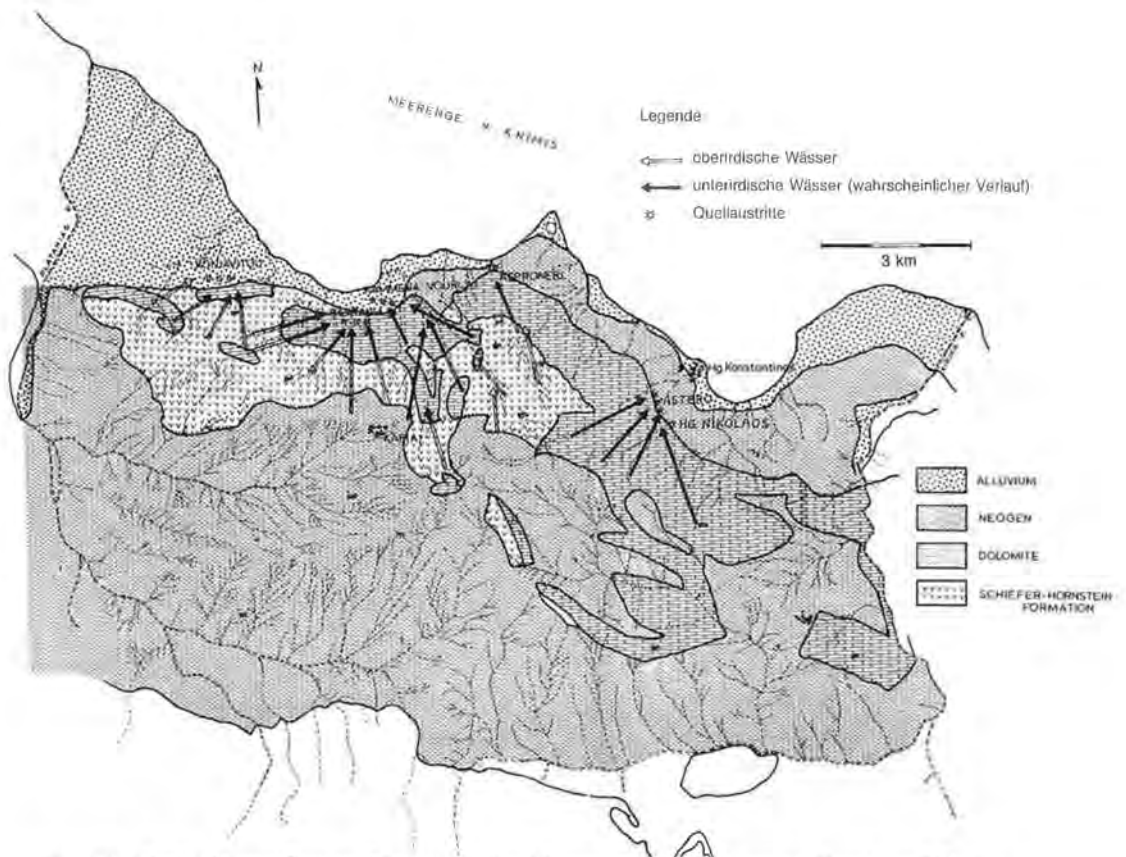


Fig. 12: Fließrichtung ober- und unterirdischer Wasser im Gebiet Kammena Vourla und Koniavitou mit Quellaustritten.

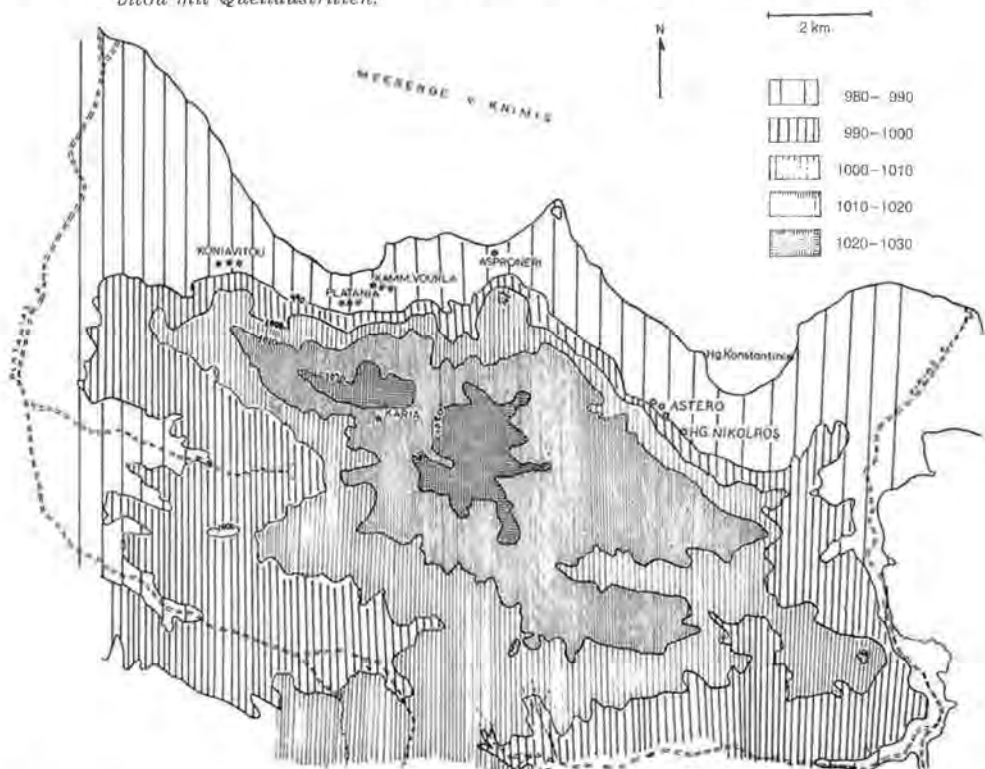


Fig. 13: Niederschlagsverteilung im Bereich Kammena Vourla und Koniavitou. Niederschlagssummen in mm/Jahr, Isolinien im Abstand von 10 mm.

tierende Bilanzuntersuchung – sozusagen stellvertretend für die übrigen Quellareale – versucht. Die geologischen Verhältnisse (Neogen und Quartär begrenzen eine relativ kleine Kalk-Schiefer-Hornstein-Scholle) scheinen eine hydrogeologische Abstekung des Wassereinzugsgebietes möglich zu machen (vgl. Fig. 12, 13).

Der Einflußbereich für die Thermal- und Mineralquellen von Kammena Vourla und Koniavitou umfaßt 26,7 Quadratkilometer. Zwei grundverschiedene Gesteinsformationen bestimmen die hydrologischen Gegebenheiten:

- Trias-Jura-Kalke bzw. Dolomite: 15 km²
- Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien: 11,7 km²

Die Grundwasserführung *dolomitischer Kalke* gilt im allgemeinen als mäßig. In meinem Untersuchungsgebiet ist sie jedoch erheblich gesteigert durch die starke pliozän-quartäre tektonische Beanspruchung der Dolomite, die intensiv zerklüftet und gespalten und dadurch stärker verkarstet sind als üblich vorkommende Dolomite.

Die jährliche Regenmenge beträgt für diese Serien, die hauptsächlich in Höhen zwischen 100 m und 600 m über NN liegen, etwa 1000 mm. In einem Gebiet von 15 km² fallen damit 15.000.000 Kubikmeter Niederschlag. Nach den meteorologischen Stationen der weiteren Umgebung (Korinth, Loutraki, Kalambakas) muß jedoch für Verdunstung, Abfluß usw. ein Verlust von ungefähr 40% einkalkuliert werden, d. h., daß jährlich rund 9 Millionen Kubikmeter Wasser dem Grundwasser des Dolomit-Karstgebietes zuströmen.

Die *Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation* kann man als wenig bis gar nicht wasserdurchlässig bezeichnen. Die wasserstauende Wirkung wird durch die lateritische Verwitterungsdecke, von der sie überzogen wird, noch verstärkt (W. PETRASCHKEK, 1954). Doch muß auch bei dieser Formation die tektonische Beanspruchung berücksichtigt werden, obwohl die Brüche teilweise durch Schuttmaterial verstopft sind.

Die Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien nehmen, wie gesagt, oberflächlich ein etwa 11,7 km² großes Gebiet ein. Ihre mittlere Isohypse liegt bei etwa 700 m über NN. Damit beläuft sich die durchschnittliche Niederschlagshöhe auf ca. 1020 mm. Im Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Gebiet fallen demnach pro Jahr etwa 12 Millionen (11.934.000) Kubikmeter Regen.

Von dieser Niederschlagsmenge läuft etwa ein Drittel oberflächlich ab und fließt in die Trias-Jura-Karstbereiche ab. Doch gehen davon wahrscheinlich ungefähr 75% durch Verdunstung etc. verloren, womit nur 1.989.000 m³ die Karstgebiete erreichen.

Die übrigen zwei Drittel des Regenwassers aus dem Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Bereich verbleiben daselbst. Es geht dabei der allergrößte Teil – von den Wetterstationen wurden bis zu 90% geschätzt – durch Verdunstung, Bodenabsorption usw. für das Grundwasser verloren, mit anderen Worten, nur ein Zehntel kann in die Tiefe dringen und dem Grundwasser zugute kommen.

Im Wassereinzugsgebiet von Kammena Vourla und Koniavitou gibt es außer den Mineralquellen fünf *Süßwasserquellen*.

- Die Quellen „Hg. Nikolaos“ und „Astero“ im Gebiet von Hg. Konstantinos.
- Die Quellen „Asproneri“, „Vlachas“ (= „Platanias“) und „Karia“ im Gebiet von Kammena Vourla.

Die Süßwasserquellen produzieren gemeinsam ein stündliches Quellvolumen von 740 Kubikmeter. Das sind abgerundet etwa 6,3 Millionen Kubikmeter pro Jahr.

Die Mineralquellgruppe von Kammena Vourla hat ein durchschnittliches Stundenquellvolumen von 420 m³, und die Mineralquellgruppe von Koniavitou produziert durchschnittlich stündlich 400 m³. Die durchschnittliche jährliche Quellwasserleistung beider Thermal-Mineral-Quellgruppen beträgt demnach etwas über 7 Millionen Kubikmeter Wasser.

Berechnet man die jährliche Leistung sämtlicher Quellen im Gebiet, kommt man auf ein Schüttungsvolumen von etwa dreizehneinhalb Millionen Kubikmeter. Das sind ungefähr 2 Millionen Kubikmeter mehr, als das Karstgrundwasser während Winter und Frühling an Niederschlägen zugeführt bekommt. Auf das Gesamtquellvolumen des Gebietes bezogen beträgt diese Differenz etwa 15%. Die Quellen im Wassereinzugsgebiet von Kammena Vourla und Koniavitou werden demnach nicht nur aus dem örtlichen Grundwasser gespeist. Es muß noch ein weiteres Wasserreservoir vorhanden sein; dieses zusätzliche Wasserreservoir ist aller Wahrscheinlichkeit nach im Brackwasser des Küstenstreifens zu suchen. Die fünf Süßwasserquellen enthalten jedoch kein Kochsalz. Für sie kann der Brackwasserhorizont demnach keine Rolle spielen. Werden aber diese fünf Süßwasserquellen ausschließlich aus Karstwasser gespeist, so heißt das, daß von den 11,8 Millionen Kubikmeter Niederschlagswasser, die den Karstwasserspeichern im Durchschnitt jährlich zuströmen, 6,5 Millionen ausschließlich für die Schüttung der Trinkwasserquellen verbraucht werden.

Die Thermal- und Mineralquellen von Kammena Vourla und Koniavitou fördern im Jahr durchschnittlich 7 Millionen Kubikmeter Wasser: Von der jährlichen Niederschlagsmenge bleiben für die Süßwasserzufuhr der Quellen 5,3 Millionen m³. Damit entsteht eine Differenz zwischen der Leistung der Mineralquellen und ihrer möglichen Süßwasseraufnahme von 1,7 Millionen m³ Wasser. Dieses Wasser dürfte den marinen Mischwasseranteil der Quellen darstellen, der sich nach diesen Überlegungen auf ein Mittel von etwa 25% beläuft.

Man muß in Betracht ziehen, daß die Quellgruppe von Koniavitou den chemischen Analysen nach weniger Chloridionen (vgl. Fig. 17), also vermutlich weniger Meerwasser enthält als die Quellen von Kammena Vourla, deren mariner Mischwasseranteil entsprechend höher sein dürfte.

Die hydrologischen Berechnungen müssen als eine grobe Schätzung hingenommen werden. Sie stimmen jedoch recht gut mit den Süßwasser-Meerwasser-Relations-Bestimmungen überein, die W. STAHL et. al. (1974) vornahmen. Diese Autoren konnten für Kammena Vourla einen marinen Mischanteil zwischen 27 und 34% feststellen (vgl. Kap. 5.3.).

4.4. Sinterbildung

Unter Sintern versteht man kristallisierte oder amorphe Ablagerungen, die aus Süßwasserquellen und -bächen (vor allem in Karstgebieten), aus Thermal- und Mineralquellen und aus anderen wandernden Lösungen ausgeschieden werden. Zum überwiegenden Teil bestehen sie aus CaCO₃ und SiO₂. Sinterbildung durch thermale Quellen ist ein sehr häufiges Phänomen. In meinem Arbeitsgebiet kommen Sinter bei den Thermopyle-Quellen, bei den Kallidromon-Psoroneria-Quellen, bei Ipati und Edipos vor. Bedeutsam ist die Sinterbildung aber nur bei Ipati und – ganz besonders – bei Edipos.

4.4.1. Entstehung von Kalksintern in vulkanisch beeinflussten Karstgebieten

Das durch die kohlendioxidhaltigen Dämpfe erhitzte Grundwasser vermag aufgrund des in der Tiefe herrschenden hohen Druckes, des Überschusses an gelöstem CO₂ und der starken Erwärmung sehr große Mengen von CaCO₃ zu lösen und die Lösung zu halten. Sobald CO₂ an Poren oder Klüften im Gestein entweicht, fällt dort – auch innerhalb der unterirdischen Aquifere – Calciumkarbonat aus. Die Sinterbildung findet also auch in der Tiefe statt. Durch diese Sinterabscheidung wird aber gleichzeitig der Wasserweg abgedichtet und ein weiteres Entweichen von CO₂ verhindert. Es kann unter Umständen durch zunehmende Profilverengung ein Quellweg auf diese Weise verstopft werden.

Während meinen dreijährigen Beobachtungen der Edipsos-Quellen fand ich, daß der größte Teil der Sinter zwischen 70° und 45° C abgeschieden wird. Da die Quellwassertemperaturen in der Tiefe vermutlich höher sind als an den Quellostien, ließe sich auf diese Weise erklären, warum bei der Ipati-Quelle – Quelltemperatur am Austritt 33,5° C – die Sinterbildung hauptsächlich in die Tiefe stattfindet, während bei Edipsos mit seinen wesentlich heißeren Quellen die Sinterabsätze über Tage so ausgeprägt sind.

(Weitere Angaben zu den Sintern von Edipsos siehe Kap. 6.1.6.)

5. Chemismus

5.1. Chemische Analysen

Die chemischen Analysen der Quellwasserproben wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. C. Dimitroulias im Juni 1971 an der Technischen Universität von Athen durchgeführt, Vergleichsanalysen wurden freundlicherweise vom Ministerium für Industrie und Tourismus zur Verfügung gestellt.

Bei den chemischen Analysen wurden im einzelnen folgende Methoden angewandt:

- Kalium, Natrium, Calcium und Magnesium wurden flammenphotometrisch bestimmt. Magnesium und Calcium wurden außerdem noch volumetrisch bestimmt.
- Chlor und Hydrogenkarbonat wurden volumetrisch bestimmt.
- Das Sulfat wurde durch Fällung ermittelt.
- Die Messung der Radioaktivität der Wässer wurde an Ort und Stelle mit Hilfe des Fontaktoskops von C. Engler und H. Sieveking vorgenommen.

Die Darstellung der Analysenergebnisse erfolgte einerseits tabellarisch und andererseits, zur besseren Übersicht, in Form der UDLUFTschen Diagramme: Diese geben die Gesamtsumme der gelösten Stoffe in einer Kreisfläche wieder. Die Größe der verschiedenen Kreise gibt so schon ein klar erkennbares Vergleichsbild der gelösten Mengen bzw. der Konzentrationen. Der Kreis wird als 400°-Kreis aufgefaßt. Der Radius ergibt sich aus dem Gesamtlösungsinhalt. Die undissoziierten Stoffe werden in einem bzw. mehreren Innenkreisen eingetragen. Die dissoziierten Bestandteile werden im Hauptkreis eingetragen, wobei die Kationen oberhalb und die Anionen unterhalb eines horizontal gelegten Durchmessers eingezeichnet werden. Für Kationen und Anionen stehen je 200° zur Abtragung der Millivalprozentwerte zur Verfügung; für 1 mval% also 2° (nach H. UDLUFT 1957–59).

5.1.1. Begriffsbestimmung „Mineralquelle“

Es gibt noch keine international verbindliche Definition. Griechenland schließt sich weitgehend den in der deutschen Bundesrepublik geltenden Bestimmungen für die Charakterisierung von Mineralwässern an.

Die alten Bezeichnungen wie „erdig“, „muriatisch“, „alkalisch“ werden seit etwa 25 Jahren kaum noch verwendet. Heute bemüht man sich um Kennzeichnungen, die hauptsächlich auf die Ionen bezogen sind, die sich an den Grundkonzentrationen in den Wässern beteiligen.

Die häufigsten Anionen sind Cl, HCO₃, SO₄; die wichtigsten Kationen sind Na, Ca, Mg. Um in die unten aufgeführten Mineralwassergruppen eingeordnet werden zu können, muß ein Wasser pro Kilogramm mindestens 1 Gramm eines entsprechenden festen Mineralstoffes enthalten.

- Chlorid-Wässer:

Früher wurden sie auch muriatische Wässer genannt. Es gibt Natrium-, Kalium-, Calcium- und Magnesium-Chlorid-Wässer. Von „Solen“ darf man sprechen, wenn

mehr als 5,5 g Natrium und mehr als 8,5 g Chlorid in einem Liter Wasser enthalten sind.

– Hydrogenkarbonat-Wässer:

Die Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer nannte man früher „alkalisch“. Calcium- bzw. Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer kennzeichnete man ehemals als „erdig“.

– Sulfat-Wässer:

Natrium-Sulfat-Wässer wurden früher „salinisch“ genannt. Magnesium-Sulfat-Wässer hießen einst „Bitterwässer“. Calcium-Sulfat-Wässer bezeichnete man einfach als „sulfatisch“. Für Eisen-Sulfat-Wässer bzw. Aluminium-Sulfat-Wässer waren die alten Bezeichnungen „Vitriol-“ bzw. „Alaunwässer“.

– Der Ausdruck „Säuerling“ für Wasser, in denen mehr als 1000 mg Kohlendioxyd gelöst ist, wird auch heute noch öfter verwendet.

Für die übrigen Mineralstoffe, die Wässer charakterisieren können, wurden nach den Richtlinien des Deutschen Bäderverbandes von 1951 untere Grenzwerte festgelegt. Dabei spielen für die Quellen in meinem Untersuchungsgebiet die Radioaktivität, der Eisen- und Schwefelgehalt eine Rolle. Der Minimalwert, nach dem eine Quelle als radioaktiv bezeichnet werden darf, beträgt 50 ME Radon. Als unterste Sollgrenze für eisenhaltige Wässer wurden 10 mg Eisen pro Liter gefordert (nach K. FRICKE, 1954, 1969). Eine „Schwefelquelle“ muß 1 mg/kg tritrierbaren Schwefel enthalten.

Nach den obengenannten Begriffsbestimmungen gehören die Quellen meines Untersuchungsgebietes zu den Natrium-Chlorid-Wässern, d. h., alle Quellwässer enthalten mehr als 1 g Kochsalz pro Liter. Im einzelnen definiert, handelt es sich bei den Mineralquellen im östlichen Mittelgriechenland um folgende Quelltypen:

Edipsos

Damaria-Quelle
Kombogianni-Quelle
Silla-Quelle

Calciumsulfatische Solquelle
Calciumsulfatische Solquelle
Radioaktive calciumsulfatische Solquelle

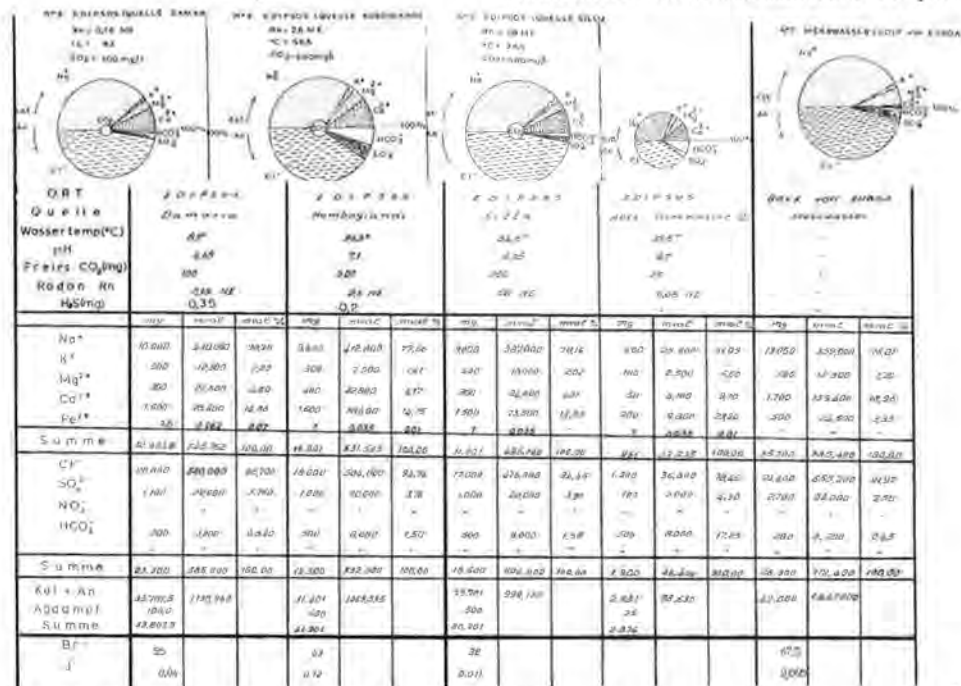


Fig. 14: Chemismus der Wässer der Edipsos-Quellen.

Ipati

Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser-Säuerling-Schwefelquelle

ORT	IPATI			GOLF VON EUBÖA		
Quelle	Zentral Thermal-Mineralquelle			Meerwasser		
Wassertemp(°C)	33,5°			-		
pH	6,50			-		
Freies CO ₂ (mg)	1.500			-		
Radon Rn	0,11 ME			-		
H ₂ S(mg)	8			-		
	mg	mval	mval %	mg	mval	mval %
Na ⁺	1.400	60,200	49,249	13.000	559,000	76,01
K ⁺	60	1,500	1,227	500	12,500	1,70
Mg ²⁺	200	16,400	13,416	1.700	139,400	18,96
Ca ²⁺	900	44,100	36,078	500	24,500	3,33
Fe ²⁺	1	0,035	0,030	-	-	-
Summe	2.561	122,235	100,00	15.700	735,400	100,00
Cl ⁻	3.000	84,000	72,164	23.400	655,200	91,97
SO ₄ ²⁻	20	0,400	0,343	2.700	54,000	7,58
NO ₃ ⁻	-	-	-	-	-	-
HCO ₃ ⁻	2.000	32,000	27,493	200	3,200	0,45
Summe	5.020	116,400	100,00	26.300	712,400	100,00
Kat + An	7.581	238,635		42.000	1.447,800	
Abdampf Summe	1.508					
	9.089					
Br ⁻	8,4			67,5		
J ⁻	0,6			0,065		

Fig. 15: Chemismus der Quelle von Ipati und des Meerwassers im Golf von Euböa.

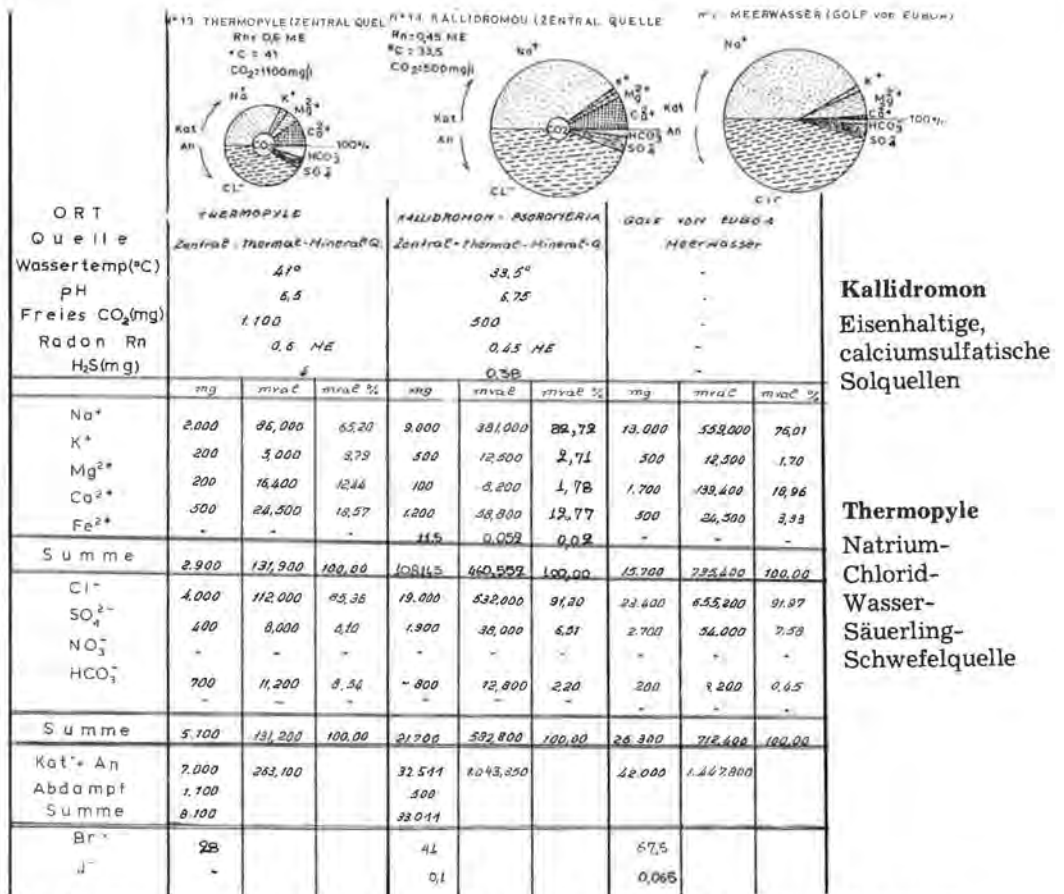


Fig. 16: Chemismus der Quellwässer von Kallidromon und Thermopyle sowie des Meerwassers im Golf von Euböa.

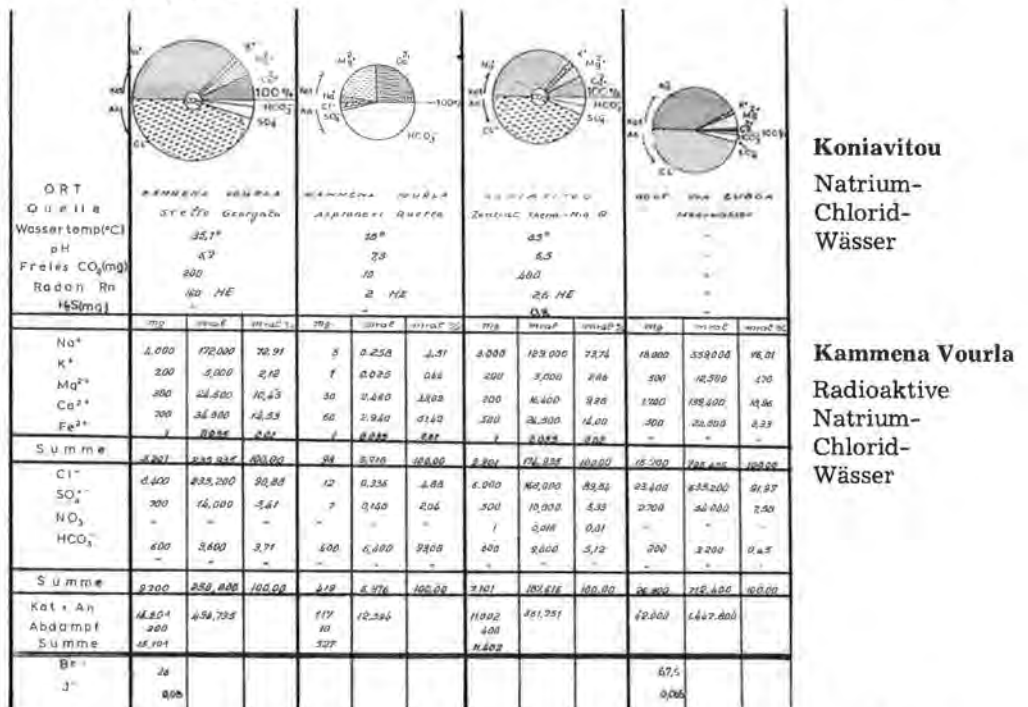


Fig. 17: Chemismus der Quellwässer von Koniavitou und Kammena Vourla sowie des Meerwassers im Golf von Euböa.

5.1.2. Diskussion der chemischen Analysen

Sämtliche Thermal- und Mineralquellen im östlichen Mittelgriechenland führen – wenn auch in jeweils verschiedenen Proportionen – Mischwässer, nämlich Süßwasser (hauptsächlich Karstwasser) und Meerwasser. Die Frage nach einer dritten Wasserkomponente, in Form von juvenilem Wasser, werde ich im weiteren Verlauf der Arbeit noch öfter aufgreifen und diskutieren: Sie wird wahrscheinlich negiert werden müssen. Sicher jedoch werden die Eigenschaften sämtlicher Quellen stark von den Jungvulkanen im Gebiet geprägt.

Man kann die Eigenschaften der Quellen nicht zwanglos auf nur je eine der oben genannten Ursachen zurückführen. Es soll trotzdem versucht werden, den Chemismus der Mineralquellwässer getrennt nach den drei Haupttätigkeiten durchzusprechen, da er so im Grundsätzlichen leichter verständlich wird.

5.1.2.1. Einfluß des marinen Wasseranteils auf die Quelleigenschaften

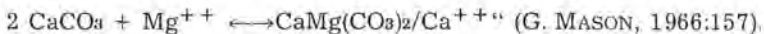
Die Natrium- und Chloridionen-, besonders die Chloridionenkonzentrationen, entsprechen etwa den vermuteten Meerwasseranteilen in den Quellwässern. Durch ^{18}O -Untersuchungen (vgl. Kap. 5.3.) im Vergleich mit den Chloridkonzentrationen wurde für einige Quellen der marine Mischwasseranteil ermittelt: Ipati: 16%; Kallidromon: 67%; Thermopyle: 14%; Kammena Vourla: um 30%. Die Möglichkeit, daß der hohe Kochsalzgehalt der Mineralquellen durch Salzlagerstätten verursacht werde, kann durch die geologischen und hydrogeologischen Untersuchungen ausgeschlossen werden.

In sämtlichen Quellwasserproben konnten Bromionen nachgewiesen werden, die bekanntlich als „ozeanisches Leitelement“ gelten.

Der Sulfationenanteil des Meerwassers findet sich in den Quellwässern ungefähr der jeweiligen Verdünnung mit Süßwasser entsprechend wieder.

Meerwasser im Bereich des Golfes von Euböa enthält 1700 mg Magnesiumionen und 500 mg Calciumionen. Auffälligerweise sind die Thermal-Mineral-Quellen im Verhältnis zu ihren marinen Mischwasseranteilen an Magnesium verarmt, während der Calciumgehalt relativ erhöht ist. Am auffälligsten ist diese Erscheinung bei den Quellen von Kallidromon. R. BRINKMANN und R. KÜHN (1973) berichteten bei ihren Untersuchungen der Salzwasserthermen in Westanatolien über analoge Phänomene. Der Grund sind Dolomitierungsprozesse.

„In vielen Fällen war Meerwasser, das auf Kalkgestein einwirkte, die Ursache für folgende zur Dolomitierung führende Reaktion:



5.1.2.2. Einfluß des Süß-Karstwasseranteils auf die Quelleigenschaften

Während das Meerwasser nach dem Obengesagten fast auf sämtliche Ionenkonzentrationen bestimmend einwirkt, hat das Süß-Karstwasser letztlich nur einen verdünnenden Effekt.

Nach der einfachsten Klassifizierung von Wässern nach E. DAVIES und DE WIEST (zitiert nach G. MATTHESS, 1973:266), die sich ausschließlich auf die Konzentration an gelösten festen Bestandteilen stützt, werden Süßwässer dadurch definiert, daß sie nur 0 bis 1000 mg gelöste feste Bestandteile pro Liter enthalten. In seinem Lehrbuch über die Beschaffenheit des Grundwassers brachte G. MATTHESS (1973:179) mehrere Beispiele für die chemischen Charakteristika von Quellen aus Kalkgesteinen. Wie erwartet, waren die wesentlichsten Kationen Ca^{++} und Mg^{++} und das wichtigste Anion HCO_3 . Die Gehalte für Calcium lagen jedoch im Mittel zwischen 45 und 35 mg, die für Magnesium ungefähr zwischen 15 und 30 mg und die für Hydrogencarbonat

etwa zwischen 170 und 300 mg. Verglichen mit den Mengen der entsprechenden Ionen in den Mineralquellen des Untersuchungsgebietes sind das unbedeutende Mengen (vgl. Kap. 4.2. Karst).

Es ist jedoch in Betracht zu ziehen, daß Thermalwässer in Kalkgesteinen stärker lösend wirken als kaltes Grundwasser; auch erhöht freies Kohlendioxyd die Lösungs-fähigkeit des Wassers. Es ist daher anzunehmen, daß die Vereinigung des Karst-Süßwassers mit den vulkanisch bedingten Elementen der Quellwässer bereits jeweils im Karstwasserreservoir erfolgt.

Dieser Überlegung – die besonders auch die hohen Konzentrationen der HCO_3^- -Ionen der Quellen erklären würde – kommt entgegen, daß die Thermal- und Mineralquellen des Arbeitsgebietes entsprechend den geologisch-hydrogeologischen Verhältnissen mit großer Wahrscheinlichkeit ihren Süßwasseranteil aus tiefen Karstwasserreservoirien beziehen. Diese tiefen Karstwasserreservoirie erlauben zwanglos die Vorstellung von tektonisch bedingten Verbindungen zwischen Karstwasserreservoir und vulkanischen Zentren.

5.1.2.3. Juveniles Wasser

Juveniles Wasser stammt aus dem Magma, aus dem es bei der Kristallisation entsteht. Juveniles Wasser war vorher nie in der Atmosphäre. Das magmatische Wasser kann bei einem flachgründigen Magma als vulkanisches Wasser bezeichnet werden. Derartige Wässer, meist mit Vulkanismus verknüpft, sind stark thermal und weisen relativ hohe Gehalte an Na^+ , Li^+ , Cl^- , F^- , SiO_2 , B, S, Ba^{++} und CO_2 , niedrige Gehalte an J^- , Br^- , Ca^{++} , Mg^{++} sowie ein kleineres D/H- und höheres $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis auf als das Meerwasser (G. MATTHESS, 1973:266). Deuterium- und Sauerstoffisotopenuntersuchungen konnte ich aus technischen Gründen nicht durchführen lassen. Daher muß die Frage nach einem juvenilen Mischwasseranteil in den Thermal- und Mineralquellwässern des Untersuchungsgebietes offenbleiben.

Die Eigenschaften der Thermal- und Mineralquellen, die auf vulkanische Einflüsse zurückzuführen sind, wie die Kohlendioxyd- und Schwefelwasserstoffgehalte, die erhöhten Temperaturen, die Uran- und Radonkonzentrationen, sind nicht zwangsläufig an die Existenz juveniler Mischwasseranteile gebunden.

5.1.2.4. Vulkanisch bedingte Eigenschaften der Quellwässer

Der hohe Gehalt der Quellwässer an freiem Kohlendioxyd, unter gewissen Vorbehalten auch die erhöhte Temperatur und der Schwefelwasserstoffgehalt der Mineralquellen sind an die einstige und/oder jetzige Aktivität an Vulkanen gebunden. Die Radioaktivität der Quellwässer ist dagegen nicht notwendig an vulkanische Tätigkeit, sondern grundsätzlich nur an die Existenz uranangereicherter Gesteine – und diese sind häufig magmatischer Natur – geknüpft.

5.1.2.4.1. Freies Kohlendioxyd

In sämtlichen Quellwasserproben – sogar in der sehr heißen Damaria-Quelle bei Edipos – wurde freies Kohlendioxyd nachgewiesen. Durch die Radiokohlenstoffuntersuchungsergebnisse kann ausgesagt werden, daß die Kohlensäuregehalte in den Thermal- und Mineralquellen von Edipos, Ipati und Kammena Vourla größtenteils „magmatischen Ursprungs“ sind.

Das freie CO_2 kann als „klassisch juveniler Bestandteil von Thermalwässern“ angesprochen werden (K. FRÜCKE, 1970). Früher wurde sogar gelehrt, daß freies CO_2 immer *direkter* jungvulkanischer Genese sei. Heute wird nur der räumliche Zusammenhang – der in meinem Untersuchungsgebiet teilweise beispielhaft deutlich ist – als gegeben anerkannt. Eine „primärgenetische Verbindung“ wird dagegen meist ab-

gelehnt. Sehr häufig entstehen Kohlendioxyd, Wasserdampf, Schwefelwasserstoff und Chlorid durch Hitzeeinwirkung in der Nähe rezenter Vulkane auf andere Medien, wie z. B. Gesteine oder Wasser (K. FRICKE und G. MICHEL, 1970). Es gibt natürlich auch Kohlendioxyd, das direkt aus Magma mit der dazugehörigen Gas- oder wäßrigen Phase frei wird. Die ausströmenden heißen Gase tätiger Vulkane bestehen zu 80% aus Wasser, dann jedoch vorwiegend aus CO₂. 1965 hatte J. HOEFS (zitiert nach J. HOEFS, 1973) in seiner Doktorarbeit zeigen können, daß in sämtlichen magmatischen Gesteinen Kohlenstoff einmal in oxydierter Form, u. a. als CO₂, und einmal in reduzierter Form enthalten ist. Das Karbonat erwies sich jedoch keineswegs als unbedingt primärmagmatischen Ursprungs, denn es wies meist nicht die dann entsprechend zu erwartenden ¹³C- und ¹⁸O-Werte auf (J. HOEFS, 1973).

Die Säuerlinge in meinem Arbeitsgebiet dürften wahrscheinlich ihren CO₂-Gehalt der Reaktion von in der Tiefe am Vulkan erhitzten vadosen Wässern mit Kalkgestein verdanken.

5.1.2.4.2. Erhöhte Quellwassertemperaturen

Begriffsbestimmung „Therme“

1970 brachte K. FRICKE eine Zusammenstellung verschiedener Begriffsbestimmungen für „Therme“:

- Es gibt Länder, in denen eine bestimmte Mindesttemperatur – meist wird zwischen 20° und 25° C angegeben – gefordert wird, um Wasser als „thermal“ deklarieren zu können.
- In anderen Ländern, wie z. B. Italien und Griechenland¹, wird auf Grund verschiedener Temperaturen eine gewisse Unterteilung getroffen und unterschieden zwischen kalten Quellen unter 20° C, subthermalen Quellen bis etwa 30° C und hyperthermalen Quellen von über 40° C.
- Die meisten Bearbeiter bezeichnen Grundwasser und Quellen dann als „thermal“, wenn ihre Temperatur über der örtlichen Jahresisotherme liegt.

Der letzten Definierung pflichtete K. FRICKE bei. Er betonte, daß es aus der Sicht des Hydrogeologen wesentlich sei, herauszustreichen, daß die Wassertemperatur von der örtlichen durchschnittlichen Jahrestemperatur *unabhängig* sei. Damit ist es selbstverständlich, daß in „Gebieten mit Dauerfrost eine Quelle noch mit 10° C thermal ist und in tropischen Gebieten der Grenzwert bis auf 30° C und mehr angegeben wird“ (K. FRICKE, 1970). In dieser Arbeit schließe ich mich der letzten Begriffsbestimmung an.

Die örtliche Jahresisotherme liegt in meinem Untersuchungsgebiet zwischen 21° und 25° C. Bei Ipati sind die durchschnittlichen Jahrestemperaturen etwas niedriger und bei Edipsos etwas höher als im übrigen östlichen Mittelgriechenland, d. h., bei Ipati liegen sie ungefähr bei 21° C und bei Edipsos erreichen sie 25° C. Die Thermal- und Mineralquellen meines Arbeitsgebietes werden alle der Bezeichnung „thermal“ im Sinne K. FRICKES gerecht. Die Quellen von Edipsos verdienen sogar teilweise die Charakterisierung „hyperthermal“ nach der Definition von K. ANAGNOSTIDIS.

Entstehung von Thermen

Nach A. THURNER (1967:301) wird sie auf folgende Ursachen zurückgeführt:

¹ In Griechenland schließt man sich darüber hinaus zum einen der Thermengliederung von K. ANAGNOSTIDIS (1961) und zum anderen der von G. GEORGALAS (1963) aufgestellten Definition an:

K. ANAGNOSTIDIS unterscheidet: 1. Hypothermen: bis 18° C; 2. Kliarothermen: bis 30° C; 3. Euthermen: bis 40° C; 4. Akrothermen: bis 60° C; 5. Hyperthermen: über 60° C.

G. GEORGALAS untergliedert: 1. Kalte Quellen: unter 20° C; 2. Hypothermen: bis 34° C; 3. Isothermen: bis 38° C; 4. Hypothermen: über 38° C.

- Erwärmung des Wassers durch die Erdwärme
- Erwärmung des Wassers durch chemische Vorgänge
- Erwärmung des Wassers durch Gase
- Erwärmung des Wassers durch radioaktive Stoffe
- Erwärmung durch Reibung
- Erwärmung durch Zufuhr von juvenilem Wasser
- Erwärmung des Wassers (wie bei den Geysiren in Island) durch vulkanische Dämpfe (A. RITTMANN, 1960:7).

Im allgemeinen spielt die Erwärmung durch die Erdwärme für die Entstehung von Quellen mit erhöhten Temperaturen die Hauptrolle. Die geothermische Tiefenstufe beträgt im Mittel 33 m° C. In einer Tiefe von 3300 Metern könnte man daher theoretisch mit einer Temperatur von 100° C rechnen. Man kann sich vorstellen, daß vadoses Wasser durch tektonische Spalten oder Gesteinsporen bis in eine solche Tiefe der Erdkruste eindringt, daß es dort erwärmt wird und dann – spezifisch leichter geworden durch die Erwärmung – wieder aufsteigt, d. h. als warme Quelle zutage tritt. Das kann allerdings nur unter der Voraussetzung geschehen, daß das Wasser in der Tiefe langsam genug fließt, d. h. lange genug verbleibt, um so viel Wärme aufnehmen zu können, daß es damit auch den Wärmeverlust während des langen Aufstiegs deckt. Heiße Quellen können sich daher in nichtvulkanischen Gebieten, d. h. nur auf Grund der gewöhnlichen geothermischen Tiefenstufe, nur unter besonders günstigen Voraussetzungen entwickeln. In vulkanischen Gebieten aber kann die geothermische Tiefenstufe erniedrigt sein. Im Bereich des Uracher Vulkangebietes – Schwaben (Deutschland) – und seiner Umgebung ist die geothermische Tiefenstufe z. B. auf 11 m° C erniedrigt (W. CARLE, 1958; G. MATTHESS, 1973:167).

Bei den Geysiren in Island ergab die geologische Untersuchung, daß die Springquellen vadoses Wasser auswerfen, das von vulkanischen Dämpfen zum Sieden gebracht wird. Meiner Ansicht nach kann man die sehr hohen Quellwassertemperaturen bei Edipos am besten dadurch erklären, daß man einen gleichen Mechanismus wie bei den Geysiren von Island annimmt. Die Temperaturen der übrigen Thermal- und Mineralquellgruppen liegen viel niedriger als bei Edipos. Das dürfte darauf beruhen, daß die Edipos-Quellen mehr oder weniger unmittelbar mit den magmatischen Massen in der Tiefe durch Brüche verbunden sind, während die anderen Quellen aus mittelbar erwärmten Brackwasserhorizonten hervorgehen. Die Ipati-Quelle empfängt wahrscheinlich auch durch vulkanische Dämpfe erhitztes Wasser, doch dürfte hier – wie schon oben gesagt – die geothermische Tiefenstufe mit wirksam werden.

Am Rande sei erwähnt, daß heißes Kohlensäuregas und – besonders bei den Quellen von Kammena Vourla – die Radioaktivität mit zur Quellwassererwärmung beitragen können (siehe oben).

5.1.2.4.3. Schwefelwasserstoff

Neben CO₂ wurde bei allen Thermal- und Mineralquellen – außer bei Kammena Vourla – auch H₂S festgestellt. Größere Mengen enthalten jedoch nur die Quellen von Ipati und der Thermopyle.

Im Gegensatz zu den Sauerlingen, die man – wie schon gesagt – grundsätzlich mit vulkanischer Aktivität in Zusammenhang bringt, kann man die Entstehung von Schwefelquellen meist auf einfache Reaktionen des vadosen Grundwassers mit dem durchflossenen Gestein zurückführen. 1954 stellte K. FRICKE die Hauptbedingungen für das Zustandekommen von Schwefelquellen kurz zusammen. Die dort genannten geologischen Voraussetzungen fehlen in meinem Untersuchungsgebiet. Ein weiterer häufiger Grund für Schwefelwasserstoffgehalte einer Quelle ist deren Kontakt mit

Fäulnisstoffen. Dies setzt aber mehr oder weniger auch den Kontakt mit Oberflächenwässern voraus. Dem widersprechen jedoch die Tritium-Analysergebnisse der Quellwasserproben von Edipsos und Ipati (vgl. Kap. 5.3.).

Aus folgender Überlegung heraus möchte ich auch für die Schwefelwasserstoffgehalte der Ipati- und Thermopyle-Quellen vulkanische Einflüsse annehmen:

1965 referierte H. GUNDLACH über seine chemischen Untersuchungsergebnisse an Proben der Ipati- und Thermopyle-Quellen. Die geologisch-tektonischen Zusammenhänge mit den vulkanischen Lichadeninseln und ihren Apophysen waren ihm unbekannt. Überrascht konstatierte er daher den Fund von Polythionaten, die entsprechend der Literatur u. a. als Charakteristika von vulkanisch beeinflussten H₂S-führenden Quellen kannte. Polythionate können in derartigen Wässern an den Grenzen der Stabilitätsbereiche (hinsichtlich pH-Wert und Redoxpotential) von Sulfid- und Sulfationen entstehen und existieren. Der Schluß liegt nahe, daß die Schwefelanionen der von H. GUNDLACH untersuchten Quellen einen gemeinsamen Ursprung mit dem H₂S haben, das in den Quellen meines Arbeitsgebietes vorkommt.

5.1.2.4.4. Radioaktivität

Begriffsbestimmung

Nach K. E. QUENTIN (1970) hängt es von einem bestimmten Radonmindestgehalt ab, ob Wässer in der Quellenheilkunde als radioaktiv oder nichtradioaktiv bezeichnet werden dürfen. Nach den derzeit gültigen „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen“ von 1968 werden in der deutschen Bundesrepublik Quellen als radioaktiv bezeichnet, wenn sie mindestens 50 ME Radon enthalten.

Meßgrößen für die Radonkonzentration nach K. E. QUENTIN (1970):	
1 Curie (Ci)	Menge einer radioaktiven Substanz, in der in 1 Sekunde $3,7 \cdot 10^{10}$ Zerfälle stattfinden
1 Millicurie (mCi)	$\frac{1}{1000}$ Curie (10^{-3} Ci)
1 Mikrocurie (μ Ci)	$\frac{1}{1000}$ Millicurie (10^{-6} Ci)
1 Millimikrocurie bzw. 1 Nanocurie (nCi)	$\frac{1}{1000}$ Mikrocurie (10^{-9} Ci)
1 Picocurie (pCi)	$\frac{1}{1000}$ Nanocurie (10^{-12} Ci)
1 Mache-Einheit (ME)	$\frac{1}{1000}$ derjenigen Radonmenge in 1 Liter Wasser, die durch ihre Alpha-Strahlung bei 15° C und 760 Torr durch Ionisation der Gasmoleküle eines geschlossenen Raumes in der Sekunde die Ladungsmenge einer elektrostatischen Einheit (1 Stat) freisetzt
1 Mache-Einheit	0,364 Nanocurie/Liter
1 Nanocurie/Liter	2,75 Mache-Einheiten.

RADON ($^{222}_{86}$) ist ein Folgeprodukt des radioaktiven Zerfalls des Urans ($^{238}_{92}$). Uran zerfällt u. a. in das Erdalkalimetall Radium, welches wiederum unter der Aussendung von Alpha- und Gammastrahlen zu Radon zerfällt. Radium selbst kommt nur selten in größeren Mengen in Quellwässern vor. Früher verlangte man, um eine Quelle als radioaktiv charakterisieren zu können, auch den Nachweis eines bestimmten Minimums an Radium. Inzwischen ist man von dieser Forderung abgegangen, da man als gesetzmäßig erkannt hat, daß radiumhaltige Gewässer zwangsläufig auch reichlich Radon enthalten, umgekehrt radonhaltige Wässer aber teilweise kaum nachweisbare Spuren an Radium führen. Daher basiert heute die Messung der Radioaktivität in der Balneologie allein auf der Radonbestimmung.

Die Quellen von Ikaria, die auf der gleichnamigen Insel im Südosten des Ägäischen Meeres liegen, besitzen die größten Radonkonzentrationen in Griechenland (bis 1050 ME). An zweiter Stelle kommen bereits die zum Arbeitsgebiet gehörenden Quellen von Kammena Vourla. Bei der Quelle „Metaxa“ wurden zirka 350 ME nachgewiesen.

Geochemisch ist das lithophile Mutterisotop *Uran* mit durchschnittlich 2,5 ppm (parts per million) in der Erdkruste angereichert. Das ist zwar – verglichen mit Elementen wie beispielsweise Quecksilber (0,08 ppm) und Gold (0,004 ppm) – relativ viel, doch gehört Uran nicht zu den intensiv angereicherten, sondern zu den typisch extensiv verbreiteten Elementen. Nur in einigen Gesteinen – und dazu gehören auch magmatische Gesteine – ist Uran in erhöhten Konzentrationen vorhanden: Nach K. K. TUREKIAN und K. H. WEDEPOHL (1961, zitiert nach G. MASON, 1967:181) findet man in Sandgesteinen durchschnittlich 0,45 ppm, in Kalkgesteinen 2,2 ppm und in magmatischen Gesteinen 2,7 ppm. Nach K. KRAUSKOPF (1967:640) sind in Graniten Urangehalte von 4,8 ppm möglich. Granite bilden das Nebengestein bei den Quellen von Ikaria (G. VOREADIS, 1955).

Theoretisch könnte man erwägen, daß der gegenüber den übrigen Quellen erhöhte Urangehalt von 5 ppb der Quellen von Kammena Vourla mit der dort vorhandenen Serpentin-Hornstein-Schiefer-Formation in Zusammenhang stünde. Im Quellgebiet von Gialtra, in dessen Quellwasser auch vermehrt, nämlich 4 ppb, Uran registriert wurde, ist jedoch die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation nicht bekannt geworden. Auch lassen die hydrogeologischen Verhältnisse bei Bad Kammena Vourla keinen genügend langen Kontakt des vadosen Wassers mit den nur stellenweise vorkommenden Serpentin zu, so daß vermehrt Uran vom Wasser aufgenommen werden könnte.

Ich nehme an, daß der erhöhte Urangehalt dieser Quellen durch die Nähe der Jungvulkane der Lichaden und ihrer Apophysen bedingt ist. Auch G. VOREADIS (1955) führte die Radioaktivität der Thermal- und Mineralquellen von Kammena Vourla auf die Vulkane im Zentrum meines Untersuchungsgebietes zurück.

Freundlicherweise wurden einige Quellwasserproben meines Arbeitsgebietes von Herrn Dr. Fauth in der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover auf Uran hin analysiert.

<i>Ergebnisse dieser Uranuntersuchungen:</i>	Urangehalt in µg
Edipsos (Thermal-Mineral-Quelle „Silla“):	0,2
Edipsos (Thermal-Mineral-Quelle „Damaria“):	0,2
Gialtra (Thermal-Mineral-Quelle):	4
Ipati (Thermal-Mineral-Quelle):	0,2
Thermopyle (Thermal-Mineral-Quelle):	0,2
Kammena Vourla (Thermal-Mineral-Quelle):	5,5
Golf von Euböa (Meerwasser) ¹ :	2

Urangehalte zwischen 0,2 und 0,5 ppb liegen im Normbereich für Grund- und Quellwässer. Die meisten Thermal- und Mineralquellen meines Arbeitsgebietes enthalten demnach keine erhöhte Urankonzentration.

Der Normalgehalt von Meereswasser an Uran wird bei G. DIETRICH (1957:191) mit 2 ppb und bei GOLDBERG 1965 (zit. von K. KRAUSKOPF, 1967:640, und G. MATTHESS, 1973:173) mit 0,003 mg/kg – 3 ppb angegeben. Die Urankonzentration des Meerwassers des Golfes von Euböa ist demnach nicht erhöht.

Uran kommt in einer Vielzahl von Verbindungen, die in unterschiedlichem Maße wasserlöslich sind, vor. Es kann in gelöster Form schnell oder langsam transportiert

¹ Die Meerwasserprobe wurde am Ufer zwischen Hg. Joannis und Kammena Vourla entnommen.

werden. Stellt man – wie bei den Thermal- und Mineralquellen von Kammena Vourla und Gialtra – hohe Urangelhalte in einem Quellwasser fest, dann kann man die Existenz einer flüssigen Phase annehmen, die das Element von einem magmatischen Zentrum antransportierte. Diese flüssige Phase könnte – da es sich bei meinem Untersuchungsbereich um ein junges vulkanisches Zentrum handelt – juveniles Wasser sein. Wesentlich wahrscheinlicher ist jedoch, daß vadoses Wasser, das in der Tiefe durch die Magmamassen aufgeheizt und so lösungsfähiger wurde, Uran aus den Gesteinen herauslöst und durch tektonische Brüche zu den Quellgebieten transportiert, die den Vulkanen am nächsten liegen.

Bedingungen für den Radongehalt einer Quelle

Der Radongehalt einer Quelle hängt außer von dem ursprünglichen uranföhrnden Gesteinsmaterial von mehreren anderen Faktoren ab. Diese sollen zum Teil in den folgenden Abschnitten, zum Teil bei der Besprechung des Quellgebietes von Kammena Vourla (Kap. 6.5.5.) abgehandelt werden.

Radon ist ein Edelgas. Für seine Bewegung ist es auf kein Transportmittel angewiesen, was nicht ausschließt, daß es sich eines solchen bedienen kann.

Theoretisch könnte Radon in Kohlendioxydblasen, die sich bei der Berührung des heißen Magmas mit Kalkgestein bilden können, hineindiffundieren. Mit den gespannten CO₂-Blasen könnte das Radon nach oben perlen. Unter Umständen könnte auf diese Weise eine Abhängigkeit zwischen Kohlendioxydgehalten und Radioaktivität in vulkanisch beeinflussten Quellwässern entstehen. Diese Relation ist natürlich immer gestört, wenn die Laufzeit der Gasblasen so lang ist, daß sich die Zerfallszeit des Radon von 3,6 Tagen auswirken kann. Auf den Tabellen mit den chemischen Analyseergebnissen der Quellwasseruntersuchungen kann man keinen Zusammenhang zwischen CO₂- und Radonwerten erkennen, was nicht besagt, daß sie sich als Gase im Einzelfall proportional verhalten können.

Quellwässer können auch auf Grund einer (völlig unabhängigen) Radonmigration radioaktiv werden; mit anderen Worten, das Radon bewegt sich losgelöst von anderen Medien fort. Wahrscheinlich trifft das für die Radonmigration zu den Quellwässern von Kammena Vourla zu.

Radon und Quellwassertemperatur

Wegen der vulkannahen Lage der Thermal- und Mineralquellen von Edipsos wäre auch dort ausgeprägte Radioaktivität zu erwarten gewesen. Die „Silla“-Quelle, die mit 34° C unter den dort bekannten Quellen die kühlste ist, hat 58 ME Radon, sie ist also radioaktiv. Sonst aber manifestiert sich die enge geographische Beziehung zwischen dem Edipsos-Quellgebiet und den Lichaden-Vulkanen hauptsächlich in den hohen Quellwassertemperaturen. Temperatur und Radioaktivität können zwar – wie in meinem Untersuchungsgebiet – gleichen Ursprung haben, außer diesem haben sie jedoch nichts gemeinsam. Meist verhalten sie sich gegensätzlich zueinander (vgl. Figur 18). Der Hauptgrund dafür ist, daß Radon gasförmig ist und Gase bekanntlich in warmem Wasser weniger löslich sind als in kaltem. Daher kann man in den fast siedenden Wässern der Hauptquellen von Edipsos kaum Radon nachweisen, da es sich verflüchtigt. Ähnliches gilt für das Kohlendioxyd in diesen Thermal- und Mineralquellen.

Beziehung zwischen Radonkonzentration und Entfernung vom vulkanischen Zentrum:

Vergleicht man die Quellen von Kammena Vourla mit jenen von Koniavitou, der Thermopyle, Kallidromon und Ipati, so sieht man, daß hinsichtlich der Temperatur keine nennenswerten Unterschiede auftreten – bei den Thermopylen liegt die Tempe-

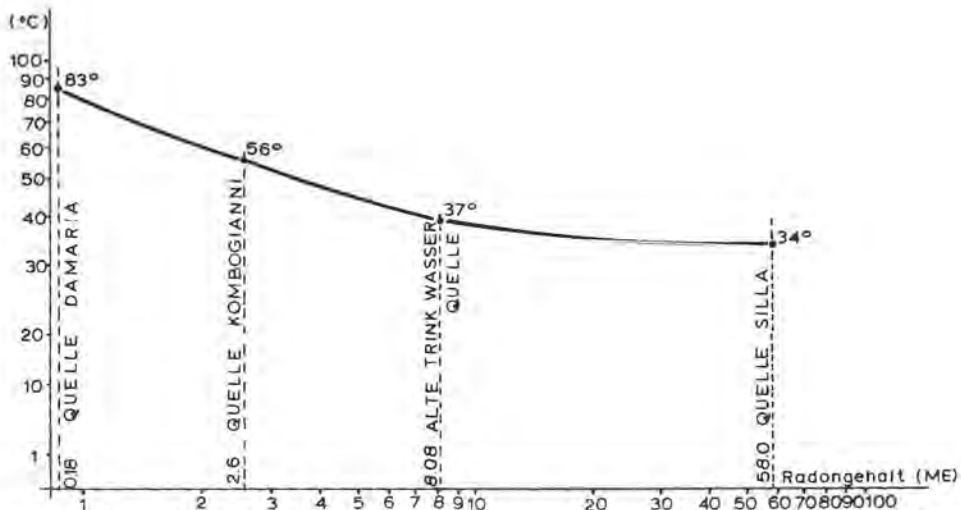


Fig. 18: Beziehung zwischen Quellwassertemperatur und Radongehalt in den Wässern von Bad Edipsos.

ratur sogar um wenig höher als der Durchschnittswert der Quelltemperaturen von Kammena Vourla und Koniavitou –, daß aber die Radonkonzentrationen in zunächst steiler, dann flacher Kurve absinken (Fig. 19).

Die Radongehalte der festländischen Thermal- und Mineralquellgruppen – außer von Kammena Vourla – liegen weit unter den konventionellen Mindestwerten für „radioaktive Quellen“. Wahrscheinlich liegen die Radonkonzentrationen dieser Quellwässer noch im Bereich der Radongehalte gewöhnlicher Grundwässer. Trotzdem bringe ich auch diese geringen Radonmengen mit den Vulkanen im Untersuchungsgebiet in Beziehung; allerdings geschieht das nur im Zusammenhang mit allen übrigen Fakten, die für eine vulkanische Beeinflussung der Quellwässer sprechen und in den letzten Kapiteln abgehandelt wurden. Meiner Ansicht nach unterstützen die Radonmeßergebnisse am ufernahen Meerwasser, die bei Kammena Vourla am höchsten sind und dann mit wachsender Entfernung von Hg. Joannis abfallen, meine Überzeugung, daß sämtliche Radonvorkommen in Wässern des Untersuchungsgebietes vulkanischen Ursprungs sind.

Die radioaktiven Werte, die am Ufer des Kanals von Atalanti bzw. des Malischen Golfs gemessen wurden, liegen etwas höher als die der nahen Quellwässer.

Wahrscheinlich wandern die Radongase wie bei Kammena Vourla durch tektonische Brüche vom vulkanischen Zentrum zu den Quellgebieten. Um den starken Abfall der Radongehalte zu erklären – man müßte sonst fordern, daß in entsprechendem Maße auch die CO₂-Gehalte und die Temperaturen von der steigenden Entfernung zu den Vulkanen negativ beeinflußt würden –, müssen besondere Gründe eine Rolle spielen: Da die tektonischen Brüche wahrscheinlich mit Schutt gefüllt und nicht frei durchgängig sind – wie das bei Kammena Vourla postuliert wird (siehe Kap. 6) –, werden die Radonmoleküle bei ihrer Wanderung so stark behindert, daß sie radioaktiv zerfallen sind, ehe sie die Quellaustritte erreichen.

5.2. Analyse der Spurenelemente

Da ich hoffte, weiteres über die Mineralwässer meines Untersuchungsgebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen oder zum Meerwasser zu erfahren, ließ ich Spurenelementanalysen vornehmen.

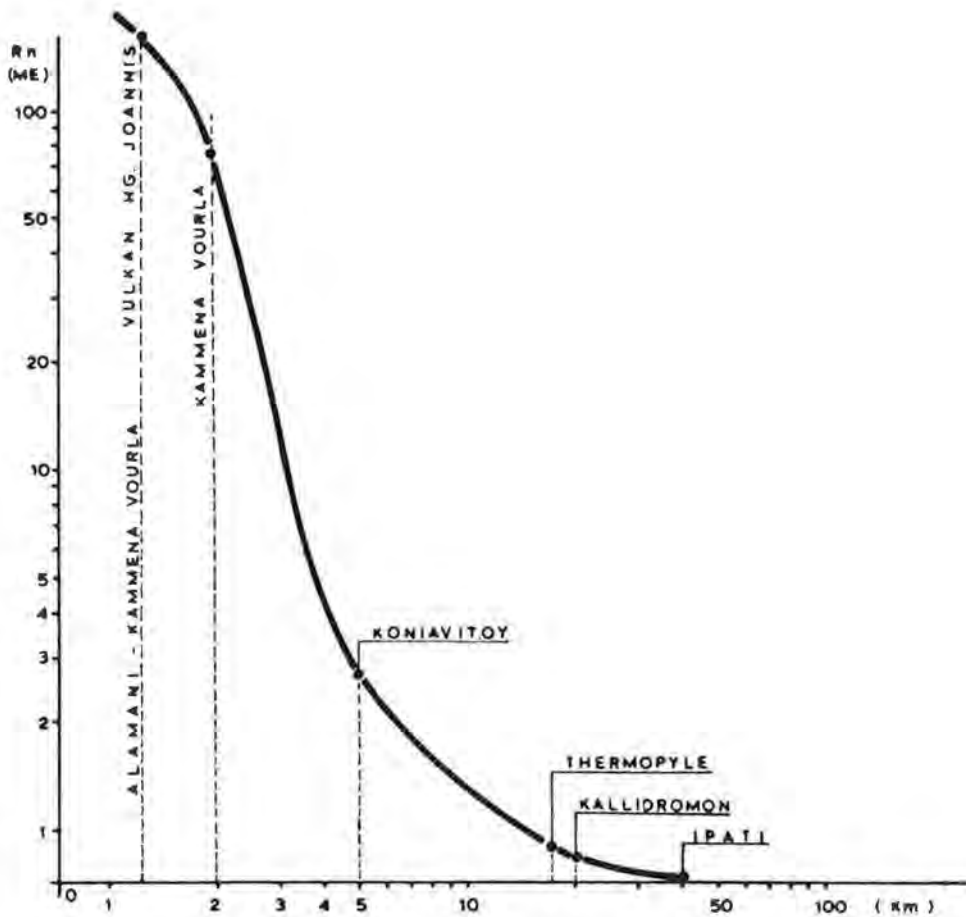


Fig. 19: Beziehung zwischen dem Radongehalt und der Entfernung des Quellaustrittes vom vulkanischen Zentrum.

Die Untersuchungen auf Spurenelemente wurden von Fräulein M. Antoniou und Fräulein Th. Loissiou an der Technischen Universität in Athen durchgeführt. Sie benutzten für die Bestimmungen das Atomabsorptionsgerät der Firma „Perkin-Elmer“ (Modell 290 B).

Nur Kobalt, Nickel, Titan und Wolfram konnten bestimmt werden. Der Nachweis anderer Spurenelemente war aus apparativen Gründen nicht möglich.

Als Vergleichsgrundlage wurden die Spurenelementwerte der Mineralquellwässer mit denen der Trinkwasserquelle des entsprechenden Gebietes und denen des Meerwassers nebeneinandergestellt. Die Analysenergebnisse werden im folgenden gebracht. Sie lassen leider keine weiterführenden Schlußfolgerungen zu.

Z. B. waren bei den Thermal- und Mineral-Quellen von Kammena Vourla und Koniovitou, wo die Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formationen mächtiger entwickelt sind als in den übrigen Quellgebieten, erhöhte Nickelwerte erwartet worden. Die Resultate bestätigten diese Erwartung nicht.

Tabelle 2: Ergebnisse von Analysen der Spurenelemente

Ort der Probenentnahme	Höhe ü. NN	Co	Elemente		
			Ni	Ti	W
alte Trinkwasser Q. <i>Edipsos</i>	360 m	0,10 ppb	0,05 ppb	6,80 ppb	4,5 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Damaria Edipsos</i>	20 m	0,60 ppb	0,65 ppb	4,68 ppb	18,4 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Sillas Edipsos</i>	15 m	0,30 ppb	0,50 ppb	4,10 ppb	9,2 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Kombogianni Edipsos</i>	30 m	0,50 ppb	0,60 ppb	4,80 ppb	27,2 ppb
Trinkwasser Q. <i>Gialtra</i>	170 m	0,10 ppb	0,175 ppb	2,70 ppb	8,2 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Gialtra</i>	3 m	0,45 ppb	0,55 ppb	4,10 ppb	9,2 ppb
Meerwasser <i>Golf von Euböa</i>	0 m	0,55 ppb	0,45 ppb	9,50 ppb	22,7 ppb
Trinkwasser Q. <i>Asproneri Kammena Vourla</i>	60 m	0,15 ppb	0,075 ppb	6,10 ppb	18,4 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Georgalas-Kammena Vourla</i>	6 m	0,10 ppb	0,15 ppb	7,50 ppb	18,8 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Alamani K. Vourla</i>	4 m	0,30 ppb	0,35 ppb	9,50 ppb	9,2 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Koniavitou</i>	10 m	0,10 ppb	0,175 ppb	5,40 ppb	8,4 ppb
Trinkwasser Q. <i>Thermopyle</i>	300 m	0,15 ppb	0,075 ppb	9,5 ppb	18,4 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Thermopyle</i>	20 m	0,20 ppb	0,15 ppb	6,80 ppb	18,8 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Kallidromon</i>	20 m	0,15 ppb	0,35 ppb	7,50 ppb	18,4 ppb
Trinkwasser Q. <i>Gorgopotamou</i>	220 m	0,20 ppb	0,175 ppb	4,80 ppb	13,8 ppb
Therm.-Min. Q. <i>Ipati</i>	80 m	0,35 ppb	0,30 ppb	7,30 ppb	22,7 ppb

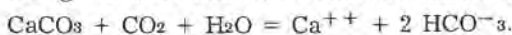
5.3. Radiokohlenstoff- und Tritiumbestimmungen

Die ^{14}C - und ^3H -Analysen der Quellwässer wurden dankenswerterweise von Herrn Professor Dr. M. Geyh an der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt. Die Ergebnisse wurden von Professor Geyh mitinterpretiert.

Als W. F. LIBBY 1947 auf die Möglichkeit von Altersbestimmungen mit dem radioaktiven Kohlenstoff ^{14}C aufmerksam machte, galt dieser Vorschlag zunächst nur terrestrischen, organischen Substanzen. Sämtliche Organismen nehmen im Laufe ihres Lebens bei der Atmung Kohlendioxyd auf. Bei ihrem Tode besitzen sie daher eine bestimmte, mit 100% modern definierte ^{14}C -Konzentration. Nach ihrem Absterben verlieren die Substanzen an ^{14}C . Die Verlustgeschwindigkeit wird von der Halbwertszeit des Isotops, die 5570 Jahre beträgt, bestimmt. Das ermöglicht unter gewissen Voraussetzungen die Abschätzung des Alters der organischen Substanzen.

T. FRANKE (1951) und K. O. MÜNNICH (1957) führten die Radiokohlenstoffuntersuchungen im hydrogeologischen Fachbereich ein. Anfangs standen dabei weniger die Bestimmungen des Alters von Grund- beziehungsweise Quellwässern im Vordergrund als vielmehr die Beantwortung hydrogenetischer Fragen.

Das $^{14}\text{CO}_2$ gelangt in ein Grundwasser nicht direkt aus der Atmosphäre, sondern mittelbar beim Durchsickern der pflanzlichen Decke und der obersten Bodenschichten, die einen hohen Kohlendioxydgehalt besitzen. Sie beziehen diesen aus der Wurzelatmung und der Zersetzung abgestorbener organischer Substanzen. Das CO_2 -gesättigte Wasser kommt mit dem im Boden enthaltenen Kalk zur Reaktion:



Bis zum Erreichen eines Reaktionsgleichgewichtes nimmt der ^{14}C -Gehalt des Grundwassers sukzessive ab, da die Kalksedimente keinen oder kaum radioaktiven Kohlenstoff enthalten. Die Kalke sind meist vor Millionen von Jahren abgelagert worden (z. B. bei Kammena Vourla in der Trias-Jura- und bei Ipati in der Kreidezeit). Theoretisch müßte demnach der ^{14}C -Gehalt eines Grundwassers mit dem Alter 0 zwischen 50% und 100% modern liegen. Die Erfahrung zeigte (M. GEYH, 1972), daß die ^{14}C -Konzentrationen – meist unabhängig von der Wasserhärte – für Grundwässer aus Sedimentgebieten gewöhnlich um 85% modern liegen. Bei Karstwässern – das vadose Süßwasser der Thermal- und Mineralquellen meines Arbeitsgebietes stammt aus Karstformationen – wird in der Regel 65% modern gefunden.

Das Ergebnis einer ^{14}C -Analyse besteht aus zwei Angaben, dem Alterswert A_1 und seiner Standardabweichung ζA_1 . Beide bilden eine Einheit, die das Mutungsintervall festlegt, in dem das gesuchte ^{14}C -Alter mit einer Wahrscheinlichkeit von 68% zu erwarten ist (M. GEYH 1971). Die ^{14}C -Daten werden $\delta^{13}\text{C}$ korrigiert. Die korrigierten ^{14}C -Modellalter entsprechen der konventionellen Zeitskala. Sie lassen sich direkt mit historisch belegten Daten vergleichen.

Der natürliche Kohlenstoff besteht aus zwei stabilen Isotopen, dem ^{12}C , mit einem Anteil von rund 99%, und dem ^{13}C . Das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Häufigkeitsverhältnis R stellt keine konstante Größe dar. Es verschiebt sich bei den verschiedenen chemischen und physikalischen Prozessen, weil die Reaktionsgeschwindigkeiten der beiden stabilen Isotope unterschiedlich sind. Es ist üblich, anstatt des Häufigkeitsverhältnisses R die sog. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu verwenden (weiteres siehe bei M. GEYH, „Anwendung der ^{14}C -Methode“, 1971).

Bei gewöhnlichen Grundwässern betragen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte -10‰ bis -18‰ (J. C. VOGEL und D. EHHALT, 1963). Werden bei den massenspektrometrischen Messungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von den Normwerten abweichende Resultate erzielt, kann man auf Anomalien der Kohlendioxydherkunft der analysierten Wasserproben schließen: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden so zu Korrektur- und Kontrollgrößen der ^{14}C -Analyseergebnisse und deren Aussagekonsequenzen.

Tabelle 3: Zusammenstellung der Ergebnisse der ^{14}C - und $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen

1. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Edipsos

^{14}C -Gehalt: $2,6 \pm 1,1\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $+ 0,8\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: 29.400 ± 3900 Jahre vor 1950

Errechneter Anteil an magmatischer Kohlensäure: 65,7%, danach korrigiertes ^{14}C -Alter: 20.750 Jahre v. h.

2. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Ipati

^{14}C -Gehalt: $1,6 \pm 0,7\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $+ 2,4\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: 33.415 ± 3870 Jahre vor 1950

Errechneter Anteil an magmatischer Kohlensäure: 73,8%, danach korrigiertes ^{14}C -Alter: 22.450 Jahre v. h.

3. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Kallidromon

^{14}C -Gehalt: $7,4 \pm 0,3\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $- 1,8\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: 20.950 ± 350 Jahre vor 1950

4. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Thermopyle

^{14}C -Gehalt: $9,0 \pm 1,1\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $- 1,4\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: 19.400 ± 1050 Jahre vor 1950

5. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Kammena Vourla

^{14}C -Gehalt: $9,8 \pm 0,8\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $- 2,9\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: 18.705 ± 650 Jahre vor 1950

Errechneter Anteil an magmatischer Kohlensäure: 46,7%, danach korrigiertes ^{14}C -Alter: 13.600 Jahre v. h.

5a. Trinkquellwasserprobe der Quelle „Asproneri“ bei Kammena Vourla

^{14}C -Gehalt: $66,3 \pm 0,7\%$ modern
 $\delta^{13}\text{C}$ -Wert: $-12,2\%$
 ^{14}C -Modellalter: 3310 ± 85 Jahre vor 1950

Tritium (^3H) ist ein Wasserstoffisotop. Es ist in größeren Mengen erst nach den Kernwaffenversuchen in den Wasserkreislauf eingegangen. Tritium hat mit 12,3 Jahren eine relativ kurze Zerfallszeit. Unter bestimmten Voraussetzungen lassen sich aus den Ergebnissen von Tritiumanalysen die mittleren Verweilszeiten von Grundwässern ableiten (E. ERIKSSON, 1962, zit. n. M. GEYH, 1971). In meinem Arbeitsbereich wurden die Tritiumbestimmungen hauptsächlich herangezogen, um festzustellen, ob den Quellwässern junges Niederschlagswasser beigemischt ist oder nicht.

Tabelle 4: Die Ergebnisse der Untersuchungen auf Tritium:

	^3H -Gehalt (T. U.)
1. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Edipsos	: $< 2,5$
1a. Trinkquellwasserprobe von Edipsos ¹	: $34,3 \pm 1,7$
2. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Ipati	: $< 1,9$
2a. Trinkquellwasserprobe von Ipati	: $107,1 \pm 2,9$
3. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Kallidromon	: -
4. Thermal- und Mineralquellwasserprobe der Thermopyle	: $34,5 \pm 0,9$
4a. Trinkquellwasserprobe der Thermopyle	: $89,2 \pm 1,9$
5. Thermal- und Mineralquellwasserprobe von Kammena Vourla	: $6,0 \pm 1,2$
5a. Trinkquellwasserprobe (Q. „Asproneri“) von Kammena Vourla	: $< 1,1$
5b. Trinkquellwasserprobe (Q. „Platania“) von Kammena Vourla	: $5,8 \pm 1,3$

Im folgenden werden die Isotopenanalyseergebnisse und ihre allgemeinen Aussagemöglichkeiten für die Quellwässer meines Arbeitsgebietes diskutiert.

Nach den geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen und den bisher besprochenen chemischen Daten kommen in meinem Arbeitsgebiet folgende Wasserarten in Frage:

Karstwässer

J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS, die 1973 Hydrogeologie und Geochemismus im Quellgebiet von Ipati untersuchten, verstanden wie ich unter Karstwässern im Arbeitsgebiet solche, die innerhalb von Monaten im Karbonatgestein versickern und direkt an den Quellen austreten. Indirekter Beweis dafür schien zu sein, daß die Ipatiquelle den Niederschlagsmengen analoge Pegelstandsschwanken aufweist. Solche junge Karstwässer müßten über 30 T. U. Tritium enthalten. Entsprechend hohe Tritiumgehalte konnten aber nur bei den Trinkwasserquellen von Edipsos, Ipati und der Thermopyle nachgewiesen werden. In den Thermal- und Mineralwasserproben von Edipsos und Ipati wurde dagegen kaum Tritium gefunden. Rezente Karstwässer können demnach nur Mischanteile sein.

In der Literatur sind Karstwässer beschrieben, deren Tritiumkonzentrationen unter 10 T. U. liegen. Ein Beispiel dafür in meinem Arbeitsgebiet sind die Trinkwasserquellen „Asproneri“ und „Platania“ bei Kammena Vourla. Diese Karstwässer haben mittlere Verweilszeiten von mehr als 100 Jahren. Sie besitzen auch nach 1955 versickerte Wasseranteile, doch sind das entsprechend wenige Prozent.

Bei den Thermal- und Mineral-Quellen von Kammena Vourla wurden Tritiumwerte von rund 6 T. U. gemessen. Nach den ^{14}C - und ^{13}C -Analyseergebnissen konnte man ein Quellwasseralter von etwa 15.000 Jahren feststellen. Die Tritiumgehalte dieser Quellen werden dahin interpretiert, daß man sehr junge Karstwassermischanteile

¹ Aus dem Karstwasserreservoir, dem Becken von „Bloukou“ (vgl. Kap. 6.1.4.).

bei einem etwa 20.000 Jahre alten Wasser annimmt. Ähnliche Überlegungen gelten für die Thermopylaquelle.

Bei den Karstwässern kann man neben den ^{14}C - und ^3H -Untersuchungen die Bestimmung von stabilen Isotopen, wie z. B. $\delta^{18}\text{O}$ anwenden. Damit kann man eventuell erkunden, in welcher Höhe das Einzugsgebiet für eine Quelle liegen könnte. W. STAHL et al. (1974) bestimmten auf diese Weise das Mittel der Einzugsgebietshöhen für mehrere Quellen in der Sperchiosebene, allerdings nicht für die Thermal- und Mineral-Quelle von Ipati.

Marine Wässer

Sie könnten im Untersuchungsgebiet als fossiles, in den Sedimenten zurückgebliebenes oder zudringendes und damit von der Altersfrage indifferentes Meerwasser des Malischen oder Euböischen Golfes vorkommen.

Marines Wasser kann man als tritiumfrei ansehen. Rein theoretisch kann man durch Tritiumbestimmungen in umschriebenen Fällen den Anteil von marinen Wasserbeimischungen feststellen. Voraussetzung ist, daß man die Tritiumkonzentration des reinen Karstwassers kennt. Hat das Karstwasser ohne marine Anteile 90 T. U., kann man – findet man bei Mischwasser z. B. einen Tritiumgehalt von 60 T. U. – darauf schließen, daß jetzt eine Mischung von zwei Dritteln Karstwasser mit einem Drittel Meerwasser vorliegt.

Mit Hilfe von Radiokohlenstoffanalysen ist der Nachweis von marinen Anteilen schwierig, weil der ^{14}C -Gehalt im Meer und jungen Karstwässern etwa gleich groß ist.

Die Bestimmung der Sauerstoffisotope im Vergleich mit dem Salzgehalt bietet eine ungleich bessere Methode, um marine Volumanteile an Mischwässern zu errechnen. Praktisch geht man so vor, daß man einerseits den Chlorgehalt und andererseits den $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt, der sich bei marinem und Regenwasser deutlich unterscheidet, als Maß für die Zumischung von Meerwasseranteilen nimmt. Beide Male berechnet man den theoretischen marinen Mengenanteil. Stimmen die Ergebnisse ungefähr überein, kann man die Mischungsverhältnisse relativ genau definieren. So stellten W. STAHL et al. (1974) bei der Thermal- und Mineral-Quelle von Ipati einen marinen Anteil von 16%, bei Kammena Vourla marine Anteile zwischen 27% und 34%, bei den Thermopylen 14% und bei der Quelle von Kallidromon 67% fest.

Mineralwasservorkommen

Alte Mineralwasservorkommen enthalten generell weder ^3H noch ^{14}C . Sie unterscheiden sich zum Teil auch nicht durch ihre $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von Karstwässern oder marinen Wässern. Isotopenuntersuchungen erweisen sich demnach hier für die Abgrenzung von vadosen Süßwasseranteilen oder Meerwasseranteilen als wenig förderlich.

Juvenile Wässer

Sie enthalten selbstverständlich weder Tritium noch ^{14}C -Kohlenstoffdioxid. Sie können möglicherweise – wenn auch nicht unbedingt – ein verschobenes $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis besitzen.

Liegt vulkanisches CO_2 vor, ist eine starke Erniedrigung des ^{14}C -Gehaltes im Grundwasser durch Verdünnung zu erwarten (J. C. VOGEL und D. EHHALT, 1963). In den Quellwässern im östlichen Mittelgriechenland erwartete ich daher von vornherein nur geringe ^{14}C -Konzentrationen, da ich von den geologischen Vorüberlegungen her glaubte, daß der hohe Kohlendioxidgehalt der eingesandten Wasserproben indirekt vulkanischen und nicht organischen Ursprungs sei. Die starke Beteiligung von magnetischer Kohlensäure bestätigte sich durch die nachgewiesenen hohen $\delta^{13}\text{C}$ -

Werte. In juvenil beeinflussten Wässern sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse immer zur positiven Seite verschoben.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Analysergebnisse können das Vorliegen von vulkanischen Komponenten in den Thermal- und Mineralwasserproben – sei es in flüssiger oder gasförmiger Phase – mit Sicherheit beweisen. Ihre Aussagekraft reicht jedoch nicht aus, um einen juvenilen *Mischwasseranteil* definitiv festzustellen oder auszuschließen.

6. Besprechung der Hauptquellgebiete

6.1. Das Quellgebiet von Edipsos

6.1.1. Geographie und Morphologie

Das Badestädtchen von Edipsos liegt im Norden Euböas. Eine regelmäßig verkehrende Fährbootlinie verbindet es mit dem Fischerdorf Arkitsa. Würde man – anstatt nach Arkitsa abzubiegen – auf der Nationalstraße weiterfahren, erreichte man nach etwa 15 Kilometern die Vulkane von Hg. Joannis und Wromolimni und nach weiteren zwei Kilometern das Badestädtchen Kammena Vourla. Zirka zehn Kilometer nordwestlich der Fährroute Arkitsa-Edipsos liegen die vulkanischen Inseln der Lichaden.

Die Hauptquellen von Edipsos befinden sich heute auf einem künstlich abgegrenzten Areal auf der Südseite des eigentlichen Badestädtchens. Auf der stadtabgewandten Seite des Quellgrundstücks erhebt sich zunächst mäßig, dann steiler ansteigend das Teledriongebirge. Die Quellen haben mit ihren Sintern eine Art Terrasse geschaffen, die eine Fläche von etwa dreiviertel Quadratkilometern einnimmt und nahezu senkrecht zum Meer abfällt. An ihrer höchsten Stelle ragt sie ungefähr 40 m über das Meer hinaus (vgl. Fig. 20).

Das Teledriongebirge bildet um das Quellareal eine Art Halbkreis. Südöstlich vom Quellgebiet grenzt es unmittelbar an die Meeresküste, dadurch fällt an diesem Küstenstrich der Grabenbruch des Golfs besonders deutlich ins Auge.

6.1.2. Klima und Vegetation

Durch die Dämpfe der heißen Quellen wird das Klima des Badestädtchens von Edipsos, das durch das Teledriongebirge vom Hinterland abgeschlossen ist, beeinflusst. Edipsos hat die mildesten Winter des Untersuchungsgebietes; es können daher an der Strandpromenade Eukalyptusbäume gedeihen, die in Griechenland sonst hauptsächlich auf den Süden des Landes beschränkt sind.

Die Sinterterrasse ist so gut wie bewuchslos. Nur an jenen Stellen, wo man künstlich Gartenerde angefahren hat, konnten Zierbüsche und kleine Kiefern Fuß fassen. Auf den Hängen des Teledriongebirges befinden sich Kiefernwäldchen und Olivenhaine. In größeren Höhen löst Buschwerk die Ölbäume ab. Vegetationslose, kahle Stellen, wie im Bereich der übrigen Quellgebiete, wo Kalkgebirge vorkommen, fehlen bei Edipsos.

6.1.3. Geschichte und Balneologie

Edipsos wurde schon im Altertum von Kranken besucht. Am Nordwestrand der Sinterterrasse befindet sich der Rest eines alten byzantinischen Bades. Es ist unter einer Sinterdecke verborgen, auch die Wände sind von Sintermassen infiltriert. Interessanterweise kam es zu keiner Tropfsteinbildung. Die alte Badeanstalt gleicht heute einer etwa 5 m² großen kuppelartigen Höhle.

Edipsos gilt als Badeort für Erkrankungen der rheumatischen und chronisch gynäkologischen Formenkreise.

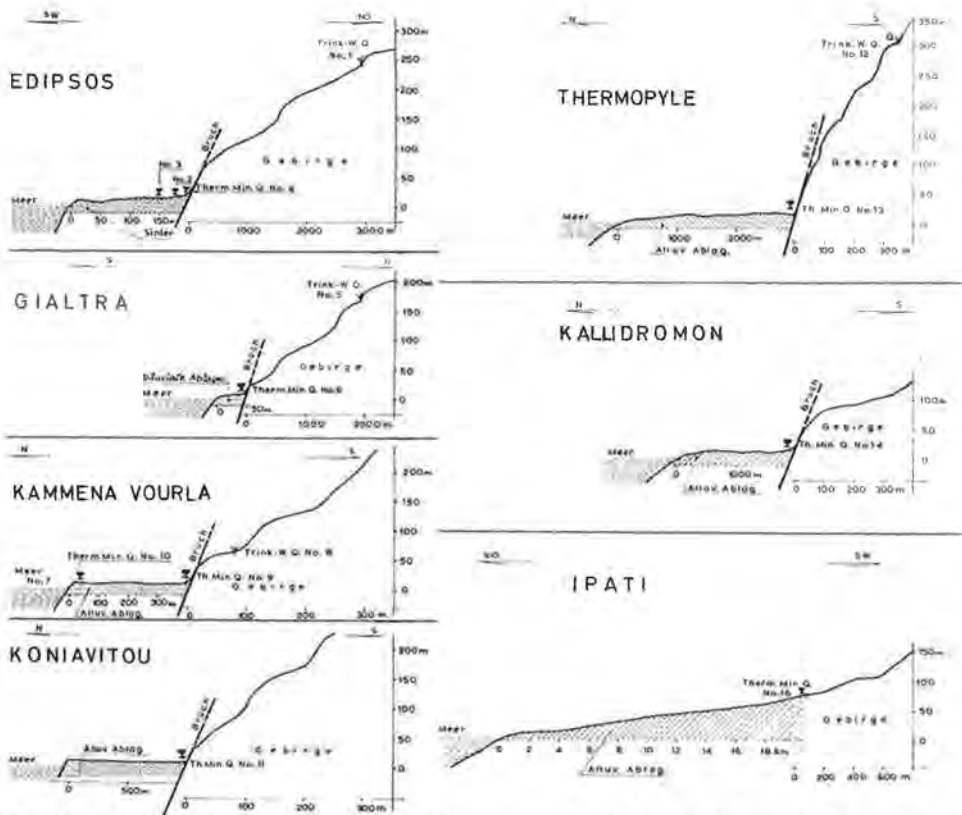


Fig. 20: Schematische Darstellung der Entfernung der einzelnen Quellgebiete vom Meer und ihrer Höhenlage über NN.

6.1.4. Geologie des Quellgebietes von Edipsos

Die Quellen von Edipsos liegen am Südwestfuß des Teledriongebirges; in der Umgebung des Quellgebietes kommen Gesteine vor, die mit der von C. GUERNET (1971) beschriebenen Seta-Serie verglichen werden können: Wechsellagerungen von Grauwacken, graugrünen Tonschiefern und grünliche Phylliten, in die Ophiolithe und marmorisierte Kalke eingeschaltet sind. Im unmittelbaren Quellbereich wird das Ansprechen der einzelnen Serien durch postvulkanische Zersetzungserscheinungen erschwert, die bis in eine Höhe von 100 m über NN reichen, d. h., im Bereich der Ortschaft und des engeren Quellareals sind die Serien durch die Versinterung verändert und durch die Quelllösungen und Dämpfe zersetzt. Das Grundgebirge im Quellgebiet von Edipsos erscheint nahezu wasserundurchlässig. Wie in sämtlichen Gebirgen im Arbeitsgebiet sind die Gesteinsformationen zwar von zahlreichen jungen Störungen durchsetzt, aber die Bruchspalten dürften hier größtenteils durch toniges Material verschlossen sein.

In der Umgebung von Edipsos kann man im Teledriongebirge – auf Grund der Richtungen – drei Gruppen von Verwerfungen unterscheiden, die sich im Mündungsgebiet der Quellen kreuzen:

- Die Gruppe der längsten und wohl auch ältesten Verwerfungen verläuft von NNE nach SSW.

- Eine zweite Gruppe nimmt die Richtung NNW nach SSE.
- Eine dritte Gruppe verläuft in relativ scharfem Winkel zu den beiden ersten von WNW nach ESE.

A. PHILIPPSON (1951:571) zitierte nach G. MITZOPOULOS und C. DAMBERGIS, daß sich das Schüttungsvolumen der Thermal- und Mineralquellen von Edipsos und Gialtra bei dem Erdbeben von 1894 im gegenüberliegenden Lokrisgebiet vermehrt habe; das mag eine Tatsache sein, die den genetischen Zusammenhang zwischen den Mineralthermen und den tektonischen Brüchen unterstreicht.

An der Küste fand ich außerhalb des unmittelbaren versinterten Quellgebiets – als Beispiel für die wiederholte tektonische Beanspruchung – mylonitisiertes Material, das sich sekundär verfestigt hatte und dann offenbar in einer dritten Phase erneut zerbrochen wurde.

Ungefähr 5 km nordöstlich des Quellareals treten im Hangenden des Grundgebirges karbonatische Serien triassisch-jurassischen Alters auf. Im wesentlichen handelt es sich dabei um Marmore und dolomitische Kalke, die stark verwittert und verkarstet und daher gut wasserdurchlässig sind. Es kam deshalb in diesem Bereich zur Bildung von zwei Wasserreservoirs, aus denen die Haupttrinkwasserquellen des Badestädtchens Edipsos gespeist werden. Diese Karstwasserquellen treten 260 m über NN aus, ihre Schüttung ist starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Diese Karstwässer haben keinen Anteil am Quellwasservolumen der Mineralthermen von Edipsos.

Alluviale Sedimente findet man im unmittelbaren Quellbereich – wenn man von den Sinterbildungen absieht – nur in einem sehr schmalen Bereich an der Küste. Im Gebiet des Städtchens von Edipsos, westlich des Thermal-Mineral-Quellen-Areals, befinden sich die erwähnten altquartären Serien, in denen P. PSARIANOS und E. THENIUS einen Elefantenmolaren entdeckten.

6.1.5. Hydrogeologie des Quellgebietes

Noch heute entspringt ein großer Teil der Quellen im Meeresniveau; deshalb ist die jährliche Quelleistung der Mineralthermen – sie wird von der Kurverwaltung mit über 14,5 Millionen Kubikmetern angegeben – nur schwer zu schätzen.

6.1.5.1. Hydrogeologische Bedingungen für den Süßwasseranteil der Quelle

Bei Edipsos liegen keine vergleichenden ^{18}O -Messungen mit den Chloridionenkonzentrationen vor. Der marine Mischwasseranteil bzw. der Süßwasseranteil am Quellwasservolumen kann also nur grob geschätzt werden. Meiner Meinung nach liegt er bei etwa 25%. Für das Zustandekommen dieses Süßwasseranteils bieten sich folgende Erklärungen an:

- Es könnte sich um das an den Gebirgshängen abfließende Oberflächenwasser handeln. Regenrinnen kann man in der feuchten Jahreszeit reichlich beobachten. Gegen diese Annahme spricht die Tatsache, daß die Quellgänge bis zum Quellmund versintert sind und so keine oberflächlichen Wasserläufe einmünden können. Außerdem müßten dann die Quellschüttungen jahreszeitliche Schwankungen aufweisen, was sie jedoch nicht tun. Auch die extrem niedrigen Tritiumwerte sprechen dagegen.
- Eine andere Deutung ist die, daß Niederschlagswässer im Teledriongebirge durch die fast undurchlässigen Schichten während Jahrhunderten in die Tiefe versickert sind und am unteren Quellgangeingang einfließen. Diese Erklärung würde durch die minimalen Tritiumwerte, die in den Quellwässern gefunden wurden, gestützt, sie kann aber die übrigen chemischen Eigenschaften der Mineralwässer nicht begründen.

- Meine Erklärung für den Süßwasseranteil der Edipsos-Quellen ist, daß es sich wie bei den übrigen Mineralquellen im Arbeitsgebiet um Karstwasserzuflüsse aus einem tiefen Karst handelt: Beim Einbrechen des Malischen und des Euböischen Golfes sind in diesem Bereich die mächtigen verkarsteten mesozoischen Kalke, die z. B. auch das Lichasgebirge nordwestlich davon aufbauen, unter das Meeresniveau abgesenkt worden. Vermutlich sind sie jedoch durch eine undurchlässige Neogenschicht gegenüber dem Meerwasser weitgehend abgedichtet, so daß sie ein untermeerisches Karstwasserreservoir bilden, das vom Lichasgebirge her aufgefüllt wird. Tektonische Brüche ermöglichen sowohl die Vermischung mit Meerwasser und das Eindringen von vulkanisch erhitztem Wasserdampf, CO₂ und Radon als auch das Aufsteigen des erhitzten Wassers in Edipsos.

6.1.5.2. Hydrogeologische Bedingungen für die vulkanisch bedingten Quellwassereigenschaften

Wie bereits dargelegt, stehen die südlich von Kap Lichada gelegenen Vulkane der Lichaden in der Tiefe vermutlich mit dem obenerwähnten, abgesunkenen Karstkörper in Verbindung. So können die heißen Wasserdämpfe, das Kohlendioxyd und das Radon durch die breiten Karstaquifere relativ ungehindert in das Quellgebiet von Edipsos gelangen. Besonders die Radongasmigration scheint ja freier Aquädukte zu bedürfen. Ich darf nochmals an den großen Unterschied in der Radioaktivität der beiden benachbarten Quellgebiete von Kammena Vourla und Koniavitou erinnern.

6.1.5.3. Hydrogeologische Bedingungen für den marinen Mischwasseranteil

Durch die tektonischen Brüche ist ein hydraulischer Zusammenhang zwischen Meer und dem tiefen Karstwasser gegeben. Das Wasser steigt dann auf, weil sein spez. Gewicht durch die starke Erwärmung bei der Mischung mit den thermalaufgeheizten Karstwässern und die Aufnahme von vulkanisch bedingten Gasen erniedrigt wird.

6.1.6. Chemismus und physikalische Eigenschaften der Quellen

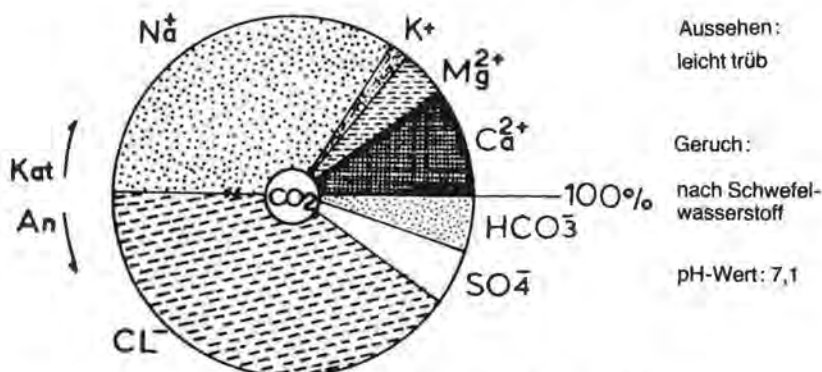


Fig. 21: Chemismus der Quelle „Kombogianni“ im Quellgebiet von Edipsos.

Durch marinen Mischwasseranteil – nicht genau bestimmt – bedingte Ionenkonzentrationen in mg:

NA⁺ 9600 Cl⁻ 18.000 SO₄⁻ 1000 Br⁻ 43 J⁻ 0,12

Durch Reaktion der verschiedenen Quellwasserelemente mit dem Kalkstein entstandene Ionenkonzentrationen in mg:

Ca⁺⁺ 1600 Mg⁺⁺ 400 HCO₃⁻ 500

Vulkanisch bedingte Quellwassereigenschaften:

Temp. 56,5°C CO₂ 500 mg H₂S 0,2 mg Radon 2,6 ME U 0,2 ppb

Ergebnisse der Radioisotopenmessungen:

¹⁴ C-Gehalt	2,6 ± 1,1% modern	Beide Werte sind im Vergleich zu gewöhnlichen
δ ¹³ C-Wert	+ 0,8‰	Grundwässern stark verändert und deuten auf
		vulkanische Beeinflussung der Quellwässer hin.

Korrigiertes ¹⁴C-Alter: 20.750 Jahre v. h.

Tritiumgehalt: < 2,5 T. U. Die Edipsos-Quellen enthalten danach kein in den letzten Jahren versickertes meteorologisches Wasser.

6.1.7. Sinter im Quellgebiet von Edipsos

Das Hauptcharakteristikum des Quellgebietes von Edipsos sind die ausgedehnten aragonitisch-calzitischen Sinterbildungen. Es wurden mehr als dreißig größere Quellen gezählt, die Absätze bilden.

Durch die fortschreitende Versinterung werden die Quellostien sukzessive nach oben verlegt. Sinterfunde in einer Höhe von 80 m über NN, d. h. über den jetzt am höchsten gelegenen Quellmündungen, beweisen jedoch, daß auch ein Ausbrechen der Quellen aus ihrem Sinterkörper und damit eine Tieferverlagerung von Quellaustritten in Einzelfällen möglich sind.

Den Einfluß der Sinter auf die Quellwassertemperatur beweist die folgende Beobachtung: 1973 wurde im Winter bei der Quelle „Damaria“ eine etwa ein Meter mächtige Sinterplatte entfernt, die die Quellmündung zu verschließen drohte. Vor der Entfernung dieser Sinterplatte betrug die Quellwassertemperatur 73° C; nach der Beseitigung des Sinterbrockens stieg die Wassertemperatur um 10° an, d. h., nun maß ich am Quellostium 83° C. Die Versinterung scheint also die Quellwässer beim Aufstieg so stark zu behindern, daß die Quelltemperaturen merkbar abgesenkt werden. Durch Bohrungen ließen sich also eventuell noch höhere Quelltemperaturen erreichen.

Die Sinter fallen nicht nur in den Quellostien, sondern auch in den Zuleitungsrohren zu den Badeanlagen aus. Die Bäderbesitzer sind deshalb teilweise gezwungen, die Rohrleitungen fast jährlich zu erneuern. Um mir eine Vorstellung über die Größenordnung der Sinterausfällungen zu machen, führte ich folgende Versuche durch: Ich ließ jeweils 20 Liter Quellwasser zehn Tage lang stehen und maß dann die Menge der Ausscheidungen. Dabei zeigte sich für die nachstehend aufgeführten Quellen:

- Quelle „Damaria“, Menge der Ausscheidungsprodukte: 2,5 g/l
- Quelle „Kombogianni“, Menge der Ausscheidungsprodukte: 6,5 g/l
- Quelle „Thermopotamu“, Menge der Ausscheidungsprodukte: 7 g/l

Geschätzt ergibt sich daraus, daß - Löslichkeit von Calciumkarbonat unter Normalbedingungen (= dest. Wasser von 21° C) 13 mg/l zugrunde gelegt - das Thermal-Mineralwasser von Edipsos mindestens um das 25fache in seiner Lösungsfähigkeit für Calciumkarbonat erhöht ist.

Das Calciumkarbonat tritt in den Sintern von Edipsos in zwei Modifikationen auf, dem Aragonit und dem Calzit (Kalkspat). Aragonit ist eine relativ instabile Form des CaCO₃. Es wird hauptsächlich gebildet, wenn aus stark übersättigten Lösungen CO₂ sehr schnell entweicht. Daher wurde Aragonit besonders in unmittelbarer Nähe der Quellaustritte gefunden, und bei den röntgenographischen Sinteruntersuchungen wurden immer wieder Paramorphosen von Aragonit nach Calzit festgestellt.

Durch die Difraktometer-Aufnahmen war es auch möglich, die SiO₂-Anteile – neben Opal – als röntgenographischen Quarz anzusprechen.

In den chemischen Analysen spiegeln sich die drei makroskopisch unterscheidbaren Sinterarten wider, die bei Edipsos vorkommen:

- ockerfarbene Sinterpartien: Die Analyse zeigt dabei die bekannte Gesetzmäßigkeit, daß Siliziumdioxid und Eisen gemeinsame Wege gehen.
- reinweiße Sinterabsätze.
- maximal 20 cm breite Bänder grauweißer Sinter: Die Verfärbung beruht auf geringen Manganzusätzen.

6.2. Das Quellgebiet von Ipati

6.2.1. Geographie und Morphologie

Bad Ipati liegt 25 km vom Malischen Golf entfernt in der Sperchiosebene in einer Höhe von 60 m über NN. Der nächstgrößere Ort ist die 17 km weiter östlich gelegene Stadt Lamia, bei der man, um Ipati zu erreichen, von der Nationalstraße abweichen muß. Schon von weitem sieht man das Badestädtchen am Fuß des Itigebirges liegen.

Man hat um den Quellmund ein gläsernes Rondell gebaut. Darum breiten sich der kleine Kurpark und die Badeanlagen aus, die man auf dem tischartig abgeplatteten Quellsinterkegel künstlich angelegt hat. Die wenigen Häuser, meist Hotels und Pensionen, liegen zum Itigebirge hin. Es steigt bei Ipati schroff an. Auf der anderen Seite des bei Ipati etwa 6 km breiten Flußtales sieht man die sanft gerundeten Hügel des westlichen Othrisgebirges liegen.

6.2.2. Klima und Vegetation

Ipati liegt von den Quellgebieten meines Arbeitsgebietes am weitesten vom Meer entfernt. Daher sind dort die Winter etwas kälter als im übrigen Untersuchungsgebiet. Auch die Niederschlagsmenge ist etwas höher. So findet man an den unteren Partien des Itigebirges schöne alte Platanen, die, wo der Kalk aufhört und flyschartiger Boden beginnt, abrupt von Buschwerk abgelöst werden. Pinien unterbrechen im Tal die eintönige Acker-Weide-Landschaft. Obwohl die landwirtschaftlichen Erträge an sich gut sein müßten, werden – wie fast überall in Griechenland – keine Rinder, sondern zahlreiche Schafherden gehalten.

6.2.3. Geschichte und Balneologie

Im 4. Jahrhundert war „Ipata“, der im SW des Badestädtchens liegende Ort, die Hauptstadt der Ainianen (nach A. PHILIPPSON, 1950). Die Heilquelle von Ipati soll im 5. Jahrhundert v. Chr. bei einem Erdbeben entstanden sein. Sie war zunächst der Göttin Aphrodite geweiht. Der heutige organisierte Badebetrieb wurde um die Jahrhundertwende aufgenommen.

Als Indikationen für eine Badekur in Ipati gelten Herz- und Kreislaufstörungen, Hauterkrankungen, Erkrankungen des rheumatischen Formenkreises und die vegetative Dystonie.

6.2.4. Geologie im Quellgebiet von Ipati

Durch die Arbeiten von J. H. NICOLAUS und K. E. KOCH (1969), von J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS (1973) und W. STAHL et al. (1974) sind die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Quellgebiet intensiver erforscht als in den übrigen Untersuchungsgebieten.

Das Quellgebiet von Ipati mit seiner Lage in der Sperchiossenke gehört der schematischen Zonengliederung nach in das Grenzgebiet zwischen subpelagonischer Zone und Parnaß-Kiona-Zone. Beherrscht werden Geologie und Hydrogeologie des Quellgebietes von den Formationen des Itigebirges und seinem vorgelagerten Schuttfächer und von den Sedimenten in der Sperchiosebene.

Bei Ipati besteht das Itigebirge größtenteils aus verkarstem Kreidekalk. Stellenweise gehen die karbonatischen Serien in Flysch-Sedimente über.

Der Teil des Itigebirges bei Ipati wird nach der geologischen Karte eindeutig zu der Parnaß-Kiona-Zone gerechnet. Die Grenze der nächsten Deckenüberschiebung subpelagonischer Serien im Itigebirge ist etwa fünf Kilometer entfernt. Auf der linken Seite des Sperchiosflusses ist das westliche Othrisgebirge hauptsächlich aus Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formationen aufgebaut. Es gibt Anhaltspunkte dafür, daß diese subpelagonischen Serien des Othrisgebirges teilweise den Serien der Parnaß-Kiona-Zone aufgeschoben sind.

J. FERRIERE (1972) fand im zentralen Othrisgebirge ein tektonisches Fenster mit Kalken neritischer Fazies, die seinen Untersuchungen nach analoge Charakteristika mit den Kalken der Parnaß-Kiona-Zone aufwiesen. Eine entsprechende tektonische Struktur hatte schon H. GODFRIAUX (1968, zit. nach J. FERRIERE) weiter nördlich (Olymp) beschrieben.

Die Grenze zwischen Parnaß-Kiona-Flysch und subpelagonischen Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien verläuft möglicherweise nahe bei Ipati im Sperchiostal.

Ein breiter Schuttfächer findet sich zwischen den steil aufstrebenden Itibergen und dem Sperchiostal. Er reicht fast bis an den Sinterkegel von Bad Ipati.

In der Sperchiossenke konnten J. H. NICOLAUS und K. E. KOCH (1969) keine sicher diluvialen Schichten nachweisen. Sie rechneten jedoch die Gehängebrekzien im Kalk- und die älteren Terrassenbildungen im Flyschbereich zu den pleistozänen Ablagerungen. J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS meinten, daß bei Hügeln im NW und SW von der Ipatiquelle vorholozäne Ablagerungen zutage treten.

Die Hauptformation in der Sperchiosebene besteht aus alluvialen fluviatilen Ablagerungen. Nach geophysikalischen Messungen, die im Auftrag des Instituts für Bodenforschung von Athen durchgeführt wurden, sind sie im Mittel 70 bis 100 m mächtig.

Als Fundament der Sperchiossenke wird von den meisten Untersuchern Flysch oder flyschartiges Material angenommen. Nach dem oben Gesagten könnte auch Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation teilweise in Frage kommen.

Das Ministerium für Industrie und Tourismus hat im Quellgebiet fünf Bohrungen ausführen lassen, die von J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS (1973) ausgewertet wurden. Nur 15 m NW von der Austrittsstelle der Quelle entfernt, d. h. neben dem Quellhausrondell, wurde die Hauptbohrung von 130 m niedergebracht. In den obersten 15 Metern traf man ausschließlich auf Sinter. Darunter waren Sinterablagerungen zwar immer wieder nachweisbar, sie wurden aber von Sanden, Kiesen und eingeschalteten Kalkbrocken unterbrochen. Das Sintermaterial der tieferen Schichten war etwas feiner kristallisiert und weniger porenhaltig. J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS betonen den Unterschied, indem sie den Sinter der obersten Schicht mit Travertin I und den der tieferen Schichten mit Travertin II bezeichnen.

Bohrung D 2 wurde an der sogenannten „wuchslosen Stelle“ niedergebracht. Diese liegt etwa 800 m ost-südöstlich von Ipati. Sie liegt näher am Itigebirge als die Hauptquelle. In einem wenige Quadratmeter großen Bereich hört hier abrupt jegliche Vegetation auf. Unter einer 11 m mächtigen Kiesschicht stieß man hier wieder auf Sintermaterial. Bei Bohrung D 2 konnte man den Sinter nur bis zu einer Tiefe von 48 m nachweisen. In den letzten 8 m der Bohrung fand sich kein Sinter. Man vermutet, daß

an dieser „wuchslosen Stelle“ früher eine Thermal-Mineral-Quelle ausgetreten ist. Man spricht von einer „geschlossenen Therme“. In der Annahme, daß die „geschlossene Therme“ und die Thermal-Mineral-Quelle von Ipati auf derselben Bruchlinie liegen, setzte man die übrigen drei 50 m tiefen Bohrungen auf der Verbindungslinie an. Man traf hier jedoch auf keinerlei Sinterablagerungen.

Die Hauptbohrung ging nicht tief genug, um zu erkunden, wie weit die Sinterbildung reicht. Man weiß daher nicht, aus welcher Tiefe die Quelle hochsteigt. Es liegt zunächst nahe anzunehmen, daß der Flysch als Wasserstauer für einen eventuellen Thermal-Mineral-Wasserhorizont fungiert: Einschränkend aber muß beachtet werden, daß das Sperchiosstal in einer Zone starker tektonischer Aktivitäten liegt. Junge Störungen durchsetzen sicher auch das Fundament der Ebene.

6.2.5. Hydrogeologie im Quellgebiet von Ipati

Die jährliche Leistung der Quelle von Ipati beträgt im Mittel 1,752.000 m³. Die kritische Entnahmemenge beim Abpumpen im Sommer liegt bei etwa 140 bis 160 m³/h; dann sinkt der Spiegel um ungefähr 5 m ab (J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS, 1973).

6.2.5.1. Hydrologische Bedingungen für den Süßwasseranteil der Quelle

Der Süßwasseranteil beträgt 84%. Nach Messungen von J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS im Frühjahr 1972 stieg der Quellspiegelstand von Februar bis April, dem Ende der feuchten Jahreszeit, um fast einen Meter. Der Gedanke lag nahe, daß die Quellwässer von rezenten Oberflächen- oder Karstwässern beeinflusst würden.

J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS bringen hydrogeologisch einleuchtende Schemata, in denen sie den angenommenen Einfluß von Niederschlagswässern aus der Quellumgebung und im Flyschbereich des Itigebirges sowie die hypothetische Karstwassereinstromung darstellen.

Erst die ¹⁴C-Untersuchungsergebnisse, nach denen ein mehrtausendjähriges Quellwasser vorliegt, und die minimalen Tritiumwerte (vgl. Tab. 3), die gegen rezente Süßwasserbeimischungen sprechen, zwingen zu anderen Erklärungen für die Süßwasserversorgung der Quelle.

Niederschlagswässer, die sicher teilweise jungen Flußwässer und seichte Karstwasseradern können nicht zur Quellspeisung beitragen, weil der Quellschacht durch die Sinterbildung abgedichtet ist. Diese Deutung macht auch verständlich, warum die übrigen Quellen im Umkreis von Ipati reines Trinkwasser spenden können. Bei der Trinkwasserquelle von Ipati konnten über 100 T. U. Tritium nachgewiesen werden. Es gibt keine Verbindung zwischen den Thermal- und Mineral-Wassergängen und den übrigen alluvialen Wasserhorizonten in der Sperchiosebene.

Aus diesen Gedankengängen heraus möchte ich auch die Annahme eines Thermal- und Mineral-Wasserhorizonts im Alluvium ablehnen. Es ist kaum vorstellbar, wie ein solcher Wasserhorizont von Einflüssen frischer vadoser Wässer völlig abgeriegelt sein könnte.

Die Süßwasserversorgung der Quellen erfolgt wahrscheinlich aus einem tiefen Karstwasserreservoir, welches durch tektonische Brüche mit dem Quellschacht verbunden ist. Auf dieser Bruchlinie könnte – entsprechend der Ansicht von J. FRANGOPOULOS und G. MARINOS – die „geschlossene Therme“ liegen.

Die jahreszeitlichen, den Niederschlagsmengen entsprechenden Quellpegelveränderungen sind auf Druckschwankungen im Karstwasserreservoir zurückzuführen.

6.2.5.2. Hydrogeologische Bedingungen für den marinen Mischwasseranteil der Quelle

Marine Wasseranteile am Quellwasser von 16% sind von W. STAHL et al. (1974) bewiesen worden. Gezeitenanaloge geringe Quellspiegelschwankungen beobachteten G. GEORGALAS et al. (1962) und untermauerten so das Vorhandensein eines direkten Zusammenhanges zwischen dem Malischen Golf und der Thermal- und Mineral-Quelle. Meine Erklärung dafür ist, daß das Meerwasser in der Quellgegend von Kallidromon durch Brüche in das Land eindringt und von da aus durch weitere Brüche und Karstaquifere Eintritt in das Karstwasserreservoir der Quelle von Ipati findet.

K. FRICKE beschrieb im Süden des Münsterlandes (Norddeutschland) Salzwasservorkommen, die 20 km südlich von großen Solequellen zutage treten, d. h. oberflächlich werden. Diese Salzwässer folgen einem Konzentrationsgefälle – was jedoch für Salzwasserwanderungen keine zwingende Voraussetzung ist, da auch Vertikalbewegungen erheblichen Ausmaßes bekannt wurden – und bevorzugen selbstverständlich Störungs- und Kluftzonen (K. FRICKE, 1967).

Meiner Ansicht nach könnte man zwischen diesen „Solewanderungen“ im Untersuchungsgebiet K. FRICKES und der Meerwasserwanderung zu der Quellgegend von Ipati Parallelen ziehen.

Der marine Mischwasseranteil der Quelle von Ipati könnte jedoch auch aus Brackwasserhorizonten stammen:

- Die alte Konzeption von A. PHILIPPSON (1950), daß die Sperchiosebene gleichzeitig mit der tektonischen Absenkung des Malischen Golfes und des Kanals von Atalanti entstanden sei, wird von den meisten Untersuchern anerkannt. Im Pliozän-Altquartär müßte demnach Meerwasser bis weit in die Sperchiosebene eingedrungen sein. In dieser Zeit könnten sich theoretisch fossile Brackwasserhorizonte entwickelt haben.
- Die Quelle nimmt ihren Ausgang – das beweisen die über 130 Meter tief reichenden Sinterfunde – weit unter NN. Meerwasser könnte in diesen Tiefen (man kennt das u. a. aus der norddeutschen Tiefebene) unter der spezifisch leichteren Süßwasserschicht einströmen und einen Brackwasserhorizont bilden.

Doch wäre dann zu erwarten, daß auch einzelne der vielen artesischen Brunnen der Sperchiosebene – zwei davon sind tritiumfrei (W. STAHL et al., 1974), können also kein rezentes Wasser führen und dürften daher logischerweise aus der Ipatiquelle entsprechenden Tiefen stammen – salzwasserkontaminiert sind. Außerdem würde ein fossiler Brackwasserhorizont nicht die gezeitenanalogen Quellspiegelschwankungen erklären.

6.2.5.3. Hydrogeologische Bedingungen für den freien Kohlendioxydgehalt der Quelle

In Diskussionen tauchte die Frage auf, ob die Ipatiquelle nicht wahrscheinlicher von einem anderen vulkanischen Zentrum als von den 50 km entfernt liegenden Lichaden oder ihrer Apophysen beeinflußt werde.

In Kap. 3.5. wurde gesagt, daß man in der Umgebung der Sperchiosebene die Möglichkeiten für das Vorhandensein von Kryptovulkanen bedenken muß.

Die Quelle von Ipati ist hauptsächlich durch ihre hohen Gehalte von freiem Kohlendioxyd (1500 mg) ausgezeichnet.

In der Nähe von Ipati gibt es keine weiteren Thermal- und Mineral-Quellen mehr, die man zum Vergleich hinzuziehen könnte. Die nächste Thermal- und Mineral-Quelle innerhalb der Sperchiosebene ist fast doppelt so weit als Ipati vom Malischen Golf entfernt und enthält – bei einer Temperatur von 33° C – sehr viel weniger gelöste feste Bestandteile als die Ipatiquelle und keinerlei CO₂ und H₂S.¹

¹ Diese Untersuchungsergebnisse erhielt ich vom Ministerium für Tourismus.

Auf der chemisch-geologischen Karte der Mineralquellen von Nordrhein-Westfalen und seiner Gebiete (K. FRICKE, 1954) sind Sauerlinge eingetragen, die etwa 50 km – also ebenso weit wie Bad Ipati von den Lichadeninseln – von den nächsten tertiären Vulkanen entfernt liegen. K. FRICKE fand, daß die Kohlensäurevorkommen dort an die „saxonischen Achsen“ geknüpft sind (K. FRICKE sprach von „Kohlensäurelinien“) und dort zutage treten, wo diese Achsen von Querströmungen geschnitten sind. A. THURNER – wie K. FRICKE fand er den Zusammenhang zwischen jungem Vulkanismus und Sauerlingen als bewiesen – beschrieb in seinem Hydrogeologielehrbuch (1967 : 293) Sauerlinge, die in Österreich abseits von den eigentlichen Vulkangebieten auftreten. Die Untersuchungen hätten gezeigt, daß diese Kohlendioxydquellen an auffallend jugendliche tektonische Störungslinien gebunden seien.

6.2.6. Chemismus und physikalische Eigenschaften der Ipati-Quelle

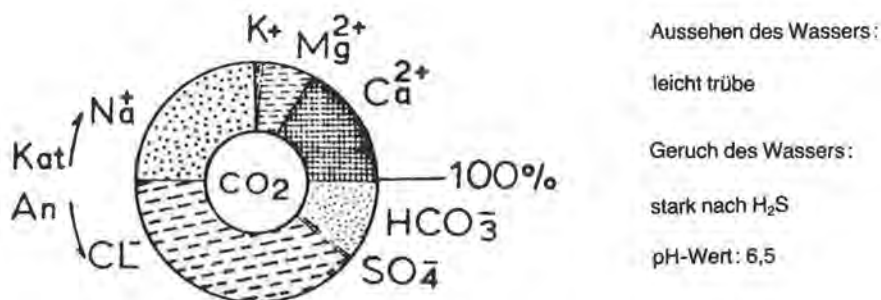


Fig. 22: Das Anionen- und Kationenverhältnis der Ipatiquelle (mval %).

Durch marinen Mischwasseranteil – 16 Volumenprozent – bedingte Ionenkonzentrationen in mg:

Na⁺ 1400 Cl⁻ 3000 SO₄⁻ 20 BR⁻ 8,4 J⁻ 0,6

Durch Reaktion der verschiedenen Quellwasser-elemente mit dem Kalkstein entstandene Ionenkonzentrationen in mg:

Ca⁺⁺ 900 Mg⁺⁺ 200 HCO₃⁻ 2000

Vulkanisch bedingte Quellwassereigenschaften

Temp. 33,5°C CO₂: 1500 mg H₂S: 8 mg Rn: 0,11 M.E.
U: 0,2 ppb

Ergebnisse der Radioisotopenmessungen:

¹⁴C-Gehalt 1,6 ± 0,7% modern beide Werte sind im Vergleich zu gewöhnlichen Grundwässern stark verändert und deuten auf vulkanische Beeinflussung der Quellwässer hin.
^{δ13}C-Wert + 2,4‰

korrigiertes ¹⁴C-Alter: 22.450 Jahre v. h.

Tritiumgehalt: < 1,9 T. U.: Die Ipati-Quelle enthält danach kein in den letzten Jahrzehnten versickertes meteorologisches Wasser.

6.3. Das Quellgebiet von Kallidromon oder Psoroneria

6.3.1. Geographie und Morphologie

Die Quellen entspringen am Fuß des nördlichen Höhenzuges des Kallidromongebirges. Der Küstenstreifen zwischen Gebirge und Malischem Golf ist hier etwa zwei Kilometer breit. Zwischen dem flachen Küstengebiet und dem eigentlichen Quellareal steigt das Land ganz allmählich an, so daß die Quellaustritte etwa 10 m über NN liegen.

Die Quellgruppen treten in zwei Bassins aus. Beide sind etwa 5 m breit, aber das eine ist 30 m und das andere 60 m lang.

6.3.2. Klima und Vegetation

Was das Klima betrifft, so ist den allgemeinen Betrachtungen des Kapitels 2 nichts hinzuzufügen.

Zur Zeit der Perserkriege soll das Kallidromongebirge von Eichen bewaldet gewesen sein. Jetzt beherrschen in den höheren Zonen Buschwerk und an den tieferen Abhängen Kiefern das Bild. An vielen Stellen tritt das nackte Kalkgestein zutage. In unmittelbarer Umgebung der Quellen stehen harte Schilfgräser. In der übrigen Küstenebene sind die Ackerbauflächen hin und wieder von Pinien unterbrochen.

6.3.3. Balneologie

Der Badebetrieb ist wenig ausgebaut. Die Badestädtchen von Ipati und Kammena Vourla fangen den Hauptfremdenverkehr auf.

Kallidromonquellbäder sind indiziert bei Krankheiten des rheumatischen Formenkreises und bei dermatologischen Veränderungen. (Ein Hinweis darauf ist der Name „Psoroneria“.)

6.3.4. Geologie

Das Kallidromongebirge ist grundsätzlich ein stark verkarstetes Kreidekalkgebirge.

Geologisch wird das Kallidromongebirge mit den lokrischen Gebirgen von den meisten Untersuchern in die subpelagonische Zone gestellt. C. RENZ schrieb (1955 : 523): „Die lokrischen Gebirge (er rechnet dazu das heutige Kallidromon- und Knimisgebirge) werden, abgesehen von jungtertiären Bildungen, aus den Gesteinen osthellenischer Serie und den Kalken bzw. Dolomiten der Parnaß-Kiona-Zone zusammengestellt.“ J. PAPASTAMATIOU et al. widersprachen dem 1963. Wie oben gesagt, rechneten sie das gesamte Kallidromongebirge zur subpelagonischen Zone; sie suchten aber zu beweisen, daß zumindest zwischen den Serien des Kallidromon- und Parnaßgebirges erst vom Kimmeridge an charakteristische stratigraphische Unterschiede auftauchen. Die Diskussion über die Gleichheit oder Ungleichheit der unteren Serien beider Zonen ist nicht abgeschlossen (ich vermied es daher, auf diese Problematik im allgemeinen geologischen Teil nachdrücklicher einzugehen), aber diese Ansicht gewinnt für die Quellen von Kallidromon praktisches Interesse, wenn man annimmt, daß der Eisengehalt der einen Psoroneriaquellgruppe eventuell von Einflüssen aus Eisenbauxitlagerstätten stammt. Diese Eisenbauxite liegen etwa 10 km südwestlich der Quellen zwischen mesojurassischen und Kimmeridgekalken. Sie korrespondieren im Aussehen mit dem untersten Bauxithorizont der eigentlichen Parnaß-Kiona-Zone.

Die Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Serien treten in der Umgebung des Quellgebietes nirgends an die Oberfläche.

Im Bruchzonengebiet zur Sperchiossenke – allerdings nicht im Quellgebiet – kommen Trias-Jura-Dolomite zutage.

6.3.5. Hydrogeologie

Das jährliche Quellschüttungsvolumen bei Kallidromon ist nicht bekannt.

6.3.5.1. Hydrogeologische Bedingungen für den Meerwasseranteil der Quellen:

Wie bei der Ipati-Quelle wurde bei Kallidromon der marine Mischwasseranteil von W. STAHL et al. (1974) durch vergleichende Untersuchungen der Chloridionenkonzentrationen mit den $\delta^{18}O$ -Werten bestimmt. Er beträgt 67 Volum%. Wahrscheinlich gehen die Quellen von Kallidromon wie die der Thermopyle, von Koniavitou und Kammena Vourla aus seichten Brackwasserhorizonten hervor. Der verhältnismäßig besonders hohe Meerwassergehalt der Kallidromonquellen dürfte aber auf direkten Bruchverbindungen zwischen dem Malischen Golf und den Quellen beruhen. Die Kallidromonquellen entspringen in einem Gebiet, das tektonisch besonders stark in Mitleidenschaft gezogen ist, das mag die hydraulischen Zusammenhänge zwischen Meerwasser und Quellgebiet erklären.

6.3.5.2. Hydrogeologische Bedingungen für den Süßwasseranteil der Quelle (33 Volum%)

Das Süßwasser stammt wahrscheinlich wie in allen Quellgebieten aus einem tiefen Karstwasserreservoir. Süßwasserzuflüsse aus dem anmoorigen Gelände des Sperchiosdeltas wird man bei den nicht meßbar geringen Tritiumgehalten der Quellen ausschließen dürfen.

Interessant ist, daß nur die eine Quellgruppe bei Kallidromon eisenhaltig ist, die andere – bei sonst gleicher Zusammensetzung – aber nur 1,5 mg Eisen besitzt. Ob hier ähnliche Verhältnisse wie bei Kammena Vourla, wo die Radonkonzentrationen der einzelnen Quellen so stark untereinander abweichen, eine Rolle spielen, müßte durch Bohrungen erhärtet werden.

6.3.6. Chemismus und physikalische Eigenschaften der Kallidromon-Quellen

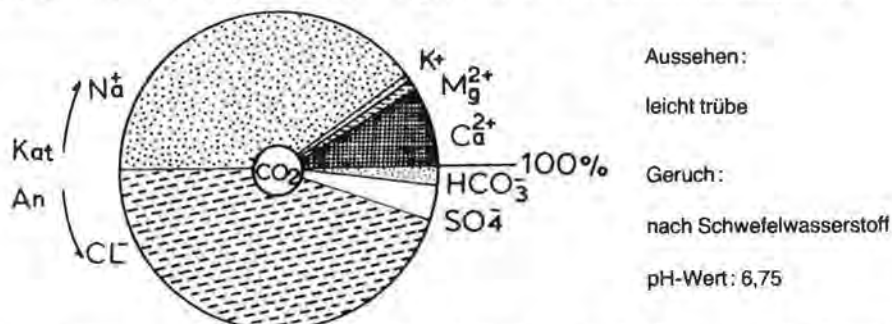


Fig. 23: Das Anionen- und Kationenverhältnis des Wassers der Kallidromonquellen (mval %).

Durch marinen Mischwasseranteil – 67 Prozent – bedingte Ionenkonzentration in mg:
 Na^+ 9000 Cl^- 19.000 SO_4^{2-} 1900 Br^- 41 J^- 0,1

Durch Reaktion der verschiedenen Quellwasserelemente mit dem Kalkstein entstandene Ionenkonzentrationen in mg:

Ca^{++} 1200 Mg^{++} 100 HCO_3^- 800

Vulkanisch bedingte Quellwassereigenschaften:

Temp. 33,5°C CO_2 500 mg H_2S 0,38 mg Rn 0,45 ME

Ergebnisse der Radioisotopenmessungen:

^{14}C -Gehalt $7,4 \pm 0,3\%$ modern beide Werte sind im Vergleich zu Grundwässern stark verändert und deuten auf vulkanische Beeinflussung der Quellwässer hin.
 $\delta^{13}\text{C}$ -Wert $-1,8\text{‰}$

^{14}C -Modellalter: $20\ 950 \pm 350$ Jahre vor 1950.

Tritium: nicht meßbar.

Besondere Quellwassereigenschaft:

Eisengehalt der einen Quellgruppe 11,5 mg.

6.4. Das Quellgebiet der Thermopyle

6.4.1. Geographie und Morphologie

Das Quellgebiet liegt etwa 200 km nördlich von Athen, nahe an der Nationalstraße, die nach Thessaloniki führt. Wie die Quellen von Kallidromon-Psoroneria entspringen die Quellen der Thermopyle am Fuß des nördlichen Höhenzuges des Kallidromengebirges. Bei den Thermopylequellen ist der Küstenstreifen zwischen Quellgebiet und Meer etwa 3 km breit. Die Quellostien liegen ungefähr 20 m über NN. Die Quellen treten in einem fast quadratischen, etwa 40 m² großen Becken aus.

Östlich am Quellgebiet vorbei fließt ein größerer Gebirgsbach, Nerotruwia.

6.4.2. Klima und Vegetation

Klima und Vegetation sind in den vier Quellgebieten von Kallidromon, der Thermopyle, Koniavitou und Kammena Vourla grundsätzlich gleich.

6.4.3. Balneologie

Indikationen für Thermopyle-Quellbäder bilden alle chronischen Beschwerden des Stütz- und Bindegewebes, chronisch gynäkologische Entzündungen, Neuritiden und chronische Erkrankungen der Atemwege.

6.4.4. Geologie und Hydrogeologie

Die geologischen Verhältnisse bei den Thermopylen unterscheiden sich grundsätzlich nicht von denen im Quellgebiet „Kallidromon-Psoroneria“. Daher wird auf die Geologie des Thermopylequellgebietes nicht weiter eingegangen.

Das, was in beiden Quellgebieten des Kallidromengebirges jedoch grundsätzlich verschieden sein muß, sind die hydrogeologischen Bedingungen. Bei der Thermopyle-Quellgruppe herrscht der Süßwasseranteil mit 86 Volum% vor. Ich möchte dafür vier mögliche Gründe anführen:

- Die Quellostien der Thermopylequelle liegen gegenüber den Quellen von Kallidromon-Psoroneria um 10 m höher.
- Das Quellgebiet der Thermopyle ist von tektonischen Brüchen meinen Untersuchungen nach weniger betroffen als der Quellbezirk von Psoroneria. So kann vermutet werden, daß im Thermopylegebiet auch Bruchverbindungen zum Malischen Golf seltener sind.
- In der Nachbarschaft des Quellareals fließt der Gebirgsbach Nerotruwia. Sein Süßwasser drängt wahrscheinlich das Salzwasser zurück.
- Oberhalb des Quellgebiets der Thermopyle herrschen mehr groblöchrige Kreidekonglomerate vor, so daß Niederschlagswasser teilweise direkt in die Quellen gelangen kann.

Die beiden letzten Gedankengänge sehe ich durch die Ergebnisse der Tritiumanalysen der Thermopyle-Quellwässer-Proben gestützt: Es wurden 34,5 T.U. Tritium festgestellt. Wenn man berücksichtigt, daß das Wasser aus den tiefen Karstwasserreservoirien ein ^{14}C -Modellalter von etwa 20.000 Jahren hat, dann sprechen die relativ großen Tritiumgehalte für einen hohen Prozentsatz an zugemischten jungen Niederschlagswässern. Die Trinkwasserquelle bei den Thermopylen hat fast 90 T.U., sie besteht also fast nur aus *jungem*, nach 1950 versickertem Wasser.

Die jährliche Förderleistung der Thermopyle-Quellen beträgt 8.760.000 Kubikmeter.

6.4.5. Chemismus und physikalische Eigenschaften der Quellen

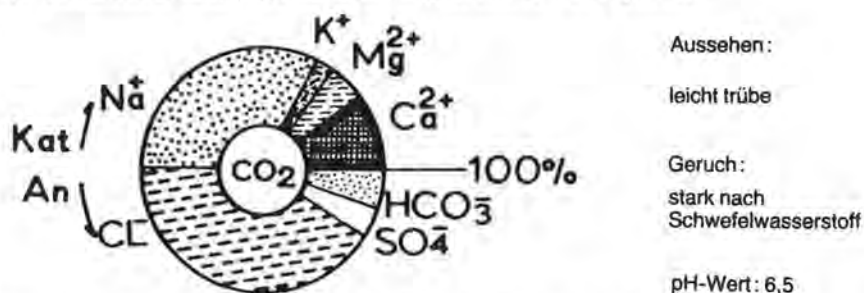


Fig. 24: Das Anionen- und Kationenverhältnis der Thermopyle-Quellen (mval %).

Durch marinen Mischwasseranteil – 14 Volum% – bedingte Ionenkonzentration in mg:

Na^+ 2000 Cl^- 4000 SO_4^{--} 400 Br^- 28 J^- ---

Durch Reaktion der verschiedenen Quellwasserelemente mit dem Kalkstein entstandene Ionenkonzentrationen in mg:

Ca^{++} 500 Mg^{++} 200 HCO_3^- 700

Vulkanisch bedingte Quellwassereigenschaften:

Temp. 41° CO_2 1100 mg H_2S 4 mg RN 0,6 ME
U 0,2 ppb

Ergebnisse der Radioisotopenmessungen:

^{14}C -Gehalt $9,0 \pm 1,1\%$ modern

$\delta^{13}\text{C}$ -Wert $-1,4\%$

^{14}C -Modellalter: 19.400 ± 1050 Jahre vor 1950

Tritium: $34,5 \pm 0,9$ T.U.

6.5. Das Quellgebiet von Kammena Vourla

6.5.1. Geographie und Morphologie

Das moderne Badestädtchen von Kammena Vourla liegt auf einem nur 500 Meter breiten Küstenstreifen zwischen Knimisgebirge und Malischem Golf, etwa 180 km nördlich von Athen. Von der Meeresküste bis zum Fuß des (Knimis-)Thoriongebirges ist nur ein Höhenunterschied von etwa fünf Metern.

Da bei Kammena Vourla alles dem Fremdenverkehr und dem Badebetrieb untergeordnet ist, sind die Quellen künstlich eingefaßt und die Quellostien zugedeckt.

6.5.2 Klima und Vegetation

Kammena Vourla hat ebenso wie die Quellgebiete von Kallidromon und der Thermopyle typisches Mittelmeerklima, dessen Sommerhitze durch die Nähe des Meeres etwas abgemildert ist. Auch die Vegetation weist keine Besonderheiten auf: Soweit im Küstengebiet nicht künstlich parkartige Anlagen für die Besucher geschaffen wurden, herrschen Schilfgräser vor.

Die Trias-Jura-Dolomite tragen kleine Kiefern. An vielen Stellen aber tritt der Felsen nackt hervor. Die Schiefer-Hornstein-Formation ist hauptsächlich von hartem Buschwerk bewachsen.

6.5.3. Geschichte und Balneologie

Der balneologisch-therapeutische Wert der Thermal- und Mineralquellen von Kammena Vourla wurde von G. GEORGALAS, der 1925 zu einem Gutachten über eine der Quellen herangezogen worden war, herausgestellt. Unter der Leitung von G. GEORGALAS entwickelte sich das heutige moderne Badestädtchen, in dem in einem Sommer weit über 100.000 Gäste gezählt werden können.

Als Indikation für eine Badekur in Kammena Vourla gelten Erkrankungen des Skelettsystems, Neuritiden und endokrine Störungen.

6.5.4. Geologie

Im Bereich des Knimis findet man als Oberflächenformation meist die für die subpelagonische Zone charakteristischen Serpentin-Schiefer-Hornstein-Serien. Darunter lagert mit großer Mächtigkeit dolomitische Kalk (Trias – Oberjura).

Die tektonische Labilität und starke Beanspruchung des Gebietes läßt sich relativ gut bei der Beschreibung eines Längsprofils aus der weiteren Umgebung der Quellen belegen:

Von der Küste landeinwärts gehend, trifft man zunächst auf Alluvium (verwittertes Material, Kies, Schotter, dolomitische Kalksteinbrocken, Schiefer-Hornstein-Brocken, Lehm).

Es folgen mergelige, lehmige, tonige, sandige Schotter, Psammite usw. des Neogen mit Ostreen und Cardien. Auch in den neogenen Ablagerungen kann man Brocken von Hornsteinen, Ophiolithen usw. finden.

Weiter landeinwärts wird die Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation teilweise oberflächenbildend, mit Hornsteinen und schiefrigen Tönen, wechsellagernd mit dünnen, sehr harten Kalkplatten, und schließlich relativ häufigen Tiefengesteinen.

Weiter im Süden stößt man wieder auf neogene Ablagerungen, dann wieder auf die oben beschriebene Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation; schließlich wird ausgedehnt der dolomitische Kalk oberflächenbildend. Der Dolomit ist weißlich bis dunkel und zeichnet sich durch große Härte aus. Als Leitfossilien sind in den Kalken über dem Dolomit Megalodonten und Cladocoropsis gefunden worden.

Fortschreitend trifft man auf eine Anreicherung von Diabasen und Porphyriten der Schiefer-Hornstein-Formation. Bei der weiteren Aufnahme findet man chromitführende Peridotite mit Olivinen, Augiten usw., d. h. wieder zur Ophiolith-Schiefer-Hornstein-Formation gehörende Gesteine.

Später schneidet der Geländeschnitt nochmals die dolomitischen Kalksedimente.

Bei Kammena Vourla und Koniavitou liegen im großen ganzen die gleichen geologischen Verhältnisse vor, nur ist bei Koniavitou die Schiefer-Hornstein-Formation mächtiger vertreten.

6.5.5. Hydrogeologie und Chemismus der Quellen

6.5.5.1. Radioaktivität der Quellen

Das Hauptcharakteristikum der Quellen von Kammena Vourla ist ihre Radioaktivität. Es sind die einzigen Quellen in meinem Arbeitsgebiet – abgesehen von der Thermal-Mineral-Quelle „Silla“ bei Edipos –, die die Bezeichnung „radioaktiv“ verdienen; und ihre Radioaktivität ist, wie schon gesagt, beachtlich hoch. Der mögliche Zusammenhang zwischen Radioaktivität der Quellen von Kammena Vourla und dem jungen Vulkanismus in meinem Arbeitsgebiet wurde im Abschnitt 5.1.2.4. besprochen: Ich selbst bin von dem Zusammenhang überzeugt und benutze ihn hier weiter als Grundlage meiner Überlegungen: Eine direkte Verbindung durch einen tektonischen Bruch¹ könnte die ungehinderte Migration des Radongases vom vulkanischen Zentrum zum Quellgebiet erlauben. Ob man annehmen kann, daß die einen Kilometer entfernte Vulkanapophyse von Hg. Joannis der Spender der Radioaktivität ist oder ob man eine noch näher gelegene kryptogene Vulkanapophyse postulieren sollte, muß dahingestellt bleiben: Die geologischen Verhältnisse in meinem Untersuchungsgebiet würden die Annahme von multiplen Jungvulkanen im Gebiet rechtfertigen. Eine geographisch sehr enge Beziehung zwischen Vulkanismus und radioaktiven Quellwässern würde auch eher verständlich machen, warum im benachbarten Koniavitou-Quellgebiet die Radioaktivität nur spurenhafte gering ist.

Bei der Quelle „Metaxa“ im Quellgebiet von Kammena Vourla wurden im Juni 1972 348 M.E.Radon, bei der Quelle „Papastratos“ 280 M.E. nachgewiesen. Die Radonkonzentration schwankt von Quelle zu Quelle erheblich. Teilweise zeigen Quellen und/oder Bohrungen, die nur wenige Meter auseinanderliegen, völlig variierende Radonkonzentrationen. Obwohl das Quellgebiet von Kammena Vourla immer wieder zu wissenschaftlichen Diskussionen anregte, konnte die Erklärung für diese Erscheinung erst gegeben werden, nachdem die 250 m tiefe Bohrung durchgeführt worden war, auf die ich im Kapitel 4.1. einging: Wie schon gesagt, traf man in 50 m Tiefe auf eine wasserundurchlässige Lehmschicht. Nur oberhalb dieser Lehmschicht ergaben Messungen mit dem Geigerzähler deutliche Ausschläge; innerhalb der Lehmschicht und darunter konnte praktisch keine Radioaktivität nachgewiesen werden.

In dem Lockerschutt oberhalb der Lehmschicht kam es zu keinen gleichmäßigen, sondern sporadischen Ausschlägen des Geigerzählers (z. B. bei 5 m, bei 9 m, 17 m, 23 m etc.): Diese Ergebnisse möchte ich folgendermaßen interpretieren: Die Radongase steigen – sich mit dem kühlen Karstwasser, dem vulkanisch aufgeheizten Wasser und dem CO₂ mischend – in der Bruchzone zwischen Gebirge und Küstenstreifen auf. Oberhalb der beschriebenen Lehmschicht können sie in das lockere Schuttmaterial eindringen. Von diesem werden die Radonmoleküle teilweise adsorbiert, was die sporadischen Geigerzähleraussschläge in der obersten Schicht erklärt.

Im Hangenden der Lehmschicht staut sich ein relativ niedrig temperierter brackischer Wasserhorizont. Dieser eignet sich gut als Lösungsmittel für die Radongase. Flachbohrungen, die G. GEORGALAS im Bereich von Kammena Vourla zur Erschließung weiteren radonhaltigen Wassers für den wachsenden Badebetrieb durchführen ließ, waren fast immer fündig.

Die vereinzelt, sehr radonarmen Quellen – um auf die Grundfrage zurückzukommen – lassen sich dadurch erklären, daß die trennende Lehmschicht wahrscheinlich nicht durchgehend söhlig liegt. Man kann annehmen, daß sich mäandrierende

¹ Die tektonische Bruchverbindung läuft wahrscheinlich hauptsächlich durch verkarstete dolomitische Kalke und ist dann kaum durch Schuttmaterial verschlossen. Mit anderen Worten, mit der theoretischen Vorstellung von den geologischen Verhältnissen ist zu vereinbaren, daß die Radonmoleküle in ihrer Bewegung wenig behindert sind.

Verdickungen oder tektonisch bedingte Senkrechtstellungen gebildet haben, die gleichsam Trennwände darstellen, hinter denen Quellen radonarm bleiben können.

Im Sommer werden für den Badebetrieb Pumpen eingesetzt. Die Radonmessungen vor dem Einsatz der Pumpen zeigten, daß die Radonkonzentrationen der Quellwässer während der winterlichen Ruhepause im Durchschnitt höher liegen als im Sommer. Paradoxerweise steigen die Radongehalte der Quellwässer in den ersten Stunden des Abpumpens weiter an: Sie fallen in den folgenden vier Tagen wieder ab und bleiben dann während der übrigen Badesaison auf gleichem Niveau. Werden im Herbst die Pumpen abgestellt und setzen die ersten Regengüsse ein, nimmt die Radonkonzentration relativ rasch wieder zu und bleibt dann bei dem Wert, den sie vor dem Anfang der Badezeit innehatte.¹ Ich möchte diese Beobachtungen folgendermaßen erklären:

Die Radonmoleküle sind relativ groß. Es ist ein physikalisches Gesetz – in der Hydrogeologie sieht man es ständig bestätigt –, daß je größer die Strömungsgeschwindigkeit einer Flüssigkeit ist, desto größer auch die Partikel sein können, die mitgerissen werden.

Wie schon gesagt, stoßen die Radongase dicht unter der Erdoberfläche auf den Brackwasserhorizont. Dieser ist in sich ruhig, und daher können die Radonmoleküle teilweise vom Schottermaterial absorbiert werden. Kommt das Wasser in stärkere Bewegung – wie das beim Einsatz der Pumpen geschieht –, dann werden die Radonmoleküle, die sich an das Schottermaterial angeheftet hatten, mitgerissen. Sie treten an der Quelle aus, und deren Radongehalt steigt. Selbstverständlich kann die dadurch verursachte Radonkonzentrationserhöhung der Quellwässer nur gering sein, denn die Radonmoleküle, die sich während der Ruheperioden an die Schotter abgesetzt haben, unterliegen ihrer Zerfallseigenschaft.

In den Zwischenzeiten können die Quellen immer nur maximal so viel Radon führen, wie sie von dem vulkanischen Zentrum nachgeliefert bekommen.

6.5.6. Chemismus und physikalische Eigenschaften der Quellen

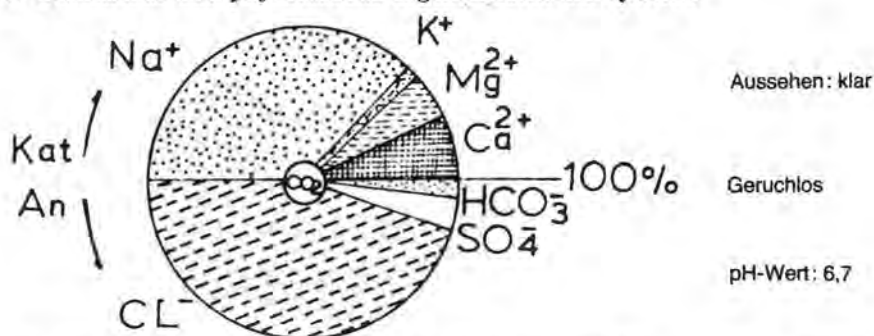


Fig. 25: Das Anionen- und Kationenverhältnis des Wassers der Quellen von Kamma Vourla.

Durch marinen Mischwasseranteil – 27 bis 34 Volum% – bedingte Ionenkonzentrationen in mg:

Na⁺ 4000 Cl⁻ 8400 SO₄⁻ 700 Br⁻ 26 J⁻ 0,03

Durch Reaktion der verschiedenen Quellwasserelemente mit dem Kalkstein entstandene Ionenkonzentrationen in mg:

Ca⁺⁺ 700 Mg⁺⁺ 300 HCO₃⁻ 600

¹ Diese Beobachtungen wurden mir von Herrn Prof. GEORGALAS im Winter 1972 mitgeteilt.

des Malischen Golfes mit seinem Brackwassergürtel geschildert und die marine Beeinflussung der Thermal-Mineral-Quellen diskutiert. Die Quellgruppen von Edipsos und Kallidromon-Psoroneria stehen wahrscheinlich durch tektonische Brüche direkt mit dem Meer in Verbindung. Bei Ipati ist anzunehmen, daß das marine Wasser in das Karstwasserreservoir der Quelle hineinfließt. Bei den übrigen Quellgebieten entspringen die Quellen wahrscheinlich aus einem seichten Brackwasserhorizont.

Allgemein wird auf die Hydrogeologie von Karstgebieten eingegangen, die an sich wenig günstige Voraussetzungen für die Entstehung von Mineralquellen bieten. Es wird dargelegt, daß das Süßwasser sämtlicher Quellen aus tiefen Karstwasserreservoirs stammen muß. Für die Quellgebiete von Kammena Vourla und Koniavitou wird – da es sich um ein von wasserundurchlässigen Schichten umgebenes und folglich relativ gut abgrenzbares Gebiet handelt – eine Wasserbilanzrechnung durchgeführt. Das Ergebnis zeigt eine befriedigende Übereinstimmung mit dem der $\delta^{18}\text{O}$ - und Chlorionenuntersuchungen von W. STAHL et al. (1974).

Ganz kurz wird die Sintergenese gestreift, um dem Leser einige hydrogeologische Besonderheiten bei den Quellen von Edipsos und Ipati leichter verständlich zu machen.

Im fünften Kapitel wurden zunächst die Ergebnisse der üblichen Quellwasseruntersuchungen zusammengefaßt. Damit gelang es weitgehend, die einzelnen Quellwasserseigenschaften zu analysieren und zu begründen. Danach kann man grob eine Dreiteilung treffen:

- Kochsalz-, Brom- und Jodgehalt kann man weitgehend auf die marinen Einflüsse zurückführen.
- Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat stammen zwar aus dem Kalkstein, es bedurfte aber einer erhöhten Reaktionsfähigkeit der Wässer, um sie in Lösung gehen zu lassen.
- Die erhöhte Reaktionsfähigkeit der Wässer, ihr Kohlendioxid- und Schwefelwasserstoffgehalt, ferner die thermalen Temperaturen und schließlich die teilweise vorhandene Radioaktivität werden mit den Jungvulkanen im Gebiet in Beziehung gebracht. Juvenile Wasseranteile konnten zwar nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, sind aber meiner Ansicht nach nicht vorhanden.

Die Spurenelementanalysen auf Nickel, Kobalt, Titan und Wolfram brachten keine weiterführenden Ergebnisse.

In Kapitel 5.3. werden zunächst die Methoden und die allgemeinen Aussagemöglichkeiten der Radioisotopenuntersuchungen auf ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ und Tritium besprochen. In bezug auf die Quellwässer im Untersuchungsgebiet brachten sie sehr wesentliche Erkenntnisse:

- Als erstes bestätigten sie die schon vorher vertretene Auffassung, daß die Quellwässer vulkanisch beeinflusst sind. Bei einzelnen Quellen wurde der hohe magmatische Kohlensäureanteil in Prozent errechnet.
- Als zweites zeigte es sich, daß es sich bei allen Quellen grundsätzlich um mehr als 15.000 Jahre altes Wasser handelt.
- Diesem sehr alten Wasser ist aber in Einzelfällen, d. h. bei den Thermopylen und bei Kammena Vourla, junges Wasser beigemischt.

Die ^{14}C - und Tritiumuntersuchungsergebnisse unterstützten die Ansicht, daß die Quellen ihr Süßwasser aus tiefen Karstwasserreservoirs beziehen. Der Einfluß von Sickerwässern aus den quartären Ablagerungen konnte praktisch ausgeschlossen werden.

In Kapitel sechs werden die fünf wesentlichen Quellgebiete im einzelnen besprochen, ihre Haupteigenschaften nochmals zusammengefaßt, auf besondere Eigenschaften, wie z. B. Sinterbildung bei Edipsos, wird näher eingegangen.

Schlußfolgerungen

Im Laufe der nächsten Jahre wird man versuchen müssen, den natürlichen Reichtum der Quellgebiete am Malischen Golf und am Kanal von Atalanti intensiver auszunützen:

- Eine Möglichkeit, die sich einem angesichts der warmen Wässer geradezu aufdrängt, wäre ihre Nutzung auch in einem ganzjährig durchgeführten Badebetrieb. Es ist auf die Dauer schade, daß die Quellen im Winter brachliegen.
- Dann könnte man daran denken, die Quellwässer von Kallidromon, der Thermopyle, Koniavitou und Kammena Vourla zusammenzuleiten. Schon jetzt besteht die Tendenz, in Kammena Vourla den Hauptbadeort zu sehen, was praktisch ist, da viele der Anlagen dann nur an einem Ort gebraucht werden. Aber die Kapazität von Kammena Vourla könnte – wie gesagt – durch die Zuleitung der anderen Quellwässer weiter erhöht werden.
- Die besonders heißen Quellen von Edipsos könnten außer zur Unterhaltung eines ganzjährigen Badebetriebes wahrscheinlich auch anderweitig genutzt werden. Möglichkeiten wären z. B. die Heizung der Wohnhäuser und Hotels sowie die Anlage großer Gewächshäuser. Für die Gewinnung von elektrischer Energie müßten beträchtlich heißere Wässer erschlossen werden.

Literatur

- ALBANDAKIS, N.: Beitrag zur Geologie und Lagerstättenkunde der lateritischen Nickel- und Eisenerzlager in Lokris (griech. Sprache). Bull. geol. Soc. Greece, 8, S. 1–9, Athen 1971.
- ANAGNOSTIDIS, K.: Untersuchungen über die Cyanophyceen einiger Thermen in Griechenland. Inst. System. Botanik u. Pflanzengeographie, Universität, 7, S. 1–322, Thessaloniki 1961.
- APEL, K.: Karsthydrologische Untersuchungen im Malm der südlichen und mittleren Fränkischen Alb. Geol. Jb., C, 2, S. 199–210, Hannover 1972.
- ARONIS, G.: A special case of karst hydrology. Assoc. Intern. Hydrogeol. Memoir, 4, S. 61–64, Rom 1961.
- AUBOUIN, J.: Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides). Bull. géol. Soc. France (6), 8, S. 731–749, Paris 1958.
- AUBOUIN, J.: Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Épire et de la Thessalie. Ann. géol. pays Hellén., 10, 525 S., Athen 1959.
- AUBOUIN, J., BRUNN, J. H., CELET, P., DER COURT, J., GODFRIAUX, J., MERCIER, J.: Esquisse de la géologie de la Grèce. Soc. géol. France, 2, S. 583–609. Paul-Fallot-Festschrift, Paris 1960–1963.
- AUBOUIN, J., GUERNET, C.: Sur une tectonique transversale dans le Pinde méridional au parallèle du Karpenission (Province d'Évritanie, Grèce). C. R. Sommaire des Séances, Soc. géol. France, S. 77, Paris 1963.
- BAUER, F.: Aufgaben der karsthydrogeologischen Forschungen in Österreich. Österreich. Wasserwirtschaft, 22, S. 127–133, Wien 1970.
- BEQUIGNON, Y.: La Vallée du Spercheios des origines au IV^e siècle. Etudes d'Archeol. et de Topograph., 395 S., E. de Boccard-Verlag, Paris 1937.
- BRINKMANN, R., KOHN, R.: Über Salzwasserthermen im Küstenland von Westanatolien (Türkei). Chemical Geology, 12, S. 171–187, 1973.
- BRUNN, J. H.: Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédonie occidentale. Ann. géol. pays Hellén., 7, S. 358, Athen 1956.
- CARLE, W.: Kohlensäure, Erdwärme und Herdlager im Uracher Vulkangebiet und seiner weiteren Umgebung. Zs. dtsh. geol. Ges., 110, 1, S. 71–101, Hannover 1958.
- CELET, P.: Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. Ann. géol. pays Hellén., 13, 446 S., Athen 1962.
- CHENEVART, C., KATSIKATSOS, G.: Übergang der jungpaläozoischen Sedimente zu den Gliedern des metamorphen Systems auf der Insel Euböa (griech. Sprache). Inst. Geol. Subsurface Research, 10, 2, S. 144–158, Athen 1967.
- DAVIS, E.: Die jungvulkanischen Gesteine von Ägina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. „Vulkaninstitut J. Friedländer“, S. 74, Zürich, Schweizer Spiegelverlag 1957.

- DERCOURT, J.: Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Peloponèse septentrional. *Ann. géol. pays Hellén.*, **15**, S. 410, Athen 1964.
- DIETRICH, G.: Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Berlin-Nikolassee, Gebrüder Borntraeger 1957.
- FERRIERE, J.: Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othris centrale au Nord-Est d'Anavra (Grèce). *C. R. Akad. Sc. Paris*, **274 D**, S. 174-176, Paris 1972.
- FRANGOPOULOS, J.: Petrographische Studien der Laven des Vulkans von Theben in Thessalien (griech. Sprache). *Inst. Geol. Subsurface Research*, **6**, 207 S., Athen 1956.
- FRANGOPOULOS, J. A., MARINOS, P. J.: Die Thermal-Mineral-Quelle Ipatis (griech. Sprache). *Ann. Géol. pays Hellén.*, **25**, S. 105-214, Athen 1973.
- FRICKE, K.: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. Bemerkungen zur Karte und zur Nomenklatur und Begriffsbestimmungen der Mineralwässer. *Geol. Jb.*, **69**, S. 401-500, Hannover 1954.
- FRICKE, K.: Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natriumchloridwasser 1963. *Geol. Jb.*, **84**, S. 735-754, Hannover 1967.
- FRICKE, K.: Zur Entstehung der CO₂-Gas-Lagerstätten. *23. Int. Geol. Kong.*, **17**, S. 205-212, Prag 1968.
- FRICKE, K.: Bemerkungen zu den Begriffen „Therme“ und „thermal“ aus der Sicht des Hydrogeologen. *Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld* 1970.
- FRICKE, K.: Hydrologie. In: H. Schormüller: *Handbuch der Lebensmittelchemie*, S. 52-118, Berlin/Heidelberg/New York, Springer 1970.
- FRICKE, K., MICHEL, G.: Mineralwasserprovinzen in Nordrhein-Westfalen. *Zs. Dtsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.*, S. 287-292, Hannover 1970.
- GALANOPOULOS, A.: Katalog der Erdbeben in Griechenland für die Zeit von 1879 bis 1892. *Ann. géol. pays Hellén.*, **5** (1), S. 114-229, Athen 1953.
- GALANOPOULOS, A.: A catalogue of shocks with I-VI or M-5 for the years 1801-1958 (Greece). *Seismology Lab. Univ. Athens*, 119 S., Athen 1960.
- GALANOPOULOS, A.: A catalogue of shocks with I-VII for the years prior to 1800. *Seismology Lab. Univ. Athens*, 18 S., Athen 1961.
- GALANOPOULOS, A.: On mapping of seismic activity in Greece. *Ann. Geofisica*, **16**, S. 37-100, Rom 1963.
- GALANOPOULOS, A.: The large conjugate fault system and the associated earthquake activity in Greece (griech. Sprache). *Ann. géol. pays Hellén.*, **10**, S. 119-134, Athen 1967.
- GEORGALAS, G.: Les volcans des îles Likhades et d'Haghios Joannis (Kammena Vourla). *Akad. Athen, Praktika*, **13**, S. 86-98; Athen 1938.
- GEORGALAS, G., KARAGHEORGHIOU, PAPAOKIS, N.: Sur les fluctuations de la source thermominérale d'Hypati-Grèce. *Mem. Assoc. Intern. Hydrogéol.*, **5**, S. 277-287, Athen 1962.
- GEORGIADIS, A.: Über ein neues Vulkanzentrum im Bereich von Volos-Almyros (in griech. Sprache). *Akad. Athen Praktika*, **33**, S. 257-269, Athen 1958.
- GEYH, M. A.: Die Anwendung der ¹⁴C-Methode und andere radiometrische Messungsverfahren für das Quartär. *Clausthaler Tektonische Hefte*, **11**, 118 S., Clausthal 1971.
- GEYH, M. A.: Die ¹⁴C- und ³H-Methode in der angewandten Hydrogeologie. *Wasserkalender* 1972, S. 18-32, 1972.
- GUERNET, C.: Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). *Thèse. Fac. Sciences*, 394 S. (Maschinenschr.), Paris 1971.
- GUNDLACH, H.: Untersuchungen an einigen Schwefelquellen in Griechenland. *Geol. Jb.*, **83**, S. 411-430, Hannover 1965.
- HOEFS, J.: Ein Beitrag zur Isotopenchemie des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteinen. *Contr. Mineral. Petrol.*, **41**, S. 277-300, Springer-Verl. 1973.
- KATRAKIS, S.: Mineralreichtum und wirtschaftliche Entwicklung des Landes (griech. Sprache). Athen, Selbstverl. 1965.
- KATSIKATSOS, G.: Die Triasformationen Zentraleuböas. *Ann. géol. pays Hellén.*, **22**, S. 62-76, Athen 1970.
- KOCH, K. E., NICOLAUS, J. H.: Zur Geologie des Ostpindos-Flyschbeckens und seiner Umrandung. *Instit. for Geology Subsurface Research*, **9**, 190 S., Athen 1969.
- KRAUSKOPF, K.: *Introduction to Geochemistry*. 721 S., New York, London: McGraw-Hill Book Comp. 1967.
- KTENAS, C. A.: Le volcan de Thebes (Persoufli) en Thessalie. *Prakt. Akad. Athen*, **2**, S. 35-44, Athen 1927.
- KTENAS, C. A.: Sur le volcan de Psathoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la mer Egée septentrionale. *Prakt. Akad. Athen*, **3**, S. 226-249, Athen 1928.
- LAMBADARIOU, D.: Geologie und Geomorphologie. - Geologische und geomorphologische Studie über die vulkanischen Lichadeninseln und ihre Beziehung zum Itgebirge und der Lokrisküste (griech. Sprache). *Prakt. Akad. Athen*, **13**, S. 99-108, Athen 1938.

- MARATOS, G.: Neuer paläozonischer Fund im Knimisgebirge und seine Bedeutung (griech. Sprache). *Bull. geol. Soc. Greece*, 5, Athen 1963.
- MARATOS, G.: Der Vulkan Sitsi-Kamen am Berg Angistron. *Bull. geol. Soc. Greece*, 7, S. 93-106, Athen 1967.
- MARATOS, G.: Geologie Griechenlands (griech. Sprache). S. 181, Athen, Selbstverl. 1972.
- MARINOS, G.: Lignite im Bassin von Lokris (Atalanti) (griech. Sprache). *Inst. Geol. Subsurf. Research*, 9, S. 1-15, Athen 1951.
- MARINOS, G.: Zur Gliederung Griechenlands in tektonische Zonen. *Bull. geol. Soc. Greece*, 1, S. 73-83, Athen 1956/1958.
- MARINOS, G., REICHEL, M.: Spezielle Untersuchungen über die Geologie Griechenlands (griech. Sprache). *Inst. Geol. Subsurface Research*, 8, S. 4-16, Athen 1958.
- MARINOS, G.: Sur deux volcans embryonnaires du type maare près d'Almyros-Thessalie. *Bull. geol. Soc. Greece*, 5, S. 64-72, Athen 1962.
- MASON, G.: *Principles of Geochemistry*. 329 S., New York, London, Wiley 1966.
- MATTHES, G.: Die Beschaffenheit des Grundwassers. 290 S., Berlin, Stuttgart, Bornträger 1973.
- MERCIER, J.: Etudes géologiques des zones internes des Hellénides en Macedoine centrale. Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes Hellénides. *Ann. géol. pays Hellén.*, 20, S. 792, Athen 1973.
- MERCIER, J., PECHOUX, P., PEGORARO, O., PHILIPP, H.: Déformations mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe maliaque et du canal d'Atalanti (Egée, Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, (D) 276 (19-3-1973), 1813-1816, Paris 1973.
- NEUMANN, R.: *Geologie für Bauingenieure*. 821 S., Berlin, München, Ernst 1964.
- PAPAJIANNPOULOU, A.: Die vulkanischen Gesteine der Gegend Chronion/Euböa (griech. Sprache). *Diss.*, 96 S., Athen, Selbstverl. 1971.
- PAPASTAMATIOU, J.: Über die jungen postalpidischen Vulkane in Zentraleuböa (griech. Sprache). *Bull. geol. Soc. Greece*, 3, S. 128-146, Athen 1956-1958.
- PAPASTAMATIOU, J.: La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. *Bull. géol. Soc. France*, 7, S. 398-409, Paris 1960.
- PAPASTAMATIOU, J.: Die postalpiden Vulkanzentren der Inseln Euböa und Skyros (griech. Sprache). *Archiv der Euböa-Studien*, 8, S. 39-74, Athen 1961.
- PAPASTAMATIOU, J., VETOULIS, D., TATARIS, A.: Kallidromongebirge und seine Geologie im Vergleich zum Parnaß-Gebirge (griech. Sprache). *Bull. geol. Soc. Greece*, 5, S. 43-51, Athen 1963.
- PARASKEVOPOULOS, G.: Über den Chemismus und die provinziellen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des Ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. *Tschermak's mineral. u. petrograph. Mitt.*, 6 (1-2), S. 10-71, Wien 1956.
- PETRASCHECK, W.: Die Eisenerz- und Nickelerzlagertstätten von Lokris in Ostgriechenland. *Inst. Geol. Subsurface Research*, Athen 1954.
- PHILIPPSON, A.: Die griechischen Landschaften (eine Landeskunde). 1.1: Thessalien und die Sperchiossenke, 307 S., Frankfurt, Vittorio-Klostermann-Verlag 1950.
- PHILIPPSON, A.: Die griechischen Landschaften (eine Landeskunde). 1.2: Das östliche Mittelgriechenland und die Insel Euböa, S. 317-744, Frankfurt, Vittorio-Klostermann-Verlag 1951.
- PICHLER, H., STENGELIN, R.: Petrochemische und nomenklatorische Revision der Vulkanite des südägäischen Raumes (Griechenland). *Geol. Rundschau*, 57, 3, S. 795-810, Stuttgart 1968.
- PICHLER, H., KUSSMAUL, S.: The Calc-Alcaline volcanic rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). *N. Jb. Miner. Abh.*, 116, 3, S. 268-307, Stuttgart 1972.
- PICHLER, H., GÜNTHER, D., KUSSMAUL, S.: Inselbildung und Magmen-Genese im Santorin-Archipel. *Naturwissenschaften*, 59, S. 188-197, Berlin, Heidelberg, New York, Springer 1972.
- PSARIANOS, P., THENIUS, E.: Über Elephas (Archidiskodon) meridionalis von Euböa. *Prakt. Akad. Athen*, 28, S. 413-424, Athen 1953.
- QUENTIN, K. E.: Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. *Geologica Bavarica*, 62, S. 312, München 1970.
- RENZ, C.: *Stratigraphie Griechenlands*. *Inst. Geol. Subsurface Research*, 637 S., Athen 1955.
- RITTMANN, A.: *Vulkane und ihre Tätigkeit*. 346 S., Stuttgart, Enke 1960.
- SCHNEIDER, H.: Die Wassererschließung. S. 871, Essen, Vulkanverl. 1973.
- SCHWAN, W.: Zur Dynamik des Magmatismus. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 120, S. 1-12, Hannover 1970.
- SPRINGFIELD, V. T., LEGRAND, H. E.: Relation of the sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas with special reference to Florida, USA, and Cephalonia, Greece. *J. Hydrology*, 2, S. 387-404, 1969.
- STAHL, W., AUST, H., DOUNAS, A.: Origin of artesian and thermal waters determined by oxygen, hydrogen and carbonisotope analyses of water samples from the Sperkios Valley, Greece. *BA. Bodenforschung, Labor für stabile Isotope*, Hannover 1974.

- STRECKEISEN, A.: „Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry)“.
N. Jb. Miner. Abh., **107**, 2/3, S. 144–240, Stuttgart 1967.
- TELLER, F.: Der geologische Bau der Insel Euböa. Denkschr. KK. Akad. Wiss. math. nat. Kl., **40**,
S. 51, Wien 1878.
- THURNER, A.: Hydrogeologie. S. 350, Wien, New York, Springer 1967.
- TRIKKALINOS, I.: Beitrag zu Untersuchungen der Tektonik und Stromatographie Griechenlands
und tektonische Studie in der Umgebung Pagontas der Insel Euböa. Prakt. Akad. Athen, **34**,
S. 252–258, Athen 1959.
- UDLUFT, H.: Über eine graphische Darstellung von Mineralwasseranalysen am Beispiel einiger
schweizerischer Heilquellen. Sonderdr. der Annalen der Schweiz. Ges. Balneologie u. Bio-
klimatologie, **46/48**, S. 83–96, Luzern 1957.
- VILLINGER, E.: Seichter Karst und tiefer Karst in der Schwäbischen Alb. Geol. Jb., **2** (C), S.
199–210, Hannover 1972.
- VOGEL, J. C., EHALT, D.: Use of carbon isotopes in groundwater studies. Vortrag, gehalten bei der
intern. Atomenergiekonferenz 1963.
- VOREADIS, G.: Die epirogenen Bewegungen in der Umgebung des ägäischen Meeres im Quartär.
Bull. geol. Soc. Greece, **1**, Athen 1952.
- VOREADIS, G.: Die Thermal-Mineral-Quellen von Kammaena Vourla aus geologischer Sicht
(griech. Sprache). Bull. geol. Soc. Greece, **2**, S. 97–120, Athen 1954.

Verwendete Karten

Geologische Karte Griechenlands 1 : 50.000 (Inst. Geol. Subsurface Research),
Blatt: Amfissa: Athen 1960, Blatt: Sperchias: Athen 1970, Blatt: Lamia: Athen 1967,
Blatt: Styliis: Athen 1967, Blatt: Myli: Athen 1967, Blatt: Elatia: Athen 1967, Blatt:
Atalanti: Athen 1967.

Geologische Karte Griechenlands 1 : 200.000 (Inst. Geol. Subsurface Research),
Blatt: Euböa: Athen 1967.

Geologische Karte Griechenlands 1 : 500.000 (Inst. Geol. Subsurface Research),
Athen 1954.

Topographische Karte Griechenlands 1 : 200.000 (Staatl. statistisches Amt Grie-
chenlands), Blatt: Fthiotis: Athen 1963.

Seekarte Griechenlands 1 : 50.000, 1521 Maliakos Kolpos and Diavlos Oreon with
the northern part of Evnoikos Kolpos. London 1971.

Summary

The study describes the thermal and mineral springs of Edipsos, Gialtra, Ipati, Kallidromon,
Thermopyle, Koniavitou and Kammaena Vourla in the eastern part of Central Greece.

The first two chapters deal with the geographical locations and climatic conditions.

The third chapter summarizes the results of the geological research in this region. According
to the present stage of research the spring areas belong to three different zones of the Hellenides,
i. e., the Pelagonian, the Subpelagonian and the Parnaß-Kiona-Zone. This theoretical classifica-
tion is, however, of minor importance since the origin of the springs depends on events during
the postorogenic phase.

The springs are located along heavy faults connected with the graben tectonics of Atalanti, the
Gulf of Mali and the Sperchios region. These tectonics produced also the hydraulic connections
between the sea and the springs on the one hand and between the springs and the volcanoes on
the other.

The volcanoes in the region of the Isthmus of Knimis are of Pliocene-Pleistocene age, and they
influence all thermal and mineral springs in the area of investigation.

The emphasis of chapter four lies on the study of the hydrogeological conditions. The problems are the influence of the zone of brackish water at the coastal area of the Gulf of Mali and/or the seawater encroachment into the freshwater body of the karstic inland.

Isotopic and chemical investigations resulted in a good knowledge of the mixing rate of fresh and seawater in the individual springs.

Special problems arise concerning the explanation of the various sinter terraces.

Chapter five gives a summary of the springwater analyses. Roughly three types may be divided if the following facts are taken into consideration:

- the sodium, bromium and jodium content depends on the sea water percentage in the mineral water,
- calcium, magnesium and hydrocarbonate originate from the limestone but this amount of solution wants a stronger reaction of the water than normally,
- this stronger aggressivity of the water reaction, the content of carbondioxyd and sulfur as well as the high temperature and, in some cases, radioactivity originate from young volcanoes. Parts of juvenil waters could not be detected; traces of nickel, cobalt, titan and wolfram are of no importance.
- Measurements of carbon-14, carbon-13 and tritium showed
- the influence of the volcanism as mentioned before. Some of the springs have an extremely high percentage of magmatic carbondioxyd,
- all the thermal and mineral waters of this region are older than 15,000 years,
- in some cases the tritium content proves the mixing of old waters from deep-situated karst reservoirs with infiltrations of present precipitation.

Anschrift des Verfassers: Dozent Dr. Constantin N. GARAGUNIS, Leoforos Alexandras str. 50, Athen T. 707, Griechenland.