

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΙΣΟΤΟΠΙΚΗΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΥΔΡΟΓΕΩΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΑΡΙΣΤΙΝΟΥ Ν. ΕΒΡΟΥ*

ΠΟΥΤΟΥΚΗΣ Δ¹, ΝΤΟΤΣΙΚΑ Ε.²

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα θερμά διαλύματα της περιοχής Αρίστινου προέρχονται από την ανάμιξη μετεωρικού και θαλασσινού νερού. Η προέλευση της μεταλλοποίησή τους οφείλεται κύρια στην θαλάσσια συνιστώσα και στην ανταλλαγή νερού-πετρώματος σε σχετικά υψηλές θερμοκρασίες. Η μελέτη των σταθερών ισοτόπων του νερού επιβεβαίωσε την θαλάσσια συμμετοχή στο βαθύ γεωθερμικό σύστημα, σε ποσοστό περίπου 23% και έδειξε ότι υπάρχει τροποποίηση του δ¹⁸O του νερού λόγω της ανταλλαγής του με τα περιβάλλοντα πετρώματα κάτω από συνθήκες σχετικά υψηλών θερμοκρασιών. Ακόμη τα ισοτοπικά δεδομένα αποκλείουν την 'τοπική' τροφοδοσία της μετεωρικής συνιστώσας, ενώ αντίθετος δείχνουν ότι η τροφοδοσία έγινε σε περιόδους όπου το κλίμα ήταν ψυχρότερο από το σημερινό, πρόκειται για παλιά νερά.

Το σύνολο των χημικών γεωθερμομέτρων που χρησιμοποιήθηκαν αποδίδουν την θερμοκρασία των 140°C στο βαθύ γεωθερμικό ρευστό.

ABSTRACT

Hydrochemical and isotopical tracers were used, for the study of geothermal field of Aristino and Traianoupolis areas (Evros).

Hot water samples were collected from the spring of Traianoupolis baths and from wells, which perforated volcanic rocks (dacites, andesites..) found in the area. These hot waters had temperature from 43°C-92°C.

Two hydrochemical water types were found: Na-SO₄ for the superficial and lower temperature reservoir (43°C) and Na-Cl type for the deep and more thermal reservoir (92°C). The chemical constituents of samples suggest that these waters may result from mixing between meteoric and sea water. The marine solution provides the totality of dissolved Cl⁻, Br⁻, Na⁺ and K⁺ and the majority of dissolved SO₄²⁻. On the contrary the Ca²⁺ and Mg²⁺ contents are controlled by both the mixing process and water-rock interactions.

Stable isotope contents confirm the participation of marine solutions in the geothermal field and show that the δ¹⁸O contents are controlled jointly by mixing and 'geothermal exchange' process. In fact, balance equations based on oxygen-18, deuterium, Cl⁻ and Br⁻, contents indicate that the contribution of marine sources is approximately one-third of these waters (23%). Also the stable isotopes - Cl⁻ relationships show that the δ¹⁸O and δD contents of the meteoric component of the mixtures is -8,6 ‰_(κ) and -65,6 ‰_(κ) reciprocally. This fact suggests that the δ¹⁸O contents are modified by exchange with rocks at relatively high temperatures. Also, the isotopic data is not according to recharge altitudes, suggesting that the meteoric component of the mixtures is old water.

* CONTRIBUTION OF ISOTOPE HYDROLOGY AND HYDROGEOCHEMISTRY IN THE STUDY OF THE GEOTHERMAL FIELD OF ARISTINO AREA, EVROS.

¹ Dr., General Secretariat for Research and Technology, Mesogion 14-18, 11510 Athens

² Dr., Lab. of Isotope Hydrology I, National Center for Scientific Research, 'Demokritos', 15310 Agia Paraskevi, Αθήνα

Ηλεκτρονική Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

The deep temperature was estimated according to various chemical geothermometers. The quartz geothermometer does not agree with the temperature estimated by the other geothermometers. The rather low temperature given by quartz geothermometer is probably due to secondary dilution. Except of this geothermometer, the other chemical geothermometers give quite similar estimates for the more thermal waters (E3-2, TR).

Especially the Na/K, K/Mg, Li/Mg and Na/Li geothermometers, agree with the isotopical data, attributing a temperature of 130°C-140°C to the deep geothermal waters of Aristino and Traianoupolis area.

KEY WORDS: Θεοριά νερά, Υδρογεωχημεία, Ισοτοπική υδρολογία, Γεωθερμομετρία, Αρίστινο, Τραιανούπολης, Ελλάδα. Thermal waters; Hydrogeochemistry; Isotope hydrology Geothermometry; Aristino; Traianoupolis, Greece.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ανόρυξη βαθιών γεωτρήσεων στην περιοχή ΒΑ του Αρίστινου του Ν. Εβρου, στην παραχώρηση της Δημοσυνεταιριστικής Εταιρίας ΕΒΡΟΣ Α.Ε., είχε σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση γεωθερμικών ρευστών θερμοκρασίας 92°C.

Η παρούσα εργασία συμβάλλει στην υδρογεωχημική-γεωθερμική μελέτη του γεωθερμικού πεδίου Αρίστινου δια της χρήσης χημικών και ισοτοπικών ιχνηθετών. Γίνεται προσπάθεια κατανόησης των φυσικοχημικών διαδικασιών (ανάμιξη, διάλυση, καθίζηση) που συντελούνται στους αβασθείς και στους βαθύτερους ταμιευτήρες και καθορίζεται η προέλευση του θερμοού ρευστού καθώς και η διαδικασία εμπλουτισμού του σε άλατα. Επίσης αξιολογείται η θερμοκρασία των γεωθερμικών ρευστών με την χρήση χημικών γεωθερμομέτρων.

2. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Συνολικά πάθησαν επτά δείγματα νερών στα οποία πραγματοποιήθηκαν χημικές (κύρια ιόντα, Br, Li⁺, Al³⁺, B³⁺ και SiO₂) (με ιοντικό χρωματογράφο και ατομική απορρόφηση) και ισοτοπικές αναλύσεις (δ¹⁸O_{H2O} και δ²H_{H2O}) με φασματογράφο μάζας. Οι φυσικοχημικοί παράμετροι που μετρήθηκαν επί τόπου είναι η θερμοκρασία, η αγωγιμότητα και το pH.

Τα δείγματα νερού προέρχονται από τις γεωτρήσεις Εβρος 1 (E1) και Εβρος 3 (E3, E3-1, E3-2) της Δημοσυνεταιριστικής Εταιρίας ΕΒΡΟΣ Α.Ε., τη γεώτρηση Κονδύλη (K-1), την παγή των Λουτρών Τραιανούπολης (TP), το ρέμα (P) ανάντι των γεωτρήσεων και το θραυτικό πέλαγος (SW) (Σχήμα 1). Το δείγμα E1 πάθησε μετά από άντληση 10h. Τα δείγματα E1 και K-1 λήφθηκαν μετά από 10h και 48h άντληση αντίστοιχα, ενώ το δείγμα E3-1, στην αρχή και το E3-2 στο τέλος 48h άντλησης. Τέλος το δείγμα E3 συλλέχθηκε μετά από 6h καθαρισμό της γεώτρησης με αέρα υπό πίεση (air lift).

3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

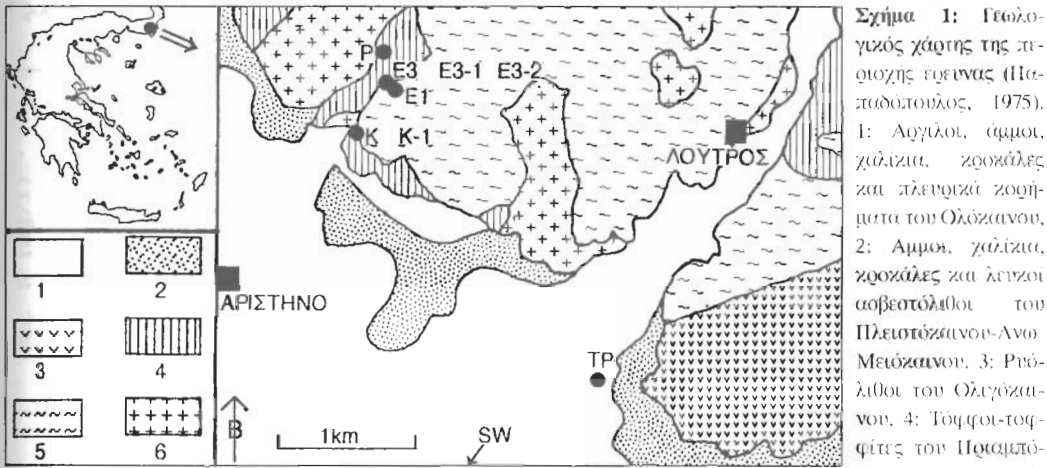
Η περιοχή έρευνας δομείται (Σχήμα 1) από ανδεσίτες, δακτιοειδείς ανδεσίτες και τόφφους-τοφφίτες του Ανω Ηώζαινου-Πριαπιόνιου, ρυθίλους του Ολιγόζαινου, πορώδεις ασβεστόλιθους του Ανω Μειόζαινου, αργιλοχές άμμους με εναλλαγές στρωμάτων από κροκάλες και χαλίκια του Πλειστόζαινου και τέλος από άργιλους, άμμους, κροκάλες και πλευρικά κορημάτα του Ολόζαινου (Ivanov, 1966; Παπαδόπουλος, 1975).

Κατά την ανόρυξη των γεωτρήσεων διατηρήθηκε ο ίδιος ηφαιστειακός σχηματισμός (γκρί δακίτης-ανδεσίτης), το κύριο σώμα του οποίου είναι έντονα εξαιλιωμένο με υψηλό βαθμό πυριτίωσης και σχηματισμό δευτερογενών υδροθερμικών ορυκτών (π.χ. χλωρίτης, γύψος, αργιλικά ορυκτά). Μόνο στη γεώτρηση Εβρος 3 ξεπεράστηκε αυτός ο ηφαιστειακός σχηματισμός και διατηρήθηκε νέος σχηματισμός ηφαιστειο-ιζηματογενούς. Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. (Geotech, 1994).

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

4.1 Υδρογεωχημεία

Οι ιοντικές συγκεντρώσεις των δειγμάτων (Πίνακας 1) της περιοχής Αρίστηνου και το δείγμα της θερμής πηγής Τραϊανούπολης, που έχει μελετηθεί και από τους Δημιόπουλο και Αγγελίδη (1986), δείχνουν ότι πρόκειται για διαλύματα με υψηλή αλατότητα. Στο διάγραμμα Langelier-Ludwing (Σχήμα 2) διακρίνονται δύο κύριοι υδροχημικοί τύποι νερού: το νερό του δείγματος E1, τύπου Na-SO₄-(HCO₃) και τα θερμά διαλύματα, τύπου Na-Cl, που βρίσκονται πολύ κοντά στο θαλάσσιο πόλο.



Σχήμα 1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Αρίστηνου (Παπαδόπουλος, 1975). 1: Αργίλοι, άμμοι, χαλίκια, γρανάζια και πλεονετικά κορήματα του Ολόκαινου, 2: Άμμοι, χαλίκια, γρανάζια και λευκοί ασβεστολίθοι του Πλειστόκαινου-Ανω Μειόκαινου, 3: Ρυόλιθοι του Ολιγόκαινου, 4: Τόφου-τόφιφίτες του Προιαμιόνιου, 5: Ασπιτοειδείς ανδρείτες, ανδρείτες, δακίτες και ρυοδακίτες του Προιαμιόνιου, 6: Ανδρείτες του Προιαμιόνιου.

Fig.1: Schematic geological map of Aristino area and location of sampling sites (Papadopoulos, 1975). 1: Clay, sand, gravels and scree (Holocene), 2: Sand, gravels, pebbles and white limestones (Pleistocene-Upper Miocene), 3: Rhyolites (Oligocene), 4: Dacitoid andesites, andesites, dacites and rhyodacites (Priabonian), 6: Andesites (Priabonian).

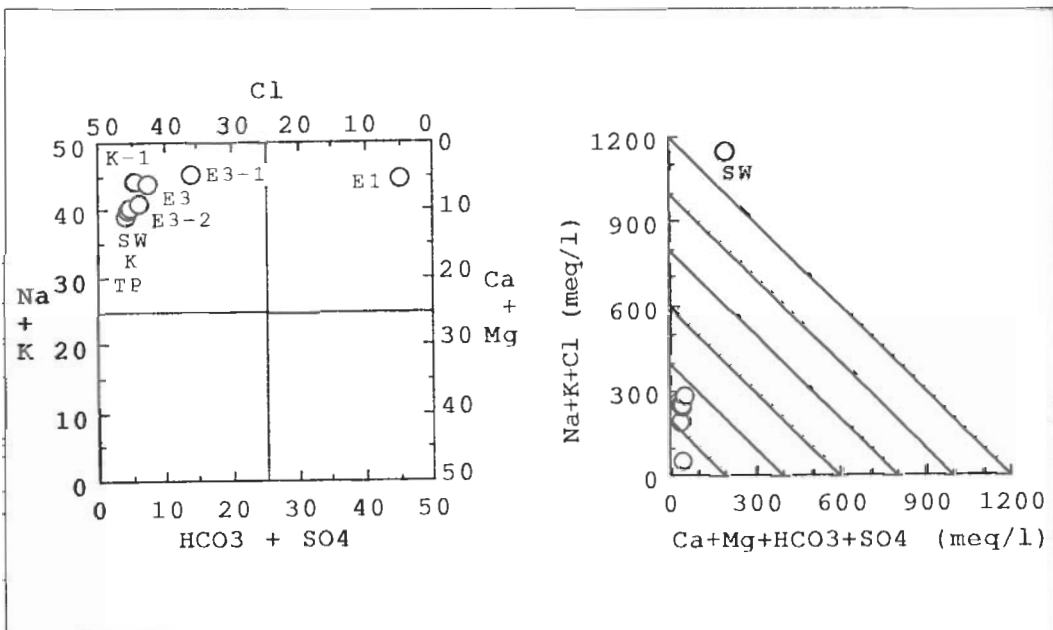
Πίνακας 1: Χημικές (mg/l) και ισωτοπικές αναλύσεις (% vs SMOW) των νερών της ευρύτερης περιοχής Αρίστηνου, Ν. Εβρου. (* από Αγγελίδη, 1991).

Table 1: Chemical (mg/l) and isotopical composition (% vs SMOW) of waters of Aristino area. (* Angelidis, 1991).

Δείγμα	K-1	E3-1	E3-2	E1	E3	K*	TP	SW	P
Βάθος(m)	117	252	252	118	252	117			
t°C	82,5	85	92,5	42,5	78,5	78	51		
pH	6,6	6,4	7	7,8	7,8	7	7	8	
Αγ.(μS/cm)	14800	13700	15500	4300	12500	15000	14400	53280	
Ca ²⁺	325	236	561	95	381	550	548	445	
Mg ²⁺	5	15	21	10	14	17	19	1360	
Na+	2780	2780	3080	1040	3200	2600	2370	12520	
K+	138	136	148	19	130	111	122	490	
Li+			7,7			3	6	0,20	
HCO ₃ ⁻	115	240	216	441	183	190	165	190	
Cl ⁻	4610	2252	4960	145	3748	4625	4800	20410	
SO ₄ ²⁻	725	1000	800	1500	775	480	480	2800	
SiO ₂	85		85	34	63	80	42	3	
Al ³⁺		0,2	0,2						
Br ⁻							17	73	
B ³⁺					5,7	0,3			
δ ¹⁸ O	-6,5	-6,4					-6,5	0,8	-6,4
δ ² H							-50	3,7	-40,4

Για τα δείγματα των νερών που προέρχονται από την ίδια γεώτρηση Εβρος 3, παρατηρείται μια μετατόπιση του υδροχημικού τους χαρακτήρα από Na-(Ca)-Cl-(SO₄) (δείγμα E3), σε Na-Cl-(SO₄) (δείγμα E3-1) και σε Na-(Ca)-Cl-(SO₄) (δείγμα E3-2). Το ίδιο παρατηρείται και για τα δείγματα της γεώτρησης Κονδύλη [Na-(Ca)-Cl (δείγμα K) και Na-(Ca)-Cl-(SO₄) (δείγμα K-1)].

Αυτή η σταδιακή μετατόπιση του χημικού χαρακτήρα συνοδεύεται από μια σταθερή αύξηση της αλατινότητας, όπως φαίνεται και στην τριγωνική τομή της πυραμίδας Langelier-Ludwing (Σχήμα 2). Όμως το δείγμα, E1, δεν βρίσκεται στην προέκταση της γραμμής των θερμών νερών που τείνουν προς το θαλάσσιο πόλο. Αυτό φανερώνει πιθανά ότι δεν υπάρχει ο ίδιος γενετικός δεσμός ανάμεσα στους δύο τύπους νερών και ότι υπάρχει μία διαδικασία που εμπλουτίζει τα νερά της γεώτρησης Εβρος 1 (E1) σε υδατικά θειϊκά.

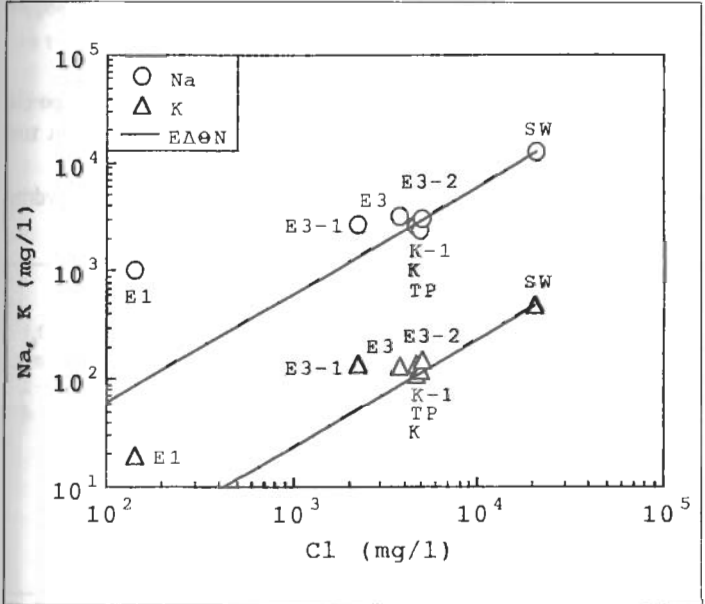


Σχήμα 2: Τριγωνικό διάγραμμα του Langelier-Ludwing και η τριγωνική τομή της πυραμίδας του.
Fig. 2: Square diagram of Langelier-Ludwing and the corresponding compositional pyramid.

Στο διάγραμμα του σχήματος 3, (Na⁺ και K⁺ σε σχέση με τα Cl⁻), παρατηρείται για τα δείγματα της γεώτρησης Εβρος 3, μια οριζόντια μετατόπιση που εκφράζει τη σταδιακή αύξηση του Cl⁻ και συνδέεται με τη διάφορα της άντλησης. Συγκεκριμένα στην αρχή της άντλησης της γεώτρησης Εβρος 3, δείγμα E3-1, η περιεκτικότητα σε Cl⁻ είναι 2252 mg/l, ενώ μετά από άντληση 6 ωρών στη γεώτρηση η συγκέντρωση σε Cl⁻ αυξάνεται στα 3748 mg/l και η θερμοκρασία φθάνει στους 85°C (δείγμα E3). Αυτή η σταδιακή αύξηση σε Cl⁻ και θερμοκρασία κορυφώνεται μετά τη 48ωρη άντληση φθάνοντας στην τιμή των 4960 mg/l και 92,5°C αντίστοιχα. Παρόμοιες τιμές παρατηρούνται και για το δείγμα K-1, δείχνοντας ότι τα δείγματα E3-2 και K-1 εκπροσωπούν καλύτερα το νερό του ταμειντήρα των 92,5°C. Στο σχήμα 3 τα σημεία που εκπροσωπούν τα δείγματα E3-2 και K-1 βρίσκονται στην ευθεία της διάλυσης του θαλασσινού μαρού. Στην ίδια ακριβώς θέση βρίσκεται και το νερό της πηγής Τριαινούπολης δείχνοντας ότι η τροφοδοσία της γίνεται από τον ίδιο βαθμό γεωθερμικό οριζόντιο.

Επομένως αν υποθεθεί ότι η ανάμιξη του νερού των δύο ταμειντήρων E3 και E1 γίνεται μόνο μέσα στην γεώτρηση (και επομένως δεν ενδιαφέρει το όλο γεωθερμικό σύστημα) και ότι τα δείγματα E3-2, K-1 και TP δεν βρίσκονται στην ευθεία ανάμιξης της θάλασσας με την E1 αλλά τείνουν στην γραμμή της ανάμιξης θαλασσινού νερού με μεταφορικό, αν και οι λόγοι Na/Cl και K/Cl δεν θεωρούνται σίγουροι δείκτες θαλάσσιας προέλευσης, τότε θα μπορούσε να υποστηριχθεί ότι η προέλευση τους ότι τα

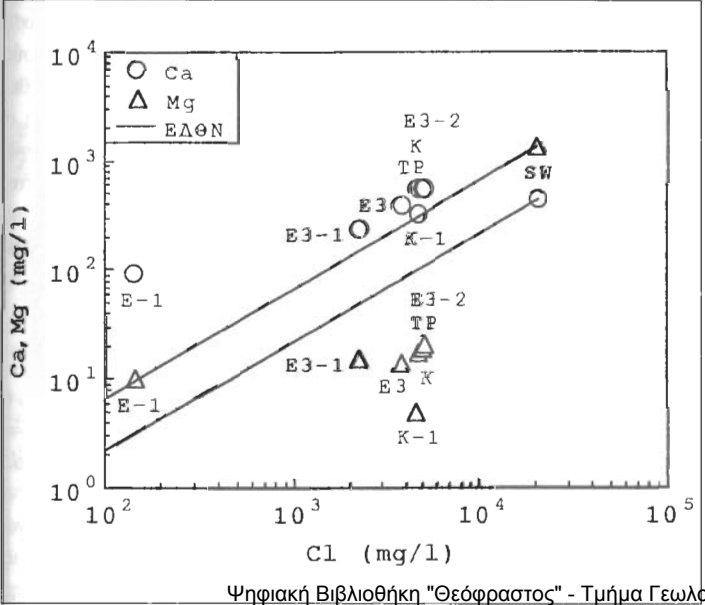
θεμά αυτά διαλύματα είναι αποτέλεσμα ανάμιξης χυρών επιφανειακών υδροφόρων και θαλασσινού νερού. Επιπλέον ο λόγος Br/Cl της πηγής (Πίνακας 2), που θεωρείται σίγουρος δείκτης θαλάσσιας προέλευσης (Ντότσινα και ά., 1994, Michelot et al, 1993) είναι ίδιος με αυτόν της θάλασσας ($3,6 \cdot 10^{-3}$) επιβεβαιώνοντας την συμμετοχή του θαλασσινού νερού στο γεωθερμικό σύστημα. Βασίζόμενοι στη τιμή του Br και στην τιμή του Cl, με δεδομένο βέβαια ότι το ιόν αυτό προέρχεται εξολοκλήρου από την θάλασσα, υπολογίστηκε ότι η συμμετοχή του θαλασσιού νερού είναι περίπου $23\% \pm 1$, και σ'αυτήν αποδίδεται το σύνολο των διαλυμένων αλάτων.



Σχήμα 3: Ιοντικές περιεκτικότητες του Na⁺ και K⁺ σε σχέση με τις περιεκτικότητες του Cl⁻. ΕΛΘΝ: Ευθεία διάλυσης θαλάσσιου νερού.

Fig. 3: Na⁺ and K⁺ contents vs Cl⁻ contents. ΕΛΘΝ: Line of dilution of sea water.

Όσον αφορά τις αλκαλικές γαίες παρατηρείται εμπλουτισμός του Ca²⁺ και μείωση του Mg²⁺ (Σχήμα 4), σε σχέση με την ευθεία που εκφράζει την διάλυση της θάλασσας, τόσο για τα δείγματα των γεωτρήσεων όσο και για το δείγμα της πηγής, γεγονός που αποδίδεται στην θερμική κατάσταση του



Σχήμα 4: Ιοντικές περιεκτικότητες του Ca²⁺ και Mg²⁺ σε σχέση με τις περιεκτικότητες του Cl⁻. ΕΛΘΝ: Ευθεία διάλυσης θαλάσσιου νερού.

Fig. 4: Ca²⁺ and Mg²⁺ contents vs Cl⁻ contents. ΕΛΘΝ: Line of dilution of sea water.

γεωθερμικού ρευστού. Πρόγνωση η αύξηση του Ca^{2+} , αλλά και των HCO_3^- και Li^+ , αποδίδεται σε διαδικασίες διάλυσης σε συνθήκες σχετικά υψηλών θερμοκρασιών και πιέσεων του CO_2 .

Η μερική πίεση του CO_2 όπως υπολογίστηκε με το πρόγραμμα Wateq-F (Truesdell and Jones, 1974) έδειξε ότι τα ζεστά διαλύματα παρουσιάζουν σχετικά υψηλές τιμές της τάξης των $4 \cdot 10^{-2}$ atm (E3-2) (Πίνακας 2). Επιπλέον η ελάτωση σε Mg^{2+} μπορεί να οφείλεται στην ενσωμάτωσή του σε στερεές φάσεις (White, 1970) διότι κατά την ανόρυξη των γεωθρήσεων διαπιστώθηκαν δευτερογενή υδροθερμικά ορυκτά (χλωρίτης), που τυπικά σχηματίζονται από την αλληλοεπίδραση νερού-πέτρωματος σε μέσες θερμοκρασίες. Οι υψηλές περιεκτικότητες σε Li^+ , B^{3+} και F^- που μετρούθηκαν συνηγρούν υπέρ της ύπαρξης σχετικά υψηλών θερμοκρασιών σε ζουσταλάκιο περιβάλλον.

Πίνακας 2: $p\text{CO}_2$ (atm) και δείκτες κορεσμού (Is) ως προς τον Ασβεστίτη (Is CaCO_3), την Γύψο (Is $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), τον Ανυδρίτη (Is CaSO_4), τον Χαλαζία (Is SiO_2), τον Αλβίτη (Is $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$) και τον Ανορθίτη (Is $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$).

Table 2: $p\text{CO}_2$ (atm) and saturation indices (Is) of calcite (Is CaCO_3), gypsum (Is $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anhydrite (Is CaSO_4), quartz (Is SiO_2), albite (Is $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$) and anorthite (Is $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$).

Δείγματα	$p\text{CO}_2$	Is CaCO_3	Is $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Is CaSO_4	Is SiO_2	Is $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$	Is $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$
E1	$8 \cdot 10^{-3}$	0,72	-0,82	-0,88	0,50		
K-1	$6 \cdot 10^{-3}$	-0,05	-0,70	-0,60	0,43		
K	$3 \cdot 10^{-3}$	0,76	-0,69	-0,60	0,46		
E3	$4 \cdot 10^{-3}$	1,20	-0,64	-0,55	0,32	-0,01	-1,71
E3-1	$2 \cdot 10^{-1}$	0,01	-0,65	-0,55			
E3-2	$4 \cdot 10^{-3}$	0,92	-0,46	-0,35	0,33	-0,28	-1,69
TP	$9 \cdot 10^{-3}$	0,06	-0,72	-0,73	0,40		

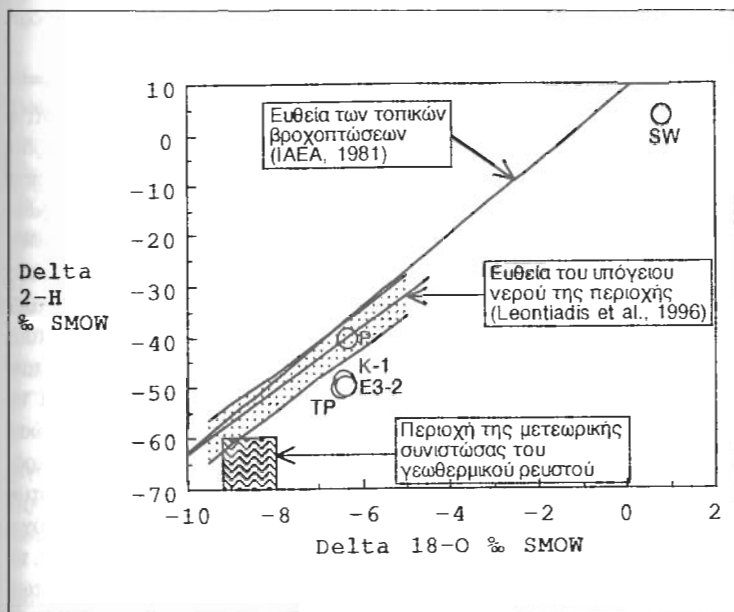
Ο αβαθής γεωθερμικός υδροφόρος (E1) χαρακτηρίζεται από υψηλές συγκεντρώσεις αλκαλίων σε σχέση με τις αλκαλικές γαίες υποδεικνύοντας ότι η κυκλοφορία του γίνεται κύρια στους ηφαιστειακούς σχηματισμούς της περιοχής. Επομένως φαίνεται ότι η χημική του σύσταση οφείλεται περισσότερο στην υδρόλυση των αργιλοσφαιρικών ορυκτών παρά στην ανάμιξη με νερά βαθύτερων υδροφόρων. Ο εμπλουτισμός σε SO_4^{2-} αποδίδεται στην οξείδωση του σιδηροσουλφίτη ή και στη διάλυση δευτερογενών υδροθερμικών γύψων που βρίσκονται σε μικρές ποσότητες μέσα στους ηφαιστειακούς σχηματισμούς της περιοχής. Ο εμπλουτισμός του μόνο σε SO_4^{2-} και όχι σε Ca^{2+} μπορεί να αποδοθεί στην πιθανή αφαίρεση του ασβεστίου από το διάλυμα λόγω καθίζησης του ασβεστίτη. Πρόγνωση ο δείκτης κορεσμού σε ασβεστίτη όπως υπολογίστηκε με την βοήθεια του προγράμματος Wateq-F παίρνει την τιμή 0,7, ενώ ο δείκτης κορεσμού ως προς τη γύψο παίρνει την τιμή -0,8 υποδεικνύοντας για το νερό της E1 τη δυναμική διάλυση της γύψου και την καθίζηση ασβεστούχων ορυκτών. Επομένως τα νερά της E3-2 αντιπροσωπεύουν έναν δευτερεύοντα ταμιευτήρα θερμοανόμενου επαγωγικά από το υποκείμενο γεωθερμικό σύστημα παρουσιάζοντας περισσότερες και μεγαλύτερες ομοιότητες με τα φτωχά σε άλλα επιφανειακά νερά παρά με τα ζεστά του βαθύτερου ταμιευτήρα.

4.2 Ισοτοπική προσέγγιση

Στο σχήμα 5, ($\delta^{18}\text{O}$ σε σχέση με το $\delta^2\text{H}$) δίδονται οι ισοτοπικές περιεκτικότητες των δειγμάτων, η ευθεία των τοπικών βροχοπτώσεων (I.A.E.A., 1981) και η ευθεία που εκφράζει τη σχέση $\delta^2\text{H} = 0,1 + 6,3\delta^{18}\text{O}$ στα διάφορα δείγματα υπόγειου νερού της περιοχής Κομοτινής-Εβρου (Leontiadis *et al.*, 1996). Η περιοχή που ορίζεται γύρω από την ευθεία του υπόγειου νερού αναφέρεται στο επίπεδο αξιοπιστίας 95%. Παρατηρείται ότι το δείγμα P βρίσκεται πάνω στην ευθεία των υπόγειων νερών, ενώ η θέση των θερμών δειγμάτων, έξω από αυτήν την περιοχή, οφείλεται σε δευτερογενείς τροποποιήσεις της αρχικής ισοτοπίας. Η φηράκη Βιβλιοθήκη Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

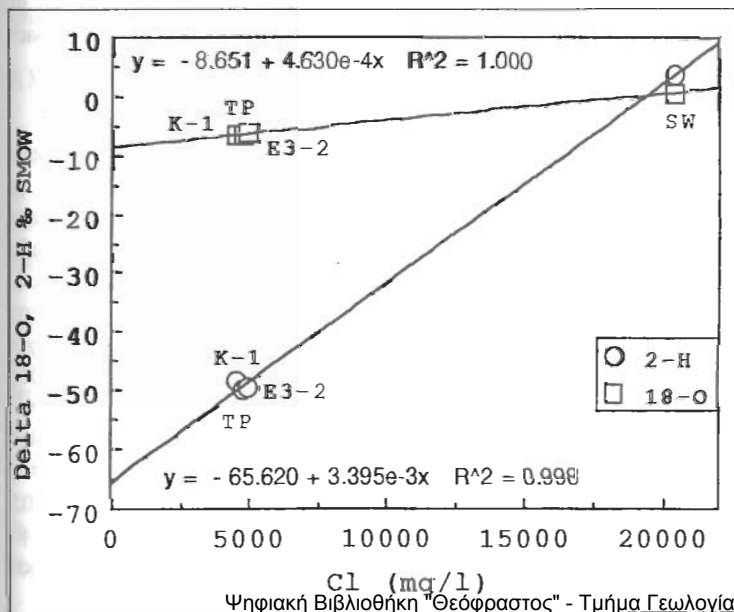
ανταλλαγής του με τα περιβάλλοντα πετρώματα (ή με ένα CO₂ πλούσιο σε ¹⁸O) μέσα στα οποία κυκλοφορεί κάτω από συνθήκες σχετικά υψηλών θερμοκρασιών.

Η υδροχημική μελέτη έδειξε ότι τα θεομά νερά, δείγματα E3-2, K-1 και TP είναι αποτέλεσμα ανάμιξης μετεωρικού, σε ποσοστό 77% και θαλασσινού νερού. Αυτή η ανάμιξη, (Πίνακας 3), επιβεβαιώνεται και από την γραμμική εξάρτηση δ¹⁸O, δ²H με το Cl⁻ (Σχήμα 6). Η τομή αυτής της ευθείας με τον άξονα Ψ αποδίδει την τιμή των -8,6‰ και -65,6‰ vs SMOW για το δ¹⁸O και το δ²H αντίστοιχα στη μετεωρική συνιστώσα. Με βάση το ποσοστό ανάμιξης υπολογίστηκε ότι το διπλάσιο της σταθεράς απόζλισης για τις ισοτοπικές τιμές της μετεωρικής συνιστώσας είναι 0,59^{0/100} και 5,2^{0/100} για το δ¹⁸O και το δ²H αντίστοιχα.



Σχήμα 5: δ¹⁸O σε σχέση με το δ²H στα νερά της ευούτερης περιοχής Αρίστινου.

Fig. 5: δ¹⁸O vs δ²H contents of Aristino area thermal waters.



Σχήμα 6: Περαιτεζιότητες των σταθερών ισοτόπων του νερού σε σχέση με τα Cl⁻ στην ευούτερη περιοχή Αρίστινου

Fig. 6: Stable isotope contents vs Cl⁻ contents in water of Aristino area.

Η τοποθέτηση των ισοτοπικών τιμών, $\delta^{18}\text{O} = -8,6 \pm 0,59 \text{ ‰}$ και $\delta^2\text{H} = -65,6 \pm 5,2 \text{ ‰}$ αυτού του μεταωριζού συστατικού ανάμιξης των γεωθερμικών ρευστών στο διάγραμμα $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ (Σχήμα 5), ορίζει μια περιοχή που βρίσκεται έξω και κάτω από την αντίστοιχη των υπόγειων νερών. Το γεγονός αυτό βρίσκεται σε αρμονία με τα συμπεράσματα της υδροχημικής μελέτης σύμφωνα με τα οποία υπάρχει ανταλλαγή με τα πετρώματα σε συνθήκες σχετικά υψηλών θερμοκρασιών.

Πίνακας 3: Υπολογισμός της θαλάσσιας συμμετοχής (%) στο βαθύ γεωθερμικό σύστημα.

Table 3: Marine contributions (%) calculated, from ^{18}O , ^2H , Cl and Br, in the deep geothermal system.

Δείγμα	^{18}O -Cl(+3)	^2H -Cl(+3)	Cl(+1)	Br(+1)
E3-2	24	23	24	
K-1	23	25	23	
TP	23	23	23	23

Στις συνθήκες αυτές τροποποιείται το $\delta^{18}\text{O}$ του νερού σε θετικότερες τιμές. Αν υποτιθεί ότι η τροφοδοσία του γεωθερμικού συστήματος βρίσκεται στην Ροδοπική μάζα που αναπτύσσεται βόρεια της περιοχής τότε, σύμφωνα με το σταθμισμένο μέσο υψόμετρο τροφοδοσίας των υπόγειων νερών (που είναι γύρω στα 700m), η ισοτοπική τους σύσταση, (ζατά τη σχέση $\delta^{18}\text{O}$ των υπόγειων νερών-σταθμισμένο μέσο υψόμετρο της περιοχής) (Leontiadis *et al.*, 1996), είναι $-7,7 \pm 0,24 \text{ ‰}$ για το $\delta^{18}\text{O}$. Ομως ακόμα και η τιμή $-8,6 \pm 0,6$ που είναι τροποποιημένη εξ αιτίας της ανταλλαγής νερού-πετρώματος του $\delta^{18}\text{O}$ της μεταωριζής συνιστώσας, στο επίπεδο αξιοπιστίας 95% είναι σημαντικά διαφορετική από την αναμενόμενη $-7,7 \pm 0,24 \text{ ‰}$, στην περίπτωση που η τροφοδοσία των υπόγειων νερών γίνεται από την Ροδοπική μάζα που βρίσκεται βόρεια της περιοχής όπου έχουμε τις θετικές εμφανίσεις (η τιμή των $-8,6 \pm 0,6$ αντιστοιχεί σε ένα υψόμετρο μεγαλύτερο των 1100m). Επομένως δύο μπορεί να είναι τα σενάρια που εξηγούν την ισοτοπική σύσταση του γεωθερμικού νερού, ή ότι η μεταωριζή συνιστώσα προέρχεται από υψηλότερες περιοχές της Ροδοπικής μάζας ή τό ότι πρόκειται για πολύ παλιά νερά. Τόσο τα ισοτοπικά όσο και τα υδροχημικά δεδομένα συνηγορούν υπέρ των παλιών νερών δηλαδή ότι η τροφοδοσία έγινε σε περιόδους που επικρατούσε ψυχρότερο κλίμα από το σημερινό. Επομένως λόγω της μακροχρόνιας παραμονής του υπόγειου νερού σε περιβάλλοντα σχετικά υψηλών θερμοκρασιών, τα νερά υπέστησαν έναν εμπλουτισμό του $\delta^{18}\text{O}$ περίπου $1,8 \pm 0,9 \text{ ‰}$, σύμφωνα με την εξίσωση των υπόγειων νερών. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι η μεταωριζή συνιστώσα θερμάνθηκε σε θερμοκρασίες μικρότερες των 200°C (εμπλουτισμός 3 ‰ σε $\delta^{18}\text{O}$ του νερού αντιστοιχεί σε θερμοκρασίες πάνω των 200°C , (Truesdell and Hulston, 1980; Panichi and Confiantini, 1981; Giggenbach *et al.*, 1983)) πιθανά πριν να αναμιχθεί με τον θαλάσσιο πόλο.

4.3 Γεωθερμομετρία

Οι θερμοκρασίες που εκφράζουν την τελευταία ισορροπία με τα ορυκτά των ρηστοαλλικών πετρωμάτων αναγράφονται στον πίνακα 3. Για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκαν τα γεωθερμομέτρα του SiO_2 (Fournier, 1981), του Na/K (Arnorsson *et al.*, 1983), Na-K-Ca (Fournier and Truesdell, 1973), του K/Mg (Giggenbach *et al.*, 1983), Li/Mg (Kharaka and Mariner, 1989) και του Na/Li (Fouillac and Michard, 1981). Γενικά παρατηρείται μια θερμική ομοιομορφία τόσο για κάθε γεωθερμομέτρο όσο και για το κάθε δείγμα. Οι θερμοκρασίες που προτείνονται με τη χρήση του γεωθερμομέτρου του πυριτίου χυμάνονται από 90°C για το δείγμα της πηγής Τραϊάνουπολης μέχρι 125°C για το δείγμα που προέρχεται από τη γεώτρηση Κονδύλη. Όπως είδαμε τόσο η υδροχημική όσο και η ισοτοπική μελέτη έδειξαν ότι το νερό της E3-2 καθώς και τα νερά της K-1 και TP είναι αποτέλεσμα ανάμιξης μεταωριζού και θαλασσινού νερού. Από τον υπολογισμό των δεικτών κορεσμού προέκυψε ότι τα θερμά νερά των γεωτρήσεων Εβρος 3, Κονδύλη και το νερό της γεώτρησης E1 του φρεάτιου υδροφόρου ορίζοντα είναι υπέρκορα ως προς τον χαλαζία με τιμές 0,3, 0,4 και 0,5 αντίστοιχα, υποδεικνύοντας ότι η ανάμιξη τείνει να αυξήσει την κατάσταση υπερχορεσμού με αποτέλεσμα να υπερέχονται σφάλματα στον υπολογισμό της θερμοκρασίας του νερού του βαθύτερου υδροφόρου ορίζοντα.

Το γεωθερμόμετρο Na/K, αποδίδει στο δείγμα E3-2, που βρίσκεται πλησιέστερα του γεωθερμικού ρευστού, την θερμοκρασία των 141°C. Το ζεστό νερό (δείγμα E3-2) είναι σχεδόν σε ισορροπία ως προς τον αλβίτη (-0,3) και σημαντικά κάτω από την κατάσταση κορεσμού σε σχέση με τον ανορθίτη (-1,7). Επομένως μπορεί να υποτεθεί ότι η ισορροπία νερού και των ασταθών (Na⁺ και K⁺), σύμφωνα με την εξίσωση: NaAlSi₃O₈ + K⁺ → KAlSi₃O₈ + Na⁺, διαφορφώνει τις τιμές του λόγου Na/K υποδεικνύοντας ότι μπορεί να υπολογιστεί η θερμοκρασία του ρευστού για την τελευταία ισορροπία αυτού του λόγου. Όμως μένει πάντα η αβεβαιότητα σχετικά με την καθίζηση του K⁺ εξ αιτίας της επαγωγικής μείωσης της θερμοκρασίας. Σε αυτή την περίπτωση το γεωθερμόμετρο Na/K δίνει θερμοκρασίες χαμηλότερες της πραγματικής. Άρα η θερμοκρασία των 140°C μπορεί να θεωρηθεί σαν τη μικρότερη πιθανή του βαθιού γεωθερμικού ρευστού και είναι πολύ κοντά στην θερμοκρασία που απορρέει από την ισοτοπική προσεγγίση. Παρόμοιες θερμοκρασίες υπολογίζονται με την βοήθεια και του γεωθερμόμετρου K/Mg.

Πίνακας 4: Εκτίμηση της θερμοκρασίας (°C) του βαθιού γεωθερμικού ρευστού.

Table 4: Temperatures estimated from chemical geothermometers of the deep geothermal fluid.

Γεωθερμόμετρα	E1	E3	K	K-1	E3-1	E3-2	TR
SiO ²	85	113	125	128		128	94
Na/K	68	118	122	133	132	131	136
K/Mg	83	133	125	152	133	130	126
Na/K/Ca	115	178	154	184	195	170	157
Li/Mg			119			146	140
Na/Li			84			130	135

Με το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca υπολογίζονται υψηλότερες θερμοκρασίες, της τάξης των 170°C. γεγονός που θα μπορούσε να οφείλεται στην μείωση του Ca²⁺ λόγω καθίζησης ασβεστούχων ορυκτών. Πράγματι το δείγμα E3-2 δείχνει υπερχορεσμό ως προς τον ασβεστίτη (0,9). Αντίθετα τα νερά των λουτρών Τραϊνανούπολης είναι σε ισορροπία ως προς αυτό το ορυκτό.

Με τα γεωθερμόμετρα Li/Mg και Na/Li καθώς και με τα γεωθερμόμετρα του Na/K και K/Mg υπολογίζονται παρόμοιες θερμοκρασίες κατατάσσοντας, σύμφωνα και με τα όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως, το θερμό νερό του βαθύτερου ορίζοντα της ευρύτερης περιοχής Αρίστηνου στα πεδία χαμηλής-μέσης ενθαλπίας.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η υδρογεωχημική μελέτη έδειξε ότι ο εμπλουτισμός σε άλατα του νερού του επιφανειακού υδροφόρου οφείλεται κυρίως στο φαινόμενο της υδρόλησης των αργιλοπυριτιτικών ορυκτών. Αντίθετα οι ιοντιζοί λόγοι περισσότερο των Br/Cl, Na/Cl και λιγότερο του K/Cl των θερμών δειγμάτων του βαθύτερου υδροφόρου ορίζοντα είναι τυπικοί θαλασσινών διαλημάτων, υποδεικνύοντας ότι αυτά τα νερά μπορούν να προέρχονται από την ανάμιξη μεταωριζού και θαλασσινού νερού.

Τα σταθερά ισότοπα (¹⁸O, ²H) επιβεβαίωσαν την συμμετοχή θαλασσινού νερού στο γεωθερμικό σύστημα, σε ποσοστό περίπου 23% και έδειξαν ότι υπάρχει διαφοροποίηση της τιμής του δ¹⁸O του νερού λόγω της ανταλλαγής του με τα περιβάλλοντα πετρώματα κάτω από συνθήκες σχετικά υψηλών θερμοκρασιών ή με CO₂ πλούσιο σε ¹⁸O. Ακόμη τα ισοτοπικά δεδομένα έδειξαν ότι πρόκειται για πολύ παλιά νερά, δηλαδή η τροφοδοσία έγινε σε περιόδους που επικρατούσε ψυχρότερο κλίμα από το σημερινό.

Από το σύνολο των χημικών γεωθερμομέτρων που χρησιμοποιήθηκαν υπολογίστηκε μια πιθανή θερμοκρασία της τάξης των 140°C για το γεωθερμικό ρευστό του βαθύτερου υδροφόρου ορίζοντα. Η θερμοκρασία αυτή είναι πολύ κοντά σε αυτήν που προκύπτει από την ισοτοπική θεώρηση.

Η γεωχημική-γεωφυσική Βιβλιοθήκη "Θεόδωρος" Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. - Ισομετρική προσεγγίση

κατατάσσουν τον βαθύτερο υδροφόρο ορίζοντα τις ευρύτερης περιοχής Λορίστηνου στα γεωθερμικά πεδία χαμηλής-μέσης ενθαλπίας, φαίνεται δε ότι η όλη περιοχή αποτελεί γενετικά ενιαίο γεωθερμικό πεδίο με σημαντικές δυνατότητες ανάπτυξης και εφαρμογών.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς ευχαριστούν θερμά τον Δρ. Ι. Λεοντιάδη για τις εποικοδομητικές συζητήσεις που είχαν μαζί του πάνω στα θέματα ισοτοπικής υδρολογίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ARNORSSON, S., GUNNLAUGSSON, E. & SVAVARSSON, H. 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 547-566.
- ΔΗΜΟΠΟΥΛΟΣ, Γ. & ΑΓΓΕΛΙΔΗΣ, Ζ. 1986. Θερμή υδροφορία περιοχής Αλεξανδρουπόλεως, Πρακτικά του Διθνούς Συνεδρίου για τα Θερμομεταλλικά νερά και την ανάπτυξη των Λουτροπόλεων. 10/1985, Θεσσαλονίκη, 113-132.
- FOUILLAC, C. & MICHARD, G. 1981. Sodium lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, 55-70.
- FOURNIER, R.O. 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Ryback Land Muffler, L.J.P. (Eds.), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, J. Wiley, New York, 109-143.
- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. 1973. An empirical Na-K-Ca chemical geothermometer for natural waters. *Geochim. Acta*, 37, 515-525.
- GIGGENBACH, W.F., GONFIANTINI, R. & PANICHI C. 1983. Geothermal systems. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*. IAEA, Technical Reports, No. 91, 359-376, Vienna.
- GIGGENBACH, W.F., GONFIANTINI, R., JANGI, B., & TRUESDELL, A.H. 1983. Isotopic and chemical composition of Parbatti valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics*, 12, 2/3, 199-122.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (I.A.E.A.), 1981. Statical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Reports No. 206, IAEA Vienna.
- IVANOV, R. 1966. The Rhodope cenozoic petrographic province. *San. Jugosl. Geol.*, 2, 94-114.
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. 1989. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Naeser N.D. and Mc Collon, T.H. (eds). *Thermal History of sedimentary Basins*. Springer-Verlag, New York, 99-117.
- LANGFELDER, W.F. & LUDWIG, H.F. 1942. Grafical methods for indicating the mineral character of natural waters. *J. Am. Water Works Assoc.*, 34, 335p.
- ΙΕΟΝΤΙΑΔΙΣ, Ι.Λ., ΒΕΡΓΙΣ, Σ. & ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ, ΘΗ. 1996. Isotope hydrology study of areas in Eastern Macedonia and Thrace, Northern Greece. *J. of Hydrology* 182, 1-17.
- MICHELOT, J.L., DOTSIKA, E. & FYTIKAS, M. 1993. A hydrochemical and isotopic study of thermal waters on Lesbos island (Greece). *Geothermics* 22, 2, 91-99.
- ΝΤΟΤΣΙΚΑ, Ε., ΜΙΧΕΛΟΤ, J.L. & ΠΟΥΤΟΥΚΗΣ, Δ. 1994. Το ισοτοπικό γεωθερμόμετρο θεικόν-νερού: Μερικά παραδείγματα εφαρμογής σε Ελληνικά Γεωθερμικά πεδία. 7ο Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 5/94, Θεσ/νίκη, Λεττίο Ελλ. Γεωλ. Ετ., XXX/4, 221-230.
- PANICHI, C. & GONFIANTINI, R. 1981. Geothermal waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. IAEA, Technical Reports, No. 210, 241-268, Vienna.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Π. 1975. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1:50.000, φύλλο Φέρα-Πέπλος-Αίνοσ, ΓΓΜΕ.
- TRUESDELL, A.H. & JONES, B.F. 1974. WATEQ a computed programme for calculating chemical equilibria of natural waters. *Res. S. Geol. Surv.* 2, 333-248.

- TRUESDELL, A.H. & Hulston J.R. 1980. Isotope evidence on environments of Geothermal systems. In: **Handbook of Environmental Isotope Geochemistry**, Fritz P. and Fontes J.Ch. (eds). The Terrestrial Environment, A, Elsevier, Vol. 1, 179-219.
- WHITE, D.E. 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. *Geothermics, Spec. Iss.* 2, 1, 58-80.