

SOME HYDROGEOLOGICAL AND GEOTHERMAL CONSIDERATIONS OF THE DRINOS-SARANDA AREA (SOUTHERN PART OF ALBANIA)

M.GJOKA¹, T. KANE¹, A. GJINI¹, E. TRIFONI¹, XH BUZI²

ABSTRACT

The paper deals with hydrogeological and geothermal conditions of this area that represent one of the largest karstic basins in Albania. From the geological setting the area consists of all types of deposits, but carbonates are predominant. The carbonate deposits represent eroded structures that are exposed in the highest parts of the relief, that in general is mountainous.

The heavy rains, developed karst, intensive circulation of waters as well as the isolation screens in west of Mali Gjere structure and within carbonate deposits have conditioned forming of several springs with different flows. With great interest are the data on the movements of underground waters in Drinos syncline and their influence of having of low geothermal gradient values in this area. There are many problems for their further study, carrying out of complex analysis as well as the monitoring and managing of these springs in conformity with international standards.

KEY WORDS: Mali Gjere, Drinos, Saranda, Syri Kaltert spring, underground waters, karst, geothermal feature, underground movement.

1. INTRODUCTION

The study in complex of the surface and underground waters, is an effective method to define their genesis and movement as well as to evaluate those. This paper aims to make a general presentation of the data for the Drinos-Saranda area. This area is located in southern part of Albania. It extends in Greece in south and east, Jonian Sea in west, and contacts with Kurveleshi massive in north.

In area many springs are evidenced that are related with deposits from Quaternary to carbonates of Triassic age. The waters with origin from carbonate deposits are predominated. These data are evidenced in several wells drilled in this area. There are also many data as to rivers that run through area and Butrinti Lake. The analysis is carried out at different periods for a period of time relatively long and for different purposes. This fact does not allow the comparison of these data and drawing of the exact conclusions.

Even the waters are present in area; there are several problems for their using. This is related with the manner of distribution of these springs, their yearly water flow, demographic development of area etc. The most important is the level of using of these springs, especially for public needs.

2. SOME DATA ON STRATIGRAPHY AND TECTONICS

The Drinos-Saranda area is part of the Jonian Zone. It is located in southern extremity of Albanian territory and continues in northern Greek territory.

The evaporate deposits outcropped in the western wing of the Mali Gjere structure is the oldest deposits encountered in this area. These deposits are exposed at the surface through tectonic faults (Fig 1). These deposits are also encountered by Delvina wells as well as the Butrinti-1 well that is drilled in Xara-Mursi diapir. These deposits consist of clays, breccias, dolomitic limestones, gypsum's, anhydrite, rock salt etc (Papa 1980). In contact with these deposits are massive dolomites of the Upper Triassic age that consist the central part of the Mali Gjere-Bogaz anticline and other structures in depth.

Successively on dolomite deposits lay carbonate deposits of Lower Jurassic to Paleocene age represented by dolomite limestones, algae limestones, crystalline limestones, pelitomorphic limestones and micritic limestones intercalated with cherty lents etc. Within the carbonate section, the Toarian and Albian schistose beds are evidenced. The thicknesses of these deposits are considerable and these are assumed to be possible seals (Papa

1. Oil & Gas Institute, Department of Geology, P.O. Box 11, Elbasan, Albania
2. New Ventures, Alpbetrol-Patos

1980). Sedsedimentary faults are evidenced in the Mali Gjere section, particularly in the Jurassic deposits. The Mali Gjere section is the only one pelagic section in Jonian Zone for Mesozoic deposits. With its position, exposure, characteristic biofacies, perfect bedding as well as the presence of the slumps horizons does it with special values for geosciences. The flysch section of Paleogene is represented by clays and sandstones intercalated with limestone beds which are more abundant in the oldest part of the section (Mertiraj 1985, Nazaj 1985).

The package of clays and marls with sandstone lay on the top of the section. It is with interest to emphasize that starting from Lower Jurassic to Hatian it is evident the reducing of thicknesses of these deposits from East to West and from wings to the tops of structures

The Aquitanian deposits are successive on the old ones while in Libohova those are with stratigraphic break on Oligocene deposits (Gjoka 1970). In the north of Drinos-Memaliaj syncline, the Burdigalian deposits are represented by successive marls and limestones while in Saranda area, the Burdigalian deposits are transgressively to the flysch deposits. Characteristic is deposits of Burdigalian deposits that set up the Finiq hill.

The Langhian-Serravalian deposits in the northeastern part of Drinos syncline represent the regressive marine tongue towards north (Fig 1). In southwestern part, in Butrint zone and Xara-Mursi field it is distinguished transgressive laying of Pliocene deposits with presence of coal strata (Mertiraj 1985). The Quaternary deposits on the slopes of mountains are represented by breccias, while in the valleys of rivers and in fields are represented by gravel and clays.

The structures have in general SE to NW orientation and continue in the form of chain, or northern periclinal displaced towards east (Mali Gjere). In general, the structures are asymmetric, with smooth eastern wings while the western ones are faulted and overthrust towards west. There are cases of fan and back thrust structures, the most typical case is the Saranda anticline (Fig 2).

From East to West are evidenced:

- Anticline belt of Berati with carbonate structures of Lunxheri and Bureto
- Synclinal belt of Drinos-Memaliaj
- Anticline belt of Kurveshesi with huge carbonate structure of Mali Gjere, while in the west separated through Dhirovan-Humelice syncline, are located the anticlines of Krongji-Shendeniko, that continue in north towards Bistrica and Ftera, anticline of Cerkovica that continue to the North in Fitore, Krane-Finiq, as well as the anticline of Cembeli, that are separated through the synclines of Velahovo Grazhdan and Memorahi.
- Synclinal belt of Vurgu
- Anticline belt of Cika, which consists of Saranda, Cembeli and Bogazi anticlines.

3. IN GEOMORPHOLOGY AND HYDROLOGY BRIEF

Generally, the area is a mountainous relief and with relative high quotes. The eastern chain of Lunxheri-Bureto that is interrupted by Selcka valley have a elevation of 1800-2100 m. Mali Gjere structure is high 1450-1600 m. Exception is Oafa Muzina with elevation of 572 m. Towards south the elevation reduces up to 1200 in the Albanian-Greek border.

The Dropulli valley is a narrow one between above-mentioned units, with presence of hills in eastern part. Its maximal width is up to 5 km. The Drinos River that runs through it has a water-collecting basin about 500 km² of which half is within Albanian territory. Kseria and Suha streams and Viroi spring close to Gjirokasta town pour in it (Fig.1). The average flow measured in Lekli bridge is 59.1 m³/sec during the period with rains (October-April). The average yearly rainfall is over 2100 mm. (Pano 1985)

The Vurg field with a little bit hilly relief in eastern and southeastern part, is run from Kalasa-Bistrica rivers with a water-collecting basin about 450 km² with abundant flows during all year (Fig.1). Analyses data show water with similar features with it of Drinks River. Changes happened in water regime in 1969 when the pour of Beatrice River changed from into Burundi Lake to Saranac bay, in Coca (Piano 1985). In southern part meander the Paella River with a water-collecting basin about 375 km², of which 300 km² are within Albanian territory. The average yearly rainfall in Saranac area varies from 1300-1600 mm.

The Burundi Lake with a surface of 16 km² is located on carbonate and evaporates deposits of Triassic age. The connection of this lake with Joni and Sea and the active exchange of water are realized through a channel with a depth of 6m and a width of 160-80 m (Fig 1). The average depth of lake is 14 m, while the maximal depth is 23m. In southeast of Butrinti Lake is located the Reza Lake. The water of Butrinti Lake is salty, with total mineralization of 24-36 gr/l and of chloro-magnezjal type. Up to the depth of 7 m it is determined a gradual increase salinity, while deeper is stabile (Tab 1). Waters of surface springs that pour in it, in southern part, in total have a flow of 850 l/min. These waters are very rich in H₂S and its decomposition has caused massive destroy of fauna. This phenomenon is observed for the last 40 years (Mertiraj 1985).

4. SURFACE AND UNDERGROUND WATERS, THEIR ORIGIN AND MOVEMENT

Drinos-Saranda area is the main water pool in Albanian territory, which is related with carbonate deposits. Carbonate deposits extend almost in 2/3 of region. Only Mali Gjere structure has a surface of 450 km². Information collected in wells drilled has proved continuation of the structures further, towards north.

Funnels, dolina and karstic fields, hanging valleys, vertical wells and caves with different dimensions characterize in general the morphology of the carbonates. In these carbonate deposits is developed poorly surface hydrographic net, in contrast with underground one, which is more developed. In conformity with degree and character of permeability, the waters are characterized by flowing in channels or the diffuse flow (Tafilaj 2000).

In the karstic zones, the effective infiltration reaches value of 45-55% of the annual rains. In Mali Gjere mountain, this value reaches 1200-1300 mm/year.

The karst phenomenon is developed in Saranda area as well. The western part of the Mali Gjere wing, the karstic phenomenon is well-developed. The same phenomenon is identified in the other carbonate structures. This phenomenon of karst is studied in the Bistrica tunnel, which penetrates Krongji mountain that it is opened for using of the water for power generation in the Bistrica hydropower station. Carbonatic massive of Mali Gjere represents a complex with huge water reserves and springs with rates from considerable to low. Water movement direction is different, for the lower horizon mainly it is towards west, as to two other upper horizons it is towards east without excluding flowing towards west.

Lower horizon (Upper Triassic-Lower Jurassic) is the most powerful horizon. It discharges huge quantity of water in the Syri Kaltert, Kardhikaqi, and Navarica springs. The springs are located over the contact between evaporates in north and flysch deposits in south that serves as screen. Syri Kaltert is the main spring. It has stable flow rate of 18.5 m³/sec. Its elevation is approximately 365 m. The other horizons, which are separated from the Toarian and Albian shales hypsometrically, are relatively higher and in these deposits there are springs with low flow rates and have a seasonal character. Viroi spring is the main one, it is with considerable flow rate, but during the summer it dries up. Its origin is as result of infiltration of the rainwater in the depth through porosity, fractures and vogues. The same origin has and the cave of Kalogoranxi with a water table of 4 m above sea level in summer. In winter the water runs from cave to Kseria stream (Gjoka 1970) To emphasize developed karst in this region, the people of the region is still telling a legend where to drown bridge in Scotinia was found in Virua, 10 km in north.

Carbonate deposits in Drinos syncline set up a basin with intensive water flow up to its center at a depth 2000 m, and sometimes deeper. In the wells drilled in Erind and Nokova, during the testing it was identified the presence of fresh waters, similar with surface waters, with low temperature and of type bicarbonate-sodic. In these waters, bicarbonates, sulfates and other alkaline metals are predominant (tab 1). This depicts for a direct communication with surface and intensive flow. Higher mineralization and higher content of the components in the water of well Erind-2 in compare with that of the well Nokova-1, let us to draw the conclusion that there are two springs, this means one from Mali Gjere and the other from Lunxheria. (Fig 3)(Tab 1) The Glina spring is related with zone of the contact between carbonates and evaporates. It is of the type sulfate-sodic (Sota 1982). Due to its curative properties, it is used for a long period of time as drinking water. Last time, the cold waters of Uji Ftohte (Tepelena) and Libohova (Bureto) are using as drinking water.

Infiltration and flowing phenomenon in carbonates is present also in the west of Mali Gjere in Saranda, but with lower intensity. Typical is the water flow from Cerkovica and Livina to Fitore, Bistrica and Kalcat. The fresh waters of the bicarbonate-sodie type are encountered at different depths, from shallowest levels 200-500 m in Bistrica, Fitore and Delvina (Fig 2), at medium depths approximate 1000 m, in Vana, and at depth 1500-2000 m, in west, in Fitore and Kalcat. In the wells of Fitore, during rains season discharge on the surface, while during the summer the water table is about 100-150 m from well heads (Tab 1).

Salted waters are encountered in the wells of the Crane, Finiq and Delvina fields. In general, the degree of filtration and circulation of waters are related both reservoir properties of the carbonates and development of the fractures and karst, that in the carbonates are heterogeneous.

In the Butrint-Mursi area, in the Bogazi anticline there are some water springs that are related with zones with good reservoir proprieties. Two zones with powerful springs are evidenced: One during the Pavla riverbed, in its deltaic part, nearby Jonian Sea and the other between them (Fig 1). Flow rates of springs are high, with waters of chloro-magnezial type and mineralization up to 4 gr/l (Mertiraj 1985). Wells drilled in the south of the Butrinti Lake have penetrated both Upper Triassic carbonates and Pliocene deposits. Analyses of waters from these wells show the same composition, due to low elevation up to lake level (Tab 1).

The flows of springs in Quaternary deposits, in the zone of the Vurg and Dropulli fields as well as those at

Nr	Well or Spring	Deposits	HCO3	CO2	Cl	SO4	Na+K	Ca	Iod	Brom	Type of waters
1	Erind-2 well	Carbonatic	292.8		426	134.4	508	10			Bicarbonato sodic
2	Nokova-1 well	Carbonatic	146.4	9.6	63.9		78.2	8	0.3	1.0	Bicarbonato sodic
3	Delvina-6 well	Carbonatic	3230.8	288	10117.5		7615.0	46.4	0.1		Bicarbonato sodic
4	Delvina-8 well	Carbonatic	366	60,0	173.9		246.1	16,0			Sulphato sodic
5	Fitore-1 well	Carbonatic	488	12,0	1420,0	441.6	929.2	56,0		0,5	Bicarbonato sodic
6	Fitore-2 well	Carbonatic	48.3	6.5	355,0	313.3	355.1	46.1			Bicarbonato sodic
7	Fitore-4 well	Carbonatic	231.8		131.3	270,0	150.3	50.4			Bicarbonato sodic
8	Kalcad-2 well	Carbonatic	73.2	48,0	17.8	19.2	1122.4	32,0			Bicarbonato sodic
9	Kalcad-3 well	Carbonatic	341.6		113.6	38.4	202.4	32,0	5.2	0,9	Bicarbonato sodic
10	Bistrica-1 well	Carbonatic	951.6		1597,0		1067.2	64,0			Sulphato sodic
11	Vurgu-5 well	Carbonatic	512.4		9320,0	384,0	4517.2	1400,0		12.8	Chloro magnezial
12	Pusi-5 well	Carbonatic	231.8		262.9	67.8	158.9	53.5			Chloro magnezial
13	Pusi-26 well	Carbonatic	244.6		12.4	80.6	13.3	86.8			Chloro magnezial
14	Spring Viroi	Carbonatic	183,0	22,0	30.2	53.2	225,0	75.2			Bicarbonato sodic
15	L. Butrint surf		170.8	12,0	13666.5	1740.5	7779,0	274.4			Chloro magnezial
16	L. Butrint 8m depth		191.2		19170,0	1794.8	10802.2	411.6			Chloro magnezial
17	L. Butrint 18m depth		463		19410,0	2116.8	10883,0	410,0			Chloro magnezial
18	Spring Uji Frohte	Carbonatic	183		10.7	9.6	20.4	52.4			Bicarbonato sodic
19	Spring. Libohove	Carbonatic	225.7		6.2			97.9			Bicarbonato sodic
20	Spring. Jerme	Flysch	402.6	120	12.4		17.5	58.2			Bicarbonato sodic
21	Spring. Gline	Carbonatic	219.6		21.3	460.8	23,0	240,0			Chloro calcic
22	Drinos Bridge Lekel		193		14.8	72.6	8.4	80.8			Bicarbonato sodic
23	Spring. Mesopotam	Burdigalian	39.4	6	39.4	21.3	72,0	39.1			Sulphato sodic
24	Spring. Durmysh	Flysch	402.6		402.6	10.6	48,0	57.5			Bicarbonato sodic
25	Spring. Sopik	Flysch	414.8		414.8	44,0	86.4	11.5			Chloro magnezial
26	Spring. Cajup	Flysch	146.4		146.4	7.1	9.6	13.3			Bicarbonato sodic
27	Spring. Lazarat	Flysch	134.2		134.2	10.7		1.3			Chloro magnezial
28	Spring. Mingul	Akvitanian	256.2		256.2	7.2	28.8	17.5			Sulphato sodic
29	Spring. Dhoksat	Quaternar	219.6		219.6	10.7		14.7			Bicarbonato sodic
30	Spring. Qesarat	Quaternar	353.8		353.8	10.5	57.6	33.6			Sulphato sodic
31	Spring. Koder	Quaternar	207.3		207.3	10.6	14.5	4.6			Chloro magnezial
32	Vurgu-5 well	Carbonatic	3172	672	10690,0		8130,0	16,0			Bicarbonato sodic
33	Delvina-9 well	Carbonatic	793		15442.5	768,0	9154,0	1160,0			Chloro calcic

Table of resultats waters analysis (Tab 1)

wells drilled for water are low 0.4-4.5 l/sec. with origin from infiltration of the rains, with a static level 2-15 m, and of chloro magnezial type (Tab 1). During the summer period the flow rates are lower (Pano 1985). The springs of Quaternary (Pleistocene) deposits that are related with breccias of slopes mainly in the western flank of Lunxheria, are with low up to medium flow rates and bicarbonate-sodic and sulphate-sodic types (Papa 1980).

5. ON GEOTHERMAL CONDITIONS OF THE REGION

Based on the regional geothermal study, it is concluded that this area has geothermal gradient values lower than those of the western part of Albania (Gjoka 2000)(Fig 4). This phenomenon is due to predomination of carbonate deposits on surface. Developed tectonics and karst influence in these values. This phenomenon is also present in the northern part of Greece, where the values of geothermal gradient are lower than those in other part of territory (Tahtikos 1985). The abundant rains, intensive infiltration and circulation of the cold waters at considerable depth have caused the deformation and decreasing of depth temperature. Lateral effects of the underground water flow are present up to several kilometers far, while in itself carbonate structure have decreased considerable geothermal gradient (Gjoka 2000).

Based on direct geothermal data measured at wells drilled in Drinos area, the geothermal gradient results to be low (0.18–40°C/100 m) in Libohova and Erind, whereas in Nokova area is $-0.07^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. (Nokova-1 well). Despite of mistakes that come as result of the short period of leaving the well for stabilization, it result that at Nokova-1 well which is close to Lunxheri carbonate massive, the geothermal gradient to be negative. This supports what it is mentioned above.

In the southeastern part of Saranda, in the zone with intensive circulation and infiltration of the waters, the geothermal gradient is low (0.1°C/100m). The data are measured in wells of Kalcati. From Butrinti towards north and from Delvina towards west (in Vana), the gradient values increase from 0.6 and 0.45 to 0.72 °C/100m respectively. Generally, these values are lower than in other part of Jonian Zone. These data show for a gradual increase of the geothermal gradient from east towards west. In the Jonian Sea, where Pliocene and Miocene deposits increase generally their thicknesses (as it was resulted from seismic acquisition performed in shelf) the value of gradient should be higher (Gjoka 2000).

The results of several analyses performed on samples collected on flysch deposits of Saranda area showed lower thermal conductivity than the other part of Jonian Zone. To draw accurate conclusions about this phenomenon, it is necessary that a great number of samples for all deposits of this area should be analyzed.

6. CONCLUSIONS

Studying of the Drinos–Saranda area brought us to the following conclusions:

1. The carbonate deposits dominating in the region build up anticline structures, in general asymmetric, with tectonic faults and overthrusts towards west. The mountainous and rather rough relief is related with development of this structure in time.
2. The presence of developed karst in this area favors a high infiltration that is about 45–55 % of annual rainfall on Mali Gjere region.
3. The presence of shale horizons within carbonate section and the screens mainly in the west have conditioned for Mali Gjere the presence of three water bearing horizons, where the first is the strongest.
4. On the western part of Mali Gjere, the springs are above the contact of evaporates or flysch that serve as screens, the most powerful is Syri Kalterte spring. On the eastern part, the Viroi springs and Skotinia are situated at the elevation 270m. The waters of springs are generally bicarbonate–sodic type and less of the sulphate–sodic type. The chemical composition of these waters is result of the type of rocks that these waters penetrate and the distance up to their springs.
5. The waters that discharge in the Butrinti Lake is relatively saline because during filtration these waters contact with evaporate diapir of Bogaz.
6. Hydrogeological underground pool does not match with it at surface. It is bigger because of communication with neighbor pools, such as the case of Mali Gjere and Lunxheria. Circulation proved at a distance about 20 km, from Erind–Nokova to Libohova shows that almost all the Drinos syncline has a intensive circulation of waters.
7. The presence of bromine and iodine at waters from Erind, Nokova, Fitore, Kalcat and Vurg wells shows that carbonate section is penetrated by migration of hydrocarbon.
8. The area is characterized by a low value of geothermal gradient sometimes to negative one which increases slightly passing to west and towards the south.

Επιμέλεια: Βιβλιοθήκη Θεοφράστου - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

συνολική έκταση 40 Km² και περιλαμβάνει στα όρια της τους δήμους Φιλιατρών και Γαργαλιάνων.

Το κλίμα της περιοχής χαρακτηρίζεται από Δ και ΒΔ/ζής διεύθυνσης ανέμους, μέση ετήσια θερμοκρασία 16,3 °C ενώ το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης ανέρχεται σε 784,23 mm (Βοραιοανατολικός σταθμός Γαργαλιάνων).

Πρόκειται για μία καθαρά αγροτική περιοχή με μεγάλες καλλιέργειες θερμοκηπιακών προϊόντων και ελαιοδένδρων, που απαιτούν αυξημένες ποσότητες αρδευτικού νερού. Την τελευταία δεκαετία έχουν ανορθωθεί στην περιοχή εκατοντάδες γεωτρήσεις στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα, κυρίως για την άρδευση των ελαιοδένδρων, που έχει οδηγήσει σε εκρηκτική αύξηση των ετήσιων αντλήσεων.

Ο σκοπός της μελέτης αυτής είναι η περιγραφή και ερμηνεία των υδρογεωλογικών συνθηκών που επικρατούν στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα της ΝΔ Τριφυλίας και η διάκριση – με κατάλληλες υδροχημικές μεθόδους – των κυρίαρχων μηχανισμών που συνεισφέρουν στην αυξημένη αλατότητα του καρστικού νερού.

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Οι ερευνητικές εργασίες στην περιοχή περιέλαβαν απογραφή των σημείων ύδατος, μετρήσεις της στάθμης του καρστικού υδροφόρου ανά τρεις περιόδους των υδρολογικών ετών 1998-00 και δειγματοληψίες νερού σε συνδυασμό με υπαίθριες και εργαστηριακές χημικές αναλύσεις.

Οι απαιθείς παράμετροι του υπόγειου νερού – θερμοκρασία, pH, ηλεκτρική αγωγιμότητα, δυναμικό οξειδοαναγωγής, διαλελυμένο οξυγόνο και CO₂ – μετρήθηκαν επί τόπου στην ύπαιθρο με χρήση ειδικών φορητών ομοκενών της HACH. Τα SO₄²⁻ ιόντα μετρήθηκαν με φασματοφωτόμετρο DR/2000 της HACH ενώ τα ιόντα Cl με τη μέθοδο τιτλοδότησης της HACH. Η ανάλυση των κατιόντων Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ και Na⁺ έγινε με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης.

Η επεξεργασία των αποτελεσμάτων των χημικών αναλύσεων πραγματοποιήθηκε με το υδροχημικό πρόγραμμα CH45 (ΛΑΜΠΡΑΚΗΣ, Ν. 1991).

3. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής έρευνας συνίσταται από τους Πρωζανικούς ανθρακικούς σχηματισμούς και τον Ολιγοκαινικό φλύσχη της ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως, πάνω στους οποίους επικαθόνται με στρωματογραφική ασφραγία τα Πλειοκαινικά ιζήματα και οι Τεταρτογενείς αλλοβιακές αποθέσεις (σχήμα 1).

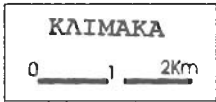
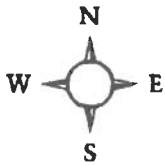
Οι TABITIAN κ.ά (1993) αναφέρουν ότι στη δημιουργία και εξέλιξη της περιοχής προπαρχικό ρόλο έπαιξαν οι ανοδικές κινήσεις που άρχισαν στο Τυρρηνίο και συνεχίζονται μέχρι σήμερα. Οι κινήσεις αυτές διαπιστώνονται από την παρουσία των Τεταρτογενών αναβαθμίσεων και της αντικλιμακτικής δομής των Ηωζανικών αβεστούλιθων (KELLETTAT et al., 1976).

Κυρίαρχο ρόλο στη γεωλογική κατασκευή της περιοχής παρουσιάζουν οι «αβεστούλιθοι Φιλιατρών». Πρόκειται για λευκούς έως τεφρούς στρωματώδεις αβεστούλιθους και δολομιτικούς αβεστούλιθους με λίγους πυριτόλιθους και με αξιόλογη περιεκτικότητα σε βιτουμένια. Κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό τους είναι η διάταξή τους σε δομή αντικλίνας, του οποίου ο άξονας διεύθυνεται ΒΒΑ-ΝΝΑ. Τα στρώματα παρουσιάζουν γενική διεύθυνση ΒΒΔ και μέση κλίση 20° ΒΒΑ.

Οι αβεστούλιθοι αυτοί παρουσιάζουν αυξημένη καρστικότητα κατά μήκος των μεγάλων ρηγιμάτων. Τα πιο χαρακτηριστικά καρστικά φαινόμενα της περιοχής είναι τα ανοιχτά σπήλαια – ενδείξεις παλαιοκαρστικής – που δημιουργήθηκαν από το «σκάψιμο» των κυμάτων που προσέκρουαν στη λοφοσειρά και διατηρήθηκαν και μετά τη βαθμιαία ανάδυσή της περιοχής.

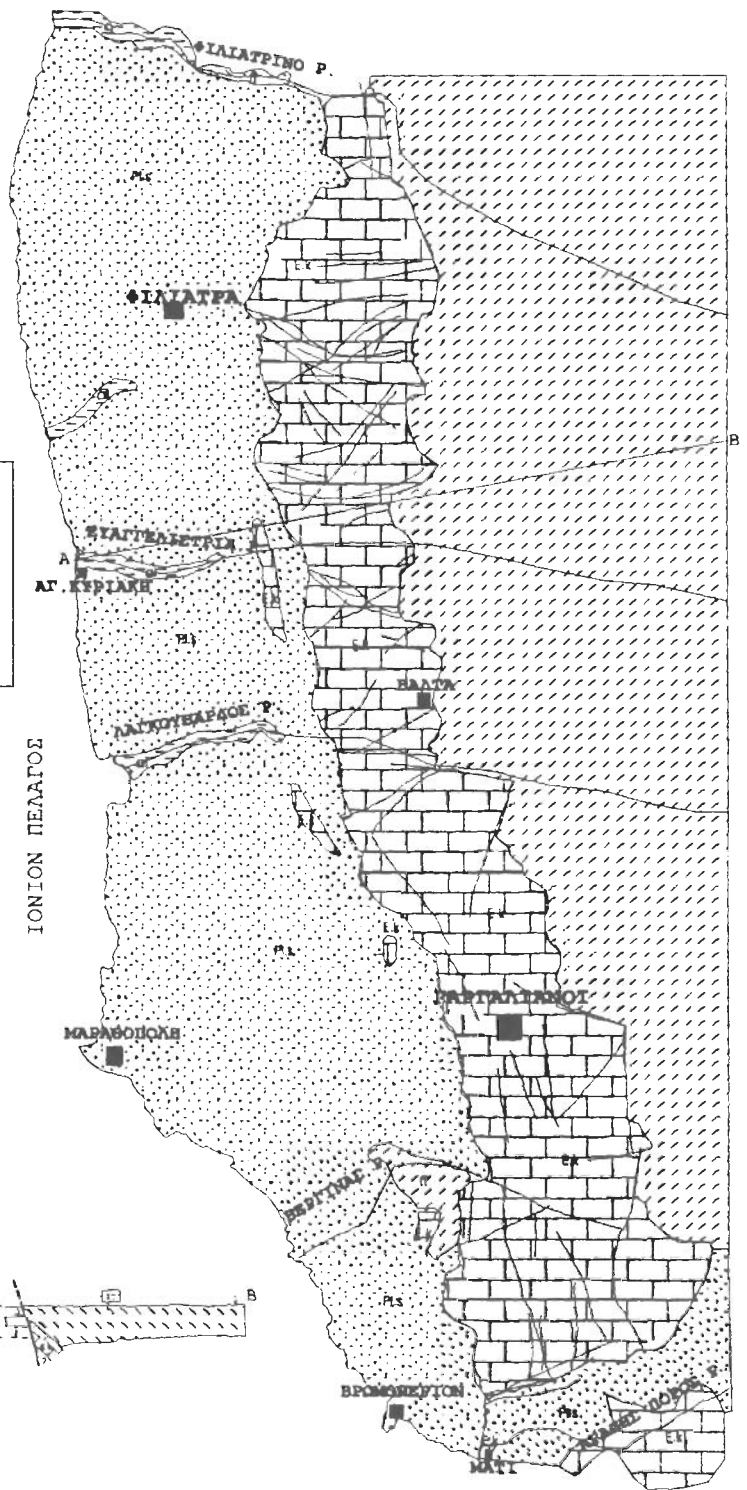
Ο σημαντικότερος υδροφόρος ορίζοντας της περιοχής έρευνας φιλοξενείται στα ανθρακικά ιζήματα της ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως. Η αυξημένη υδροφορία τους είναι αποτέλεσμα του δευτερογενούς πορώδους, που οφείλεται στη δράση τεκτονικών τάσεων εφελκυσμού και διάτμησης που οδήγησαν στον κατακεραματισμό των πετρωμάτων και το σχηματισμό των απαραίτητων αγωγών κυκλοφορίας του καρστικού νερού. Οι διεργασίες αυτές ενισχύονται από τη διαλυτική δράση του καρστικού νερού που προκαλεί τη διεύρυνση των καρστικών αγωγών.

Το νερό των καρστικών πετρωμάτων υφίσταται, την τελευταία δεκαετία, εντατική εκμετάλλευση από τους κατοίκους για αρδευτικούς σκοπούς. Εντούτοις, η εκρηκτική αύξηση των αντλήσεων στην περιοχή δεν φαίνεται να επηρέασε καθόλου τη δόξα του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα, όπως προέκυψε από σταθμημετρήσεις αλλά και το ισοζύγιο υπόγειων νερών που καταρτίστηκε για τον υδροφόρο αυτόν.



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

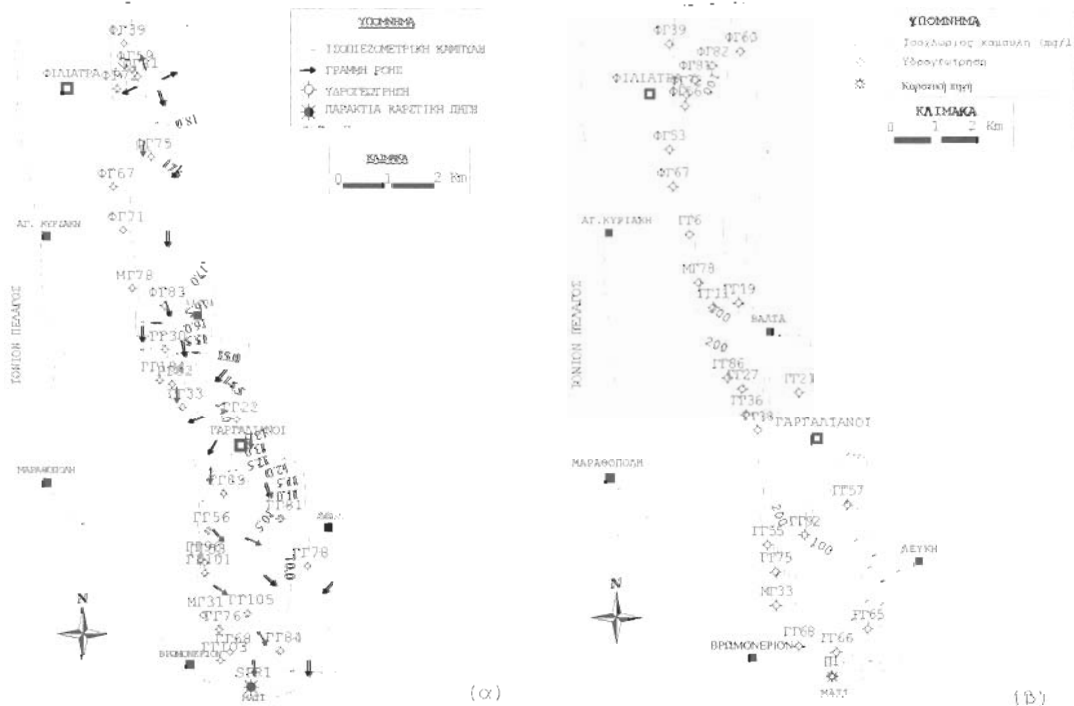
	ΑΛΛΟΥΒΙΑΚΕΣ ΑΠΘΩΣΕΙΣ
	ΠΑΛΕΟΚΑΙΝΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ
	ΦΛΥΣΧΗΣ ΟΛΙΓΟΚΑΙΝΟΥ
	ΗΘΚΑΙΝΙΚΟΙ ΑΣΒΕΣΤΩΛΙΘ
	ΚΑΝΟΝΙΚΟ ΡΗΤΜΑ



Σχήμα 1: Γεωλογικός χάρτης και τομή της περιοχής έρευνας (Γ.Γ.Μ.Ε., 1980)
 Figure 1: Geological map and cross-section of the study area (Γ.Γ.Μ.Ε., 1980)

3.1 ΠΙΕΖΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Η κατασκευή αξιόπιστων πιεζομετρικών χαρτών στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα της ΝΔ τριφυλίας πραγματοποιήθηκε μετά τη διασφάλιση συνθηκών ηρεμίας του υδροφόρου κατά τη διάρκεια των μετρήσεων και τη διενέργεια χωροσταθμικών μετρήσεων υψηλής ακρίβειας στα σημεία μέτρησης. Στο σχήμα 2α παρουσιάζεται ο πιεζομετρικός χάρτης που αντιστοιχεί στην περίοδο υψηλής στάθμης του καρστικού υδροφόρου (Απρίλιος 2000).



Σχήμα 2: (α) Πιεζομετρικός χάρτης και (β) χάρτης γεωγραφικής κατανομής των χλωριδίων στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα ΝΔ Τριφυλίας (Μάιος 2000)
 Figure 2: (a) Piezometric map and (b) map of the geographical distribution of chlorides at the SW Trifilia karstic aquifer (May 2000)

Από τη μελέτη του παραπάνω χάρτη προκύπτουν τα εξής:

- Η γενική διεύθυνση ροής του υπόγειου καρστικού νερού είναι από Β προς Ν προς την περιοχή της παράκτιας καρστικής πηγής Μάτι Γαργαλιάνων. Αποκλίσεις παρατηρούνται στην περιοχή ΒΔ των Γαργαλιάνων, όπου το νερό φαίνεται να κινείται σε μία διεύθυνση περίπου Α προς Δ και στην περιοχή ΒΑ του Βρωμονερίου όπου η φορά κίνησης μετατρέπεται σε ΝΑ.
- Το υδραυλικό φορτίο του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα παρουσιάζει θετικές τιμές σε όλη του την έκταση, ακόμη και στις παράκτιες περιοχές και μειώνεται σταδιακά από την περιοχή των Φιλιπτρών προς την περιοχή της παράκτιας καρστικής πηγής Μάτι Γαργαλιάνων, με απολυτές στάθμες που ξεπερνούν τα +10 m.
- Η μέση υδραυλική κλίση ανέρχεται σε 1,1‰ και κυμαίνεται από 0,17 έως 3,2‰.

Από τη σύγκριση διαδοχικών πιεζομετρικών χαρτών από ξηρές και υγρές περιόδους προκύπτει ότι η μέση ετήσια διακύμανση της στατικής στάθμης του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα ανέρχεται σε 1.055 m για το υδρολογικό έτος 1999-00 ενώ για το έτος 1998-99 ανήλθε σε 2.645 m.

3.2 ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ

Το ισοζύγιο υπόγειων νερών εκφράζεται από τη σχέση (TODD, D. 1980): Εισροές = Εκροές ± υπόγεια αποθήκευση. Για την περιοχή έρευνας η σχέση αυτή μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$I_p + I_w = Q_1 + Q_2 + q \pm R_f \text{ όπου}$$

I_p η κατεισδύση, I_w η διήθηση από την κοίτη των ποταμοχειμάρρων, Q_1 οι υπόγειες εκροές, Q_2 η παροχή της καρστικής πηγής, q οι ετήσιες αντλούμενες ποσότητες νερού και R_f τα ρυθμιστικά αποθέματα.

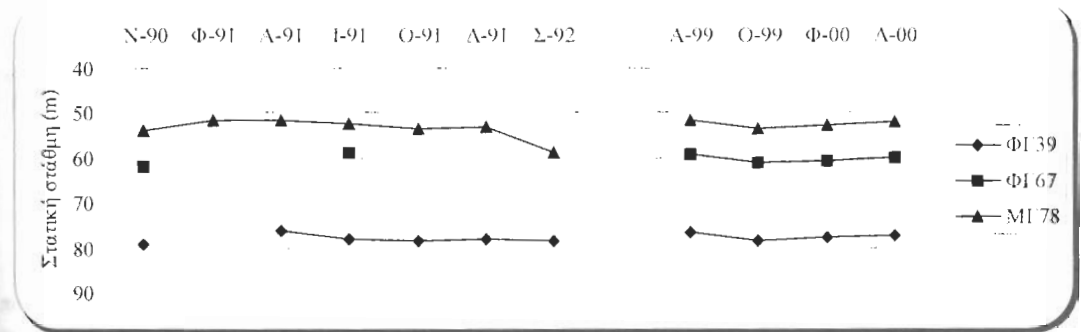
Η παράμετρος της διήθησης, μέσω της κοίτης του χειμάρρου Λαγκούβαρδου, μετρήθηκε σε ημερήσια βάση, με χρήση μιλίσζου, ως η διαφορά της απορροής στα σημεία εισόδου και εξόδου του χειμάρρου στους ασβεστόλιθους Φιλιατρών. Από τις μετρήσεις αυτές εκτιμήθηκε και ο συντελεστής κατεισδύσης των ασβεστόλιθων, που ανέρχεται στο 50% της ετήσιας βροχοπτώσης. Η παροχή της καρστικής πηγής Μάτι Γαργαλιάνων προσδιορίστηκε με μετρήσεις μιλίσζου, οι ετήσιες αντλούμενες ποσότητες νερού από στοιχεία που χορηγήθηκαν από τον Τ.Ο.Ε.Β Φιλιατρών και από στοιχεία των ιδιοκτητών των γεωτρήσεων ενώ τα ρυθμιστικά αποθέματα από τα δεδομένα των πιεζομετρικών μετρήσεων. Τέλος, οι υπόγειες εκροές προσδιορίστηκαν ως η διαφορά μεταξύ των συνολικών εισροών και εκροών από την υδρογεωλογική λεκάνη. Στον πίνακα 1 που ακολουθεί παρουσιάζεται το ισοζύγιο υπόγειων νερών του καρστικού υδροφόρου οριζοντα για το υδρολογικό έτος 1999-2000.

Πίνακας 1: Ισοζύγιο υπόγειων νερών του καρστικού υδροφόρου οριζοντα ΝΑ Τριφυλίας για το υδρολογικό έτος 1999-2000 (m³)

Table 1: Hydrogeological water-balance of SW Trifilia karstic aquifer for the hydrological year 1999-2000 (m³)

Υδρολογικό Έτος	Εκταση (Km ²)	I_p ($\times 10^6$)	I_w ($\times 10^6$)	Q_1 ($\times 10^6$)	Q_2 ($\times 10^6$)	Q ($\times 10^6$)	R_f ($\times 10^6$)
1999-2000	40	11.64	4.14	4.83	0.15	10.8	0.84

Από το ισοζύγιο αυτό φαίνεται καθαρά ότι ο συνολικός ετήσιος φυσικός εμπλουτισμός του υδροφόρου οριζοντα είναι μεγαλύτερος από τις ετήσιες αντλήσεις, γεγονός που εξηγεί τη χρονικά σταθερή πορεία της πιεζομετρικής του επιφάνειας (σχήμα 3). Η διαφορά εισροών και εκροών του ισοζυγίου αντιστοιχεί στην ποσότητα του καρστικού νερού που εκρέει υποθαλάσσια από τον υδροφόρο.



Σχήμα 3: Χρονική εξέλιξη των επιπέδων στάθμης σε κοιτικές γεωτρήσεις Φιλιατρών
Figure 3: Temporal evolution of the water levels at the Filiatra public wells

4. ΥΔΡΟΧΗΜΕΙΑ

Προκειμένου να διερευνηθεί ο γεωχημικός χαρακτήρας του καρστικού νερού πραγματοποιήθηκαν ετεταγμένες δειγματοληψίες σε 4 σφωλιτικά υδρολογικές περιόδους των ετών 1999-2000 για χημική ανάλυση των φυσικοχημικών του παραμέτρων επί τόπου στην ύπαιθρο και των αντίστοιχων χημικών του στο εργαστήριο Υδρογεωλογίας του Πανεπιστημίου Πατρών.

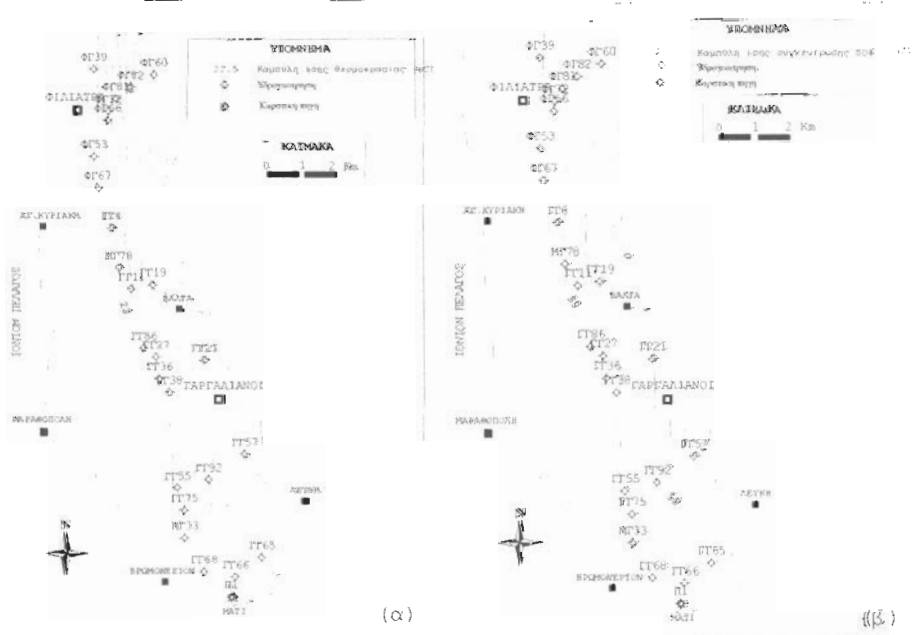
Στον πίνακα 2 που ακολουθεί απεικονίζεται η στατιστική ανάλυση των κυριότερων φυσικοχημικών παραμέτρων του καρστικού νερού (Πηγαϊκή Βιβλιοθήκη Θεόδωρος Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.) τους απόκλιση).

Πίνακας 2: Στατιστικά υδροχημικά χαρακτηριστικά του καρστικού υδροφόρου οριζοντία (Μάιος 2000). T: Θερμοκρασία (°C), Eh: Δυναμικό οξειδοαναγωγής (mV), EC: Ηλεκτρική αγωγιμότητα (μS/cm). Ιοντικές συγκεντρώσεις σε mg/l
Table 2: Statistical hydrochemical characteristics of the karstic aquifer (May 2000). T: Temperature (°C), Eh: Redox potential, EC: electrical conductivity (μS/cm). Ionic concentrations in mg/l

	T	pH	Eh	DO ₂	CO ₂	EC	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Min	19.7	7.28	-1	1.02	24	681	17.4	72.1	11	0.13	18	0
Max	24.3	8.15	276	5.3	135	2290	51.5	165	218	8.03	338	124
Aver	21.8	7.65	139	2.92	68.1	1440	36.8	103	92.8	3.88	157	53.9
St.D	1.15	0.23	71.5	1.36	27.7	427	8.15	21.7	56.1	1.96	98	30.6

Στο σχήμα 2β παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των χλωριόντων στον καρστικό υδροφόρο οριζόντιο, ενός στοιχείου που σχετίζεται άμεσα με τις διαδικασίες της υφαλμύρισης. Από το σχήμα αυτό φαίνεται ότι οι συγκεντρώσεις των χλωριόντων αυξάνονται γενικά κατά τις διευθύνσεις Βπρος Ν και Α προς Δ, που συμπίπτουν και με τη διεύθυνση ροής του υπόγειου νερού.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι μετρήσεις της θερμοκρασίας του καρστικού νερού, οι οποίες κυμαίνονται από 19.7 έως 24.3 °C (σχήμα 4α). Οι μικρότερες τιμές απαντώνται στο ανατολικό τμήμα του υδροφόρου, το οποίο και γενικά χαρακτηρίζεται από νερό Ca²⁺-HCO₃⁻ τύπου ενώ οι μεγαλύτερες τιμές στο βόρειο τμήμα, δηλαδή στην ευρύτερη περιοχή Φιλιατρών. Οι αυξημένες αυτές τιμές της θερμοκρασίας μπορούν να αποδοθούν σε κατεισδυση μετεωρικού νερού σε μεγάλη βάρη μέσω ρηγμάτων, όπου θερμαίνεται, εμπλουτίζεται σε συστατικά του υποβάθρου και κατόπιν ανέρχεται και αναμιγνύεται με το καρστικό νερό. Κατά την άνοδο του διαλύει στρώματα ανυδρίτη και εμπλουτίζεται σε θειικά ιόντα ενώ η παρουσία H₂S (περιοχή Βρωμονερίου) οφείλεται στην αναγωγή των SO₄²⁻ ιόντων, όπως συμβαίνει και σε άλλες περιοχές της δυτικής Πελοποννήσου (KALLERGIS, G. & LAMBRAKIS, N. 1992). Τα στρώματα ανυδρίτη αυτά έχουν διατηρηθεί σε γωύτρωση βάθους 3754 m της Β.Ρ στην περιοχή Φιλιατρών (ΚΑΜΠΕΡΗΣ, Ε. 1987).



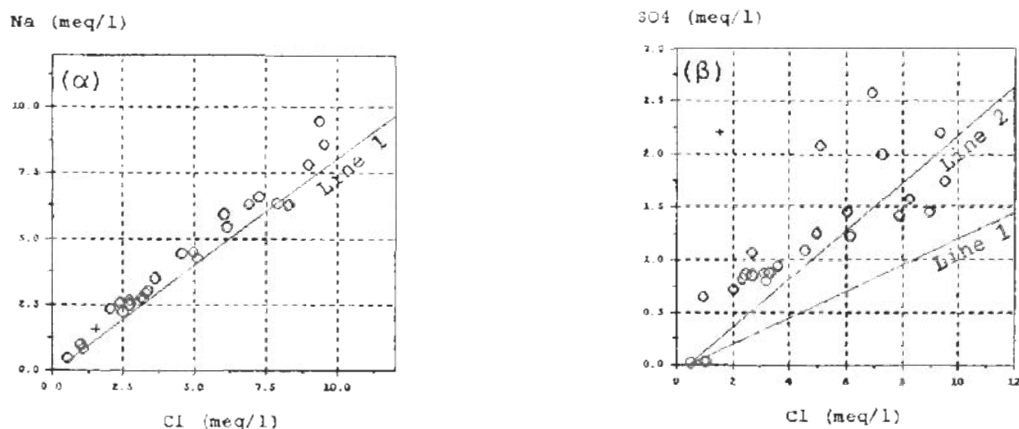
Σχήμα 4: (α) Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας και (β) των θειικών ιόντων στον καρστικό υδροφόρο οριζόντιο ΝΑ Τριφυλίας (Μάιος 2000)

Figure 4: (a) Geographical distribution of temperature and (b) sulfides at the karstic aquifer of the NE Peloponnese (May 2000)

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Γεωγραφικών Τμημάτων Α.Π.Θ.

Προκειμένου να διαχωριστούν, οι υδροχημικοί μηχανισμοί που συνεισφέρουν στην υπαλιμύρωση του καρστικού νερού χρησιμοποιήθηκαν τα διαγράμματα ιοντικών συγκεντρώσεων (cross-plots) $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ και $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$, μία μέθοδος που έχει εφαρμοστεί με επιτυχία σε ανάλογες περιπτώσεις από διάφορους ερευνητές (TELLAM, J. H. & LLOYD, J. W. 1986, FIDELIBUS, M.D. & TULIPANO, L. 1990, SANCHEZ MARTOS, F. et al., 1999). Στο σχήμα 5α παρουσιάζεται το διάγραμμα $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$, από το οποίο προκύπτει η γραμμική συσχέτιση των δύο αυτών ιόντων, που δηλώνει την κοινή προέλευσή τους. Η προέλευσή τους έχει άμεση σχέση με το θαλασσινό νερό, δεδομένου ότι τα δείγματα διατάσσονται σχεδόν παράλληλα με τη γραμμική μίξης γλυκού και θαλασσινού νερού (Line 1).

Αντίθετα από το σχήμα 5β προκύπτει ότι τα SO_4^{2-} ιόντα δεν προέρχονται από μηχανισμούς μίξης γλυκού και θαλασσινού νερού αφού όλα τα δείγματα διατάσσονται πάνω από την αντίστοιχη γραμμική μίξης (Line 1). Η διάταξη των ιόντων πολύ κοντά στη γραμμική μίξης 2 (Line 2) υποδηλώνει ότι το καρστικό νερό έχει έρθει σε επαφή με εβαποριτικά στρώματα, από τα οποία έχει εμπλουτιστεί σε θειικά ιόντα. Η παρατήρηση αυτή σε συνδυασμό με τη γεωγραφική κατανομή των ιόντων αυτών (σχήμα 4β, από την οποία φαίνεται η αυξημένη συσχέτιση τους σε όλη την έκταση του υδροφόρου οριζόντα - με αιχμηρή τιμών στην ευρύτερη περιοχή Βρωμονερίου - και τις αυξημένες τιμές θερμοκρασίας του καρστικού νερού, δείχνει ότι η κατεύθυνση μετεωρισμού νερού σε μεγάλο βάθος αποτελεί πολύ πιθανόν έναν από τους μηχανισμούς υπαλιμύρωσης τον καρστικού υδροφόρου οριζόντα.



Σχήμα 5: Διαγράμματα ιοντικών συγκεντρώσεων (α) $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ και (β) $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$

στον καρστικό υδροφόρο οριζόντα ΝΔ Τριφυλίας Μάιος 2000). ο: καρστικό νερό, +: χείμαρρος Λαγκούβαρδος. Line 1: Γραμμική μίξης γλυκού θαλασσινού νερού, Line 2: Γραμμική μίξης γλυκού νερού και νερού εβαποριτικών ιζημάτων.

Figure 5: Cross-plots (a) $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ and (b) $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ in the SW Trifilia karstic aquifer (May 2000). ο: karstic water, +: Lagouvardos stream. Line 1: Fresh water - sea water mixing line, Line 2: Mixing line of fresh water with water of evaporitic sediments

Σημαντικό ρόλο επίσης στην αυξημένη αλατότητα του καρστικού νερού παίζει και η διήθηση μεγάλων ποσοτήτων νερού ετησίως από την κοίτη των ποταμοχειμάρρων της περιοχής ($4.14 \times 10^9 \text{ m}^3$). Το νερό των χειμάρρων αυτών παρουσιάζει υψηλές τιμές Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} και Cl^- , λόγω απόπλυσης των Πλειοκαινικών θαλασσίων ιζημάτων (ασβεστοφαμίτες), με αποτέλεσμα να συμβάλλει στην αύξηση των τιμών της αλατότητας του καρστικού νερού.

Η συμμετοχή των θαλασσινού νερού στις υδροχημικές διαδικασίες υπαλιμύρωσης τον καρστικού υδροφόρου οριζόντα δια μηχανισμών π.χ. σωλήνων Venturi ή παρόμοιων, φαίνεται πολύ πιθανή. Η ανάμιξη του με το γλυκό νερό δεν προκαλείται όμως από τη γνωστή διαδικασία μείωσης ή ανατροφής της φυσικής υδραυλικής κλίσης τον υδροφόρου προς τη θάλασσα που προκαλούν οι έντονες αντλήσεις σε παράκτιες περιοχές (ΣΑΜΠΑΤΑΚΑΚΗΣ, Π. & ΜΑΚΡΗΣ, Α., 1993 και ΤΑΒΙΤΙΑΝ, C. & ΣΑΜΠΑΤΑΚΑΚΙΣ, Ρ., 1994). Αντίθετα, φαίνεται να υπάρχει μία φυσική υδραυλική επικοινωνία γλυκού και θαλασσινού νερού, τουλάχιστον όσον αφορά την παράκτια υπαλιμύρωση καρστική πηγή Μάτι Γαργαλιάνων. Το ίδιο είναι πιθανόν να συμβαίνει και στο δεύτερο μεγάλο μέτωπο υπαλιμύρωσης ΝΔ της Βάλτας (βλ. σχήμα 2β), όπου υπάρχει και το μεγάλο κατακόρυφο ρήγμα του Λαγκούβαρδου. Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η υδρογεωλογική έρευνα στον **καρστικό υδροφόρο ορίζοντα** ΝΔ Τριφυλίας έδειξε τα εξής:

- Υπάρχει πλεόνασμα στο ισοζύγιο εισροών-εκροών στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα ΝΔ Τριφυλίας. Εξαιτίας του αυξημένου αυτού φυσικού εμπλουτισμού, οι έντονες αντλήσεις της τελευταίας δεκαετίας ($10.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ετησίως) δεν φαίνεται να έχουν προκαλέσει περαιτέρω προβλήματα ποιοτικής υποβάθμισης του καρστικού νερού.
- Παρατηρήθηκαν αυξημένες θερμοκρασίες του υπόγειου καρστικού νερού, ιδιαίτερα στην περιοχή Φιλιατρών, που αποτελούν ένδειξη κατειόδουσης μετεωρίζου νερού σε μεγάλο βάθος και διάλυσης συστατικών του υποβάθρου. Οι σχετικά αυξημένες συγκεντρώσεις θεϊκών ιόντων πιθανόν να οφείλονται σε διάλυση εβαιοποιητών στρωμάτων, που υπάρχουν σε μεγάλο βάθος στην περιοχή, όπως φάνηκε από την ανάλυση του διαγράμματος $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}$.
- Η διεύδυση του θαλασσινού νερού στον καρστικό υδροφόρο ορίζοντα δεν προκαλείται από ανθρώπινες επιμβάσεις (υπεραντλήσεις) αλλά πρωτογενώς από φυσικούς μηχανισμούς επιζωονιότητας του γλυκού με το αλμυρό νερό.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα έρευνα χρηματοδοτήθηκε από την **Επιτροπή Έρευνών** του Πανεπιστημίου Πατρών στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος «Διερεύνηση των υδροχημικών μηχανισμών υφαλιμύρωσης των παράκτιων υδροφόρων οριζόντων».

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- FIDELIBUS, M.D. & TULIPANO, L. 1990. *Major and minor ions as natural tracers in mixing phenomena in coasta carbonates aquifers of the Apulia*. *Proceedings of the 11th Salt Water Intrusion Meeting*, 283-293.
- Ι.Γ.Μ.Ε. 1980. *Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, Φύλλο Φιλιατρά*.
- KALLERGIS, G. & LAMBRAKIS, N. 1992. *Contribution à l'étude des sources thermominérales de Kaiáfa*. *Hydrogéologie*, 3, 127-136.
- ΚΑΜΠΕΡΗΣ, Ε. 1987. *Γεωλογική και Πετρελαιολογική μελέτη της ΒΔ Πελοποννήσου*. Διδακτορική διατριβή, Ε.Μ.Π., σελ. 143.
- KELLETTAT, D., KOWALCZYC, G., SCHRÖDER, B. & WINTER, K.P. 1976. *A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian coastal region*. *Z. dt. geol. Ges.* 127, Hannover, 447-465.
- ΛΑΜΠΡΑΚΗΣ, Ν. 1991. *Επεξεργασία των δεδομένων αναλύσεων των νερών*. *Ορυκτός Πλούτος*, 74, 53-60.
- ΣΑΜΠΑΤΑΚΑΚΗΣ, Π. & ΜΑΚΡΗ, Α. 1993. *Φαινόμενα υφαλιμύρωσης και δυναμότητες ορθολογικής διαχείρισης σε παράκτιους υδροφόρους της ΝΔ και της ΝΑ Πελοποννήσου*. Πρακτικά 2^{ου} Πανελληνίου Υδρογεωλογικού Συνεδρίου, 821-841.
- SANCHEZ MARTOS, F., PULIDO BOSCH, A. & CALAFORRA, J. 1999. *Hydrochemical processes in an arid region Europe (Almeria, SE Spain)*. *Applied Geochemistry*, 14, 735-745.
- TAVITIAN, C. & SAMPATAKAKIS, P. 1994. *Aspects of groundwater salinization in Filiatra limestones*. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXX/4, 201-210.
- TELLAM, J.H. & LLOYD, J. W. 1986. *Problems in the recognition of seawater intrusion by chemical means: an example of apparent chemical equivalence*. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 19, 389-398.
- TODD, D. 1980. *Groundwater Hydrology*, 535pp. (John Wiley & Sons, 2nd edition).
- TAVITIAN, K., ΘΗΝΙΑΚΟΣ, Α. & ΚΑΛΛΕΡΓΗΣ, Γ. 1993. *Συντελεστής διήθησης στις κοίτες των χερμαίων σε Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους της ζώνης Τριπόλεως στη Δ. Τριφυλία*. Πρακτικά 2^{ου} Υδρογεωλογικού Συνεδρίου, 447-460.

Distribution of hydrochemical parameters

The map of the distribution of chloride (Cl) in the aquifers (Figure 2) shows a general increase of the ion concentration down-gradient, to the north towards the coastal line. Chloride concentrations are lower along the main river courses and especially along the river Asopos, compared to the neighbouring areas. In addition to the afore observed trend, statistical analysis carried out exhibits a general increase of the chloride concentrations to an eastwards direction (Voudouris et al., 2000a). Despite however the described general trends, specific areas characterised by significant increase in chloride concentrations are observed along the coastal zone between Kato Assos and Vrachati and especially along the easternmost part of the studied region, between Lecheo and Ancient Corinth, as illustrated in Figure 2.

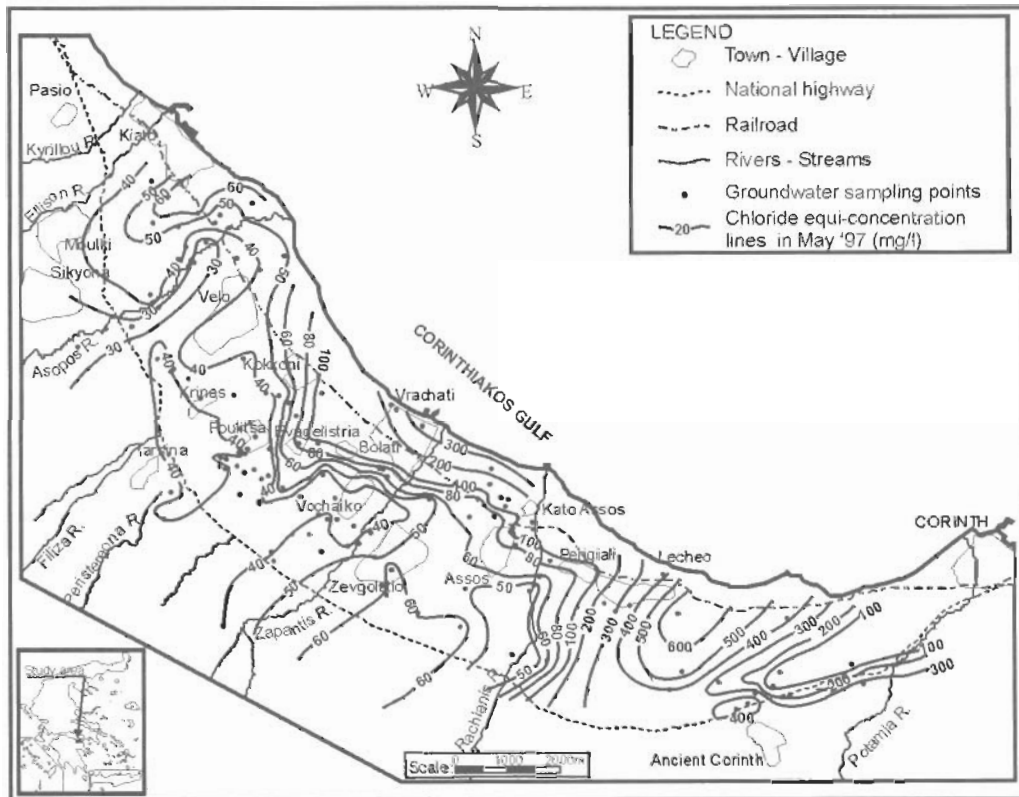


Figure 2: Chloride ion distribution map.

Nitrates are noticeable throughout the entire region (Figure 3), rendering most of the analysed waters improper for human consumption, as concentrations by far exceed 50mg/l (E.U. Council, 1998). No specific pattern can be identified with regard to nitrates concentration distribution. However, the following remarks may be made: highest concentrations are observed in specific areas, namely at Lecheo-Ancient Corinth area, Kato Assos, Kokkoni-Evangelistria, Krines, Zevgolatio, Velo-Moulki-Sikyona. On the contrary, low concentrations are mainly observed along the southernmost part of the studied region, and along the coastal lines at Vrachati and at the river Asopos estuary.

Electrical conductivity generally increases eastwards and this is also indicated by the statistical analysis of the hydrochemical data (Voudouris et al., 2000a), and reaches its peak at the Lecheo area ($EC > 4000 \mu S/cm$). On the contrary, its lowest values are exhibited along the southwestern part of the region, where river Asopos flows through the plain.

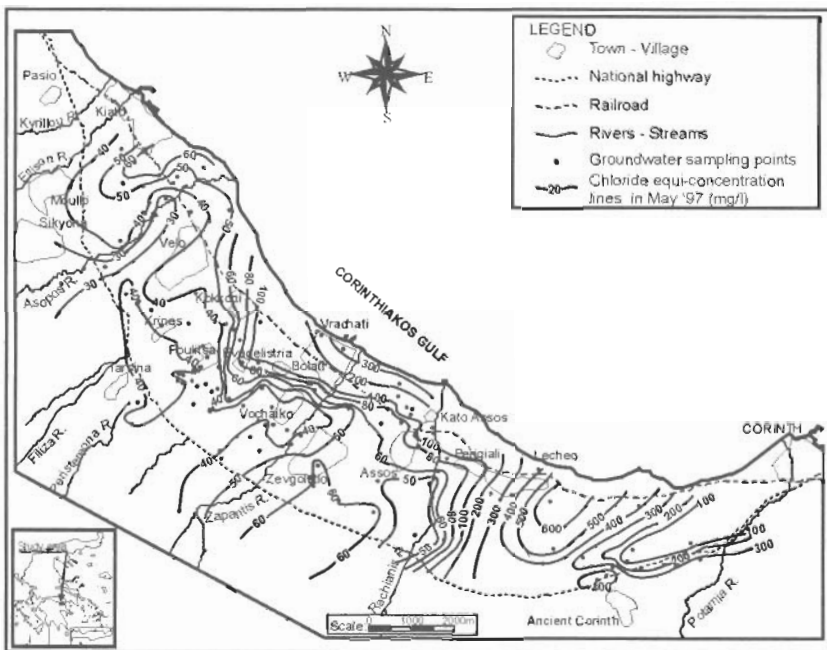


Figure 3: Nitrates distribution map.

Durov classification

Interpretation of the hydrochemistry of the groundwaters has been carried out using the expanded Durov diagram (Burdon et al., 1958; Lloyd et al., 1985). Four major water types have been identified on the basis of their major ion composition and have been distributed geographically (Figure 4). The characteristics of those types are as follows:

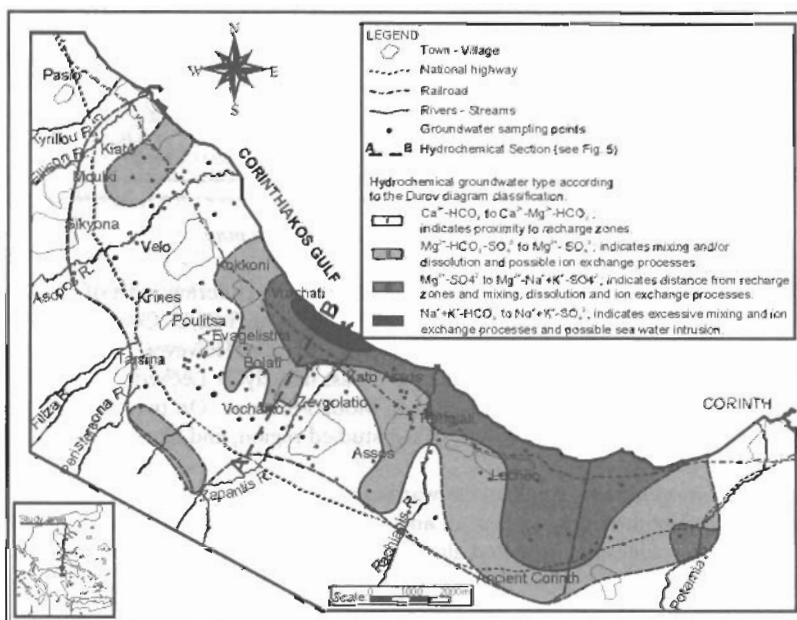


Figure 4: Geographical distribution of identified water types.
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

Type I: A Ca^{2+} to Ca^{2+} , Mg^{2+} - HCO_3^- water, which indicates proximity to the recharge zones of the aquifer system. Recharge occurs mainly from carbonate-dolomitic rocks, or from sediments rich in such material, such as sandstones, conglomerates etc. This type of water occurs along the southern and especially the southwestern part of the studied area.

Type II: A Mg^{2+} - HCO_3^- , SO_4^{2-} to Mg^{2+} - SO_4^{2-} water, which indicates mixing process of recharge with resident water and/or initiation of dissolution processes. Ion exchange processes are also possible. Geographically, this water type is developed at a NW-SE direction, whilst it also appears at a narrow stripe between the rivers Peristerona and Zapantis and also west of river Asopos. It mainly denotes a transitional phase from recharge areas to end-water members.

Type III: A Mg^{2+} - SO_4^{2-} , to Mg^{2+} , Na^+ , K^+ - SO_4^{2-} water, which denotes water at distance from the main recharge zones, but still relatively fresh. Mixing with resident groundwater and dissolution are the prevailing mechanisms. Ion exchange may also have influenced this water type. Analysis of the samples that fall in this category suggests that the marginal samples are subject to saline water intrusion. This water type is found further downstream of water type II and especially along the northwestern part of the studied system, at the areas of Lecheo, Perigiali, Kato Assos and Vrachati.

Type IV: A Na^+ , K^+ - HCO_3^- , to Na^+ , K^+ - SO_4^{2-} water, which denotes excessive mixing and ion exchange processes, and possibly saline water intrusion from the sea, despite the observed high bicarbonate concentrations (Panagopoulos et al., 1999a). The low chloride concentrations observed in this water type do pose a problem in fully accepting the possibility of saline intrusion. This type of water is only seen at a restricted area along the coastline of Vrachati.

Groundwater evolution

Groundwater evolution study had to be based on the sampling sessions conducted within the framework of this study, as no reliable historical data exists. A hydrochemical section A-B across the studied region is presented in Figure 5, where all four identified water types are met.

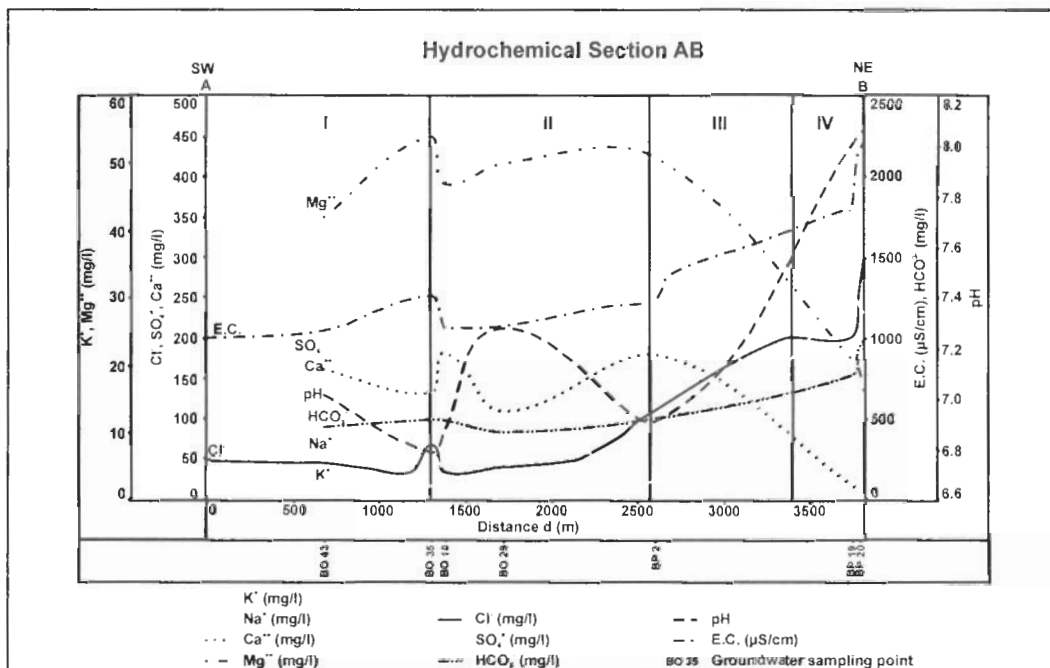


Figure 5: Hydrochemical section across the studied region. Direction A-B as seen in figure 4.

In the southernmost part of the section (A), it can be seen that the prevailing ions are calcium, magnesium and bicarbonates, whilst sodium, potassium and chlorides are low in concentrations. Moving northwards to the coastline, where the end-point waters of the studied system exist, the concentrations are dramatically altered

and sodium, potassium and chloride are the prevailing ions, whereas calcium and magnesium are almost diminished and bicarbonates decreased. As expected, electrical conductivity follows a similar pattern, hence it is low upstream and progressively increases towards the coast. It becomes apparent that along the section's direction a number of hydrochemical alterations take place. Hence, in the southern part fresh recharge water enters the system and progressively mixes with residence water of the aquifer system. The mixing ration increases moving northwards. As the distance from the recharge region increases, lithology becomes finer and water mobility decreases, mixing becomes less important and ion exchange dominates. The latter process is enhanced also by saline intrusion at the Vrachati area, as suggested by the abrupt changes observed in ion concentrations (water type IV).

To the west of the section, groundwaters exhibit a different evolution. Hence, ion exchange does not appear to be of importance, indicating that recharge is richer and water mobility higher. As a result, mixing and dissolution probably are the prevailing processes. Saline water intrusion is not apparent due to both the increased recharge and also the finer lithology along the coastal line, which acts as a barrier to the sea.

The eastern part of the aquifer system resembles the evolution described along the hydrochemical section, with the exception of the strong ion exchange processes exhibited in the end-point of the system (B point of the hydrochemical section). This differentiation is attributed to the restricted saline water intrusion and also to localised hydrogeological conditions that result in very shallow water levels, hence, in water salinisation from percolation of irrigation waters and fertiliser remnants.

Nitrates are generally high all over the studied system and in conjunction to the entire ion composition of the examined samples it was concluded that groundwaters fail in most of the cases the drinking standards set by E.U. (E.U. Council, 1998), and in many areas they are problematic even for irrigation purposes (Voudouris et al., 2000b; Panagopoulos et al. 1999b). Apart from the observed high nitrate background concentration, distinctive areas exhibit peak concentrations in excess of 100mg/l that are attributed to point pollution sources from landfill leachates, irrigation returns and effluent from domestic and livestock waste. As shown in similar studies (Chettri et al., 1995; Panagopoulos et al. 1995), these waters indicate locations nearby recharge areas and/or of favourable conditions for infiltration of polluted surface water to the shallow saturated zone.

Conceptual model

A shallow unconfined aquifer is superimposed on successive confined or semi-confined aquifers. Due to the discussed heterogeneity, these aquifers are either bounded by lateral lithological transitions, or extend into an adjacent unit. In parallel, within the secluded thyrranian conglomerate blocks overhanging aquifers of low potential may develop. As a result of the described geometry, a number of distinct aquifer units of local significance and small extent have developed and are evidenced by the observation of varying piezometric heads in adjacent wells-boreholes. Despite the documented heterogeneities however, it is suggested that on a regional scale a uniform aquifer may be considered on the basis that observed lithological anomalies are not extensive and most groundwater level measurements are indicative of a single piezometric surface (Panagopoulos et al., 1999a).

Groundwater crossflow from the formations that bound the studied aquifer system along its southern boundary, is one of the most important recharge sources to the studied system (Figure 6). This source is of importance mainly along the fluvial and torrential deposits of the contemporary streams, especially so at the River Asopos deposits. The lithology of the fluvial deposits suggest that conditions are favorable for river water infiltration to the saturated zone, and this is proved by the results of the differential discharge measurements carried out along the river Asopos.

Overland flow from the Thyrranian deposits are also contributing to the recharge of the system. Direct recharge from infiltrated precipitation also exists but it is not thought to be significant compared to the other sources. Winter-time flood irrigation is commonly practiced along the entire region and this contributes significantly to the recharge of the system, as it is applied for prolonged periods at large areas.

Finally, saline water intrusion recharges the aquifer system at least seasonally, over the dry summer and autumn period. Although this phenomenon is thought to occur at various scales along the coastline, it is more apparent at Lecheo, Kato Assos and Vrachati. It has to be stressed however, that so far the salinisation of the system is restricted due to the geological conditions along the coastline and also due to the fact that over the wet season groundwater levels along the coastal part of the system recover at positive hydraulic heads.

Overall, the system receives higher recharge along its western part (river Asopos), whereas towards the east it reduces considerably. Recharge from surface water percolation (irrigation returns and to a minor extent precipitation) is important across the region but plays a major role to the

system's evolution along the eastern part, where groundwater levels are very shallow).

5. CONCLUSIONS

It has been demonstrated that examination of hydrochemical data can provide useful information with regard to the hydraulic controls on an aquifer system. The main recharge areas were identified and an understanding of the flow mechanisms developed. Groundwater quality was found to be unsuitable for human consumption in most of the areas and even problematic for irrigation purposes in large parts of the region. This condition is a result of the local hydrogeological conditions, coupled with the traditionally applied flood irrigation, the over-fertilization and the complete lack of environmental awareness regarding waste disposal.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to acknowledge the cooperation of the staff of the Ministry of Agriculture, Directorate General of Land Reclamation, Directorate of Geology-Hydrology, who contracted the National Technical University of Athens the research project feasibility study for the application of artificial recharge in the northern Corinth's Prefecture coastal aquifer system, within the framework of which was the current study elaborated. The members of the research team who worked together in order to successfully complete the project are thanked for their patience, and enthusiastic and fruitful participation.

REFERENCES

- APPELO C., POSTMA D., 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema, Rotterdam.
- BURDON D., MAZLOUM S., 1958. Some chemical types of groundwater from Syria. *Proc. UNESCO Symposium in Teheran*, pp.73-90.
- CHEITRI M., SMITH G., 1995. Nitrate pollution in groundwater in selected districts of Nepal, *Hydrogeology Journal*, v.3-1, pp.71-76.
- DASKALAKI P., VOUDOURIS K., DIAMANTOPOULOU P., 1998. Hydrochemical study of North Peloponnesus quaternary and plio-pleistocene aquifers, *Proc. 4th Int. Conference Protection and Restoration of the Environ-*