

UDK 550.36(497.12)=863

Geotermične raziskave v Sloveniji

Geothermal investigations in Slovenia

Danilo Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Za ozemlje Republike Slovenije sta opisani metodologija in rezultati geotermičnih raziskav na osnovi meritev v 72 vrtinah. Podatki o geotermičnih količinah: formacijski temperaturi, toplotni prevodnosti in radiogeni produkciji toplote kamenin kakor tudi o gostoti toplotnega toka, so zbrani v računalniško vodeni bazi podatkov. Njihovo sintezo podajata karta formacijskih temperatur v globini 1000 m in karta gostote površinskega toplotnega toka. Na obeh kartah je jasno izražena termična različnost Panonskega bazena na vzhodnem in Dinaridov na zahodnem delu Slovenije. Približno na meji med obema tektonskima enotama so na razdalji okoli 100 km v smeri SW-NE ugotovljene povišane vrednosti horizontalnih gradientov formacijske temperature in gostote toplotnega toka. V Ljubljanski kotlini je opazna manjša pozitivna toplotna anomalija.

Nizkotemperaturni geotermični viri v Sloveniji, kot so topli vreli in topla voda, odkrita z vrtinami, imajo izdatnost 1120 kg/s. To ustreza idealno izkoristljivi toplotni moči 144 MW_t. Na geotermično perspektivnih območjih s površino 3200 km² cenimo dosegljivo toplotno energijo do globine 3000 m na okoli $8,5 \cdot 10^{20}$ J.

Abstract

The paper presents the methodology and the results of geothermal investigations, based on seventy-two boreholes in the territory of the Republic of Slovenia. The data of fundamental geothermal quantities: formation temperature, thermal conductivity, and radiogenic heat production of rocks as well as surface heat flow density are stored in a computerized data base. Their synthesis is given in the map of formation temperatures at 1000 m depth and in the map of surface heat flow density. In both maps the thermal difference between the Pannonian basin in the eastern and the Dinarides in the western part of Slovenia is clearly expressed. However, in the boundary area between these two tectonic units, for a distance of about 100 km in SW-NE direction, elevated horizontal gradients of formation temperature as well as heat flow density are evident. A small positive thermal anomaly in the Ljubljana depression is conspicuous.

The low-temperature geothermal resources in Slovenia such as thermal springs and thermal water from boreholes, are estimated to have a flow rate of 1120 kg/s, corresponding to the ideal total heat production of 144 MW_t. In the geothermally promising areas amounting to 3200 km² the rate of accessible resource base (ARB) down to the depth of 3 km has been assessed to about 8.5×10^{20} J.

Uvod

Večina znanih mineralnih in energetskih surovin se nahaja v sedaj dostopnih nekaj kilometrih zgornjega dela Zemljine skorje. Njihov nastanek je bil pogojen tudi s toploto, z njeno velikostjo, trajanjem in z načinom segrevanja. Ena od energetskih surovin je že sama toplota Zemlje, to je toplota njenih kamenin in fluidov. Energetski potencial, ki obstaja zaradi velike temperaturne razlike med notranjimi deli planeta in njegovo površino, po svoji velikosti teoretično daleč prekaša vse obstoječe konvencionalne vire. Izkoriščanje geotermične energije poleg nekaterih tehničnih težav omejujejo nizka toplotna prevodnost in difuzivnost kamenin ter njihova neenakomerna poroznost in prepustnost za fluide kot prenašalce toplote na površje. Kljub temu je razpoložljiva energija še vedno ogromna.

Geotermična energija je sedanjim energetskim izvorom po stroških podobna, ni pa jim konkurenčna po količini. Da bi to dosegla, mora postati povsod dosegljiva. Za to je najprej potrebno rešiti problem njenega pridobivanja iz kamenin pod površjem Zemlje in ugotoviti njene rezerve. Načini neposredne kot posredne uporabe pa so danes že itak dobro razviti.

Geotermična energija se v najbolj kvalitetni obliki pojavlja v visokotemperaturnih rezervoarjih fluidov (150 do 350°C) na ozemljih, ki so vedno v bližini mladih geoloških struktur ali na območjih recentnega vulkanizma. To vrsto Zemljine toplote lahko spremenimo v elektriko kot najbolj uporabno obliko energije. Na svetu je takih sistemov malo in v globalni energetski bilanci niso pomembni, vendar odpade skoraj polovica danes uporabljene geotermične energije prav nanje.

Visokim temperaturam in veliki razprostranjenosti ustrezajo samo geotermični sistemi suhe vroče kamenine (Hot Dry Rock = HDR). To so več kilometrov pod površino ležeče vroče, kompaktne in zato suhe kamenine. Po umetnem frakturiranju vanje vtiskavamo površinsko vodo, ki se tam segreje ali vpari in se vrača na površje. Kot alternativni vir energije so sistemi HDR bodočnost geotermične energije. Vendar je realizacija projekta HDR še na stopnji eksperimentiranja.

Širše so uporabljeni nizkotemperaturni viri geotermične enegije (<150°C), ki služijo predvsem neposredni uporabi, to je za ogrevanje, sušenje, v balneologiji in rekreaciji ter v raznih tehnoloških procesih. V to skupino spadajo tudi vsa geotermična nahajališča v Sloveniji. Cilj raziskav je oceniti toplotno vrednost virov in rezerv geotermične energije. To dosežemo z zbiranjem osnovnih podatkov in z njihovo sintezo v ustreznih konceptualnih modelih geotermičnih sistemov.

V geotermičnem izrazoslovju so geotermični viri (resources) po McKelveyevem diagramu označeni kot tisti deli geotermične energije, ki jih bo verjetno lahko legalno in ekonomsko pridobivati v nekem določenem času v bližnji bodočnosti (Muffler & Cataldi, 1987; Haenel & Staroste, 1988). Geotermične zaloge ali rezerve (reserves) pa so oni del geotermičnih virov, ki jih lahko legalno in ekonomsko pridobivamo že sedaj. Rezerve razlikujemo še po njihovi geološki zanesljivosti v dokazane (z vrtnjem), verjetne (po geoloških, geofizikalnih in/ali geokemičnih raziskavah) in v možne (samo po geoloških raziskavah).

V zadnjih tridesetih letih se je obseg geotermičnih raziskav v svetu znatno povečal. Uporaba fosilnih goriv kot virov energije in surovin za industrijo globalno onesnažuje človekovo okolje. Posledice so zastrupljene površinske vode in zrak, kisel dež, pojavljajo pa se že tudi znaki povečanega učinka rastlinjaka na klimo. Vedno realnejše so napovedi o zmanjševanju rezerv fosilnih virov energije. Razen tega je zaradi političnih trendov v svetu motena oskrba z njimi. Vse to pospešuje iskanje

alternativnih virov energije. Vendar danes samo jedrska energija opravičuje ta naziv, vse drugo so le aditivne energije, med njimi tudi geotermična. Zanimanje za geotermično energijo pa se je v zadnjem desetletju pojavilo tudi pri nas.

Geotermične raziskave v Sloveniji so se pričele s hidrogeološkimi študijami, ki so obravnavale tople izvire predvsem za potrebe balneologije, v manjši meri rekreacije. Izvajal jih je Geološki zavod Ljubljana. V zadnjih 40 letih se je tako nabralo veliko podatkov, ki jih uporabljamo tudi v geotermiji.

Hidrologi so pri svojih raziskavah toplih vrelic upoštevali temperaturo vode, navadno v izviru ali na ustju vrtime, izdatnost in kemizem vode, tlake in druge hidrološke parametre. Kmalu so pri raziskavah začeli uporabljati tudi geofizikalne metode. To sta bili v prvi vrsti geoelektrika in karotaža. Geofizikalne metode so služile za ekstrapolacijo hidrogeoloških podatkov, znanih na površini ali v vrtnah, včasih tudi za prospekcijsko struktur, ki so pomembne za gibanje ali akumulacijo podzemne vode.

V obdobju 1970–1980 so bile opravljene sistematične raziskave večjih predelov Slovenije. Uporabljali so vse dejavnosti, ki lahko pomagajo pri preiskavah geotermičnih sistemov, v katerih bi se lahko nahajali geotermični rezervoarji. Pri raziskavah so bili udeleženi geologi, hidrologi in geofiziki (Nosan, 1973; Lapajne et al., 1975, 1976, 1977, 1979; Drobne et al., 1979, 1980).

Prve kompleksne geotermične raziskave je Geološki zavod izvedel na geotermičnih anomalijah v Kočanski kotlini v Makedoniji med leti 1977 in 1982 (Ravnik, 1980a, 1982a, c; Verbovšek & Premru, 1980; Verbovšek, 1984). Obsegale so geološke, hidrogeološke, geokemične in geofizikalne metode. Posebno pri zadnjih smo poleg konvencionalnih geofizikalnih prospekcijskih metod (geoelektrika, gravitacija, magnetizem, termometrija plitvih vrtin, plitva in globoka seizmika ter karotaža) prvič začeli določati osnovne geotermične količine: formacijsko temperaturo, toplotno prevodnost in radiogeno toploto kamenin ter gostoto toplotnega toka. Hidrogeologi pa so prav tako prvič uvedli geokemično termometrijo termalnih voda (Na-K, Na-K-Ca in Na-Li).

Kasneje smo z geotermičnimi raziskavami nadaljevali, vendar na manjših objektih; istočasno smo pripravljali načrt raziskav, ki je bil uporabljen pri zbiranju podatkov za sestavo geotermičnih kart Slovenije (Ravnik, 1980b, 1982b, 1985; Ravnik & Uran, 1984).

V letih 1987–1989 je bila na Geološkem zavodu izdelana kompilacija dotedanjih geotermičnih podatkov za vso Jugoslavijo. Sestavljale so jo karte formacijskih temperatur v raznih globinah, karta gostote toplotnega toka in karta potencialnih nizkoentalpijskih območij. Pri izdelavi so sodelovali tudi predstavniki republik Hrvaške, Srbije, Bosne in Hercegovine ter AP Vojvodine (Ravnik et al., 1987). To je bil prispevek Jugoslavije za Geotermični atlas Evrope, ki bo predvidoma izšel leta 1991 v Z.R. Nemčiji. Vzporedno s to nalogo so potekale tudi priprave za izdelavo geotermičnih kart Slovenije. Rezultat sta bili karta temperatur v globini 1000 m in karta gostote toplotnega toka (Ravnik & Rajver, 1990). Podatke smo dobili iz 50 geotermično obdelanih vrtin. Istočasno pa je bil sestavljen računalniški program za bazo geotermičnih podatkov.

Gibanje podzemne vode, litološke in tektonske značilnosti, relief površja kakor tudi lokalni izvori in ponori toplote znatno spremenijo toplotno polje. Našteti vplivi so največji predvsem v zgornjem delu skorje, torej tam, kjer se lahko nahajajo tudi za današnjo tehniko dosegljive kamenine s povišano temperaturo. Če želimo dobiti informacije iz globljih delov skorje ali iz zgornjega dela plašča, moramo upoštevati

vse te motilne vplive. Razen izpolnitve pogojev toplotnega ravnovesja v vrtninah, v katerih določamo geotermične parametre, drugih motenj doslej nismo upoštevali. Nekorigirani merski podatki lahko nosijo v sebi za uporabno geotermijo koristne podatke. Uporaba korekcij namreč večkrat temelji na podmenah, pri čemer lahko napravimo napake, ki so večje od samih motenj.

Toplotno polje Zemlje definiramo v glavnem z dvema osnovnima toplotnima količinama: s formacijsko temperaturo in z gostoto toplotnega toka, redkeje z geotermičnim gradientom. Obe količini sta ključni v znanostih o Zemlji, praktično pa sta koristni pri rudarjenju mineralnih in energetskih surovin, v hidrogeologiji in posebno v geotermiji.

Gostota geotermičnih lokacij ni enakomerna in bo tako ostalo tudi v bodoče. Iz goratih predelov Slovenije ni podatkov, prav tako ni dosti boljše na kraških območjih. To pomanjkljivost je treba nadomestiti z ekstrapolacijo podatkov ali pa podatke oceniti posredno z različnimi geološkimi in geofizikalnimi raziskavami. Takega ozemlja je v Sloveniji najmanj tretjina.

Kljub neenakomerni gostoti, različnim globinam vrtnin ter spremenljivi kvaliteti izmerjenih podatkov smo za Slovenijo sestavili karto formacijske temperature v globini 1000 m in karto gostote toplotnega toka. Za sestavljanje geotermičnih kart smo uporabili podatke z 72 lokacij na okoli 3200 km², kar ustreza 16 % celotne površine Slovenije.

Metodologija geotermičnih raziskav

Metodologija geotermičnih raziskav je v osnovnih načelih dobro znana. Treba pa jo je prilagoditi geološkemu okolju in raznim geotermičnim sistemom. Lotevamo se jih različno za sedimentacijske bazene ali za vulkanogena območja, kjer se lahko pojavljajo konvekcijski ali kondukcijski sistemi. Zato moramo razložiti naš način raziskav in obdelave, sicer objektivno ovrednotenje rezultatov ni možno in je primerjava s podobnimi raziskavami na sosednjih ozemljih dokaj težavna.

Geotermične raziskave za ekonomske potrebe segajo nekaj kilometrov globoko pod površino. Zato so tudi karte geotermičnih količin v glavnem izdelane le do globine 3 ali 5 km. V teh globinah se na mnogih krajih na Zemlji že lahko nahajajo vroče kamenine, ki predstavljajo ekonomsko pomembne vire energije.

Nosilec geotermične energije so kamenine, njen prenosnik pa tekočine v njih (magma, voda, plini). Pomembni sta le voda in njena para. Vendar toplotne energije pod površino ne moremo izkoriščati, temveč jo moramo transportirati na površje. Tam jo lahko uporabimo neposredno za ogrevanje ali pa jo spremenimo v drugo obliko energije. Pretežni del tekočin je v Zemljini skorji mobilnih. Če je kamenina prepustna, so tekočine gibljive predvsem zaradi tlačnih ali temperaturnih gradientov. Gibanje pa jim lahko vsilimo tudi s črpanjem. Zaradi visoke specifične toplotne kapacitete vode in njene pare ter nizke toplotne prevodnosti kamenin, v katerih se tekočine nahajajo, ohranjajo tekočine svojo prvotno temperaturo tudi med gibanjem in s tem prenašajo toploto med temperaturno različnimi območji.

Ker je geotermična energija po svojem bistvu prehodna energija, je potreben dovolj velik temperaturni gradient, da so doseženi kar najboljši parametri za ekonomsko delovanje sistema. Večina danes izkoriščanih geotermičnih sistemov je v globinah, ki ne presegajo 3 km, vendar se bo v bodočnosti ta globina povečala vsaj še za enkrat.

Osnovni geotermični parametri

Prenos toplotne energije je v Zemlji predvsem konduktiven. Izražata ga Fouri-erova zakona prevajanja (Carslaw & Jaeger, 1959; Kappelmeyer & Hanel, 1974):

$$q = -K \text{ grad } T = -K \nabla T \text{ in} \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho c} \Delta T + \frac{H}{\rho c} = \kappa \left(\Delta T + \frac{H}{K} \right) \quad (2)$$

q = gostota toplotnega toka (W/m^2)

K = toplotna prevodnost kamenin ($\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$)

T = temperatura ($^{\circ}\text{C}$ ali K)

ρ = gostota kamenin (kg/m^3)

t = čas (s)

H = radiogena produkcija toplote kamenin (W/m^3)

c = specifična toplota ($\text{J}/\text{kg}\cdot\text{K}$)

κ = $K/\rho c$, koeficient difuzivnosti ali temperaturna prevodnost (m^2/s)

Δ = Laplaceov operator, $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$

∇ = operator nabra, $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$

Ker je običajno sprememba temperature v horizontalni smeri majhna, lahko privzamemo, da sta v tej smeri temperaturni gradient kakor tudi njegov odvod enaka ničli. Te poenostavitve so upoštewane v vseh nadaljnjih enačbah. Zato je kot gostota toplotnega toka q (GTT) mišljena le njena komponenta v vertikalni smeri. Opuščen je tudi negativni predznak za GTT.

Po prvi enačbi je energetska vrednost konduktivno prenesene toplote v določenem globinskem odseku Δz podana z izrazom:

$$q = K \frac{\Delta T}{\Delta z} = KG \quad (3)$$

$G = \frac{\Delta T}{\Delta z}$, temperaturni ali geotermični gradient

Δ = majhna vrednost ali razlika

V geotermiji in geodinamiki je gostota toplotnega toka ključnega pomena. Njena vrednost je majhna ($< 0,1 \text{ W}/\text{m}^2$). Velika je le na območjih visokotemperaturnih geotermičnih nahajališč. Za praktično uporabo navedeni energijski tok nima nobene pomena, vendar v dolgih geoloških obdobjih in v primernih kameninah lahko povzroči nastanek geotermičnega sistema. Gostota toplotnega toka je tudi eden od indikatorjev termične perspektivnosti ozemlja. S tem v zvezi je za vsak geotermični sistem v eksploataciji pomembno obnavljanje toplotne energije njegovega rezervoarja. Če domnevamo samo konduktivni način prenosa energije, je v najbolj ugodnem primeru optimalne eksploatacije in reinjiciranja čas obnovitve velikostnega reda več deset tisoč let, torej je praktično neobnovljiv (Ungemach, 1988).

Poleg konduktivnega prenosa toplote je pomembna tudi konvektivno prenesena toplota (Haenel et al., 1988):

$$q_{\text{konv}} = \rho_v c_v v_f \Delta T \quad (4)$$

ρ_v in c_v = vrednosti gostote in specifične toplote za vodo
 v_f = Darcyjeva ali filtracijska hitrost

Iz druge Fourierove enačbe dobimo pri pogoju nestacionarnosti $\partial T/\partial t = 0$ Poissonovo enačbo:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{H}{K} \quad (5)$$

Njena rešitev omogoča izračun formacijske temperature. Če je podzemlje razdeljeno na n plasti z debelinami Δz_i , ki imajo toplotne prevodnosti K_i in radiogene toplote H_i , potem je temperatura T_n na dnu n -te plasti enaka (Pollack, 1965; Čermák & Haenel, 1988):

$$T_n = T_o + \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{\Delta z_i}{K_i} \left[q_o - \sum_{i=1}^{i-1} H_i \Delta z_i \right] - \frac{H_i}{2K_i} \Delta z_i^2 \right\} \quad (6)$$

T_o in q_o sta robna pogoja pri $z = 0$.

Če obstaja samo ena plast, potem je temperatura na globini z enaka:

$$T_z = T_o + \frac{qz}{K} - \frac{Hz^2}{2K} \quad (7)$$

Pri nizki koncentraciji radioaktivnih elementov v raziskani skladovnici kamenin ($H \rightarrow 0$) velja Laplaceova enačba:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (8)$$

$$\text{Njena rešitev je: } T_f = T_o + q \sum_{i=1}^n \frac{\Delta z_i}{K_i} \quad (9)$$

Ta enačba velja za približno horizontalne sedimente, v katerih je radiogena toplota zanemarljiva.

Za ekstrapolacijo temperatur v globino, kjer meritev ni, smo večinoma uporabljali izraz (9). Pri vseh teh enačbah je privzeto, da se toplota razširja samo v vertikalni smeri, torej enodimenzionalno. Običajno temu ni tako. Vzroki za to so: različna toplotna prevodnost kamenin v horizontalni smeri, neravno površje, toplotni viri majhnega obsega, posebno pa migracija podzemne vode (Jones & Oxburgh, 1979; Bodmer et al., 1979). Ekstrapolirane temperature so lahko obremenjene z napako, ki je odvisna od naštetih vzrokov. Vendar smo privzeli, da so še sprejemljive ekstrapolacije, ki ne presegajo 50% globine najgloblje izmerjene temperature, poznati pa moramo litološko sestavo. Pri večjih globinah ekstrapolacije verjetnost napak lahko precej naraste.

Tabela 1. Osnovni geotermični parametri

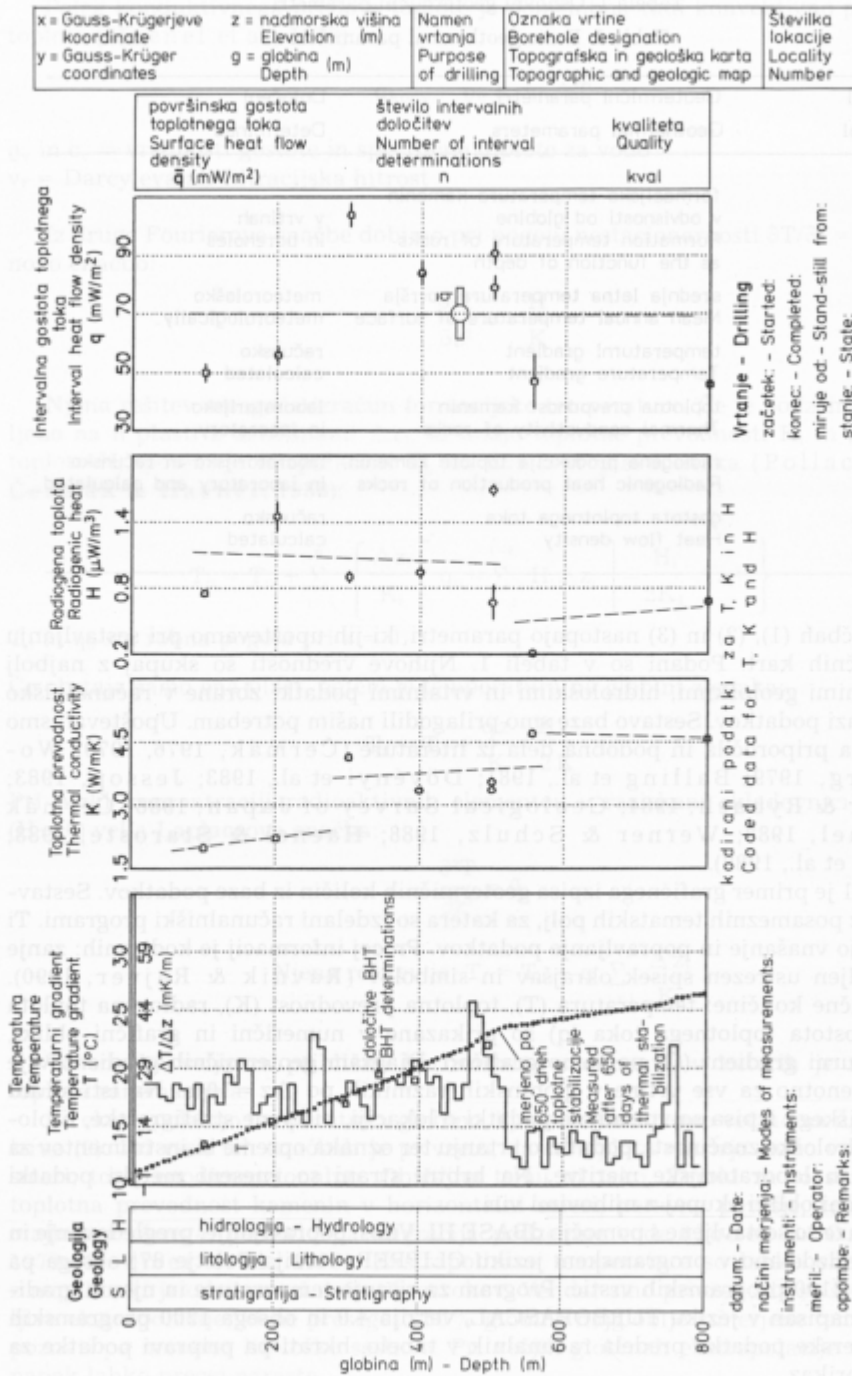
Table 1. Basic geothermal parameters

Simbol Symbol	Geotermični parametri Geothermal parameters	Določeni Determined
T_f	formacijska temperatura kamenin v odvisnosti od globine Formation temperature of rocks as the function of depth	v vrtinah in boreholes
T_o	srednja letna temperatura površja Mean annual temperature of surface	meteorološko meteorologically
$\frac{\partial T_f}{\partial z}$	temperaturni gradient Temperature gradient	računsko calculated
K	toplotna prevodnost kamenin Thermal conductivity of rocks	laboratorijsko in laboratory
H	radiogena produkcija toplote kamenin Radiogenic heat production of rocks	laboratorijsko in računsko in laboratory and calculated
q	gostota toplotnega toka Heat flow density	računsko calculated

V enačbah (1), (2) in (3) nastopajo parametri, ki jih upoštevamo pri sestavljanju geotermičnih kart. Podani so v tabeli 1. Njihove vrednosti so skupaj z najbolj pomembnimi geološkimi, hidrološkimi in vrtnimi podatki zbrane v računalniško vodeni bazi podatkov. Sestavo baze smo prilagodili našim potrebam. Upoštevali smo objavljena priporočila in podobna dela iz literature (Čermák, 1976, 1979; Wohlenberg, 1979; Balling et al., 1981; Dövényi et al., 1983; Jessop, 1983; Bodmer & Rybach, 1984; Geological Survey of Japan, 1986; Čermák & Haenel, 1988; Werner & Schulz, 1988; Haenel & Staroste, 1988; Haenel et al., 1988).

Slika 1 je primer grafičnega izpisa geotermičnih količin iz baze podatkov. Sestavljena je iz posameznih tematskih polj, za katera so izdelani računalniški programi. Ti omogočajo vnašanje in popravljanje podatkov. Precej informacij je kodiranih: zanje je sestavljen ustrezen spisek okrajšav in simbolov (Ravnik & Rajver, 1990). Geotermične količine: temperatura (T), toplotna prevodnost (K), radiogena toplota (H) in gostota toplotnega toka (q) so prikazane v numerični in grafični obliki, temperaturni gradient (G) pa samo grafično. Diagram geotermičnih gradientov je računano enotno za vse vrtnice v globinskih razmikih po $\Delta z = 10$ m. Na isti strani računalniškega izpisa so vpisani še podatki o lokaciji, bistvene stratigrafske, litološke in hidrološke značilnosti, podatki o vrtnanju ter oznaka opreme in instrumentov za terenske in laboratorijske meritve. Na hrbtni strani so vneseni merski podatki v numerični obliki skupaj z njihovimi viri.

Vse baze so sestavljene s pomočjo dBASE III. Vnos, popravljanje, pregledovanje in iskanje je izdelano v programskem jeziku CLIPPER, verzija Poletje 87; obsega pa približno 2100 programskih vrstic. Program za risanje temperature in njenih gradientov je napisan v jeziku TURBOPASCAL, verzija 4.0 in obsega 1200 programskih vrstic. Merske podatke predela računalnik v tabelo, hkrati pa pripravi podatke za grafični prikaz.



Sl. 1. Graf geotermično obdelane vrtnice iz baze podatkov
Fig. 1. Graph of geothermally examined borehole from data base

Temperatura

Temperatura je bila v nekaterih vrtnah določena z maksimalnimi živosrebrnimi, v glavnem pa z električnimi upornostnimi termometri. Vrednosti so izmerjene točkovno v posameznih globinah, redkeje tudi kontinuirano pri majhni hitrosti karotiranja, ki je opravljeno po daljšem mirovanju vrtine. Končni cilj vseh temperaturnih meritev so formacijske temperature, ki v zahodni literaturi nosijo tudi ime Virgin Rock Temperature (VRT). Te temperature so vladale tam, preden je bila vrtna izvrtana ali pa so jim enake v vrtnah, ki so v toplotnem ravnovesju s svojo prikamenino. Če je temperatura merjena še med toplotnim uravnovešanjem, dobimo relaksacijsko temperaturo. Temperature, ki jih merimo v krajših presledkih med nekajurnim mirovanjem še med vrtnanjem blizu dna vrtine, označujemo kot meritve BHT (Bottom Hole Temperature = temperatura ob dnu vrtine). Z ustreznimi matematičnimi ekstrapolacijami, predvsem po Hornerju, (Haenel et al., 1988) dobimo iz njih formacijske temperature. To je običajen način določanja temperature v naftnih vrtnah pri študiju spremembe kerogena v ogljikovodike. Za potrebe geotermije pa so te meritve večinoma slabše kvalitete.

Temperature merijo tudi pri testiranju nekaterih odsekov naftnih vrtn (Drill Stem Test = DST). Pri dobro opravljenih testih DST so dobljene temperature boljše od ekstrapoliranih vrednosti BHT. Temperaturne podatke posredujejo tudi črpalni poskusi hidrogeologov, ki pa se nanašajo le na vodonosne plasti. Za oceno temperatur v geotermičnih rezervoarjih često uporabljamo geokemične termometre (Fournier, 1981), vendar jih v naši bazi podatkov ne navajamo.

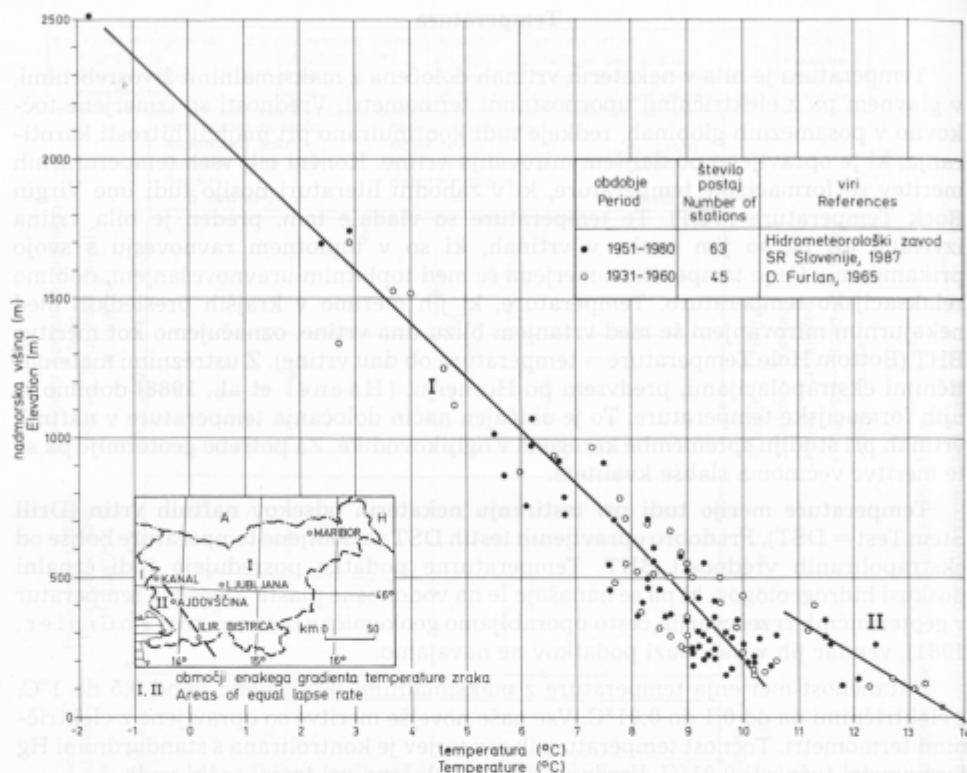
Natančnost merjenja temperature z maksimalnimi termometri je od 0,5 do 1°C, z električnimi pa od 0,1 do 0,01°C. Vse naše novejšje meritve so opravljene z električnimi termometri. Točnost temperaturnih senzorjev je kontrolirana s standardnimi Hg termometri točnosti 0,01°C. Vrednost 0°C je določena pri trojni točki vode.

Temperature smo v vrtnah merili običajno na vsakih 5 ali 10 m, pričeli pa smo tudi že z upočasnjeno termokarotazo. Meritve po načinih BHT, DST ali s črpalnimi poskusi se nanašajo le na določene globine. Redko so uporabljene posamezne meritve ali podatki konvencionalne karotazne termometrije.

Začetni pogoj za izračun gostote Zemljinega toplotnega toka in robni pogoj pri modeliranju toplotnega polja v geotermičnih sistemih je srednja letna temperatura površja T_o . Za njeno določitev smo na ozemlju Slovenije uporabili dolgoletna meteorološka opazovanja zračne temperature v višini 2 m nad površjem. Srednje letne temperature zraka smo za 108 različnih meteoroloških postaj v odvisnosti od nadmorske višine prikazali na diagramu slike 2. Opazovanja so bila opravljena v obdobju 1931–1960 (Furlan, 1965) in 1951–1980 (dokumentacija Hidrometeorološkega zavoda SR Slovenije, 1987).

Po dogovoru (Haenel, 1980) je za temperaturo površja privzeta temperatura v globini 20 cm, ki jo na nekaterih meteoroloških postajah stalno merijo. Teoretično bi morali biti temperaturi površja in zraka tik nad njim enaki, vendar navadno nista. Razliko med temperaturo v zemlji 20 cm pod površino in zraka 2 m nad njo, smo določili za obdobje 6 let (1970–1980) iz podatkov desetih meteoroloških postaj na nadmorskih višinah do največ 500 m. Obe temperaturi sta bili merjeni istočasno. Srednja letna temperatura površja je v tem primeru enaka:

$$T_o = T_{2m} + \Delta T \quad (10)$$



Sl. 2. Srednja letna temperatura zraka v odvisnosti od nadmorske višine

Fig. 2. Mean annual air temperature against elevation

Korekcijski člen ΔT znaša za ožji obalni pas 0°C , za preostalo Slovenijo $+1^{\circ}\text{C}$, edino v Suhi krajini na širšem območju Kočevja je $+2^{\circ}\text{C}$. Zaradi majhnega števila primernih lokacij so ozemlja z navedenimi vrednostmi ΔT določena približno.

Na diagramu sl. 2 je prikazna odvisnost temperature zraka od nadmorske višine med 0 in 2500 m. Podajata jo krivulji I in II. Prvi pripadajo vrednosti temperature vse Slovenije od vzhoda do črte Kanal-Ajdovščina-Ilirska Bistrica. Karakterizira jo negativni gradient temperature zraka $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Zahodno od te črte do morske obale je priobalno območje (krivulja II), kjer je gradient skoraj še enkrat večji (1°C na 100 m). To območje sega 30 do 40 km od obale v notranjost ter do nadmorske višine okoli 500 m. Na istih nadmorskih višinah se sipljejo srednje letne temperature v obeh delih diagrama za okoli $\pm 1^{\circ}\text{C}$. Razlike so navadno še večje, ker so odvisne tudi od vpliva vegetacije, reliefa in insolacije površja.

Na temperaturne meritve v vrtnah vplivajo tudi klimatske spremembe. Pri običajnih geotermičnih raziskavah upoštevamo le tiste, ki imajo periodo enako ali manjšo od enega leta. Globina z , v kateri je natančnost meritve enaka največji temperaturni spremembi v tej globini, je rešitev enačbe (2) za $H = 0$:

$$z = \ln \frac{T_{a0}}{T_{az}} \sqrt{\frac{t_0 \pi}{\pi}} \quad (11)$$

T_{az} = temperaturna amplituda v globini z

T_{ao} = temperaturna amplituda na površju

t_o = perioda temperaturne oscilacije na površju

Pri tem je postavljeno, da je sprememba temperature zraka ob površini harmo- nična funkcija časa s periodo t_o (Carlsaw & Jaeger, 1959).

Če je natančnost termometra $\pm 0,01^\circ\text{C}$, povprečna vrednost $\kappa = 10^{-6}\text{ m}^2/\text{s}$ in amplituda letnega temperaturnega vala $T_{ao} = 10^\circ\text{C}$, je globina pri razmerju $T_{ao}/T_{az} = 1000$, kjer površinske klimatske spremembe ne vplivajo več na meritve, enaka približno 22 m. Take so toplotne razmere na ozemlju Slovenije do nadmorske višine nekaj sto metrov.

Kakor je treba pri določanju pravih temperatur upoštevati vplive recentnih klimatskih sprememb, moramo pri natančnih geotermičnih študijah poznati tudi nihanja temperature v preteklosti. Tu gre za dolgoperiodne in navadno nizkoamplitudne oscilacije pred več deset tisoč do več sto tisoč leti, ki še lahko vplivajo na sedaj merjene temperature v nekoliko večjih globinah.

Za določitev paleotemperatur pretežno uporabljamo metodo določitve reflektance vitritina (Lopatín, 1971; Stegena, 1988). Po tej metodi je določal starost slovenskih premogov Hamrla (1987, 1988).

Toplotna prevodnost

Toplotno prevodnost kamenin merimo z nestacionarno metodo vroče žice, znano kot metoda QTM (Quick Thermal Conductivity Method). Z upoštevanjem osnovne ideje Japoncev Sumikame in Arakawe (1976) je bila ta metoda na predlog Geološkega zavoda Ljubljana teoretično obdelana tudi pri nas (Uran, 1982; Prelovšek et al., 1982; Prelovšek & Uran, 1984), na teh osnovah pa zgrajen merilnik toplotne prevodnosti na Odseku za fiziko Univerze v Ljubljani. Rezultate toplotnih prevodnosti, izmerjene z našim instrumentom, so primerjali na istih vzorcih s podobnim instrumentom na Univerzi Eötvös Loránd v Budimpešti in s standardno metodo komparacije (Divided Bar = DB) na Geofizikalnem oddelku Čehoslovaške Akademije znanosti v Pragi (Ravnik, 1988). Po teh kontrolnih meritvah in po literaturnih podatkih (Čermák et al., 1984; Sass et al., 1984; Galson et al., 1987) razlika med meritvami QTM in DB ne presega $\pm 10\%$. V našem laboratoriju občasno kontroliramo pravilnost merilnikov toplotne prevodnosti na standardnem vzorcu lakiranega marmorja in taljenega kremenca (fused quartz). Meritve na vzorcih kamenin izvajamo pri normalnem tlaku in temperaturi in, če je le mogoče, na intaktnih vzorcih. Natančnost meritev je okoli $\pm 5\%$.

Radiogena toplota

Pomemben vir Zemljine toplote je razpad radioaktivnih izotopov naravnega urana ^{235}U in ^{238}U , torija ^{232}Th in kalija ^{40}K . Pri tem procesu se masa spremeni v kinetično energijo delcev, ta pa skoraj v celoti v toploto. Njihovo koncentracijo v vzorcih iz vrtin določajo na Institutu J. Stefan z gama spektrometrom in Ge-Li detektorjem. Radiogena produkcija toplote H je izračunana po enačbi (Rybach, 1988):

$$H = \rho (9,52 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,48 c_K) 10^{-5} (\mu\text{W}/\text{m}^3) \quad (12)$$

c = koncentracija v ppm za U in Th in v % za K

q = gostota kamenin (kg/m^3)

Koncentracije so določene z natančnostjo \pm (5 do 10) %.

Poznavanje radiogene toplote je potrebno za razumevanje odnosov med geološkimi razmerami in toplotnim poljem v skorji.

Gostota toplotnega toka

Gostota toplotnega toka q je določena po prvi Fourierovi enačbi (3) za enodimenzionalni primer kot produkt toplotne prevodnosti K in temperaturnega gradienta G v globini, kjer je kamenina vzorčevana. To je intervalna GTT, ki je v primeru termično homogene in neprepustne sestave kamenin že tudi površinska GTT. Ta vrednost je značilna za zgornje plasti skorje na vsaki posamezni lokaciji. Določimo jo lahko računsko iz intervalnih vrednosti po metodi intervalov ali grafično po Bullardovi metodi (Haenel et al., 1988).

Vsaki vrednosti površinske GTT smo priredili s kodami izraženo stopnjo kvalitete, ki je odvisna od načina meritev, števila vzorcev, kvalitete temperaturnih meritev in toplotne prevodnosti, od globine odvzetih vzorcev in od sipanja intervalnih vrednosti GTT. Več o tem v poglavju Diskusija.

Geotermične karte Slovenije

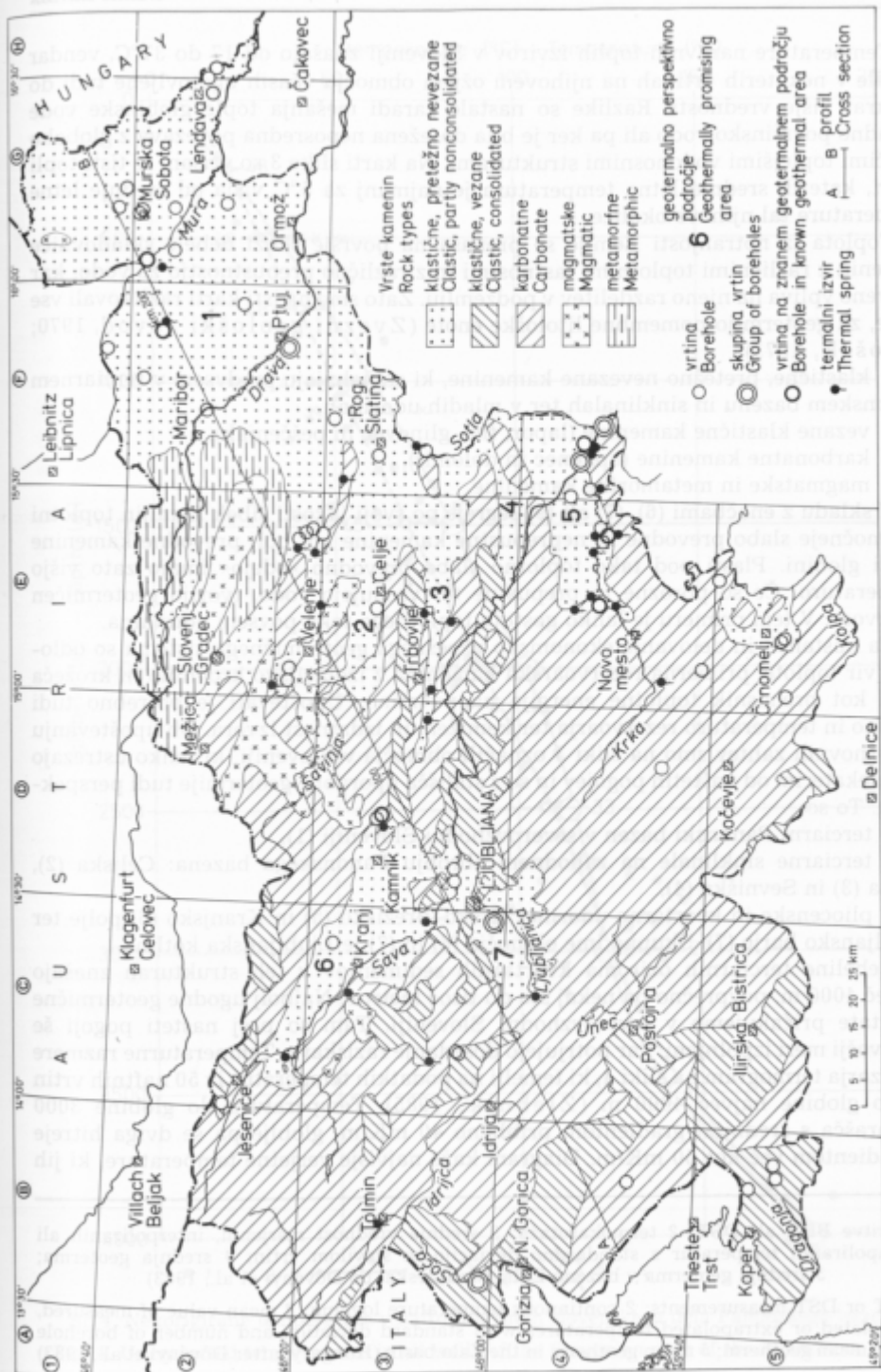
Površinski znaki geotermičnosti

Površje Zemlje ogreva toplota Sonca, zaradi Zemljine atmosfere pa še učinek rastlinjaka. Vroča Zemljina notranjost zviša temperaturo površja v povprečju komaj za $1/100^\circ\text{C}$, vendar se zaradi geoloških procesov v skorji lokalno lahko odraža tudi mnogo močnejše. Na ozemlju Slovenije so taki znaki le izviri tople vode, na nekaterih krajih na svetu pa bolj spektakularni vulkanizem in nanj vezani pojavi.

Precej površinskih termalnih izvirov se v Sloveniji nahaja na obrobju sedimentacijskih bazenov. Ta območja so se zaradi intenzivnih tektonskih premikov ob prelomih pogrezala. Posebno vertikalni prelomi lahko omogočajo globoko cirkulacijo podzemne vode: hladne v globino, tople, vroče ali vparjene pa proti površini. Zato topli izviri kažejo na globoko segajoče tektonske premike, ne moremo pa jih šteti kot vodila za ocenjevanje termalnosti celotnega območja. Temu namenu služijo bolje geotermične raziskave v vrtinah. Drugje so lahko izviri povezani z večjim rezervoarjem tople vode v globini, lahko pa so le del razpoklinkega geotermičnega sistema brez nekega večjega centralnega rezervoarja.

1 Terciar severovzhodne Slovenije, Panonski bazen. Terciarni sinklinale: 2 Celjska sinklinala; 3 Laška sinklinala; 4 Sevniška sinklinala. Plio-kvartarne udorine: 5 Krško-Brežiško polje; 6 Kranjsko polje; 7 Ljubljansko barje

ITertiary of northeast Slovenia, Pannonian basin. Tertiary synclines: 2 Celje syncline; 3 Laško syncline; 4 Sevnica syncline. Plio-Quaternary depressions: 5 Krško-Brežice field, 6 Kranj field, 7 Ljubljana moor



Sl. 3. Litoška sestava, geotermalno preiskavane vrtnine in geotermalno perspektivna območja
Fig. 3. Lithology, geothermally investigated boreholes, and geothermally promising areas

Temperature naravnih toplih izvirov v Sloveniji znašajo od 17 do 37°C, vendar so bile v nekaterih vrtnah na njihovem ožjem območju včasih ugotovljene tudi do dvakrat višje vrednosti. Razlike so nastale zaradi mešanja tople globinske vode s hladno površinsko vodo ali pa ker je bila dosežena neposredna povezava z globoko ležečimi toplejšimi vodonosnimi strukturami. Na karti slike 3 so vrisani le tisti topli izviri, katerih srednja letna temperatura je najmanj za 5°C višja od srednje letne temperature tal njihove okolice.

Toplota iz notranjosti Zemlje se prenaša na površje skozi debele skladovnice kamenin z različnimi toplotnimi lastnostmi in z različno prepustnostjo za vodo, kar bistveno vpliva na njeno razdelitev v podzemlju. Zato smo na isti karti razlikovali vse večje, za geotermijo pomembne litološke enote (Zvezni geološki zavod, 1970; Sikošek, 1971):

- klastične, pretežno nevezane kamenine, ki se nahajajo predvsem v terciarnem Panonskem bazenu in sinklinalah ter v mladih udorinah,
- vezane klastične kamenine (lapor, fliš, glinovec in peščenjak),
- karbonatne kamenine (apnenec in dolomit),
- magmatske in metamorfne kamenine.

V skladu z enačbami (6), (7) ali (9) segreje po svoji jakosti šibek Zemljin toplotni tok močnejše slabo prevodne in neprepustne kamenine kot bolj prevodne kamenine v isti globini. Plasti pod tako toplotno slabo prevodno »odejo« imajo zato višjo temperaturo. Če so porozne in prepustne ter vsebujejo vodo, tvorijo geotermičen rezervoar. V tem primeru je lahko gostota toplotnega toka povsem normalna.

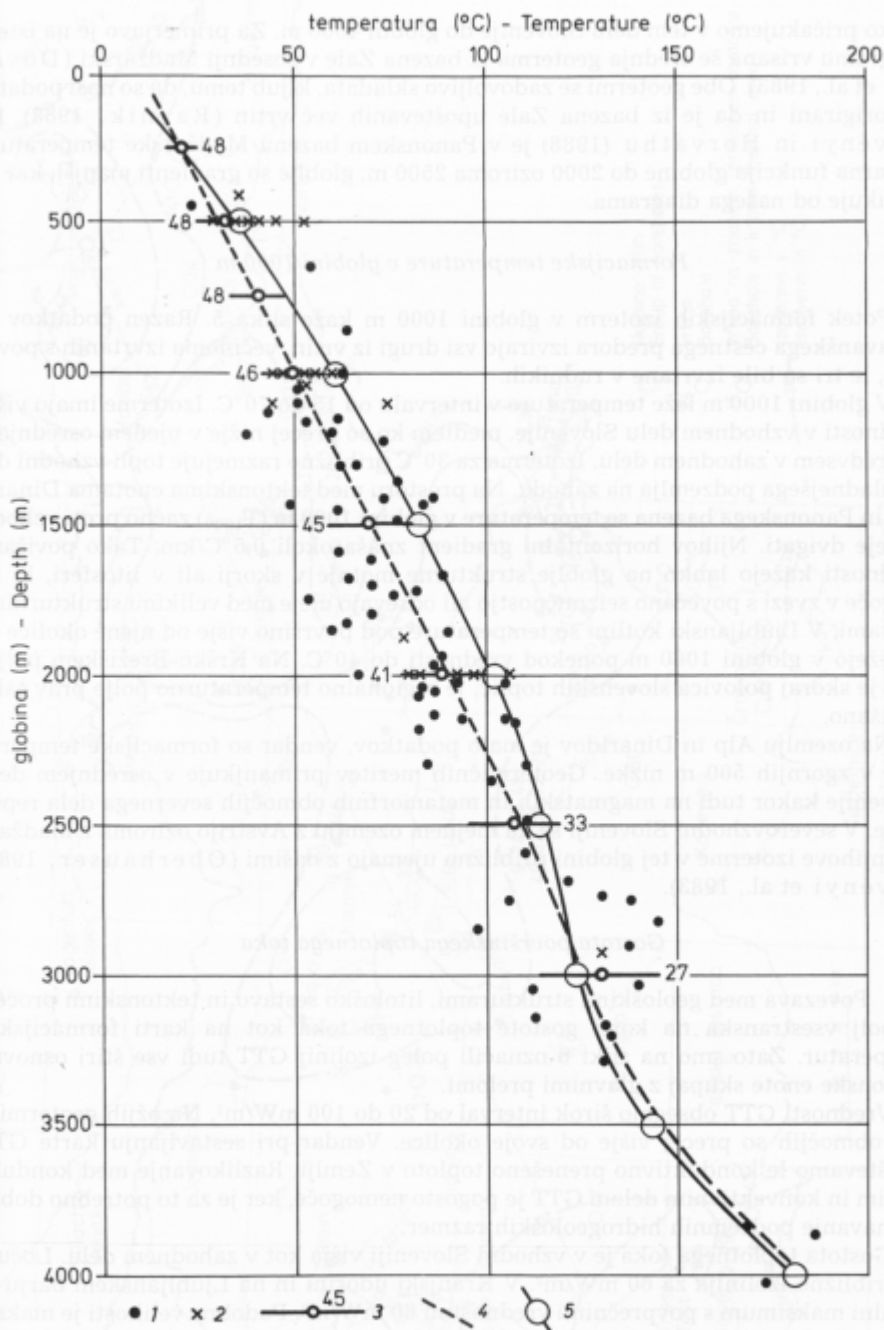
Za nastanek in delovanje ekonomsko uspešnega geotermičnega sistema so odločilni vir toplote, primerna rezervoarska kamenina z izolacijsko krovino in krožeča voda kot prenosnik toplotne energije na površino. Upoštevati je potrebno tudi globino in temperaturo rezervoarja ter kemizem in izdatnost izvora. Ob upoštevanju teh osnovnih zahtev smo na sliki 3 označili območja v Sloveniji, ki lahko ustrezajo vsaj nekaterim od naštetih pogojev in so s stališča uporabne geotermije tudi perspektivna. To so:

- terciarni Panonski bazen v severovzhodni Sloveniji (1),
- terciarne sinklinale na zahodnem obrobju Panonskega bazena: Celjska (2), Laška (3) in Sevniška (4),
- pliocenske in kvartarne udorine: Krško-Brežiško (5) in Kranjsko (6) polje ter Ljubljansko barje (7). Skupno ime območja (6) in (7) je Ljubljanska kotlina.

Debeline terciarnih oziroma kvartarnih sedimentov v teh strukturah znašajo največ 4000 m, povprečno pa nekaj sto do tisoč metrov. Najbolj ugodne geotermične rezultate pričakujemo v severovzhodni Sloveniji. Tam so prej naštetih pogoji še v največji meri izpolnjeni, kar potrjujejo dosedanje raziskave. Temperaturne razmere ponazarja termogram na sliki 4, ki temelji na podatkih temperatur iz 50 naftnih vrtn in do globine največ 4000 m (Žlebnik, 1985). Temperatura do globine 3000 m narašča s srednjim gradientom približno 40 mK/m, globlje pa se dviga hitreje z gradientom več kot 50 mK/m. Diagram kaže najvišje verjetne temperature, ki jih

1 meritve BHT ali DST; 2 termokarotaža; 3 srednja vrednost merjenih, interpoliranih ali ekstrapoliranih temperatur s standardno deviacijo in številom vrtn; 4 srednja geoterma; 5 srednja geoterma v bazenu Zala (Madžarska, po Dóvényi et al., 1983)

1 BHT or DST measurements; 2 continuous temperature logging; 3 mean value of measured, interpolated or extrapolated temperatures with standard deviation and number of borehole sites; 4 mean geotherm; 5 mean geotherm in the Zala basin (Hungary, after Dóvényi et al., 1983)



Sl. 4. Nekorrigirane temperature v naftnih vrtnah slovenskega dela Panonskega bazena
 Fig. 4. Uncorrected temperatures in oil wells of the Slovenian part of the Pannonian basin

lahko pričakujemo v tem delu Slovenije do globin 4000 m. Za primerjavo je na istem diagramu vrisana še srednja geoterma iz bazena Zale v sosednji Madžarski (Dövényi et al., 1983). Obe geoterme se zadovoljivo skladata, kljub temu, da so naši podatki nekorrigirani in da je iz bazena Zale upoštevanih več vrtin (Ravnik, 1988). Po Dövényi in Horváthu (1988) je v Panonskem bazenu Madžarske temperatura linearna funkcija globine do 2000 oziroma 2500 m, globlje so gradienti manjši, kar se razlikuje od našega diagrama.

Formacijske temperature v globini 1000 m

Potek formacijskih izoterm v globini 1000 m kaže slika 5. Razen podatkov iz karavanškega cestnega predora izvirajo vsi drugi iz vrtin, večinoma izvrtanih s površine, le tri so bile izvrtane v rudnikih.

V globini 1000 m leže temperature v intervalu od 15 do 70°C. Izoterme imajo višje vrednosti v vzhodnem delu Slovenije, medtem ko so precej nižje v njenem osrednjem in predvsem v zahodnem delu. Izoterma za 30°C približno razmejuje topli vzhodni del od hladnejšega podzemlja na zahodu. Na prostoru med tektonskima enotama Dinaridov in Panonskega bazena se temperature v globini 1000 m (T_{1000}) začno proti vzhodu hitreje dvigati. Njihov horizontalni gradient znaša okoli 0,5°C/km. Tako povišane vrednosti kažejo lahko na globlje strukturne motnje v skorji ali v litosferi, ki so mogoče v zvezi s povečano seizmičnostjo ali odsevajo meje med velikimi strukturnimi enotami. V Ljubljanski kotlini so temperature pod površino višje od njene okolice in dosežejo v globini 1000 m ponekod vrednosti do 40°C. Na Krško-Brežiškem polju, kjer je skoraj polovica slovenskih toplic, je regionalno temperaturno polje prav tako povišano.

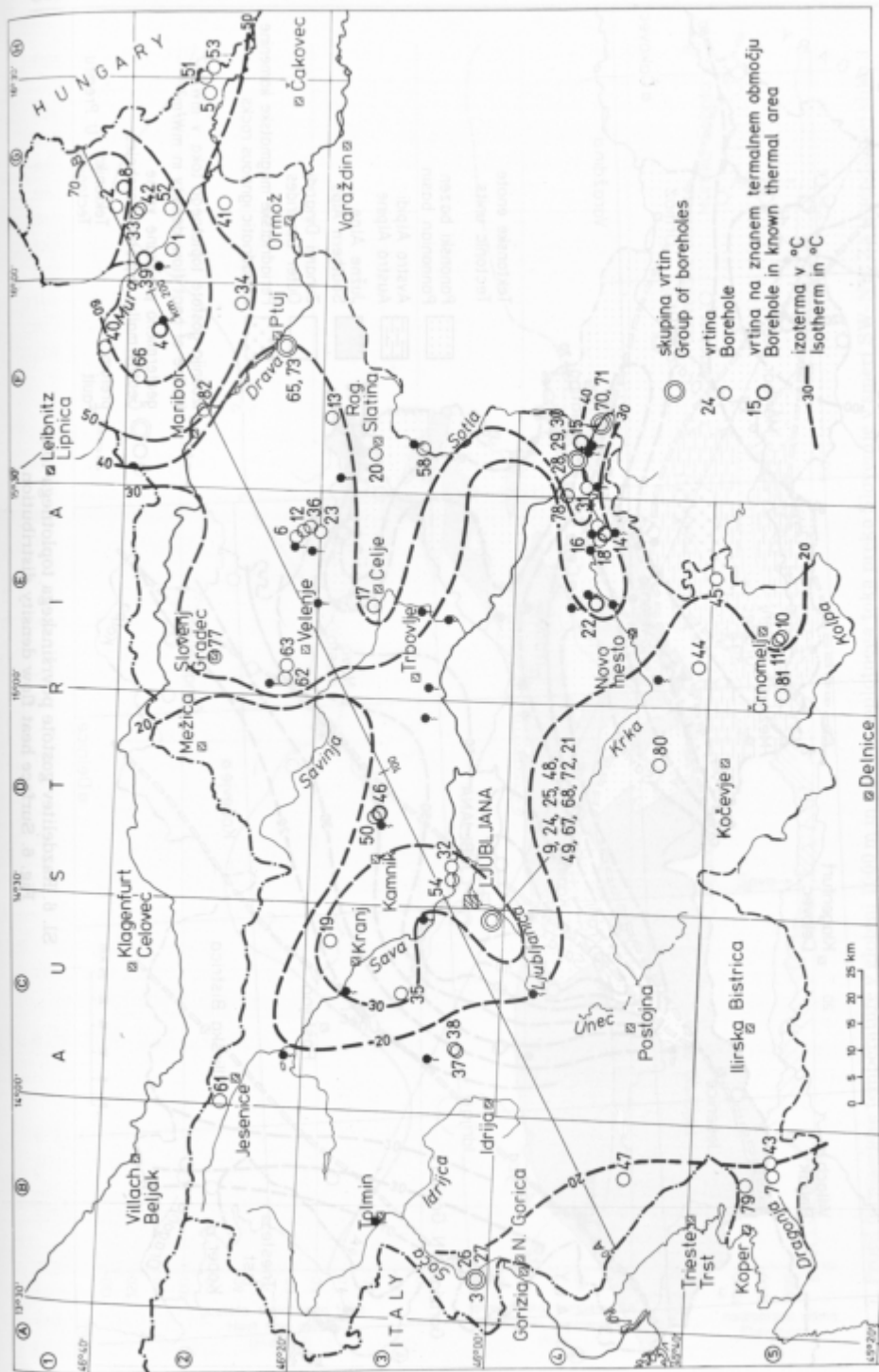
Na ozemlju Alp in Dinaridov je malo podatkov, vendar so formacijske temperature v zgornjih 500 m nizke. Geotermičnih meritev primanjkuje v osrednjem delu Slovenije kakor tudi na magmatskih in metamorfnih območjih severnega dela republike. V severovzhodni Sloveniji se na mejnem ozemlju z Avstrijo oziroma z Madžarsko njihove izoterme v tej globini približno ujemajo z našimi (Oberhauser, 1980; Dövényi et al., 1983).

Gostota površinskega toplotnega toka

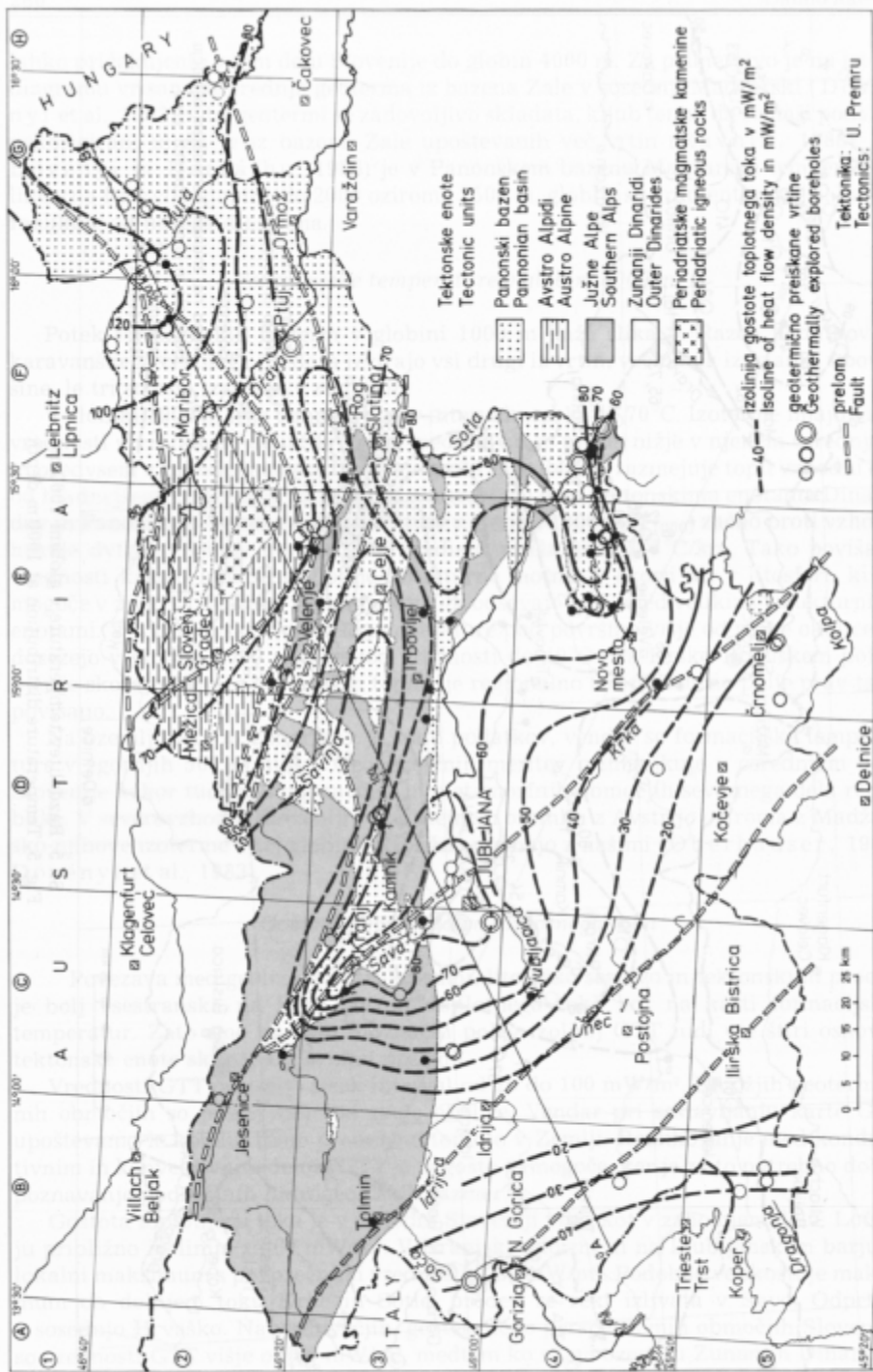
Povezava med geološkimi strukturami, litološko sestavo in tektonskimi procesi je bolj vsestranska na karti gostote toplotnega toka kot na karti formacijskih temperatur. Zato smo na sliki 6 označili poleg izolinijskih GTT tudi vse štiri osnovne tektonske enote skupaj z glavnimi prelomi.

Vrednosti GTT obsegajo širok interval od 20 do 100 mW/m². Na ožjih geotermičnih območjih so precej višje od svoje okolice. Vendar pri sestavljanju karte GTT upoštevamo le konduktivno prenešeno toploto v Zemlji. Razlikovanje med konduktivnim in konvektivnim delom GTT je pogosto nemogoče, ker je za to potrebno dobro poznavanje podzemnih hidrogeoloških razmer.

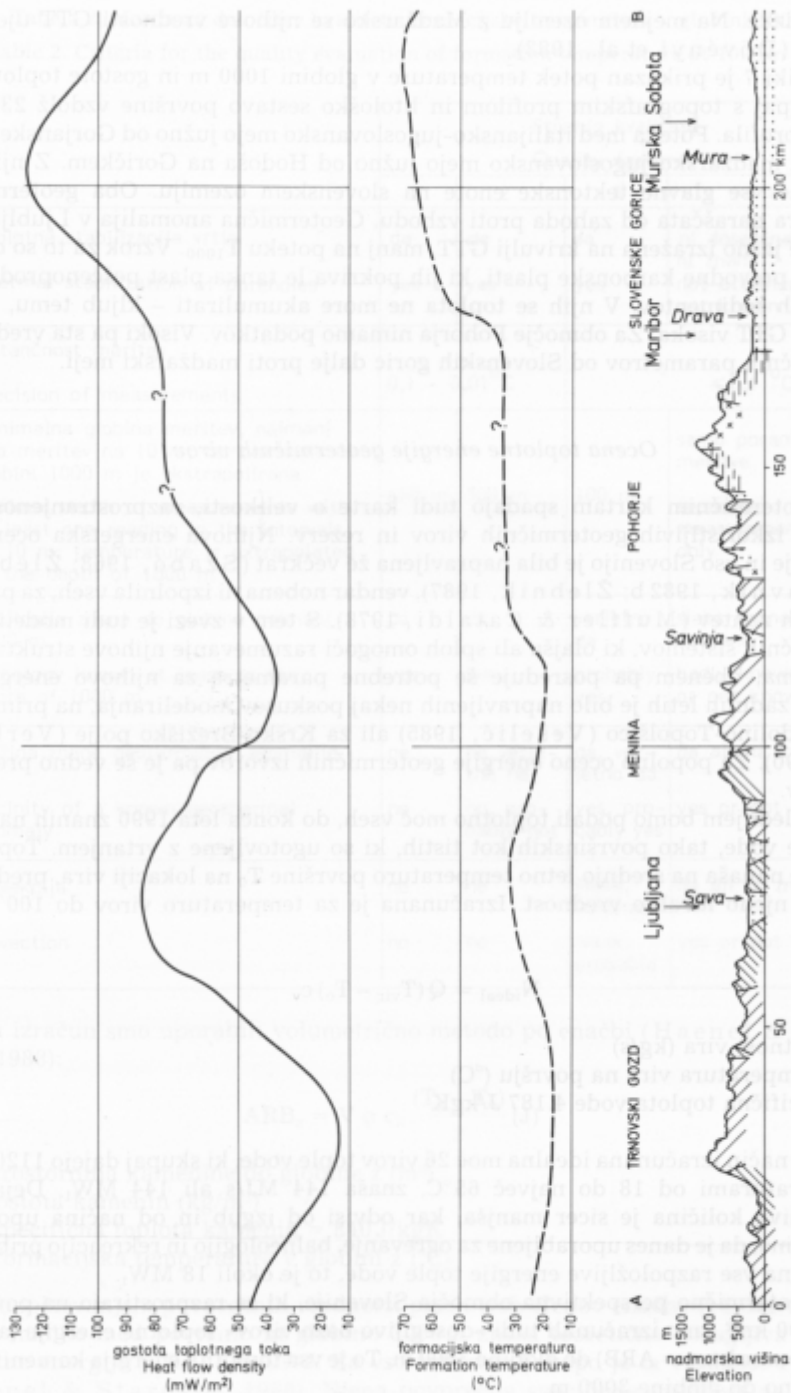
Gostota toplotnega toka je v vzhodni Sloveniji višja kot v zahodnem delu. Ločuje ju približno izolinja za 60 mW/m². V Kranjski udorini in na Ljubljanskem barju je lokalni maksimum s povprečnimi vrednostmi 80 mW/m². Podobne velikosti je maksimum ob dolnjem toku Krke in Sotle, preden se reki izlivata v Savo. Odprt je v sosednjo Hrvaško. Na vseh večjih, geotermično perspektivnih območjih Slovenije, so vrednosti GTT višje od 60 mW/m², medtem ko so na ozemlju Zunanjih Dinaridov



Sl. 5. Razdelitev temperature v globini 1000 m
 Fig. 5. Temperature distribution at 1000 m depth



Sl. 6. Razdelitev gostote površinskega toplotnega toka
Fig. 6. Surface heat flow density distribution



SL 7. Profil formacijske temperature v globini 1000 m in gostote toplotnega toka preko Slovenije v smeri SW-NE. Za legendo glej sliko 3
 Fig. 7. Profile of formation temperature at 1000 m depth and heat flow density in SW-NE direction across Slovenia. For explanation see Figure 3

in Alp nizke. Na mejnem ozemlju z Madžarsko se njihove vrednosti GTT ujemajo z našimi (Dövényi et al., 1983).

Na sliki 7 je prikazan potek temperature v globini 1000 m in gostote toplotnega toka skupaj s topografskim profilom in litološko sestavo površine vzdolž 230 km dolgega profila. Poteka med italijansko-jugoslovansko mejo južno od Gorjanskega na Krasu in madžarsko-jugoslovansko mejo južno od Hodoša na Goričkem. Z njim so presekanke vse glavne tektonske enote na slovenskem ozemlju. Oba geotermična parametra naraščata od zahoda proti vzhodu. Geotermična anomalija v Ljubljanski kotlini je jasno izražena na krivulji GTT, manj na poteku T_{1000} . Vzrok za to so dobro toplotno prevodne karbonske plasti, ki jih pokriva le tanka plast peščenoprodnatih aluvialnih sedimentov. V njih se toplota ne more akumulirati – kljub temu, da je vrednost GTT visoka. Za območje Pohorja nimamo podatkov. Visoki pa sta vrednosti geotermičnih parametrov od Slovenskih goric dalje proti madžarski meji.

Ocena toplotne energije geotermičnih virov

H geotermičnim kartam spadajo tudi karte o velikosti, razprostranjenosti in kvaliteti izkoristljivih geotermičnih virov in rezerv. Njihova energetska ocena za Prekmurje in vso Slovenijo je bila napravljena že večkrat (Szabó, 1968; Žlebnik, 1975; Ravnik, 1982 b; Žlebnik, 1987), vendar nobena ni izpolnila vseh, za prakso potrebnih zahtev (Muffler & Cataldi, 1978). S tem v zvezi je tudi modeliranje geotermičnih sistemov, ki olajša ali sploh omogoči razumevanje njihove strukture in mehanizma, obenem pa posreduje še potrebne parametre za njihovo energetska oceno. V zadnjih letih je bilo napravljenih nekaj poskusov modeliranja, na primer za Šaleško dolino-Topolšico (Veselič, 1985) ali za Krško-Brežiško polje (Verbovšek, 1990). Za popolno oceno energije geotermičnih virov pa je še vedno premalo podatkov.

V naslednjem bomo podali toplotno moč vseh, do konca leta 1990 znanih nahajališč tople vode, tako površinskih kot tistih, ki so ugotovljene z vrtanjem. Toplotna moč N se nanaša na srednjo letno temperaturo površine T_0 na lokaciji vira, predstavlja torej njeno idealno vrednost. Izračunana je za temperaturo virov do 100°C po enačbi:

$$N_{\text{ideal}} = Q(T_{\text{vir}} - T_0) c_v \quad (13)$$

Q = izdatnost vira (kg/s)

T_{vir} = temperatura vira na površju ($^\circ\text{C}$)

c_v = specifična toplota vode 4.187 J/kgK

Na ta način izračunana idealna moč 26 virov tople vode, ki skupaj dajejo 1120 kg/s s temperaturami od 18 do največ 65°C , znaša 144 MJ/s ali 144 MW_t . Dejansko izkoristljiva količina je sicer manjša, kar odvisi od izgub in od načina uporabe. Ocenjujemo, da je danes uporabljene za ogrevanje, balneologijo in rekreacijo približno ena osmina vse razpoložljive energije tople vode, to je okoli 18 MW_t .

Za geotermično perspektivna območja Slovenije, ki se razprostirajo na površini okoli 3200 km^2 , smo izračunali tudi »dosegljivo bazo virov«¹ toplotne energije (accessible resource base = ARB) do globine 3000 m . To je vsa toplotna energija kamenin pod to površino do globine 3000 m .

Tabela 2. Merila za določitev kvalitete formacijske temperature v globini 1000 m
 Table 2. Criteria for the quality evaluation of formation temperature at 1000 m depth

	Stopnja kvalitete Quality factors			
	1	2	3	4
Toplotna stabilizacija vrtin Thermal stabilization of boreholes	da yes	da yes	da yes	ni dosežena ali ni znana not attained or not known
Natančnost meritev Precision of measurements	0,1 - 0,01 °C			≤ 0,1 °C
Minimalna globina meritev, najmanj ena meritev na 10 m; temperatura na globini 1000 m je ekstrapolirana Minimal depth of measurements with at least one reading in the intervals of 10 m; temperature is extrapolated to the depth of 1000 m	650 m	300 m	100 m	samo posamezne meritve separate measurements only
Litologija znana do globine najmanj 1000 m Lithology known at least to the depth of 1000 m	da yes	da yes	verjetno da probably yes	slabo znana ali neznana badly known or not known
Bližina znane geotermične anomalije Vicinity of a known geothermal anomaly	ne no	ne, verjetno ne no, probably not	da, verjetno da yes, probably yes	da ali ni znana yes or not known
Advekcija Advection	ne no	ne no	šibka, verjetna weak, probable	da ali ni znana yes or not known

Za izračun smo uporabili volumetrično metodo po enačbi (Haenel & Staroste, 1988):

$$ARB_z = V \rho c_k \frac{(T_z - T_o)}{2} \quad (14)$$

V = prostornina kamenine do globine z (m³)

ρ = gostota kamenin (kg/m³)

c_k = specifična toplota kamenin = 840 J/kgK

T_z = formacijska temperatura v globini z (°C)

Z upoštevanjem povprečnih vrednosti prvih treh členov enačbe (14) ter temperaturne razlike med površino in globino 3000 m znaša teoretično dosegljiva količina toplotne energije (ARB) 8,5 · 10²⁰ J. Za vso zahodno Evropo je ta vrednost 1,58 · 10²⁴ J (Haenel & Staroste, 1988). Njena povprečna specifična vrednost na površini

Tabela 3. Merila za določitev kvalitete gostote toplotnega toka
 Table 3. Criteria for the quality evaluation of heat flow density

	Stopnja kvalitete Quality factors			
	1	2	3	4
Kvaliteta temperaturnih meritev (glej tab. 2) Quality of temperature measurements (See Tab. 2)	1,2		1, 2, 3	4
Kvaliteta meritve toplotne prevodnosti K, določena s koeficientom variacije $V = s_K \sqrt{K}$ Quality of thermal conductivity measurements K determined with the coefficient of variation $V = s_K \sqrt{K}$	$\leq 10 \%$	10-20 %	$\geq 20 \%$	
Število vzorcev iz vrtine z znanimi K Number of borehole samples with known K	≥ 3	1-3	vrednosti prizvete, vzorci s površine ali vzorcev ni values assumed, surface samples or samples not available	
Reprezentativnost K glede na lito- loško sestavo vrtine Representability of K regarding the lithologic composition of the borehole	popolna complete	dobra, verjetno dobra good, probably good	zadostna ali ni dobra satisfactory or not good	ni dobra ali ni znana not good or not known

$$s_K = \sqrt{\frac{\sum K_i^2 - n\bar{K}^2}{n-1}}$$

$$\bar{K} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K_i$$

213.200 km² perspektivnih območij v 11 državah brez Italije znaša okoli $3 \cdot 10^{17}$ J/km², v Sloveniji pa $2,7 \cdot 10^{17}$ J/km².

Za določitev ekonomsko izkoristljivih rezerv geotermične energije so potrebni poleg dimenzij, globine vodonosnikov in toplotnih parametrov še hidravlični, pogosto tudi hidrokemični podatki. Vse te pa še zbiramo.

Diskusija

Ozemlje Slovenije leži na stičišču štirih velikih regionalnih strukturnih enot: Zunanjih Dinaridov, Južnih Alp, Avstro-Alpidov (Vzhodnih Alp) in Panonskega bazena. Njihov nastanek je posledica tektonskega dogajanja na konvergentnem stiku afriške in evrazijske litosferske plošče. Raznolikost vseh teh struktur se na 20.250 km² veliki površini Slovenije kaže v njeni komplicirani geološki zgradbi. Bolj ali manj izrazito je tudi vidna skoraj na vseh geofizikalnih poljih, ki jih uporabljamo v prospekcijski. Termično polje sedaj prvič za to ozemlje prikazuje karta formacijskih

temperatur v globini 1000 m in karta velikosti toplotne energije, ki jo Zemlja na površinskem delu svoje skorje oddaja v vsemerirje. Za vso Slovenijo znaša okoli 1200 MW_t.

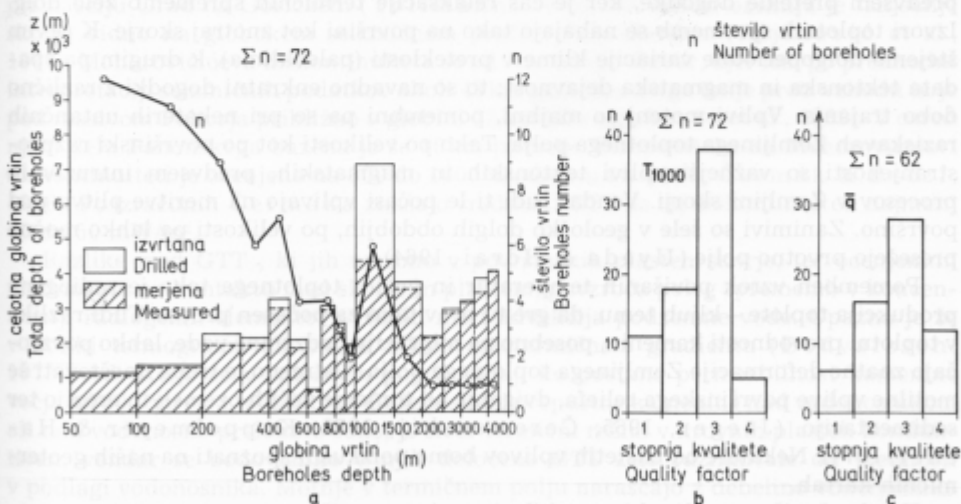
Vsi merski podatki pa morajo biti primerljivi s podobnimi raziskavami v njihovi širši okolici. Zato je treba določiti kvaliteto meritev in jih ustrezno klasificirati.

Kvaliteta geotermičnih meritev

Zemljino toplotno polje je dinamično. Zato moramo poznati njegove značilnosti v vseh treh dolžinskih in še v časovni razsežnosti. Podatki v datoteki geotermičnih količin ter način njihove sinteze v dvodimenzionalnih predstavitev zahtevajo pojasnila glede kvalitete, reprezentativnosti in gostote geotermično obdelanih lokacij.

Glede na metodologijo merjenja in uporabljene instrumente so podatki različne kakovosti. V tabeli 2 in 3 so podana merila za določitev temperaturne kvalitete v globini 1000 m in gostote toplotnega toka. V Dodatku je spisek geotermično obdelanih lokacij z obema vrednostima geotermičnih količin, katerima smo po navedenih merilih dodali kodirano oceno njihove kvalitete. Podobna merila uporabljajo v geotermiji tudi drugi raziskovalci (Čermák & Rybach, 1979; Jessop, 1983; Dövényi et al., 1983; Dövényi & Horváth, 1988).

Pregled geotermičnih parametrov je podan na sliki 8 s histogrami preiskanih vrtin glede na njihove globine ter kvaliteto T_{1000} in GTT. Iz sl. 8a je razvidno, da v skoraj polovici vseh vrtin količini T_{1000} in GTT nista bili izmerjeni globlje od 400 m in le 18 % obdelanih vrtin je preseglo globino 1000 m. Z istega diagrama se tudi vidi, da izvirajo podatki meritev do globin, ki so povprečno 10 % manjše od celotne dolžine izvrtanih vrtin. Po Jessopu (1983) naj bi bila vrtina za zanesljivo določitev T in GTT globoka



Sl. 8. Histogrami geotermično preiskanih vrtin glede na njihovo globino (a), kvaliteto temperature v globini 1000 m (b) in kvaliteto gostote toplotnega toka (c). Za stopnjo kvalitete glej tabelo 2 in 3

Fig. 8. Histograms of geothermally examined boreholes with respect to their depth (a), temperature quality (b) and quality of heat flow density (c). For quality factors see Table 2 and 3

najmanj 300 m, da se izognemo večjim motnjam. Vendar lahko ob ugodnih litoloških in hidrogeoloških razmerah ter z upoštevanjem korekcij dobimo uporabne rezultate tudi iz plitvejših vrtin, globokih celo samo 50 m (Haenel, 1983). Za naše geotermične karte so bile uporabljene vrtine, globoke vsaj 100 m, redko manj. Del naftnih vrtin, ki so v glavnem vse globlje od 1000 m, geotermično še ni obdelan.

Histograma na slikah 8 b in 8 c kažeta razdelitev rezultatov T_{1000} in GTT za vrtine po kvalitetah, razloženih v tabelah 2 in 3. Za oba diagrama je značilno, da je najbolj zastopana tretja stopnja kvalitete. Glavni vzrok za to so majhne globine vrtin in zato dvomljiva temperaturna ekstrapolacija v globino 1000 m. Iz istega razloga je bilo tudi določitev GTT manj, kot je bilo vrtin.

Vzroki razlik v geotermičnem polju Slovenije

Na geotermičnih kartah Slovenije so na ozemlju vzhodno od meridiana 15°E značilne povišane gostote toplotnega toka in temperature v globini 1000 m, medtem ko sta obe vrednosti zahodno odtod precej nižji. V zahodnem delu pa leži še manjša toplotno pozitivna kvartarna udorina Ljubljanske kotline. Razdelitev toplotnega polja na tako velikih površinah ima svoj vzrok v geološki in tektonski pripadnosti k različnim enotama Karpatsko-Panonskega sistema bazenov in Dinaridov. Več tisoč kvadratnih kilometrov velike toplotne anomalije, katerih linearne razsežnosti so velikostnega reda debeline litosfere v tem delu Evrope (50 do 70 km), kažejo, da leži vzrok velikih razlik globoko v skorji ali v zgornjem plašču (Chapman et al., 1979; Royden et al., 1983a; Čermák, 1984; Chapman & Rybach, 1985; Čermák & Bodri, 1986; Meissner & Stegena, 1988).

Geotermična polja, ki jih merimo v površinskih plasteh Zemljine skorje, odsevajo predvsem pretekle dogodke, ker je čas relaksacije termičnih sprememb zelo dolg. Izvori toplotnih sprememb se nahajajo tako na površini kot znotraj skorje. K prvim štejemo dolgoperiodne variacije klime v preteklosti (paleoklima), k drugim pa spadata tektonska in magmatska dejavnost; to so navadno enkratni dogodki z različno dobo trajanja. Vplivi motenj so majhni, pomembni pa so pri nekaterih natančnih raziskavah Zemljinega toplotnega polja. Tako po velikosti kot po površinski razprostranjenosti so važnejši vplivi tektonskih in magmatskih, predvsem intruzivnih procesov v Zemljini skorji. Vendar tudi ti le počasi vplivajo na meritve plitvo pod površino. Zanimivi so šele v geološko dolgih obdobjih, po velikosti pa lahko močno presežejo prvotno polje (Uyeda & Hôrai, 1964).

Pomemben vzrok povišanih temperatur in gostot toplotnega toka je radiogena produkcija toplote – kljub temu, da gre tu prav tako za počasen proces. Tudi razlike v toplotni prevodnosti kamenin, posebno pa migracija podzemne vode, lahko povzročajo znatne deformacije Zemljinega toplotnega polja. Ustrezno je treba upoštevati še motilne vplive površinskega reliefa, dviganje ali tonjenje večjih ozemelj in erozijo ter sedimentacijo. (Jaeger, 1965; Čeremenskij, 1972; Kappelmeyer & Haenel, 1974). Nekateri od naštetih vplivov bomo poizkusili spoznati na naših geotermičnih kartah.

Najobsežnejše ozemlje, kjer so bile izmerjene povišane temperature in gostote toplotnega toka, leži v vzhodnem delu Slovenije, ki pripada obrobju Panonskega bazena. Za boljše razumevanje geotermičnih razmer slovenskega dela njegovega obrobja moramo poznati precej širšo okolico.

Panonski bazen je značilen predstavnik bazenov Karpatsko-Panonskega sistema.

To je območje, ki tvori v alpsko-mediteranski regiji med Gibraltarjem in Turčijo le del mogočnega alpidskega orogena. Nastajanje in razvoj tega orogena traja od jure dalje in sega še v sedanost. Po subdukciji in koliziji kontinentalnih plošč Evrope in Afrike se je istočasno za aktivnimi vulkanskimi loki razvilo obsežno območje ekstenzije in grezanja. Nastanek takih območij je vezan na strukture med procesi tektonike plošč, ki jih označujemo kot robne bazene (back-arc basins). Zanje je značilna stanjšana skorja in pod njihovim dnom pasivno dvignjena vroča astenosfera. Posledica tega pa so regionalno povišane temperature in gostota toplotnega toka. V mediteranski regiji je nastalo več robnih bazenov in Karpatsko-Panonski sistem bazenov je le eden od najbolj preiskanih (Burchfiel, 1980; Bodri, 1981; Royden, 1988; Royden et al., 1983a, 1983b; Horváth et al., 1979, 1981; Horváth, 1988).

Strukture, ki se nahajajo med Dinaridi in Karpati ter Vzhodnimi Alpami, so od triade do danes nastajale diahrono kot posledica konvergence in kolizije med različnimi fragmenti kontinentalne skorje, ležečimi med evropsko in afriško litosfersko ploščo. Sam Panonski bazen obsega več manjših globokih bazenov, ki so nastali v neogenu s hitrim tonjenjem pri subdukciji evropske plošče proti jugu in zahodu. V bližini slovenskega dela Panonskega bazena so še bazeni Gradca, Zale, Save in Drave. V njih so se odložili tudi do 7 km debeli skladi neogenskih in kvartarnih sedimentov.

V oligocenu in zgornjem miocenu je v zahodnem delu Karpatsko-Panonskega sistema bazenov prišlo do kalcijevo-alkalnega vulkanizma, ki je prav tako značilnost robnih bazenov. Na slovenskem ozemlju je bil vulkanizem razširjen južno od periadriatskega lineamenta z andezitnimi tufi Smrekovca in severneje, na zahodnem Pohorju, z dacitom. Ta vulkanizem je bil posledica subdukcije na območju Alp in vzhodno od njih. Po daljši fazi mirovanja je v štajerskem bazenu v Avstriji prišlo v zgornjem pliocenu do bazalnega vulkanizma. Najbližje našemu ozemlju so ti pojavi pri Gleichbergu in Klöchu. Sledovi bazaltnih tufitov so vidni pri nas le še pri naselju Grad na Goričkem (Tollmann, 1985). Na našem ozemlju je tanjšanje skorje vidno na globokem seizmičnem profilu Pulj-Maribor (Aljinović et al., 1987). Mohorovičičeva diskontinuiteta se od črte Idrija-Čabar, kjer leži po predhodni interpretaciji seizmičnih podatkov okoli 43 km globoko, dviga dalje proti vzhodu in je pod masivom Pohorja približno v globini 32 km (Dragašević et al., 1989). V osrednjem delu Panonskega bazena je še 10 km plitveje. Temperatura na Mohorovičičevi diskontinuiteti je ocenjena na 800 do 1000 °C (Čermák 1984; Čermák & Bodri, 1986). Po izračunih Čermáka znašajo vrednosti GTT na tej diskontinuiteti najmanj 40 do 50 mW/m².

Razlike med GTT, ki jih merimo v površinskih plasteh skorje, ter ocenjenimi vrednostmi na kontaktu med skorjo in plaščem, povzročata poleg sprememb v koncentraciji radiogenih elementov v veliki meri advekcija podzemne vode. Opazna je že v obliki termograma ali pa po ničtem geotermičnem gradientu (Bodvarsson, 1973). Advekcija se v splošnem pojavi tedaj, ko postane permeabilnost kamenine večja od 10⁻¹⁵m² (= 1 mDarcy). Če leže slabo prepustne kamenine nad vodonosnikom ali nad vodonosno prelomno cono, je sicer termični režim v krovnih plasteh konduktiven, vendar se bodo lahko v njih določene GTT zelo razlikovale od vrednosti v podlagi vodonosnika. Motnje v termičnem polju naraščajo z debelino vodonosnika in s povečevanjem globine do njega (Smith & Chapman, 1983, 1985). Taki primeri so možni tudi pri nas. V splošnem so geotermične raziskave sedimentacijskih bazenov podvržene številnim vplivom in zahtevajo čimboljše poznavanje hidrogeoloških razmer (Čermák & Jetel, 1985). Prav to potrjujejo rezultati raziskav v Panonskem bazenu na Madžarskem (Alföldi et al., 1985). Geotermično perspektivni

del Slovenije je kot njegov obrobni del verjetno še bolj kompliciran. Ugotovili so (Royden et al., 1983b), da so v nekaterih njegovih delih zaradi hitrega odlaganja hladnih sedimentov velikih debelin temperature in GTT za 10 do 30 % nižje kot bi bile, če sedimentacija ne bi bila tako hitra. V slovenskem delu Panonskega bazena so znani do 4 km debeli skladi sedimentov neogenske in kvartarne starosti, kjer lahko prav tako pride do enakega učinka. Kljub temu so merjene vrednosti tako v vzhodni Sloveniji kot skoraj povsod na Madžarskem višje od 60 mW/m². V delih Panonskega bazena, kjer se pojavljajo kraška območja, ali v predelih s prepustnimi klastičnimi sedimenti, pride ponekod do pozitivnih ali tudi negativnih toplotnih anomalij, ki jih povzročata vertikalna migracija podzemne vode. Povišanje gostote toplotnega toka je bilo ugotovljeno do največ okoli 50 mW/m², znižanje pa celo do 100 mW/m² (Alföldi et al., 1985). V zakraseli podlagi madžarskega sredogorja je možna cirkulacija podzemne vode do globine 4 km. Pri tem je delež konvekcije približno 100 % (Royden et al., 1983b).

Hidrotermalno povzročene anomalije pa so v splošnem zanemarljive (<5 %), če meritve izvedemo v globinah prek 1000 m.

V sedimentacijskih bazenih je pogost primer »učinka odeje« (blanketing effect), ki povzroči povišanje temperature zaradi toplotno slabo prevodne krovline (K_k) nad bolj prevodno podlago (K_p). Povišanje ΔT na kontaktu obeh kamenin v globini z je enako (Rybach, 1981):

$$\Delta T = zq \frac{K_p - K_k}{K_p K_k} \quad (15)$$

Geotermični gradient v krovlini se poveča za vrednost:

$$\Delta G = q \frac{K_p - K_k}{K_p K_k} \quad (16)$$

Kvocien ($K_p - K_k$)/ $K_p K_k$ znaša lahko od nekaj stotink do nekaj desetink m.K/W.

Drugi najpomembnejši vir Zemljine toplote nastaja pri razpadu radioaktivnih elementov U, Th in K. V Sloveniji imamo o tem še malo podatkov, skoraj vsi pa izvirajo iz vrtnin. V tabeli 4 so podane povprečne vrednosti za nekatere skupine kamenin.

Vzorci za radiogeno toploto so bili odvzeti na 25 lokacijah do največje globine 4000 m, povprečno pa manj kot 900 m. Dodatno je bilo izmerjenih še 12 vzorcev s površine. Razpon vrednosti znaša od 0,3 do 7,1 μ W/m³. Za primerjavo je srednja radiogena toplota kontinentalne skorje okoli 0,8 μ W/m³ (Rybach, 1986; Jaupart, 1986; Pollack, 1987). Pri povprečni radioaktivnosti 1 km debele plasti felsičnih magmatskih kamenin je GTT na površini povečana za 1 do 2,5 mW/m², za plasti nizkometamorfne kamenin od 1 do 3,5 mW/m² in za plasti karbonatnih sedimentov okoli 0,5 mW/m². Zato zaznamo naraščanje GTT na površini šele pri več kilometrov debelih plasteh teh kamenin. Naraščanje temperature ΔT je zaradi razpada radioaktivnih elementov v prvem približku sicer sorazmerno radiogeni toploti H po enačbi:

$$\Delta T = \frac{t H}{q c}, \quad (17)$$

vendar je temperaturna razlika zaradi oddajanja nastajajoče toplote okolici po nekaj sto tisoč letih manjša od izračunane. Po enačbi (17) je povišanje temperature

Tabela 4. Radiogena toplota kamenin v Sloveniji

Table 4. Radiogenic heat of rocks in Slovenia

Skupina kamenin Group of rocks	Število vzorcev Numbers of samples	H ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
miocen (klastiti) Miocene (clastic rocks)	49	1,4 \pm 0,6
trias (karbonati) Triassic (carbonates)	8	0,9 \pm 0,6
karbon (peščenjaki, skrilavci) Carboniferous (sandstones, slates)	17	2,0 \pm 0,4
tonalit (Pohorje) Tonalite (Pohorje Mts.)	10	2,5 \pm 0,6
metamorfne kamenine Metamorphic rocks	5	0,9 \pm 0,3
vsa Slovenija Total for Slovenia	112	1,6 \pm 1,0

ΔT na površju zaznavno že po nekaj deset tisoč letih, toda plasti s povišano vsebnostjo radioaktivnih elementov morajo biti debele najmanj 5 km (Grossling, 1959; Rybach, 1986).

Pri regionalnih geotermičnih raziskavah je pomemben odnos med GTT in H, ki označuje različne »provinke toplotnega toka«. Po empirični enačbi smo to odvisnost poskusili ugotoviti tudi pri naših podatkih, vendar brez posebnega uspeha. Verjetno je temu vzrok premajhna površina raziskanega ozemlja, mogoče tudi njegova heterogena geološka sestava.

V zahodni polovici Slovenije, ki pripada Dinaridom, prevladujejo v zgornjih nekaj kilometrih karbonatne kamenine z visoko toplotno prevodnostjo. Zakraselost teh kamenin omogoča globoko cirkulacijo hladne površinske vode in zato nizke temperature kamenin še v velikih globinah. S starostjo kamenin skorje se temperature v globini in GTT zmanjšujejo, kar potrjujejo meritve na terenu. Nasprotno se z zmanjševanjem debeline skorje oziroma globine do Mohorovičičeve diskontinuitete, T in GTT povečujeta (Čermák, 1979; Chapman et al., 1979). Povsod na območju Dinaridov v Sloveniji, kjer je skorja po seizmičnih meritvah debela, smo res ugotovili nizke vrednosti obeh količin (glej sl. 5 in 6). Vendar je terenskih podatkov še malo.

Negativna korelacija med debelino skorje in GTT pa ne obstaja v Alpah kljub temu, da je tam skorja debela do 50 km (Čermák, 1984). V severnem delu alpskega loka med Ženevo, Luzernom in preko Bregenza do Salzburga so vrednosti GTT visoke od 70 do 100 mW/m². To je pas predvsem mezozojskih kamenin. Južno odtod do periadriatskega lineamenta so GTT nižje (60 do 70 mW/m²). Skorja je tam podobne debeline kot na severu, sestavljajo pa jo pretežno metamorfne kamenine. Južno od

periadriatskega lineamenta, med francosko-italijansko mejo (Mt. Cenis) in reko Piave na vzhodu, leži zopet pas kamenin z višjimi toplotnimi parametri. Razporeditev vrednosti GTT v Alpah je podana na karti Čermák in Hurtiga (Čermák & Rybach, 1979) ter Haenela in Staroste (1988). Ugotovljeno nesoglasje si deloma lahko razlagamo s kompliciranimi tektonskimi procesi med orogenezo; toplotno polje se še ni stabiliziralo. Visoke vrednosti GTT povzročita tudi močan relief in erozija: na terenu izmerjene temperature so zato lahko do nekaj deset odstotkov previsoke (Bodmer et al., 1979). V takih primerih je korekcija nujna, vendar je težavna. Zaenkrat nimamo geotermičnih podatkov iz našega dela Južnih Alp, da bi lahko ugotovili tamkajšnje termične razmere.

Na geotermičnih kartah je vidno še manjše toplotno pozitivno območje v Ljubljanski kotlini. To je okoli 20×30 km velika anomalija (sl. 5 in 6) s temperaturami preko 30°C v globini 1000 m in s srednjimi vrednostmi GTT okoli 80 mW/m^2 . Ljubljansko barje je udorina, ki je zapolnjena s kvartarnimi sedimenti, debelimi največ 200 m. Pod njimi leže mezozojski karbonati ter permokarbonski skrilavci in peščenjaki. V udorini Kranjskega polja so terciarni sedimenti, ki so verjetno okoli 1000 m debeli, pokriti z do 150 m debelimi kvartarnimi prodi in peski; leže pa prav tako na mezozojski podlagi. Od obeh, sicer možnih vzrokov anomalije v Ljubljanski kotlini, to je magmatske intruzije ali povišane koncentracije radiogenih elementov v kameninah, zelo verjetno nobeden ne pride v poštev iz že povedanih razlogov. Za najbolj verjeten vzrok toplotne anomalije v Ljubljanski kotlini štejemo advekcijo. Po geoloških podatkih poteka na tem ozemlju nekaj prelomnih con, v katerih se lahko razvijejo geotermični cirkulacijski sistemi. Obstoječe toplotno polje pa ojača še učinek odeje, kar je bilo na Ljubljanskem barju tudi ugotovljeno.

Sklep

Geotermične raziskave potekajo na 3200 km^2 veliki površini perspektivnih območij vzhodne Slovenije. Drugje jih izvajajo tam, kjer so na razpolago primerne vrtine, sicer napravljene za druge namene. Kljub neenakomerni gostoti raziskovalnih lokacij je bila sestavljena karta formacijskih temperatur v globini 1000 m in karta gostote toplotnega toka Zemlje za vso Slovenijo. Poudarek sedanjih raziskav je predvsem na zbiranju zanesljivih podatkov o termičnih in hidrogeoloških parametrih, ki bodo omogočili čim pravilnejšo sliko toplotnega polja Zemlje v vrhnjih 3000 m njene skorje. Omenjene podatke, ustrezno obdelane in klasificirane po kvaliteti, shranjujemo v računalniški bazi podatkov.

Zahodni del Slovenije pripada tektonskima enotama Južnih Alp in Dinaridov, vzhodni pa Panonskem bazenu. Oba dela se po geotermičnih lastnostih močno razlikujeta. Za Dinaride so značilne nizke formacijske temperature in nizke gostote toplotnega toka, medtem ko sta obe količini v Panonskem bazenu večinoma nekajkrat višji. V smeri E-W se na razdalji okoli 200 km dvigne temperatura v globini 1000 m od približno 20 na 70°C in gostota toplotnega toka od 20 na okoli 100 mW/m^2 . Oba parametra sta povišana tudi v Ljubljanski kotlini.

Glavni vzrok regionalno povišanih geotermičnih parametrov v slovenskem delu Panonskega bazena je posledica značilnosti robnih bazenov, to je diapirizma plašča in ekstenzije ne samo skorje, temveč litosfere nasploh. Vulkanizem, ki je tudi posledica tektonskega razvoja tega dela alpskega orogena, zaradi svoje starosti ne vpliva več na površinsko geotermično polje. Obratno povzroča odebeljena skorja

v Dinaridih nizke temperature in nizke gostote toplotnega toka. Enako je verjetno v našem delu Južnih Alp. Na vsem ozemlju pa ima advekcija pomemben vpliv na obliko in velikost geotermičnega polja.

Zahvala

Delo je prvi rezultat projekta Geotermične karte Slovenije, ki ga financira Raziskovalna skupnost Slovenije z vsestransko podporo Geološkega zavoda Ljubljana. Večino temperaturnih meritev na terenu in skoraj vse laboratorijske določitve toplotne prevodnosti kamenin je izvedel D. Rajver. Kot nosilec geotermičnih nalog je terenske meritve koordiniral R. Verbovšek. Temperaturne meritve so izvajali še A. Ločniškar, I. Zorc in R. Štiglic. Teoretične osnove merilnika toplotne prevodnosti je v svojem diplomskem delu obdelal B. Uran, ki je tudi sodeloval pri njegovi konstrukciji. Določitve koncentracije radioaktivnih elementov v kameninah vodi D. Brajnik z Instituta J. Stefan. Električne termometre je konstruiral in izdelal G. Lakovič, prav tam. Program za računalniško bazo geotermičnih podatkov je po naših predlogih sestavil K. Oberdank iz Turboinštituta v Ljubljani. Vsem se za njihovo sodelovanje in podatke iskreno zahvaljujem.

Dodatek – Appendix

Formacijska temperatura v globini 1000 m in gostota toplotnega toka v Sloveniji

Formation temperature at 1000 m depth and heat flow density in Slovenia

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	GP	Hrastje-Mota	SG-1/54	435	320	67	2	113/19	2	
2	G1	Rimska čarda	MT-2/61	1462	810	71	1	104/-	2	ZGP
3	B3	Prelesje/Soča	PR-1/86	200	195	28	3	38/-	2	
4	F2	Benedikt	BS-2/76	788	630	82	1	145/30	2	ZGP
5	G2	Petišovci	PG-6/81	3200	3170	53	3	87/-	3	
6	E2	Zreče	B-1/81	506	497	35	3	70/45	3	
7	B5	Motel Rižana	R-1/82	270	235	29	2	36/51	2	
8	G1	Moravske Toplice	MT-6/83	987	970	72	3	100/27	2	
9	C3	Črna vas	PB-1/84	160	143	-	4	-	-	
10	E5	Kanižarica	V-38/84	327	305	25	2	21/14	3	
11	E5	Kanižarica	V-42/85	362	362	25	2	19/28	3	
12	E2	Zreče	B-2/85	800	798	29	1	70/32	1	
13	F3	Štatenberg	ŠT-1/85	100	100	39	3	50/7	3	
14	E4	Topličnik	V-7/85	100	100	≥35	3	72/16	3	ZGP
15	F4	Mostec/Čatež	L-1/86	704	697	≥60	2	182/19	2	ZGP
16	E4	Sajevce/Kostanjevica	SI-1/86	800	800	36	1	59/53	1	
17	E3	Celje/Levec	CE-1/86	100	100	41	3	45/-	3	
18	E4	Grobelsko/Kostanjevica	V-8/86	101	100	31	3	81/-	3	
19	C3	Brdo/Kranj	BR-1/86	98	98	43	3	48/-	3	
20	F3	Rogaška Slatina	K-2A/86	534	532	45	2	69/13	3	

21	C4	Tomišelj/Ljubljansko barje	T-1/89	230	213	14	3	-	-	
22	E4	Šmarješke Toplice	V-11/87	227	155	≥35	3	98/-	3	ZGP
23	E2	Polene/Sl. Konjice	P-3/87	502	430	≥20	3	35/-	3	
24	C3	Brezovica, Ljubljansko barje	BZ-2/87	105	100	29	3	87/7	3	
25	C3	Curnovec, Ljubljansko barje	PB-3/87	144	120	33	3	135/12	3	konv
26	B3	Prelesje/Soča	PR-2/87	300	298	24	2	36/-	2	
27	B3	Prelesje/Soča	PR-3/87	156	156	34	3	39/-	3	
28	F4	Brežice/Trnje	BŽ-1/87	100	99	58	3	134/-	4	
29	F4	Brežice/Petrol	BŽ-2/87	100	100	45	3	86/-	4	
30	F4	Brežice/grad	BŽ-3/87	100	100	36	3	62/-	4	
31	F4	Cerklje/Krka	CR-1/87	100	100	32	3	50/-	4	
32	D3	Šentjakob/Ljubljana	GT-1/88	488	485	36	2	86/45	2	
33	G2	Murska Sobota	SOB-1/87	870	870	≥64	1	151/23	2	
34	F2	Gabernik/Ptuj	GB-1/87	2196	2190	57	3	69/8	3	
35	C3	Škofja Loka	ŠL-1/88	180	150	38	3	93/-	3	
36	E2	Zreče	B-3/88	1200	950	36	1	80/36	2	
37	C3	Lučine (RUŽV)	V-931/88	122	366	16	2	27/20	3	jam
38	C3	Lučine (RUŽV)	V-934/81	207	455	17	2	34/47	3	jam
39	G2	Radenci	T-4/87	818	525	54	2	114/31	3	ZGP
40	F1	Podgorje/Cmurek	PGD-1/87	350	350	54	2	89/32	1	
41	G2	Ljutomer	LJUT-1/88	4048	4016	45	3	125/28	3	
42	G2	Murska Sobota	SOB-2/88	887	870	67	2	95/49	2	ZGP
43	B5	Praproče/Kozina	V-29/88	500	420	18	2	23/6	2	
44	E4	Črna vas/Koč. Poljane	Č-1/87	250	220	15	3	-	-	
45	E5	Špit. Draga/Metlika	V-2/2/88	240	100	20	3	-	-	
46	D3	Vaseno/Tuhinjska dolina	V-14/83	610	550	≥30	3	-	-	ZGP
47	B4	Avber/Branik	V-2/79	203	195	≥20	3	36/-	4	
48	C3	Črna vas/Ljubljansko barje	ČV-1/86	74	64	28	4	-	-	
49	C3	Brezovica/Ljubljansko barje	BZ-1/86	85	48	28	4	86/7	3	
50	D3	Snovik/Tuhinjska dolina	V-15/90	983	970	22	2	28/33	2	
51	G2	Petišovci	Pg-7/88	2990	2890	53	3	132/21	3	
52	G2	Dokležovje	DOK-1/88	1934	1500	63	3	107/8	3	
53	H2	Murski gozd	Mg-6/85	3858	3445	56	4	93/16	4	
54	D3	Nadgorica/Ljubljana	LK-1/89	1801	1080	39	1	81/14	1	
58	F3	Podčetrtek	V-4/84	500	400	55	4	138/1	4	ZGP
61	C1	Karavanke/cestni predor*	-	60	500	16	1	30/2	2	jam
62	E2	Topolšica/Šoštanj	PH-4/83	361	209	42	3	-	-	
63	E2	Družmirje/Šoštanj	P-8r/86	561	370	37	2	-	-	
65	F2	Ptujske Toplice	P-1/73	1104	660	39	3	-	-	
66	F2	Plodršnica/Cmurek	ŠOM-1/88	1100	755	66	1	102/41	2	
67	C3	Ljubljansko barje/deponija	TB-1/89	154	154	30	3	112/-	3	
68	C3	Ljubljansko barje	TB-2/89	123	120	31	3	46/-	4	

* 15 plitvih vrtin (≈4 m) v cestnem predoru
15 shallow boreholes (≈4 m) in the road tunnel

70	F4	Mokrice	MT-1/89	104	100	25	3	44/-	4
71	F4	Mokrice	MT-2/89	100	94	25	3	73/-	4
72	C3	Curnovec/Ljubljansko barje	TB-3/89	370	340	34	2	98/6	1
73	C1	Ptujske Toplice	P-2/88	1058	520	40	1	-	-
77	E2	Slovenj Gradec	SG-1/85	85	85	37	3	66/-	4
78	F4	Drnovo/Krško polje	DRN-1/89	1252	640	30	1	30/3	1
79	B5	Osp	O-1/89	415	410	27	2	33/3	2
80	D4	Seč/Kočevo	S-1/89	270	265	16	3	22/3	3
81	E4	Brezovica/Kočevo	B-1/89	260	255	14	3	13/3	4
82	F2	Maribor/Stražun	MB-1/90	152	151	51	3	103/-	3

Tolmač – Explanation

- 1 številka lokacije – Number of location
- 2 kvadrant na kartah sl. 3, 5 in 6 – Quadrangle in the maps of Figures 3, 5 and 6
- 3 ime lokacije – Name of location
- 4 oznaka vrtine – Borehole designation
- 5 globina vrtine v m – Borehole depth in m
- 6 največja globina temperaturne meritve v m
Maximal depth of temperature measurement in m
- 7 temperatura na globini 1000 m v °C
Temperature at 1000 m depth in °C
- 8 kvaliteta temperaturne meritve (glej tab. 2)
Quality of temperature measurement (see Tab. 2.)
- 9 gostota toplotnega toka v mW/m² in koeficient variacije
Heat flow density in mW/m² and coefficient of variation
- 10 kvaliteta določitve gostote toplotnega toka (glej tab. 3.)
Quality of heat flow density determination (see Tab. 3.)
- 11 opombe: – Remarks:
ZGP = znano geotermalno območje – Known geothermal area
konv = konvekcija – Convection
jam = jamske vrtine v rudnikih in predorih – Boreholes in galleries and tunnels

Geothermal investigations in Slovenia

The following paper refers to the first results of the project treating the construction of geothermal maps of the Republic of Slovenia. Actually, it represents the continuation of the article »Geothermal Maps of Yugoslavia« (Ravnik, et al., 1987), which has been intended as a joint contribution of several Yugoslav experts to the »Geothermal Atlas of Europe«, edited by E. Hurtig, V. Čermák, R. Haenel and V. Zui and being now in press.

Slovenia covers with its 20,250 km² the northwestern part of Yugoslavia. Its territory is situated in an area where several big tectonic units, such as Southern and Eastern Alps, Outer Dinarides and the Pannonian basin, join.

Systematic geothermal investigations have been performed since 1985. The principal purpose of the present activity is the compilation of adequate maps as a synthesis of the acquired geothermal data. All geothermal parameters, such as formation temperatures, geothermal gradients, thermal conductivity, and radiogenic heat pro-

duction of rocks as well as interval and surface heat flow density are collected, partly processed and stored in a computerized data base.

In the entire area of Slovenia, about 90 localities have been hitherto examined, but only 72 of them are taken into account in this paper. Not regarding the measurement site distribution, which is topographically biased, uneven quality of data used and changing depth of measurements, first maps are presented. These are the map of heat flow density (HFD) and the map of the formation temperature at 1000 m depth (T_{1000}). Although the accomplished investigations did not reach much deeper than 1000 m, the geothermal activities are planned at least to double this depth in a couple of years to come. Assessment of geothermal resources and reserves is one of the next urgent topics which forms an indispensable basis for research and development of geothermal energy.

The methodology of acquisition of geothermal data, as required in both Fourier's laws of conductivity (1) and (2) has been adapted. Six geothermal parameters were selected to constitute the geothermal data base (Table 1), and an adequate program for the personal computer has been prepared. For each geothermal location a complete print-out of graphical and numerical informations is possible (Fig. 1).

Temperatures were predominantly measured in thermally equilibrated boreholes or were determined during drilling by extrapolation of BHT data. Some measurements were accomplished immediately after termination of drilling. To this category belongs the conventional well-logging in oil wells. Temperatures were in some places determined also during drill stem test (DST) or at the head of boreholes when making hydrological pumping tests. Temperature is measured mainly by electrical resistance thermometers with Pt-sensors or with thermistors, having the sensitivity within 0,1 to 0,01°C interval. Some data were obtained also by Hg-maximum thermometers or by Amerada device in deep oil wells.

In order to evaluate the mean annual air temperature in Slovenia, a diagram using meteorological observations has been constructed in dependence of elevation, showing two areas of different air temperature gradients (Fig. 2). The reduction coefficients for surface temperature determinations were also obtained, having the values in the interval from 0 in the coastal areas, to maximal +2°C in the inner hilly woodland of southwestern Slovenia.

For the eastern part of Slovenia, i. e. the Pannonian basin, a mean thermogram was plotted using the uncorrected temperatures from 50 oil wells (Fig. 4). In the same figure also the corresponding thermogram from the neighbouring Zala basin in Hungary was attached. The thermograms are similar regardless the distance of about 30 to 40 km between both compared areas.

Thermal conductivity has been always measured under normal P-T conditions by a QTM device (Sumikama & Arakawa, 1987; Prelovšek & Uran, 1984). In some cases anisotropic behaviour of samples has been determined. The results were periodically checked with different standards, one among them was the fused quartz standard.

The concentrations of radioactive isotopes U, Th and K were determined with a high resolution γ -spectrometer with Ge/Li detector at the Institute J. Stefan in Ljubljana. Using the equation (12), thermal heat production was calculated, reaching a precision of 5 to 10 %.

The weighted average of the interval HFD, known as the surface HFD, is the fundamental characteristics of each location. The reliability of its assessment will be discussed more in detail later.

The synthesis of geothermal information has been achieved on three maps. Main lithologic units, important for the formation of geothermal fields, are shown together with thermal springs and sites of geothermal investigations in the map in Figure 3. Sedimentary basins are from geothermal point of view the most promising areas. It is worth to mention that the majority of the thermal springs in Slovenia is situated along their borders. As evident from this map, the largest sedimentary area belongs to the uttermost western part of the Pannonian basin.

Formation isotherms at the depth of 1000 m are shown in Figure 5. For its construction temperature data from 72 borehole locations were used (see Appendix). Some of them were drilled underground in mines or tunnels. In this map, relatively low values of T_{1000} (about 20°C) in the west of the country are clearly different from the ones which are progressively increasing towards the east (up to 70°C). In Ljubljana depression, also slightly higher temperatures amounting to around 30°C were detected.

A better characterization of a geothermal field is given in the map of HFD (Fig. 6). Since tectonic movements are usually closely connected with the formation of geothermal fields, main tectonic lines and units are also shown in this map. The interval of HFD values is broad. It extends from about 20 mW/m² in the west to 100 mW/m² in the east. These values are produced predominantly by the conductive heat transfer. Only in small areas close to the thermal springs, elevated HFD prevail, but are omitted in the map. Low HFD are typical for the carbonate and karstified Dinarides, whereas in the eastern territories much higher values prevail. In the Ljubljana depression a small but clearly expressed HFD maximum is evident.

The pattern of T_{1000} and HFD parameters against lithologic composition and relief is illustrated on a 230 km long profile line crossing the territory of Slovenia in a SW-NE direction (Fig. 7).

The geologically and tectonically complicated buildup of Slovenia is reflected in values and patterns of its thermal field. But this area covers only minor parts of previously mentioned tectonic units, and therefore also the now presented geothermal field cannot be interpreted completely and definitely. Consequently, our measured data were prepared according to their qualities to render possible a later reinterpretation, considering also the corresponding data in neighbouring areas. A qualification procedure to all T_{1000} and HFD values has been applied, whereas for the thermal conductivity and radiogenic heat production, their reliability criteria are evident already from their measuring techniques. In the Tables 2 and 3 four quality factors for T_{1000} as well as for HFD are assigned to their values, based on the degree of criteria satisfied. In Appendix for all 72 geothermal locations both parameters are given together with their quality factors.

To get a quick insight into the quality of T_{1000} and HFD values, the most characteristic quantities are depicted in the diagrams of Figure 8. There, we can see that in nearly half of the boreholes both parameters were on average not measured deeper than to the depth of 400 m, and only in 10% of the total borehole sites, they originated deeper than 1000 m. According to the histogram in Figure 8b only in half of the boreholes the geothermal data are satisfactory, which is due to the high extrapolation rate. When obliged to extrapolate the temperature, for its first range quality factor the condition is adapted, limiting the depth of downward continuation to maximally 50% of the depth of the deepest temperature measurement. Adequate quality criteria are assigned also to HFD values. Here, on less than one third of

locations the HFD measurements are acceptable, while the remaining ones are of a lower quality.

On both geothermal maps (Figs. 5 and 6), two main areas are recognized, which are approximately delimited by the meridian 15°E from Greenwich. The eastern region belongs to the Pannonian depression and the western one represents a junction area between Southern Alps and Dinarides. Close to the transition zone between these two regions, a minor positive geothermal anomaly of Ljubljana depression appears.

The linear dimensions of both anomalous territories are in excess of lithosphere thickness, which amounts here to about 50 to 70 km (Čermák, 1984; Čermák & Bodri, 1986). For this reason, it is assumed that processes and/or geologic structures producing these anomalies, have their origin deeper in the crust and in the lithosphere respectively.

Geothermal anomaly of the Carpatho-Pannonian basin system and its tectonic implications have been discussed intensively elsewhere (Burchfiel, 1980; Royden, 1988; Royden et al., 1983a, 1983b; Horváth et al., 1979, 1981; Horváth, 1988) and are only briefly reviewed here.

In the region between Carpathians and Dinarides the driving mechanism for tectonic movements is thought to be a continent-continent collision between African and Eurasian lithospheric plates, and the processes and results described herein are consistent with general features of a back-arc basin (Horváth et al., 1981).

The origin and development of the east-European Alpine system with orogenic belts of Dinarides and Carpathians is a consequence of convergence and collision between marginal part of Eurasian continent with the Apulian continental fragment. The subducted European plate induced in the upper mantle convection, which probably produced heat for partial melting of the lower lithosphere above the subducting plate (thermal diapirism, passively uplifted asthenosphere). This process resulted in large local andesite-rhyolite extrusions, which is evidenced also in andesitic rocks of Smrekovec and in Pohorje dacites. At the end of Middle Miocene, the extension of the crust diminished its thickness. Due to upwelling asthenosphere the temperature and HFD increased which is also the present characteristics of broader tracts of the Pannonian basin system. With the extension Pliocene-Pleistocene basalt volcanism is related. Its products are widespread in Austria around Gleichenberg and Klösch and reached Slovenia only scarcely. Gradually the attenuated crust in the regions of extension started to subside due to isostatic compensation and thermal contraction of the crust and upper mantle. The subsided parts were filled with thick Pliocene-Quaternary sedimentary beds.

In Slovenia the attenuation of the crust is discernible on the DSS profile Pula-Maribor (Aljinović et al., 1987). The Mohorovičić discontinuity is after preliminary interpretation rising from the depth of 43 km east of Ilirska Bistrica to about 32 km deep east of Velenje (Dragašević et al., 1989). The temperature at the Mohorovičić discontinuity is estimated from 800 to 1000°C (Čermák, 1984; Čermák & Bodri, 1986) and the HFD values at this discontinuity are estimated in a broad interval from 15 to 60 mW/m².

The main part of our geothermal investigations has been carried out in sedimentary basins characterized by intergranular groundwater flow. Thermal regime is distinctly affected in groundwater recharge and discharge areas and free, as well as forced convection is many times more significant than conductive heat transport. Therefore, it is important to recognize the occurrence of hydrologic disturbances.

Numerous studies have been carried out regarding groundwater flow which affects the near surface thermal regime (Smith & Chapman, 1983, 1985; Čermák & Jetel, 1985). Especially applicable for the field conditions in eastern Slovenia is the paper presented by Alföldi et al. (1985). In many of our thermal springs fractured porosity exists, and convective heat flow predominates. In sedimentary basins the blanketing effect sometimes rather increases the temperature according to the equations (15) and (16).

Important source of the Earth's heat is the radiogenic heat. In the Table 4, the corresponding rates of this heat, determined mainly on rock samples from boreholes, are shown. The average radiogenic heat of 112 samples from all over Slovenia amounts to $1,6 \pm 1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$. The highest values were obtained in samples of Carboniferous sandstones and slates ($2,0 \pm 0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$) as also in Pohorje tonalite ($2,5 \pm 0,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$). To recognize the contribution of radiogenic heat source to surficial HFD, there is neither enough necessary geologic information nor sufficient data on radiogenic heat production at our disposition.

The heating of the upper crustal parts is locally possible also due to magma bodies. In the territory of Slovenia, the last important magmatism occurred during Oligocene and Miocene, i.e. 30 to 20 million years ago. It is represented by calc-alkaline igneous rocks, occurring along the Periadriatic lineament and in the crests of the Pohorje Mts. The youngest basaltic volcanism from Upper Pliocene in Lower Styria (Austria) left only scarce traces in our country close to the village Grad in NE Slovenia. Neither intrusive bodies nor extrusive magmatic rocks come into consideration as the origin of heat source. Their high initial temperatures have been long ago equalized with their surroundings.

The previously discussed thermo-tectonic events and processes which are the origin of the existing geothermal conditions refer mainly to the central and eastern Slovenia, but this situation is of a crucial difference in the Dinarides. Temperatures and HFD are low, which can be explained with a 40 to 50 km thick crust. Its about 10 km thick upper layers are composed of thermally conductive carbonate beds which are comparatively well karstified and exposed to an intensive penetration of surface water. A clear negative correlation between crustal thickness and HFD exists in Dinarides, which is obviously the case also in the extreme eastern part of Southern Alps (Julian Alps). But hitherto obtained geothermal parameters are scarce in this region. Namely, the crust thickness-HFD correlation in the Alps is generally positive (Čermák, 1979, 1984; Haenel & Staroste, 1988).

Regarding the origin of the geothermal anomaly in Ljubljana depression, the most possible explanation is for the time being the advection, which is enhanced in some parts by the blanketing effect of low conductive basin sediments.

Literatura

- Alföldi, L., Gálfi, J., & Liebe, P. 1985, Heat flow anomalies caused by water circulation. *J. Geodynamics*, 199-217, Amsterdam.
- Aljinović, B., Prelogović, E. & Skoko, D. 1987, Novi podaci o dubinskoj gradnji i seizmotektonski aktivnim zonama u Jugoslaviji. *Geol. vjesnik*, 40, 255-263, Zagreb.
- Balling, N., Kristiansen, J. I., Breiner, N., Poulsen, K. D., Rasmussen, R. & Saxov, S. 1981, Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. *Geoskrifter no. 16*, Aarhus University, 172 p., Aarhus.
- Bodmer, Ph., England, P. C., Kissling, E. & Rybach, L. 1979, On the correction of subsurface temperature measurements for the effects of topographic relief. Part II:

- Application to temperature measurements in the Central Alps. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe; Springer-Verlag, 78–87, Berlin, Heidelberg, New York.
- Bodmer, Ph. & Rybach, L. 1984, Geothermal map of Switzerland (Heat flow density). Géophysique no. 22. Kümmerly & Frey, 47 p. + 1 karta, Bern.
- Bodri, L. 1981, Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. Tectonophysics, Elsevier, 72, 61–73, Amsterdam.
- Bodvarsson, G. 1973, Temperature inversions in geothermal systems. Geoprospection, Elsevier, 11, 141–149, Amsterdam.
- Burchfiel, B. C. 1980, Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. Tectonophysics, 63, 31–61, Amsterdam.
- Carlsaw, H. S. & Jaeger, J. C. 1959, Conduction of heat in solids, At the Clarendon Press, 510 p., Oxford.
- Chapman, D. S., Pollack, H. N. & Čermák, V. 1979, Global heat flow with special reference to the region of Europe. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 41–48, Berlin, Heidelberg, New York.
- Chapman, D. S. & Rybach, L. 1985, Heat flow anomalies and their interpretation. J. Geodynamics, 4, 3–37, Amsterdam.
- Čeremenskij, G. A. 1972, Geotermija, Izdat. Nedra, 271 p., Leningrad.
- Čermák, V. 1976, First heat flow map of Czechoslovakia. Geofyzikalni Sbornik XXIV, 245–261, Praha.
- Čermák, V. & Rybach, L. 1979, Terrestrial heat flow in Europe. Springer-Verlag 328 p., Berlin, Heidelberg, New York.
- Čermák, V. 1979, Heat flow map of Europe. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe. 3–40, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- Čermák, V. 1984, Heat flow and the deep structure of Europe. V: Proceedings of the 27th Internat. Geol. Congress, Moscow 8, Geophysics, VNU Science Press, 105–154, Utrecht.
- Čermák, V., Krešl, M., Šafanda, J., Nápoles-Pruna, M., Tenreyro-Perez, R., Torres-Paz, L. M. & Valdés, J. J. 1984, First heat flow density assessments in Cuba. Tectonophysics, Elsevier, 103, 283–296, Amsterdam.
- Čermák, V. & Jetel, J. 1985, Heat flow and ground water movement in the Bohemian Cretaceous basin (Czechoslovakia). J. Geodynamics, 4, 285–303, Amsterdam.
- Čermák, V., & Bodri, L. 1986, Temperature structure of the lithosphere based on 2-D temperature modelling, applied to Central and Eastern Europe. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Éditions Technip, 7–31, Paris.
- Čermák, V. & Haenel, R. 1988, Geothermal maps. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer Academic Publishers, 261–300, Dordrecht, Boston, London.
- Dövényi P. & Horváth, F. 1988, A review of temperature, thermal conductivity and heat flow data for the Pannonian basin. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 195–210, Tulsa.
- Dövényi, P., Horváth, F., Liebe, P., Gálfi, J. & Erki, I. 1983, Geothermal conditions of Hungary. Geophysical Transactions, 1, 3–114, Budapest.
- Dragašević T., Andrić, B. & Joksović, P., 1989, Strukturna karta Mohorovičićeve diskontinuitete, 1:500.000, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Drobne, F., Premru, U., Verbovšek, R., Rogelj, J. & Marinko, M. 1979, Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini. I in II faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Drobne, F., Ravnik, D., Premru, U., Verbovšek, R., Veselič, M. & Zlebnik, L. 1980, Letno poročilo. Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini, III. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Fournier, R. O. 1981, Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. V: Rybach, L. & Muffler, L. J. P.: Geothermal systems. Principles and case histories, John Wiley & Sons, 109–143, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- Furlan, D. 1965, Temperature v Sloveniji. Institut za geografijo SAZU, 166 p., Ljubljana.
- Galson, D. A., Wilson, N. P., Schärli, U. & Rybach, L. 1987, A comparison of the divided-bar and QTM methods of measuring thermal conductivity. Geothermics, Pergamon Press, 16, 3, 215–226, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, São Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto.
- Geological Survey of Japan, 1986, Development of geothermal data base system. Report no. 265, 538 p., Tsukuba-gun, Ibaraki-ken.
- Grossling, B. F. 1959, Temperature variations due to the formation of a geosyncline. Geol. Soc. America, Bull, 70, 1253–1281.

- Haenel, R. 1971, Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany. *Zeitschrift für Geophysik, Physica-Verlag*, 37, 975–992, Würzburg.
- Haenel, R. 1980, Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Commission of the European Communities. Th. Schäfer Druckerei GmbH, 36 p. + 43 kart, Hannover.
- Haenel, R. 1983, Geothermal investigations in the Rhenish Massif. V: Fuchs, K. et al.: Plateau uplift. The Rhenish shield-A case history, Springer-Verlag, 228–246, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Haenel, R. & Staroste, E. 1988, Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland. Th. Schäfer Druckerei GmbH, 74 p. + 110 kart, Hannover.
- Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L. 1988, Fundamentals of geothermics. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer Academic Publishers, 9–57, Dordrecht, Boston, London.
- Hamrla, M. 1987, Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov. *Geologija*, 28/29 (1985/86), 293–317, Ljubljana.
- Hamrla, M. 1988, Prispevek h geologiji premogišč zreškega okoliša in uvrstitev njegovih premogov po odsevnosti. *Geologija*, 30(1987), 349–390, Ljubljana.
- Horváth, F., Bodri, L. & Ottlik, P. 1979, Geothermics of Hungary and the tectonophysics of the Pannonian basin "red spot". V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 206–217, Berlin, Heidelberg, New York.
- Horváth, F., Berckhemer, H. & Stegena, L. 1981, Models of Mediterranean back-arc basin formation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 300, 383–402, London.
- Horváth, F. 1988, Neotectonic behaviour of the Alpine-Mediterranean region. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 49–55, Tulsa.
- Jaeger, J. C. 1965, Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. V: Lee, W. H. K.: Terrestrial heat flow. AGU Publisher, Geophysical monograph series no. 8, 7–23, Washington.
- Jaupart, C. 1986, On the average amount and vertical distribution of radioactivity in the continental crust. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Éditions Technip, 33–47, Paris.
- Jessop, A. M. 1983, The essential ingredients of a continental heat flow determination. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H. 1/2, 70–79, Stuttgart.
- Jones, F. W. & Oxburgh, E. R. 1979, Two-dimensional thermal conductivity anomalies and vertical heat flow variations. V: Čermák, V. & Rybach, L.: Terrestrial heat flow in Europe, Springer-Verlag, 98–106, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kappelmeyer, O. & Haenel, R. 1974, Geothermics with special reference to application. Gebr. Borntraeger, 238 p., Berlin, Stuttgart.
- Lapajne, J., Kump, P., Kapelj, D. & Rihtar, B., 1975, Hidrogeološke raziskave mineralne vode v okolici Rogaške Slatine. Geomagnetne raziskave 1973–1975. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Premru, U., Kump, P., Drobne, F. & Marinko, M. 1976, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, II. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Ravnik, D., Kump, P. & Mervič, I. 1977, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, IV faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lapajne, J., Mervič, I., Milosavljević, M. & Rihtar, B. 1979, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, V. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Lopatin, N. V. 1971, Temperatura i geološki čas kak faktorji uglefikacij. *Izvestja Akademii Nauk SSSR, Serija geološkičkaja*, 3, 95–105, Moskva.
- Meissner, R. & Stegena, L. 1988, Lithosphere and evolution of the Pannonian basin. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 147–152, Tulsa.
- Muffler, L. J. P. & Cataldi, R. 1978, Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, Pergamon Press, 7, 2–4, 53–89, Oxford, New York, Frankfurt.
- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vrelci v Sloveniji. *Geologija*, 16, 5–81, Ljubljana.
- Oberhauser, R. 1980, Der Geologische Aufbau Österreichs, Springer-Verlag, 702 p., Wien, New York.
- Pollack, H. N. 1965, Steady heat conduction in layered mediums: The half-space and sphere. *J. Geophys. Res.*, 70, 22, 5645–5648, Tulsa.
- Pollack, H. N. 1987, Heat flow in Earth. *McGraw-Hill Encycl. Science & Technology*, McGraw-Hill Book Comp., 5, 488–494, New York, St. Louis, San Francisco.
- Prelovšek, P., Babič, M. & Uran, B. 1982, Meritve toplotne prevodnosti kamenin z izboljšano metodo grelne žice. *Geologija*, 25/2, 335–339, Ljubljana.

- Prelovšek, P. & Uran, B. 1984, Generalised hot wire method for thermal conductivity measurements. *J. Phys. E: Sci. Instrum.*, G. Britain 17, 674-677.
- Ravnik, D. 1980 a, Geofizička istraživanja. V: Mioč, P., Premru, U., Drobne, F., Verbovšek, R., Ravnik, D. & Pirc, S.: Geotermička istraživanja u Kočanskoj kotlini. Zaključni izveštaj. I faza, 180-219, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1980 b, Geotermalna energija v Ljubljanski kotlini - III faza. Geotermične meritve I. 75 p. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982 a, Geofizika. V: Ravnik, D., Premru, U., Verbovšek, R. & Pirc, S.: Geotermička istraživanja u Kočanskoj kotlini, 2 faza, 16-64, Arhiv geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982 b, Splošna in uporabna geotermija ter njen pomen za SR Slovenijo. SAZU: Posvetovanje o energetiki, 37-53, Ljubljana.
- Ravnik, D. 1982 c, Geofizička istraživanja geotermičkog područja o Kočanskoj kotlini. Zbornik: Rezultati dosadašnjih geofizičkih ispitivanja raznih fenomena vezanih za proučavanje gradje Zemljine kore i gornjeg omotača na teritoriji Jugoslavije, Komitet za geofiziku, 91-105, Skopje.
- Ravnik, D. 1985, Termalne vode. Registracija, obdelava in tolmačenje temperaturnih meritev v globokih vrtnah. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. & Uran, B. 1984, Geotermične meritve II. Metodologija in interpretacija meritev toplotne prevodnosti in gostote toplotnega toka. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D., Kolbah, S., Jelić, K., Milivojević, M., Miošić, N., Tonic, S. & Rajver, D., 1987, Geothermal Atlas of Europe, Yugoslavia, 15 p. + 7 kart. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Ravnik, D. 1988, Osnovne količine toplotnega toka v geotermiji. Doktorska disertacija, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo Univerze E. K., 253 p., Ljubljana.
- Ravnik, D. & Rajver, D. 1990, Geotermalne karte Slovenije. 70 p., + 74 datoteč. listov, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Royden, L., Horváth, F. & Rumpfer, J. 1983 a, Evolution of the Pannonian basin system. *Tectonics*, 2, 1, 63-90, Washington.
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, L. 1983 b, Evolution of the Pannonian basin system. 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics*, 2, 1, 91-137, Washington.
- Royden, L. H. 1988, Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. V: Royden, L. H. & Horváth, F.: The Pannonian basin. AAPG Memoir 45, 27-48, Tulsa.
- Rybach, L. 1981, Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. V: Rybach, L. & Muffler, L. J. P.: Geothermal systems. Principles and case histories, John Wiley & Sons, 3-36, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- Rybach, L. 1986, Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. V: Burrus, J.: Thermal modelling in sedimentary basins. Editions Technip, 311-322, Paris.
- Rybach, L. 1988, Determination of heat production rate. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer, 125-142, Dordrecht, Boston, London.
- Sass, J. H., Stone, C. & Munroe, R. J. 1984, Thermal conductivity determinations on solid rock - A comparison between a steady-state divided-bar apparatus and a commercial transient line-source device. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, Elsevier, 20, 145-153, Amsterdam.
- Sikošek, B., 1971, Tolmač Geološke karte SFRJ Jugoslavije 1:500.000, 56 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Smith, L. & Chapman, D. S. 1983, On the thermal effects of groundwater flow. 1 Regional scale systems. *J. Geophys. Res.*, 88, B1, 593-608, Washington.
- Smith, L. & Chapman, D. S. 1985, The influence of water table configuration on the near-surface thermal regime. *J. Geodynamics*, 4, 183-198.
- Stegena, L. 1988, Palaeogeothermics. V: Haenel, R., Rybach, L. & Stegena, L.: Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Kluwer, 393-419, Dordrecht, Boston, London.
- Sumikama, S. & Arakawa, Y. 1976, Quick thermal conductivity meter. Instrumentation and Automation (Japan), 4, 4, 60-66.
- Szabó, J. 1968, Termalne vode okoli Murske Sobote. INA-Nafta, Lendava. Raziskovalna naloga Sklada B. Kidriča. Ljubljana.
- Tollmann, A. 1985, Geologie von Österreich, Bd. 2, Franz Deuticke, 710 p. Wien.
- Ungemach, P. 1988, Reservoir engineering assessment of a low enthalpy geothermal

field. Paris basin. V: Okandan, E.: Geothermal reservoir engineering, Kluwer, 241-284, Dordrecht, Boston, London.

Urban, B. 1982, Merilnik toplotne prevodnosti na grelno žico. Diplomsko delo. VTO Fizika. Univerza E. K. Ljubljana.

Uyeda, S. & Hôrai, K. 1964, Terrestrial heat flow in Japan. J. Geophys. Res., 69, 10, 2121-2141, Washington.

Verbovšek, R. 1984, Hidrogeološke raziskave termalne vode v Kočanski kotlini. Zbornik referata VIII jugoslovenskog simpozijuma o hidrogeologiji i inženjerskoj geologiji, Knj. 1, 271-279, Budva.

Verbovšek, R. 1990, Geotermični model Krško-Brežiškega polja. Geologija, 31, 32, (1988/89) 581-592, Ljubljana.

Verbovšek, R. & Premru, U. 1980, Hidrogeologija Kočanske kotline s poudarkom na geotermiji. Zbornik referatov 6 jugosl. simpozija o hidrogeologiji in inženjerski geologiji, Knj. 1, 381-389, Portorož.

Veselič, M. 1985, Letno poročilo o študiju hidrogeotermalnih potencialov Šaleške doline. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Werner, K. H. & Schulz, R. 1988, Geothermische Ressourcen und Reserven: Weiterführung und Verbesserung der Temperaturdatensammlung (Abschlußbericht). Interno poročilo Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 32 p. + 33 pril, Hannover.

Wohlenberg, J. 1979, The subsurface temperature field of the Federal Republic of Germany. Geol. Jb., E 15 3-29, Hannover.

Zvezni geološki zavod 1970, SFR Jugoslavija. Geološka karta, 1:500.000, Beograd.

Žlebnič, L. 1975, Termalne in termomineralne vode v Prekmurju in Slovenskih goricah. Radenski vestnik, Posvetovanje v Moravskih toplicah, 25-30.

Žlebnič, L. 1985, Letno poročilo o hidrogeoloških raziskavah termalnih voda v Pomurju, II. faza. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Žlebnič, L. 1987, Pregled geoloških struktur, ki so potencialni nosilci geotermalne energije v Sloveniji. Zbornik: Problematika istraživanja resursa geotermalne energije sa posebnim osvrtom na mesto i ulogu geofizičkih metoda ispitivanja, Niška Banja. Komite za geofiziko, 113-133, Beograd.

Geotermične raziskave v Sloveniji
 Stropničevski metamorfni kompleks vzhodnega slovenskega alpskega štaraša. Na nekaterih delih je v obliki naključnih nahajališč po drevlinah metalogenetskih in metalogenetskih vrsticah med terciarnimi visokotemperaturno hidrotermalno ali kontaktmetamorfno rudično, vendar le-ta je deloma razvijena, da gre tudi za podoben kot v stropničevski vrsti na Lomu severno od Medice, primarno verjetno za stropničevsko magmatska magmatogen-sedimentarna orodnja. Nastanek stropničevskih orodinj je mogoče po nekaterih značilnostih primerjati s stropničevskimi nahajališči v severnih delih.

Zusammenfassung

Die geologisch älteren Erzkonzentrations in Slowenien treten in altpaläozoischen und eokristallinen metamorphen Gesteinsmassen auf. Im westlichen Pohorje (Bacher-) Gebirge werden die Erzkonzentrationen nach den bisherigen metalogenetischen Erläuterungen als hochtemperierte hydrothermale oder als kontaktmetamorphe Vererzungen angesehen und mit dem tertiären Deaktivkainismus in Verbindung gebracht, es gibt jedoch gewisse Anzeichen, dass es sich auch hier ähnlich wie bei den Erzkonzentrationen in den bayerischen Metavulkaniten der Martinsberggruppe auf Lom, südlich von Medice um altpaläozoische syngene magmatogen-reduzierte Vererzungen handelt. Die primäre Entstehung dieser Erzkonzentration ist mit der Entstehung rezenter Vererzungen in den heutigen Gebirgen zu vergleichen.

Uvod

Geotermične raziskave v Sloveniji so bila v preteklosti predmet dokaj številne rudarske dejavnosti, ki pa je v začetku tega stoletja popolnoma ustajala.

Stropničevski najstarejša nahajališča se pojavljajo v metamorfnih kompleksih Pohorja, Kočanske in severnega kristalinika.

