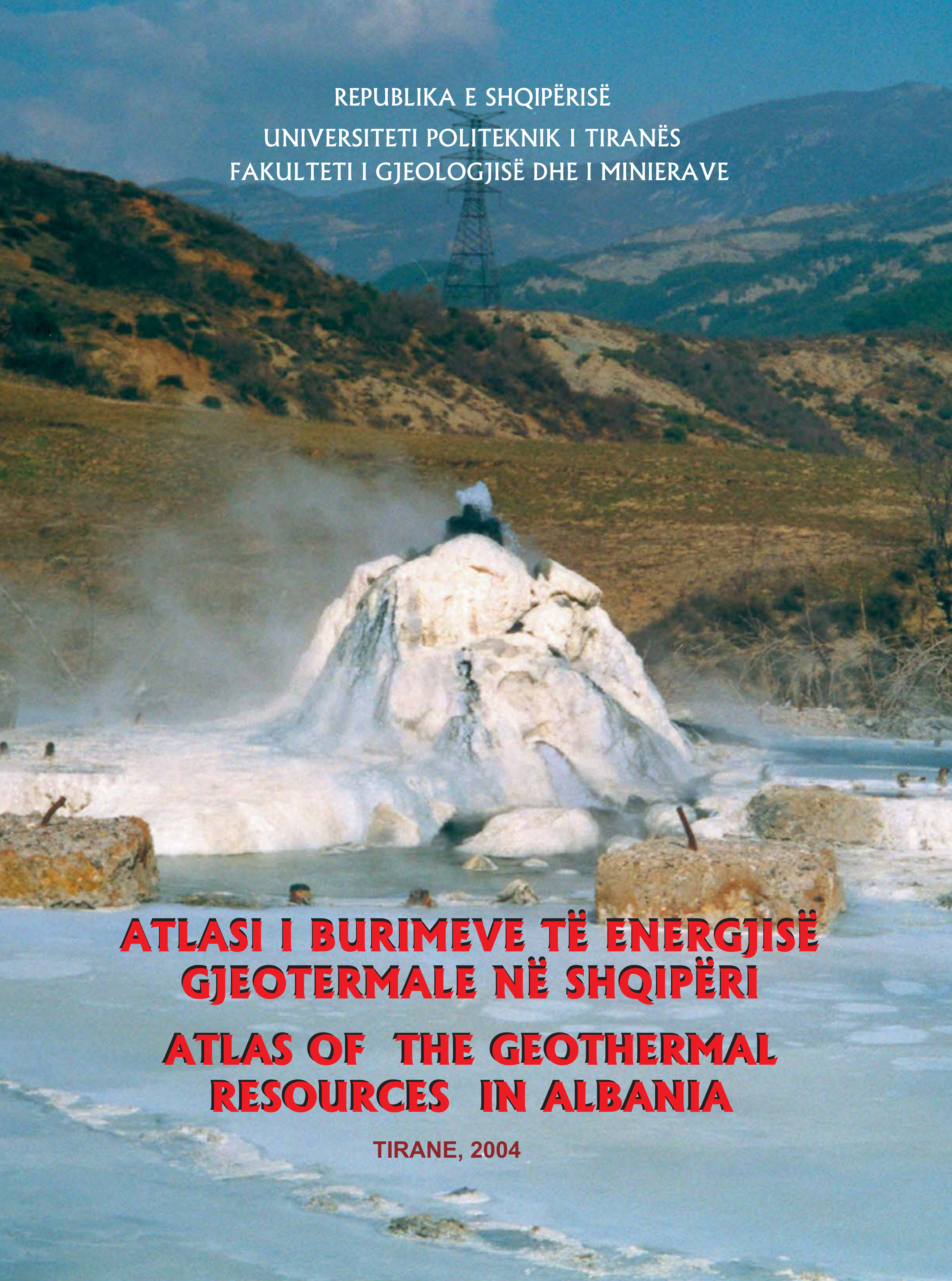


REPUBLIKA E SHQIPËRISË

UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS

FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE

ATLASI I BURIMEVE TË ENERGJISË GJEOTERMALE NË SHQIPËRI

ATLAS OF THE GEOTHERMAL RESOURCES IN ALBANIA

TIRANE, 2004

REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE

ATLASI I BURIMEVE TË ENERGJISË GJEOTERMALE NË SHQIPËRI

MONOGRAFI

ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES IN ALBANIA

Tiranë, 2004

AUTORËT
AUTHORS

Prof. Dr. Alfred Frashëri* & Dr. Vladimir Çermak**.
(Bashkëdrejtues të projekteve – Co-coordinators of the Projects),
Prof. Dr. Muhamet Doracaj*
Prof. Dr. Rushan Liço*
Dr. Jan Safanda**
Dr. Fiqiri Bakalli*
Dr. Milan Kresl**
Dr. Nazif Kapedani***
Dr. Peter Stulc**
Dr. Esat Malasi*
Ing. Burhan Çanga*
Ing. Hilmi Halimi*
Ing. Edlir Vokopola*
Ing. Lenka Kuçerova**
Ing. Enkeleida Jareci*

GRUPI SHKENCOR I PËRGATITJES SË ATLASIT PËR BOTIM
EDITORING TEAM

Prof. Dr. Alfred Frashëri
(Kryeredaktor, Editor-in-chief),
Prof. Dr. Rushan Liço
Dr. Fiqiri Bakalli
Prof. Dr. Neki Frashëri
Prof. Dr. Niko Pano
Prof. Dr. Salvatore Bushati
Prof. Dr. Bashkim Çela
Prof. Dr. Ëngjell Prenjasi
Prof. As. Dr. Hajri Haska
Inxh. Burhan Çanga

Redaktore e gjuhës shqipe:
Tatjana Cenko

Përgatitur grafikët për botim:
Informatikan Dashamir Hoxha

Art GRAFIK:
Ing. Agron Pullumbi

* Fakulteti i Gjeologjisë dhe i Minierave, Universiteti Politeknik i Tiranës.
** Instituti i Gjeofizikës, Akademia e Shkencave, Pragë, Republika Çeke.
*** Instituti Gjeologjik i Naftës dhe i Gazit, Fier.

* Faculty 0f Geology and Mining, Polytechnic University of Tirana.
** Geophysical Institute, Academy of Sciences, Praha, Czech Republic.
*** Geological Institute of Oil and Gas, Fier.

“Ne dëshirojmë të theksojmë se duhet të realizohet qëllimi për dyfishimin e kontributit të energjive të rinovueshme në dhjetë vitet e ardhëshme, duke kërkuar impaktin e plotë të energjisë gjeotermale, si për gjenerimin e energjisë elektrike ashtu edhe për ngrohje.... Burimet gjeotermale mund të përbëjnë një kontribut të rëndësishëm për të reduktuar varësinë nga importi i lëndëve djegëse, si edhe ngarkesën e mjedisit në disa vende të Evropës.....”

(Rezolucioni i Reykiavikut, 17 Nëntor1998, Programi i Pestë Kuadër i Bashkimit Europian)

“Mjedisi ynë na ofron dy burime për të plotësuar nevojat tona, Diellin dhe Tokën, tërësisht të ndryshëm. Dielli na jep energjinë drejtpërsëdrejti ose tërthorazi: energjinë e erës, të ujit dhe të biomasës. Por Dielli është lozonjar; ai na bën të varur nga koha e ditës dhe e natës, nga moti dhe klima. Toka paraqet vështirësi, por është e sigurt: potenciali i saj është i gjendur në çdo kohë, ai vetëm duhet shfrytëzuar me teknologjinë e përshtatshme.”

(Deklarata e Ferrarës, Itali, 29-30 Prill 1999, Këshilli Europian i Energjisë Gjeotermale)

TREGUESI I LËNDËS

FAQE

Fig. 1. Harta skematike e subduksionit të pllakës afrikane nën atë të Evroazisë. [Sipas Ricou, E.L.. 1986].1- kontinenti evro-aziatik; 2- Kontinenti afrikan; 3- Blloku i Kishir-it; 4-Basenet Oqeanike të sotme; 5- Kufijtë e

Fleta 1-a. Struktura e Kores së Tokës dhe e Mantelit të sipërm, sipas studimeve sizmologjike [Të dhënat sipas Koçiu S., 1989].

Fleta 1-b. Skema tektonike e Shqipërisë. [Harta Tektonike e Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985].

Fleta 2. Harta e anomalive të gravitacionit, në reduksionin Buge. (Bushati S., 1988)

Fleta 3. Harta e fushës magnetike totale. (Bushati S., 1997)

Fleta 4-a. Profili gjeologo-gjeofizik Albanid-1: Falco në detin Adriatik-Durrës-Tiranë- Peshkopi. [Të dhënat e gravitacionit për detin Adriatik sipas Richetti, 1980]. 1. Pliocen (N_2), 2- Miocen i poshtëm (N_1)-flishi i paleogjenit (Pg_3); 3- Gëlqerorë mesozoikë (Mz); 4- Shkëmbinj ultrabazikë; 5- Kripëra; 6- Bazamenti kristalin; 7- Kore bazaltike; 8- Kufiri MOHO; 9- Thyerje e thellë; 10- Dendësia, g/cm^3; 11- Temperatura, ^{o}C; 12- Pus i thellë; ΔG_B- Anomalia Bouguer; T- Anomalia e fushës totale magnetike; q-Dendësia e fluksit të nxehtësisë.

Fleta 4-b. Profili gjeologo-gjeofizik Shkodër-Kukës. 1. Shkëmbinj efuzivë; 2- Shkëmbinj ultrabazikë; 3- Gabro; 4- Formacion sedimentar; 5- Tektonikë shkëputëse.

Fleta. 5. Prerje sizmike në zonën Jonike dhe në Ultësirën Pranadriatike. [Frasheri A., Bushati S., Bare V., 2003].

Fleta 6. Harta e puseve me matje temperature.

Fleta 7. Harta e temperaturës në thellësinë 100 m.

Fleta 8-a. Termograma të pusit Rinasi-1.

Fleta 8-b. Termograma e liqenit të Ohrit, zona Piskupat.

Fleta 8-c. Termograma e liqenit të Ohrit, zona Guri i Kuq.

Fleta 9. Harta e temperaturës në thellësinë 500 m.

Fleta 10. Harta e temperaturës në thellësinë 1000 m.

Fleta 11. Harta e temperaturës në thellësinë 2000 m.

Fleta 12. Harta e temperaturës në thellësinë 3000 m.

Fleta 13. Harta e gradientit gjeotermal mesatar.

Fleta 14-a. Profili gjeotermal Divjakë.

Fleta 14-b. Profili gjeotermal Kolonjë.

Fleta 14-c. Profili gjeotermal Ballsh.

Fleta 15-a. Profili gjeotermal Papër. Legjenda si në Fletën 14.

Fleta 15-b. Profili gjeotermal Kalcat. Legjenda si në Fletën 14.

Fleta 15-c. Kolonë gjeotermale Povelçë.

Fleta 15-d. Ndikimi i trysnisë mbinormale në fushën e temperaturës.[Liço R. etj. 1998]. 1. Temperatura, ^{o}C; 2- Resistenca e dukshme, x10^{-1} Omm; 3- Presioni, Mpa; 4- Ndryshimi i diametrit të pusit, %; TM- tavani i zonës me trysni mbinormale.

Fleta 16. Harta e dendësisë së fluksit të nxehtësisë.

Fleta 17. Harta tematike gjeotermale.

Fleta 18. Harta e burimeve gjeotermale dhe e epiqendrave të tërmeteve. [Të dhënat sizmologjike sipas Sulstarova E. etj. 1972].

Fleta 19. Harta e burimeve gjeotermale dhe e izoseisteve të tërmeteve. [Të dhënat sizmologjike sipas Sulstarova E. etj. 1972].

Fleta 20. Harta e Zonës Gjeotermale Kruja, (Pjesa veriore).

Fleta 21-a. Foto: Pusi gjeotermal Ishmi 1/b.

Fleta 21-b. Foto: Pusi gjeotermal Kozani-8. (Foto Arjan Gaçe)

Fleta 22-a. Skemë topografike, zona e burimeve gjeotermale Llixha Elbasan. (Avgustinsky V.L. 1957) 1. Olistolit gëlqeror; 2- Argjila; 3- konglomerate; 4- Shkëmbinj të kaolinitizuar; 5. Burim termal

Fleta 22-b. Foto: Zona e burimeve gjeotermale, Llixha Elbasan.

Fleta 23-a. Harta tektonike e zonës së burimeve gjeotermale Bënjë-Postenan- Sarandaporo. [Harta Tektonike e Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985]. 1. Depozitime kuaternare (Q_1 - Q_3); 2- Depozitime flishore oligocenike, tektonogjeneza e burdigalian-tortonianit; 3- Depozitime flishore oligocenike, tektonogjeneza e mbarimit të oligocenit të mesëm; 4- Gëlqerorë neritikë eocenike; 5- Depozitime flishore, tekonogjeneza e eocenit të vonshem; 6- Gëlqerorë të Kretakut të poshtwm, tektonogjeneza e kretakut të vonshëm; 7- Depozitime karbonatike të pa padiferencuara të triasikut të sipëm-jurasikut të poshtëm, tektonogjeneza e jurasikut të vonshëm; 8- Serpentinite; 9- kufi tektonik mbihipës; 10- Aks sinklinali; 11- Aks antiklinali; 12- Burim ujërash termale; 13- Burim avulli.

Fleta 23-b. Foto: Burimet gjeotermale Bënjë, lumi i Langaricës, Përmet.

Fleta 24-a. Foto: Tektonika në zonën e burimit të avullit, Mali i Postenanit, Leskovik.

Fleta 24-b. Foto: Thyerja tektonike nga buron avulli, Postenan.

Fleta 24-c. Foto:Zona e burimevet gjeotermale, Sarandaporo, Leskovik.

Fleta 25. Harta e zonës gjeotermale Ardenica. 1. Dalje e ujit të nxehtë; 2- Kufi moshor gjeologjik; 3- Kufi sizmik; 4. Tektonikë shkëputëse; 5- Sipërfaqja e shplarjes; 6- Molasa neogjenike (N_1^3-N_2); 7- Mergel e burdigalianit (N_1^b) – Flishoid i akuitanianit (N_1^a); 8- Flish oligocenik (Pg_3); 9- Gëlqerorë kretakë-eocenikë (Cr_2-Pg_{12}).

Fleta 26-a. Harta gjeologjike e zonës gjeotermale Peshkopia. [Sipas Harta Tektonike e Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985]. 1- Sedimente terrigjene të metamorfizuar, me ndërthurje vullkanogjenësh, të moshës ordovician-devonian; 2- Depozitime evaporitike triasike; 3- Formacione të tektonogjenezës të jurasikut të vonshëm: karbonate (T_1 dhe T_2-J) dhe konglomerate të serisë verukano (P-T_1); 4- Formacioni efuziv-sedimentar (T_{1-2}); 5- Flishi i hershëm (J_1-Cr_2^{cen}); 6- Formacioni flishor i eocenit të sipërm-oligocenit të poshtëm (Pg_2^3-Pg_3^1); 7- Ranorë-konglometate-mergele të pliocenit të vonshëm-kuaternarit (N_2-Q_{1-3}); 8- Burime termale; 9- Kufiri i diapirit evaporitik.

Fleta 26-b. Foto: Zona Gjeotermale Peshkopia, Përroi i Banjës, Peshkopi.

Fleta 27-a. Sistemi këmbyes vertikal nxehtësie-pus-pompë gjeotermale nxehtësie për ngrohjen e godinave.

Fleta 27-b. Ngarkesa vjetore e energjisë elektrike me dhe pa ngrohjen, 1999. (Agjencia Kombëtare e Energjisë).

Fleta 2. Foto: Qendrat Balneologjike Hotel Park dhe Hotel Hydrat në Elbasan Qendra Peshkopi, Sarandaporo (në rikonstruksion).

Fleta 29. Foto: Qendrat Balneologjike: Hotel Hydrat në Elbasan dhe e Sarandaporos (në rikonstruksion).

Fleta 30. Foto: Impakti mjedisor nga derdhja e ujërave termalë, Llixha Elbasan dhe Pusi Kozani-8 (b).

ATLASI I BURIMEVE TË ENERGJISË GJEOTERMALE NË SHQIPËRI

HYRJE

Monografia "**ATLASI I BURIMEVE TË ENERGJISË GJEOTERMALE NË SHQIPËRI**" botohet në kuadrin e Programit Kombëtar të Kërkim-Zhvillimit, Pasuri Natyrore, 2003-2005. Ai është përgjithësim i studimeve monografike të pabotuara ose të botuara pjesërisht, në kuadrin e Projekteve të Komitetit të Shkencës dhe Teknologjisë të Shqipërisë, të Komisionit Ndërkombëtar të Fluksit të Nxehtësisë dhe të Komisionit Europian, UNDP-GEF SMP Tiranë [1, 2, 3, 4, 5, 6].

Studimet-Atlase [2, 3, 4] janë rezultat i punës intensive disa vjeçare kërkimore shkencore të ekipit të përbashkët të Seksionit të Gjeofizikës në Fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minierave, Universitetit Politeknik të Tiranës, të Institutit të Gjeofizikës së Akademisë së Shkencave të Republikës Çeke, dhe të Institutit Gjeologjik të Naftës dhe të Gazit, Fier. Ekipi përbëhej nga shkencëtarë dhe specialistë shqiptarë e çekë, të profesioneve të lidhur me gjeoterminë, si: gjeofizikë e gjeotermistë, gjeologë dhe hidrogjeologë, fizikanë dhe gjeodetë.

Përgatitja e monografisë për botim është bërë nga grupi shkencor: Prof. Dr. Alfred Frashëri (kryeredaktor), Prof. Dr. Rushan Liço, Dr. Fiqiri Bakalli, Prof. Dr. Neki Frashëri, Prof. Dr. Niko Pano, Prof. Dr. Salvatore Bushati, Prof. Dr. Bashkim Çela, Prof. Dr. Ëngjëll Prenjasi, Prof. As. Dr. Hajri Haska, Inxh. Burhan Çanga, informatikan Dashamir Hoxha.

Atlasi do të krijojë bazën shkencore të përdorimit dhe shfrytëzimit kompleks dhe kaskadë të energjisë gjeotermale në Shqipëri, si dhe do të japë ndihmesë modeste në bilancin energjetik të vendit.

Falënderime

Janë bërë konsultime dhe janë zgjidhur probleme të veçanta edhe në bashkëpunim me ekipin gjeotermik të Universitetit Lorand Etvesh të Budapestit Dr. Luiza Bodri, të Universita degli Studi di Bari, Dipartimento di Geologia e Geofisica Prof. Francesco Mongelli dhe Prof. Gianmaria Zito dhe me Prof. Michail Fytikas i Universitetit Aristoteli i Thesselanikut. Të gjithëve atyre u shprehim falënderimet më të përzemërta. Për realizimin e studimeve të gjeotermisë kemi patur mbështetjen dhe ndihmën e pakursyer, si edhe bashkëpunim të frytshëm me Institutin e Informatikës dhe të Matematikës së Aplikuar (INIMA), dhe veçanërisht të Prof. Dr. Akademik Gudar Beqiraj dhe Prof. Dr. Neki Frashëri, të cilëve u shprehim mirënjohjen tonë. Falënderojmë Prof. Dr. Geys Mebu A. në Niedersachsisches Landesamt Fur Bodenforschung, Hannover, për analizat e tritiumit dhe të Oksigjenit 18 dhe Dr. Jovan Zoto, Instituti i Fizikës Bërthamore në Akademinë e Shkencave të Republikës së Shqipërisë, për analizat e izotopit të Oksigjenit 18.

I jemi mirënjohës botuesve Dr. E. Hurtig, Dr. Vladimir Çermak, Dr. Ralf Haenel. dhe Dr. Vladimir Zui of the GEOTHERMAL ATLAS OF EUROPE, si edhe Dr. Suzanne Hurter dhe Dr. Ralph Haenel të "ATLAS OF GEOTHERMAL RESOUCES IN EUROPE" për konsultimin dhe udhëzimet me shumë vlerë që na ka dhënë në procesin e hartimit të Atlasit. Falënderojmë Dr. Andrew Green, Drejtor i Manaxhimit i CSMA Ltd. për ndihmën dhe kujdesin e vazhduar, si edhe BSc DMS Haydn Scholes, ITG Manaxher i CSMA Ltd. për diskutimin dhe vlerësimin që i bëri punës sonë gjatë paraqitjes së hartave gjeotermale të Shqipërisë.

Ne u shprehim falënderimet tona Zotit Arjan Gace, UNDP-GEF SGP Zyra e Tiranës, Prof. Dr. Kiril Popovski, Universiteti St. Kliment Ohridski, Bitola dhe Prof. John V. Lund, Instituti i Teknologjisë, Oregon USA për kontributin e tyre dhe ndihmën lidhur me studimin për rrugët e shfrytëzimit të energjisë gjeotermale, miqësore me mjedisin, në Shqipëri, që kemi relizuar vitet e fundit.

Në mënyrë të veçantë falënderojmë Drejtorinë e Zbatimit të Programeve dhe Projekteve të Komitetit të Shkencës dhe të Teknologjisë, Dekanatin e Fakultetit të Gjeologjisë dhe të Minierave të Universitetit Politeknik të Tiranës, Zyrën e GEF-UNDP në Tiranë, Drejtorinë e Institutit Gjeofizik të Akademisë së Shkencave të Republikës Çeke në Pragë dhe të Institutit Gjeologjik të Naftës dhe të Gazit, të Albpetrol në Fier, Departamentin e Gjeotermisë dhe Laboratorin e Kimisë së Institutit Leibniz për Gjeoshkencat e Zbatuara (GGA), Hannover, Gjermani, UNDP-GEF SGP Zyra e Tiranës Drejtorinë e Institutit të Informatikës dhe të Matematikës së Aplikuar (INIMA) për ndihmën e vazhdueshme të dhënë gjatë hartimit të Atlaseve dhe kushtet e krijuara për realizimin e projekteve përkatës të fushës së gjeotermisë.

Përzemërsisht falënderojmë Zotin Andrew McLeish për korrigjimin gjuhësor të përmbledhjes në gjuhën angleze, si edhe Zonjën Tatjana Cenko për redaktimin gjuhësor të tekstit në gjuhën shqipe. I shprehim mirënjohjen Ing. Agron Pullumbi për punën e kualifikuar që ka bërë në përgatitjen për shtyp të monografisë.

Autorët falenderojnë recenzentët Prof.Dr. Gjergji Foto dhe Prof.As.Dr. Pirro Leka për vlerësimin që i bënë monografisë dhe ndihmesën që ata dhanë me sugjerimet e bëra.

I shprehim mirënjohjen Drejtorisë së Shkencës së Ministrisë së Arsimit dhe Shkencave, Kryesisë së Akademisë së Shkencave të Republikës së Shqipërisë dhe Dekanatit të Fakultetit të Gjeologjisë dhe të Minierave të Universitetit Politeknik të Tiranës, për krijimin e kushteve për botimin e "Atlasi i Burimeve të Energjisë Gjeotermale të Shqipërisë".

I. STUDIMI GJEOTERMAL I SHQIPËRISË

1. STUDIMET GJEOTERMALE PARAPRIJËSE TË ATLASIT

Studimet gjeotermale të kryera në kuadrin e realizimit të projekteve “Atlasi Gjeotermal i Albanideve” [1995] dhe “Atlas of the Geothermal Resources in Albania” [1996], janë paraprirë nga matje të temperatures në puse të thellë të naftës dhe të gazit. Këto matje janë kryera qysh nga viti 1951, nga operatorët e parë të karotazhit, si: Hamdi Bejtja, Alfred Frashëri, Agim Luari, Pertef Nishani, Kadri Zalla etj., të Ekipit të Karotazhit të Ndërmarjes së Shpimit në Patos dhe më pas nga operatorët Fatmir Luari, Zylal Mahmutaj etj., të Ndërmarrjes së Gjeofizikës Kantierale të Patosit. Nga këto institucione, temperatura është regjistruar me termometra elektrikë në qindra puse të thellë nafte dhe gazi për të përcaktuar nivelin e ngritjes së unazës së çimentos pas kolonës dhe për të zgjedhur detyra të tjera të ndryshme të karakterit teknik. Në 85 puse është regjistruar temperatura për përcaktimin e gradientit gjeotermal. Gjatë viteve, specialistë të ndryshëm të Ndërmarrjes së Gjeofizikës Kantierale të Patosit, Vladimir Dodbiba, Fejzi Kafexhiu, Daver Çano etj., kanë studiuar dhe përgjithësuar regjistrimet e kryera të temperaturës.

Në disa puse në vendburime të naftës dhe të gazit është matur temperatura edhe me termometra maksimale në disa thellësi, nga specialistë të ndërmarrjeve të nxjerrjes së naftës dhe të gazit dhe të Institutit Teknologjik të Naftës dhe Gazit në Patos.

Në vitin 1990, u krye studimi “Gjeotermia e Albanideve” [A.Frashëri], i cili u përfshi në Atlasin Gjeotermal të Europës, 1992, i botuar nga Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha në Gjermani. Hartat gjeotermale të Shqipërisë në këtë Atlas janë dhënë në shkallën 1:2500000 dhe janë ndërtuar sipas analizës së 38 termogramave.

Në gjashtëmujorin e dytë të vitit 1992, filloi realizimi i Projektit “Gjeotermia e Albanideve”, fryt i të cilit është Atlasi Gjeotermal i Shqipërisë (1995) me të dy pjesët e tij, atë tërësor për Shqipërinë, me harta në shkallën 1:1000000 dhe tjetrin për zonën tektonike Jonike dhe Ultësirën Pranadriatike ku ndodhen vendburimet e naftës dhe të gazit [1993] me harta në shkallën 1:1500000.

Atlasi është hartuar duke patur në dispozicion termogramat:

- E 84 puseve të regjistruara nga ekipet e Ndërmarrjes Gjeofizike Kantierale të Patosit, për periudhën 1952-1993.
- E 59 puseve të regjistruara nga ekipi i Seksionit të Gjeofizikës të Fakultetit të Gjeologjisë dhe të Minierave, si edhe në bashkëpunim me shkencetarët çekë në periudhën 1993-1995.

Vetitë termike të shkëmbinjve, sipas mostrave të mbledhura në vitet 1993-1995 në Shqipëri, janë përcaktuar nga ekipi shqiptar në Laboratorin e Institutit Gjeofizik të Pragës dhe disa në Departamentin e Gjeologjisë dhe të Gjeofizikës në Universitetin e Barit.

Matjet në miniera, në Bulqizë, etj. janë kryer nga Doc. Hajredin Shtino.

Studimi "Atlas of Geothermal Resources of Albania" u hartua gjatë viteve 1994-1996 nga i njëjti ekip i përbashkët shqiptaro-çek në kuadrin e "Atlas of Geothermal Resources in Europe", i cili u botua në vitin 2002.

Platforma mbi parimet e përdorimit kompleks dhe kaskadë të energjisë gjeotermale të entalpisë së ulët në Shqipëri, e përgatitur nga Alfred Frashëri gjeti vlerësim nga Workshopi 26-të mbi Inxhinjerinë e Rezervuarëve Gjeotermalë (29-31 janar 2001) Universiteti Stanford California, USA dhe u botua në materialet e tij.

Vrojtimet, studimet dhe analizat e burimeve dhe të puseve të ujërave termale janë kryer nga shërbimet hidrogjeologjike e gjeofizike të Shërbimit Gjeologjik Shqiptar dhe të Qendrës Kombëtare Shkencore të Kërkimeve të Hidrokarbureve [Avgustinskij V.L. etj., 1957, Avxhiu R. Etj. 1999, Dakoli H. etj. 1981, 2000, Dhima K. etj. 2000, Harta Hidrogjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200 000 , 1985, Eftimi R. etj., 1989, Reçi H. etj., 2001, Tartari M. etj., 1999, Velaj T. 1995].

Në vitin 2003, nga një ekip i gjerë i Shoqatës së Ruajtjes dhe Mbrojtjes së Ujërave Bregdetare dhe të Ëmbla të Shqipërisë, u realizua Projekti sensibilizues "Përdorimi i energjisë gjeoteormale miqësore me mjedisin në Shqipëri", UNDP-GEF, SGP. Ky Projekt u realizua së bashku me Institutin e Informatikës dhe të Matematikës së Aplikuar (INIMA).

Në kuadrin e këtij projekti u botua një broshurë, u përgatit një videokasetë mbi energjinë gjeotermale të Shqipërisë, u hatuan tre projekte ide mbi përdorimin e nxehtësisë së Tokës për ngrohjen e banesave dhe të serave, mbi përdorimin kompleks dhe kaskadë të energjisë së ujërave termale [Frashëri A etj., 2003], si edhe u organizuan katër workshope sensibilizuese. Broshura është përfshirë edhe në një faqe të internetit të INIMA, si bashkautore e projektit, me adresë:

http://www.inima.al/~nfra/geothermal

Me kërkesën e Institucionit Gjerman Geothermische-Vereinigung, kjo broshurë është futur edhe në faqen e tyre të Internetit: EGEC's GEOTHERNET:

http://www.Geothermie.de

Në kuadrin e këtij projekti u përgatit edhe drafti shqiptar i "Ligji i Energjisë Gjeotermale" [Frashëri E., 2003].

Periodikisht, rezultatet e studimeve gjeotermale kanë gjetur vlerësim pozitiv në artikujt e botuar, si edhe janë të referuar në simpoziume, workshope dhe në kongrese shkencore në Shqipëri dhe ndërkombëtare [Çermak V. etj., 1994, 1999, Frashëri A. 1991, 1992, 1993, 1993, 1993, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 2001, Frashëri A. et al., 1995, 1996, 1996, 2002, 2003].

2. TË DHËNAT BAZË FIZIKO-GJEOLOGJIKE TË STUDIMIT GJEOTERMAL TË ALBANIDEVE

2.1. Vështrim mbi gjeologjinë e Albanideve

Albanidet përfaqësojnë strukturat gjeologjike që shtrihen në territorin e Republikës së Shqipërisë. Ato shtrihen midis Dinarideve dhe Helenideve dhe së bashku formojnë harkun Dinarid-Albanid-Helenid të rrudhosjes së brezit alpin mesdhetar (Fig. 1) [Aubouen I. dhe Ndoja I., 1964, Biçoku T. dhe Papa A. 1981, 1965, Bushati S. 1998, Frashëri A. etj., 1993, 1996, Harta Gjeologjike e Shqipërisë 1984, Harta Tektonike e Shqipërisë 1985, Meço S. dhe Aliaj Sh, 2000, Melo V., 1986, Papa A, 1993, Prenjasi E, 1999, Ricou E.L. et al., 1998].

Albanidet filluan zhvillimin e tyre qysh në triasik, mbi një nënshtrat hercinik dhe u formuan nga orogjeneza alpine. Në tektonogjenezat kryesore veçohen, ato: paleotektonike (jurasike dhe jurasiko-kretake), tektonike (kretake e vonshme dhe paleogjenike), tarditektonike (oligocenike dhe miocenike) dhe neotektonike (pliocenike-pleistocenike).

Në Shqipëri përhapen shkëmbinjtë e moshës më të vjetër ordovikiane e deri tek ata më të rinj, Antropogjenë. Albanidet i karakterizojnë dy treva paleogjeografike të mëdha, Albanidet e jashtme dhe Albanidet e brendshme. Albanidet e brendshme janë prekur vetëm nga etapa paleotektonike e tektonike, që solli daljen e ofioliteve, si ashkla të kores oqeanike, gjatë zhytjes së Adrias, pjesës së pllakës afrikane nën atë euroaziatike. Albanidet e jashtme janë prekur vetëm nga etapat e mëvonshme tektonike, tarditektonike dhe neotektonike. Fazat orogjenike kanë mërguar në hapësirë dhe në kohë, nga Albanidet e brendshme në lindje drejt perëndimit, Albanideve të jashtme.

Albanidet e brendshme karakterizohen nga prania e brezit ofiolitik madhor dhe të tektonizuar intensivisht, i cili vendoset si napë nga lindja në perëndim. Ka dy pikëpamje mbi vendosjen e ofioliteve: karakteri allokton i napës ofiolitike [Aubouin I. 1973, Cadet J.P. etj., 1980, Frashëri A. 2000, Hoxha L. 2000, Langora Ll. etj., 1983, Qirinxhi A. 1970] dhe vendosje aloktone relative me gjenezë në zonën e Mirditës. [Beçaluva L. etl. 1994, Bushati S. 1988, Gjata K. dhe Kodra A., 2000, Kodra A. 1993, 1998, Shallo M. etj., 1989]. Albanidet e jashtme janë zhvilluar anash skajit pasiv të pllakës adriatike [Aliaj Sh. 1987, Bare V. etj., 1996, Dalipi H. 1985, Frashëri A. etj., 1996, Mëhillka L. etj., 1999, Prenjasi E. 1999, Xhaçka P. etj., 1985, Xhufi C. dhe Canaj B., 1999].

2.1.1. Konfiguracioni i Kores së Tokës në Albanidet

Studimet sizmologjike dhe vrojtimet krahinore gravimetrike e magnetometrike kanë dhënë informacion për koren e Tokës në Albanidet [Arapi S., 1982, Bushati S. 1982, 1997, 1998, Frashëri A. etj., 1996, Koçiu S., 1989, Lubonja L. etj., 1968, Sulstarova E., 1987, Veizaj V. dhe Frashëri A. 1996]. Struktura e Kores së Tokës, sipas të dhënave të vrojtimeve sizmologjike të valëve të thyera, fillon të bëhet më e trashë, duke filluar nga rajonet qendrore të detit Adriatik drejt steresë së Albanideve (Fleta 1-a) [Koçiu S., 1989]. Korja sedimentare ka trashësi rreth 10 km në hapësirat e Adriatikut dhe rritet deri në 15 km në bregdetin e Shqipërisë (Fleta 1-a), [Frashëri A., etj. 1996, Koçiu S. 1986, Veizaj V. dhe Frashëri A. 1996]. Shkëmbinj që kanë shpejtësi të valëve sizmike 5.9- 6.2-km/sek përfaqësojnë shtresën e poshtme të kores sedimentare. Këta shkëmbinj kanë strukturë shumë kompakte. Në Albanidet janë fiksuar katër anomali Buge krahinore të forcës së gravitacionit [Bushati S. 1988]: dy maksimume dhe dy minimume (Fleta 2). Maksimumi gravitativ kryesor shtrihet mbi skajin veri-lindor të brezit ofiolitik. Maksimumi i dytë ndodhet në rajonin e Vlorës, i cili shtrihet pothuajse tërthor me shtrirjen e strukturave të Albanideve të jashtme. Këto maksimume gravitative lidhen me rritjen e trashësisë së kores në brezin ofiolitik si dhe në rajonin e Vlorës (Fleta 2, 4-a). Minimumi gravitativ kryesor shtrihet nga juglindja e Shqipërisë drejt bregdetit, në veri-perëndim të saj. Minimumi i dytë ndodhet në zonën e Alpeve Shqiptare [Dragashevic D. 1983, Bushati S. 1988]. Kufiri MOHO zhytet nga 25 km në Adriatikun qendror, në (43-45)km në pjesën lindore të Albanideve [Morelli C. etj., 1969, Finetti I. dhe Morreli C. 1972, Frashëri A. etj., 1993, 1996, Richetti G. 1980].

Në hapësirën e shelfit shqiptar të detit Adriatik drejt lindjes së Albanideve vërehet zmadhim i amplitudës së anomalisë Buge (Fleta 4-a). Në profilin gjeologo-gjeofizik Albanid-1 paraqitet zvogëlimi i thellësisë së kufirit MOHO në hapësirat e detit Adriatik (Fleta 4-a). Anomalitë krahinore të gravitacionit janë shkaktuar nga ndërtimi bllokor i kores, çka përputhet edhe me rezultatet e studimeve sizmologjike. Ndërtimi tektonik i niveleve të poshtme të kores së Tokës në Albanidet reflektohet edhe në përhapjen e fushës magnetike (Fleta 3). Sipas interpretimit të anomalive magnetike krahinore rezulton se tavani i bazamentit kristalin zhytet drejt litoralit shqiptar (Fleta 4-a).

Albanidet janë breza të rrudhosur tipike alpine që shtrihen në drejtim JJL-VVP. Strukturat e tyre janë asimetrike, me anim tektonik nga perëndimi, por takohen edhe struktura të shtrira e të përmbysura dhe të komplikuara me shkëputje në krahët perëndimorë, si rezultat i mbulesave tektonike të një zone mbi tjetrën, d.m.th. si pasojë e alloktonisë së plotë të Albanideve të brendshme, si edhe mbihipje e branisje të mëdha drejt perëndimit të disa strukturave antiklinale të Albanideve të jashtme; të shkaktuar nga kolizioni midis pllakës së Adrias e asaj Euroaziatike.

Albanidet ndërpriten nga thyerje të thella gjatësore; nga disa prej të cilave kanë shpërthyer evaporite. Krahas tyre, evidentohen edhe thyerje tërthore si ajo Shkodër-Pejë, Vlorë-Elbasan-Dibër etj. Këto thyerje përshkojnë të gjithë koren e Tokës dhe janë sizmogjene. Me thyerjet e thella lidhen edhe burimet e energjisë gjeotermale të Shqipërisë.

Ndërtimi tektonik i niveleve të thella të kores së Tokës dhe dinamika e saj, gjejnë pasqyrim edhe në strukturat gjeologjike të Albanideve dhe në stilin e tyre tektonik.

Studimet gjeologjike dhe gjeofizike krahinore kanë veçuar disa zona tektonike (Fleta 1-b):

Albanidet e brendshme: Zonat tektonike Korabi, Mirdita, Gashi,

Albanidet e jashtme: Zonat tektonike Alpet Shqiptare, Krasta-Cukali, Kruja, Jonike, Sazani dhe Ultësira Pranadriatike.

2.1.2. Albanidet e brendshme

2.1.2.1 Zona Korabi (Ko), e cila vazhdon tej kufijve të Shqipërisë me zonën Pelagoniane. Në këtë zonë dalin në sipërfaqe formacionet me moshë më të vjetër në vend, të cilat përfaqësohen nga rreshpe, ranorë, konglomeratë dhe gëlqerorë të metamorfizuar të silurianit - devonianit, shkëmbinj me pamje flishore të karboniferit, ranorë e konglomeratë të permianit-triasikut të poshtëm. Gjipset dhe anhidritet e rajonit të Peshkopisë janë të moshës triasike [Muhameti P. dhe Pajo I.].

Nga disa studiues pranohen si të zonës së Korabit, ndërsa nga studiues të tjerë interpretohen si dritare tektonike e zonave Albanideve të jashtme në thellësi të Albanideve të brendshme [Melo V.

1986, Velaj T. 2002]. Vende-vende takohen trupa të vegjël shkëmbinjsh vullkanikë e subvullkanikë, me përbërje bazike dhe acido-alkalinore. Shkëmbinjtë më të rinj janë gëlqerorët triasikë e jurasikë, flishet jurasiko-kretakë dhe eocen i sipërm-oligocen i poshtëm, si edhe molasat neogjenike. Zona e Korabit ka strukturë të ndërlikuar, me rrudha, shkëputje dhe mbulesa tektonike.

2.1.2.2. Zona Mirdita (M), e cila tej kufijve vazhdon me zonën Subpelagoniane në Greqi. Kjo zonë shtrihet si brez i gjerë gjatë gjithë territorit te vendit nga veriu në jug. Tre kate strukturore u formuan gjatë etapave të ndryshme orogjenike në zonën Mirdita. Kati i poshtëm përbëhet nga ofiolitet dhe formacionet kontinentale në periferi të tyre. Ofiolitet përfaqësojnë ashkla të kores oqeanike. Brezi ofiolitik jurasik rrethohet nga një bordurë e formacionit vullkano-sedimentar dhe gëlqerorë pelagjikë të moshës së triasikut të sipërm-jurasikut të mesëm. Mbi këta vazhdon melanzhi tektonik i jurasikut të sipërm-kretakut të poshtëm (flishi i hershëm) me olistrostrome të shumta gëlqerorësh neritikë [Prenjas E. etj., 1982].

Brezi ofiolitik përbëhet nga masivë ultrabazikë në të dy pjesët anësore dhe nga gabro, plagjiogranite-diorite kuarcore dhe vullkanogjenë në pjesën qendrore.

Ofiolitet janë formuar në trevën oqeanike të Tetisit dhe kanë dalë e kanë filluar të zënë vend nga fundi i jurasikut, duke u zhvendosur gradualisht drejt perëndimit mbi formacionet e buzinës kontinentale. Mbi ofiolitet vende-vende shtrihen gëlqerorë të kretakut që përbëjnë katin e dytë strukturor.

Gjatë etapave tardi-tektonike, veçanërisht neotektonike, në zonën Mirdita u formuan gropat molasike të brendshme, të tre gjeneracioneve: më të vjetra të oligocen-miocen i poshtëm, të tortonianit dhe të pliocenit. Depozitimet e molasave pas-orogjenike kanë mbuluar transgresivisht pjesë të zonës Mirdita dhe pjesërisht të zonës së Krasta-Cukali në basenet e Korçës dhe të Burrelit.

Anomali Buge intensive dhe fushë magnetike e turbullt karakterizojnë brezin ofiolitik (Fleta 2, 3) [Bushati S. 1997, 1998, Frashëri A. etj. 1996]. Brezi ofiolitik ka trashësi deri në 14 km në masivin ultrabazik të Kukësit. Drejt perëndimit dhe juglindjes së vendit, kjo trashësi reduktohet deri në 2 km (Fleta 4-a, 4-b). Ky interpretim vërteton karakterin allokton të ofioliteve dhe atë mbulesor të kontaktit perëndimor të zonës Mirdita mbi formacionet e zonës Krasta-Cukali. Ndarja e anomalive të gravitacionit dhe magnetike në rajonet qendrore të Albanideve të brendshme, në korridorin flishor të Shëngjergjit vërtetojnë gjithashtu karakterin mbulesor të ofioliteve dhe praninë e tërthores Dibër-Elbasan-Vlorë (Fleta 2, 3).

2.1.1.3. Zona e Gashit (G), e cila tej kufijve, në veri, vazhdon me zonën e Durmitorit në Dinaridet. Në këtë zonë përhapen shkëmbinjtë terrigjenë dhe gëlqerorë pak të metamorfizuar të silurian-devonianit, si edhe shkëmbinjtë vullkanogjenë të metamorfizuar me përbërje bazike, mesatare acide dhe rrallë shkëmbinjtë pikritikë. Shkëmbinjtë terrigjenë e vullkanikë i ndan masivi granodiorit i Trokusit.

2.1.3. Albanidet e jashtme

2.1.3.1. Zona e Alpeve (A), e cila vazhdon me zonën e Karstit të Lartë në Dinaridet. Ranorët dhe konglomeratët e moshës permiane, janë shkëmbinjtë më të vjetër të kësaj zone. Mbi këta shtrihen shkëmbinj karbonatikë me ndërshtresa të tufeve vullkanike të triasikut të mesëm, gëlqerorë e dolomite të triasikut të sipërm dhe gëlqerorë neritikë organogjenë të jurasikut-kretakut, me disa ndërshtresa stralli, si edhe flishe të majës të kretakut të poshtëm-eocenit. Kjo zonë i është nënshtruar fillimisht tektonogjenezës së eocenit të vonë. Strukturat e Alpeve përfaqësohen nga monoklinale të kombinuar me antiklinale të vogla.

2.1.3.2. Zona Krasta-Cukali (KC), vazhdon tej kufijve shtetërorë shqiptarë me zonën e Pindit në Helenidet dhe të Budvës në Dinaridet. Kjo është një zonë ndërmjetëse midis Albanideve të brendshme dhe Albanideve të jashtme. Zona Krasta-Cukali është nënshtruar fillimisht tektonogjenezës së eocenit të vonë. Kjo zonë ndahet në dy nënzona:

Nënzona Cukali, e cila shtrihet në pjesën veriore, midis Alpeve Shqiptare dhe zonës Mirdita. Ajo ndërtohet nga shkëmbinj karbonatikë të mesozoit (nga triasiku deri në kretak), disa shkëmbinj vullkanogjenë të trisikut të mesëm dhe pak radiolarite në tavanin e jurasikut të sipërm. Mbi këta shkëmbinj vendoset flishi i paleocenit-eocenit. Këta shkëmbinj formojnë një antiklinal të madh, me disa rrudha të vogla në sfondin e tij. Zona e Alpeve Shqiptare dhe ajo e Mirditës janë të mbihedhur mbi nënzonën e Cukalit.

Nënzona Krasta, e cila shtrihet si një brez i ngushtë nga Shkodra në veri deri në skajin juglindor të Shqipërisë, në Leskovik. Në këtë brez përhapen tre formacione: flishi i albian-cenomanianit, seria e gëlqerorëve të senonianit dhe flishi i maastriktian-eocenit. Flishi i nënzonës Krasta shfaqet edhe në korridorin e Shëngjergjit, duke ndarë brezin ofiolitik në dy pjesë. Kjo zonë mbihipën drejt perëndimit në formë nape mbi zonën Kruja.

2.1.3.3. Zona Kruja (Kr), e cila tej kufijve vijon me zonën Dalmate në Dinaridet dhe në jug me atë të Gavrovës në Helenidet.

Në pjesën e poshtme të prerjes së zhveshur të saj shtrihen shkëmbinj karbonatikë neritiko-pelagjikë të kretak-paleogjenit dhe mbi ta vendoset flishi oligocenik, i cili ka trashësi deri në 5km. Rrudhosja kryesore e kësaj zone u bë në oligocenin e mesëm dhe në miocenin e poshtëm e të mesëm, prandaj, vende-vende takohen edhe vendosje transgresive të depozitimeve të oligocenit të sipërm dhe sidomos të miocenit mbi ato më të vjetrat [Nishani P. 1985]. Në zonën e Krujës ekziston pushimi stratigrafik në nivelin e paleocen-eocenit, diapazoni i të cilit lëviz nga një varg antiklinal në tjetrin. Kjo zonë ndërtohet nga disa vargje antiklinale dhe sinklinale, me vendosje shkallore ulëse drejt perëndimit. Këto struktura janë lineare dhe kanë gjatësi disa dhjetëra kilometra. Antiklinalet, në përgjithësi kanë krah perëndimor të këputur nga tektonika mbihipëse, prandaj ato shpeshherë vrojtohen vetëm si monoklinale me rënie lindore, siç është ai i vargut Dajti-Krujë. Përgjatë mbihipjeve, gëlqerorët dhe dolomitet e kretakut kontaktojnë tektonikisht me flishet oligocenikë të sinklinaleve në perëndim.

2.1.3.4. Zona Jonike (J), e cila vazhdon me të njëjtin emër, tej kufijve në Helenidet. Kjo është zona më e madhe e Albanideve të jashtme dhe është zhvilluar si hulli e thellë pelagjike, qysh nga liasiku i sipërm.

Evaporitet e triasikut të sipërm janë shkëmbinjtë më të vjetër të kësaj zone. Mbi ta shtrihet formacioni i trashë i gelqerorëve neritikë dhe dolomiteve të triasikut të sipërm-jurasikut të poshtëm, gëlqerorët pelagjikë me ndërshtresa stralli të jurasikut-kretakut-paleogjenit. Gëlqerorët vijojnë me flishin oligocenik, dhe me formacionin flishoidal të akuitanianit. Shliret e burdigalianit-langhinianit dhe pjesërisht të serravalian-tortonianit mbushin kryesisht brezat sinklinalë.

Veprimet e tektogjenezës, që janë shfaqur një pas një në zonën Jonike, kanë shkaktuar rrudhosjen e strukturave. Rrudhosjet kryesore janë ato të miocenit të poshtëm dhe të mesëm.

Janë formuar tre breza antiklinalë, të cilët janë të ndarë nga breza sinklinalë:

a) **Brezi antiklinal i Beratit**, në anën lindore të zonës.

b) **Brezi antiklinal i Kurveleshit**, në pjesën qendrore të zonës.

c) **Brezi antiklinal i Çikës**, që përfaqëson anën perëndimor të zonës Jonike.

Këta breza, në përgjithësi, kufizohen midis tyre me mbihipje tektonike krahinore. Brezat antiklinale janë të përbërë nga vargje antiklinale, me bërthama gëlqerore. Vargje sinklinale ndajnë antiklinalet njëri nga tjetri. Strukturat janë me asimetri perëndimore dhe kanë shtrirje të përgjithshme juglindje-veriperëndim. Ato kanë amplitudë disa kilometra. Drejt perëndimit strukturat bëhen më asimetrike dhe rrafshet aksialë bien drejt verilindjes. Në të shumtat e rasteve, krahët perëndimorë të antiklinaleve janë ndërprerë nga tektonika shkëputëse, deri në mbihipëse me amplitudë 5-10 km [Prenjasi E., 1992]. Shkëputjet mbihipëse regjionale si ajo midis zonës Jonike dhe plaatformës Pre-Apuliane (Sazani) kanë amplitudë disa kilometra dhe depërtojnë në thellësi të mëdha, duke prekur të gjithë Koren e Tokës. Në to vendosen vatra tërmetesh. Tektonikat mbihipëse të kundërta janë shkaktuar nga dukuritë tektonike zbrapëse.

Dy stile tektonike janë dalluar në zonën Jonike: stili i tektonikës së dyfishtë dhe ai tjegullor. Gjeodinamika e zonës Jonike është lidhur me evolucionin e prishjeve tektonike tërthore. Këto prishje e kanë ndarë basenin jonian në disa blloqe, qysh nga koha e riftimit në jurasikun e poshtëm dhe të mesëm. Riaktivizimi periodik i prishjeve tërthore kanë luajtur gjithashtu, një rol të rëndësishëm në dukurinë e mbihipjes. Në profilin krahinor sizmik, që kalon nëpër zonën Jonike, duket qartë se gjatë procesit të strukturimit të zonës Jonike, nga oligoceni i sipërm deri në langhian, kanë ndikuar gëlqerorët e nënshtruar të basenit të Adriatikut dhe të zonës së Sazanit (Fleta 5).

Karakteristikë e përbashkët e brezave strukturorë të zonës Jonike dhe Kruja janë ndërlikimet tektonike dhe mbihipja e tyre perëndimore [Aliaj Sh. 1987, Bare V. etj., 1996, Mëhillka Ll. etj., 1999, Prenjasi E., 1999, Xhufi C. dhe Canaj B, 1999]. Procesi i mbihipjes ndihmohet edhe nga prania e trashësisë evaporitike triasike nën prerjen karbonatike.

Si rrjedhojë e lëvizjeve tektonike të njëpasnjëshme, depozitimet e Miocenit të poshtëm, të mesëm e të sipërm janë të vendosur me diskordancë mbi brezat antiklinalë dhe ata kalimtarë për në brezat sinklinalë. Këta të fundit janë rrudhosur në tortonian-pliocen. Kjo dukuri ka çuar në ndërtim dykatësor (Fleta 5). Strukturat zhyten drejt veriut, ku mbulohen nga molasa e Ultësirës Pranadriatike.

2.1.3.5. Zona Sazani (S), është vazhdim i platformës Apuliane. Ajo ndërtohet nga një prerje e trashë gëlqerorësh e dolomitesh kretako-oligocenike. Transgresisht mbi formacionin karbonatik, vendosen depozitimet mergelore të burdigalianit.

2.1.3.6. Ultësira Pranadriatike (UPA), është ultësirë paramalore e mbushur me molasa miocenike dhe pliocenike, të cilat përgjithësisht janë të mbuluara nga depozitimet kuaternare (Fleta 5). Depozitimet e saj janë vendosur mbi pjesën veri-perëndimore të zonës Jonike dhe pjesërisht mbi zonat Kruja dhe Sazani. Ultësira Pranadriatike filloi të zhvillohet në fazën tektogjene të seravalian-mesinianit, e cila kish filluar në oligocen dhe shkaktoi rrudhosjen e zonave Kruja, Jonike dhe Sazani. Trashësia e molasave zmadhohet nga juglindja në veriperëndim, duke arritur në 5000m.

Depozitimet ranorike-argjilore të serravalianit, të tortonianit dhe mesinianit vendosen trasgresivisht mbi depozitimet më të vjetra, deri te gëlqerorët, duke krijuar një ndërtim strukturor dykatësor. Depozitimet e pliocenit janë argjilore dhe ranoro-konglomeratike.

Në periferinë lindore të saj, depozitimet e Ultësirës vendosen transgresivisht mbi vargjet antiklinale dhe sinklinale të zonës Jonike dhe Kruja, duke filluar që mbi shliret dhe flishin deri te gëlqerorët.

Molasa e Ultësirës është e rrudhosur dhe formon disa antiklinale, brahiantiklinale dhe sinklinale. Në verilindje shtrihet sinklinali i Tiranës. Ai ka krah lindor relativisht të qetë, ndërsa krahu perëndimor ka rënie shumë të madhe deri i përmbysur. Ky krah, në veri të sinklinalit komplikohet me shkëputje tektonike. Mjaft i gjerë është edhe sinklinali i Myzeqesë. Në perëndim të tij shtrihet vargu i antiklinaleve Ardenicë-Divjakë-Kryevidh-Durrës.

Baseni sedimentar shqiptar vazhdon dhe në shelfin shqiptar të detit Adriatik, si me formacionin terrigjen ashtu edhe atë karbonatik.

Zonat tektonike të Albanideve të jashtme ndodhen në regjim tektonik shtypës qysh nga periudha e jurasikut të sipërm-kretakut [Aliaj Sh., 1987, Meço S. dhe Aliaj Sh, 2000, Sulstarova E., 1987]. Vetëm në pjesën perëndimore, zona Apuliane dhe baseni i Adriatikut jugor ndodhen në regjim tektonik të vazhdueshëm në tërheqje.

Tektonika mbihipëse e kundërt në zonën Jonike dhe Sazani është dukuri neotektonike. Modelet e formuara strukturore-tektonike paraqiten, si rezultat i interferencës të dy efekteve, të mbihipjes jugperëndimore dhe efektit të mbihipjes dytësore të re veriperëndimore. Gjatë ciklit molasik, strukturat dhe vargjet strukturore të zonave Kruja, Jonike dhe Sazani kanë zmadhuar shkallën e mbihipjes dhe të mbihipjes së kundërt, si rezultat i zhvillimeve tektonike të fuqishme. Kjo dukuri shpeshherë luan rol kryesor në formimin e blloqeve tektonikë me natyre tjegullore.

2.2. Modelet gjeotermale të Albanideve

Studimet gjeotermale, të klasifikuara sipas parametrave të temperaturës në nivele thellësiore të ndryshme, si edhe të gradientit gjeotermal, krahas njohjes së përhapjes së fushës termale të Tokës, si objektiv përfundimtar kanë patur edhe vlerësimin e dendësisë së fluksit të nxehtësisë.

Njohja e fluksit të nxehtësisë krijon mundësitë për të vlerësuar:

- Nxehtësinë dhe shkallën e maturimit të lëndës organike gjatë llogaritjeve gjeologo-gjeokimike të rezervave të naftës dhe të gazit në fazat prognozë dhe në ato më të detajuara të kërkimit të vendburimeve të naftës dhe të gazit.
- Burimet e energjisë gjeotermale ekzistuese dhe të kërkimin e burimeve të reja.
- Gjendjen termale të masivëve shkëmbore në fushat e minierave të thella, për zgjidhjen e problemeve të ndryshme teknike, në radhë të parë të ajrimit të minierave.
- Paleoklimën dhe ekstrapolimin e të dhënave të parashikimeve, në kuadrin problemeve të mjedisit.

Nisur nga kjo rëndësi, vlerësimi i fluksit të nxehtësisë është bërë me të dhënat më të sigurta të temperaturës, të regjistruara në kushte të qëndrueshmërisë termike të puseve dhe me termograma të padeformuara nga procese gjeomorfologjike, litologo-strukturore dhe hidrodinamike sipërfaqësore dhe të thellësisë. Për këto arsye është analizuar me imtësi ndikimi i përbërjes litologjike dhe strukturore, si edhe dukuritë e hidrodinamikës në madhësinë e gradientit gjeotermal.

Vlerësimi i dendësisë së fluksit të nxehtësisë bëhet duke klasifikuar puset sipas modeleve gjeotermale, në pajtim me kriterin që madhësia e dendësisë së fluksit të përcaktohet për pjesën relativisht më homogjene të prerjes gjeologjike të shpuar nga puset:

1. ***Modeli i suites argjilore Helmësi të pliocenit***, për Ultësirën Pranadriatike.
2. ***Modeli i prerjes molasike të serravalian - tortonianit***, për rajonet Durrës, Tiranë, Kuçovë e Memaliaj.
3. ***Modeli i prerjes mergelore të burdigalianit***, për rajonin e Vlorës.

4. ***Modeli i prerjes flishore të oligocenit***, për rajonet Ballsh-Cakran-Gorisht-Kocul, Kreshpan, Lanabregas, Prishtë, Sasaj dhe Vurg.
5. ***Modeli i prerjeve halogjene***, në diapiret e Xarës dhe të Dumresë, ku bëjnë pjesë pusi i Butrintit dhe puset e Dumresë.
6. ***Modeli i prerjes ultrabazike*** për rajonet e masivit ultrabazik të Bulqizes, të Kukësit, dhe të Tropojës.
7. ***Modeli i prerjes së shkëmbinjve vullkanogjenë*** të pakove të poshtme dhe të sipërme, për rajonet e Mirditës dhe Rehovës në Korçë.
8. ***Modeli i prerjes karbonatike*** në Alpet Shqiptare.

Për rritjen e saktësisë së modelimit në pjesën e prerjes gjeologjike të studiuar u vlerësuan vetitë termike të ponderuara në varësi të litologjisë faktike të prerjes. Deshifrimi litologjik u bë në diagramat e karrotazhit, sipas rezistencës së dukshme dhe të polarizimit spontan.

2.3. Vetitë termike të shkëmbinjve

Vetitë termike janë studiuar për një diapazon të gjerë dhe për lloje të ndryshme shkëmbinjsh, që ndërtojnë prerjet e puseve, ku u llogarit dendësia e fluksit termik [Hanel R. etj., 1996, Mongelli 1981, Mongelli F. dhe Zito G. 1993]. Mostrat janë marrë në puset ose në zhveshje natyrore për moshat dhe llojet litologjike të ndryshme. Në pasqyrën 1 (faqe 82) jepen rezultatet e përcaktimeve të përcjellshmërise termike, të kapacitetit termik dhe të difuzionit termik. Këto rezultate janë shfrytëzuar për të llogaritur dendësinë e fluksit të nxehtësisë. Analiza e përcjellshmërisë termike, e cila është parametër që nevojitet për të llogaritur dendësinë e fluksit të nxehtësisë, për lehtësi shtjellimi në këtë tekst, është bërë duke analizuar rezultatet e përgjithësimit të të dhënave petrotermike, të cilat paraqiten në pasqyrën 2 (faqe 82).

Nga të dhënat e kësaj pasqyre, duket se ranorët e tortonianit dhe të oligocenit, po kështu edhe argjilat e tortonianit kanë vlerën më të madhe të përcjellshmërisë termike, duke arritur përkatësisht deri në 5.707 dhe 5.034 $W.K^{-1}.m^{-1}$. Vlera të larta të përcjellshmerisë termike janë fiksuar edhe te shkëmbinjtë magmatikë, veçanërisht tek ultrabazikët, të cilët kanë përcjellshmërinë termike deri në 3.828 $W.K^{-1}.m^{-1}$. Shmangia mesatare kuadratike arrin vlera absolute të rendit nga 0.101 deri në 1.218 $W.K^{-1}.m^{-1}$, vlera relative e të cilit arrin në 5.6 deri në 38.6%, ose mesatarisht 14.5 %. Këto shpërndarje të vlerave të përcjellshmërisë termike janë patur parasysh në vlerësimin e ndikimit të tyre gjatë llogaritjes së dendësisë së fluksit termal.

Vlerësimi i analizave për përcjellshmërinë termike në drejtim vertikal është bërë në dy rrugë:

a) Duke kryer matje të përcjellshmërisë në mostra të marrë në të njejtin pus të thellë të naftës e të gazit (Pasqyra 2). Nga sa duket nga prerja gjeotermale e paraqitur në këtë pasqyrë, përcjellshmëria termike luhatet nga 1.040 deri në 2.900$W.K^{-1}.m^{-1}$ për një prerje të molasave neogenike, me trashësi 5100m. Flishi oligocenit të poshtëm ka përcjellshmëri termike që luhatet nga 2.097 deri në 3.573$W.k^{-1}.m^{-1}$.

b) Duke llogaritur dendësinë e fluksit të nxehtësisë, sipas inversionit për prerjen gjeotermale të pusit Kolonja-10, nisur nga prerja argjilore e suites Helmesi të pliocenit, me përcjellshmëri termike të njohur. Sipas madhësisë së këtij fluksi, duke patur të njohur gradientin gjeotermal, është vlerësuar përcjellshmëria termike e prerjes së suitave të ndryshme. Në pasqyrën 3 (faqe 83) jepen rezultatet e inversionit dhe krahasimi i vlerave të gjetura nga inversioni me mesataret e matura. Siç duket, përputhja është e mirë dhe ndryshimi është më i vogël se sa gabimi i matjes.

3. METODIKA E VROJTIMIT, E PERPUNIMIT DHE INTERPRETIMIT TË REZULTATEVE TË STUDIMEVE GJEOTERMALE

Studimet gjeotermale në Shqipëri, janë orientuar në disa drejtime:

1. Matja e temperaturës në puse dhe në miniera të thella. Temperatura është regjistruar në 120 puse të thellë nafte e gazi të vendosur në pjesën jugperëndimore të Shqipërisë dhe në 25 puse të cekët në rajonet lindore të vendit, të ndodhur në nivele hipsometrike të ndryshme. Në puset e thellë temperatura është regjistruar në mënyrë të vazhdueshme. Matja e temperaturës në puset e cekët dhe matjet e kontrollit të temperaturës në puset e thellë janë kryer me hap (5–10)m. Temperatura është matur me termometra elektrikë me rezistencë dhe me termistor. Gabimi mesatar absolut i matjes është 0.3°C. Në përgjithësi, regjistrimi i temperaturës është bërë në puse me regjim termik të vendosur dhe të mbushur me solucion argjile ose me ujë, gjatë uljes të termometrit në pus. Gabimi mesatar kuadratik i matjeve të kontrollit ka rezultuar ±0.14°C, çka tregon për saktësinë e lartë të matjes.

Në disa raste, kur nuk ka qenë e mundur të regjistrohej temperatura në regjim termik të vendosur, gjatë procesit të shpimit, u përdor metoda e Drury (Drury, 1984) dhe nomograma e Horner-it, për llogaritjen e gradientit gjeotermal. Matjet e temperaturës me termometra elektrikë u kontrolluan në disa puse edhe me matje me termometër maksimal me zhivë në thellësi. Ka patur përputhje të mirë midis dy mënyrave të matjes: shmangia standarde mesatare kuadratike ishte 1.6°C dhe gabimi mesatar relativ, më i vogël se 5%. Të dhënat e dy-tre puseve, ku gabimi mesatar relativ ka qenë më i madh se 5%, nuk janë marrë parasysh për llogaritjen e dendësisë së fluksit termal.

Të dhënat e regjistruara u përpunuan me analizën e trendit të rendit të parë dhe të dytë.

Termogramat e të gjithë puseve të thellë e të cekët, që ndodheshin në zona me reliev të thyer janë korrigjuar për ndikimin e relievit:

$$G_1 = \sum_{1}^{12} \frac{(G - G_0)\cdot h_i \cdot \Delta r_i}{\left[1 + \left(\frac{z}{r_i}\right)^2\right]^{\frac{3}{2}} \cdot r_i} \quad , \text{[në °C/m]} \qquad \textbf{(1)}$$

ku: hi – lartësia relative lokale e unazës me rreze mesatare r_i dhe me gjerësi r_i, në m.

G, G_0-gradienti mesatar dhe në sipërfaqe i temperaturës në pus, në °C/m

Ga - gradienti mesatar i temperaturës së ajrit, i marrë [G_a=0.006 °C/m]

z - thellësia ku bëhet korigjimi

U vlerësua edhe deformimi lokal i gradientit në thellësinë Z:

$$G_2 = \sum_{1}^{12} \frac{\left[1 - 2\left(\frac{z}{r_i}\right)^2\right] \cdot (G - G_a) \cdot h_i \cdot \Delta r_i}{\left[1 + \left(\frac{z}{r_i}\right)^2\right]^{\frac{3}{2}} \cdot r_i^2} \quad \text{, [në °C/m]} \qquad \textbf{(2)}$$

Për pusin më karakteristik në Ultësirën Pranadriatike (Kolonja-10) është bërë edhe korrigjimi për sedimentimin deri në dyshemenë e moshës së serravalianit.

Me rezultatet e përpunimit shifror u ndërtuan hartat, duke përdorur programin Surfer. U ndërtuan hartat e temperaturës për thellësinë 100, 500, 1000, 2000 dhe 3000m dhe harta e gradientit gjeotermal mesatar. Për Albanidet e jashtme, ku ndodhen puset e naftës dhe të gazit, hartat janë ndërtuar në shkallën 1: 500000, kurse për të gjithë territorin Shqiptar në shkallën 1: 1000000, në pajtim me kërkesat teknike për dendësinë e pikave të vrojtimit.

Për Atlasin, hartat janë zvogëluar në shkallën 1: 1 500000, për ti përfshirë në formatin e Altasit të miratuar nga Projekti. Mbi bazën e modeleve gjeotermale dhe të modelimit matematikor është kryer edhe ekstrapolimi për vlerësimin e temperaturës në thellësitë e mëdha në zonat e Albanideve të brendshme, ku puset janë të cekët. Janë zgjedhur vetëm puse ku gradienti gjeotermal është i padeformuar nga faktorët e ndryshëm gjeologjikë e morfologjike, informacioni i të cilëve shërbeu edhe për llogaritjen e dendësisë së fluksit termal. Për këtë arsye janë ndërtuar dy lloj harta për këto thellësi të mëdha: Harta për të gjithë Shqipërinë dhe harta vetëm për territorin e Albanideve të jashtme ku ndodhen puset e thellë të naftës dhe të gazit dhe ku temperatura është matur deri në thellësitë (3000–4000)m. Këto vlera të temperaturës janë krahasuar edhe me temperaturat e ekstrapoluara, të dhëna në Atlasin Gjeotermal të Europës. Nga ky ballafaqim rezulton se temperaturat për të dyja rastet janë të afërta dhe kanë ndryshime të pranueshme.

2. Matja e vetive termale të shkëmbinjve. U përcaktuan 392 mostra, sipas modeleve gjeotermale të ndryshme. Përcaktimet janë kryer me metodën krahasuese të qëndrueshme, me aparaturat tip ISOMET Model 4 dhe “Shotherm” QTM-2, me anën e të cilave maten të gjitha vetitë termike të treguara më lart. Saktësia e matjes së mostrave ishte e lartë. Gabimi mesatar kuadratik i përcaktimit të përcjellshmërise termike është +/- 0.29 Wk-1m-1.

3. Llogaritja e dendësisë së fluksit të nxehtësisë, sipas modeleve gjeotermale të treguara në paragrafin 2.2, me formulën:

$$q = \lambda \cdot \frac{dt}{dh} \quad \text{, [në mW/m2]} \qquad \textbf{(3)}$$

ku: - përcjellshmëria termale e shkëmbinjve
- gradienti gjeotermal

Dendësia e fluksi të nxehtësisë për Ultësirën Pranadriatike u llogarit për prerjen e suitës pliocenike Helmësi, vetëm me termogramat me cilësinë më të lartë. Për këtë vlerësim është përcaktuar madhësia mesatare (1.94±0.07)$Wm^{-1}K^{-1}$ e përcjellshmërisë termike të argjilave të kësaj suite. Shmangia mesatare kuadratike është: ±0.078 $Wm^{-1}K^{-1}$. Gabimi i mundshëm në vlerësimin e madhësisë mesatare të tij është shumë i vogël, ±3.6%, për shkallën e sigurisë 95%, për numrin e mostrave të përcaktuar.

Shpërndarja faktike e vlerave të përcjellshmërisë termike të shkëmbinjve sjell luhatjen edhe të dendësisë së llogaritur të fluksit të nxehtësisë. Nga llogaritja rezulton se mesatarisht, dendësia e fluksit të nxehtësisë mund të luhatet deri në masën $10mW/m^2$, për prerjen flishore të oligocenit dhe $14mW/m^2$ për ofiolitet, në krahasim me vlerat e paraqitura në pasqyrën 5, me të cilat është ndërtuar harta. Ky vlerësim është bërë për masën e shmangies mesatare kuadratike të përcjellshmërisë termike të komplekseve të mësipërme të shkëmbinjve.

4. Studimi nga pikëpamja gjeologjike, hidrogjeologjike, kimike dhe gjeotermale e tetë burime të ujërave termale, një burim avulli gjeotermal dhe tetë puse gjeotermalë që ndodhen në Shqipëri.

5. Vlerësimi i éresurseve të energjisë gjeotermale dhe veçimi i zonave potenciale, në të cilat mund të shfrytëzohet energjia gjeotermale në Shqipëri. Për këto burime u llogaritën edhe rezervat e energjisë gjeotermale.

6. Përvijimi i rrugëve të shfrytëzimit kompleks dhe kaskadë të energjisë gjeotermale në Shqipëri.

Studimet gjeotermale janë shtrirë në të gjithë territorin shqiptar dhe në brezin ndërkufitar Shqipëri-Greqi dhe Shqipëri-Maqedoni.

Të dhënat e puseve në territorin e Republikës së Shqipërisë janë lidhur me të dhënat e dy puseve që ndodhen pranë kufirit Shqiptaro-Grek, njëri Greqi-8 në Jug te Butrintit, si edhe tjetri Napoli-2 në lindje të Malit të Gramozit, në dy puset e shpuara në Adriatik, njëri në veriperëndim të Durrësit dhe tjetri në veriperëndim të Vlorës. Kësisoj, hartat e temperaturave, të gradientit gjeotermal dhe të dendësisë së fluksit të nxehtësisë të Republikës së Shqipërisë janë të lidhura me ato të Greqisë dhe të Shelfit të Adriatikut.

Llogaritja e rezervave të fushave gjeotermale potenciale është bërë në pajtim me "Udhëzuesin e Rekomandimeve të Komisionit Ndërkombëtar të Fluksit Termal" të botuar në "Manual për përcaktimin e dendësisë së fluksit të nxehtësisë së Tokës", nga botuesi Haenel R., Rybach L.,Stegena 1996, si edhe Rach Golf van T.D. 1982, Doracaj M. 1986.

Nxehtësia në vend (Q_o), që ka një akuifer i dhënë, përcaktohet duke shfrytëzuar modelin vëllimor të nxjerrjes së nxehtësisë:

$$Q = (1-P)\cdot g_m \cdot c_m + P \cdot g_w \cdot c_w \cdot (T_t - T_0)\cdot A \cdot \Delta Z \qquad \textbf{(4)}$$

ku:

P - poroziteti efektiv
g - dendësia mesatare e shkëmbinjve ose e kolonës së ujit.
c - kapaciteti i nxehtësisë specifike të shkëmbinjve ose të ujit.
T_t - temperatura në tavanin e akuiferit
T_0 - temperatura në sipërfaqen e Tokës
A - sipërfaqja e zonës së studiuar
ΔZ - trashësia reale e akuiferit
m - indeksi për matriksi i shkëmbit
w - indeksi për ujë

Rezervat e identifikuara në grykën e pusit të vetmuar (Q_i), llogaritet me funksionin:

$$Q_i = Q_0 \cdot R_0 \qquad \textbf{(5)}$$

ku: Ro është faktor i rikuperimit, i ndryshëm për puset me dhe pa ri-injektim:

$$R_0 = 0.33 \cdot \frac{T_t - T_r}{T_t - T_0} \qquad \textbf{(6)}$$

ku: T_r- temperatura e ujit të ri - injektuar, °C

Rezervat e provuara në grykën e pusit (Q_2), u llogaritën me ekuacionin:

$$Q_2 = R_1 \cdot Q_1 \qquad \textbf{(7)}$$

Faktori i rikuperimit (R_1), përcaktohet nga madhësia e energjisë së nxjerrshme, kostos së instalimeve (I), dhe rezervave të identifikuara (Q_1):

$$R_1 = \frac{E - I}{Q_1} \qquad \textbf{(8)}$$

$$E = Q_v \cdot (T_t - T_r) \cdot g_w \cdot c_w \cdot \Delta t \qquad \textbf{(9)}$$

$$I = \frac{I_\$ \cdot C}{P_r} \qquad \textbf{(10)}$$

ku:

I – kosto e instalimeve të pusit të vetëm ose të sistemit me dy puse, e shprehur në nxehtësi,
I_s - kosto e instalimeve ku përfshihet kosto e shpimit dhe kompletimit të pusit,
C – përmbajtja e nxehtësisë specifike të naftës,
P_r – çmimi i naftës në kohën e dhënë,
Δt- afati i shërbimit të instalimit
Q_v – prurja e ujit nga akuifer i kufizuar

Duke konsideruar regjimin e qëndrueshëm të prurjes së ujit nga akuiferi, dhe faktin se ka vetëm luhatje shumë të vogla të prurjes dhe të presionit në grykën e pusit për një periudhë të gjatë kohe, (afërsisht 30 vjeçare) parametrat fizike, si përshkueshmëria (k), përçueshmëria hidraulike (k_f) dhe transmetueshmëria (T_v), u vlerësuan me ekuacionet:

$$Q_v = \frac{2\pi T_v S}{\ln\left(\frac{R}{r}\right)} \qquad \textbf{(11)}$$

dhe

(12)

dhe
$$Q_v = 2\pi rz \frac{\sqrt{K_1}}{15} \quad \textbf{(12)}$$

Për rastin e burimeve gjeotermale të zonës Kruja është supozuar karakteri homogjen anizotrop i kolektorit karbonatik me çarje lidhur me rrjedhjen e ujit.

Në këtë rast është përcaktuar tenzori i përshkueshmërisë, d.m.th. është përllogaritur përshkueshmëria e çarshmërisë sipas dy drejtimeve, si edhe dendësia e tyre lineare:

ϕ

$$k = \sum_{i=1}^{N} \frac{b_i^2 \cdot \phi_i}{12} \quad \textbf{(13)}$$

$$\phi = \sum_{i=1}^{N} b_i \cdot D_i \quad \textbf{(14)}$$

ku:
N - numri i sistemeve të çarjeve
b_i – gjerësia mesatare e sistemit të çarjeve
$_i$ – poroziteti i sistemit të çarjeve
D_i – dendësia lineare e sistemit

Është vlerësuar fuqia termale e mundshme për instalim (Lund J. W, 1996, Rybach L. et al. 2000):

$$\text{Fuqia termale} = \text{Prurja max.(kg/sek)} \times \left[\text{temper.hyrje}(^{O}C) - \text{temper.dalje}(^{O}C)\right] \times 0.004184 \text{ ne MWt}$$

energjia vjetore e përdorur:

$$\text{Energjia vjetore e perdorur} = \text{Prurja mes.(kg/sek)} \times \left[\text{temper.hyrje}(^{\circ}C) - \text{temper.dalje}(^{\circ}C)\right] \times 0.03154 \text{ ne TJ/vit}$$

si edhe faktori i kapacitetit termik:

$$\text{Faktori i kapacitetit termik} = \frac{\text{Energjia vjetore e perdorur(TJ/vit)}}{\text{Fuqia termike e instaluar (MWt)}} \times 0.03171$$

II. GJEOTERMIA E ALBANIDEVE

4. ENERGJIA GJEOTERMALE NË SHQIPËRI

Energjia gjeotermale është energji e rinovueshme, miqësore me mjedisin, që lidhet me:

· Fluksin e nxehtësisë së Tokës

· Ujërat e nxehtë që burojnë nga nëntoka ose fontanojnë nga puset.

4.1. Regjimi Gjeotermal i Albanideve

Gjendja gjeotermale e Albanideve kushtëzohet nga shpërndarja e fushës së temperaturave në thellësi të ndryshme, gradienti gjeotermal dhe dendësia e fluksit të nxehtësisë, në lidhje të ngushtë me litologjinë, me tektonikën dhe hidrodinamikën e ujërave nëntokësore.

4.1.1. Temperatura

Shpërndarja e fushës së temperaturës në Atlas është bërë për thellësitë (100, 500, 1000, 2000, dhe 3000)m (Fleta 7, 9, 10, 11, 12).

Sasia e nxehtësisë dhe temperatura në sipërfaqen e Tokës, si edhe ndryshimi i temperaturës me thellësinë në prerjen pranësipërfaqësore dhe brezin e temperaturës konstante i përcaktojmë nga pozicioni gjeografik, kushtet gjeomorfologjike, si pjerrësia e tokës dhe pozicioni i saj ndaj diellit, përbërja litologjike dhe nxehtësia specifike e mbulesës së shkrifët dhe e shkëmbinjve rrënjësorë nën ta, lagështia e tyre, si edhe stina e moti. Sipas studimeve hidrometeorologjike shumë vjeçare rezulton se gjatë stinës së verës, zonat fushore dhe jugperëndimore marrin mesatarisht 140,000 kalori.cm^{-2} nga rrezatimi diellor, ndërsa në zonat verilindore, si në Peshkopi, sasia e nxehtësisë arrin 120,000 kalori.cm^{-2}. Në pjesën pranësipërfaqësore, me rritjen e thellësisë zvogëlohet temperatura. Kjo ulje arrin deri në 9°C nga thellësia 5cm në 80cm [Gjoka L., 1990, Klima e Shqipërisë 1978].

Në rajonin fushor të vëndit, si në fushën e Tiranës (Rinas), në prerjen e depozitimeve kuaternare, në brezin e temperaturës konstante, të paktën deri në thellësinë 31m, ku është kryer regjistrimi, temperatura është rreth 15.5 °C (Fleta 8-a). Në këtë rajon ky brez ruan të njëjtën temperaturë gjatë të gjithë vitit. Ndryshime anësore të temperaturës, deri në masën 0.5°C, janë regjistruar edhe në largësi 500m, në të njëjtën ditë dhe orë. Kjo lidhet me ndryshimin e përbërjes litologjike të depozitimeve të shkrifta kuaternare. Në rajonet malore verilindore të Shqipërisë, është vrojtuar se brezi i temperaturës konstante vijon deri në thellësinë 50m, siç është rasti në prerjen e shkëmbinjve vullkanogjenë në zonën e Fushë-Arrëzit.

Në puse të ndryshme në zonat fushore dhe ato malore është vërejtur një zvogëlim i gradientit të temperaturës në krahasim me vlerën normale në pjesën pranësipërfaqësore të prerjes. Ky ndryshim shpreh ndikimet e paleoklimës.

Në gjysmën e parë e shekullit të XX-të, përgjithësisht është vrojtuar ngrohja e klimës, me rreth 1°C. Çereku i tretë e këtij shekulli u karakterizua nga një ftohje prej 0.6°C, dhe më pas deri në ditët tona është prezent ngrohja me rreth 1.2°C. Ndryshimi i klimës dhe prirja e ngrohjes kanë histori të temperaturës së truallit (HTT) të ndryshme në rajonet malore dhe fushore të vendit, madje edhe midis rajoneve fushore, në varësi të shpyllëzimeve dhe të gjendjes kënetore të trevës. Kjo ngrohje është pjesë e ngrohjes globale që po vrojtohet aktualisht në rruzullin e Tokës. Periudha e ngrohjes në Shqipëri është e shoqëruar edhe me ndryshime të regjimit të reshjeve atmosferike, të lagështisë dhe të shpejtësisë së erës. Është pakësuar për rreth (200-400)mm sasia vjetore e reshjeve. Këto ndryshime kanë patur impakt në pyjet, në sistemin ujor të vendit dhe në regjimin hidrografik të detit Adriatik [Frashëri A., 2001, Frashëri A. dhe Pano N. 2003, 2003]. Rritja e temperaturës ka filluar të ndikojë edhe në pjesë të pyjeve të vendit në zonat bregdetare dhe në brendësi të vendit. Në këto kushte, ndryshimet e llojeve bimore vihen re me shtimin e atyre llojeve që kërkojnë më pak ujë dhe durojnë më shumë thatësirën, si përshembull shkurret gjethevogla, marina, murrizi, gjineshtra etj. në zonën e Kuçovës, të Ballshit etj. Në zona të tjera, si në Divjakë, instalohen drurët halorë [Hasko H. 2003]. Në kuadrin e ngrohjes globale është e dukshme edhe prirja për zvogëlimin e sipërfaqeve të pyjeve.

Tabloja e fushës termale të Tokës në sipërfaqe, si edhe gradientet gjeotermale të vegjël në Albanide, kanë sjell që në thellësinë 100m temperaturat të jenë të ulëta nga 16°C deri në 18.8°C në zonën Jonike dhe në Ultësirën Pranadriatike (Fleta 7). Sektorët me temperaturë midis 18°C dhe 19°C ndodhen në Kolonjë-Divjakë-Kryevidh, Vlorë dhe Sarandë-Delvinë.

Duke analizuar hartën e temperaturës në thellësinë 100m, vihen re disa veçori:

Së pari, temperatura rritet drejt jugperëndimit dhe perëndimit, në ndryshim nga gradienti gjeotermal, i cili rritet drejt lindjes.

Së dyti, izotermat kanë në përgjithësi përvijëzim sipas shtrirjes së strukturave dhe të zonave tektonike të Albanideve, me drejtim veriperëndim-juglindje. Bën përjashtim nga kjo ecuri, përvijëzimi i izotermave në zonën e Alpeve Shqiptare, ku ato kanë drejtim pothuajse paralel me tërthoren Shkodër-Pejë.

Së treti, izoterma me vlerë të temperaturës 18°C, ashtu si edhe izogradientet, mbetet e hapur drejt veriperëndimit në shelfin e detit Adriatik. Edhe izoterma 16°C mbetet e hapur në këtë drejtim.

Fusha gjeotermale në thellësinë e Albanideve të jashtme karakterizohet nga vlera relativisht të ulëta të temperaturës, siç është karakteristikë e baseneve sedimentare me trashësi të madhe të depozitimeve. Në thellësinë 500m, temperaturat rriten deri në (21-25.7)°C (Fleta 9). Në Ultësirën Pranadriatike dhe në zonën Jonike temperatura arrin deri në 32.9°C në thellësinë 1000m (Fleta 10), 54°C në thellësinë 2000m (Fleta 11) dhe 71.8°C në thellësinë 3000m (Fleta 12).

Më thellë, temperatura rritet gradualisht, derisa arrin 105.8°C në thellësinë 6000m, të matur në strukturën e Ardenicës (Fleta 25).

Siç duket nga hartat e temperaturës së paraqitura në fletët 7, 9, 10, 11, 12, ecuria e izotermave, me përafrimin e parë, ruan drejtimin hapësinor të strukturave të Albanideve. Këto izoterma mbeten të hapura drejt veriperëndimit, në shelfin e detit Adriatik.

Në hartat e temperaturës vihet re që epiqendrat e temperaturave më të larta zhvendosen drejt verilindjes.

Krahas ndryshimeve krahinore të temperaturës, ekzistojnë edhe luhatje lokale anësore edhe në largësi 7-8km. Në Ultësirën Pranadriatike, në thellësinë 3000m janë fiksuar ndryshime të temperaturës deri në (8-9)°C në të tilla largësi. Ndryshimet më të mëdha anësore të temperaturës për nivelet, deri në 500m, janë fiksuar në rajonet e zonës tektonike Mirdita, duke filluar nga Rehova deri në Tropojë. Ky ndryshim i fundit shkaktohet kryesisht nga lëvizjet e ujërave të ftohta nëntokësore.

Shumë interes paraqet fusha e temperaturës në liqenin e Ohrit. Në profilin verior me drejtim lindje-perëndim në Piskopat, temperatura e matur në datën 4 shtator 1994, në thellësi 10m ka qenë 23.8°C dhe në drejtimin horizontal ndryshon në kufij të vegjël, deri në 0.5°C (Fleta 8-b). Temperatura ndryshon, madje me gradient të madh, në drejtim vertikal deri në thellësinë 40 m. Më thellë, praktikisht ajo ruhet konstante, në vlerën (7-8)°C. Në profilin e Gurit të Kuq, ku janë kryer sondime gjeotermale vihet re se izotermat, me përjashtim të ndonjë turbullimi të vogël, janë pothuajse horizontale dhe paralele me njera-tjetrën (Fleta 8-c). Përvijëzimi i tyre nuk kushtëzohet nga pjerrësia e fundit të liqenit.

4.1.2. Gradienti gjeotermal

Përhapja e fushës së gradientit gjeotermal të Albanideve në tërësi dhe e atyre të jashtme në veçanti, është e kushtëzuar plotësisht nga gjeologjia e zonave tektonike në plan krahinor dhe nga situacioni litologo-strukturor lokal (Fleta 13).

Në hartën e gradientit gjeotermal dallohen qartë disa rajone gjeotermale:

a) **Baseni Sedimentar Shqiptar**, i cili karakaterizohet me vlerë më të madhe të gradientit gjeotermal. Kështu, në pjesën argjilore të suitës Helmësi të pliocenit në qendrën e Ultësirës Pranadriatike, gradienti arrin në 21.3mK·m^{-1} (Fleta 14-a, 14-b). Gradienti gjeotermal, mesatarisht, ka madhësi rreth 15mK·m-1. Izolinja me vlerën e gradientit 15mK·m^{-1} ka përvijëzim pothuajse të ngjashëm me kufirin e Ultësirës dhe mbetet e hapur në drejtim të veriperëndimit, drejt shelfit të detit Adriatik. Ky gradient i vogël shpjegohet me trashësinë shumë të madhe, mbi 12000 m, të depozitimeve të Basenit Sedimentar Shqiptar.

b) **Brezi ofiolitik** karakterizohet nga gradiente gjeotermale, që luhaten në kufij të gjerë, nga (2 - 23.5)mk/m. Gradientet e vegjël shpjegohen me qarkullimin intensiv të ujërave nëntokësore, veçanerisht në masivet ultrabazike, çka vërtetohet me temperaturat e ulëta, në nivelin (7.0)°C deri në thellësi rreth 200m.

Duke analizuar në tërësi hartën e gradientit mesatar për brezin ofiolitik, vihet re rritje e gradientit drejt lindjes. Kjo rritje është e madhe, veçanërisht, drejt verilindjes në rajonin e Kukësit dhe juglindjes, në rajonin e Korçës. Gradienti më i madh 23.5mK·m^{-1} është regjistruar në masivin ultrabazik të Kukësit dhe Tropojës. Eshtë e rëndësishme të theksohet, se izolinja e gradientit me vlerë 20mK·m^{-1} këputet në sektorin e gjuhës flishore të Shën-Gjergjit, ashtu si edhe brezi ofiolitik, duke dëshmuar me këtë ndarjen e këtij brezi, të shprehur edhe në përhapjen e fushës së gravitacionit dhe atë magnetike. Vazhdimi jugperëndimor i tërthores Dibër-Elbasan-Vlorë, shprehet edhe në përvijëzimin e izolinjave të gradientit në zonën Jonike dhe në Ultësirën Pranadriatike.

c) **Zonat e gradienteve të vegjël**, me madhësi nga 5mKm^{-1} në zero ose madje negative, që janë Alpet shqiptare, rajoni Gjirokastrës dhe jug-lindja e Sarandës. Ndikim të fuqishëm në turbullimin e përhapjes së fushës termike dhe në ecurinë e temperaturës me thellësinë, ka lëvizja intensive e ujërave të ftohta sipërfaqësore deri në thellësitë e mëdha, (1000-2000)m, në prerjet gëlqerore në strukturat që kanë bërthama të zhveshura në sipërfaqen e tokës ose që shtrihen në thellësi të vogël. Kjo dukuri është fiksuar në strukturën e Kalcatit (Fleta 15-b), Erindit dhe Nokovës. Kështu, ndodh edhe në prerjet gëlqerore të Alpeve Shqiptare, ku deri në thellësinë 500m, ku është regjistruar temperatura, gradienti gjeotermal ka madhësi pothuajse zero mK·m^{-1}. Por, për të dy këta rajone vërehet se izolinjat e gradienti gjeotermal në jug të zonës Jonike kanë përvijëzim që përputhet me shtrirjen e brezave strukturorë. Në veri, në zonën e Alpeve dhe në atë të Krasta-Cukalit izolinjat janë pothuajse paralele me tërthoren Shkodër-Pejë.

d) **Rajoni Fushë - Krujë - Tiranë - Elbasan - Gramsh**, ku gradienti gjeotermal është relativisht i vogël, i nivelit rreth 10mk/m, që ka mundësi të kushtëzohet me praninë e diapireve kripore, që deformojnë përhapjen e fushës termike të Tokës. Në fletën 15-a tregohet profili gjeotermal i pusit në zonën e Paprit, ku nën prerjen flishore të oligocenit shtrihen kripërat e diapirit të Dumresë. Në intervalin (1600-3000)m, pusi ka kaluar nëpër kripë, e cila ka përcjellshmëri termike të lartë, prandaj edhe gradienti gjeotermal është më i vogël, sesa në pjesën tjetër të prerjes.

Në pjesën veriore të zonës Kruja, gradienti gjeotermal është më i vogël, ai ka madhësi rreth 12.5mK·m^{-1}. E kundërta ndodh në sektorin jugor ku gradienti rritet deri në 20mK·m^{-1}. Kjo rritje lidhet me ndikimin e fluksit gjeotermal të rritur në jugun e brezit ofiolitik.

Gradienti gjeotermal kushtëzohet nga tektonika dhe litologjia e prerjes gjeologjike të rajonit.

Vlera më të larta të gradientit gjeotermal janë fiksuar në strukturat antiklinale molasike të katit të sipërm strukturor, si në Divjakë (Fleta 14-a, 14-b). Në vargjet antiklinale me bërthama gëlqerore ku ka qarkullim të ujërave nëntokësore, gradientet gjeotermale kanë madhësi më të vogël në krahasim me pjesën e prerjes flishoidale. Gradienti gjeotermal zvogëlohet mesatarisht në masën (10-20)%, madje edhe më shumë, deri në 24%, siç është rasti i strukturës së Ballshit, ku gradienti në thellësinë (700-800)m karshi prerjes flishore të oligocenit ka vlerë 13.5mK·m^{-1}. Në prerjen gëlqerore të jurasikut deri në eocen, gradienti zvogëlohet deri në 11.5mK·m^{-1} (Fleta 14-c). Gradienti merr vlera të vogla, (7-10)mK·m^{-1}, në brezat e thellë sinklinale të zonës Jonike dhe zonës Kruja.

Litologjia e prerjes gjeologjike kushtëzon ecurinë anomale lokale të gradientit gjeotermal. Kjo lidhet me faktin se shkëmbinjtë me përbërje të ndryshme litologjike kanë përcjellshmëri termike të ndryshme. Tipike për këtë dukuri është prerja Pliocenike e pusit Povelça-3 (Fleta 15-c). Siç duket nga kjo figurë pjesa konglomeratiko-ranorike e suitës Rrogozhina, ku ranorët zënë 65% të prerjes, ka gradient gjeotermal mbi dy herë më të vogël se prerja argjilore e suitës Helmësi.

Albanidet e jashtme kanë gradient gjeotermal të ngjashëm edhe me të Dinarideve, të cilat gjithashtu, karakterizohen nga gradient relativisht i vogël, mesatarisht 15 mK·m^{-1} [Ibrahimpasic. J 1983, Milivojeviç G. M. 1993, Ravik D. dhe Rajner D. 1993], dhe me të pjesës veriore të Helenideve, ku gradienti gjeotermal është rreth 12 mK·m^{-1} [Fytikas M, Kolios N.P.], si edhe me shelfin shqiptar të Adriatikut (18.4-19.7)mK·m^{-1} [Atlasi Gjeotermal i Europës 1992]. Përputhje e mirë konstatohet edhe me të dhënat gjeotermale të Maqedonisë [Georgievna M. 2003, Micevsky E. 2003].

Në madhësinë e gradientit gjeotermal ndikon edhe shfaqja e trysnive të larta anomale. Duke filluar nga zona kalimtare deri në thellësinë e shfaqjes së trysnive të larta anomale, ekzistojnë anomali termike lokale të qarta. Temperatura rritet me hop në masën (5-10)°C (Fleta 15-d) [Hoxha Xh. 1984, Liço R. etj., 1998].

Në përhapjen e fushës termale ekzistojnë ndikime anësore, të cilat janë të mëdha veçanërisht kur në afërsi me pusin ku regjistrohet temperatura shtrihen struktura karbonatike ku qarkullojnë ujëra nëntokësore. Kështu, në pusin e thellë Ardenica-18, deri në thellësinë 2500m, gradienti gjeotermal mesatar ka madhësi 15.4mK·m^{-1}. Nën nivelin 3000m gradienti zvogëlohet deri në 13.1mK·m^{-1}; kjo ndodh sepse në lindje të këtij pusi, në të njejtën thellësi shtrihet struktura karbonatike e Patos-Verbasit (Fleta 25).

Modelimet gjeotermale kanë treguar se në Albanidet e jashtme, vlerat e gradientit gjeotermal (15-21.3)mK·m^{-1} ruhen deri në thellësinë 20km. Më thellë, gradienti zvogëlohet. Ky ndryshim i madhësisë së gradientit gjeotermal përputhet me tavanin e bazamentit kristalik. Ndërsa në Albanidet e brendshme gradienti gjeotermal zvogëlohet më thellë se 12000 m, me tavanin e evaporiteve triasike (Fleta 4-a).

4.1.3. Dendësia e fluksit të nxehtësisë

Fusha e dendësisë së fluksit të nxehtësisë, ashtu si edhe ajo e gradientit gjeotermal, paraqet disa karakteristika, që lejojnë të veçohen disa zona (Fleta 16).

Baseni Sedimentar Shqiptar, në qendrën e Ultësirës Pranadriatike, dendësia e fluksit të nxehtësisë është deri në 41.3mW/m^2. Izoterma 30mW/m^2 mbetet e hapur drejt shelfit shqiptar të detit Adriatik, ku dendësia e fluksit arrin deri në 35.7 dhe 38.2mW/m^2, në largësi 50km nga Durrësi dhe 35km nga Vlora, ku janë shpuar dy puse të thellë nafte e gazi. Në veriperëndim të Durrësit, në shpatin kontinental të Adriatikut lokalizohet një anomali e dendësisë së fluksit të nxehtësisë me amplitudë 100mW/m^2 [Geothermal Atlas of Europe, 1992].

Në diapirin kripor të Dumresë dhe të Xarës në Sarandë, dendësia e fluksit të nxehtësisë ka, përkatësisht, madhësi 37 mW/m^2 dhe 27 mW/m^2.

Brezi ofiolitik karakterizohet nga dendësi më e lartë e fluksit të nxehtësisë, që luhatet nga 40mW/m^2 në Rehovë të Korçës, 48.3mW/m^2 në Bulqizë dhe deri në 61.8mW/m^2 në Keçël të masivit ultrabazik të Kukësit. Edhe në masivin ultrabazik të Tropojës, dendësia e fluksit arrin 47.2mW/m^2. Deri në 47mW/m^2 arrin dendësia e fluksit të nxehtësisë edhe në Mirditën Qendrore, në venburimin e bakrit të Perlatit. Izotermat me vlera (35; 40; 45)mW/m^2 përvijojnë mirë brezin ofiolitik. Izotermat me vlera 45mW/m^2 në verilindje dhe me vlerë 40mW/m^2 në juglindje mbeten të hapura në drejtim të vazhdimit të brezit ofiolitik tej kufijve shtetërore të Republikës së Shqipërisë. Vlerat më të larta të dendësisë së fluksit të nxehtësisë në brezin ofiolitik, në krahasim me Albanidet e jashtme, shpjegohen me vendosjen më cekët të tavanit të bazamentit kristalin, ku shtrihen shkëmbinj që gjenerojnë nxehtësi si rrjedhojë e zbërthimit të elementeve radioaktivë [Frashëri A. 2000].

Në brezin ofiolitik janë fiksuar disa vatra me vlera të larta të dendësisë së fluksit të nxehtësisë. Këto anomali të fluksit të lartë lidhen me transmetimin intensiv të nxehtësisë nëpër thyerjet e thella tërthore, dhe veçanërisht në nyjet e ndërprejes së tyre me thyerjet e thella gjatësore. Këto thyerje kushtëzojnë edhe burimet e energjisë gjeotermale. Kjo tablo e përhapjes së fushës gjeotermale, ashtu si edhe ato të fushës së gravitacionit dhe magnetike, argumentojnë ndërtimin bllokor të bazamentit kristalin në Albanidet. Thellësia e tavanit të këtyre blloqeve është më e vogël në zonën tektonike Mirdita.

Në Alpet Shqiptare, dendësia e fluksit të nxehtësisë është shumë e vogël. Ajo ka madhësi që arrijnë deri në 10mW/m^2, çka shpjegohet me thellësinë e madhe, (50-60)km, të kufirit MOHO, si edhe me prerjen e trashë karbonatike, e cila gjeneron pak nxehtësi, në mungesë të përmbajtjes së elementeve radioaktive.

4.2. Burimet ujore të energjisë gjeotermale

4.2.1. Burimet dhe puset gjeotermale

Shqipëria ka shumë burime të ujërave termale (Pasqyra 4, Fleta 17). Këto burime njihen qysh në lashtësi. Në fshatin Bënjë të Përmetit ka burime termale në shtratin e lumit të Langaricës, të mirënjohura qysh në kohën e Perandorisë Romake, dhe vetë fshati emrin e ka marrë nga fjala “banjë” (Fleta 23-b).

Burimet termale të Llixhave të Elbasanit, gjithashtu janë të njohura qysh në atë kohë dhe në vitin 1932 atje është ndërtuar një qendër balneologjike moderne për kohën “Hotel Park”, që funksionon edhe në ditët tona me të njëjtën teknologji (Fleta 22-b, 28-a).

Në malin e Postenanit, në veri të Leskovikut, shfaqen burime avulli. Edhe këto burime janë shfrytëzuar nga banorët vendas për të bërë banja dhe për të mjekuar sëmundje të ndryshme.

Edit’h Durham, në librin “The Burden of the Balkans”, botuar në vitin 1905, shkruan: *“Përgjatë një shkëmbi, jo larg nga fshati, gjendet një burim sulfidrik, ... Burimi vlerësohet shumë për mjekime të reomatizmit…”.*

Që nga ajo kohë, burimet unikale të avullit në Shqipëri, mbetën jashtë vëmendjes së specialistëve dhe nuk janë pasqyruar në literaturën gjeologjike. Në verën e vitit 2003, Alfred Frashëri, Neki Frashëri dhe Ilir Mati, vajtën në Postenan dhe kryen vrojtime e fotografime [N. Frashëri, I. Mati, 2003] (Fleta 24-a, 24-b). Për këto burime avulli ka shkrojtur edhe gjeografi Meçaj N. në librin e tij (2003). Janë të mirënjohura burimet termale të Vromonerit në bregun e lumit Sarandaporo në Leskovik (Fleta 24-c) dhe të Peshkopisë (Fleta 26-b).

Gjatë gjysmës së dytë të shekullit të kaluar ka fontanuar ujë i nxehtë edhe nga disa puse të thellë të shpuar për kërkimin e naftës e të gazit (Pasqyra 5, Fleta 17).

Potenciali ujor nëntokësor i Shqipërisë dallon nga këto karakteristika kryesore:

· Volumi i përgjithshëm i potencialit ujor nëntokësor është i barabartë me W_N = 12.8km^3.

· Shtresa ujore e rrjedhjes nëntokësore si mesatare për të gjithë territorin arrin në Y_N = 295mm.

· Moduli i rrjedhjes ujore nëntokësore si mesatare për të gjithë territorin ka madhësi q_N = 9,5 l/sek.km^2.

Potenciali ujor nëntokësor përbën 31% të potencialit të përgjithshëm ujor të Shqipërisë.

Rrjedhja ujore gjatë shpërndarjes së saj gjeografike në territorin e vendit përfaqëson përkatësisht (10–60)% të rrjedhjes totale. Natyra e kësaj shpërndarje përcaktohet kryesisht nga kushtet fiziko-gjeografike të territorit dhe përkatësisht nga sasitë e rreshjeve atmosferike të rëna, nga evotraspiracioni si dhe nga struktura litologjike e territorit.

Deri sot, ujërat termale janë shfrytëzuar vetëm për qëllime kurative të sëmundjeve të ndryshme.

Në Shqipëri, njihen vetëm burime dhe puse të ujërave termale të entalpisë së ulët, temperaturat e disa prej tyre janë pothuajse në kufijtë e sipërm të entalpisë së ulët, duke arritur në 60°C në llixhat e Elbasanit dhe në pusin Ishmi-1/b, dhe 65.5°C, në pusin Kozani-8 (Fleta 21-a, 21-b). Prania e burimit të avullit, duket se janë premisat gjeologjike që të gjenden edhe burime gjeotermale të entalpisë së mesme, me temperaturë mbi 80°C.

4.2.2. Zonat gjeotermale

Burimet dhe puset e ujërave termale në Shqipëri janë të lokalizuar në tri zona gjeotermale (Fleta 17):

1. Zona Gjeotermale Kruja
2. Zona Gjeotermale Ardenica
3. Zona Gjeotermale Peshkopia

Tri zonat gjeotermale kanë veçori gjeologjike dhe termo-hidrogjeologjike të ndryshme.

Përveç këtyre, ka edhe burime të veçanta në zona të tjera si: në fshatin Kapaj në Mallakastër, në Selenicë të Vlorës dhe në Krane në lindje të qytetit të Sarandës; por ujërat e këtyre burimeve kanë temperatura relativisht të ulëta (Pasqyra 4).

KATALOGU I BURIMEVE TERMALE NË SHQIPËRI

Pasqyra 4

Nr	**Emri i burimit dhe rajonit**	Temp. **°C**	Koordinatat Gjeografike		Debiti **l/sek**
			Gjeresi V	Gjatesi L	
1	Mamuras 1 dhe 2	21-22	41°35'24"	19°42'48"	11.7
2	Shupal	29.5	41°26'9"	19°55'24”	<10
3	Llixha Elbasan	60	41°02'	20°04'20"	15
4	Hydrat, Elbasan	55	41°1’20"	20°05’15"	18
5	Peshkopi	43.5	41°42'10"	20°27'15"	14
6	Ura e Katiut Langaricë, Permet	30	40°14'36"	20°26’	>160
7	Vromoneri, Sarandoporo, Leskovik	26.7	40°5'54"	20°40'18"	>10
8	Finiq, Sarande	34	39°52'54"	20°03’	<10
9	Përroi i Holtes, Gramsh	24	40°55'30"	20°09'24"	>10
10	Postenan, Leskovik	Burim avulli	40°10’24"	20°33’36"	
11	Kapaj, Mallakastër	16.9-17.9	40°32’30"	19°48’42"	12
12	Selenicë, Vlorë	35.3	40°32’18"	19°39’30"	<10

Zonat gjeotermale lidhen me tektonikën shkëputëse krahinore dhe me brezat sizmologjikë aktive (Fleta 18, 19).

4.2.2.1. Zona Gjeotermale Kruja

Zona gjeotermale Kruja është një zonë e madhe që shtrihet në rreth 180km dhe ka një gjerësi (4-5)km (Fleta 17, 20). Ajo fillon në bregdetin e Adriatikut, në veri të Kepit të Rodonit, vazhdon me strukturat e Ishmit, të Kozanit në veri të Elbasanit, të Llixhave të Elbasanit, të Holtës, të Bënjës në përroin e Langaricës të Postenanit në Leskovik dhe të Sarandaporos në afërsi të kufirit shqiptaro-

KATALOGU I PUSEVE TERMALE NË SHQIPËRI

Pasqyra 5

Nr.	Pusi	Temp. në **°C**	Koordinatat		Debiti **l/sek**
			Gjerësi **V**	Gjatësi **L**	
1	Kozani 8	65.5	41°06'	20°01'6”	10.3
2	Ishmi 1/b	60	41°29.2'	19°40.4'	3.5
3	Letan	50	41°07'9”	20°22'49”	5.5
4	Galigati 2	45-50	40°57'6”	20°09'24”	0.9
5	Bubullima 5	48-50	41°19'18”	19°40'36”	
6	Ardenica 3	38	40°48'48”	19°35'36”	15-18
7	Semani 1	35	40°50'	19°26	5
8	Semani 3	67	40° 46'12”	19°22'24”	30
9	Ardenica 12	32	40°48'42”	19°35'42”	
10	Verbasi 2	29.3			1-3

grek. Përtej kufirit, zona Kruja vazhdon më në jug me burimet e Kavasilës në zonën e Konicës në Greqi [Frashëri A. et., 2003, Fytikas M. D. etj. Taktikos S. 1993].

Zona Gjeotermale Kruja përfaqëson një varg strukturash antiklinale, me bërthama karbonatike të moshës së kretakut - eocenit. Gelqerorët vazhdojnë me flishin oligocenik. Prerja flishore ka trashësi deri në 5km. Në disa struktura në veri të zonës, si në atë të Ishmit, drejtpërsëdrejti mbi gëlqerorët e shplarë vendosen transgresivisht molasat e tortonianit. Në struktura të tjera, si në Kozan, mbi prerjen flishore, transgresivisht shtrihen mergelet e burdigalianit.

Formacioni karbonatik përfaqësohet nga gëlqerorë neritikë, gëlqerorë dolomitikë dhe dolomite. Gëlqerorët janë me çarje dhe mikroçarje të shumta dhe të karstëzuar. Antiklinalet janë lineare, me gjatësi deri në (20-30)km. Ato janë asimetrike dhe krahët e tyre perëndimore janë të këputur nga tektonika disjunktive. Ka edhe antiklinale të përmbysur dhe të mbihedhur drejt perëndimit. Vargu i strukturave me ujëra të nxehta përfaqëson, kryesisht, buzinën perëndimore të zonës tektonike Kruja. Strukturat e buzës perëndimore të zonës Kruja vendosen mbi strukturat e zonës Jonike, nëpërmjet tektonikës mbihipëse krahinore (Fleta 4-a).

Tektonikat mbihipëse krahinore të Albanideve, nga thellësi të mëdha, arrijnë e zhvishen në sipërfaqe. Disa prej tyre prekin të gjithë koren sedimentare. E tillë është edhe tektonika më perëndimore e zonës tektonike Kruja. Në plan krahinor, gëlqerorët dhe flishi i zones Kruja zhyten deri në thellësi rreth 10km, ku ato vendosen mbi formacionin evaporitik triasik. Në këto nivele, temperatura arrin (120-150)°C (Fleta 4-a). Në këtë brez, është e rëndësishme edhe prania e tektonikës që lidhet me formacion evaporitik.

Temperaturat e akuiferit, të vlerësuara sipas përbërjes kimike të ujërave termale të disa burimeve, me anën e gjeotermometrave Fournier, Truesdell dhe Na+K+Ca jepen në pasqyrën 6.

TEMPERATURA E AKUIFERIT E VLERËSUAR SIPAS GJEOTERMOMETRAVE

(në gradë Celsius)

Pasqyra 6

		Burimet ne Mamurras	
Gjeotermometri	Burimi "NOSI" Llixha Elbasan	Burimi 1	Burimi 2
Fournier	254	214	220
Truesdell	235	184	191
Na+K+Ca	143	130	132

Këto rezultate tregojnë se uji vjen nga thellësi të mëdha, ku mjedisi ka temperaturë të lartë, (150-200)°C. Uji i nxehtë ngjitet lart, kryesisht, nëpërmjet shkëmbinjve të shkatërruar të zonave tektonike dhe ngop çarjet e kolektorit karbonatik në Ishëm, po ashtu në Kozan, kur krijohet depresion në pus për përvetësim dhe gjatë fontanimit, ose buron si në Llixhat e Elbasanit, në Holtë, Bënjë, Postenan dhe Sarandaporo.

Në Fletën 20 paraqiten karakteristikat gjeologo-gjeofizike për strukturën dhe pusin Ishmi-1/b, e cila është struktura gjeotermale më veriore. Pusi Ishmi-1/b, ndodhet rreth 20km në veriperendim të Tiranës (Fleta 21-a). Uji nga pusi del me temperaturë 60°C dhe ka mineralizim 19.3g/l. Uji termal përmban <1.2TU tritium (^3H) dhe -6.73$‰_o$ SMOW të d^{18}O. Mungesa e tritiumit tregon se uji termal është formuar më tepër se shumë shekuj më parë (Mebus A. Geys, 1996). Ai fontanon nga një interval me trashësi prej 5m, në thellësinë (2200 – 2205)m. Sipas diagramës të rezistencës së dukshme, ky interval përfaqësohet nga gelqerorë me rezistencë elektrike specifike të vogël, që tregon se ata janë të shkatërruar nga dukuritë tektonike dhe karstike. Sipas regjistrimit të temperaturës në pus, temperatura është 42°C në thellësinë ku shtrihen gëlqerorët. Ky ndryshim midis temperaturës së ujit termal që fontanon në sipërfaqe dhe prerjes së gëlqerorëve në thellësi, tregon se fontanon përzierje uji nga thellësi dhe me temperaturë të ndryshme. Uji i nxehtë rrjedh drejt sipërfaqes nëpër tektonikën shkëputëse të krahut perëndimor të strukturës dhe nëpër çarjet e gelqerorëve rrjedh në pus. Debiti i këtij pusi, 3.5l/sek, është i qëndrueshëm gjatë një periudhë tridhjetë vjeçare, qysh nga viti 1964, kur uji i nxehtë fontanoi për herë të parë. Në Ishmi-1/b, fuqia e mundshme për tu instaluar është 644kW.

Një pjesë e këtij uji, përmes sipërfaqes së shplarë të tortonianit dhe tektonikës, buron në Mamuras, me temperaturë 21°C, i përzierë edhe me ujëra meteorite. Mineralizimi i ujit është 5.4g/l, TDS 6.8 g/l, dhe përmban 330mg/l H_2S dhe 0.18g/l C_2O të lirë (Avgustinskij V.L., 1957). Uji i burimit Nr. 2 përmban 6.4TU tritium (^3H), rrjedhimisht është formuar pas vitit 1963 [Mebus A. Geys, 1996].

Në grykën e pusit Kozani-8, që është një ndër puset e shpuar në strukturën e Kozanit (Fleta 20, 21-b) uji ka temperaturë të lartë (65.5°C). Pusi ndodhet në juglindje të Tiranës, rreth 35km. Ai ndodhet vetem 8km në veriperendim të Elbasanit. Uji del nga një horizont në thellësinë (1816-1837)m. Temperatura e ujit është 80°C, kurse trysnia 191 atmosferë në tavanin e gëlqerorëve në fund të pusit, si dhe 12 atmosferë në grykën e tij. Mineralizimi i ujit 4.6g/l. Debiti është i qëndrueshëm, 10.3l/sek. Fuqia e mundshme për tu instaluar është 2070kW. Faktori i kapacitetit termik 1.93MWt. Sipas diagramës së rezistencës së dukshme, në intervalin (1816-1837)m, shtrihen gëlqerorë kompaktë, me rezistencë elektrike specifike të lartë.

Në jug të pusit Kozani-8 dhe të qytetit të Elbasanit, në luginën e Shirjanit, ndodhen shtatë burimet termale të mirënjohura të Llixhave të Elbasanit dhe të Hydratit (Fleta 22-a, 22-b). Uji i tyre ka temperaturë dhe debite të larta, (55-60)°C dhe prurje të përgjithshme përkatësisht 15 dhe 18 l/sek, (Pasqyra 6). Uji i nxehtë ka mineralizim të përgjithshëm 7.2 g/l, TDS 6.8 g/l, H_2S 410 mg/l dhe 180 mg/lCO_2 të lirë.

Uji i burimit Nosi ka formule [Avgustinskij V.L. 1957]:

$$H_2S_{0.04}^{Pergj\cdot}M_{71}\frac{Cl_{59}SO_{38}^{4}}{Na_{46}Ca_{35}}$$

Ashtu si uji termal i pusit Ishmi-1, edhe uji termal i burimit Nosi përmban <1.2 TU tritium (^3H) dhe -7.66$\%_0$ SMOW të d^{18}O. Mungesa e tritiumit tregon se edhe ky ujë termal është formuar më tepër se shumë shekuj më parë [Mebus A. Geys, 1996]. Të dy këta ujëra kanë origjinë të njëjtë.

Ujërat termale të rajonit Elbasan-Tiranë janë të tipit kloro-magnezial. Përmbajnë katione Ca–, Mg–, Na^+ dhe K^+, anione Cl^-, SO_4^-, HCO_3^- etj., kanë pH=6.7-8 dhe dendësi 1.001 deri në 1.006g/cm^3.

Tablo e ngjashme gjeologjike është edhe në strukturën ku ndodhet pusi Galigati- 2, që ndodhet rreth 18km në juglindje të Elbasanit. Nga balli i gëlqerorëve në thellësi 2900m, ka fontanuar ujë me temperaturë (45-50)°C. Në këto thellësi, temperatura e gëlqerorëve është 46.4°C, që tregon se edhe atje, uji vjen nga thellësitë. Pusi Galigati-2 është i likuiduar. Më në jug të pusit Galigati-2, ndodhen burime termale në Përroin e Holtës, ku temperatura është 24°C.

Në pjesën jugore të zonës gjeotermale Kruja ndodhen burimet termale të Urës së Katiut, në përroin e Langaricës (Fleta 23-a, 23-b), burimet e avullit në malin e Postenanit në veri të Leskovikut [Fleta 24-b, 24-c] dhe burimi i ujit në shpatin verior të lumit Sarandaporo në grykën e Vromonerit, në jug të Leskovikut, pranë kufirit shqiptaro-grek [Fleta 24-c]. Në vazhdim të këtij brezi, në Kavasila të Greqisë, uji termal buron në shpatin e majtë të lumit Sarandaporo.

Në Bënjë, ka tetë burime me temperaturë nga 23 deri në 30°C dhe me prurje (8 deri >40)l/sek, secili. Burimet që ndodhen në anën e djathtë të lumit kanë temperaturë më të ulët, (23-26)°C dhe mineralizim 1.3g/l, ndërsa burimet që burojnë në shpatin e majtë të lumit kanë temperaturë më të lartë, 30°C dhe mineralizim 1.65g/l. Mesatarisht, ujërat e Bënjës kanë TDS 1.568 g/l, dhe nuk përmbajnë ose përmbajnë shumë pak H_2S (burimi Nr.5 përmban 0.0042 g/l), CO_2 të lirë (0.0384 g/l) dhe H_2SiO_3 (0.0163 g/l).

Uji ka fomulë (Avgustinskij V.L. 1957):

$$M_{(1.3-1.65)}\cdot\frac{Cl_{(67-75)}}{Na_{65}\cdot Ca_{24}}$$

Uji i disa burimeve është i pijshëm dhe me efekte kurative.

Avulli në malin e Postenanit del në një çarje tektonike, me temperaturë (47-54)°C, në varësi të vendit ku matet. Avulli kondenson në bulëza uji. Analizat mungojnë.

Në kodrat e shpatit të djathtë të lumit Sarandaporo, në Gryklën e Vromonerit, uji termal buron me temperaturë 27.6°C dhe me mineralizim të ulët, si uji i Bënjës. Ky ujë mineral është i pijshëm dhe me efekte kurative.

Ujërat vijnë nga thellësia, nëpër tektonikën shkëputëse, përkatësisht të antiklinalit me bërthamë gëlqerore eocenike të Langaricës, atë të Leskovikut dhe antiklinalit të Kavasilës. Këta antiklinalë përfaqësojnë pjesën më të jashtme të zonës Kruja, në vargun antiklinal të Tomorit. Antiklinali i Kavasilës në territorin shqiptar ka vetëm periklinalin verior, ku ndodhet edhe burimi i Sarandaporos. Temperaturat e burimeve të trevës Përmet-Konicë janë më të ulëta, sesa të burimeve të llixhave

Elbasan-Ishëm, në pjesën veriore të zonës Gjeotermale Kruja, pasi në jug të Shqipërisë bërthamat e strukturave gëlqerore janë pranë sipërfaqes së tokës ose madje të zhveshura. Nëpër gëlqerorët kavernozë dhe me çarje qarkullojnë ujërat e ftohta nëntokësore, të cilat futen edhe në thellësi të mëdha, siç tregohet për pusin Kalcat (Fleta 14-d). Këto ujëra ftohin ujërat termale dhe zvogëlojnë kripshmërinë e tyre. Kjo hipotezë mbështetet edhe nga prania e burimeve të avullit në antiklinalin e Leskovikut, në malin e Postenanit.

4.2.2.2. Zona Gjeotermale Ardenica

Zona Gjeotermale Ardenica ndodhet në rajonin e Myzeqesë, në lindje, veri dhe perëndim të qytetit të Fierit (Fleta 17, 25). Ajo shtrihet në skajin jugperëndimor të tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër. Në këtë zonë bën pjesë struktura molasike neogjenike brakiantiklinale e Ardenicës, antiklinali i Semanit, periklinali verior i strukturës karbonatike të Patos-Verbasit dhe mbi të molasat neogjenike, në sektorin e Verbasit të monoklinalit të Patosit.

Rezervuaret gjeotermale janë kolektorë ujëmbajtës që i përkasin formacionit molasik neogjenik. Ata përfaqësohen nga një seri shtresash ranore të moshës së serravalian-tortonian-mesinianit, të cilat ndahen nga shtresa argjilash e alevrolitesh. Në pusin Bubullima-5, uji vjen në sipërfaqe nga gëlqerorët e strukturës së Patos-Verbasit. Në brakiantiklinalin e Ardenicës kanë fontanuar ujë të nxehtë puset e thellë; Ardenica-3 dhe Ardenica-12; në antiklinalin e Semanit kanë fontanuar puset Semani-1 dhe Seman-3 dhe pusi Verbas-2 në monoklinalin e Patosit. Këto struktura janë të prekura nga tektonika shkëputëse.

Në strukturën e Ardenicës, prerja ranorike ka trashësi nga (445-1165)m dhe përhapet në të gjithë strukturën. Trashësia e prerjes ujëmbajtëse është rreth 900m, e cila në pusin Ardenica-12 fillon nga 1095 deri në 1955m. Shtresat e ranorëve ujëmbajtës kanë trashësi nga disa deri në (15-20)m. Vetëm nga thellësia (1870-1950)m, trashësia e përgjithshme e shtresave ranore arrin 55m. Nga gryka e këtij pusi ka fontanuar ujë i nxehtë me temperaturë 32°C. Uji ka ardhur nga dy shtresa: e sipërmja me trashësi 7m me tavan në thellësinë 1935 dhe e poshtmja me trashësi 5m me tavan në thellësinë 1951m.

Uji termal është i tipit kloro-kalcium dhe ka formulë:

$$M_{58.8}\frac{Cl_{98}}{Na_{86}}$$

Uji i fontanuar nga pusi Ard-3 përmban 21.2mg/l jodium, 110mg/l bromium dhe 71mg/l acid borik. Uji nuk përmban H_2S. Temperatura e tij është 45.8°C në thellësinë 1940m të strukturës së Ardenicës, ku ndodhet shtresa e sipërme ujëmbajtëse e pusit Ardenica 12 (Fleta 25). Por, në sipërfaqe uji ka fontanuar me temperaturë 32°C. Duke ditur se uji ftohet me një gradient rreth (1-1.4)°C/100m, gjatë ngjitjes së tij për në grykën e pusit, rezulton se uji në shtresë duhet të ketë patur temperaturë rreth 59)°C.

Pusi Semani-1 ka dhënë ujë me temperaturë 35°C nga shtresa ranore ujëmbajtëse, me trashësi 10m dhe 5m, në thellësinë (2052–2075)m. Në këto thellësi, temperatura e strukturës është rreth 48°C. Duke patur parasysh ftohjen gjatë fontanimit, ujërat kanë afërsisht temperaturën 63°C në shtresë.

Pusi Semani-3 ka fontanuar ujë me temperaturë 38°C në grykë, me prurje 7l/sek dhe trysni 457atm. nga intervali (2698-2704)m; ndërsa nga thellësia 3758m ka fontanuar ujë me temperaturë 67°C, prurje 30l/sek, trysni të shtresës 770atm. dhe trysni 200atm në tubing. Duke patur parasysh ftohjen e ujit gjatë fontanimit, ujërat kanë afërsisht temperaturën 100°C në shtresën e poshtme.

Këta puse, të ndodhur, në zonën e tërthores krahinore Vlorë - Elbasan-Dibër, kanë ndikimin e ujit të nxehtë që qarkullon nga thellësitë e mëdha. Kjo, si edhe temperaturat më të larta në tavanin e zonës me trysni mbinormale, lejojnë që të prognozohet ekzistenca edhe e shtresave të tjera ujëmbajtëse në Ultësirën Pranadriatike, në të cilat ujërat kanë temperatura më të larta.

4.2.2.3. Zona Gjeotermale Peshkopia

Zona Gjeotermale Peshkopia ndodhet në verilindje të Shqipërisë, në zonën hidrogjeologjike të Korabit. Dy kilometra në lindje të qytetit të Peshkopisë, në përroin e Banjës ndodhen katër burime pranë njëri-tjetrit (Fleta 17, 26-a, b) [Çollaku A. etj. 1992]. Këto burime lidhen me tektoniken e diapirit gjipsor triasik, i cili rrethohet nga një unazë e flisheve të eocenit të sipërm-oligocenit të poshtëm. Burimet lidhen me brezin tektonik sizmoaktiv Liqeni i Ohrit-Dibër. Me këtë brez tektonik lidhen edhe burimet termale të Banjishtes dhe të Kosovrastit në veriperëndim të Dibrës në Maqedoni [Frashëri A dhe Pano N. 2003, Micevsky E. 2003].

Disa prej burimeve në Peshkopi japin ujë të nxehtë me temperaturë 43.5°C, ujrërat e burimeve të tjerëve janë më të ftohtë, deri në 12°C. Burimet kanë prurje të madhe; midis tyre, ai që ka temperaturën e lartë ka prurje 14 l/sec. Ujërat termale burojnë aty ku gjipset zhyten nën nivelin e zonës së qarkullimit të lirë të ujit, duke qenë të lidhur me zonën e qarkullimit të ulët, kudo nën presionin e ujit. Kur gjipset zhyten nën nivelin e zonës së qarkullimit të lirë të ujit, vërehet prania e H_2S.

Mineralizimi i përgjithshëm i ujit të burimit me temperaturë 43.5 °C është 4.3677 g/l, TDS 4.05 g/l, përmban 495 mg/l H_2S, 540 mg/l CO_2 të lirë dhe ka formulë [Avgustinskij V.L. 1957]:

$$H_2S_{0.0495}M_{4.4}\frac{SO_{56}^{4}}{Ca_{65}}$$

Ai përmban katione Ca, Mg, Na dhe K, anione Cl, SO_4, HCO_3 dhe sasi shumë të vogla F, Br, HCO_3 etj. Uji i burimit të dytë përmban shumë pak H_2S, 32 mg/l. Për ujin e burimit me temperaturë 43.5°C, sipas gjeotermometrave të Fournier, Truesdell dhe Na+K+Cl, temperatura e përllogaritur e akuiferit është 220°C, 270°C dhe 144°C. Mbështetur në madhësinë e gradientit gjeotermal të rajonit, mund të pranohet që ujërat termale vijnë nga thellësia (8-12)km, ku temperatura arrin deri në 220°C. Por, duke supozuar se diapiri evaporitik ka trashësi (3-4)km dhe shkëmbinjtë halogjenë janë përcjellës të mirë të nxehtësisë, dendësia e fluksit të nxehtësisë duhet të jetë më e madhe në thellësi më të vogla. Në këto kushte, mund të supozohet që ujërat mund të nxehen edhe në thellësi më të vogla.

4.2.3. Rezervat e burimeve të energjisë gjeotermale

Zonat Gjeotermale të Shqipërisë përfaqësojnë territore të gjera, me rezerva të mëdha të energjisë gjeotermale. Këtë e vërtetojnë burimet e shumta termale dhe puset e thellë të naftës që fontanojnë ujë të nxehtë, si dhe rezervat gjeotermale të llogaritura.

4.2.3.1. Zona Gjeotermale Kruja

Struktura më veriore e zonës gjeotermale Kruja, antiklinali i Ishmit, ka prerje karbonatike që karakterizohet nga një rezistencë elektrike specifike e dukshme e vogël, që luhatet në kufijtë 50 deri 20 Omm (Fleta 20). Kjo tregon për veti të mira kolektore, si dhe për ngopjen e kolektorit me ujë të mineralizuar. Në këtë prerje ndërthuren gëlqerorët kompaktë me ato që janë kolektore. Këto ndërshtresa kanë trashësi 5-10m. Poroziteti efektiv i tyre ka madhësi $5.8\text{-}7.10^{-3}$ dhe përshkueshmëri

(0.05-3.5)mDarsi. Gëlqerorët kanë përcjellshmëri hidraulike $8.6.10^{-10}$ deri në $8.5.10^{-8}$m/s, si dhe transmetueshmëri $8.6.10^{-7}$ deri në $8.5.10^{-5}m^2/s$. Sipas të dhënave sizmike, struktura e Ishmit ka gjerësi rreth 4 km, sipas izobatit 3600m. Rreth kësaj madhësie janë edhe gjerësitë e strukturës së Kozanit dhe të Galigatit. Për këtë arsye, gjerësia 4 km është pranuar për të karakterizuar rezervuarin në rajonin Tiranë-Elbasan. Kjo madhësi është pranuar edhe për ekstrapolinim e gjerësisë së rezervuarit drejt jugut, deri në kufirin shqiptaro-grek. Pusi Ishmi-1/b ka përshkuar një prerje karbonatike me trashësi 1016m. Të dhënat sizmike dhe ato gjeologjike krahinore tregojnë se gelqëroret shtrihen në thellësi të mëdha. Sipas rënies ata vazhdojne rreth 15km. Për siguri të llogaritjes së burimeve të energjisë gjeotermale, trashësia e rezervuarit është marrë 2000m. Kufiri perëndimor i rezervuarit është përcaktuar sipas tektonikës shkëputëse të buzës perëndimore të zonës tektonike Kruja. Kufiri lindor, në plan horizontal është hequr 4km në lindje të kufirit perëndimor.

Siç u tregua më lart, temperatura e ujit në sipërfaqe në rajonin Tiranë-Elbasan, luhatet nga 60°C deri në 65.5°C. Temperatura e ujit në trungun e pusit Kozan-8, në thellësinë e tavanit të rezervuarit ujëmbajtës është matur 80°C. Sipas termogramave në puset Ishmi-1/b dhe Galigati-2, të kryer para fontanimit të ujit, temperatura e prerjes karbonatike ka qënë, përkatësisht, 42.2°C dhe 52.8°C në fundet e puseve. Kjo diferencë e temperaturave të ujit dhe e gëlqerorëve tregon se në kolektorin e rezervuarit ka një përzierje ujërash, me temperaturën përkatëse të thellësisë ku ndodhet rezervuari me ujin termal që vjen nga thellësi të mëdha. Heterogjeniteti i prerjes kolektore bën që uji i nxehtë të qarkullojë nëpër të çarat. Prandaj në prerje ekzistojnë intervale me temperaturë më të madhe ose më të vogël, se sa u tregua më lart.

Burimet e Llixhave të Elbasanit dhe puset Ishmi-1/b e Kozani-8 kanë prurje konstante për periudha të gjata, nga 3.5 deri në 15 l/sec respektivisht mbi 50 vjet, 32 vjet dhe 10 vjet (Pasqyra 7). E stabilizuar është edhe temperatura e ujit. Këto fakte dëshmojnë për regjim termo-hidrodinamik të qëndrueshëm të rezervuarit.

Përllogaritjet e rezervave të energjisë gjeotermale për zonën Tiranë-Elbasan treguan se nxehtësia në vend ka madhësi ($5.87.10^{9}$-$5.08.10^{10}$)GJ, resurset e energjisë gjeotermale ($5.87.10^{8}$-$5.08.10^{9}$)GJ, ndërsa rezervat specifike janë (38.5-39.63)GJ/m^2. Kjo është edhe pjesa më e pasur me rezerva gjeotermale të njohura deri tani e zonës gjeotermale Kruja.

Llixhat në Elbasan kanë fuqinë e mundshme për t'u instaluar 2760 kW, më të madhe se burimet e tjerë. Pusi gjeotermal Kozani-8 ka fuqi të mundshme për tu instaluar 2070kW dhe faktor kapacitiv 1.93MWt. Pusi Ishmi-1/b, ka fuqi të mundshme për t'u instaluar 644kW.

Në sektorin e Galigatit, rezervat specifike janë më të vogla, 0.63GJ/m^2, ndërsa resurset e energjisë gjeotermale $6.5.10^{8}$GJ.

Meqenëse për zonën nga Galigati deri në kufirin shqiptaro-grek, në juglindje të Shqipërisë, nuk ka studime sizmike dhe puse të shpuar në fushën gjeotermale, rezervat specifike të energjisë gjeotermale të Galigatit janë ekstrapoluar për gjithë këtë zonë, deri në Sarandaporo.

Në Zonën Gjeotermale Kruja, mbështetur në qëndrueshmërinë dhjetëravjeçare të prurjeve të burimeve, mund të pritet që puset Ishmi dhe Kozani, me remont dhe me pajisjen e tyre të përshtatshme, të fontanojnë ujë me prurje dhe temperatura më të larta. Kolektori heterogjen i rezervuarit, si edhe regjimi termo-hidrodinamik i qëndrueshëm, lejon të prognozohet, që në zonën gjeotermale Kruja, mund të gjenden burime të reja me rezerva gjeotermale më të mëdha. Për këtë duhet të kryhen kërkime hidrogjeologjike e gjeofizike të detajuara. Në Llixhat e Elbasanit duhet të shpohen puse, që uji të kaptohet në thellësi më të mëdha, ku temperatura është më e lartë.

4.2.3.2. Zona Gjeotermale Ardenica

Në zonën gjeotermale Ardenica, ranorët e akuiferit gjeotermal janë masive deri në shtresë hollë (Fleta 25). Granulometria e tyre është me kokrriza të imëta, mesatare deri në të trasha. Ata kanë porozitet efektiv rreth 0.155 dhe përshkueshmëri të rendit 283mDarsi. Përçueshmëria hidraulike është 4.98m.sek^{-1} dhe transmetueshmëria 8.9. 10-5m^{2}sec^{-1}. Këto veti të mira të kolektorit të rezervuarit kanë çuar në prurje të mëdha , nga (5-18) l/sek.

Rezervuari i Ardenicës ka nxehtësi në vend $8.19{\cdot}10^{8}$ GJ dhe resurse të energjisë gjeotermale $8.19{\cdot}10^{6}$ GJ. Rezervat e provuara janë $1.30{\cdot}10^{5}$ GJ dhe rezervat specifike më të vogla se 0.39·GJ/m^{2}. Sektorët midis strukturave antiklinale janë vlerësuar me rezerva specifike më të vogla se 0.39GJ/m^{2}. Të gjitha puset e treguar më lart, tashmë janë të likuiduar. Zona Gjeotermale Ardenica, aktualisht është vetëm një zonë gjeotermale potenciale. Për të shfrytëzuar energjinë gjeotermale duhet bërë remonti i puseve që kanë fontanuar ujë të nxehtë, nëse është teknikisht e mundshme. Krahas kësaj, të vlerësohen puse të tjerë që janë në gjendje teknike të mirë për marrjen e ujërave termale, pa përjashtuar mundësinë e shpimit të puseve të thellë të rinj, për kushte ekonomike të leverdishme.

4.2.3.3. Zona Gjeotermale Peshkopia

Temperatura e ujit, prurja e madhe, qëndrueshmëria e këtyre dy parametrave, si dhe temperatura e akuiferit të zonës gjeotermale të Peshkopisë janë të ngjashme me ato të Zonës Gjeotermale Kruja. Për këto arsye resurset e energjisë gjeotermale për zonën Peshkopia vlerësohen si ato të zonës Tiranë-Elbasan. Burimet termale të Peshkopisë kanë fuqi të mundshme për tu instaluar të barabartë me 1610 kW.

* * *

Për katër burimet më të mëdha: Llixhat e Elbasanit, të Peshkopisë, të pusit Kozani-8 dhe Ishmi-1/b rezulton se prurja e përgjithshme e ujit termal është 44.8l/sek. Kapaciteti i energjisë gjeotermale 6.64MWt dhe fuqia e mundshme për tu instaluar 7084kW. Por, aktualisht, fluksi i ujit gjeotermal që përdoret është vetëm 10.0 l/sek, përdorimi i energjisë 49.12TJ/vit dhe faktori kapacitiv 0.38MWt.

Këto shifra tregojnë jo vetëm për shfrytëzim shumë të vogël të energjisë gjeotermale, por edhe për përdorim joefektiv. Uji i pusit Kozani-8 me temperaturë 65.5^{o}C, prurje 10.3 l/sek, derdhet në përrua për shumë vite. Për rendiment 60%, energjia e humbur vlerësohet në 253 milionë kWh, afërsisht 20 milionë USD.

III. SHFRYTËZIMI I ENERGJISË GJEOTERMALE

5. DREJTIMET E SHFRYTËZIMI KOMPLEKS DHE KASKADE TË ENERGJISË GJEOTERMALE NË SHQIPËRI

Shqipëria përfaqëson një vend me potencial real të energjisë gjeotermale të entalpisë së ulët, që mund të shfrytëzohet për qëllime ekonomike. Shfrytëzimi i ujërave termale të burimeve ose të puseve lehtësohet nga fakti se ato përgjithësisht ndodhen në zona të zhvilluara nga ana urbane [Frashëri A. dhe Bakalli F. 1995, 1996, 1997, 1998, Frashëri A. 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, Frashëri A etj. 2003]

Situata gjeotermale në Shqipëri ofron tre drejtime të shfrytëzimit të energjisë gjeotermale, që aktualisht janë pothuajse të pa lëvruara.

5.1. Ngrohja e godinave publike dhe shtëpive të banimit me anën e nxehtësisë së shtresave pranësipërfaqësore të tokës

Rëndom, kur bëhet fjalë për energjinë gjeotermale, njerëzit mendojnë vetëm ujërat e ngrohta të burimeve. Kjo është një pjesë e të vërtetës. Por, këto ujëra janë zakonisht të rralla dhe të pakta. Ajo që gjendet kudo dhe me sasi të mëdha është nxehtësia e shtresave të tokës. Prandaj edhe drejtimi kryesor i përdorimit të energjisë gjeotermale është shfrytëzimi i nxehtësisë së shtresave pranësipërfaqësore të Tokës për të ngrohur dhe freskuar banesat private dhe godinat publike, duke përdorur sistemet moderne këmbyes nxehtësie-pus-pompë gjeotermale nxehtësie (Fleta 27-a).

Nxehtësia nxirret me një këmbyes vertikal të nxehtësisë, i cili futet në një pus të cekët (100-150)m të thellë). Ky këmbyes është i ndërtuar nga një tub në formë U-je, ose nga dy tuba bashkëksial. Uji i pompuar ngrohet duke u futur në thellësi dhe rikthehet në sipërfaqen e tokës me temperaturë më të lartë. Për godina shumë të mëdha nevojitet sistem pusesh.

Sot në botë ka mbi 570000 instalime të tilla për ngrohjen e shtëpive private të banimit por edhe godinave me sipërfaqe deri në 160000 m^2, duke kursyer deri në tre herë energjinë.

Në Svicër ka mbi 21000 instalime të tilla, nga të cilat prodhohen 365 milion kilovat-orë në vit.

Sistemet Këmbyes Nxehtësie-Pus (KNP)-Pompë Gjeotermale Nxehtësie (PGjN) për ngrohjen e banesave janë sistemet më moderne, me teknologji më të përparuar, miqësore me mjedisin dhe po bëhen gjithënjë e më shumë popullore.

Në shumë vende të Komunitetit Europian bëhen përpjekje të mëdha për të reduktuar përdorimin e karburantit për ngrohje dhe për të kursyer energjinë elektrike. Burimet vendore të energjisë, siç është nxehtësia e shtresave pranësipërfaqësore janë veçanërisht në fokus, edhe për përparësitë e tyre për mbrojtjen e mjedisit, që lidhen me efektin serë [Chuanshan D etj. 1995, Clauser Ch. 1997, Hofman F etj. 1993, Lund J.W. 1996, Rybach L etj. 2000].

Kriza energjetike e vendit, po shoqërohet edhe me kërkesën gjithnjë e në rritje të sasisë së energjisë për ngrohjen dhe freskimin e banesave, çka e bën edhe më aktuale përdorimin e energjisë gjeotermale (Fleta 27-b).

Ashtu si kudo, edhe në Shqipëri, shtresat pranësipërfaqesore të Tokës kanë nxehtësi. Temperatura e këtyre shtresave përcaktohet nga dendësia e fluksit termik, relievi i zonës, pozicioni gjeografik i saj, përbërja litologjike e depozitimeve të shkrifta dhe shtresave të shkëmbinjve rrënjësorë në këto thellësi, si edhe nga kushtet klimatike.

Nga të dhënat e hartës së temperaturës në thellësinë 100m për të gjithe territorin shqiptar (Fleta 7) rezulton se temperatura në këto thellësi luhatet prej 6.7 deri në 18.8^{o}C në krahinat e ndryshme të vendit (Pasqyra 7):

TEMPERATURA NË THELLËSINË 100m SIPAS KRAHINAVE TË SHQIPËRISË

Pasqyra 7

Krahina	Temperatura minimale, në **^{o}C**	Temperatura maksimale, në **^{o}C**	Temperatura mesatare, në **^{o}C**
Bregdetare	16.60	18.80	17.80
Fushore perëndimore	17.15	18.41	18.0
Kodrinore- malore	6.70	18.60	14.75

Shtresat që shtrihen në thellësitë nga (0-8-10)m kanë temperaturë që kushtëzohet nga fluksi i nxehtësisë së rrezatimit diellor. Në dimër, temperatura e tyre është më e vogël sesa në periudhen e verës. Nën këto thellësi, temperaturat e shtresave nuk varen më nga rrezatimi diellor. Por jo kudo janë këto limite të thellësisë së ndikimit të rrezatimit diellor. Në varësi të litologjisë së shtresave dhe të klimës, thellësia e ndikimit të rrezatimit diellor është e ndryshme.

Në fleten 8-a paraqitet termograma e një pusi në Rinas-Tiranë, ku duket se gjatë verës ndikimi i rrezatimit diellor arrin deri në 20m. Nën këtë thellësi, temperatura mbetet e pandryshuar në stinë të ndryshme.

Nga analiza e mësipërme rezulton se gjendja e regjimit gjeotermal të prerjes pranësipërfaqësore është e niveleve të tilla që lejon të shfrytëzohet nxehtësia e tyre për të ngrohur ose freskuar zyra, spitale, biblioteka, shkolla, teatro e kinema, godina aeroporti, si edhe blloqe banesash e vila për banim duke përdorur sistemet moderne këmbyes nxehtësie pus-pompë gjeotermale nxehtësie [Frashëri A. etj., 2003].

Nxehtësia e këtyre shtresave ka shkaktuar edhe ngrohjen e ujërave të truallit në rezervuarin nëntokësor. Në pasqyrën 8 (faqe 84), paraqiten të dhëna për puse në qytetin e Tiranës. Krahas temperaturës tregohen edhe karakteristika të tjera, si litologjia e rezervuarit ujëmbajtës, debiti, thellësia e vendosjes se pompës, lartësia e ngritjes së ujit dhe fuqia e elektropompës zhytëse të montuar në puset. Nga të dhënat e kësaj pasqyre duket së uji i pellgut të ujërave nëntokësore të qytetit të Tiranës, pasi është i ngrohur nga nxehtësia shtresave të tokës, mund të shërbejë si burim për pompat gjeotermale të nxehtësisë. Nga ky basen mund të merren sasi uji të duhura për të realizuar furnizimin me ujë të pompës gjeotermale të nxehtësisë në shumë lagje të qytetit.

Furnizimi me ujë i pompës gjeotermale të nxehtësisë realizohet nëpërmjet një pusi të cekët (100-150m të thellë) të shpuar për këtë qëllim në oborrin e godinës. Për godina shumë të mëdha nevojitet sistem pusesh. Në mënyrë që elektropompa zhytëse të punojë normalisht duhet të zhytet më thellë se 1.5m nën nivelin dinamik të ujit në pus. Sa më thellë të zhytet pompa aq më pak probleme do të ketë gjatë shfrytëzimit dhe uji do të jetë me temperaturë më konstante. Uji i nxjerrë nga elektropompa zhytëse, nëpërmjet linjës së ushqimit dërgohet në impiantin e pompës gjeotermale të nxehtësisë. Mbas daljes së ujit nga pompa e nxehtësisë, ai injektohet në shtesën ujëmbajtëse nëpërmjet një pusi tjetër. Me këtë injektim stabilizohet ekuilibri në shtresën ujëmbajtëse, si edhe niveli statik dhe ai dinamik i ujit në pusin e marrjes.

Sistemi KN-P-PGjN ka marrë zhvillim të madh në vendet e përparuara, për ngrohjen dhe freskimin e godinave megjithëse ka kosto ndërtimi (30-40)% më të lartë se sa kostua e sistemeve ngrohëse konvencionale, me kaldajë nafte.

Ka disa arsye për këtë:

1. **Konsiderata ekonomike**. Kostua vjetore e “karburantit” të sistemit KN-P-PGjN (energjia elektrike për pompën e nxehtësisë dhe pompën e qarkullimit) është në mënyrë të konsiderueshme më të ulët se karburanti i një ngrohësi konvencional me naftë ose gaz. Për koeficient performance KSP = 3, kursehet deri në 66% e energjisë elektrike. Kështu, koha e kthimit të shpenzimeve të KNP është më e shkurtër se koha e punës së vetë sistemit ngrohës.
2. **Konsiderata mjedisore**. KNP-pompë nxehtësie është një sistem mjedisor i pastër që nuk emeton gaze CO_2, që shkaktojnë “efektin serë”, kështu që do të evitohet për pronarin e shtëpisë pagesa e taksës për emisionin e gazeve CO_2, e cila është në diskutim në vendet e Komunitetit Europian.
3. **Mbështetje qeveritare**. Për instalimin e sistemit KN-P-PGjN, qeveritë e vendeve te ndryshme japin investime për çdo kWe të pompës gjeotermale të nxehtësisë.

5.2. Përdorimi kompleks dhe kaskadë i energjisë së ujërave gjeotermale

Përdorimi klasik i ujërave termale në të kaluarën ka qenë i kufizuar. Ato shfrytëzohen vetëm për kurimin e sëmundjeve të ndryshme në qendra balneologjike, të ashtuquajturat “llixha” (Fleta 28, 29).

Por, në çerek shekullin e fundit u bë një ndryshim në koncept. Sot, ujërat termale konsiderohen se janë të dobishme për tu përdorur gjerësisht për ripërtritjen e shëndetit të njerëzve të shëndetshëm dhe për dëfrimin e tyre, që janë edhe shumica e popullsisë, krahas klinikave për kurimin e sëmundjeve. Prandaj ndërtohen edhe hotele, madje organizohen fshatra turistike, me pishina dhe banja me ujë të ngrohtë, [Arpasi S dhe Szabo G. 1999, Bojadgieva K etj., 1999, Kowski W. 2000, Krajl P. 1999, Fumadzieva S. etj., 1999]. Në qendrat gjeotermale të Italisë, bëhen rreth një milion ditë vizita në vit nga turistët.

Zona gjeotermale Ishëm-Elbasan ndodhet pranë aeroportit “Nënë Tereza” të Tiranës, qytetit historik të Krujës dhe plazheve të Adriatikut, liqenit të Ohrit, perlës së Ballkanit dhe qendrës klimatike malore në pyjet e famshëm të Gjinarit në jug-lindje të Elbasanit. Burimet e Llixhave të Elbasanit, pusi gjeotermal Kozani-8, që ndodhet pranë manastirit Shën Gjon Vladimirit në Shijon të Elbasanit, dhe pusi Ishmi-1/b kanë mundësi për zhvillim me teknologji moderne, duke u kthyer në qendra turistike rigjenerimi dhe pushimi, krahas veprimtarisë mjekësore kurative. Burimet e Urës së Katiut në Bënjë të Përmetit, burimi i avullit në Postenan dhe burimi i Sarandaporos, krahas veprimtarisë mjekësore, kanë gjithashtu mundësi të mëdha për t'u kthyer në qendra turistike shumë tërheqëse, në kushtet edhe të natyrës jashtëzakonisht të bukur të trevës dhe të popullit mikpritës, në fshatrat që mund të kthehen në pritëse të turistave. Fshatrat Bënja në Përmet, Postenani në Leksovik, Shijoni në Elbasan etj. pranë burimeve e puseve termale, mund të kthehen në fshatra turistike shumë të bukur. Qendra Balneologjike e Peshkopisë, me vlerat e saj të mira kurative, me ndërtimin si dhe me pishinën me ujë termal, e ndodhur pranë liqeneve piktoreskë të Lurës dhe në këmbë të Korabit, malit më të lartë të vendit dhe me bjeshkët shumë të bukura, i ka kapacitetet energjetike dhe vlerat estetike të mjedisit e të natyrës për t'u kthyer në qendër kurative dhe turistike e rëndësishme jo vetëm për Shqipërinë veri-lindore.

Përparimi më i madh teknologjik i shfrytëzimit të energjisë së ujërave termale është përdorimi në mënyrë kaskadë për shumë procese, nga temperaturat më të larta, derisa uji merr temperaturën e mjedisit. Kjo është mënyra më kursimtare e shfrytëzimit të kësaj energjie alternative [Frashëri A. etj., 2003]. Për të realizuar përdorimin kaskadë për një varg sa më të gjatë veprimtarisht, në çdo stinë, shfrytëzimi i energjisë gjeotermale bëhet në kombinim me energjinë diellore dhe energjinë e erës. Në këtë skemë përfshihen edhe koncepti i shfrytëzimit kompleks, sepse përdoren teknologjitë moderne si pompat gjeotermale të nxehtësisë dhe panelet diellore.

Ngrohja e fshatrave, e hoteleve turistike dhe e pishinave të tyre, e klinikave, ngrohja e serave për prodhimin e luleve dhe perimeve janë nga drejtimet e rëndësishme të përdorimit të energjisë së ujërave gjeotermale në këtë kaskadë, që duhet të zbatojnë edhe të gjitha qendrat ekzistuese balneologjike në vendin tonë.

Pasi është shfrytëzuar në nyjet e mësipërme, uji përdoret për zhvillimin e akuakulturës, sipas dy drejtimeve:

- Rritjen e rasateve të peshqve etj.
- Kultivimin e algave, me të cilat prodhohen pomada nga më efektivet për shumë sëmundje të lëkurës dhe kremra për kozmetikë.

Procesi i fundit në këtë kaskadë është nxjerrja e mikroelementeve dhe kripërave natyrore nga ujërat termale minerale. Gjatë proceseve të ndryshme të kaskadës, nxirren edhe gazet e lirë CO_2 dhe H_2S, që përdoren përkatësisht për konservimin e produkteve ushqimore dhe për procedura të posaçme mjekimi të rrugëve të frymëmarrjes.

Vetëm pas kësaj, uji mund të përdoret për ujitje, ose të injektohet në rezervuarin gjeotermal.

Ujërat e pijshëm minerale mund të industrializohen për tu përdorur nga popullsia. Edhe në Shqipëri ka ujëra të tillë, si ato të Bënjës në Përmet, të Sarandaporos në Leskovik, të Ardenicës etj.

5.3. Ngrohja dhe freskimi i serave

Energjia gjeotermale e shtresave në thellësi të Tokës, si edhe uji i nxehtë që përmbajnë rezervuarët gjeotermale po përdoren gjithnjë e më tepër edhe për ngrohjen e serave për prodhimin e perimeve dhe luleve, si edhe për tharjen e frutave dhe perimeve. Janë të famshme serat në Lardarelo të Italisë, ku prodhohen lule ekzotike dhome. Sipërfaqet e serave të ngrohura me energjinë gjeotermale janë një investim me përfitime të mëdha, prandaj ato po shtohen nga viti në vit në vende të ndryshme të botës. Në shtetet përreth Shqipërisë, aktualisht funksionojnë mjaft sera, si: në Greqi (34ha), Bullgari (22 ha), Maqedoni (62.4ha), Serbi (10.13ha), Kroaci (0.25ha) [Andrejevski B dhe Armanski S. 1999, Campioti C. etj. 1999, Koreneos C.J. etj., 1999, Bojadgieva K. etj., 1999, Kralj P. 1999, Arpasi M. etj., 1999, Popovski K. 2003, Popovska S etj., 1999, 2003, Rafferty K dhe Boyd D., 1997]:.

Në vitet e fundit në Itali, në veri të Romës, janë ndërtuar një seri serash demonstrative moderne me përmasa (8x30x3.70)m dhe (24x20x3.40)m, të cilat ngrohen me energjinë e ujit gjeotermal me temperaturë 40°C dhe prurje 10 l/sek.

Energjia gjeotermale për ngrohjen e serave përftohet në dy rrugë:

1. Nga ujërat gjeotermalë që fontanojnë nga puse të thellë ose nga burimet natyrore,
2. Duke përdorur sisteme moderne Këmbyes Nxehtësie Vertikal në puse të thellë, duke i kthyer ato në Burime Vertikale Nxehtësie [Clauser Ch. 1997, Chuanshan D etj., 1995, Lund J.W. 1996].

Në Ultësirën Prandariatike, si edhe në Zonën Jonike, në një territor të gjerë nga Durrësi e deri në Vurg, nga Semani e deri në Kuçovë ka puse që kanë fontanuar ujë gjeotermal, të cilët mund të riaktivizohen për të marrë përsëri ujë të nxehtë. Ka edhe qindra puse të thellë të naftës e të gazit të braktisur, të cilët mund të ketë shtresa kolektore me ujë me temperaturë të lartë, që mund të shërbejnë edhe si burime vertikale nxehtësie. Në kompleks edhe me pompat e nxehtësisë, uji i këtyre puseve mund të shërbejë për ngrohjen e serave [Frashëri A. etj., 2003].

* * *

Burimet e energjisë gjeotermale të entalpisë së ulët në Shqipëri, disa prej të cilëve janë njëkohësisht edhe burime ujërash shumë elementëshe, përbëjnë bazën për përdorim të suksesshëm të teknologjive moderne për përdorim *kompleks dhe kaskadë të kësaj energjie*, miqësore me mjedisin, duke patur efektivitet ekonomik të mirë. Zhvillime të tilla janë të dobishme edhe për krijimin e vendeve të reja të punës dhe përmirësimin e jetës së komuniteve lokalë pranë këtyre burimeve termale.

6. IMPAKTI MJEDISOR NGA SHFRYTEZIMI I UJERAVE TERMALE

Shfrytëzimi i ujërave termale lidhet edhe me problemet e mbrojtjes dhe të ruajtjes së mjedisit. Sot, ujërat termale që burojnë në vendin tonë derdhen në natyrë, në sipërfaqen e tokës dhe në përrenjtë përreth burimeve (Fleta 30). Në zonën e Elbasanit, ujërat termale përmbajnë rreth 6.8 g/l mbeturina të ngurta. Në sasi të mëdha janë kationet e Na^+ 1.19 g/l, Ca^{2+} 0.79 g/l, Mg^{2+} 0.20 g/l, K^+ 0.17 g/l, NH_4^+ 0.02 g/l, gjurmë kationesh Fe, Cu, Al, si edhe anione Cl^- 2.36 g/l, SO_4^{2-} 1.78 g/l, HCO_3^- 0.43 g/l etj. Ato përmbajnë edhe gazra H_2S në total 6.8 g/l, CO_2 të lirë 0.16g/l etj.

Ujërat termale që derdhen në natyrë kanë impakt negativ mbi mjedisin [Frasheri A. etj., 2003, Popovska Vasilevska S. 1999]:

- Ndotja e ujërave sipërfaqësore, që përdoren për ujitje etj. Përdorimi këtyre ujërave të ndotura me elemente kimike dhe kripëra të ndryshme për ujitje sjell edhe ndotjen dhe pasurimin e tokës bujqësore me kripëra të ndryshme, në mënyrë të veçantë me kripëra të klorurit të natriumit, të sulfateve dhe të karbonateve të kalciumit dhe magneziumit.
- Ndotja e ujërave të truallit, që përdoren si ujë i pijshëm, industrial etj., me kripërat e treguara më lart.
- Ndotja e ajrit me gazin sulfhidrik dhe karbonik, duke i dhënë aromën e pakëndshme të vezës së prishur.
- Varfërim të biodiversitetit.

Prandaj është e domosdoshme që këto ujëra të pastrohen përpara se të dërgohen në sistemin e drenimit dhe në përrenj e lumenj, ose të ri injektohen në nëntokë në rezervuarët gjeotermalë.

ATLAS
OF GEOTHERMAL RESOURCES
IN ALBANIA

Extended Summary

TABLE OF CONTENTS

(Extended English Summary)

Plate 4-b. Geological-geophysical Shkodër-Kukës profile.1. Effusive rocks; 2- Ultrabasic rocks; 3- Gabbro; 4- Sedimentary formation;5- Disjunctive tectonic.

Plate 5. Reflection seismic line in Ionian and Peri-Adriatic Depression. [Frasheri A., Bushati S., Bare V.,2003].

Plate 6. Map of Wells & Boreholes with Temperature Logging.

Plate 7. Temperature Map at the depth 100 m.

Plate 8-a. Thermolog of Rinasi-1 borehole.

Plate 8-b. Termolog of the Ohrit Lake, Piskupat zone.

Plate 8-c. Termolog of the Ohrit Lake, Guri Kuq zone.

Plate 9. Temperature Map at the depth 500 m.

Plate 10. Temperature Map at the depth 1000 m.

Plate 11. Temperature Map at the depth 2000 m.

Plate 12. Temperature Map at the depth 3000 m.

Plate 13. Average Geothermal Gradient Map.

Plate 14-a. Geothermal Profile Divjakë.

Plate 14-b. Geothermal Profile Kolonjë.

Plate 14-c. Geothermal Profile Ballsh.

Plate 15-a. Geothermal Profile Papër.Legend: See Plate 14.

Plate 15-b. Geothermal Profile Kalcat.Legend: See Plate 14.

Plate 15-c. Geothermal Column Povelça.

Plate 15-d. Overnormal pressure influence on temperature field. (Liço R. et al. 1998). 1. Temperature, ^{o}C; 2- Resistivity, $x10^{-1}$ Ohmm; 3- Pressure, Mpa; 3- Change of the well diameter, in %; TM- Top of the overnormal pressure zone.

Plate 16. Heat Flow Density Map.

Plate 17. Geothermal Thematic Map.

Plate 18. Geothermal Springs and Earthquakes Epicentres Map. [Sejsmological data after Sulstarova E. at al. 1972].

Plate 19. Geothermal Springs and Earthquake Isoseistes Map. [Sejsmological data after Sulstarova E. at al. 1972].

Plate 20. Kruja Geothermal Zone Map (Northern part).

Plate 21-a. Photo: Geothermal Well Ishmi 1/b.

Plate 21-b. *Photo: Geothermal Well Kozani-8.* (Foto Arjan Gaçe)

Plate 22-a. *Topographic Sketch, Water place of Llixha Elbasani. (Avgustinsky V.L. 1957)* 1- Calcolistoth; 2- Shale; 3- Conglomerate; 4 Kaolinized rocks; 5- Thermal sorce.

Plate 22-b. Photo: Llixha Elbasani Geothermal Area.

Plate 23-a. Tectonic Map, Geothermal Sources field Bënjë-Postenan-Sarandaporo. **[The Tectonic Map of Albania, Scale 1:200 000, 1985].** 1- Quaternary deposits (Q_1 - Q_3); 2- Oligocene flysch deposists, Burdigalian-Tortonian tectonogenesis; 3- Oligocene flysch deposists, Late Middle Oligocene tectonogenesis; 4- Eocene neritic limestones; 5- Flysch deposists, Late Eocene tectonogenesis; 6- Lower Cretaceous limestone, Late Cretaceous tectonogenesis; 7- Upper Triassic-Lower Jurassic undifferentiaded carbonate deposists, Late Jurassic tectonogenesis; 8- Serpentinite; 9- Nappe boundary; 10- Synclinal axis; 11- Anticlinal axis; 12- Thermal water springs; 13- Steam springs.

Plate 23-b. Photo: Geothermal Springs Bënjë, Langarica River, Përmet.

Plate 24-a. Photo: Tectonic Fault at Steam Springs Area, Postenani Mountain, Leskovik.

Plate 24-b. Photo: Steam Discharge Tectonic Fault, Postenan.

Plate 24-c: Photo: Geothermal Springs Area, Sarandaporo, Leskovik.

Plate 25. Ardenica Geothermal Zone Map.1 .Hot water inflow; 2- Geological age boundary; 3- Seismic boundary; 4 -Disjunctive tectonics; 5-Unconformity surface; 6- Neogene Molasse (N_1^3- N_2); 7- Burdigalian Marlstone (N_1^b) – Aquitanian Flyschoid (N_1^a); 8- Oligocene Flysch (Pg_3) ; 9- Upper Cretaceous-Eocene Limestone (Cr_2-Pg_{12}).

Plate 26-a. *Geological Map, Peshkopia Geothermal Zone.* [After Tectonic Map of Albania, scale 1:200 000, 1985]. 1 -Ordovician-Devonian metamorphosed terrigenous sediments with volcanic intercalations;2- Evaporite deposits (T); 3- Late Jurassic tectogenesis formation: Carbonate (T_1 and T_2-J) and Conglomerate of Verucano Serie (P-T_1) ; 4- Volcanosedimentary formation (T_{1-2}); 5- Early Flysch (J1-$Cr2^{cen}$); 6- Upper Eocene - Lower Oligocene (Pg_2^3-Pg_3^1) Flysch; 7- Late Pliocene-Quaternary sandstone-conglomerate-marls etc. Deposits; 8- Thermal water springs;9- Boundaries of salt domal structures (evaporites).

Plate 26-b. Photo: Peshkopia Geothermal Zone, Banja Torrent, Peshkopi.

Plate 27-a. Space heating Borehole Vertical Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump System.

Plate 27-b. Annual Electric Power with and without heating, 1999. (National Agency of Energy].

Plate 28. Photo: Balneological Centres Park and Hydrat Hotels-Elbasan, Peshkopi, and Sarandaporo (in reconstruction).

Plate 29. Photo: Balneological Centres: Hydrat Hotel-Elbasan, and Sarandaporo SPA (in reconstruction).

Plate 30. Photo: Environmental impact from thermal water discharge, Llixha Elbasan [a], and Kozani-8 well (b).

ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES IN ALBANIA

Introduction

The Monograph “ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES IN ALBANIA” is published in the framework of the National Program for Research and Developing- Natural Resources, 2003-2005. This Atlas represents the publication of the results of studies which were performed in the framework of the Committee for Sciences and Technology of Albania Projects and agreement between the Faculty of Geology and Mining, and the Geophysical Institute, Czech Acad. Sci., Prague, European Commision-International Heat Flow Commission and UNDP-GEF/SGP Tirana Office projects [1, 2, 3, 4, 5, 6].

Studies- Atlases [2, 3, 4], are the results of the intensive work carried out by a joint team of the Geophysical Section of the Faculty of Geology and Mining of the Polytechnic University of Tirana, the Department of Geothermics of Geophysical Institute of Czech Republic, Prague, and of the Oil and Gas Geological Institute, Fier Albania. The joint team of Albanian and Czech researchers and professionals comprised of geophysicists and geothermists, geologists, hydrogeologists, physicists and geodesists.

Preparation for the monograph publication is realized by a scientific team: Prof. Dr. Alfred Frashëri (Editor- in- Chief), Prof. Dr. Rushan Liço, Dr. Fiqiri Bakalli, Prof. Dr. Neki Frashëri, Prof. Dr. Niko Pano, Prof. Dr. Salvatore Bushati, Prof. Dr. Bashkim Çela, Prof. Dr. Ëngjëll Prenjasi, Prof. As. Dr. Hajri Haska, Inxh. Burhan Çanga, informatics Dashamir Hoxha.

Th Atlas will create the scientific base for the direct use of geothermal energy in Albania, and presents a modest contribution to the country’s energy balance system.

A cknowledgements

Consultations have been carried out and specific issues have been resolved in cooperation with geothermics team of Budapest Eotvos University, Dr. Luiza Bodri, Study University of Bari Italy, Department of Geology and Geophysics, Prof. Francesco Mongelli and Prof. Gianmaria Zito as well as with Prof. Michael Fytikas from Aristotle University of Thessaloniki. We greatly appreciate their contribution. Geothermal studies and projects are performed by scientific collaboration with Institute of Informatics and Applied Mathematics (INIMA) Tirana. We are grateful to Prof. Dr. Acad. Gudar Beqiraj and Prof. Dr. Neki Frashëri for very good collaboration, contribution and help. Also we express our thanks to Prof. Dr. Geys Mebu A. Niedersachsisches Landesamt Fur Bodenforschung, Hannover, for cayrring out the analyses of tritium and Oxygen 18, and Dr. Jovan Zoto, Institute of Nuclear Physics of Albanian Academy of Sciences for Oxygen 18 analysis.

We express our gratitude to the editors Dr. E. Hurtig, Dr. Vladimir Çermak, Dr. Ralf Haenel. and Dr. Vladimir Zui of the GEOTHERMAL ATLAS OF EUROPE, 1992, as well as editors Dr. Suzanne Hurter and Dr. Ralph Haenel of the ATLAS OF GEOTHERMAL RESOUCES IN EUROPE for their supervision during preparation of the Atlases. We would like also to thanks Dr. Andrew Green, CSMA Ltd., coordinator of the ATLAS OF GEOTHERMAL RESOUCES IN EUROPE and B.Sc. DMS Hydn Scholes, CSMA Ltd., for their continuous support and consideration towards our work during the presentation of the Atlas.

We express our gratitude to Arjan Gaçe, of the UNDP-GEF Tirana Office, Prof. Dr. Kiril Popovski, St. Kliment Ohridski University, Bitola and Prof. John V. Lund, Oregon Institute of Technology for their contribution and help to our study and investigations for the directions of the use of environmentaly friendly geothermal energy in Albania.

Cordial thanks to Mr. Andrew M^{c}Leish for the correction of the English Summary of the Atlas.

We are grateful to Project Department in the Committee for Science and Technology of Republic of Albania, the Deanship of the Faculty of Geology and Mining of the Polytechnic University of Tirana, the Directory of Geophysical Institute of Academy of Sciences Czech Republic, Prague, the Directory of Institute of Informatics and Applied mathematiks (INIMA) Tirana, the Directory of Oil and Gas Geological Institute, Fier Albania, the Directory of Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA), Hannover, Germany, and to the UNDP-GEF Tirana Office for their continuous support and help for the realization of the geothermal projects,

We are thankful to the Ministry of Education and Sciences of Republic of Albania, Chairmanship of the Academy of Sciences of Republic of Albania, and the Deanship of the Faculty of Geology and Mining in Polytechnic University of Tirana, for their understanding and creating of the conditions for publishing of the “Atlas of Geothermal Energy Resources in Albania”.

I. AREA DESCRIPTIONS, METHODS AND MATERIAL STUDIES

1.1. Outlook on Geological setting of Albania

Integrated onshore and offshore regional geophysical studies have been performed for the exploration of the Albanides. Seismological studies, gravity and magnetic surveys, reflection seismic lines, geothermal studies, radiometric investigations, vertical electrical soundings and integrated well loggings represent the applied complex of the geophysical investigation. The structural analysis of the Albanides açording to the seismological studies, reflection seismic, gravity, magnetic, electrical, and geothermal surveys, in the framework of the integrated interpretation with geological studies results are presented.

The Albanides represent the assemblage of the geological structures in the territory of Albania, and together with the Dinarides at the North and the Hellenides at the South, have formed the southern branch of the Mediterranean Alpine Belt (Fig. 1) [Aubouen I. & Ndoja I., 1964, Biçoku T. & Papa A. 1965, Bushati S. 1998, Frashëri et al. 1996, Meço S. & Aliaj Sh. 2000, Melo V. 1986, Papa A. 1993, Prenjasi E. 1999, Tectonic map of Albania 1985, Ricou E.L. et al. 1998]. Two major peleogeographic domains form the Albanides: the Internal Albanides in the eastern part and the External Albanides in the western part of Albania.

The Internal Albanides are characterized by the presence of the immense and intensive tectonised ophiolitic belt, which is displaced from east to west as an overthrust nappe. There are two viewpoints about the tectonic setting of the ophiolites: Allochtone character of the ophiolitic nape [Abouin I. 1973, Cadet J.P. et al. 1980, Frashëri A. et al. 2000, Hoxha L. 2000, Langora et al. 1983] and the autochthon ophiolitic belt [Becaluva L. et al. 1994, Bushati S. 1998, Gjata K. & Kodra A. 2000, Kodra A. 1998, Shallo M. et al. 1989]. The External Albanides were developed beside the western passive margin and continental shelf of the Adriatic plate [Aliaj Sh. 1987, Bare V. et al. 1986, Dalipi H. 1985, Frashëri et al. 1996, Mëhillka L. et al. 1999, Xhufi C. & Canaj B. 1999]. The External Albanides are affected only by the later paleotectonic stages, and are characterized by regular structural belts, which are associated with thrust and over tectonic.

1.1.1. Earth Crust configuration

Seismological studies, regional gravity and magnetic survey data reflect the Earth Crust configuration (Plate 1-a, 2, 3, 4), [Arapi S. 1982, Bushati S. 1982, 1997, 1998, Frashëri A. et al. 1996, Koçiu S. 1989, Lubonja L. et al. 1968, Sulstarova E. 1987, Veizaj V. & Frashëri A. 1986]. The structure of the Earth Crust açording to the refraction seismic data is presented in Plate 1-a. Geophysical data reveal that the Earth crust becomes thicker from the central regions of the Adriatic towards Albanides inland. The sedimentary crust has about 10 km thickness in Adriatic seashore and reaches up to 15 km in northwestern regions of Albania (Plate 1-a, 4-a), [Frashëri A. et al. 1996, Koçiu S. 1989, Veizaj V. & Frashëri A. 1986]. Rocks, with a seismic wave velocity of (5.9-6.2)km/sec, present the lower part of the sedimentary crust. These rocks have a very consolidated structure. In the Albanides are fixed four of third order trends of the Bouguer anomalies: two maximums two minimums (Plate 2). The main gravity maximum is extended on the northeastern part of the Mirdita tectonic zone and on the Korabi one. The second maximum, which is located in the Vlora district, in the southwestern part of Albania, has a sub-transversal strike with geological structures of the Ionian tectonic zone. These regional gravity maximums are attributed to a crust thinning toward the Mirdita tectonic zone and in Vlora district (Plate 1-a, 2). The main gravity minimum is extended from the southeastern region of Albania to the northwestern littoral of Albania. The second minimum is located in the Alps tectonic zone, by a strike in the SE-NW direction. Generally, the Bouguer anomaly increases from the Adriatic Sea Shelf to the Eastern part of the Albanides, (Plate 2, 4-a). The geological-geophysical profile Albanid 1 presents the decreasing of the depth of roof of the Moho discontinuity in Adriatic Sea region (Plate 4-a). The Moho discontinuity plunges from 25 km in the central part of the Adriatic Sea [Finetti, I. and Morelli, C.; 1972] to (43- 52)km at eastern part of Albanides. Regional gravity anomalies are caused by a block construction of the crust, which comes out from the results of seismological studies. This tectonic setting of the deep levels of the earth crust in the Albanides finds its reflection even in the distribution of the magnetic fields (Plate 3). The interpretation of the regional magnetic anomalies shows that the top of the crystal basement plunges toward the littoral of the Albanides up to their central areas (Plate 4-a).

The Earth crust in the Albanides is interrupted by a system of longitudinal fractures in NW-SE direction and transversal fractures that touch the mantel (Plate 4-a). The geothermal energy of the Albanides is linked with these deep fractures.

The tectonic setting of the deep levels of the Albanides Earth Crust and their dynamics has conditioned the geology and tectoniuc style Albanides.

1.1.2. Tectonic Zones

Geological and geophysical regional studies, based on facial-structural criteria, have distinguished the following tectonic zones (Plate 1-b):

A) Internal Albanides: **Korabi, Mirdita, Gashi tectonic zones,**

B) External Albanides **Albanian Alps, Krasta-Cukali, Kruja, Ionian,**

Sazani tectonic zones, and Peri Adriatic Depression.

Intensive Bouguer anomalies and very turbulent magnetic field, with weak anomalies (Plate 2, 3), characterize the ophiolitic belt of the Mirdita tectonic zone in the Internal Albanides. The ophiolitic belt has its biggest thickness about 14 km at its northeastern extreme, in the ultrabasic massif of Kukes. This thickness is reduced up to 2 km towards the west and the southeast (Plate 4-a, 4-b). This interpretation is demonstrated a allochton character of ophiolite belt and the covering character of the western contact of ophiolites with the formation of Krasta-Cukal zone of External Albanides. The relations between the Internal and the External Albanides have a nappe character. The separation of the gravity and the magnetic anomalous belts in the central region of the Internal Albanides, at Shengjergji flysch corridor, arguments the presence of Diber-Elbasan-Vlora transversal fault (Plate 2, 3).

A joint characteristic of structural belt of Ionian and Kruja zones in the External Albanides is their westward thrusting, too. The thrusting process is helped by the presence of the Triassic evaporite sheet under the carbonate section. Açording to the integrated geological-geophysical studies and deep well data results that two tectonic styles are observed in the Ionian tectonic zone: duplex and imbricate tectonic. Traversal faults have separated the Ionian basin in several blocks. Following limestone top of the south Adriatic basin and Sazani, Ionian and Kruja zones are observed that the limestones of the southern Adriatic basin are extended under the last units. Peri-Adriatic Miocene and Pliocene molasses deposits cover partly the Sazani, Ionian and the Kruja tectonic zones. They are placed trangressively over the older section down to the limestone of the Eocene, creating a two-stage tectonic stage (Plate 5). The molasses post-orogenic deposits have covered transgressively Mirdita and partially Krasta–Cukali tectonic zones in Korça and Burreli basins.

Internal Albanides

The tectonic zones of the Internal Albanides extend to the eastern part of Albania.

Korabi zone (K) continues as the Pelagonian zone in Hellenides and as the Golia zone in Dinarides. In the Korabi zone the field of Bouguer anomaly is normal and this reveals that the structures are of low orders (Plate 2). The quiet gravitational zone of Korabi in the west is in contact with the anomalous zone on the ophiolites of Mirdita tectonic zone. The contact between Korabi and Mirdita zone coincides with the deep seismogene structure Ohrid-Qarishtë-Qafë Murrë-Kukës [Sulstarova, E.; 1987]. In this zone outcrops the oldest formations of Albania.

Mirdita zone (M) represents a wide belt along the whole length of the country, from northwest to southeast. The ophiolitic belt is characterized by intensive anomalies of the Bouguer anomaly and by a magnetic field with weak anomalies, which are very turbulent (Plate 1-b, 2, 3, 4).

There are three characteristics of this anomalous belt:

- Firstly, they are divided in two parts, at the north and at the south of Shengjergji flysch's corridor;
- Secondly, there are five gravity maximums, with epicenters set one after the other in an anomalous chain from Tropoja-Kukesi ultrabasic massifs in the northeast part of Albania to the Morava massif, at southeastern area. The anomalies have maximal amplitude up to 105mgal and strong gradients separate them one from the other. The anomalous belt undergoes a powerful turn of 60^o-70^o toward the direction of the Dinarides ophiolitic belt in the northern part of Albania,
- Thirdly, the biggest amplitudes of the anomalies came from the northern part of ultrabasic massifs of the eastern belt. While the southern part of the Albanides ophiolitic belt has a more limited thickness and it keeps developing southwards in Hellenides.

The ophiolite belt has its biggest thickness about 14 km in its northeastern edge, in the Kukesi ultramaphic massif (Plate 4-b). The northwestern sector of the ophiolitic belt is extended in the east of Shkodra town (fig. Plate 4-b). The amplitude of Bouguer anomaly on the Gomsiqe ultrabasic massif is 12mgal. Decreasing of the Bouguer anomaly amplitude correspond with small thickness of western part of the ophiolitic belt, down to 2km. The graphic of the magnetic anomaly presented in the profile, shows that the ophiolite contact has eastern dips with an angle about 45^o. This interpretation demonstrates the covering character of the ophiolite belt in Mirdita zone, under which lie directly a nappe composed of volcano-sedimentary and tectonic melange formations, as well as the nappe of the Krasta-Cukali zone below (Prenjasi E. et al. 1982). Such geological setting of the nappe character of the ophiolite belt comes from the fact that, the seismological studies have not proved the presence of any deep fracture between Mirdita and the Krasta-Cukali zones.

The separation of the gravity and the magnetic anomalous belts in the Shengjergji flysch's corridor, present another argument in favour of nappe character of ophiolites and the presence of Diber-Elbasan-Vlora transversal fracture. In the Shengjergji flysch corridor no magnetic anomalies are fixed, which would testify to the absence of ultrabasic rocks beyond the east of massif's margins and under the flysch deposits. The Bouguer anomaly in this region is due to the presence of a limestone anticline under the flysch. Vertical electrical soundings have revealed that the flysch deposits have a thickness of (2000–2500)m.

Gashi zone (G). This zone continues into the Durmitory zone of the Dinarides beyond the Albanides. It consists of metamorphic rocks, terrigeneous rocks, limestone, metamorphic volcanites, and basic intermediate and acidic rocks.

External Albanides

The tectonic zones of the External Albanides outcrop chiefly in the western part of Albania.

Alps zone (A) is analogue with the Parnas zone in Hellenides and it continues with High Karst in Dinarides. Sandstone and the conglomerates of Permian are the oldest rocks, which outcrop in this zone. In general, the Alps represent limestone monoclines, as well as smaller anticlines in their background. A regional gravity minimum extends on the Alps zone.

Krasta-Cukali zone (KC), continues in the Pindos zone in Helenides and in Budva zone of the Dinarides. It is divided into two subzones:

Cukali subzone: extends in the north of the zone question. It is composed of Triassic-Cretaous carbonate rocks, some middle Triassic effusive rocks and few radiolarites on the top of Upper Jurassic. These rocks are covered by the Maastrichtian-Paleocene-Eocene flysch. The Cukali subzone represents a big anticline, with small folds. The Alps and Mirdita zones overthrust this subzone.

Krasta subzone: which lies from Shkodra in the North to Leskoviku in the south-east. In this subzone three formations are outcroped: the Albian-Cenomanian early flysch, Senonian limestone serie and Maastrichtian – Eocene flysch. The flysch of Krasta subzone appears as a tectonic windoww even in Shen Gjergji corridor, between two ophiolitic belt parts.

Kruja zone (Kr), continues into the Dalmate zone in Dinarides and in to the Gavroro one in Hellenides. The Kruja zone consists of a series of anticline structures with Cretaceous-Eocene carbonate cores of neritic limestones; dolomitic limestones and dolomites covered with Eocene to Oligocene flysch deposits. In some of the structures, Tortonian molasses overlies transgressively the carbonate rocks, while in other structures; the Burdigalian marls transgresses over the flysch section. The flysch and limestone section plunge down to 10 km, where they are underlain by the Triassic evaporite formations. The main folding of this zone took place in Middle Oligocene and Lower-Middle Miocene. Anticlines are linear with a length of (20-30)km. Anticlines are asymmetric and their western flanks are separated from disjunctive tectonics**.**

Ionian zone (Io) extends in the southwestern part of Albania. This is the biggest zone of the External Albanides and has been developed as a deep pelagic trough since the upper Liassic. The upper Triassic evaporites are the oldest rocks of this zone. Over this formation lies a thick sequence composed of upper Triassic- lower Jurassic dolomite limestone and Jurassic-Cretaceous-Paleogene pelagic cherty limestone. The limestones are covered by Paleogene flysch, Aquitanian flyschoidal formation, section of Burdigalian-Langhian and partially of Serravalian-Tortonian that mainly fill the synclinal belts. Burdigalian deposits often lie unconformly on anticline belts. This has brought about a setting of a two tectonic stages architecture.

The Liassic rifting and later folding phases have affected the External Albanides including the Ionian zone, where have formed the three following structural belts:

a) **The Berati anticline belt,** in the eastern part of the zone.

b) **The Kurveleshi anticline belt,** in the central part of the zone.

c) **The Çika anticline belt,** which represents the western edge of the Ionian zone.

Integrated geological-geophysical data show the presence of many anticline carbonate structures often seated with flysch deposits inside these tectonic belts (Plate 5). These structures are fractured by longitudinal tectonic faults along their western flanks, which go up to thrusting of 5-6 km horizontal displacement [Prenjasi E. 1992]. Two main tectonic styles are distinguished in the Ionian zone: Duplex tectonics and imbricate one. The backthrust faults have happened owing to retrotectonic phenomenon. The regional tectonic faults condition the geodynamic evolution of the Ionian zone. These faults have separated the Ionian basin in several units, since rifting time of lower and middle Jurassic. The periodical tectonic revitalizations of the regional faults have played an important role on overthrusting phenomenon, too. The regional reflection seismic lines across the Ionian zone show that the underlying limestones of the southern Adriatic basin and Sazani Zone has taken place during the structuring process of the Ionian zone, from upper Oligocene to Langhian (Plate 5).

Sazani zone is the eastern continuation of Apulian platform. A thick Cretaceous-Oligocene dolomite and limestone section build up this zone. Marl deposits of Burdigalian lay trangressively on the carbonate formation.

Peri-Adriatic Depression. This unit covers transgresively considerable part of the Ionian, Sazani and Kruja tectonic zones. This is a foredeep depression filled with middle Miocene to Pliocene molasses, mainly covered by Quaternary deposits (Plate 5). The thickness of the molasses increases from southeast to northwest, reaching 5000m. Sandstone-clay deposits of Serravalian and Tortonian are placed trangressively over the older ones, down to the limestone creating a two-stage structure (Plate 5).

The interpretations of the geological geophysical data lead to a new structural model and tectonic style of the External Albanides [Alias Sh. 1987, Bare V. et al. 1996, Dalipi H. 1985, Mëhillka, Ll. et al. 1999, Prenjasi E. 1992, Xhufi C. et Canaj B. 1999]. Tectonic zones of the External Albanides have been in compression tectonic regime since upper Jurassic-Cretaceous. Whereas, western part, of Apulian zone and South Adriatic basin, it happens in continuous extension tectonic regime. Overthrusting style of the southeastern part of the External Albanides, with a great southwestward overthrust of the anticline chains, and the presence of the old transversal faults already are well known. Evaporite deposits have been the lubrication substratum during the over thrusting movement. A regional neotectonic phenomenon is also the back thrusting tectonics in the Ionian and Sazani zones. The formed structural-tectonic models have come out owing to interference of two main effects, southwestward over thrusting and newly northwestwards back thrusting. The structure and structural chains of the Ionian, Kruja and Sazani zones have increased the thrusting and back thrusting amplitude, as result of a powerful tectonics development during the molasses cycle. This phenomenon led to the formation of tectonic blocks of imbrication nature, within the carbonate section of western flanks of some anticline structures and sometimes to the partial or completes covering of the expected anticline structures with the evaporites of the adjacent eastern eroded structures.

The Albanian sedimentary basin continues even in Adriatic shelf with carbonate and terrigene formations. In the different profiles (Plate 4-a) it is noticed that there exist some local Bouguer and magnetic anomalies in Adriatic shelf [Richeti G. 1980].

1.2. Methods and study materials

The studies on the geothermal field and evaluation of the geothermal energy in Albania, in the framework of the preparation of “Geothermal Atlas of Albania” and “Atlas of Geothermal Energy Resources in Albania” [Frashëri A., Çermak V. et al. 1993-1996], were performed on the basis of temperature logs in the 84 deep oil and gas wells and in 59 shallow boreholes (Plate 1-a) [84 Thermologs of deep oil and gas wells, 1952-1993. Well-Logging Enterprise, Patos, Dodbiba V. & Kafexhiu F., 1989-1990; and 59 Thermologs of boreholes, 1993-1995. Albanian-Czech Team]. The deep wells are located in the Ionian tectonic zone, Kruja zone and in the Peri Adriatic Depression. The shallow boreholes are located in the ophiolitic belt of Mirdita zone and Alps one. These wells and shallow boreholes, with a depth of 50-6700 m, are situated in different geological conditions, in the External and in the Internal Albanides.

The temperature was measured with either resistance or thermistor thermometers. The thermal inertia of these thermometers is (5-6)seconds and 3.5seconds, respectively. In the oil and gas deep wells, the temperature was logged continuously with depth [Borehole-loging Enterprise, Patos, 1952-1993]. For field temperature logging of shallow boreholes, the reading was taken point by point at intervals of 5 or 10 meters, by light portable thermistor thermometer (Kresl 1981) [Frashëri A. and Çermak V.- Thermologs 1993-1995]. The basic configuration of this probe is a Wheatstone bridge circuit, with the temperature sensitive thermistor. Calibration of the sensor was performed by a set of precise mercury-in-glass thermometers. The absolute açuracy is better than ±-0.05% K and relative precision of the temperature readings better than+/-0.01 K. The temperature was recorded by downhole during lowering of the thermometer. Generally, temperature logging was carried out in a steady-state regime of the wells filled with mud or water. In some cases, when measuring in a steady state regime was not possible, have been recorded borehole temperatures three times at different intervals. The proper value of temperature was obtained by Druly’s (1994) method.

The average absolute error of the temperature recording was ± 0.3^{o}C. The temperature measured with an electrical thermometer was checked by means of a set of precise mercury-in-glass maximum thermometers in selected boreholes. Average standard deviation was ± 1.6^{o}C between both methods.

Processing of the recorded data was performed by trend analysis of first and second orders. The data from (3000- 6700)m deep wells were divided into several groups and each of them was processed separately using trend analysis to calculate the average temperature’s gradient.

Laboratory of Department of Geothermics of the Geophysical Institute, Czech Academy of Sciences, Prague the thermal conductivity of the rocks was determined. The determination of the coefficient of thermal conductivity of collected rock samples were made by a steady-state comparative method on an automated divided-bar apparatus (Kresl and Vesely, 1972) with crystalline quartz as a reference material. As rock samples dried out, the conductivity was measured twice, on dry samples and on samples saturated by water in a vacuum pump. The experimental relation between “dry” and “wet” conductivity (Çermak, 1967) was used to correct the laboratory results for the in-situ conditions.

For some loose unconsolidated sediment, which could not be re-saturated without being disintegrated, the thermal conductivity was measured by transient-line heat-source methods using the commercial "Shotherm" QTM-2 device.

Thermal conductivity, capacity and diffuzivity of the analysed rocks are presented in the Tab.1. Generalized petrothermal data are presented in the Tab. 2. Açording to theese data result that Oligocene and Tortonian sandstone, and Tortonian clays have a thermal conductivity reaching 5.707 dhe 5.034 $W.K^{-1}.m^{-1}$. Magmatic rocks, in the particularly ultrabasic ones have a thermal conductiovity up to 3.828 $W.K^{-1}.m^{-1}$. Average quadratic deviation has an absolute values which varies from 0.101 up to 1.218 $W.K^{-1}.m^{1}$, while relative values are 5.6 up to 38.6%, averagely 14.5 %. Have been evaluated influence of these distribution of thermal conductivity values during calculation of the heat flow density.

The thermal conductivity of the geological section and vertical change there have been evaluated. The evaluation was performed by two ways:

a) Sampling in the deep oil and gas wells (Table 2).

b) Inversion of the geothermal section of the deep well Kolonja10 to evaluate heat flow density, started from Pliocene clay section with known value of the thermal conductivity (Tab. 3).

The heat-flow density was calculated. Heat-flow density calculations were made for homogenous lithology part of geological sections, açording to several models:

1. *Pliocene clay suite*, for Preadriatic Depresion.

2. *Serravalian-Tortonianit Molasse section*, for Durrës, Tirana, Kuçova and Memaliaj regions.

3. *Burdigalian marly section*, for Vlora region.

4. *Oligocene flysch section*, for Ballsh-Cakran-Gorisht-Kocul, Kreshpan, Lanabregas, Prishtë, Sasaj dhe Vurgu regions.

5. *Evaporite section*, in the Xara and Dumrea diapirs.

6. *Ultrabasic section, for* Albanian ophiolite belt.

7. Volcanic section, for Mirdita and Korca regions.

8. *Carbonate section*, for Albanian Alps.

The temperature maps at 100, 500, 1000, 2000, 3000 meters depths, average geothermal gradient map, heat flow density map and geothermal zones map, by the processed data were compiled [Frashëri A., 1992, Frashëri A., Çermak V. et al., 1995, 1996, Çermak et al., 1996]. The maps of the Albanian territory have been linked with Greek and Adriatic space ones.

Estimation of the geothermal resources of the thermal zones has been performed açording to the instructions from editor Haenel R of the Geothermal Atlas in Europe. After these instructions, quantification of geothermal resources is based on a volumetric heat content of the model assuming exploitation of geothermal energy by a doublet or a singled wells system [Muffer and Cataldi, 1976]. Lavgine, 1978 equation, determines the fraction of heat capable of being extracted. Installed capacity (thermal capacity), annual capacity used and capacity factor have been calculated [Frashëri A., Çermak V.et al. 1996, Lund J.W. 1996, Rybach L et al. 2000].

Energetic study of the geothermal water sources and deep wells has been performed during the preparation of Geothermal Atlas of Albania and Atlas of Geothermal Energy Resources in Albania [Frashëri A., Çermak V. et al. 1993-1996]. Investigation and exploration of the thermal water springs and water analysis have been carried out by Hydrogeological and Geophysical Services of Geological Survey of Albania, Tirana, and Oil and Gas Geological Institute, Fier, [Avgustinskij V.L. et al. 1957, Avxhiu R. et al. 1999, Dakoli H. et al. 1981, 2000, Dhima K. et al. 2000, Hydrogeological Map of Albania at scale 1: 200 000, 1985, Eftimi R. et el. 1989, Reçi H. et al. 2001, Tartari M. et al. 1999, Velaj T. 1995].

“Use of environmental friendly geothermal energy”, UNDP-GEF SGP Tirana Office sensitizing project, has been realized during the 2003 year, by “Association of Albanian Inland and Coastal Waters Protection and Preservation” [Frashëri A. et al. 2003]. During realization of the Project have been designed three project ideas for direct use of Geothermal Energy [Frashëri A. et al. 2003].

Videocassette and Sensitizing Brochure, prepared by the Project and Institute of Informatics and Applied Mathematics INIMA Tirana, is presented in Internet homepage [Frashëri A et al. 2003]:

htt [://www.inima.al/~nfra/geothermal

and Geothermische-Vereinigung, EGEC’s GEOTHERNET, Germany homepage:

http://www.Geothermie.de

Albanian Geothermal Energy Low Draft was prepared in the framework of this Project (Frashëri E., 2003).

Periodically, results of the geothermal energy studies in Albania have been published and presented in International Symposiums, Conferences and Workshops [Çermak V. et al. 1994, 1999, Frashëri A. 1992-2003, Frashëri A. et al. 1995-2003].

II. GEOTHERMY OF ALBANIDES

2. Geothermal Energy in Albania

2.1.Geothermal Regime

The Geothermal Regime of the Albanides is conditioned by tectonics of the region, lithology of geological section, local thermal properties of the rocks and geological location.

2.1.1. Temperature

The geothermal field is characterized by a relatively low value of temperature. The temperature at 100 meters depth vary from less than 10 to almost 20°C, with lowest values in the mountain regions of Mirdita zone, as well as in the Albanian Alps. In these areas, there is intensive circulation of underground cold water, of (5-6)°C temperature. Highest temperature values at 100m characterize the Adriatic coastline and the southern part of the country (Plate 7). The characteristic temperatures at 500 meters depth ranges from (21–20)°C (Plate 9). The highest temperatures, up to 36°C, have been measured at 1000 meters depths in Peri-Adriatic Depression wells (Plate 10). The temperature is 105.8°C at 6000 meters depth, in the central part of the Peri-Adriatic Depression (Plate 25). The isotherm runs parallel the Albanides strike. The configuration of the isotherm doesn't change down to a depth of 6000m. Going deeper and deeper the zones of highest temperature move from southeast to northwest, towards the center of the Peri-Adriatic Depression and even further towards the northwestern coast. The described geothermal field, with relatively low values of temperature, is a characteristic of the sedimentary basins with a great thickness of sediments.

The temperatures in the ophiolitic belt are higher than in sedimentary basin, at the same depth (Plate 4-a).

2.1.2. Geothermal Gradient

In the External Albanides the geothermal gradient is relatively higher (Plate 13). The geothermal gradient displays the highest value of about 21.3 $mK.m^{-1}$ in the Pliocene clay section in the center of Peri-Adriatic Depression. The largest gradients are detected in the anticline molasses structures of the center of Pre-Adriatic Depression (Plate 14-a, 14-b). The gradient decreases about (10-29)% where the core of anticlines in Ionic zone contains limestone (Plate 15-b). Elsewhere in Ionian zone, the gradient is mostly 15mK.m^{-1}. The modeling results show that deeper than 20km is observed decreasing of the gradient (Plate 4-a). This change of the gradient is coincided with the top of the crystal basement.

The lowest values of (7-11)mK.m^{-1} of the gradient are observed in the deep synclinal belts of Ionic and Kruja tectonic zones.

Low gradient values (5 mK.m^{-1}) were also observed in the southern part of Albanides and in the Albanian Alps. In these cases, the gradient decreases towards the zero or becomes negative (Plate 15-b). It decreases even more when the cold surface waters flow through a limestone anticline.

In the Albanian Sedimentary Basin, geothermal gradient changes from one formation to the others. The geothermal gradient greatest values were observed in the clay sections. Whereas decreases of geothermal gradient are observed with increasing of sand content at geological section (Plate 15-c). In the conglomerate-sandstone part of Rrogozhina suite of Pliocene, the geothermal gradient is almost two times lower than in the Helmesi clay suite of Pliocene. The sandstone reaches up to 65% of the section in the conglomerate-sandstone section.

Local variations of the temperature and their geothermal gradient values are observed on a distances of (7-8)km. For example, at a depth of 3000m on these distances the temperature may vary from 8-9°C. The geothermal gradient values changes from 10.5 to 17.5 mK.m^{-1}, even in vertical direction,

There oçur deviations from the normal trend of the above-mentioned phenomenon in case of lateral influences**.** Plate 14-c show that gradient reaches its smaller values in the lower part of the section, apart of that the limestone structure lies nearly east of the well Ard. 18.

Over-pressure in the molasses of the Albanian Sedimentary Basin has a great influence on the values of geothermal gradient (Hoxha Xh. 1984, Liço R. et al. 1998).

It is also obvious the influence of salt diapir in the gradient values (Plate 15-a). The rocks have high thermal conductivity in the salt's part of the geological section. These deposits explain why the geothermal gradient is lower than in other parts of section.

In the ophiolitic belt of the Mirdita tectonic zone, the geothermal gradient values increase up to 36mK.m^{-1} at northeastern and southeastern part of the Albania (Plate 13). In this belt is also observed the existence of a lower gradient section, up to 10 mK.m^{-1}. This gradient decrease is explained by the convection influence that is related to cold underground water's circulation. In the mountainous area this circulation is very intensive, especially in disjunctive tectonic zones. After the geothermal modeling, decreasing of the gradient is observed also deeper than 12000 meters in this part of Albania, at the top of the Triassic salt deposits.

2.1.3. Heat Flow Density

The regional pattern of heat flow density in Albanian territory is presented in the Heat Flow Map (Plate 16). There are observed two particularities of the scattering of the thermal field in Albanides:

Firstly, the maximal value of the heat flow is equal to 42mW/m^2 in the center of Peri-Adriatic Depression of External Albanides. The 30mW/m^2 value isotherm is open towards the Adriatic Sea Shelf. Heat flow density values are lower than (25-30)mWm^{-2} in Albanian Alps area. This phenomenon has taken place owing to the great thickness of sedimentary crust, mainly carbonatic one in this zone.

Secondly, in the ophiolitic belt at eastern part of Albania, the heat flow density values are up to 60mW/m^2. The contours of Heat Flow Density give a clear configuration of ophiolitic belt. The contours of 45mW.m^{-2} in Northeast and 40mW.m^{-2} in South-East of Albania remain open toward the ophiolitic belt continuation beyond the Albanian border. Radiogene heat generation of the ophiolites is very low. In these conditions, increasing of the heat flow in the ophiolitic belt is linked with heat flow transmitting from the depth. Ophiolitic belt Heat Flow Density highest value can be explained by the small thickness of the geological section down to the top of crystalline basement, and MOHO discontinuity (Plate 4-a). The granites of the crystalline basement, with the radiogenic heat generation, represent the heat source. In the ophiolitic belt there are some hearths observed of higher heat flow density. Heat flow anomalies are conditioned by intensive heat transmitting through deep and transversal fractures.

2.2. Water Resources of Geothermal Energy

2.2.1. Geothermal springs and wells

Large numbers of geothermal energy of low enthalpy resources are located in different areas of Albania. Thermal waters with a temperature that reach values of up to 65.5°C are sulphate, sulphide, methane, and iodinate-bromide types (Tab. 1, Tab. 2, Plate 17).

THE THERMAL WATER SPRINGS IN ALBANIA

Tab. 1

No. spring	Spring and region	Temp **°C**	Geographic coordinates		Yield **l/sec**
			Latitude N	LE	
1	Mamurras 1 & 2	21-22	41°35'24"	19°42'48''	11.7
2	Shupal, Tirana	29.5	41°26'9"	19°55'24''	<10
3-a	Llixha Elbasan	60	41°02'	20°04'18''	15
3-b	Hydrat, Elbasan	55	41°1'18''	20°05'15''	18
4	Peshkopi	43.5	41°42'.10''	20°27'15''	14
5	Katiu Bridge Langaricë, Permet	30	40°14'36''	20°26'	>160
6	Vromoneri, Sarandoporo, Leskovik	26.7	40°5'54''	20°40' 18''	>10
7	Finiq, Sarande	34	39°52'54''	20°03'	<10
8	Holta River, Gramsh	24	40°55'30''	20°09'24''	>10
9	Postenan, Leskovik	Steam Springs	40°10'24''	20°33'36''	
10	Kapaj, Mallakastër	16.9-17.9	40°32'30''	19°48'18''	12
11	Selenicë, Vlorë	35.3	40°32'18''	19°39'30''	<10

In many deep oil and gas wells there are thermal water fountain outputs with a temperature that varies from 32 to 65.5°C (table 2, Plate 17)

Until now only thermal waters of the springs 1, 2, 4, and 6 and wells 1, 2, 3 in Albania are used only for health purposes by old technologies of the SPA (Plate 28).

Albanian geothermal areas have different geologic and termo-hydrogeologic features. Geothermal areas are linked with disjunctive tectonics and seismological active belts (Plate 18, 19).

THERMAL WELLS IN ALBANIA

Tab. 2

No.	Well	Temp. in **°C**	Geographical Coordinates Latitude N.	Longitude E.	Yield **l/sec**
1	Kozani 8	65.5	41°06'	20°01'6”	10.3
2	Ishmi 1/b	60	41°29.2'	19°40.4'	3.5
3	Galigati 2	45-50	40°57'6”	20°09'24”	0.9
4	Letan	50	41º07'9”	20º22'49”	5.5
5	Bubullima 5	48-50	41°19'18”	19°40'36”	<10
6	Ardenica 3	38	40°48'48”	19°35'36”	15-18
7	Semani 1	35	40°50'	19°26	5
8	Semani 3	67	40º 46'12”	19º22'24”	30
9	Ardenica 12	32	40°48'42”	'19°35'42”	<10
10	Verbasi 2	29.3			1-3

2.2.2. Geothermal Zones

Thermal sources are located in three geothermal zones [Plate 17]:

Kruja geothermal zone represents a zone with large geothermal resources (Plate 20). The Kruja zone has a length of 180km. The Kruja Geothermal Zone extends from the Adriatic Sea in the North and continues down to the South - Eastern area of Albania and to the Konitza area in Greece [Frashëri A. et al. 2003, Fytikas M.D. and Taktikos S. 1993]. Geothermal aquifer is represented by a karstified neritic carbonatic formation with numerous fissures and micro fissures.

Three boreholes produce hot and mineralized water: Ishmi-1/b (Ishm-1/b), Kozani-8 (Ko-8) and Galigati-2 (Ga - 2) (Plate 21-a, b). Thermal springs of the Llixha Elbasani spa are located about 12 km S of Elbasani city (Plate 22-b).

The Ishmi-1/b is the northernmost borehole of Kruja geothermal field, about 20 km NW of Tirana. Ishmi 1-b well has been drilled in 1964. It was drilled in the upper part of the fissured and karstified limestone. The borehole intercepts the limestone section at 1300 m depth and continues through more than 1000m of carbonatic strata. Effective porosity is less than 1% and the permeability ranges from (0.05-3.5)mD. The hydraulic conductivity of the limestone section varies between (8.6 x 10_{-10} - 8.8 x 10^{-8})m/s and the transmissivity ranges from (8.6 x 10^{-7} – 8.5 x 10^{-5})m2/s.

Kozani-8 well has been drilled in 1989. Borehole is located on hills 26km SE of Tirana. It encounters limestone strata at 1819m, penetrating 10m into the section. Hot water has continuously discharged from the Ishmi-1/b and Kozani-8 boreholes at rates of 3.5 l/s and 10.3 l/s, respectively, since the end of drilling operations (1964 and 1988, respectively).

Galigati-2 borehole is located on a hill, about 50km SE of Tirana. At depth of 2800m, is discloses an 85m thick limestone section.

Elbasani Llixha watering place is about 12km South of Elbasani (Plate 22-b). There are seven spring groups that extend like a belt with 320^o azimuth. All of them are connected with the main regional disjunctive tectonics of Kruja zone. Thermal waters flow out through the contact of conglomerate layer with calcolistolith (Plate 22-a, 22-b). In this area too, the reservoir is represented by the Llixha limestone structure. These springs have been known before Second World War. Surface water temperatures in the Tirana-Elbasani zone vary from 60° to 65.5°. In the aquifer top in the well trunk of Kozani-8 temperature is 80°C. Hot water has a salinity of (4.6-19.3)g/l. Elbasani Llixha water contains Ca, Na, Cl, SO_4, and H_2S [Avgustinsky et al., 1957] while in the Tirana-Elbasani, thermal waters are of Mg-Cl type. They contain the cations Ca, Mg, Na and K, as well as the anions Cl, SO_4, and HCO_3 with pH to 6.7-8 and density of 1.001-1.006 g/cm^3.

Elbasani Nosi Llixha water has the following formula [Avgustinsky V.L. 1957]:

$$H_2S_{0.403}M_{7.1}\frac{Cl_{59}SO^4_{38}}{Na_{46}Ca_{35}}$$

Wellhead temperatures in the Tirana-Elbasani zone vary from (60-65.5)^{o}C. The temperature at the top of aquifer reaches 80^{o}C in the Kozani-8 hole. Açording to the temperature logs in Ishmi-1/b and Galigati-2, temperatures at depth in the carbonatic section are 42.2^{o}C and 52.8^{o}C, respectively. The difference between the temperature of thermal water discharging at the surface and of the limestone section at depth shows that a mixture of waters from different depths and temperatures has oçurred.

The Langarica river thermal springs, near of the very beautiful Vjosa River valley (Plate 23-b), Postenani steam springs (Plate 24-a) and the Sarandaporo springs (Plate 24-c) can be found in the S of the Kruja geothermal area (Plate 23-a). Thermal water flows out from the contact between the Eocene fissured and karstified limestones and the flysch section. The steam flows from tectonic fault (Plate 24-a-b).

On both shores of the Langarica River shores are located Bënja thermal springs, well know from the Roman era. These waters are much different. They do not contain H_2S, CO_2 and are a factor of 7-9 times less mineralized than waters from the Tirana-Elbasani zone. Mineral water of these springs is drinkable. Water temperature is 29 ^{o}C. Yield is (30-40)liters/sec.

Near of Albanian-Greek border is located Sarandaporos thermal and mineral drinkable water springs. The temperature is 27.6^{o}C. Yield more 40 liters/sec. Geothermal springs at Kavasila in Greece are located in southern Sarandaporo riverside. Kavasila thermal springs and Sarandaporo in Albanian side are springs are presented the single geothermal system, which at northern direction is continued with steam springs in Postenan Mountain in Leskovik and Bënja geothermal springs in Përmeti.

Ardenica geothermal zone is located in the coastal area of Albania, in sandstone reservoirs (Plate 25). The Ardenica geothermal area is situated 40km N of Vlora within the Peri-Adriatic Depression. It comprises the molasses Neogene brachyanticline Ardenica, the Semani anticline, the northern pericline of Patos-Verbasi carbonate structure and the overlying Neogene molasses. The Ardenica geothermal area is intercepted by the Vlora-Elbasan-Dibra transversal fault. The Ardenica geothermal reservoir comprises sandstone sections of Serravalian, Tortonian and Pliocene age. These sandstone layers are composed of coarse, medium and fine grains. Effective porosity of the aquifers is about 15.5% and the permeability reaches 283mD. Hydraulic conductivity is 4.98m/s and transmissivity has a value (8.9 x 10^{-5})m^2/s. These reservoir properties translate into an output of 5-18 l/s. Hot water discharges from the boreholes Ardenica-3 (Ard-3) and Ardenica-12 (Ard-12), both situated in the Ardenica brachyanticline, Semani–1 (Sem-1) and Semani-3 (Sem-3) boreholes in the Semani anticline structure, in the Verbasi-2 (Ver-2) drilled in the Patosi monocline and the Bubullima-5 (Bub - 5) borehole that intercepts the carbonatic section of the Patos-Verbasi structure. At the surface, the boreholes discharge waters at temperatures of (32-67)°C (Tab. 2). Water flows into these boreholes at depth intervals of (1200-1700)m (Ard-3), (1935-1955)m (Ard-12) [Plate 26-a-b], (2250-2275)m (Sem-1), (2698-2704)m and 3758m (Sem-3) (875-1935)m (Ver-2) and (2385-2425)m (Bub-5).

Ardenica thermal water is Ca-Cl type, with 21.2mg/l iodine, 110mg/l bromide and 71mg/l boric acid, and has a formula:

$$M_{58.8}\frac{Cl_{98}}{Na_{86}}$$

Electrical resistivity and SP logs in the Ardenica–12 and Semani-1 boreholes, show that the sandstone section has a thickness of (445-1165)m. As an example, these geophysical logs for the Ardenina-12 borehole are show together with the temperature log and lithologicic column [Plate 26-a-b]. It is clearly demonstrated that the aquifer temperatures are higher in sandstone layer than above or beneath them. At the wellhead, temperatures are 32°C for Ardenica-12, 35°C for Semani-1, 38°C for Ardenica-3 and 67°C for Semani-3. However, the temperature in the aquifers at depth of (1935-1955)m is 45.8 °C.

Peshkopia geothermal zone is located in the Northeast of Albania, in the Korabi hydrogeologic zone (Plate 26-a) [Çollaku A. et. al 1992]. At distance of two kilometers east of Peshkopia, water at 43.5°C flows out of a group of thermal springs on a river slope composed of flysch deposits (Plate 26-b). Some of the springs yield flow rates up to 14 l/s. The occurrence of these springs is associated with a deep fault at the periphery of a gypsum diapir of Triassic age that has penetrated Eocene flysch, which surround it like a ring. These springs are linked with the disjunctive tectonic of seismic-active belt Ohrid Lake-Diber, at periphery of the gypsum diapir. With this tectonic belt are linked the Banjishte and Kosovrasti thermal springs, which are located at Macedonian territory, close to the Albanian-Macedonian border [Frashëri A. et Pano N. 2003, Micevsky E. 2003].

Evaporite diapir extends vertically over (3-4)km [Kodra A. et al. 1993] and comprises the main aquifer of this geothermal system. The oçurrence of thermal waters is connected with the low circulation zone always under water pressure. Where gypsum plunges, under the level of free circulation zone, the presence of H_2S can be detected in the water. The thermal waters are of sulphate-calcium type, with a mineralization of up to 4.4g/l, containing 50mg/l H_2S.

Their chemical formula is [Avgustinsky V. L. 1957]:

$$H_2S_{0.0495}M_{4.4}\frac{SO_{56}^{4}}{Ca_{65}}$$

On riverbed, outcrops of anhydrides and gypsum are located also, with big yield of cold mineralized water springs, of sulphate-calcium type. Their water temperature is 12°C.

Different geothermometers indicate the reservoir temperatures are (140-270)°C. Considering the regional geothermal gradient, temperatures of 220°C would be found at depth of (8-12)km. However, the gypsum diapir represents e high thermal conductivity body focusing heat from its surroundings. Therefore, water could become warmer at shallow depths that suggested by the geothermal gradient.

2.2.3. Geothermal Resources

Kruja Zone (Plate 20). This area extends from the Adriatic coast to the Ishmi region (N of Tirana) to the SE, penetrating into Greece, along a total length of 180km and a width of (4-5)km. Two subzones are recognized: the Tirana-Elbasani (northern) and the Galigati-Sarandaporo (southern) zones.

The Elbasani Llixha springs and Ishmi-1/b and Kozani-8 boreholes have exhibited constant yield with stable temperatures for decades. The springs have been discharging at the rate of (15-18)l/s during the last 50 years, while the boreholes have maintained an output of (3.5-10.3)l/s for (10-40) years.

The Kruja geothermal area concentrates most geothermal resources in Albania. The most important resources, explored until now, are located in the Northern half of Kruja Geothermal Area, from Llixha-Elbasan in the South to Ishmi, in the North of Tirana. For the Tirana-Elbasani subzone heat in place (H_o) is ($5.87 \times 10^{18} – 50.8 \times 10^{18}$)J, identified resources (H_i) are ($0.59 \times 10^{18} – 5.08 \times 10^{18}$)J, while the specific reserves ranges between values of 38.5-39.6 GJ/m^2.

The second subzone, Galigati, has lower concentration of resources 20.63GJ/m^2, while geothermal resources amount to 0.65×10^{18}J. These reserves have been extrapolated for this whole subzone up to the Albanian-Greek border.

Ardenica Zone (Plate 25). Ardenica reservoir has (0.82×10^{18})J. Resources density varies from (0.25-0.39)GJ/m^2. The boreholes have been abandoned and await renewed investment into geothermal exploration.

Peshkopia zone (Plate 26). Water temperature and big yield, stability, and also aquifer temperature of Peshkopia Geothermal Area are similar with those of Kruja Geothermal Area. For this reason the geothermal resources of Peshkopia Area have been estimated to be similar to those of Tirana- Elbasani area.

3. Integrated and Cascade Direct Use of Geothermal Energy

Large numbers of geothermal energy of high and low enthalpy resources, a lot of mineral water sources represent the base for suçessfully application of modern technologies in Albania, to achieve economic effectively. There are many thermal springs and wells. Their water has temperatures that reach values of up to 65.5°C.

At the present, the thermal waters of some springs and wells are used only for health purposes.

The geothermal situation of low enthalpy in Albania offers three directions for the exploitation of geothermal energy. Direct use of the environmental friendly geothermal energy must be realized by integrated scheme of geothermal energy-heat pumps and solar energy, and cascade use of this energy].

- Firstly, the Earth Heat can be use for space heating and cooling by modern systems Borehole Heat Exchanger-Geothermal Heat Pumps (Plate 27-b).

The energy crisis prevailing in the country, the increased demand in energy for heating and cooling of premises (Plate 27-a), the gradual implementation of European standards of premises' heating, are all decisive factors raising the awareness in order to contribute in finding optimal solutions to this critical situation. The situation becomes more problematic because the use of natural gas for heating emits large quantities of CO_2 in the atmosphere.

In the developed countries such as the Member States of the European Union, in the United States, Japan etc., particular attention is given to the use of renewable energies, among them the geothermal energy. The Earth's heat is a great source of energy, not only renewable and friendly to the environment, but widely used in different walks of life. Among them is the heating and cooling of public and private premises.

Two major Ground-source heat pumps system types exist: ground-couplet (closed loop) or water system (open loop). The ground couplet uses a buried earth coil with circulating fluid in a closed loop of vertical pipes to transfer thermal energy to and from the earth. Ground-couplet systems have been used in Northern Europe for many years (Plate 27-b). Ground coupling is used where insufficient well water is available, where quality of the well water is a problem, or disposal of well water is restricted. Multiple Heat Exchangers are installed in large public premises.

Actually, these modern systems in use, highly effective and with low consume of electric energy, technologically advanced and environmental friendly, are gaining huge popularity.

Alike elsewhere in the world, in Albania the subsurface ground layers contain heat. This energy can be suçessfully exploited in heating the public premises (offices, hospitals, libraries, theatres, airports etc.) as well as private premises (houses and apartment buildings), using the modern systems of Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pumps.

Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump systems are developed even though has a construction cost (30-40)% higher than the conventional heating by gas. There are several reasons for this (Rybach L. et al., 1995, 2000):

Economical considerations. Actually, the cost of installing the Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump is higher than the conventional fuel installations. Nonetheless, the annual cost of "fuel" of the Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump (Electric energy for the heat pump and circulating pump) are considerably lower than the fuel of the conventional heating by gas. For the coefficient of performance 3, is saved up to 66% of the electrical energy. Consequently, the payback of the Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump system is shorter than the durability of using the other heating system.

Environmental considerations. Borehole-Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump is an environmental system that does not emits CO_2 ("greenhouse effect"), therefore the proprietor avoid paying the tax on emittance of CO_2 gas, which is under discussion in the countries of the European Union.

Actually, in some countries has been applied a governmental support. The Japanese Government has invested 200 USD for every kW of the Pump of Geothermal Energy, with an upper limit of 5200 USD.

- Secondly, thermal sources of low enthalpy and of maximal temperature up to 65.5°C.

Thermal waters of springs and wells may be used in several ways:

1. Modern SPA clinics for treatment of different diseases, and hotels, with thermal pools, for development of eco-tourism. Such centers may attract a lot of clients not only from Albania, because the good curative properties of waters and springs are situated at nice places, near seaside, mountains or Ohrid Lake.

The oldest and most important is Elbasani Llixha SPA**,** which is located in Central Albania (Plate 28, 29). By national road communication, Llixha area is connected with Elbasani. These thermal springs from about 2000 years ago are known, near of the old road "Via Egnatia" that has passed from Durresi-Ohrid- to Constantinople. All seven groups of the springs in Llixha Elbasani and Kozani-8 well, near of Saint John Vladimir Monastery at Elbasani, geothermal area will have the possibilities for modern complex exploitation. These area are located near of the very know Ohrid Lake pearl or mountains Gjinari, with their fantastic forests and nice climate. Ishmi 1/b geothermal well is located in beautiful Tirana field, near of Mother Theresa-Tirana Airport, near of the Adriatic beaches and Kruja-Skenderbeg Mountain.

2. The hot water can be used also for heating of hotels, SPA and tourist centers, as well as for the preparation of sanitary hot water used there. Near these medical and tourist centers it is possible to built the greenhouses for flowers and vegetables, and aquaculture installations. Peshkopia SPA was constructed by modern concepts as geothermal balneological center. There are also the thermal pool, for medical treatment and recreation. Construction of the Peshkopia SPA must be a good example for new SPA constructions in Albania (Plate 28-b).

3. From thermal mineral waters it is possible to extract very useful chemical microelements as iodine, bromine, chlorine etc. and other natural salts, so necessary for preparation of pomades for the treatment of many skin diseases as well as for beauty treatments. From these waters it is possible to extract sulphidric and carbonic gas.

- Thirdly, Greenhouses heating by use of the thermal waters of the springs and wells and vertical heat exchangers in the deep oil and gas wells, in the complex with heat pumps and solar energy systems, and.

Consequently, the sources of low enthalpy geothermal energy in Albania, which are at the same time the sources of multi-element mineral waters, they represent the basis for a suçessful use of modern technologies for a *complex and cascade exploitation* of this environmental friendly renewable energy, achieving a economical effectiveness. Such developments are useful also for the creation of new working places and improvement of the level of life for local communities near thermal sources.

4. Environmental Impact during the Direct Use of Thermal Waters

Thermal waters, actually in Albania, are discharged directly at the ground surface and in the surrounding hydrographical system (Plate 30). Elbasani geothermal area waters have a salinity 4.6-19.3g/l and contain 6.825g/l dry residual-180°C. Cations of Na^{+} 1.19g/l, Ca^{2+} 0.79g/l, Mg^{2+} 0.20g/l, K^{+} 0.17g/l, NH_4^{+} 0.02g/l, trass of the cations of Fe, Cu, Al, and anions Cl^{-} 2.36g/l, SO_4^{2-} 1.78g/l, HCO_3^{-} 0.43g/l etc. are presented. It is very high content of H_2S in total 6.8g/l, free CO_2 0.16g/l etc. Consequenltly, these waters have great negative environmental impact (Plate 29) [Frashëri A. etj. 2003, Popovska Vasilevska S. 1999]:

· Surface waters pollution, which are used for irrigation purposes etc. Used for the irrigation purposes these waters with chemical elements and natural salts caused the popution of agricultural soils, in the particularly with NaCl, $MgSO_4$, $CaCO_3$, $MgCO_3$ etc.

· Ground drinkable and industrial waters pollution.

· Air pollution by sulphidric gas H_2S and carbonic gas CO_2.

· Poor biodiversity.

Processing and cleaning of the thermal waters, before their discharge in the drainage system or reinjecion in the underground reservoirs are necessary.

IV. BIBLIOGRAFIA
IV. BIBLIOGRAPHY

IV – 1. Bibliografia e energjisë gjeotermale për Shqipërinë
IV – 1. Bibliography of Geothermal Energy in Albania

[1 – 6] Studimet dhe projektet bazë për monografinë
[1 – 6] Base studies and projects for the monograph

1. Frashëri A. 1992. ALBANIA. In GEOTHERMAL ATLAS OF EUROPE, [Eds. Hurtig E., Çermak V., Haenel R. and Zui V.], International Heat Flow Commission, Herman Haak Vertagsgesellschaft mbH, Germany.

2. Frashëri A. and Çermak V. (Project leaders), Liço R., Çanga B., Jareci E., Kresl M., Safanda J., Kuçerova L., Stulc P., 1994. GEOTERMAL ATLAS OF EXTERNAL ALBANIDES. Project of Committee for Sciences and Technology of Albania, and agreement between the Faculty of Geology and Mining in Polytechnic University of Tirana, and the Geophysical Institute, Czech Acad. Sci., Prague.

3. Frashëri A. and Çermak V. (Project leaders), Liço R., Çanga B., Jareci E., Kresl M., Safanda J., Kuçerova L., Stulc P., 1995. GEOTERMAL ATLAS OF ALBANIDES. Project of Committee for Sciences and Technology of Albania, and agreement between the Faculty of Geology and Mining in Polytechnic University of Tirana, and the Geophysical Institute, Czech Acad. Sci., Prague.

4. Frashëri A. and Çermak V. (Project leaders), Doracaj M., Kapedani N., Liço R., Bakalli F., Halimi H., Kresl M, Safanda J., Vokopola E., Jareci E, Çanga B., Kucerova K, Malasi E. 1996. ALBANIA. In "ATLAS OF GEOTHERMAL RESOUCES IN EUROPE". (Eds. Heanel R. and Hurter S.), Hanover, European Commission, International Heat Flow Commission.

5. Frasheri A. 2001. OUTLOOK ON PRINCIPLES OF INTEGRATED AND CASCADE USE OF GEOTHERMAL ENERGY OF LOW ENTHALPY IN ALBANIA. 26th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. 29-31 January, 2001, California, USA.

6. Frashëri A., Pano N., Bushati S., 2003. USE OF ENVIRONMENTAL FRIENDLY GEOTHERMAL ENERGY". UNDP-GEF/SGP, Tirana Office Project.

* * *

Avgustinsky V. L., Astashkina A. A. Shukeviç L. I., 1957: Mineral Springs and Health Centers in Albania. Ministry of Health, Tirana, Albania.

Avxhiu R., Eftimi R., Leka P., Kasapi S., Nenaj S., Nalkuci I., 1999: Thermomineral waters exploration by geophysical methods in Albania. National Program for Research and Development, Geology, Exploitation and Mineral Processing, Ministry of Economy and Privatization, Tirana, December 1999.

Bodri L., Çermak V., Frasheri A., 1998: Thermo-hydraulic modelling in montainous and hilly areas: applications to Albania. Albanian Journal of Natural & Technical Sciences, Nr. 5, pp. 45-69, Academy of Sciences, Tirana, Albania.

Çermak V., Kresl M., Kucerova L., Frashëri A., Kapedani L., Lico R., Çano D., 1994: Heat flow data from Albania. XIX General Assembly of European Geophysical Society, Grenoble, France, April 25-29,1994.

Çermak V., Safanda J., Bodri L., Frashëri A., 1999: Heat Flow in Albania in a broader context of Geothermal mapping in Pancardi region. Dobrogea-the interface between the Carpathians and the Trans-European Suture Zone, Joint Meeting Europrobe. Bucharest.

Dakoli H., Dhima K., Tartari M., Melonashi G., 2000: Sulphidric thermomineral watres in Albania. (In Albanian, summary in English), Bulletin of Geological Sciences, XVII (XXXVI), pp.81-89.

Dhima K., Dakoli H., Tartari M. 2000: Mineral and thermomineral waters in Albania. (In Albanian). 8-th Albanian Congress of Geosciences, Tirana.

Dodbiba V., Kafexhiu F., 1989-1990: Thermologs of the Ioniand tectonic zone and Preadriatic Depression. (In Albanian), Technical Report. Well-Logging Enterprise, Patos.

Eftimi R., Tafilaj I., Bisha G., 1989: Hydrogeologic Division of Albanides. (In Albanian, summary in English), Bulletin of Geological Studies, Nr. 4, pp.303- 315.

Frashëri A., 1991 Geothermy of Albanides. International Meeting on Terrestrial Heat Flow and the Structure of Lithosphere, September 1991, Bechyne, Czechoslovakia.

Frashëri A., 1992: Geothermics of Albanides (Geothermal Atlas of Europe), International Heat Flow Commission, Geo Forschung Zentrum, Potsdam, Germany.

Frashëri A., 1993: Outlook on the influence of Geological structures in the scattering of Geothermal field in Albania. XVIII General Assembly of European Geophysical Society, Wiesbaden, Germany.

Frashëri A., 1993: "Outlook on Geothermal characteristics of the Albanian Sedimentary Basins". The 55th Conference and Technical Exhibition of European Association of Geoscientists and Engineers Stavanger, Norway.

Frashëri A., 1993: Geothermal Phenomena detected in the thermologs of Albanides. New developments in geothermal measurements in boreholes 1993. International Symposium, Klein Koris, Germany.

Frashëri A., 1993: Geothermics of Albanides. Studia Geophysica et Geodaetica. Geophysical Institute of Academy of Sciences of Czech Republic. Praha. 3, pp 293-301.

Frashëri A. and Çermak V. (Co-editors-in-Chiefs), Liço R., Çanga B., Jareci E., Kresl M., Safanda J., Kuçerova L., Stulc P., 1994: Geothermal Atlas of External Albanides**.** Project of the Committee for Science and Technology, Tirana, and agreement between Faculty of Geology and Mining Polytechnic University of Tirana and Geophysical Institute of Czech Acad.Sci, Prague.

Frashëri A., 1994: Outlook on the influence Geological structures in the Geothermal Regime in Albania. 7-*th* Congress of Geological Society of Greece. Thessaloniki.

Frashëri A., Bakalli F., 1995: Geothermal Resources in Albania. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy.

Frashëri A., Kapedani N., Lico R., Canga B., Jareci E., 1995: Geothermics of the Albanides. (In Albanian), Symposium ALBPETROL 1995, Fier, Albania.

Frashëri A., 1995: Boreholes temperature and climate changes in Albania. IASPEI Meeting, International Union of Geology and Geophysics, XXI General Assembly, Colorado, USA.

Frashëri A. and Çermak V. (Co-editors-in chiefs), Liço R., Çanga B., Jareci E., Kresl M., Safanda J., Kuçerova L., Stulc P., 1995: Geothermal Atlas of Albania**.** Project of the Committee for Science and Technology, Tirana, and agreement between Faculty of Geology and Mining Polytechnic University of Tirana, and Geophysical Institute of Czhech Acad.Sci, Prague.

Frashëri A., Bakalli F., 1996: Geothermal Energy Sources in Albania. Stanford Geothermal Program, Workshop, January 22-24, 1996, U.S.A.

Frashëri A., Bakalli F., Doracaj M., 1996: The sources of Geothermal Energy in Albania, First Congress of the Balkan Geophysical Society, 23-27 September 1996, Athens, Greece.

Frashëri A. Bakalli F. Xinxo E., 1996: The sources of Geothermal Energy in Albania. 3rd International HDR Forum, May 13-16, 1996, Santa Fe, New Mexico, U.S.A.

Frashëri A., 1996: Heat Flow in Albania. Heat Flow and the Structure of the Lithosphere, June 9-15, 1996, Trest Castle, Czech Republic.

Frashëri A., 1997: Heat Flow in Albania. 29th General Assembly of the IASPEI, August 18-28, 1997, Thessaloniki, Greece.

Frashëri A., Doracaj M., Bakalli F., 1997, Proposal for the use of geothermal energy in Albania. Workshop: Raising funds for the commercialization of R & D achievements, Sofia, 6-7 November 1997.

Frashëri A., 1998: Tectonics of the Albanides in relation to the geothermal conditions. Micro temperature Signals of the Earth's Crust, 192 WE-Heraeus-Seminar, 25-27 March 1998 at Physikzentrum Bad Honnef, Germany.

Frashëri A., Bakalli F., 1998: Geothermal Areas in Albania. International Conference "The Earth's Thermal Field and Related Research Methods", Moscow 19-21 May 1998.

Frashëri A., 1998: Geothermal Energy Resources in Albania. European Union Thermie B Action. Seminar on transfer of Geothermal Technology and Knowledge, Reykjavik, Iceland, November 15-17, 1998.

Frashëri A., 1999: Geothermal energy areas in Albania. International Summer School on Direct Application of Geothermal Energy. University of Bitola, Makedonia, pp.23-35.

Frashëri A., 1999: Geothermal Energy Areas in Albania. Inernational Geothermal days "OREGON ' 99". Klamath Falls, 10-16 October 1999. Oregon, USA.

Frashëri A., Liço R., Kapedani N., 1999: An outlook on the influence of geological structures in geothermal regime in Albania. Albanian Journal of Natural & Technical Sciences, No. VI. pp. 129-139, Academy of Sciences of Albania.

Frashëri A., 2000: The source of Geothermal Energy in Albania. World Geothermal Congress 2000. Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10, 2000.

Frashëri A., 2000: Outlook on principles for design integrated and cascade use of low enthalpy geothermal energy in Albania. International Symposium on "Heating and Cogenerative Systems in Urban Settlements and industry". Ohrid, October, 2000.

Frashëri A., 2000: Temperature signals from the Albanides depth. 2000 Bulletin of Geological Sciences. (In Albanian, Abstract in English), pp.57-67, Albanian Geological Survey, XVII (XXVIII).

Frashëri A., 2001: Outlook on Principles of Integrated and Cascade Use of Geothermal Energy of Low Enthalpy in Albania. 26th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. 29-31 January, 2001, California, USA.

Frashëri A., 2001: Outlook on paleoclimate changes in Albania. (In English), Albanian Journal of Natural & Technical Sciences. Academy of Sciences. No.2, VI (11), pp. 108-117, Tirana.

Frashëri A. dhe Çermak V. (Co-editors-in-chiefs), Doracaj M., Kapedani N., Liço R., Bakalli F., Halimi H., Kresl M, Safanda J., Vokopola E., Jareci E, Çanga B., Kucerova K, Malasi E. 1996: Atlas of Geothermal Resources of the Republic of Albania. Geothermal resources of Albania. Published in "Atlas of Geothermal Resources in Europe". European Commission, International Heat Flow Commission, Hannover 2002.

Frashëri A., Pano N., 2002: Temperature signals from Albanides depth. International Conference "The Earth's Thermal Field and Related Research Methods". 16-20 June, Moscow.Frashëri A., 2002: Direction of integrated and cascade use of geothermal energy in Albania. International Seminar: Strategy of sustainable development options for scientific, technologic and cultural collaboration: Renewable energy and energy saving. Embassy of Italy in Albania, Ministry of Education and Sciences of Republic of Albania. Shkodër 18-19 October 2002.

Frashëri A., 2002: Petroleum prezence in the conditions of the Geothermal regime of the Albanides. (In English), Bulletin of geological Sciences. XIX (XXXVIII), pp.43-55, Albanian Geological Survey, Tirana.

Frashëri A., Pano N., Bushati S., 2003: Use of environmental friendly geothermal energy. UNDP-GEF SGP Project, Tirana.

Frashëri A., Pano N., 2003: Outlook on platform for integrated and cascade direct use of the geothermal energy in Albania. EAGE Conference Stavanger 2003. 2-6 June 2003, Stavanger, Norvay.

Frashëri A., Pano N., 2003: Evaluation of the transborder geothermal field Bënja – Përmet -Postenan - Sarandaporo Leskovik - Konitza. International Conference Water Paths-Communication Ways Amongst People. Lakes & Rivers of the Balkans. Thessaloniki, Greece.

Frashëri A., Pano N. 2003: Geothermal Energy in Central/Eastern part of Albania. Geothermal Potential of South-Western part of Macedonia Workshop, Ohrid 29 November 2003. Macedonian Geothermal Association.

Frashëri A., Frashëri N., Pano N., Bushati S. 2003: "Earth Heat – an alternative energy in Albania", a Brochure, UNDP, GEF/SGP Tirana Office Project, Internet site http://www.inima.al/~nfra/geothermal, and http://www.Geothermie.de.

Frashëri A., Beqiraj G., Frashëri N., Pano N., Bushati S. 2003. "Earth Heat – an alternative energy in Albania", a Videocassette, UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Frashëri A., Pano N., Bushati S., Malasi E., 2003. "Integrate and cascade use of Geothermal Waters Energy. Project idea. UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Project.

Frashëri A., Simaku Gj., Pano N., Bushati S., Çela B., Frashëri S., 2003. "Direct use of the Borehole Heat Exchanger - Geothermal Heat Pump System of space heating and cooling", Project idea, UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Project.

Frashëri A., Islami B., Pano N., Bushati S., Çela B., Malasi E., 2003: "Direct use of Geothermal Energy for Greenhouses heating and cooling", Project idea, UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Project.

Frashëri E. 2003: Geothermal Energy Low, Republic of Albania. Draft. UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Project.

Frashëri N., Mati I., 2003: Pictures of the steam springs, Postenani Mountain, Leskovik. UNDP, GEF/SGP, Tirana Office Project.

Gjoka L. 1990: Ground temperatures features in Albania.1990. M.Sc. Thesis, (In Albanian), Hydrometeorological Institute of Academy of Sciences, Tirana.

Reci H., Tsokas G., Papazachos C.B., Thanassoulas C., Bushati S., Avxhiu R., 2001: Study of the crossborder geothermal field in the Sarandaporos-Konitza area by electrical soundings. (In English). Albanian Journal of Natural & Technical Sciences, 2001 2 (VI) (11), Academy of Sciences of Albania. Pp. 98-108.

Tartari M., Dakoli H., Melonashi G., 1999: Study of mineral and thermomineral springs in Albania. Technical Report, (In Albanian). Central Geological Archive, Tirana.

Thermologs of deep oil and Gas wells, 1952-1993. Well-Logging Enterprise, Patos, Thermologs of boreholes, 1993-1995. Albanian-Czech Team, Faculty of Geology and Mining, Polytechnic University of Tirana.

Velaj T., 1995: Thermomineral waters in Albania. (In Albanian) M.Sc. Thessis. Polytechnc University of Tirana.

IV – 2. Referime të tjera
IV – 2. References- addendum

Aliaj Sh., 1987: On some fundamental aspects of the structural evaluation of Outer Zones of the Albanides. (In Albanian, abstract in English). Bulletin of Geological Sciences, No. 4, pp. 3-21.

Andrejevsky B., Armenski S., 1999: Drying Agricultural Products with Geothermal Energy. International Geothermal days “OREGON ‘99", 10-16 October 1999. Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Arapi S.. 1982: Study of the distribution of gravity field of the External Tectonic Zones Ionian, Kruja and Sazani, in framework of the geological-geophysical exploration of the oil and gas bearing structures. (In Albanian). M.Sc. thesis. Polytechnic University of Tirana.

Arpasi M., Szabo G., 1999: Role of the oil industry on geothermal energy developments in Hungary. International Geothermal days “OREGON ‘99", 10-16 October 1999. Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Aubouen, J., Ndojaj, I.. 1964: Regards sur la géologie de l’Albanie e sa place dans la géologie des Dinarides. Bull. Soc. France (97) VI, pp. 593-625.

Auboin I., 1973: Overthrust tectonic and their signification in the relation to geophysical models: on example of Dinarides, paleo-tectonic, past-tectonic, neo-tectonic. B.S.G.F. (7th), 1, XIX, Paris.

Bare V., Mëhillka Ll., Skrame J., Çobo L., 1996: The contribution of flattering for structural balancing in External Albanides. First Congress of the Balkan Geophysical Society, September 2-27, 1996, Athens, Greece.

Beçaluva L., Coltorti M., Premti I., Sacanni E., Siena F., Zeda O., Bernoulli D.,

Laubscher H., 1994: Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in ophiolitic belts from Albania. Ofioliti, 19 (1), pp. 77- 96.

Biçoku T., Papa A., 1965: Reflection on tectonic zoning of the Albania. (In Albanian, abstract in English). Përmbledhje Studimesh, No.1. pp. 7- 22.

Bojadgieva K., Hristov H., Hristov V., 1999. Use of low enthalpy geothermal energy in Bulgaria. International Geothermal days “OREGON ‘99". Klamath Falls, 10-16 October 1999, USA.

Bushati S., 1988: Regional study of the distribution of gravity field of the Internal Albanides, for tectonics and metallogenic zoning. (In Albanian). M.Sc. thesis. Polytechnic University of Tirana.

Bushati S., 1997: Geomagnetic Field of Albania, Magnetic Map. A Monograph, (In Albanian), Center of Geophysical and Geochemical Investigation, Albanian Geological Survey, 1997.

Cadet J.P., Boneau M., Charvet J., Durr S., Elter P., Ferriere P., Scandone P. and Thiebault F., 1980: Les chaines de la Mediterranée moyenne et orientale. 26 G.I., Coll. C-S Mem B.R.G.M., p.115.

Campioti C., Ginuchi L., Popovska S., 1999: Low-cost geothermal heating technologies heat climatization for protected cultivation in agriculture. International Geothermal days “OREGON ‘99", 10-16 October 1999. Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Chuanshan D., Jun L. W., 1995: Combined effects of conduction and convection on downhole heat exchanger performance modeling. World Geothermal Congress 1995, Florence- Italy, May 18-June 31, 1995.

Clauser Ch., 1997: Geothermal Energy use in Germany - Status and Potential. Geothermics, vol. 26, No. 2, pp. 203-220.

Climate of Albania. 1976: (In Albanian). Institute of Hydrometeorology Academy ofSciences, Tirana.

Çela R., 1991: On the presence of caolinite clays at the Llixha region in Elbasan. (In Albanian, summary in English), Bulletin Oil and Gas, Nr. 3, pp 41-46.

Dakoli H., Eftimi R., Tafilaj I., Shterpi P., 1981: "Applied hydrogeolgy". (In Albanian) University of Tirana Publishing House.

Çollaku A., Bonneau M., Cadet J.P., Polived L.: 1992. L'ediffice structurale de l;Albanie septentrionale: des elements de reponse sur le modalites de la mise en place. Bull. Soc. Geol. Fr. 1964 (2), 150-165.

Dalipi H., 1985: The main phases of the geologic evaluation history of Outer Albanides. (In Albanian). Oil and Gas Journal, No. 2, pp. 33-54.

Doracaj M., 1986: Mechanics of Fluids in Porous Media. (In Albanian), University of Tirana Publishing House.

Finetti, I. and Morelli, C., 1972: Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. Boll. Geof. Teor. Appl., 14, pp.291 - 342.

Frashëri A., Nishani P., Bushati S., Hyseni A., 1993: The relation between tectonic zones of Albanides on the basins of results of Geophysical studies. Workshops "Transetto crostale della piataforma Appula alle Albanidi" University of Bari, Department of Geology and Geophysics.

Frashëri A., Nishani P., Bushati S., Hyseni A., 1996: Relationship between tectonic zones of the Albanides, based on results of geophysical studies. Peri Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus. Natn. Hist.nat., 170, 485-511, Paris ISBN: 2-85653-507-0.

Frashëri A., Bushati S., Bare V., 2003: Geophysical outlook on structure of the Albanides. (In English), Albanian Journal of Natural & Technical Sciences. Academy of Sciences. No.2, Tirana.

Frashëri N., 1994: "The Actual State of Albanian Energetic System and it's Perspective", Workshop on the use of IAEA Planning Models, Budapest, 18-22 July 1994, Budapest.

Furnadzieva S., Petkov G., Pilarski P., Andreeva R., 1999: Use of geothermal fluids and energy for mass micro algal cultivation (Results from Bulgaria and Greece). International Geothermal days "OREGON' 99". Klamath Falls, 10-16 October 1999. USA.

Fytikas M. D., Kolios N.P. Preliminary Heat Flow Map of Greece.pp. 197 - 205. Institute of Geophysical and Mining Research. Athens, Greece

Fytikas M. D. et al. Inventary of Low enthalpy geothermal resources discovered through deep oil and gas exploration wells.

Geological Map of Albania, scale 1:200,000, (1984): Tirana, Institute of Geological Studies of Tirana, Faculty of Geology and Mining of Polytechnic University of Tirana, Geological Institute of Oil and Gas in Fier.

Georgievna M., 2003: Summary of fundamentals for evaluation of the geothermal Potential of the Vardarian zone and Serbian-Macedonian at the territory of the Republic of Macedonia. Geothermal Potential of South-Western part of Macedonia Workshop, Ohrid 29 November 2003. Macedonian Geothermal Association.

Golf Racht van T.D., 1982: Fundamentals of fractured reservoir engineering. Elsevier, New York.

Gjata, K. and Kodra, A.: 2000 Diversity of Mirdita ophiolites. Alternative for their formation. (In Albanian) 8th Albanian Congress of Geosciences Tirana 2000 "Position of Albanides in Alpine Mediterranean Folded System".

Haenel R., Rybach L., Stegena L., 1996: Handbook of Terrestrial heat-flow density determination. Kluwer Academic Publishers , Dordrecht, Boston, London.

Haska H., 2003: Forestry ecosystems and climate change. (In Albanian), Technical Relation. Institute of Forestry and Pastures, Tirana.

Hoffman F., Poppei, J., Seibt P., 1993: "Utilization of Deep Single Wells for

Geothermal Energy. Symposium "New development Geothermal Measurements in Boreholes", Klein Koris, Germany, October 18-23, 1993.

Hoxha Xh., 1984: Features of the anomalous over presures in the Peri Adriatic Depression, according to the well logging data. (In Albanian), Well Logging Enterprise, Patos, Albania.

Hoxha, L.; 2000: The Jurassic-Cretaceous orogenic event and its effects in the exploration of sulphide ores, Albanian ophiolites, Albania. Eclogae geol. Helv. 94 (2001).

Hydrogeological Map of Albania, scale 1:200 000, 1985: Hydrogeological Enterprise Tirana.

Ibrahim Pasic I., 1983: Hydrocarbon exploration and exploration in Yugoslavia with special survey of Ina-Naftaplin's activities. Nafta. 34 (7-8), pp. 417-428.

Climate of Albania, 1978: (In Albanian), Hydrometeorological Institute, Academy of Sciences of Albania.

Kodra A., Gjata K., Bakalli F., 1993 : Les principales etape de l'évolution paleogeographique et geodynamique des Albanides Internes au cours du Mesozoique. Bull. Soc. Geol. France, p. 69-77.

Kodra, A., 1998: Rifting of the Mirdita's continental crust and the first stages of the oceanic opening during the Triassic and Jurassic. (In Albanian, abstract in English). Bull. of Geological Sciences, No. 4, pp. 3- 14.

Koçiu, S., 1989: On the construction of the Earth Crust in Albania açording to the first onset of P waves in the seismologic stations. (In Albanian, abstract in English). Bull. of the Geological Sciences, No. 1, pp. 137-159,

Koreneos C.J., Andritsos N., Fytikas M., 1999: The State of Geothermal Energy in Greece. Recent Development. International Geothermal days "OREGON ' 99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Kowski W., 2000: The pilot project of a geothermal heat recuperation cascade system for fish and vegetable breeding, the Pas Meeri Geothermal Laboratory (Podhale Region, Poland). World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku Japan, 29 May-10 June 2000.

Kralj P., 1999: Multi-cascade utilization of geothermal energy in the town of Murska Sobota. A case study. International Geothermal days "OREGON '99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Langora, Ll., Bushati, S., Likaj, N., 1983: Some objections on setting of the ophiolites in Albania. (In Albanian, abstract in English). Bull. of the Geological Sciences, No. 3, pp. 51-63.

Liço R., Kafexhiu F., 1983: Use of spontaneous potential thermologs and natural gamma rays for the prediction of oil and gas reservoirs. (In Albanian), Geophysical Entreprise, Patos.

Liço R., Foto Gj., Shehu A., Hoxha XH.,1998: Evaluation of the anomalous over presures and layers thickness restauration in the Ardenica-Divjaka-Kryevidhi gas bearing structures. (In Albanian). National Program for Research and Development, 1995-2000. Faculty of Geology and Mining, Polytechnic University of Tirana.

Lubonja, L., Frasheri, A., Spiro, A., 1968: Application of the regional gravity and magnetic

Surveys in Albania. (In Albanian, abstract in English). Përmbledhje Studimesh, No. 7, pp. 49-63.

Lund J. W. 1996: Lectures on Direct Utilization of Geothermal Energy. United Nation University. Geothermal Training Programme. Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Meçaj N. 2003: Vjosa River Basin. Natural Wealth and geomorphological features. Publishing House TOENA, Tirana.

Meço, S. and Aliaj, Sh., 2000: Geology of Albania. Gebruder Borntrager Berlin. Stuttgard.

Melo V. ,1986. The Structural Geology and Geotectonic (Geology of Albanides), (In Albanian). University Publishing House.

Mëhillka, L., Dore, P., Gjika, A., 1999: New structural styles and independent petroleum systems in Outer Albanides. Second Congress of the Balkan

Geophysical Society, July 5-9, 1999, Istanbul, Turkey.

Micevsky E., 2003: Geothermal potential of Southwestern part of Macedonia. Geothermal Potential of South-Western part of Macedonia Workshop, Ohrid 29 November 2003. Macedonian Geothermal Association.

Milivojeviç M. G., 1993: Geothermal Model of Earth crust and lithosphere for the territory of Yugoslavia: Some tectonic implications. Studia Geophysica et Geodaetica, Geophysical Institute of Czech Academy of Sciences, Praha, Nr. 3.

Mongelli F., 1981: Elementi di prospezione per l'energia geotermica. Adriatica Editrice, Bari, Italy.

Mongelli F., Zito G., 1993:The contemporary effect of erosion, sedimentation and post climate on the geothermal gradient. Studia Geophysica et Geodaetica, Geophysical Institute of Czech Academy of Sciences, Praha, Nr. 3.

Morelli, C., Carrozzo, M.T., Cecherini, P., Finetti, I., Gantar, C. and Schmid di Freindberg, 1969: Regional Geophysical study of Adriatic sea. Boll. Geof. Teor. Appl., 11, pp. 3-55.

Muhameti P., Pejo I., 1974: Geological age of the evaporitic deposits in Ionian zone.in framework of the palinological analysis. (In Albanian, abstrcatc in English), Përmbledhje Studimesh, Nr. 3, pp. 60-65

Myslil V., Stibitz M, 2000: Present situation and further needs for the promotion of geothermal energy in European Countries: Czech Republic. Geothermal Energy in Europe. IGA&EGEC Questionnaire 2000. Editors: Kiril Popovski, Peter Seibt, Ioan Cohut.

National Strategy of Energy. 2003. National Agency of Energy, Tirana, Albania.

Nishani, P., 1985: The analyse of the results of geophysical prospecting for the beter knowledge of the geology of the central part of the tectonic zone Kruja and their neighbor zone. (In Albanian). M. Sc. thesis. Polytechnic University of Tirana.

Papa A., 1981: The interpretation of the structure of the Albanides on the base of the plate tectonic. Oil and Gas journal, Nr. 4, pp 3-24 , (In Albanian).

Papa A., 1993:Les Albanides dans la Chaine Alpine. Structure et evolution geodynamique. Conference au Depart. Sciences de la terre et de l'Univers. Universite de Sciences et Technique du Languedoc. Montpellier II.

Popovska-Vasilevska S. Popovski K., 1999: State of the art geothermal energy use for heating greenhouses in Macedonia. International Geothermal days "OREGON ' 99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Popovski K. Popovska-Vasilevska S., 1999: Basis of Grenhouse's Design. Direct

Utilization of Geothermal Energy. International Geothermal days "OREGON '99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Popovski K. Popovska-Vasilevska S., 1999: Design of Geothermal Heating Systems for Grenhouses. International Geothermal days "OREGON ' 99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Popovska Vasilevska Sania, 1999: Environ impact of direct application of geothermal energy. Geothermal Energy in Macedonia. Bitola & Klamath Falls USA, 1999. International Geothermal days "OREGON ' 99". Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology, Klamath Falls, Oregon, USA.

Popovski K., 2003: Geothermal energy for agriculture-experiences with different aplications in South/Eastern Europe. Geothermal Potential of South-Western part of Macedonia Workshop, Ohrid 29 November 2003. Macedonian Geothermal Association.

Popovska Vasilevska S., 2003: Introduction to the design of Geothermal heatingsystems greenhouses. Geothermal Potential of South-Western part of Macedonia Workshop, Ohrid 29 November 2003. Macedonian Geothermal Association.

Prenjasi E., Ndoni J., Agalliu L., 1982: Geological setting and oil gas bearing perspective of the Elbasan-Labinot region. (In Albanian), Detailed Geological Survey Report. Central Geological Archive, Tirana.

Prenjasi E., 1992: Tectonic style and present setting of the carbonate structures overlain by flysch in the Kurveleshi anticline belt. M.Sc. Thesis, (in Albanian). Polytechnic University of Tirana.

Prenjasi E, 1999: Tectonic relationship between the Kruja and the Ionian Thrust Belt. Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition, Istanbul Turkey, 5-9 July 1999.

Prenjasi E., Rakipi N., 2000: Burdigalian transgression and buried hydrocarbon prospects in Outer Albanides. (In Albanian), 8-th Albanian Congress on Geosciences.

Qirinxhi, A.S.; 1970: On problems of the space location of ultrabasic rocks of Dinarido- Taurid folded Alpine Belt in Albanides example. (In Albanian, abstract in English).Përmbledhje Studimesh, No. 2, pp. 79- 98.

Rafferty K., Boyd T. ,1997: Geothermal Greenhouse information package. Oregon Institute of Technology. Klamath Falls, Oregon, USA.

Ravik D., Rajner D., 1993: Geothermal field in the area between Alps, Dinarides and Pannonian Basin in Slovenia. International Symposium "New developments in Geothermal Measurements in Borehole". Klein Koris, Germany.

Richetti, G.; 1980: Flessione e campo gravimetrico della micropiastra Apula. Boll. Soc. Geol. It., 99, pp. 431-436.

Ricou E.L., Burg J.P., Gorfriaux I. & Ivanov Z., 1998. Rhoddope and Vardar: the metamorphic and olistodtromic paired belts related to the Cretaceous subduction ubder Europe. Geodun. Acta II (6), pp. 285-309.

Robertson, A., Shallo, M., 2000: Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. Tectonophysics, 316 (2000), pp. 197-254.

Rybach L., Brunner M., Gorhan H., 2000: Present situation and further needs for the promotion of geothermal energy in European Countries: Switzerland. Geothermal Energy in Europe. IGA&EGEC Questionnaire 2000. Editors: Kiril Popovski, Peter Seibt, Ioan Cohut.

Rybach L. and Derek H. Fresston, 2000: World-wide direct use of Geothermal Energy 2000. Proceedings of the World Geothermal Congress, 2000. Kyushu-Tohoku, Japan May 28-June 10, 2000.

Sulstarova E., Koçiu S., Aliaj Sh., 1972. Seismic Map of Republic of Albania. (In Albanian). University of Tirana, Faculty of Geology and Mining. University Publishing House.

Sulstarova E., 1987: Focal mechanism of the Earthquakes in Albania, and neotectonic stress field. (In Albanian, abstract in English). Bull. of Geological Sciences, No. 4, pp. 133-170.

Shallo M., Kote Dh., Vranaj A. and Prendi I., 1989: Some petrologic features of the ophiolite of Albanides. (In Albanian, abstract in English). Bull. of Geological Sciences, No. 2, pp. 9- 27.

Taktikos S., 1993: Geothermal field in Greece. International Symposium “New developments in Geothermal Measurements in Borehole”. Klein Koris, Germany.

The Tectonic Map of Republic of Albania at scale 1:200 000. 1985. Institute of Geological Studies and Design, Tirana.

Veizaj V., Frasheri A., 1996: Relations between Albanide’s Orogen and Appulian Platform açording to the gravity data. First Congress of the Balkan Geophysical Society, September 2-27, 1996, Athens, Greece.

Velaj T.: 2002. Evaporite and its role in the features of tectonic style of the Albanides. (In Albanian), Bulletin of Geological Sciences, pp. 19 - 28.

Xhaçka P., Mezini D., Cenko H., Mertiri N., Halimi H., 1989: Geology and oil and gas possibilities of the territory of Albania and the general direction of exploitation. (In Albanian), National Geological Conference, November 1985.

Xhufi C., Canaj B., 1999: Some aspects of seismic-geologic interpretation in thrusting belts, Albania. Second Congress of the Balkan Geophysical Society, Istanbul, Turkey.

V. PASQYRAT
V. TABLES

PËRCJELLSHMËRIA TERMIKE E SHKËMBINJVE

Pasqyra 1

Lloji dhe mosha e shkëmbit	Sasia e kampioneve	Përcjellshmëria termike (në w.k^{-1}.m.$^{-1}$)			Shmangia mesatare kuadratike
		Min.	Max.	Mes. ose moda	
Suita Helmësi e pliocenit. Argjila	18	1.388	1.44	1.78	
Molasa tortonian-serravalian. Ranore	24	0.533	4.618	2.020	
Alevrolite	3	1.348	2.422	2.034	
Argjila	18	1.040	5.034	2.783	
Gelqerore lithotamnike	3	1.440	2.915	2.242	
Burdigalian. Mergele	21	1.428	2.795	2.547	
Oligocen, flish: Ranor	25	1.775	5.707	3.156	
Mergel	10	0.404	2.970	1.140	
Argjilë-alevrolit	24	1.637	4.367	2.50	
Kretak, Gëlqerorë	13			2.08	
Triasik i sipërm, Gëlqerorë	13			1.91	
Triasik i poshtëm dhe i mesem. Reshpe	2	2.70	2.94	2.82	
Bazalte	62	1.112	3.668	2.188	
Andezite-dacite	14	2.061	3.288	2.368	
Ultrabazikë	44	1.117	3.828	2.630	

PËRCJELLSHMËRIA TERMIKE NE PRERJEN GJEOLOGJIKE TË DISA PUSEVE

Pasqyra 2

Pusi	Thellësia në m.	Mosha	Litologjia	Përcjellshmëria termike në w.m^{-1}.k^{-1}
Ardenica 19	1155	Suita Helmësi e pliocenit	Argjila	1.446
	1165			1.645
	1480	Tortonian-serravalian	Ranor	2.444
	1600		Argjila	2.436
	1685			2.058
	2200		Ranor	2.500
	2210			1.078
	2500			1.040
	2810			2.168
Ardenica 18	3440			1.540
	4150			2.520
	4700			2.900
	5100			2.200
Lanabregas i 1	585	Oligocen i poshtëm	Flish-argjila	2.378
	1040		Flish-ranor	2.097
	1280		Flish -ranor	2.927
	1378		Flish-alevrolite	2.673
	2400		Flish-ranor	3.573

REZULTATET E INVERSIONIT GJEOTERMAL NË PUSIN KOLONJA-10 PËR VLERËSIMIN E PËRCJELLSHMËRISË TERMIKE TË PRERJES GJEOLOGJIKE

Pasqyra 3

Kolona Stratigrafike	Kolona Litologjike	Thellësia e dyshemsë e suitë, në **m.**	Përqindja e ranoritetit	Gradienti Gjeotermal, në **°C/100m**	Përcjellshmëria termike, në **$W.K^{-1}.m^{-1}$**	Dendësia e fluksit të nxehtë-sisë në **$mW.m^{-2}$**	Përcjellshmëria termike e llogaritur nga inversioni në **$W.K^{-1}.m^{-1}$**	Përcjellshmëria termike e ponderuar e matur në **$W.K^{-1}.m^{-1}$**
Suita Rogozhina, pliocen N_2R	Kryesisht konglomerate	500	70	1.61			2.57	
Suita Helmësi, pliocen N_2H	Argjila	1100	5	2.13	1.94			
Mioceni i sipërm N_1^3	Molasa	1800	62	1.67		41.3		
Tortonian N_1^3t dhe serra-valian N_1^2s	Molasa	2800					2.47	Sipas Ard. 18 dhe 19 2.27 Me masat 2.59
Oligocen Pg_3	Flish	3000	25	1.70			2.43	Sipas mesat. 2.66
Eocen Pg_2	Gëlqerore	3147		1.70			2.43	

TEMPERATURA E UJIT, LITOLOGJIA E REZERVUARIT UJEMBAJTES DHE TË DHËNA TEKNIKE TË DISA SHPIMEVE NË TIRANË

Pasqyra 8

Nr.	Zona ku ndodhet shpimi	Thellësia e shpimit, në **m**	Tempera-tura e ujit, **ºC**	Debiti i ujit **litra/min**	Debiti i ujit **litra/sek**	Horizonti ujëmbajtës	
1	Lavazhi në rrugën Vaso Pasha	27	14.0	21.4	0.35	Zhavorr	
2	Lavazhi në jug të Stadiumit "Qemal Stafa"	82	15.8	22.5	0.38	Ranorë rrënjësorë ne thellësi 40-60m	
3	Hotel Sheraton, pranë Universitetit	160	16.0	31.0	0.52	Ranorë rrënjësorë	
		Lartësia e ngritjes së ujit, në metro		Debiti i ujit në varësi të lartësië së ngritjes së ujit nga pompa, përkatësisht **litra/min**	**litra/sek**		Fu
4	**Pishinat** Pusi 1 Pusi 2	 70-35 90-45	 15.0 15.0	 1320-2700 1200-2700	 22-45 20-45	Zhavorr	
5	Kroi i Shëngjinit	90-45	15.0	1200-2700	20-45	Zhavorr	
6	Pema dhe Fabrika e Bukës	105-76	14.0	1500-2700	22-45	Zhavorr	
7	**Bërxullë** Puset 1, 2, 3 Puset 4, 5, 6	 40-30 50-40	 15.0 15.0	 1500-2700 1800-3600	 25-45 30-60	Zhavorr	
8	**Laknas** Puset 1, 2, 3 Puset 6, 7, 8	 35-18 90-45	 15.0 15.0	 1200-2700 1200-2700	 22-45 20-45	Zhavorr	
9	**Pranë Fabrikës "CocaCola"**	250-130	1500-2700	25-45	110	Zhavorr	

VI. HARTAT DHE GRAFIKET
VI. MAPS AND GRAPHICS

LEGJENDE
LEGEND

Kredite për ilustrimet
Illustration Credists

Fleta1-a. Harta skematike e subduksionit të pllakës afrikane nën atë të Euroazisë.(Sipas Ricou, El. 1986).
Plate 1-a. Schematic Map of African Plate Subduction under the Euroasiatic one. (After Ricou, El. 1986).

Fleta 1-b. Struktura e Kores së Tokës dhe e Mantelit të sipërm, sipas studimeve sizmologjike (Të dhënat sipas Koçiu S., 1989).
Plate 1-b. Geologic structure of Earth's Crust and Upper Mantle based on seismological studies (data taken from Koçiu S. 1989).

Fleta 1-c. Skema tektonike e Shqipërisë. [sipas Hartës Tektonike të Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985].
Plate 1-c. Tectonic Scheme of Albania. [After Tectonic Map of Albania, Scale 1:200 000, 1985].

Fleta 2. Harta e anomalive të gravitacionit, në reduksionin Buge. (Bushati S., 1988)
Plate 2. Bouguer Gravity Anomalies Map. (Bushati S., 1988)

Fleta 3. Harta e fushës magnetike totale. (Bushati S., 1997)
Plate 3. Total Magnetic Field Map. (Bushati S., 1997)

Fleta 4-a. Profili gjeologo-gjeofizik Albanid-1: Falco në detin Adriatik-Durres-Tiranë- Peshkopi. (Të dhënat e gravitacionit për detin Adriatik sipas Richetti, 1980).
Plate 4-a. Geological-geophysical profile Albanid-1: Falco Adriatic Sea- Durrës-Tirana- Peshkopi. (The gravity data for the Adriatic Sea after Richetti, 1980).

Fleta. 5. Prerje sizmike në zonën Jonike dhe në Ultësirën Pranadriatike. [Frasheri A., Bushati S., Bare V., 2003].
Plate 5. Reflection seismic line in Ionian and Peri-Adriatic Depression. [Frasheri A., Bushati S., Bare V., 2003].
Fleta 15-d. Ndikimi i trysnisë mbinormale në fushën e temperaturës. (Liço R. etj. 1998).
Plate 15-d. Overnormal pressure influence on temperature field. (Liço R. et al. 1998).

Fleta 18. Harta e burimeve gjeotermale dhe e epiqendrave të tërmeteve. (Të dhënat sizmologjike sipas Sulstarova E. etj. 1972).
Plate 18. Geothermal Springs and Earthquakes Epicentres Map. (Sejsmological data after Sulstarova E. at al. 1972).

Fleta 19. Harta e burimeve gjeotermale dhe e izoseisteve të tërmeteve. (Të dhënat sizmologjike sipas Sulstarova E. etj. 1972).
Plate 19. Geothermal Springs and Earthquakes Isoseistes Map. (Sejsmological data after Sulstarova E. at al. 1972).

Fleta 21-b. Foto: Pusi gjeotermal Kozani-8. (Arjan Gaçe).
Plate 21-b. Photo: Geothermal Well Kozani-8. (Arjan Gaçe).

Fleta 22-a. Skemë topografike, zona e burimeve gjeotermale Llixha Elbasan. (Avgustinsky V.L. 1957)
Plate 22-a. Topographic Sketch, Water place of Llixha Elbasani. (Avgustinsky V.L. 1957)

Fleta 23-a. Harta tektonike e zonës së burimeve gjeotermale Bënjë-Postenan- Sarandaporo. [Harta Tektonike e Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985].
Plate 23-a. Tectonic Map, Geothermal Sources field Bënjë-Postenan-Sarandaporo. [The Tectonic Map of Albania, Scale 1:200 000, 1985].

Fleta 26-a. Harta gjeologjike e zonës gjeotermale Peshkopia. [Harta Tektonike e Shqipërisë, Shkalla 1:200 000, 1985].
Plate 26-a. Geological Map, Peshkopia Geothermal Zone. [The Tectonic Map of Albania, Scale 1:200 000, 1985].

Fleta 27-b.Ngarkesa vjetore e energjise elektrike me dhe pa ngrohjen, 1999. (Agjencia Kombëtare e Energjisë).
Plate 27-b.Yarly Electric Power with or withou heating, 1999. *(National Agency of Energy]*.

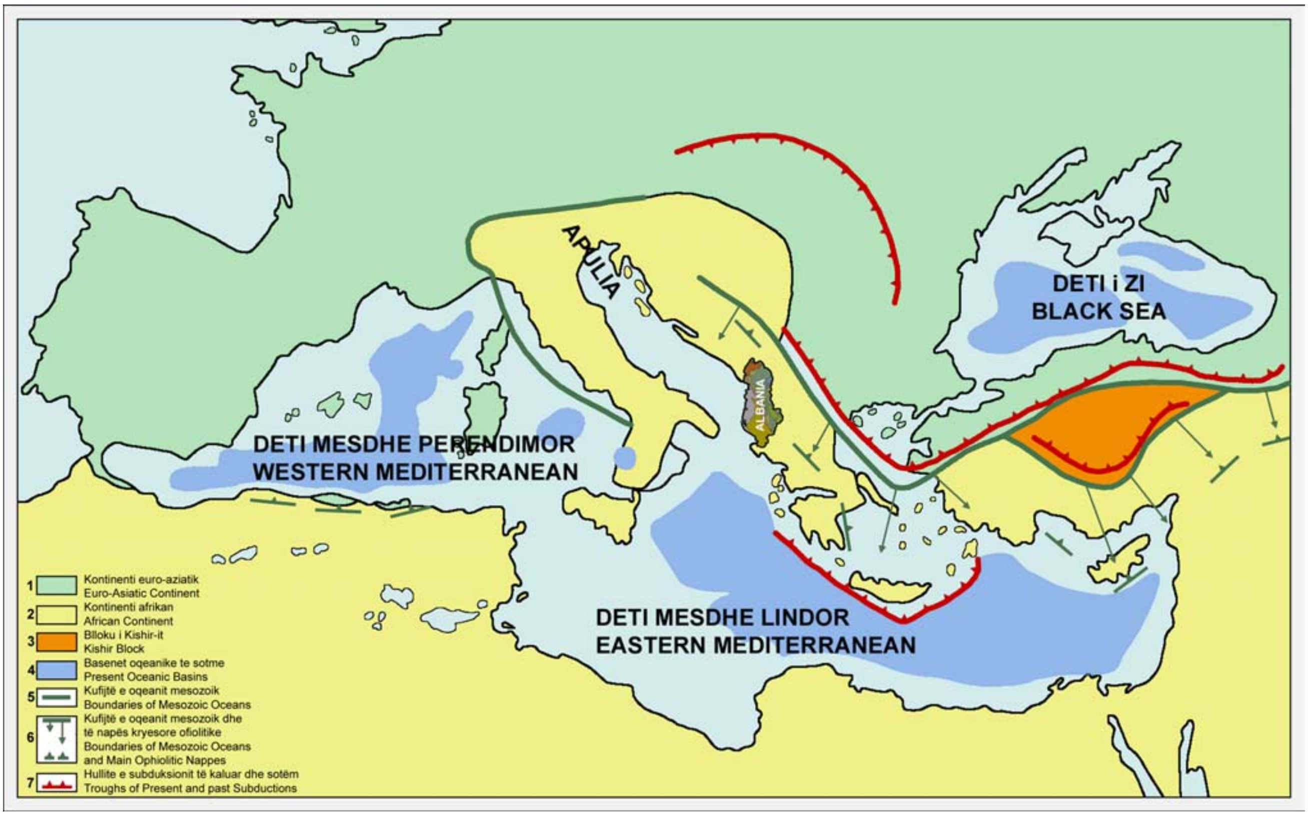
KATALOGU U NUMRIT TË PUSEVE QË JANË PËRSHIRË NË ALTAS
CATALOG OF THE NUMBER OF THE WELLS & BOREHOLES INVOLVED IN ATLAS

Numri i pusit në hartë Marks of the well in the map	Emri i pusit Well name	Thellësia Depth (m)	Shënime Remarks
1	Vermoshi 1	500	
2	Ragam 168	268	
3	Pacaj 25	155	
4	Kepenik	30	
5	Zogaj	179	
6	Vlahne 1127	300	
7	Qafe Morine	2	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
8	Gjegjan 2/90	290	
9	Tarabosh 1	490	
10	Palaj 967	340	
11	Palaj 1007	355	
12	Bicaj 1	178	
13	Bicaj 2	85	
14	Gojanas 194	155	
15	Fushearez	50	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
16	Kecel 839	242	
17	Dajci 3	30	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
18	Dajci 2	45	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
19	Pulaj 2	70	
20	Gurth 595	85	
21	Rubik	560	
22	Gjazhda 48	295	
23	Tuturiq 13	130	
24	Perlat 598	450	
25	Patok	18	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
26	Ishmi 12	2000	
27	Ishmi 1/b	2300	
28	Shkoza 1	3300	
29	Durres 15	1900	
30	Rinas 1	31	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
31	Lanabregas 2	1900	
32	Rinas 2	27	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
33	Qafebuall	19	Vrojtuar për studimin e ndikimit të klimës It is measured only for the clime influence study
34	Bulqize	810	
35	Krasta 1	150	
36	Krasta 2	110	
37	Thekna 547	380	
38	Fushe lop 413	90	
39	Kryevidh 5	2800	
40	Kryevidh 2	2600	
41	Kr 18	1510	
42	Kr 16	1570	
43	Kozan 8	1800	
44	Ballaj 33	1400	
45	Ballaj 50	1200	

46	Ballaj 14	1000	
47	Ballaj 111	1000	
48	Ballaj 4	3300	
49	Peqini 2	2600	
50	Papri 1	3000	
51	Divjaka 6/b	2900	
52	Divjake 265	640	
53	Divjake 11	3400	
54	Divjake 21	3200	
55	Divjake 33	2800	
56	Kemishtaj 1	3500	
57	Garrunjas 1	3100	
58	Pekisht 30	1500	
59	Dumre 7	6000	
60	Grekan 4	3500	
61	Galigat 2	2900	
62	Plashnik 86	180	
63	Ardenice 3	2500	
64	Ardenice 12	3000	
65	Ardenice 18	6700	
66	Seman 1	2100	
67	Kolonje 10	3200	
68	Bubullime 5	2420	
69	Bubullime 6	2600	
70	Bubullime 559	2900	
71	Arza 31	820	
72	Kucova 5	2200	
73	Kucova 8	1500	
74	Kucova 554	1500	
75	Gorraj 1	2200	
76	Blin 1	2800	
77	Poshnja 7	1000	
78	Povelca 3	2000	
79	Povelca 6	2500	
80	Povelca 33	1940	
81	Krapsi 7	1800	
82	Marinza 1	1600	
83	Koqar 660	1600	
84	Pat 79	750	
85	Visoke 101	1900	
86	Visoke 661	1400	
87	Visoke 89	1400	
88	Frakull 40	1800	
89	Frakull 41	2600	
90	Frakull 44	2700	

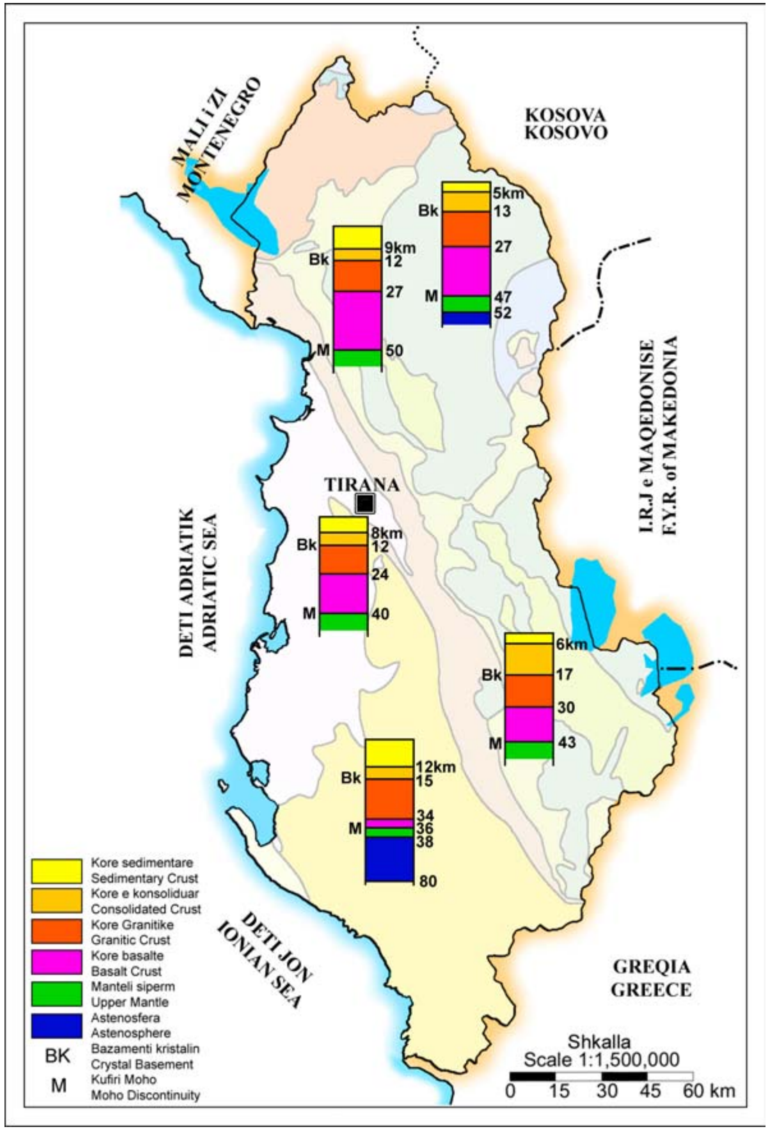
91	Frakull 55	4000	
92	Kreshpan 3	3780	
93	Cakran 12	3220	
94	Ballsh 3	2100	
95	Ballsh 4	1800	
96	Cakran 17	3900	
97	Cakran 29	2000	
98	Bregas 4	3100	
99	Ballaj 131	1340	
100	Ballsh 27	3300	
101	Mollas 13	3400	
102	Mollas 17	3200	
103	Mollas 31	3340	
104	Mollas 6	2900	
105	Mollas 8	3500	
106	Grekan 6	1700	
107	Selishte 4	2900	
108	Palshnik 1	3500	
109	Prishta 1	210	
110	Prishta 14	1700	
111	Zvernec 3	4100	
112	Vlora 2	2300	
113	Vlora 9	2400	
114	Vlora 10	5000	
115	Koculi 1	1900	
116	Goraj 11	1200	
117	Gorisht 103	1000	
118	Kushtaj 2	1400	
119	Gernec 7	2000	
120	Gernec 16	2100	
121	Rexhepaj 4	2000	
122	Hysoverdhe 1	3400	
123	Amonice 8	2700	
124	Golimbas 1/b	3010	
125	Amantia 1	3900	
126	Memaliaj 2b	2900	
127	Rehove 308	100	
128	Rehove 348	50	
129	Rehove 736	187	
130	Oprenje	140	
131	Nokova 1	2000	
132	Erindi 2	1200	
133	Sasaj 1	3100	
134	Delvine 4	3600	
135	Vana 2	3400	
136	Vurgu 30	470	
137	Vurgu 31	2100	
138	Vurgu 57	1700	
139	Vurgu 67	2000	
140	Vurgu 14	2100	
141	Kalcat 3	2100	
142	Butrinti 1	3900	
143	Palaj 6	1200	

Figura 1



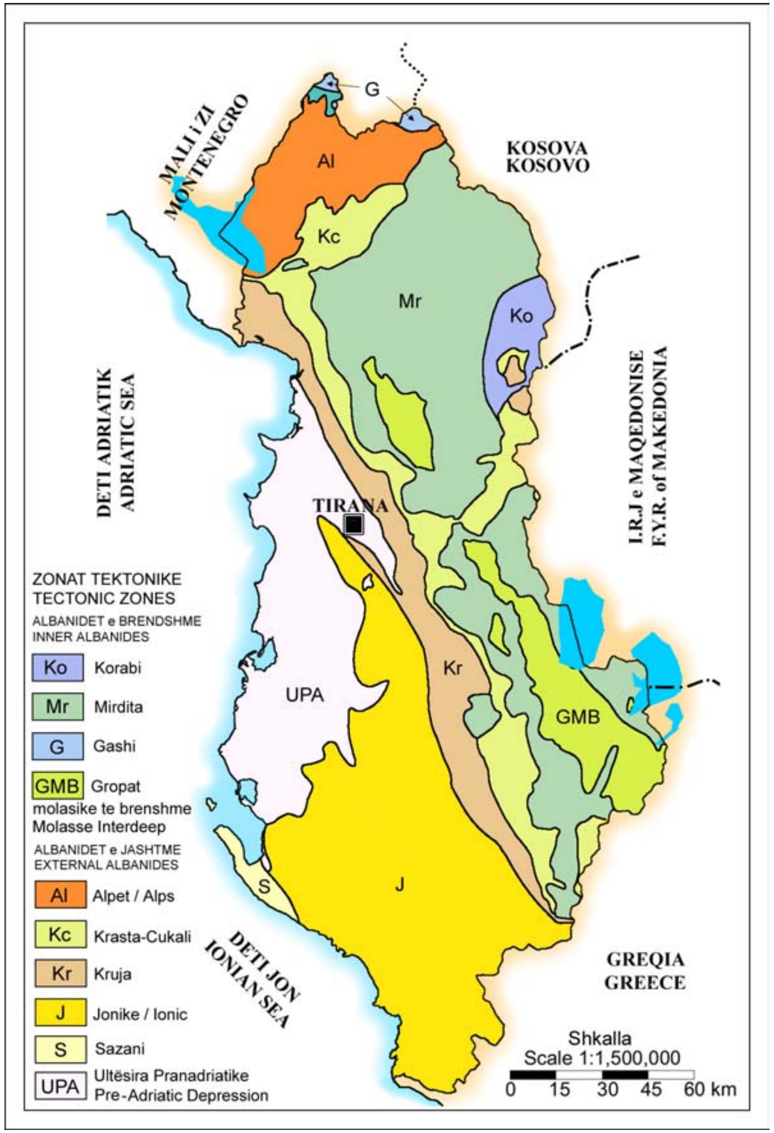
Harta skematike e subduksionit të pllakës afrikane nën atë të Evroazisë.
1- Kontinenti evro-aziatik; 2- Kontinenti afrikan; 3- Blloku i Kishir-it; 4- Basenet Oqeanike të sotme; 5- Kufinjtë e oqeanit mesozoik; 6- Kufinjtë e oqeanit mesozoik Ocean dhe napës kryesore ofiolitike; 7- Hullitë e subduksionit të sotëm dhe të kaluar.

Schematic Map of African Plate Subduction under the Euroasiatic one
1- Euro-Asiatic Continent; 2- African continent; 3- Kishir block; 4- Presents Oceanic Basins; 5- Boundaries of Mesozoic Oceans; 6- Boundaries of Mesozoic Ocean and the Main Ophiolitic Nappes; 7- Troughs of present and past subduction.



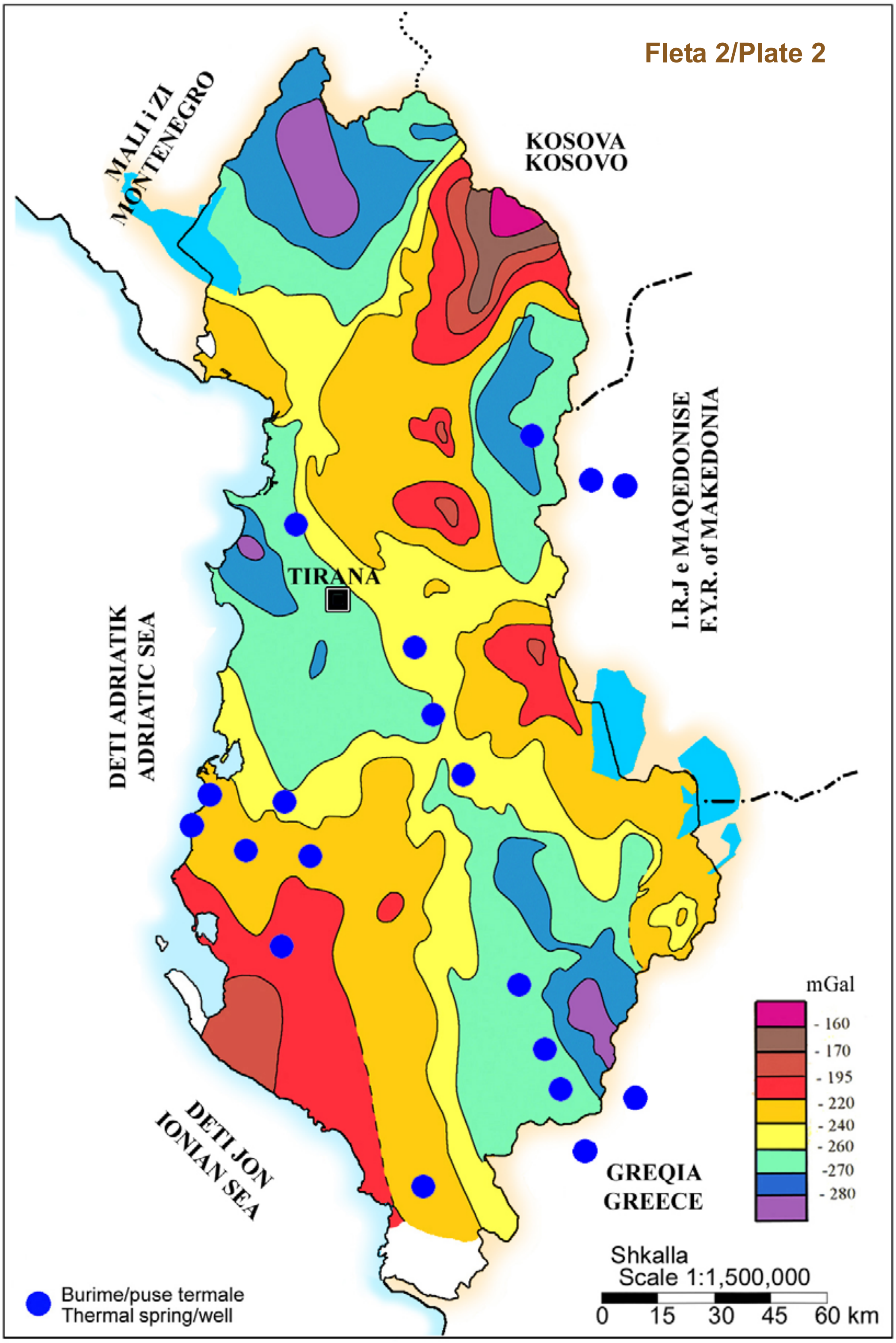
Fleta 1-a. **Struktura e Kores së Tokës dhe e Mantelit të** sipërm, sipas studimeve sizmologjike.

Plate 1-a. Geologic structure of Earth's Crust and Upper Mantle based on seismological studies.

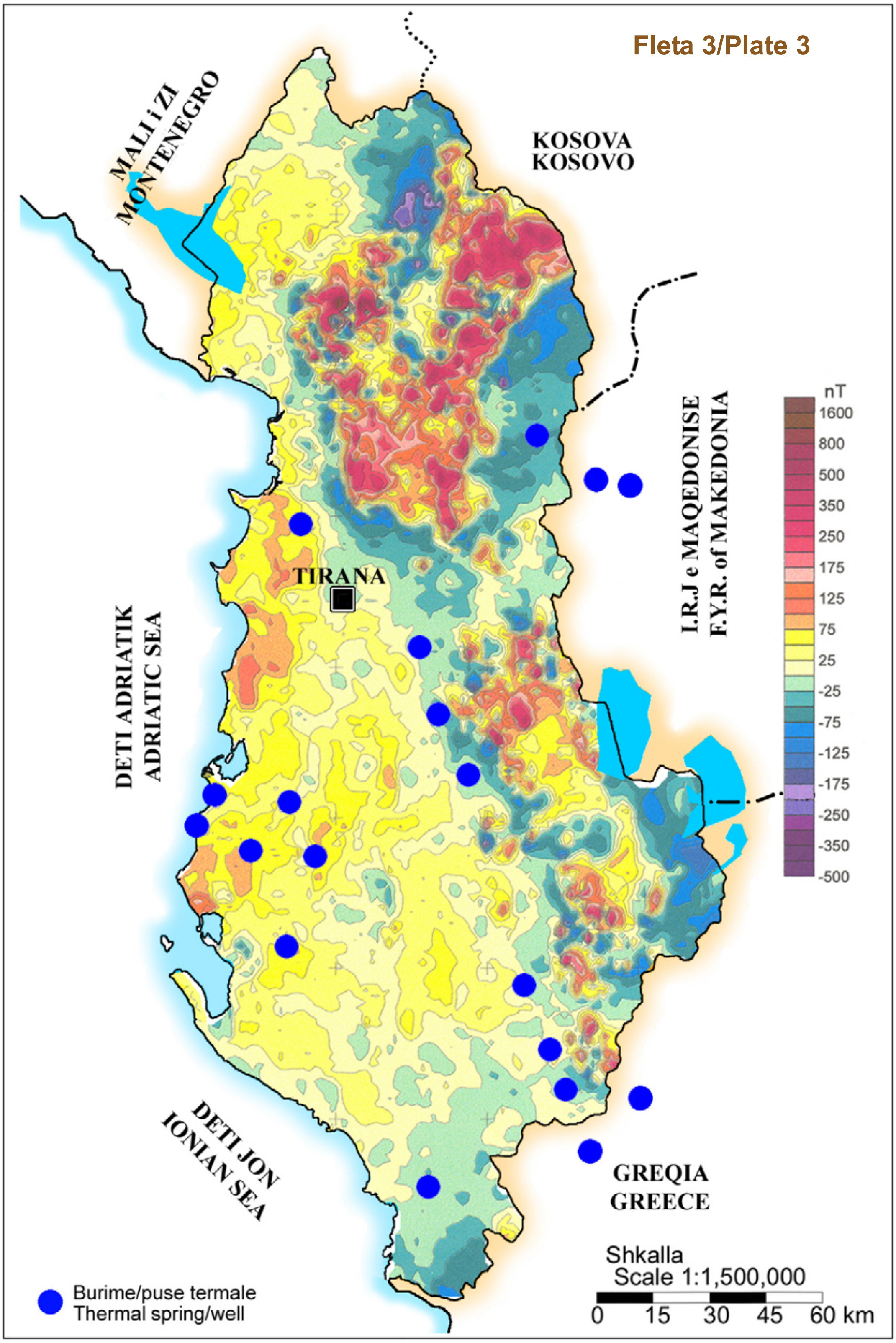


Fleta 1-b. **Skema tektonike e Shqipërisë.**

Plate 1-b. ***Tectonic Sketch of Albania.***

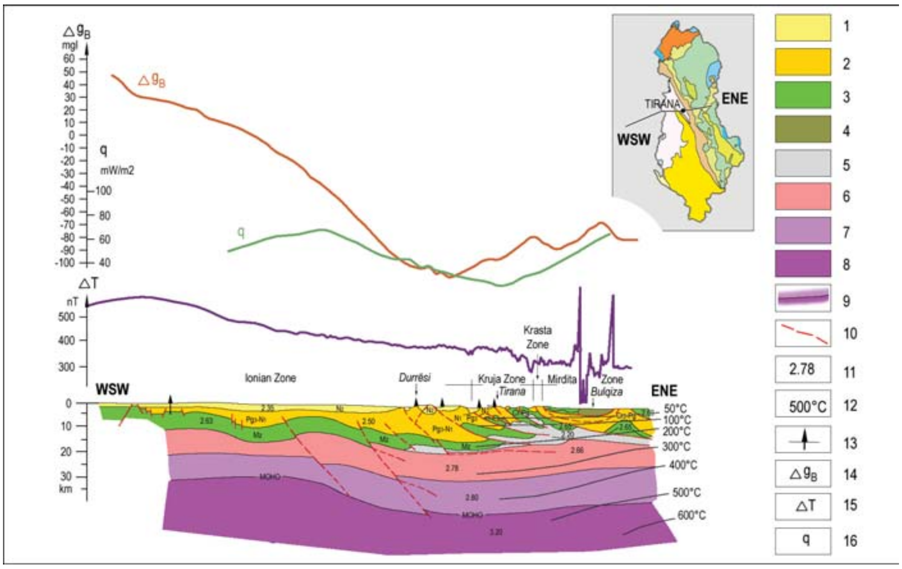


Harta e anomalive të gravitacionit në reduksionin Buge.
Bouguer Gravity Anomalies Map



Harta e fushës magnetike totale
Total Magnetic Field Map

Fleta 4/Plate 4

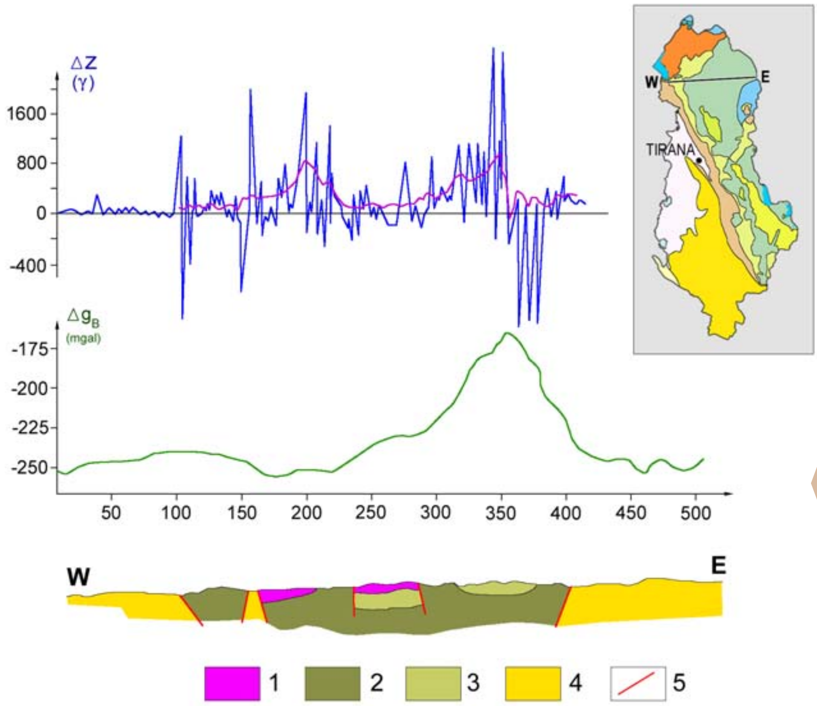


Fleta 4-a. **Profili gjeologo-gjeofizik Albanid-1: Falco në detin Adriatik-Durres-Tiranë-Peshkopi**

1. Pliocen, 2- Miocen i poshtëm-flishi i paleogjenit; 3- Gelqerorë mesozoikë Mz; 4- Shkëmbinj ultrabazikë; 5- Kripëra; 6- Bazamenti kristalin; 7- Kore bazaltike; 8 - Manteli 9- Kufiri MOHO; 10- Thyerje e thellë; 11- Dendësia, g/cm^3; 12- Temperatura, °C; 13-Pus i thellë; D G_B-Anomalia Buge; DT-Anomalia e fushës totale magnetike; q- Dendësia e fluksit të nehtësisë.

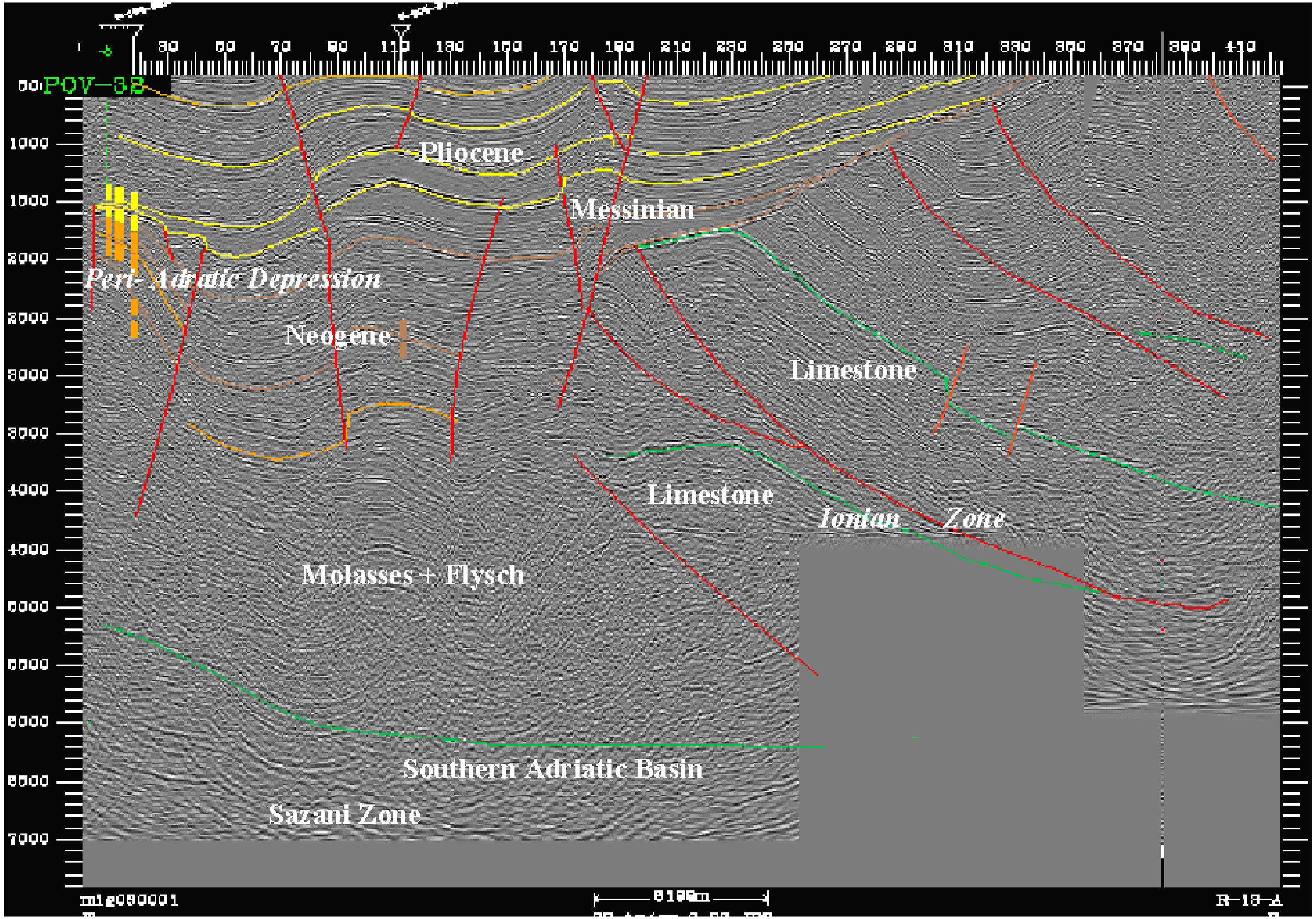
Plate 4-a. ***Geological-geophysical profile Albanid-1: Falco Adriatic Sea- Durrës-Tirana-Peshkopi***

*1-Pliocene, 2- Lower Miocene - Paleogenic flysch section; 3- Mesozoic limestone Mz;*4- Ultrabasic rocks; 5- Salt; 6- Crystal Basement; 7- Basalt Crust; 8 - Mantle 9- MOHO Discontinuity; 10- Depth up - disjunctive tectonic; 11- Density, g/cm^3; 12- Temperature, °C; 13- Deep well; DG_B- Bouguer Anomaly; DT- Total Magnetic Field Anomaly; q- Heat Flow Density.



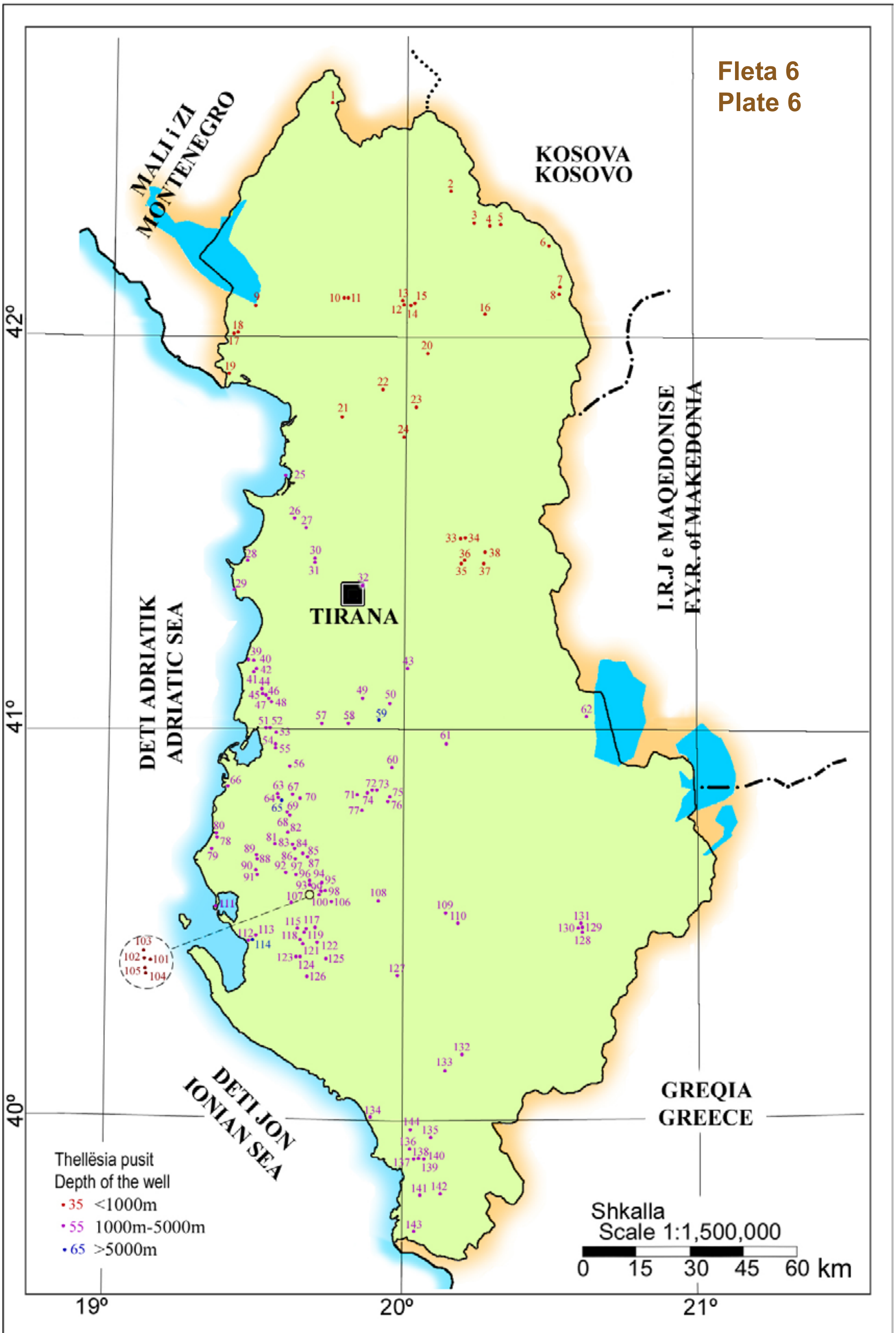
Fleta 4-b. **Profili gjeologo-gjeofizik Shkodër-Kukës.**
1. Shkëmbinj efuzivë; 2- Shkëmbinj ultrabazikë; 3- Gabro; 4- Formacion sedimentar; 5- Tektonikë shkëputëse.

Plate 4-b. **Geological-geophysical Shkodër-Kukës profile.**
1. Effusive rocks; 2- Ultrabasic rocks; 3- Gabbro; 4- Sedimentary formation; 5- Disjunctive tectonics.

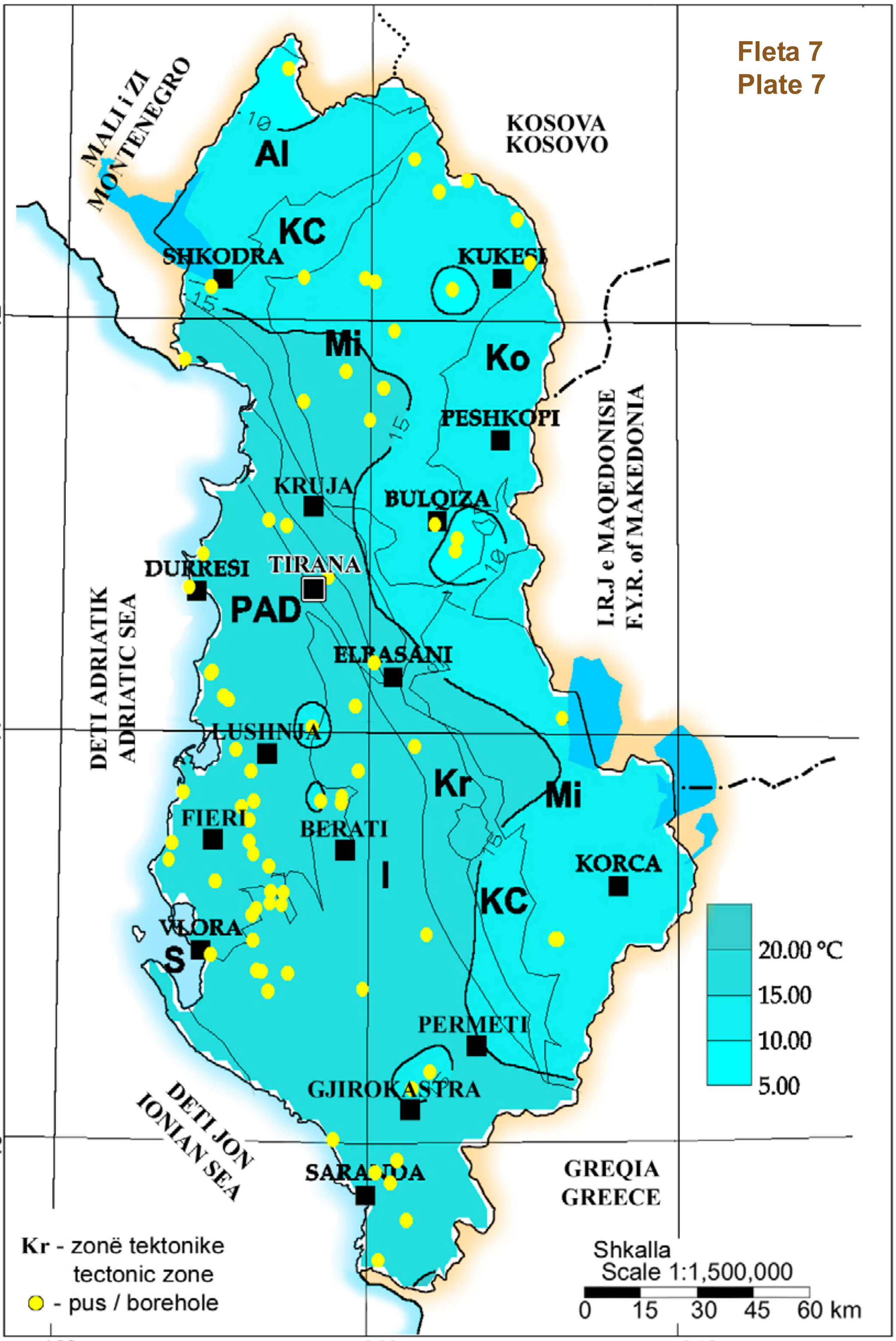


Prerje sizmike në zonën Jonike dhe në Ultësirën Pranadriatike.

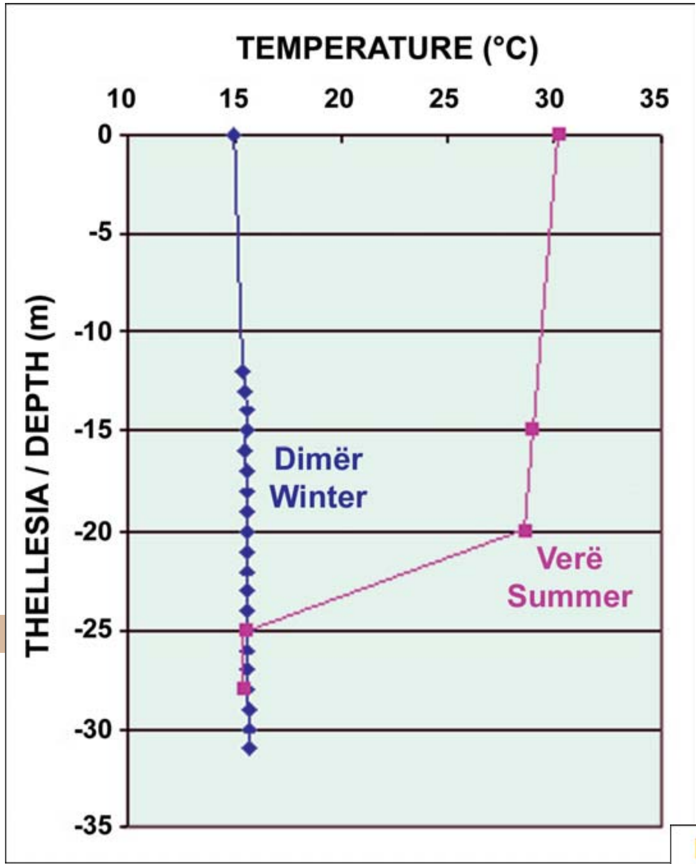
Reflection seismic line in Ionian and Peri-Adriatic Depression.



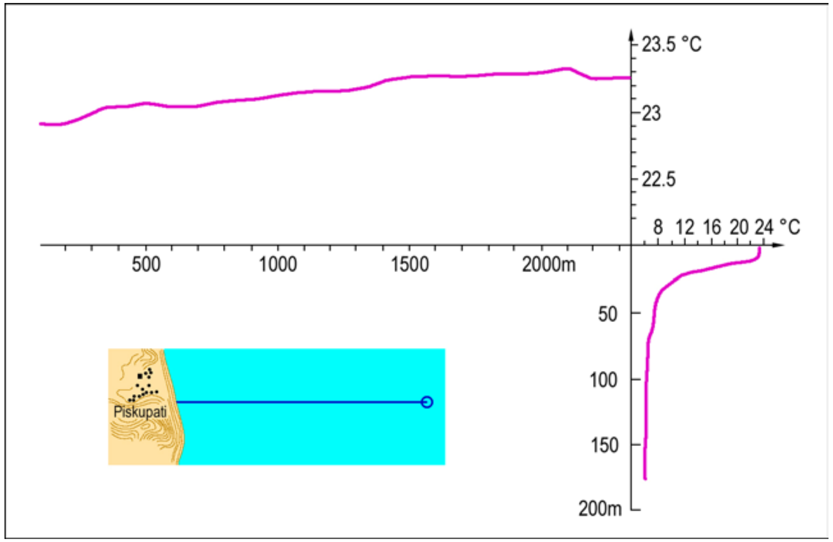
Harta e puseve me matje temperature
Map of Wells + Boreholes with Temperature Logging



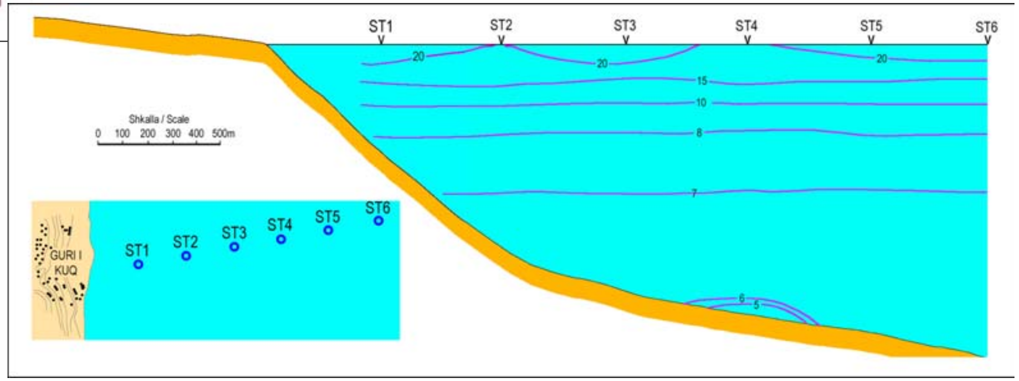
Harta e temperaturës në thellësinë 100m
Temperature Map at the depth 100m



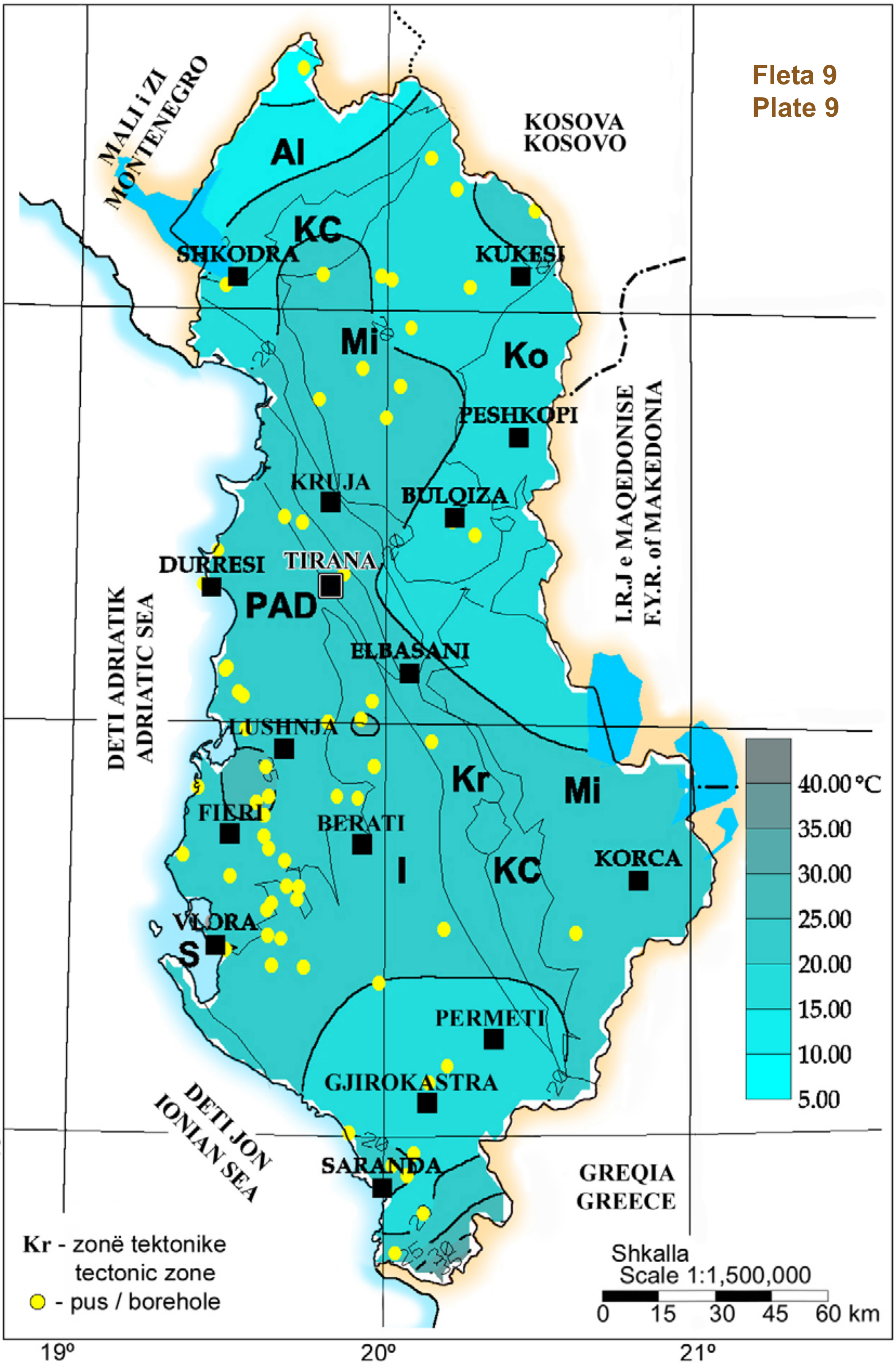
Fleta 8-a. **Termograma të pusit Rinasi-1.**
Plate 8-a. ***Thermolog of Rinasi-1 borehole.***



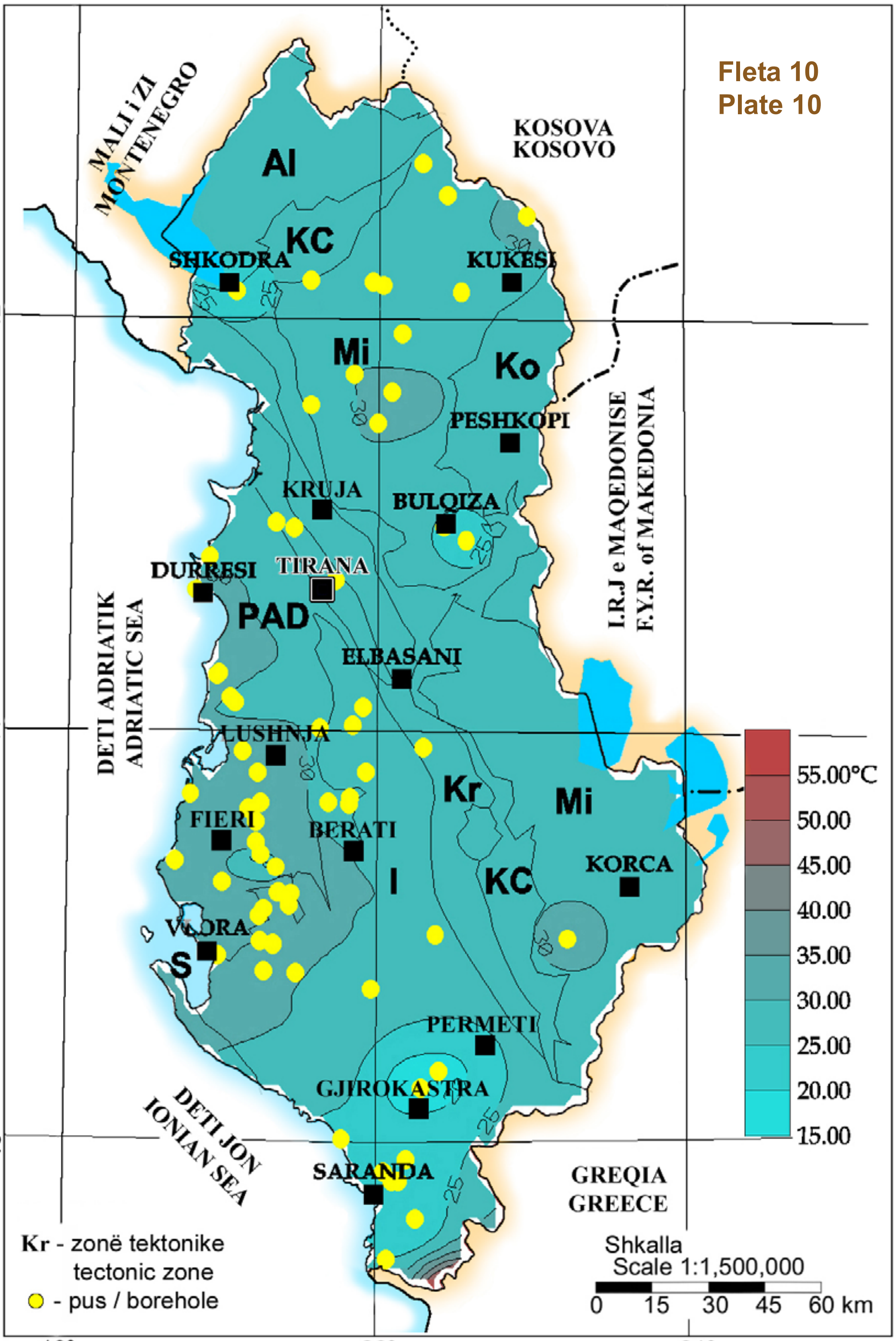
Fleta 8-b. **Termograma e liqenit të Ohrit, zona Piskupat.**
Plate 8-b. ***Termolog of the Ohrit Lake, Piskupat zone.***



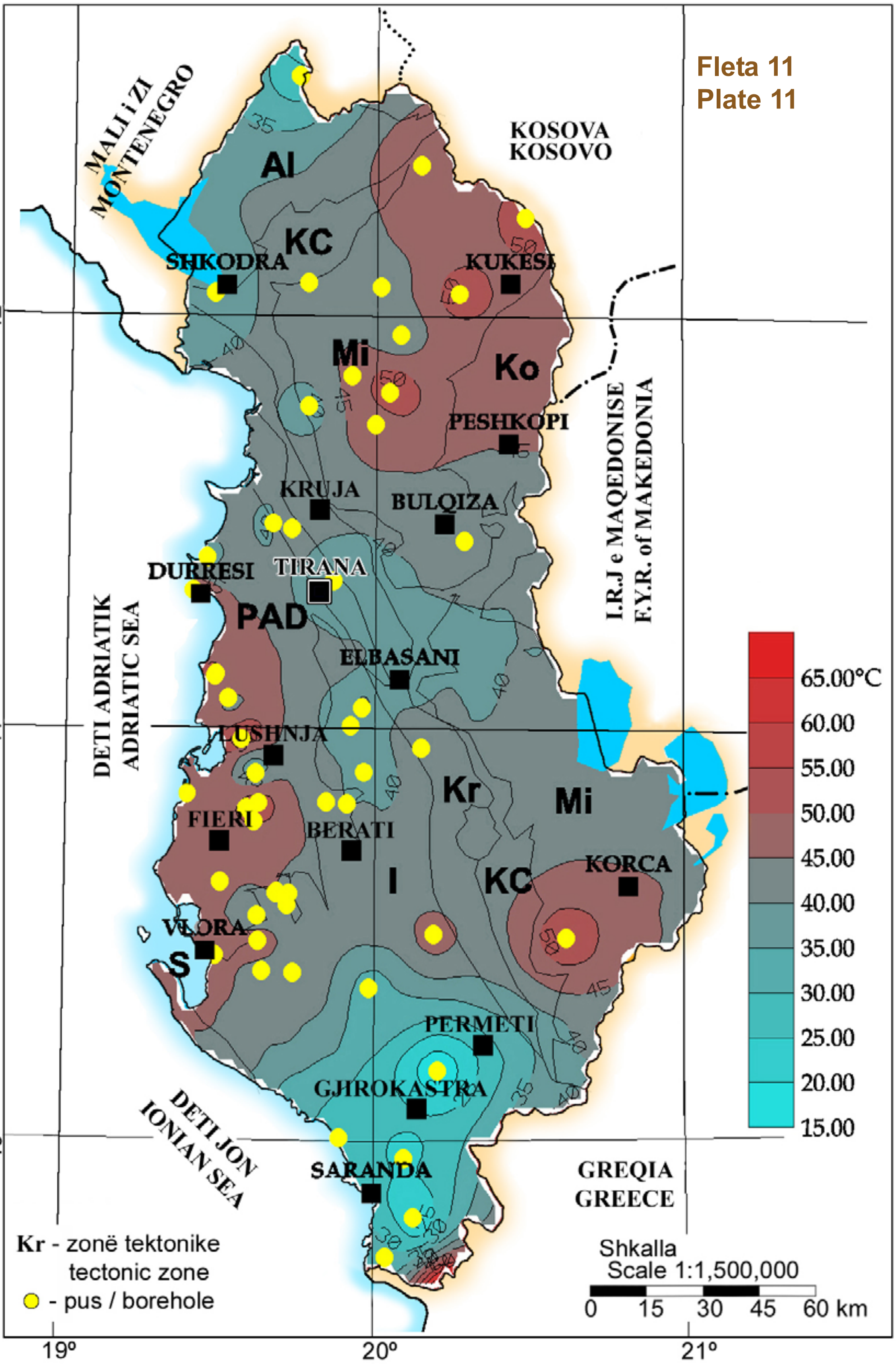
Fleta 8-c. **Termograma e liqenit të Ohrit, zona Guri i Kuq.**
Plate 8-c. ***Termolog of the Ohrit Lake, Guri Kuq zone.***



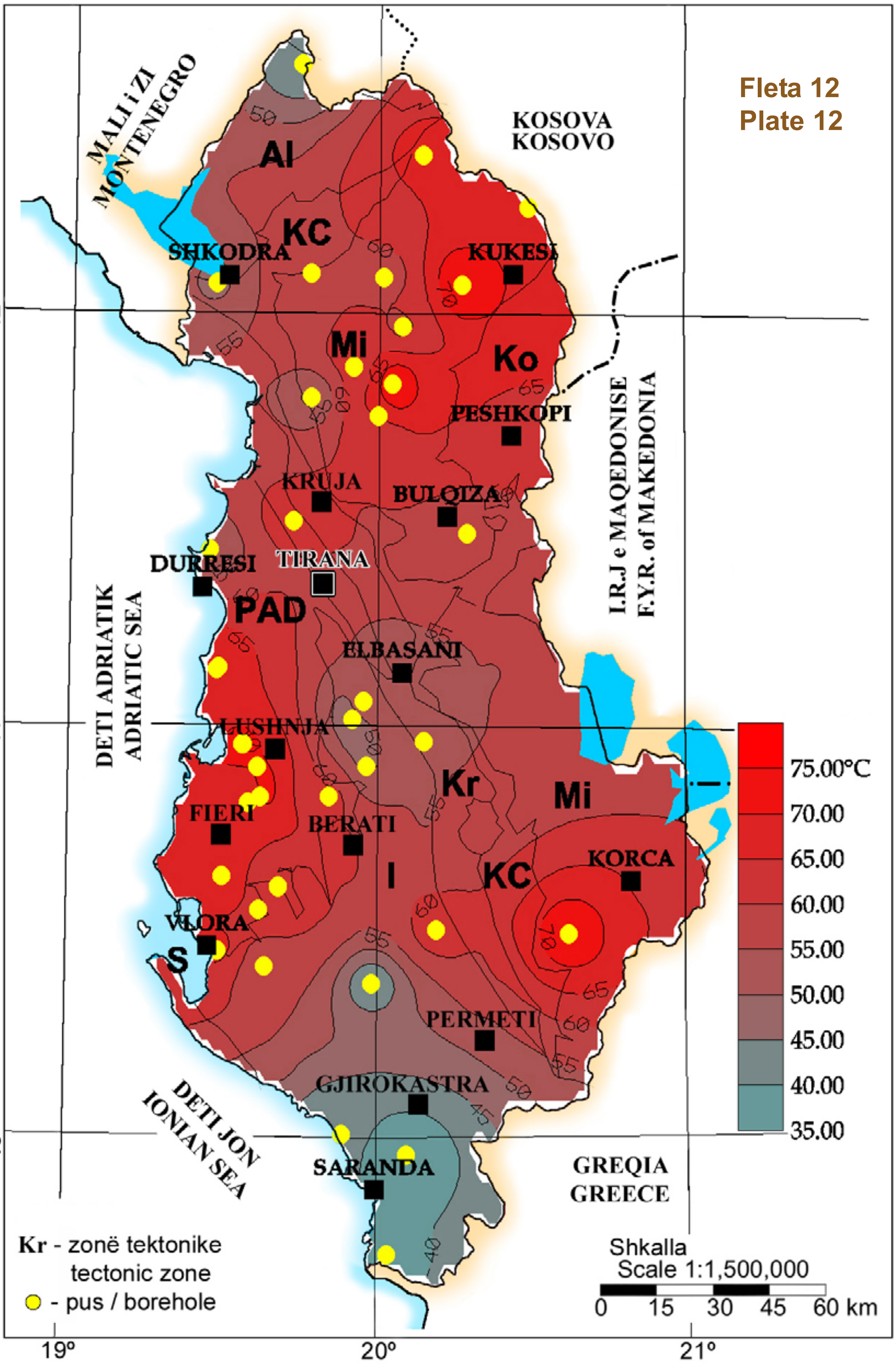
Harta e temperaturës në thellësinë 500m
Temperature Map at the depth 500m



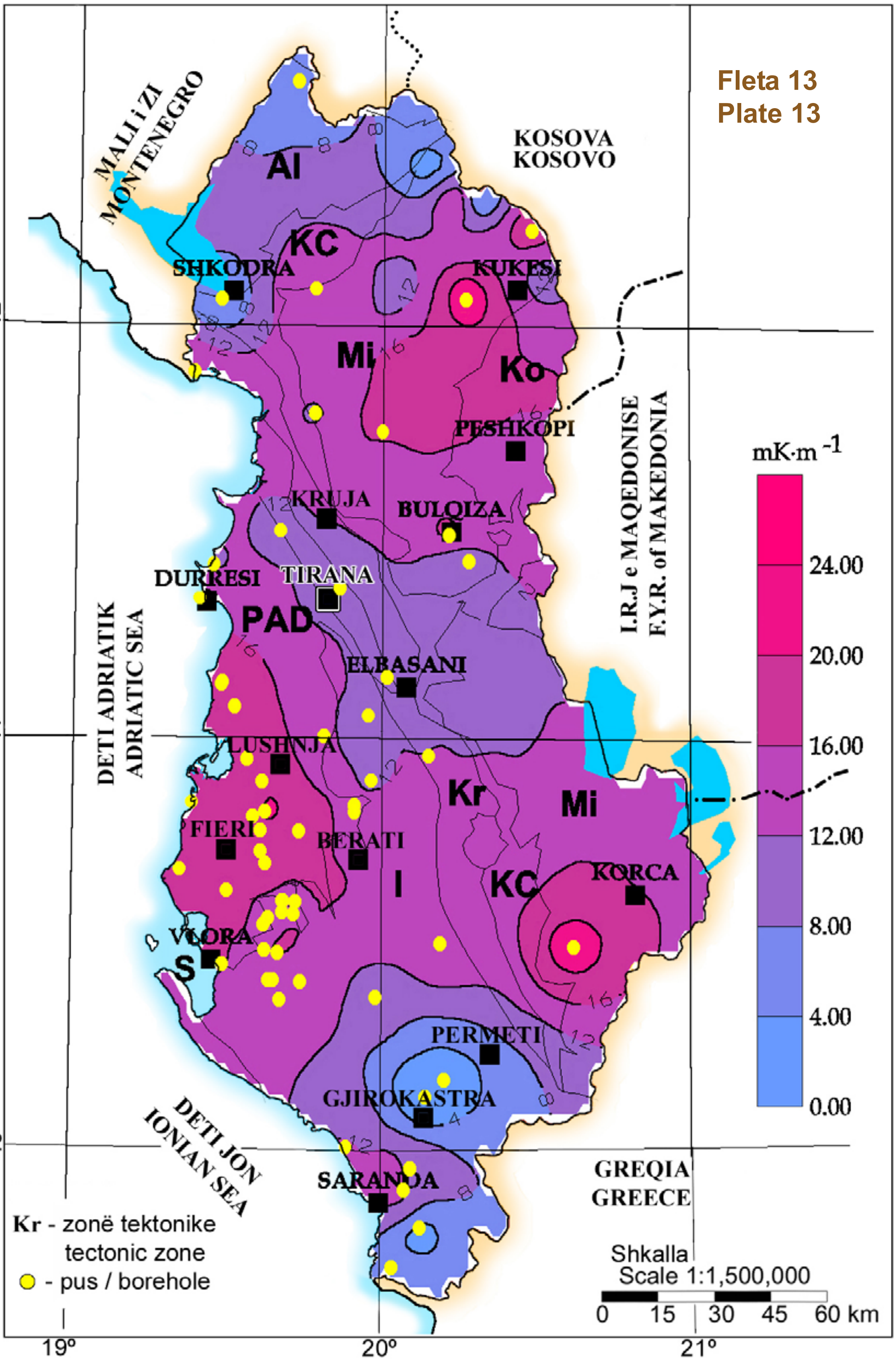
Harta e temperaturës në thellësinë 1000m
Temperature Map at the depth 1000m



Harta e temperaturës në thellësinë 2000m
Temperature Map at the depth 2000m

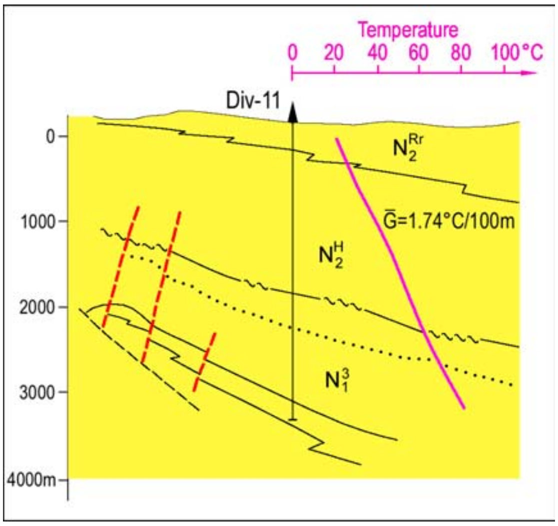


Harta e temperaturës në thellësinë 3000m
Temperature Map at the depth 3000m



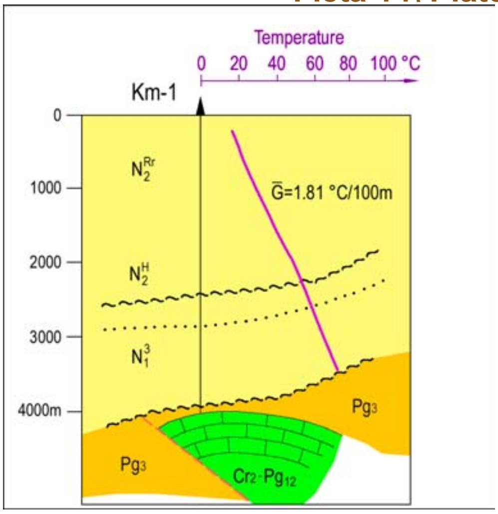
Harta e gradientit gjeotermal mesatar
Average Geothermal Gradient Map

Fleta 14\ Plate 14



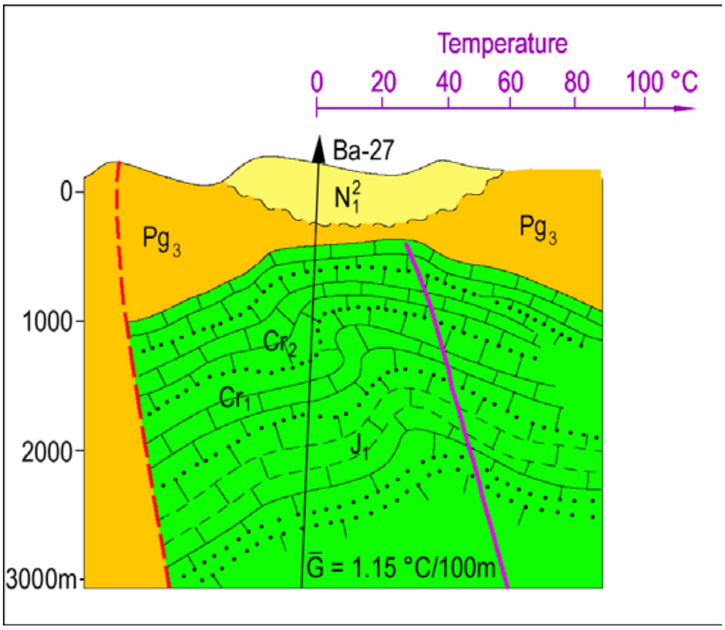
Fleta 14-a. **Profili gjeotermal Divjakë.**

Plate 14-a. ***Geothermal Profile Divjakë.***



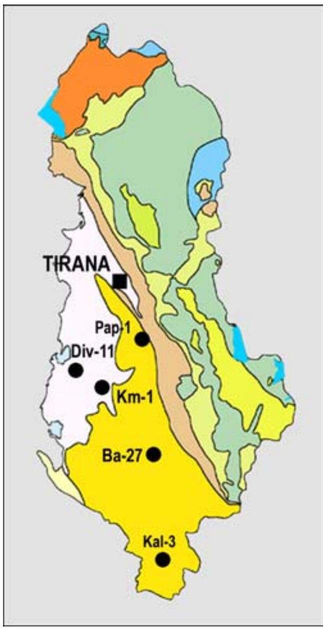
Fleta 14-b. **Profili gjeotermal Kolonjë.**

Plate 14-b. ***Geothermal Profile Kolonjë.***



Fleta 14-c. **Profili gjeotermal Ballsh.**

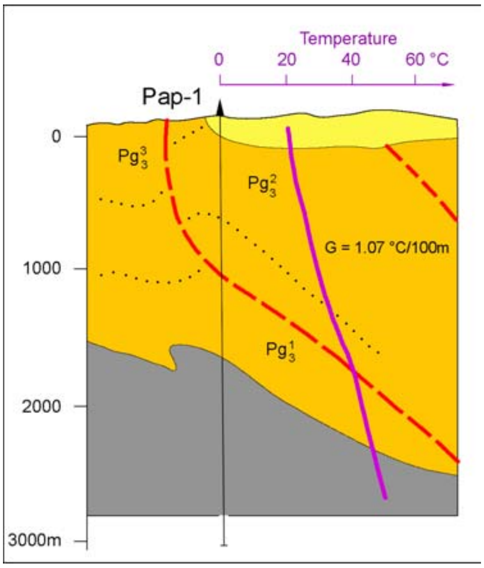
Plate 14-c. ***Geothermal Profile Ballsh.***



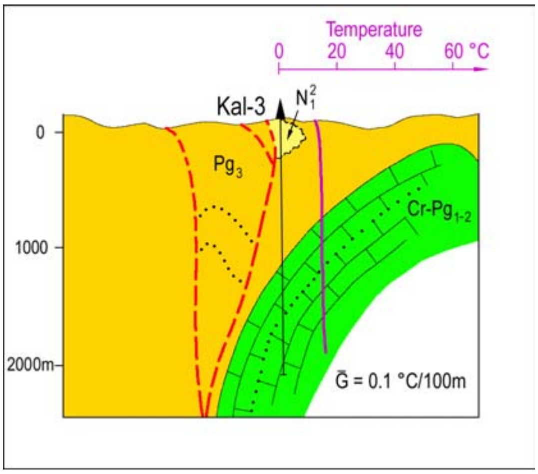
Legjende

- Molasë, *Molasse* N_1^2, N_1^3, N_2
- Flish, *Flysch* Pg_3
- Gëlqerorë, *Limestones* T_3, J, Cr. Pg_{1-2}
- Kripëra, *Salt*
- Tektonikë, *Disjuctive tectonics*

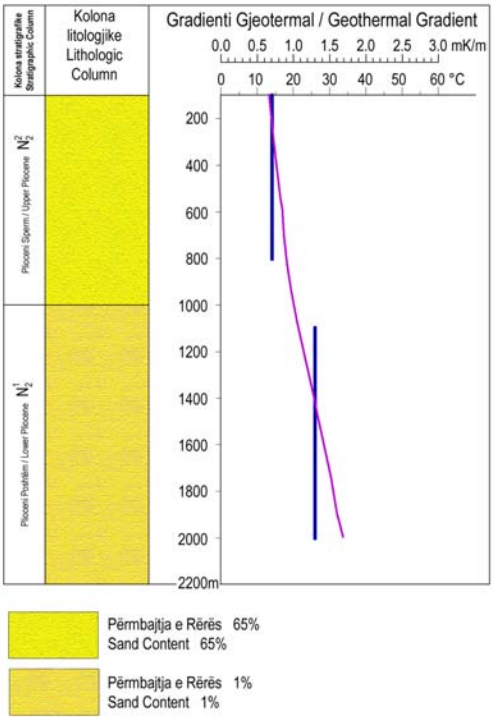
Fleta 15\ Plate 15



Fleta 15-a. **Profili gjeotermal Papër.**
Legjenda si në Fletën 14.
Plate 15-a. ***Geothermal Profile Papër.***
Legend: See Plate 14.

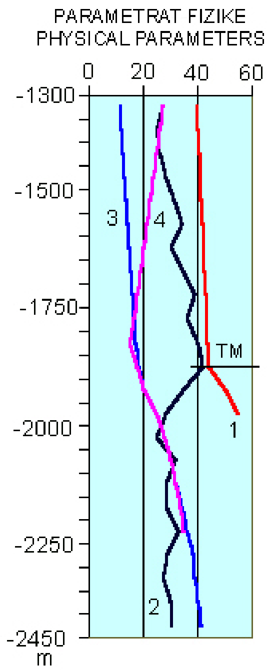


Fleta 15-b. **Profili gjeotermal Kalcat.**
Legjenda si në Fletën 14.
Plate 15-b. ***Geothermal Profile Kalcat.***
Legend: See Plate 14.



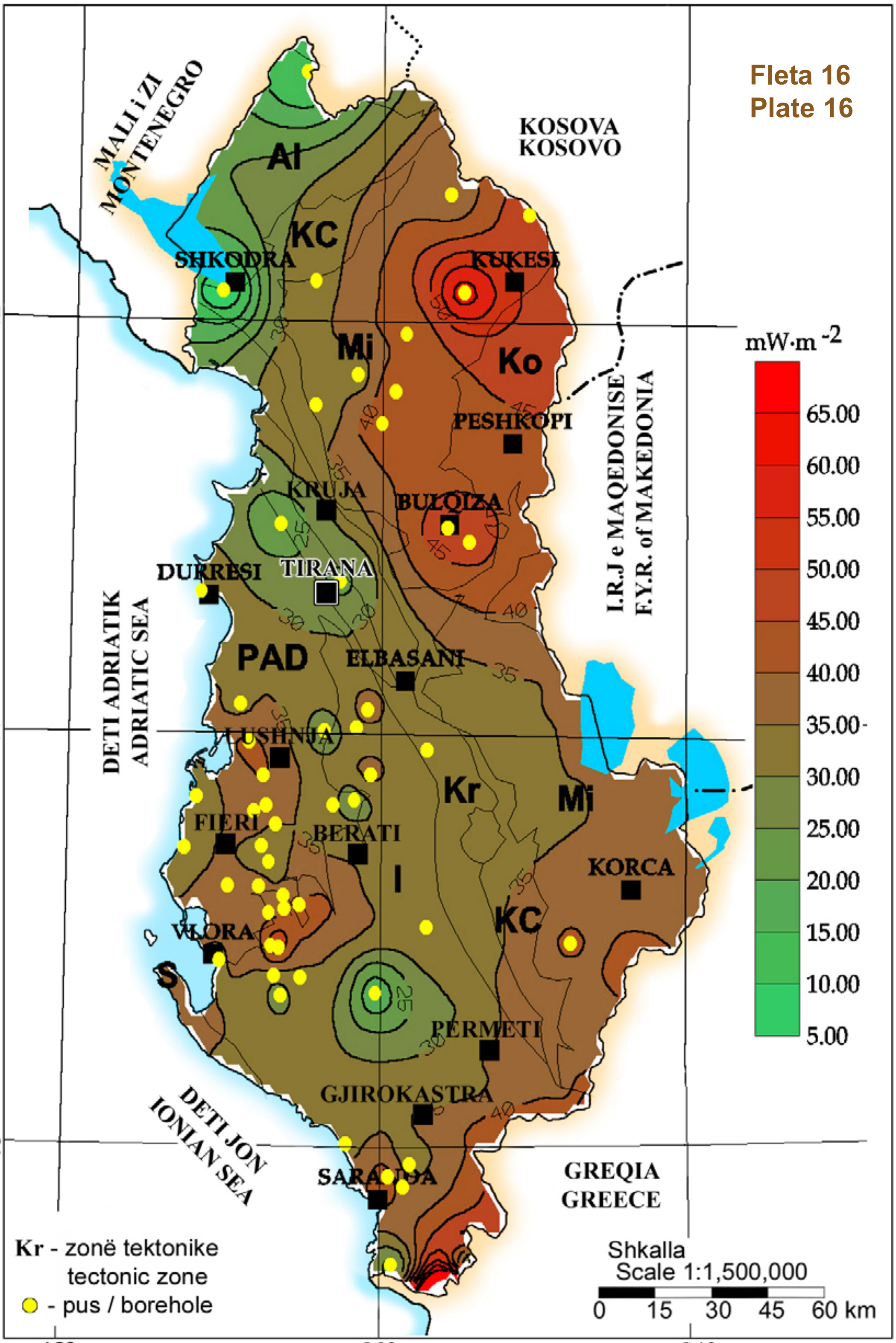
Fleta 15-c. **Kolonë gjeotermale Povelçë.**

Plate 15-c. ***Geothermal Column Povelça***

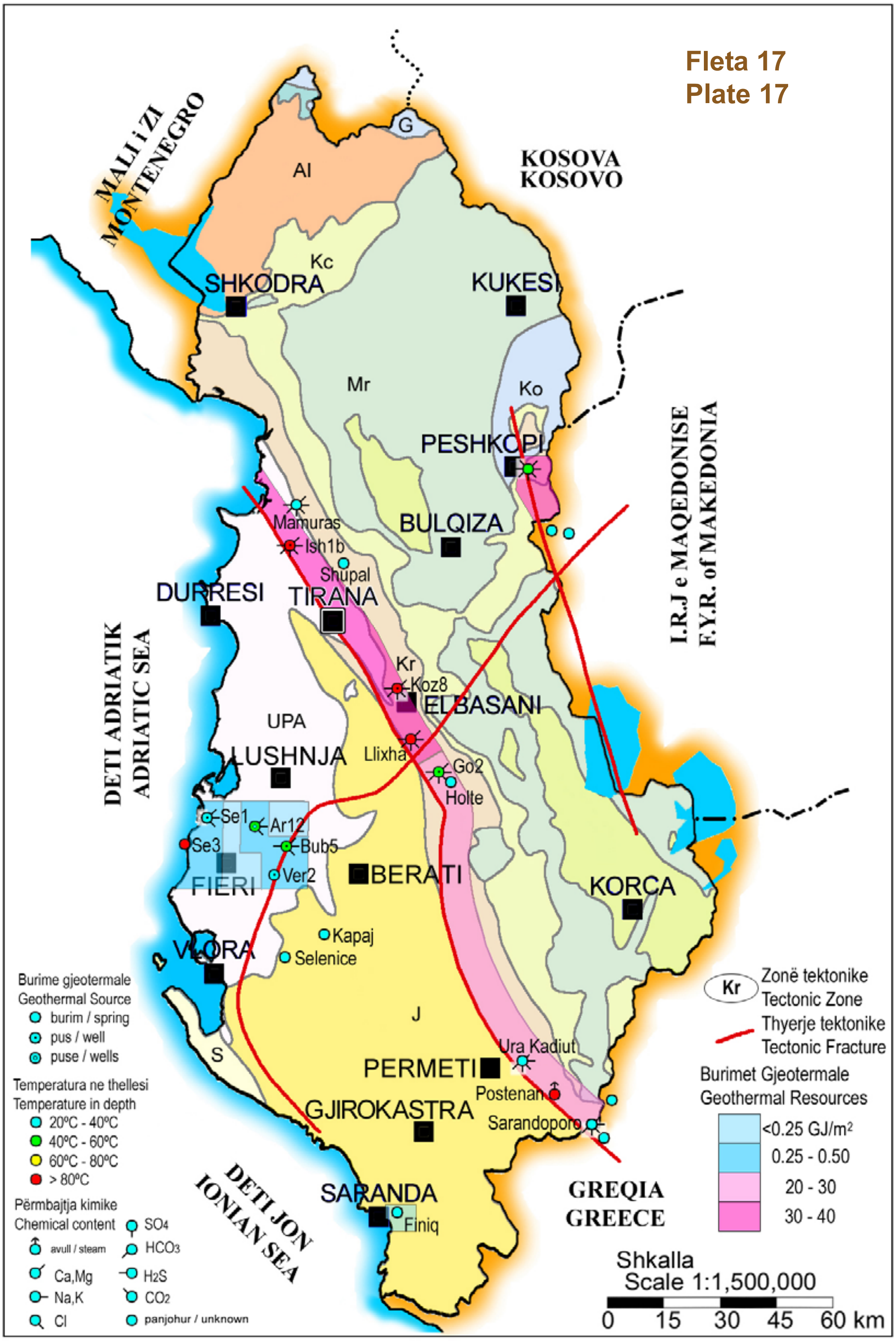


Fleta 15-d. **Ndikimi i trysnisë mbinormale në fushën e temperaturës*.**
1. Temperatura, °C; 2- Resistenca e dukshme, x10^{-1} Ohmm; 3- Presioni, Mpa; 4- Ndryshimi i diametrit të pusit, %; TM- tavani i zonës me trysni mbinormale.

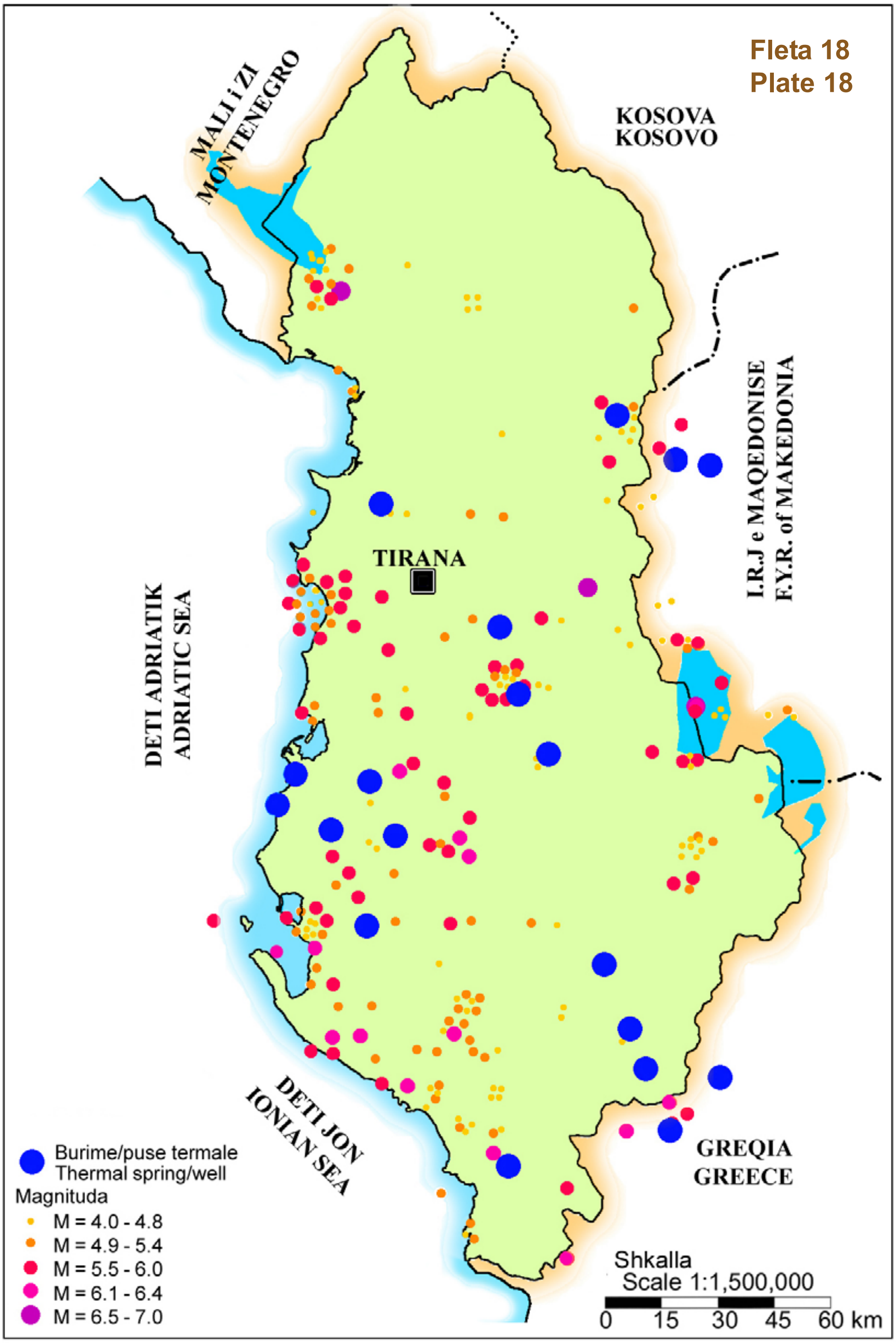
Plate 15-d. ***Overnormal pressure influence on temperature field*.***
1. Temperature, oC; 2- Resistivity, x10-1 Ohmm; 3- Pressure, Mpa; 4- Change of the well diameter, in %; TM- Top of the overnormal pressure zone.



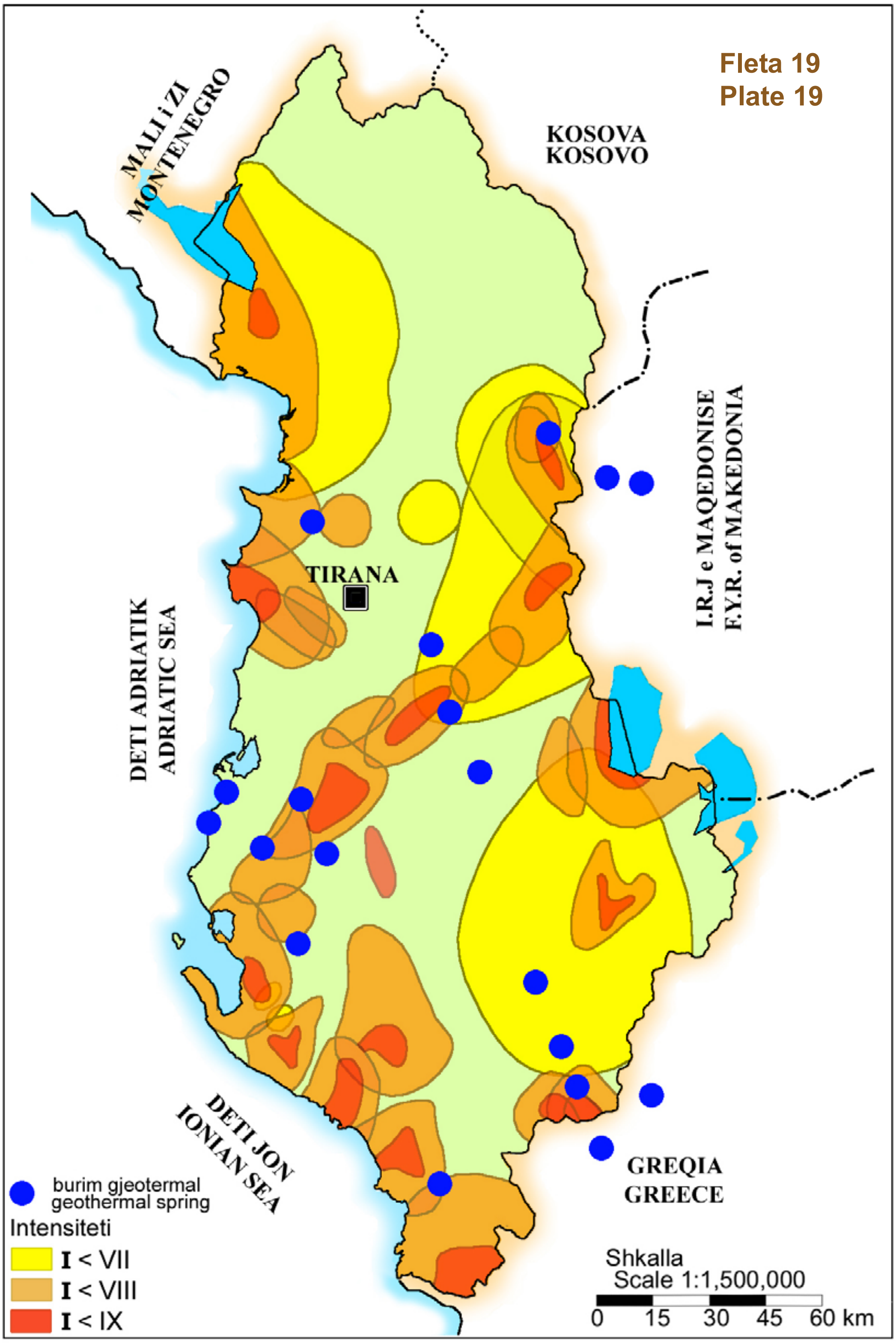
Harta e dëndësisë së fluksit të nxehtësisë
Heat Flow Density Map



Harta tematike gjeotermale
Geothermal Thematic Map

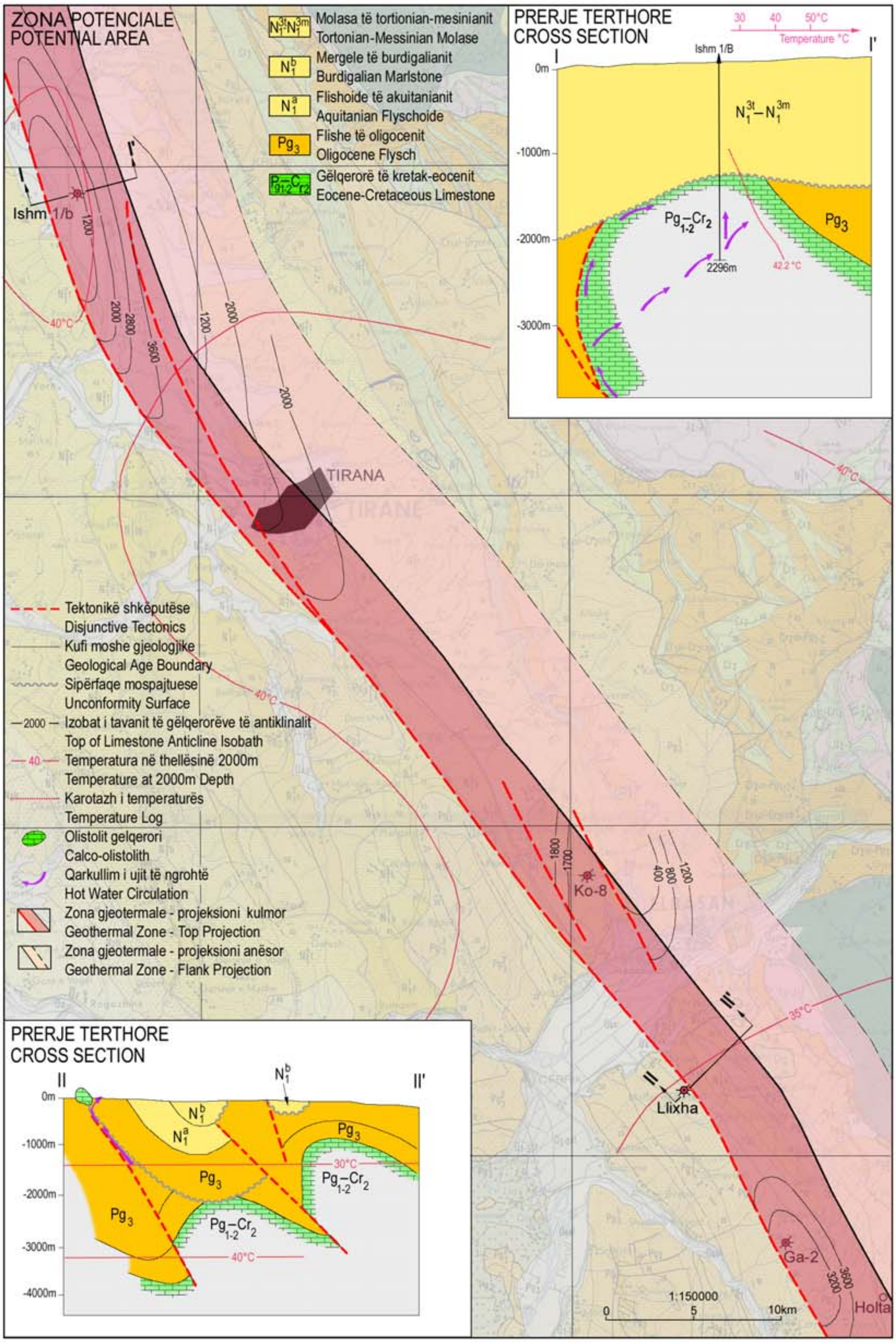


Harta e burimeve gjeotermale dhe epiqendrave të tërmeteve
Geothermal Springs and Earthquakes Epicentres Map



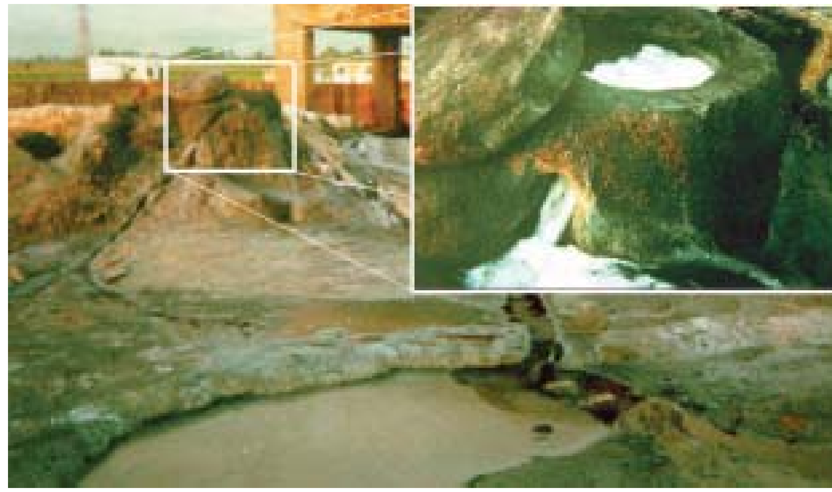
Harta e burimeve gjeotermale dhe e izoseisteve të tërmeteve
Goethermal Springs and Earthquakes Isoseistes Map

Fleta 20
Plate 20



Harta e zonës gjeotermale Kruja (pjesa veriore)
Kruja geothermal Zone Map (Northern Part)

Fleta 21\ Plate 21



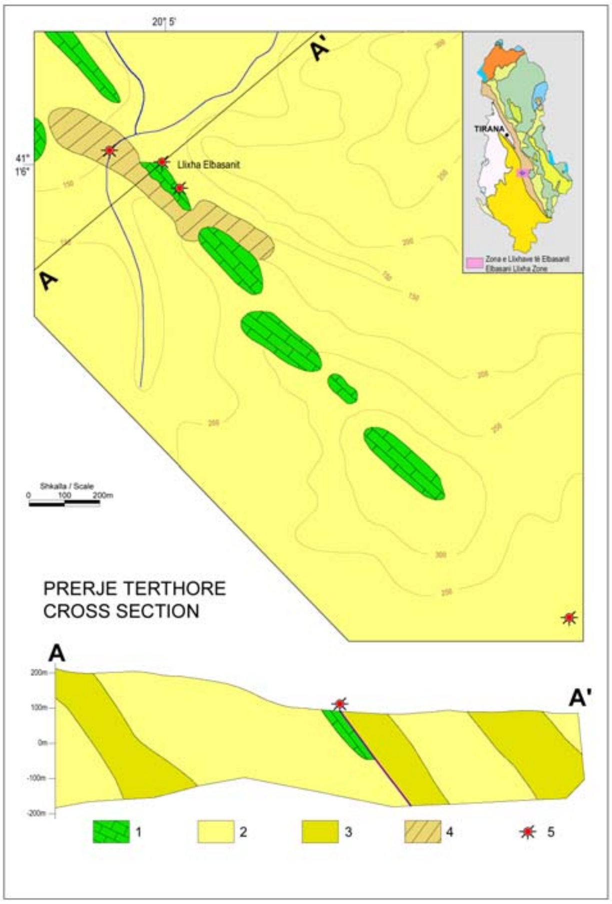
Fleta 21-a. **Foto: Pusi gjeotermal Ishmi 1/b.**

Plate 21-a. ***Photo: Geothermal Well Ishmi 1/b.***

Fleta 21-b. **Foto: Pusi gjeotermal Kozani-8.**

Plate 21-b. ***Photo: Geothermal Well Kozani-8.***

Fleta 22\ Plate 22



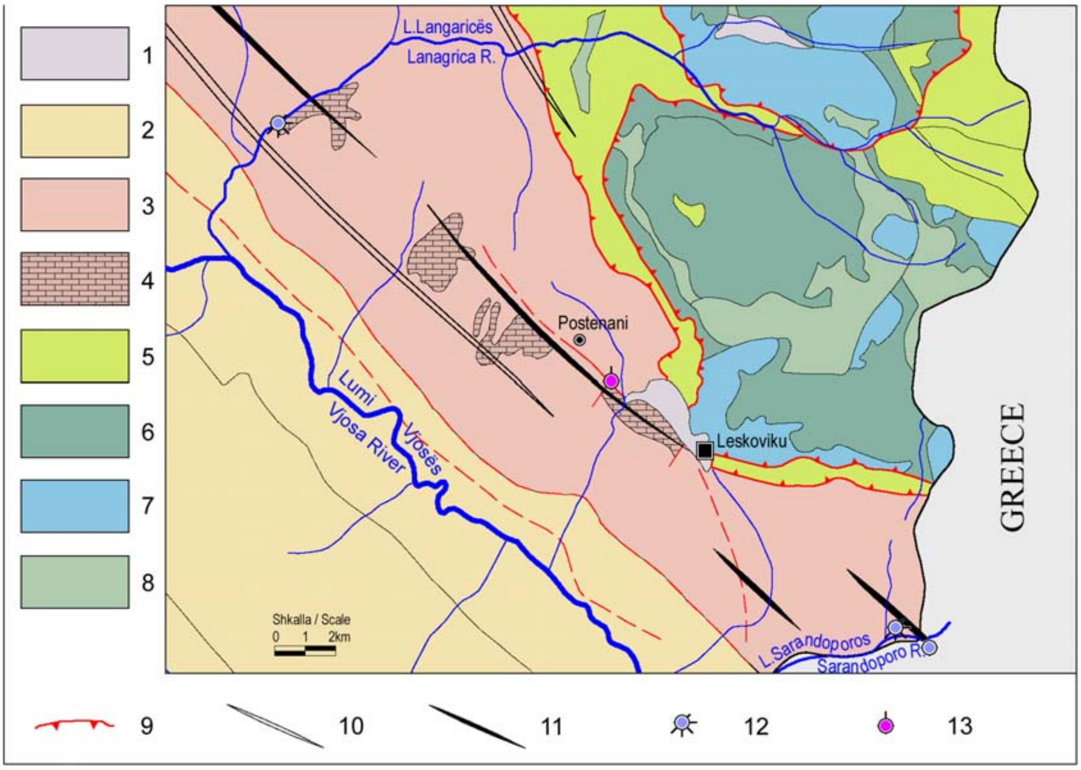
Fleta 22-a. **Skemë topografike, zona e burimeve gjeotermale Llixha Elbasan.**
1- Olistolit gëlqeror; 2- Argjila; 3- Konglomerate; 4- Shkëmbinj të kaolinizuar ;5- Burim termal.

*Plate 22-a. **Topographic Sketch, Llixha Elbasani Geothermal Area.***
1- Calcolistolith; 2- Shale; 3- Conglomerate; 4- ; Kaolinized rocks 5- Thermal source.

Fleta 22-b. **Foto: Zona e burimeve gjeotermale, Llixha Elbasan.**

*Plate 22-b. **Photo: Llixha Elbasani Geothermal Area.***

Fleta 23\ Plate 23

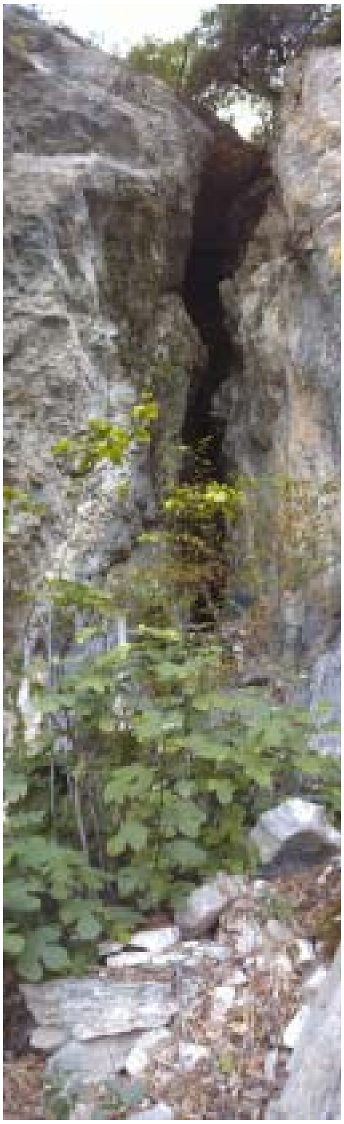


Fleta 23-a. **Harta tektonike e zonës së burimeve gjeotermale Bënjë-Postenan-Sarandaporo.**
Plate 23-a. ***Tectonic Map, Geothermal Sources field Bënjë-Postenan- Sarandaporo.***

Fleta 23-b. **Foto: Burimet gjeotermale Bënjë, lumi i Langaricës, Përmet**

Plate 23-b. ***Photo: Geothermal Springs Bënjë, Langarica River, Përmet***

Fleta 24\ Plate 24



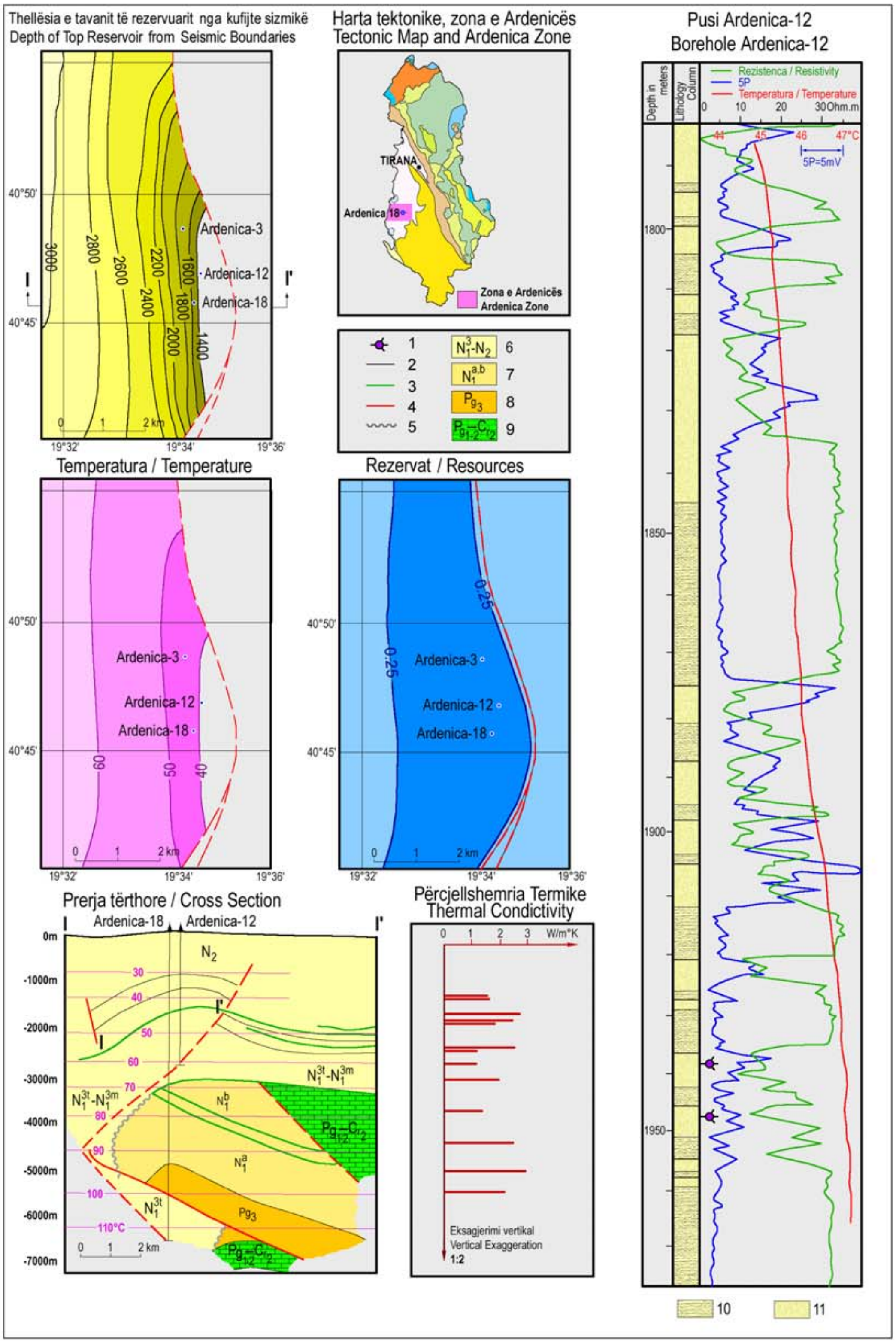
Fleta 24-a. **Foto: Tektonika në zonën e burimit të avullit, Mali i Postenanit, Leskovik.**
Plate 24-a. ***Photo: Tectonic Fault at Steam Springs Area, Postenani Mountain, Leskovik.***

Fleta 24-b. **Foto: Thyerja tektonike nga buron avulli, Postenan.**
Plate 24-b. ***Photo: Steam Discharge Tectonic Fault, Postenan.***

Fleta 24-c. **Foto:Zona e burimevet gjeotermale, Sarandaporo, Leskovik.**

Plate 24-c: ***Photo: Geothermal Springs Area, Sarandaporo, Leskovik.***

Fleta 25
Plate 25



Harta e zonës gjeotermale Ardenica
Map of Ardenica Geothermal Zone

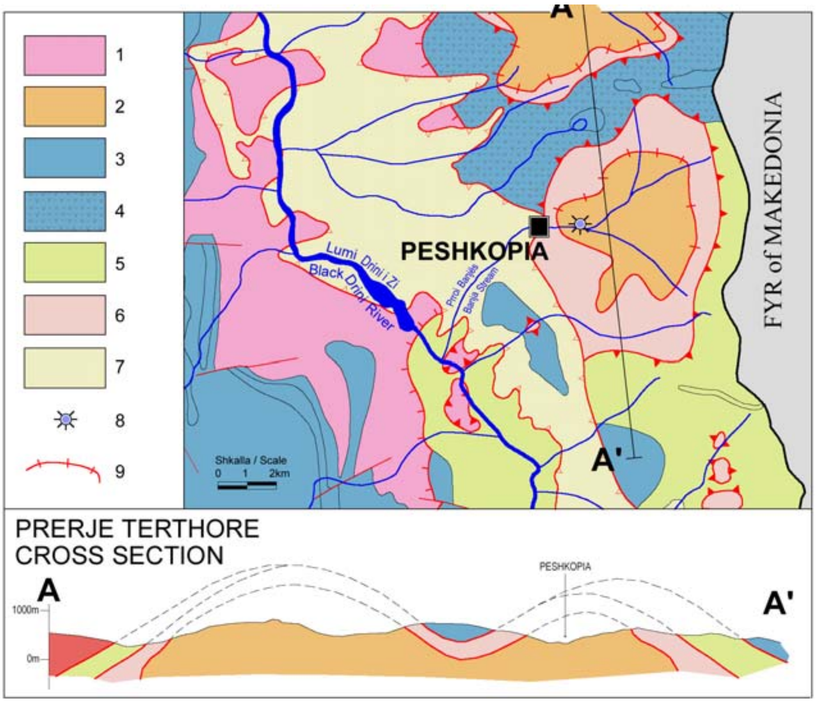
Fleta 26\ Plate 26

Harta gjeologjike e zonës gjeotermale Peshkopia.

1. Sedimente terrigjene të metamorfizuar, me ndërthurje vullkanogjenësh, të moshës ordovician-devonian; 2- Depozitime evaporitike triasike; 3- Formacione të tektonogjenezës të jurasikut të vonshëm: karbonate (T_1 dhe T_2-J) dhe konglomerate të serisë verukano (P-T_1); 4- Formacioni efuziv-sedimentar (T_{1-2}); 5- Flishi i hershëm (J_1-Cr_2^{cen}); 6- Formacioni flishor i eocenit të sipërm-oligocenit të poshtëm (Pg_2^3-Pg_3^1); 7- Ranorë-konglometate-mergele të pliocenit të vonshëm-kuaternarit (N_2-Q_{1-3}); 8- Burime termale;
9- Kufiri i diapirit evaporitik.

Geological Map, Peshkopia Geothermal Zone.

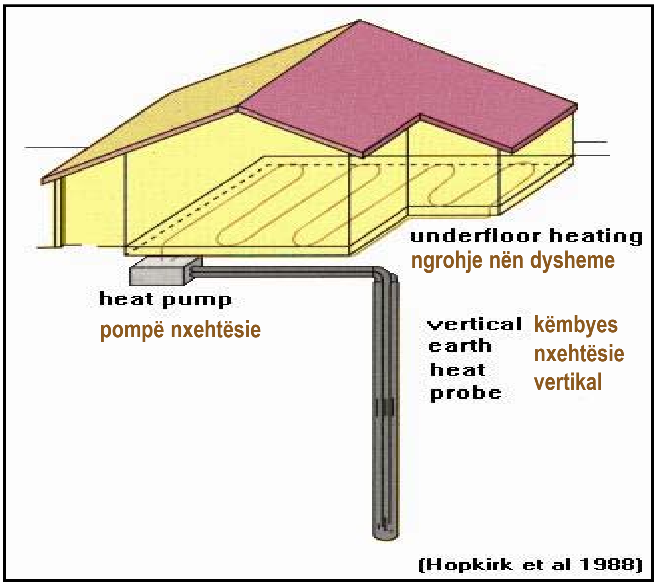
1 -Ordovician-Devonian metamorphosed terrigenous sediments with volcanic intercalations;2- Evaporite deposits (T); 3- Late Jurassic tectogenesis formation: Carbonate (T_1 and T_2-J) and Conglomerate of Verucano Serie (P-T_1) ; 4- Volcanosedimentary formation (T_{1-2}); 5- Early Flysch (J1-Cr2^{cen}); 6- Upper Eocene - Lower Oligocene (Pg_2^3-Pg_3^1) Flysch; 7- Late Pliocene-Quaternary sandstone-conglomerate-marls etc. Deposits; 8- Thermal water springs; 9- Boundaries of salt domal structures (evaporites).



Fleta 26-b. **Foto: Zona Gjeotermale Peshkopia, Përroi i Banjës, Peshkopi.**

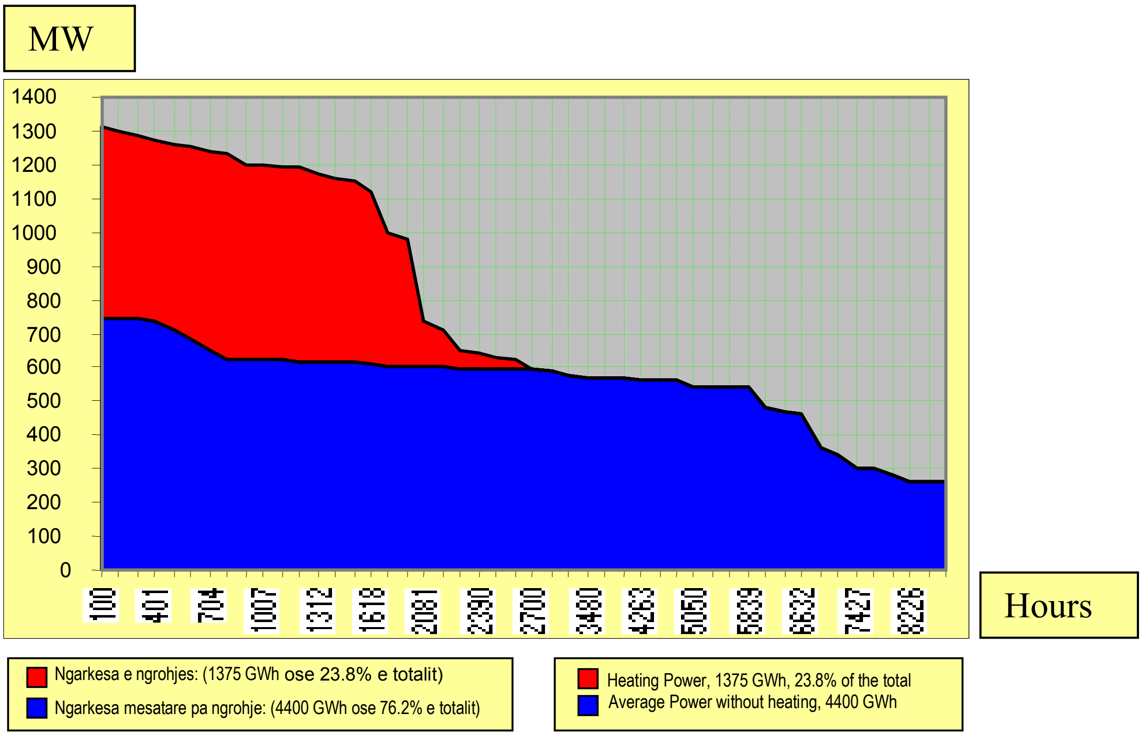
Plate 26-b. ***Photo: Peshkopia Geothermal Zone, Banja Torrent, Peshkopi.***

Fleta 27\ Plate 27



Fleta 27-a. **Sistemi këmbyes vertikal nxehtësie-pus- pompë gjeotermale nxehtësie për ngrohjen e godinave.**

Plate 27-a. ***Space heating Borehole Vertical Heat Exchanger-Geothermal Heat Pump System.***



Fleta 27-b. **Ngarkesa vjetore e energjise elektrike me dhe pa ngrohjen, 1999.**
(Agjencia Kombëtare e Energjisë).

*Plate 27-b. Y**arly Electric Power with or withou heating, 1999.***
(National Agency of Energy].

Fleta 28\ Plate 28

Qendrat Balneologjike Hotel Park, *Balneological Center Park Hotel* , **Elbasan**

Qendrat Balneologjike, *Balneological Center*, **Peshkopi.**

Fleta 29\ Plate 29

Hotel Hydrat në Elbasan

Sarandaporo (në rikonstruksion).

Qendrat Balneologjike Hydrat në Elbasan dhe Sarandaporo (në rikonstruksion).
Balneological Centres Hydrat Hotel-Elbasan and Sarandaporo SPA (in reconstruction).

Fleta 30
Plate 30

Kozan

Llixhat Elbasan

Impakti mjedisor nga derdhja e ujerave termale
Environmental impact from thermal waters discharge

CIP Katalogimi në botim BK Tiranë

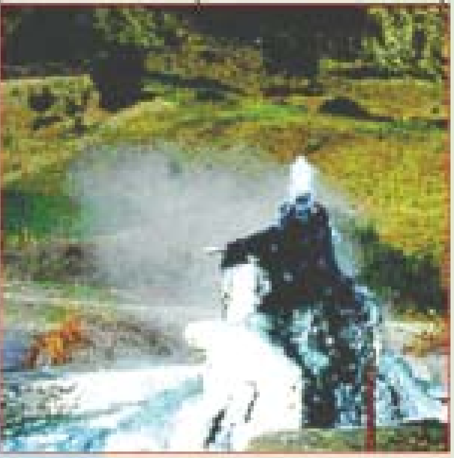
Atlasi i burimeve të energjisë gjeotermale në Shqipëri:
monografi = Atlas of the geotermal resources in Albania /
Alfred Frashëri, Vladimir Çermak, etj. : red. Tatiana Cenko.
Tiranë; Akademia e Shkencave, 2004.
122 f. : me il. ; 20,7x27,7 cm. - (R SH Akad. e Shkencave)
ISBN 99943-630-2-6
I. Frashëri, Alfred etj.

551.23(496.5) (084.42)
553.7(496.5) (084.42)
912.44 :551.23 (496.5)

Tirazhi: 160 Kompakt Disqe (CD), 15 kopje të printuara
Regjistroi CD: Sinteza Shpk, Tiranë 2004

Temperatura	65.5°C
Prurja	10.3 l/s
Kapaciteti	1.93 MWt
Rezerva specifike	39.6 GJ/m2
Fuqia e instaluar	2070 kW

ZONA GJEOTERMALE KOZAN



Energjia e humbur për rendiment 0.6
është 253 Milion kWh ~ 20 Milion USD

NJEREZ !
Mos e hidhni këtë pasuri në lumë